

N° d'ordre : 3966

THESE EN COTUTELLE

Présentée à

L'UNIVERSITE CHOUAÏB DOUKKALI
UFR ENVIRONNEMENT, AMENAGEMENT ET GESTION INTERGREE
DES ESPACES LITTORAUX

ET

L'UNIVERSITE BORDEAUX 1
ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

Par Safae MAYCHOU

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

**Étude morphostructurale et cartographie SIG du Rharb
Septentrional et du Prérif (Maroc).
Analyse sismotectonique et modélisation de la déformation de la
région de Moulay Bouselham**

**SPECIALITE : Géosciences de l'Environnement (Univ. Chouaib Doukkali).
Sédimentologie marine et paléoclimatologie (Univ. de Bordeaux).**

Soutenue le : 15 décembre 2009

Après avis de :

M. El Hassan BOUMAGGARD, Professeur, UCAM. FST Gueliz Marrakech.
M. Marc ROBIN, Professeur à l'Université de Nantes.

Rapporteur
Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de :

Bendahhou ZOURARAH	UCD FS El Jadida	Professeur	Président
Khalid MEHDI	UCD FS El Jadida	Professeur	Directeur de thèse
El Hassan BOUMAGGARD	FST Gueliz Marrakech	Professeur	Rapporteur
Marc ROBIN	Université de Nantes	Professeur	Rapporteur
Joëlle RISS	Université de Bordeaux 1	Professeur	Examineur
Roger GRIBOULARD	Université de Bordeaux 1	MC HC	Directeur de thèse
Christian CARRUESCO	Université de Bordeaux 1	MC HDR	Invité

A
la mémoire
de mon père

Avant-propos

Ce travail de thèse n'aurait pu être réalisé sans l'aide et le soutien d'organismes et de programmes nationaux et internationaux de coopération.

Je pense en particulier à l'Action Intégrée maroco-française MA/04/101 et MA/08/191 du programme Hubert Curien Volubilis, au programme LAGMAR du réseau REMER ainsi qu'à la bourse d'excellence «b12/012» du CNRST qui m'a permis de réaliser ce travail dans des conditions convenables.

Je précise par ailleurs que cette thèse a été réalisée dans le cadre de la convention de cotutelle internationale signée entre les Universités Chouaïb Doukkali-Faculté des Sciences d'El Jadida (Maroc) et l'Université de Bordeaux I Sciences et Technologies (France)

J'adresse donc mes vifs remerciements à Monsieur Mohamed KOUAM président de l'Université Chouaïb Doukkali et Monsieur Yahia BOUGHALEB doyen de la faculté des Sciences d'El Jadida ainsi qu'à Monsieur Alain BOUDOU, Président de l'Université de Bordeaux.

REMERCIEMENTS

*Mes remerciements s'adressent tout d'abord à mes deux directeurs de thèse, messieurs **Khalid MEHDI** et **Roger GRIBOULARD** pour tout ce que vous avez fait pour l'aboutissement de ce travail. Le soutien que vous m'avez accordé m'a permis de réaliser ce travail dans de bonnes conditions.*

*Merci à Monsieur **Khalid MEHDI** qui m'a aidé tout au long de cette étude, avec ses conseils et ses encouragements. Il a su encadrer ce travail, en y apportant son expérience scientifique. J'ai beaucoup apprécié sa disponibilité et ses qualités humaines et professionnelles, ainsi que la confiance qu'il a voulue m'accorder.*

*Je remercie, Monsieur **Roger GRIBOULARD**, pour m'avoir prodigué, avec une constance et des qualités humaines et scientifiques exceptionnelles, des encouragements et des conseils. J'ai tout particulièrement apprécié son entière disponibilité ainsi que la confiance qu'il a manifestée à mon égard. Qu'il trouve ici toute ma gratitude.*

Je tiens également à remercier les différents membres du jury qui ont accepté d'évaluer mon travail :

*Monsieur **Bendahou ZOURARAH**, professeur et Directeur de l'UFR Géosciences Marines de La Faculté Chouaib Doukkali, qui a accepté d'être le Président du jury de ma soutenance de thèse.*

*Madame **Joëlle RISS**, professeur à l'université de Bordeaux, Messieurs **El Hassane BOUMAGGARD**, professeur à la Faculté des Sciences et Techniques Gueliz de Marrakech, **Marc ROBIN**, professeur à la Faculté de Nantes et directeur de GEOLITTOMER, et **Christian CARRUESCO**, maître de conférence qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail. Qu'ils soient assurés de ma profonde reconnaissance.*

*Je tiens à remercier Monsieur **Eric MERCIER**, pour avoir corrigé une partie de ce manuscrit avec un regard avisé. Les précieux conseils très constructifs qu'il m'a prodigués m'ont été très profitables avec une serviabilité et une générosité inégalables malgré son programme chargé. Je suis profondément touchée par son aide très précieuse.*

*Monsieur **Philippe BERTRAND**, Directeur du laboratoire EPOC (Bordeaux 1), pour m'avoir accueillie chaleureusement au sein de son laboratoire.*

*Je tiens tout particulièrement à remercier Madame **Eliane GONTHIER**, Ingénieure au laboratoire EPOC. J'ai eu l'honneur et la chance de faire sa connaissance et je l'a remercie pour sa gentillesse, sa bonne humeur et son aide très précieuse, sans oublier ses nombreuses invitations. Merci aussi pour les critiques qui « rendent plus fort ». J'ai beaucoup apprécié nos discussions scientifiques mais aussi non scientifiques !!!*

*Je remercie énormément Madame **Cathy FAYTOUT**, Bibliothécaire du laboratoire EPOC, pour sa disponibilité et pour m'avoir aidé à trouver les thèses et les articles avec des références parfois incomplètes !*

Cette thèse ou « aventure scientifique » n'aurait pu voir le jour sans les efforts et les sacrifices personnels et économiques de mes parents, de toute ma famille et l'aide de mes amis et collègues.

*Un très grand Merci à **Abdelkrim LOUAYA** qui m'a aidé pour apprendre les différentes techniques de la morphostructurale, et surtout de résoudre « les multi-problèmes » tels l'installation des logiciels, les problèmes techniques pour effectuer les cartes ... et la liste est longue, j'ai abusé de sa gentillesse!! Merci beaucoup, heureusement que tu étais là !!!*

*Je crois qu'une autre personne aurait aussi le droit de revendiquer sa part, surtout lors de la dernière ligne droite de préparation du manuscrit, Merci **Mohamed Younes LAZIZ** ou tout simplement « Yunus », pour ta très grande générosité, ta présence et surtout ta bonne humeur.*

Merci à mes compagnons à mes amies du laboratoire des Sciences et Environnement à El Jadida : Mouna, Sanae, Asmae, sans oublié ma compatriote de galère Zhou !!!

Sans oublié les amis que j'ai faite au-delà des frontières de Gibraltar je pense particulièrement à Laurie et Rim je la remercie d'ailleurs de m'avoir hébergé et supporter quelque temps la dernière année de ma thèse.

Merci à mes amies, ceux de longues dates : Jihane, Sarah, Yousra merci pour les bons moments.

*Un gigantesque merci à **Abdelouahad LAKHDAR**, ma bouée de sauvetage, celui qui m'a ouvert d'autres horizons en me prouvant que la vie était belle et en me la rendant aussi jolie...Merci pour tes coups d'appels « journaliers !!».*

Mes derniers remerciements vont à ma famille : mes tantes, mes oncles et mes cousins.

*Je ne remercierai jamais assez la famille **ZAMZAMI**, qui m'a toujours soutenu et aidé à relativiser. Merci encore d'avoir été à mes côtés.*

*Enfin, je terminerai par ma Mère **Aicha HABBAZI**, qui est tellement solide qu'elle m'a permis d'affronter la vie et ses difficultés. Elle m'a toujours comprise, soutenue, aidée et surtout encouragée. Je te dois l'aboutissement de ce travail et tout ce que je suis aujourd'hui. Saches que tu es la source inépuisable de mon bonheur...*

SOMMAIRE

Introduction générale.....	8
Cadre général de l'étude.....	9
Objectifs de l'étude et méthodologie.....	9
Organisation de l'étude.....	11
CHAPITRE I. Présentation générale de la région étudiée.....	13
Introduction.....	14
I.A. Le Rif.....	17
1. Le domaine Interne.....	19
1.1. Les Sebtides.....	20
1.2. Les Ghomarides.....	20
1.3. La dorsale calcaire.....	21
2. Le domaine des Flyschs.....	21
3. Le domaine Externe.....	21
3.1. Intrarif.....	21
3.2. Mésorif.....	22
3.3. Prérif.....	22
3.3.1. Prerif Interne.....	22
3.3.2. Prérif Externe et la Nappe Prérifaine.....	22
a) Stratigraphie.....	24
b) Modèles de structure et de mise en place.....	24
I.B. Le Rharb.....	25
1. Situation géographique.....	25
2. Cadre géomorphologique.....	26
3. Cadre pédologique.....	27
4. Climatologie.....	29
5. Cadre stratigraphique.....	29
6. Cadre sédimentologique.....	31
7. Cadre géodynamique.....	43
I.C. La Méséta.....	47
I.D. Sismicité du Nord du Maroc.....	48
CHAPITRE II. Analyse morphostructurale du Prérif méridional et de la partie occidentale de la plaine du Rharb.....	53
Objectifs d'une étude morphostructurale.....	54
II.A. Morphogenèse et analyse cartographique.....	56
1. Analyse des surfaces.....	56
1.1. Surfaces régionales ou théoriques.....	56
1.2. Surfaces enveloppes.....	57
2. Analyse des réseaux hydrographiques.....	58
2.1. Facteurs de contrôle.....	60
2.2. Morphologie du réseau hydrographique.....	64
2.2.1. Les différents types de chenaux fluviaux.....	64
2.2.2. Les classifications descriptives des réseaux hydrographiques.....	66

* La classification descriptive de Howard.....	66
2.2.3. La classification génétique.....	70
2.2.4. La classification des anomalies de drainage.....	71
2.3. L'analyse du réseau hydrographique.....	74
2.3.1. La hiérarchisation d'un réseau hydrographique.....	74
2.3.2. Corrélation entre structures profondes et réseau hydrographique.....	77
II.B. Limites de la méthode.....	79
1. Difficultés techniques.....	79
2. Difficultés d'interprétation.....	82
II.C. Analyse des réseaux hydrographiques à partir d'un SIG (Système d'Informations Géographiques)	83
1. Intérêt du SIG.....	83
2. Structure d'un SIG.....	84
II.D. Résultats et interprétations.....	85
1. Mise en place du SIG de la partie septentrionale de la plaine du Rharb.....	88
2. Analyse des surfaces.....	89
2.1. Surface régionale.....	89
2.2. Surface enveloppe des points hauts.....	90
3. Analyse des réseaux d'entailles.....	93
3.1. Caractère graphiques du réseau d'entailles.....	93
* Hiérarchisation.....	94
3.2. Les types de drainage.....	96
3.3. Les anomalies de drainage.....	98
* Analyse des anomalies de drainage de différents ordres.....	101
3.4. Les linéaments hydrographiques.....	102
3.5. La morphométrie des entailles.....	104
4. Modèle Numérique de Terrain (MNT)	107
1. Combinaison du MNT et du réseau hydrographique.....	108
2. Combinaison du MNT et de la carte des linéaments.....	109
3. Conclusions	111
II.E. Conclusions sur l'Analyse morphostructurale.....	111

CHAPITRE III. Etude sismostructurale et modélisation de la partie septentrionale du bassin du Rharb

PARTIE I. Etude Sismostructurale.....	115
Introduction.....	116
III.A.1 Objectifs et principes de l'étude.....	117
III.A.2 Méthodologie d'interprétation sismique.....	118
1. Contrôle de la qualité.....	118
2. Sélection et identification des réflexions.....	118
3. Corrélation et continuité sismique.....	119
4. Bifurcation de la réflexion et sa signification géologique.....	120
5. Construction des cartes d'isochrones.....	121
III.A.3. La stratigraphie sismoséquentielle.....	122
1. Les paramètres acoustiques.....	122
2. La sismotectonique.....	124
2.1. La fracturation.....	124
2.2. Les structures en subsurface.....	126
III.A.4. Interprétations et résultats.....	128

1. Origine des données et traitement.....	128
1.1. Type d'acquisition et de traitement.....	128
1.2. Qualité de la sismique.....	128
1.3. Continuité des réflexions.....	129
1.4. Les données de puits pétroliers.....	129
1.5. Calage et pointé des réflecteur sismiques.....	130
2. Interprétation sismostructurale.....	135
2.1. Interprétation des profils sismiques GH.....	135
➤ Les sections sismiques 93GH62 et 93GH63 (NE-SW)	136
➤ Les sections sismiques 93GH64 et 93GH66 (NW-SE)	139
2.2. Interprétation des profils sismiques RJ.....	142
➤ La section sismique RJ1 (Nord- Sud)	142
➤ La section sismique RJ2 (Nord-Sud)	144
➤ La section sismique RJ3 (Nord-Sud)	146
III.A.5. Synthèse et discussion.....	148
PARTIE II. Modélisation de la déformation	152
Introduction.....	153
III.B.1. Notion de base de l'équilibrage des coupes géologiques.....	153
1. Définition.....	154
2. Principe.....	154
3. Règles.....	154
4. Hypothèses.....	155
5. Méthodes d'équilibrage des coupes.....	155
III.B.2. Modèles de plissements	156
1. Plis dysharmoniques.....	157
2. Plis de rampes.....	158
a- Pli passif sur rampe (Fault-bend fold)	158
Les Duplex.....	159
b- Pli de propagation de rampe (Fault-Propagation fold)	159
III.B.3. Présentation des logiciels étudiés.....	161
1. But du logiciel.....	161
2. Hypothèses de base.....	161
3. L'utilisation du logiciel.....	161
III.B.4. Résultats et interprétations.....	162
1. Traitement des profils pour la modélisation.....	162
* Conversion XY.....	162
* Conversion d'orientation.....	163
2. Modélisation des profils sismiques.....	164
* Secteur Nord.....	164
* Secteur Sud.....	168
III.B.5. Conclusions.....	169
CHAPITRE IV. Synthèse et conclusions.....	172
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	179

Introduction générale

Cadre général de l'étude :

Le présent travail porte sur l'étude du secteur Nord du bassin du Rharb, depuis Larache au Nord jusqu'à l'embouchure de l'Oued Sebou au Sud, entre 35°15' et 34°30' de latitude Nord et -6°30' et -5°45' de longitude Ouest.

L'évolution récente de la marge Nord du bassin du Rharb est relativement complexe, le bassin est situé entre deux grands domaines structuraux : la Méséta et le Rif, et représente une zone de faiblesse tectonique ayant donné lieu à une subsidence qui s'est prolongée pendant une longue période.

Le comblement de ce bassin s'est effectué au cours du Tertiaire par des sédiments d'origine marine (marnes et sables), et à partir du Quaternaire par des formations essentiellement continentales, excepté au niveau de la frange côtière (Le Coz 1964 - Cirac 1985).

Cette évolution dépend donc en grande partie de son contexte géodynamique global. Au Nord-est le blocage Afrique-Europe au niveau de l'arc Bético-Rifain intervient sérieusement sur cette évolution tandis qu'en domaine marin, le développement d'un important prisme d'accrétion (Gutscher et al., 2006) constitue une réponse à ce mouvement général.

C'est dans ce cadre complexe que nous aborderons cette étude de l'environnement morphostructural régional à partir de l'analyse de documents topographiques, l'analyse géophysique (sismique réflexion) et la modélisation des plissements.

Par ailleurs l'étude se focalisera, in fine, sur les contraintes structurales du cadre de mise en place de la lagune de Moulay Bousselham, par une étude morphostructurale, la colline de Lalla Zahra et Oued Drader par l'étude géophysique.

Objectifs de l'étude et méthodologie:

L'analyse morphostructurale, mise au point, par les pétroliers américains et soviétiques a été introduite en France par M. Gottis, puis développée par Prud'homme (1972) et largement appliquée ensuite avec succès en domaine subaérien et sous marin (Griboulard, 1983; Aït Brahim et al., 1986; Morel, 1988; Fraissinet, 1989; Deffontaines *et al.*, 1992; Zouine, 1993; Chaouni, 1996; Alouane, 1997; Dridri, 2001 ; parmi beaucoup d'autres).

Aucune analyse spécifique du réseau hydrographique de la région d'étude n'a été réalisée à ce jour. Ce travail est une tentative d'application des techniques de l'analyse morphostructurale et nous avons analysé les documents cartographiques disponibles suivant les méthodes développées en particulier par Prud'homme (1972); Griboulard (1983); Collina-Girard (1989); Deffontaines (1990) et Collina-Girard & Griboulard (1993).

La morphométrie et l'analyse du réseau d'entailles ont permis d'élaborer un schéma structural pour mieux rendre intelligible l'installation du réseau hydrographique, de rendre compte de sa variabilité typologique en relation avec celle des lithologies et de comprendre son insertion vis-à-vis des différentes unités géomorphologiques régionales. Cette étude suggère l'existence probable de discontinuités importantes, jusque là méconnues tout en intégrant les données (cartographiques et MNT) dans un schéma morphostructural synthétique et cohérent.

Les techniques d'analyse morphostructurale sont appliquées aux cartes topographiques au 1/50 000 de Moulay Bouselham, Mechra Bel Ksiri, Sidi Allal Tazi, Souq Larb'a Al Gharb, Larache, El Kser el Kbir, Arbaoua et Lala Mimouna, et plus particulièrement aux réseaux hydrographiques de l'environnement « structural » de la région de la Lagune de Moulay Bouselham et de son arrière -pays.

Une analyse des données géophysiques, (données sismique réflexion) de la région d'étude est également menée pour mettre en évidence la relation entre les structures du socle et leur influence dans la mise en place des structures tectoniques actuelles notamment la réactivation des failles anciennes.

Enfin, une Modélisation des plissements et équilibrage des coupes, sera effectuée afin de mieux connaître le type de déformation analysé et la chronologie des événements géologiques ; ceci a conduit à l'utilisation de cette méthodologie qui est relativement nouvelle, mais qui a énormément apporté à la connaissance du plissement. Suppe, 1983 ; Jamison, 1987; Endignoux, 1990; et Mercier, 1992 ont développé ces modèles cinématiques de déformation. L'application de ces modèles analogiques aux structures, nous permet de déchiffrer et de comprendre le mécanisme et la particularité de la déformation souple de la zone d'étude.

Organisation de l'étude :

L'ensemble de l'étude a été scindé en quatre parties:

* Dans la première partie, nous donnerons un aperçu sur le cadre géographique, géologique et structural de la région d'étude. Nous présenterons également une synthèse générale des traits physiographiques majeurs.

* La deuxième partie concerne l'étude morphostructurale qui permettra d'étudier les caractéristiques du réseau hydrographique pour tenter d'en extraire les informations relatives à l'organisation superficielle et plus au moins profonde du substrat sur lequel il est installé.

Cette partie illustre dans un premier temps la méthodologie utilisée et les principes de l'étude morphostructurale, dans un deuxième temps il sera consacré aux interprétations des résultats obtenus par l'étude morphostructurale, et par l'étude des MNT (Modèle Numérique de Terrain), et on termine par des conclusions générales.

* La troisième partie présente une analyse des données sismiques et la modélisation de la déformation, plus précisément des données de sismique réflexion de la région d'étude pour mettre en évidence la relation entre les structures du socle et leur influence dans la mise en place des structures tectoniques actuelles notamment la réactivation des failles anciennes.

Nous exposerons dans cette partie deux chapitres, le premier chapitre traite l'étude sismostructurale et le deuxième correspond à la modélisation des plissements avec les notions de base de l'équilibrage des coupes géologiques, les modèles de plissements et une présentation des logiciels employés, afin de permettre au lecteur peu initié à cette démarche, la compréhension de cette étude, tout en montrant les intérêts et les limites d'une telle méthodologie.

* La quatrième partie concerne une synthèse générale et conclusions.

Partie I

*Présentation générale de la région
étudiée*

Introduction :

Il nous semble essentiel ; avant d'aborder toute étude géographique, géologique et/ou structurale de la région d'étude ; de situer ne serait-ce que dans ses grandes lignes le cadre général du domaine continental, littoral et plus particulièrement la plate-forme et la marge continentale.

La marge atlantique marocaine s'étend sur environ 2000 km, de Cap Spartel à la frontière mauritanienne. Sa géomorphologie constitue un des exemples les plus achevés de marge « passive » ou « stable » à travers le monde. Cependant la variabilité morphologique, tectonique et sédimentaire importante, est la conséquence de l'héritage paléozoïque et de l'évolution complexe du domaine atlantique.

Outre l'influence conjointe de l'hydrodynamisme local et des variations globales du niveau marin, la morphologie actuelle de la plate-forme atlantique marocaine résulte de deux facteurs importants :

✓ Un facteur tectonique, par la collision des plaques Afrique et Eurasie et la formation des chaînes du Rif et de l'Atlas durant le Miocène. Ces chaînes de montagnes sont en position perpendiculaire à la marge atlantique, dont les produits d'érosion des reliefs formés alimentent la plate-forme continentale NW marocaine, par l'intermédiaire des grands oueds de la façade atlantique : l'Oum Er Rbia, le Sebou et le Loukkos.

✓ Un facteur climatique, se traduisant par l'alternance des phases climatiques humides (pluviales) et semi-arides durant le Quaternaire. Ce facteur contrôle les processus d'érosion en domaine émergé, la nature des dépôts et les flux sédimentaires arrivant en domaine côtier.

Actuellement, ces deux processus viennent interférer avec les variations eustatiques et l'hydrodynamisme important le long de la côte atlantique ouest-rifaine.

L'analyse de la marge atlantique marocaine revêt un intérêt de premier ordre pour mieux comprendre le forçage tectonique de la sédimentation et la formation, l'évolution et la préservation des cortèges sédimentaires d'une plate-forme mixte (silico-clastique et carbonatée), associée à des conditions climatiques semi-arides.

Dans cette partie, nous allons nous intéresser aux trois différents domaines structuraux (Figure I.1), à savoir :

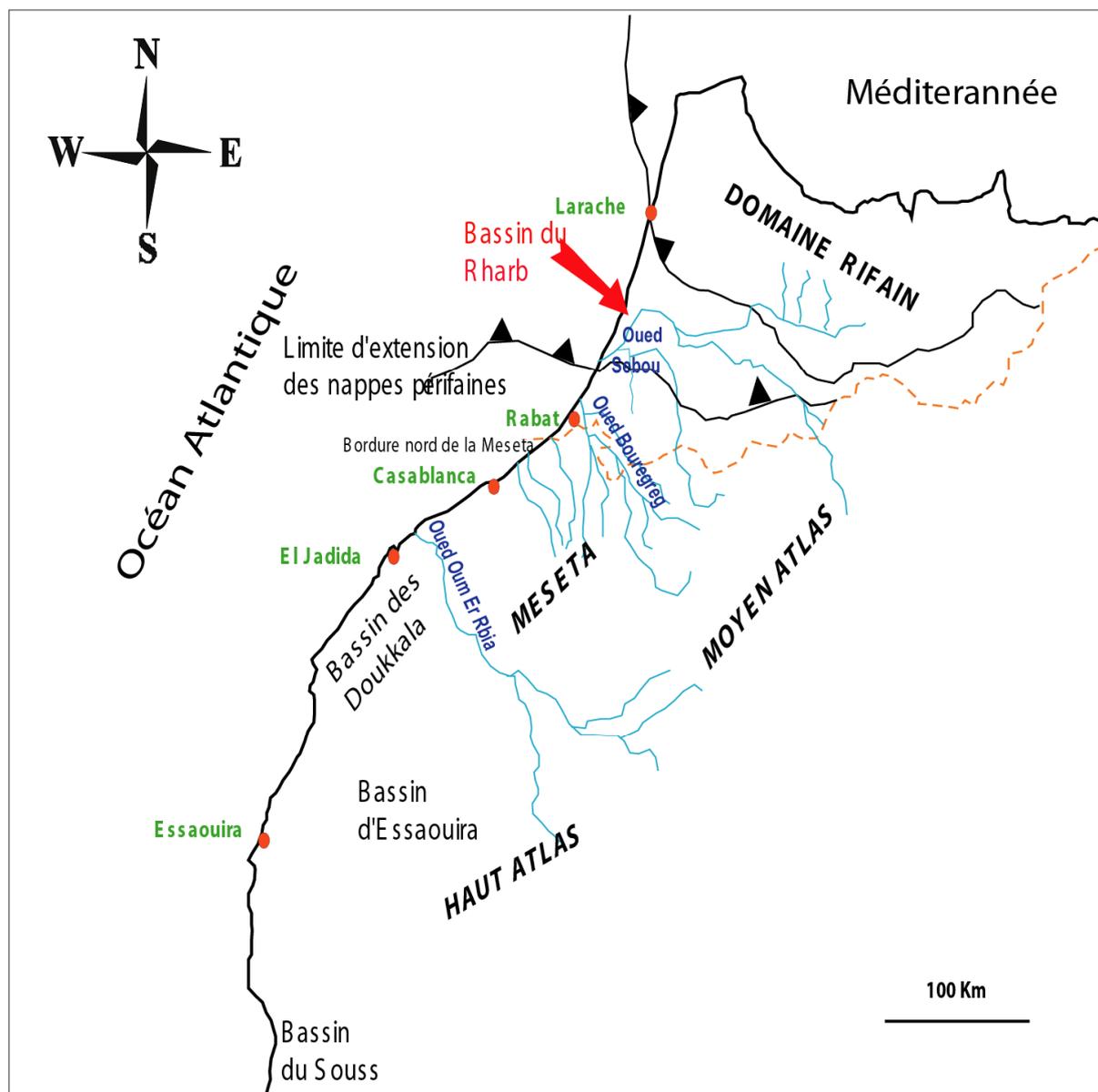


Figure I.1. Cadre structural général (Michard 1976).

✓ Le « domaine rifain » ou « Rif » au Nord dont la structuration complexe et polyphasée, s'étend depuis l'Eocène jusqu'au Quaternaire (Michard, 1976 ; Chalouan et al., 2001) ;

✓ Le « domaine Mésétien » ou « Méséta » au Sud, stable et constitué par des terrains paléozoïques structurés à l'hercynien et recouverts vers l'Ouest par des terrains mésozoïque très peu déformés (Michard, 1976) ;

✓ Et le « Bassin du Rharb », qui est un bassin du type flexural d'avant-pays (*foreland basin*), marqué par une très forte subsidence au Miocène supérieur qui accompagne le développement de la nappe pré-rifaine vers le Sud (Michard, 1976 ; Cirac, 1985 ; Flinch, 1993).

Si la structuration profonde du bassin du Rharb et son prolongement marin sont assez bien connus (Flinch, 1993 ; Zouhri et al., 2002), l'évolution récente de la plate-forme continentale du Rharb et plus largement de la terminaison occidentale du sillon sud rifain reste encore à définir.

Ce domaine est le siège d'une intense sédimentation alimentée par l'Oued Sebou qui se caractérise par le plus fort débit actuel et la plus importante charge solide des fleuves marocains. L'embouchure de ce fleuve située en bordure de la plaine alluviale du Rharb, se prolonge en mer par un complexe deltaïque dont le fonctionnement reste méconnu. Il en est de même pour l'ensemble des dépôts quaternaires.

Notons que la zone d'étude qui fait l'objet de ce travail fait partie du bassin sud-rifain occidental (Cirac, 1985), elle recouvre en partie le préif occidental et le Rharb septentrional.

Cette zone occupe la partie Sud-occidentale du Préif Externe, qui fait partie du domaine rifain (Figure I.2).

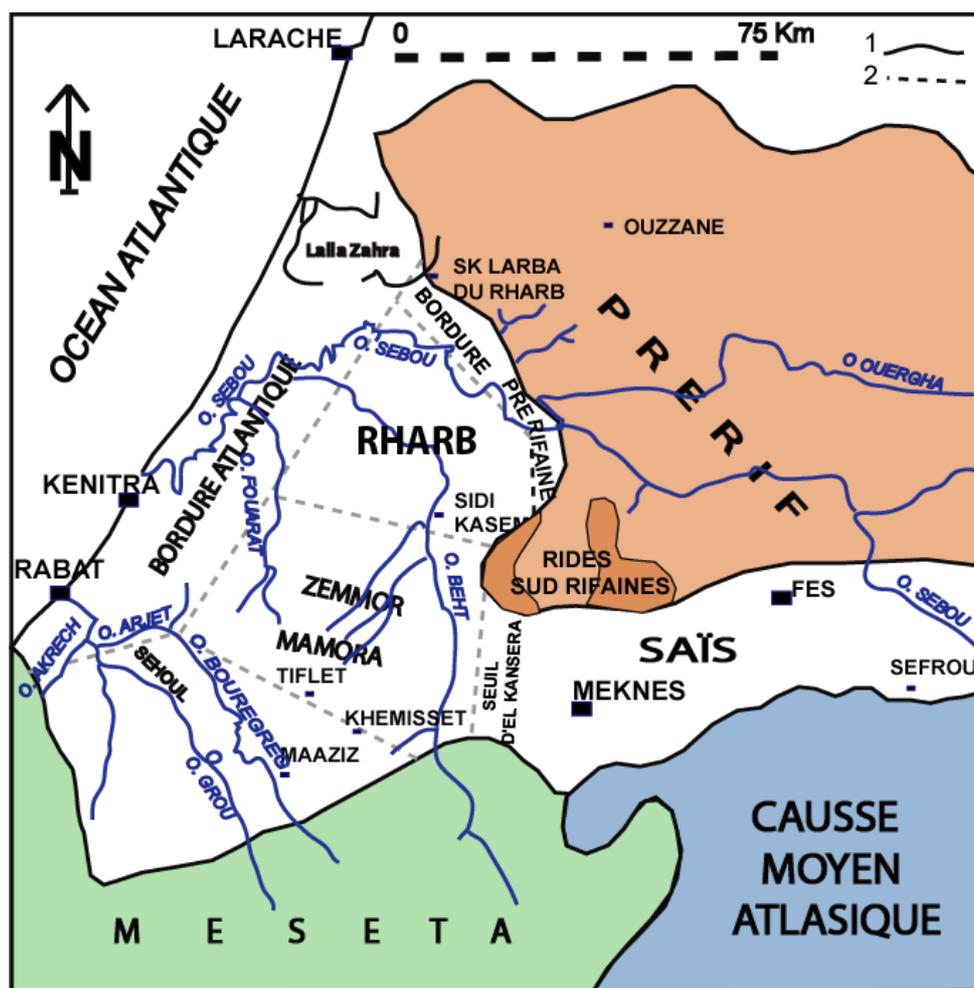


Figure I.2. Localisation géographique des principales régions du bassin sud-rifain occidental (Cirac, 1987).

1 : limite d'affleurement du Néogène ; 2 : limite des principales régions.

I.A. Le Rif :

Le domaine rifain défini par Choubert et Marçais (1952), englobe toutes les montagnes de la chaîne rifaine, (qui s'étendent en arc de cercle), les collines qui les bordent vers l'extérieur et les unités géologiques qui s'y rattachent (Maurer, 1968). Ce domaine est aussi présenté sous le nom de «Maroc méditerranéen» (Michard, 1976).

La chaîne du rif constitue l'ossature du domaine géologique rifain (Figure I.3). Vers le Nord ou le Nord-Est, elle plonge directement dans la Méditerranée par une côte généralement rocheuse. Vers le Sud ou Sud-Ouest, elle s'abaisse insensiblement vers le domaine des collines pré-rifaines, elles-mêmes bordées par un avant-pays plat à l'Ouest : la plaine du Rharb et le plateau du Saïs (entre les villes de Meknès et Fès). Les unités internes du domaine rifain sont en grande partie immergées sous les eaux de la méditerranée et ses éléments majeurs peuvent être suivis longtemps sous les eaux profondes du Golfe de Cadix (Bonin et al., 1975, Lajat et al., 1975).

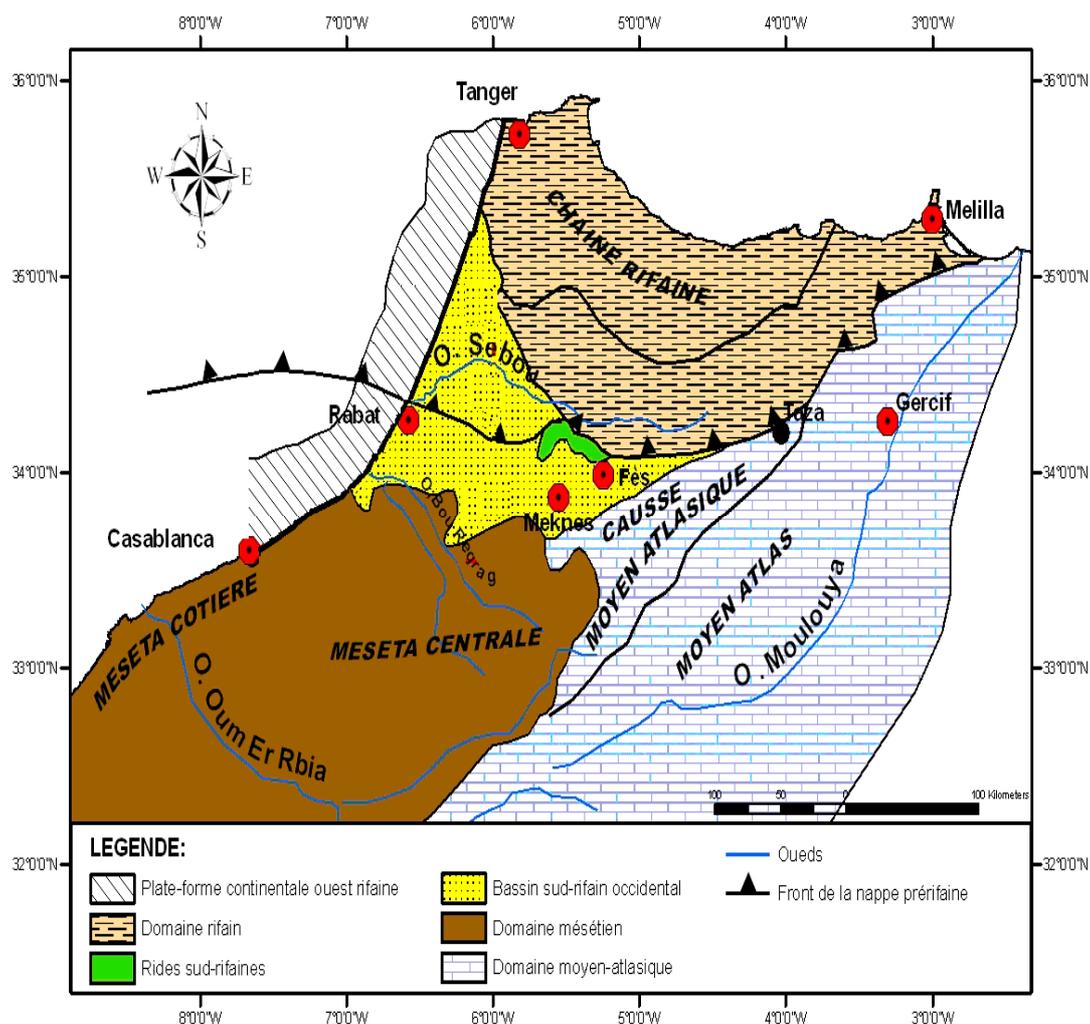


Figure I.3. Carte géologique simplifiée du Rif « domaines morphostructuraux » (Cirac 1987).

Les chaînes alpines de la méditerranée occidentale, regroupent en partie l'orogène Bético-Rifo-Kabyle, constitué de la chaîne bétique en Espagne et des Maghrébides au Sud. Ces dernières sont formées du Tell algéro-tunisien, et du Rif Marocain qui forme avec les cordillères bétiques, l'arc de Gibraltar (Figure I.4), limite occidentale du système alpin pré-méditerranéen (Durand- Delga, 1980).

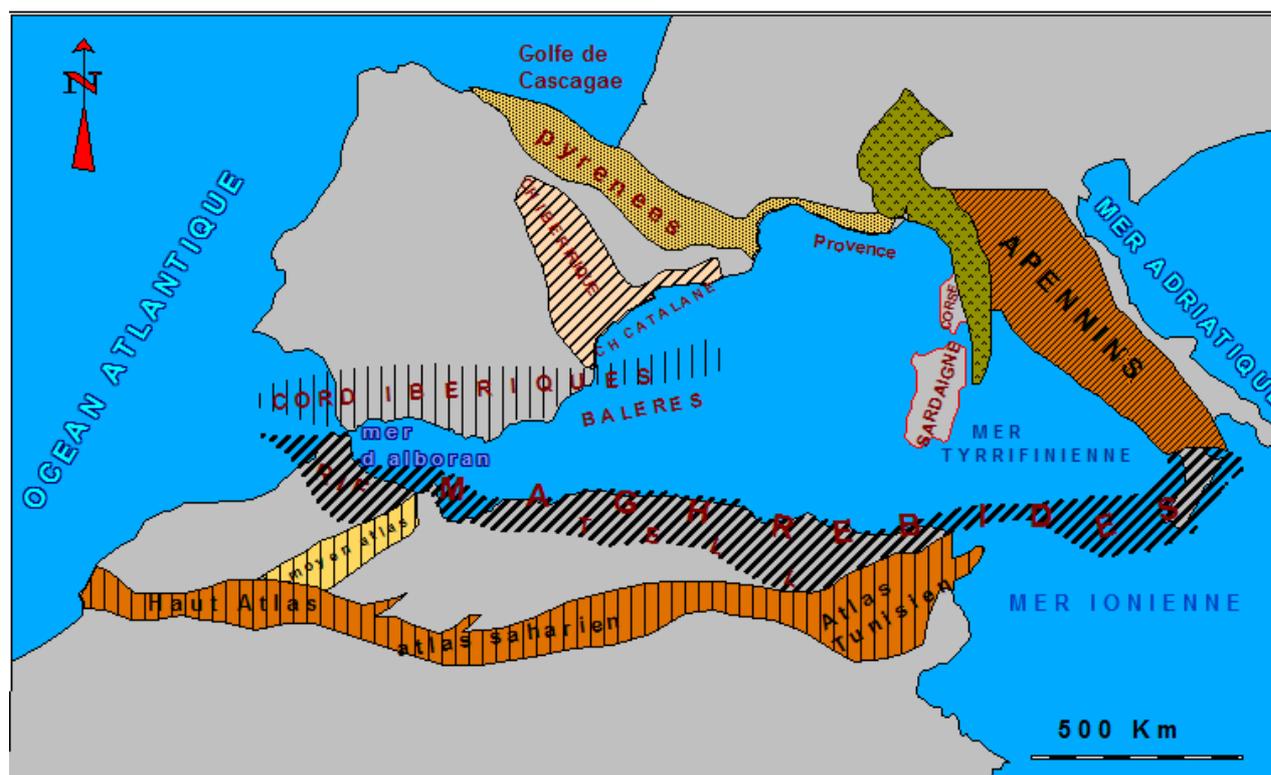


Figure I.4. Disposition des chaînes alpines autour de la Méditerranée Occidentale.
(In El Morabet 1996).

Le domaine rifain se distingue par une tectogenèse violente avec métamorphisme et charriage. Il comporte trois grandes parties subdivisées en zones emboîtées les unes dans les autres poussées du Nord au Sud, la zone Externe, l'Intrarif et le Mésorif.

La partie externe sud-occidentale du Rif fait l'objet de cette étude. Structuralement subdivisé en trois domaines, on distingue (Durand-Delga, 1960, 1962 ; Kornprobst, 1974) de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne rifaine, plusieurs domaines (Figure I.5) : le domaine Interne, le domaine des flyschs et le domaine Externe.

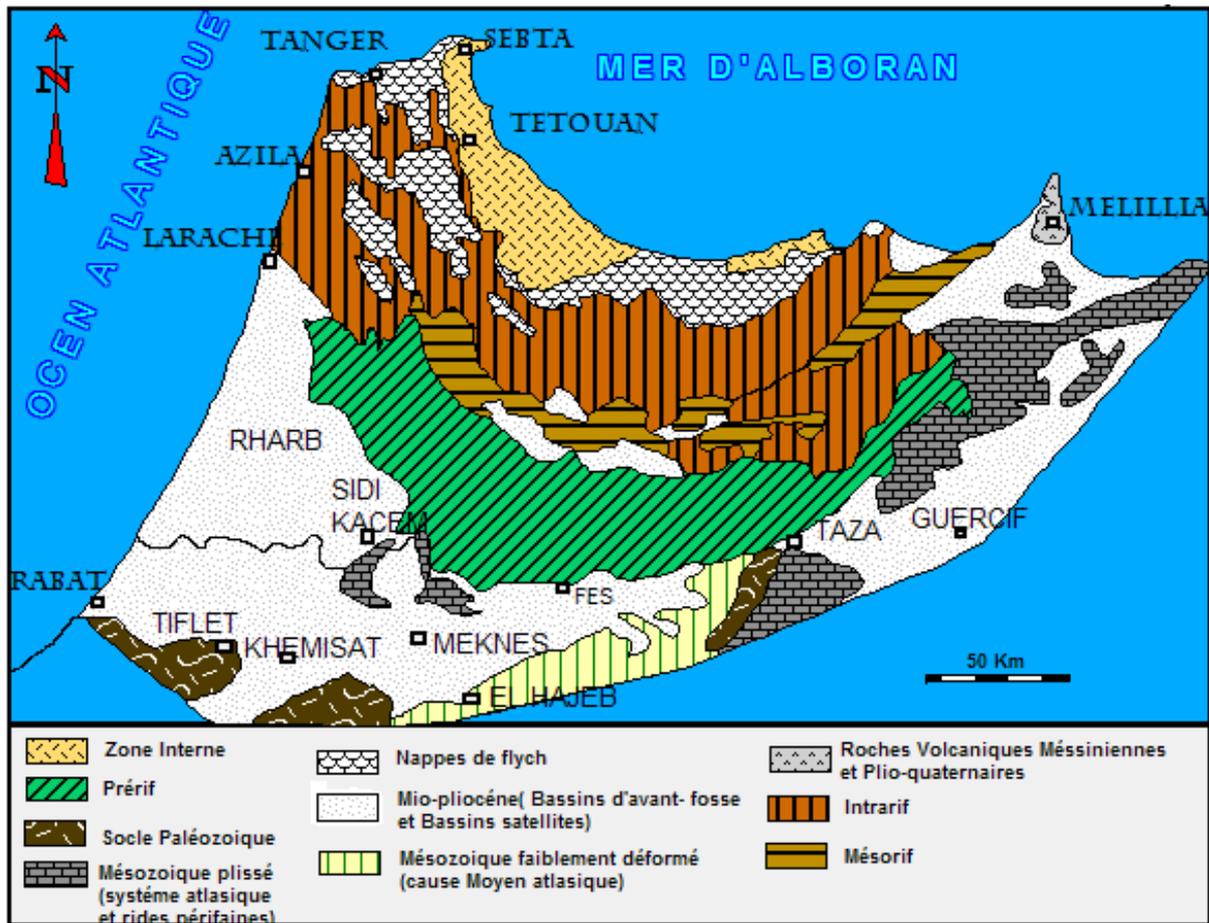


Figure I.5. Carte géologique simplifiée du Rif.
(Suter, 1980 : carte géologique du Rif au 1/500000).

1. Le domaine Interne :

Il s'étend le long de la Méditerranée de Sebta à Jebha. Les terrains y sont métamorphiques et constitués par des gneiss, schistes, calcaires et dolomites, d'âges primaires et permo-triasique: les Sebtides et les Ghomarides.

Plus à l'extérieur, en s'éloignant de la Méditerranée, la dorsale calcaire, épine dorsale à forte altitude, s'étend du détroit de Gibraltar jusqu'à l'accident de Jebha.

Cette dorsale est caractérisée par un matériel où prédominent les faciès calcaires et dolomitiques (Trias, Lias). Plus à l'est, le domaine interne est représenté par le chaînon des Bokkoya.

Dans ce domaine, on distingue trois ensembles structuraux superposés (Figure I.6) du bas vers le haut :

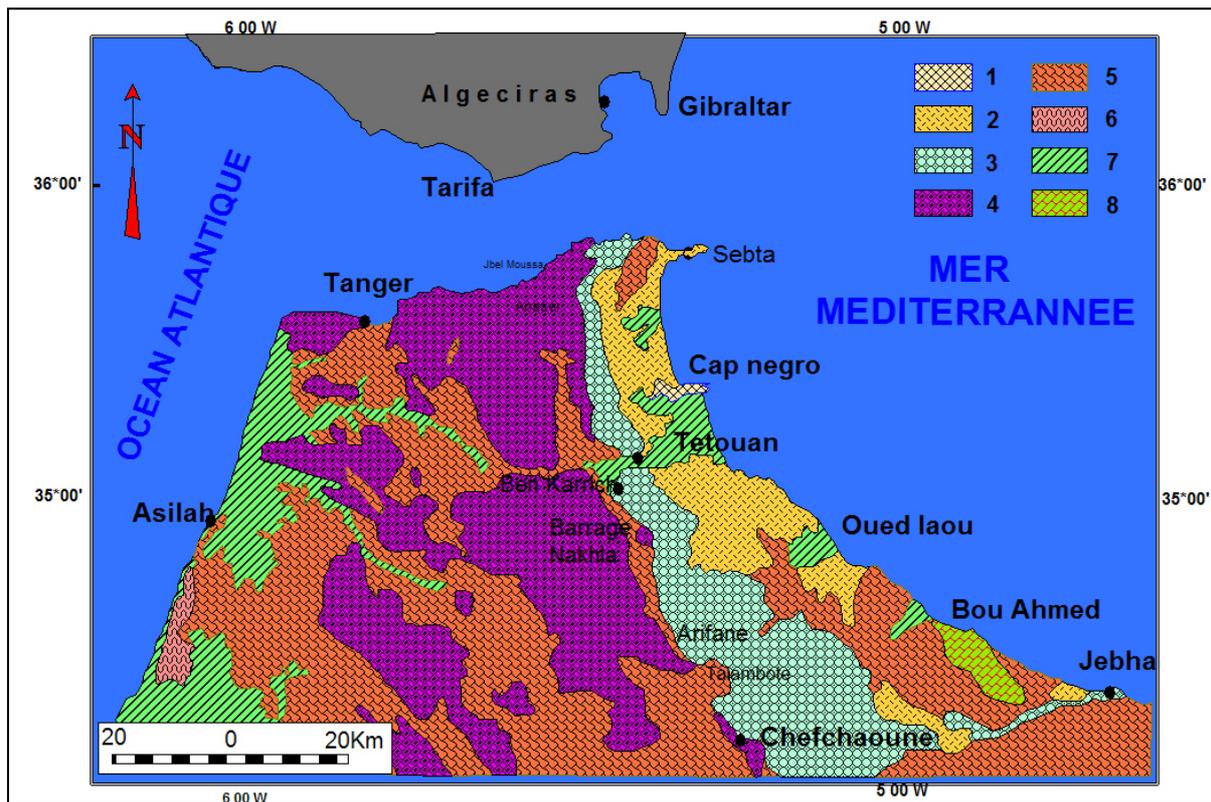


Figure I.6. Principales unités structurales du Rif septentrional.

(D'après Suter, 1980 : carte géologique du Rif au 1/500000).

1- Sebtides, 2- Ghomarides, 3- Dorsale calcaire, 4- Nappes de flyschs, 5- Unités intra-rifaines, 6- Prérif, 7- Néogène et Quaternaire, 8- Péridotides de Béni Bouchraa.

1.1. Les Sebtides :

Constituent l'ensemble des terrains métamorphiques et ultrabasiques, correspondant à des unités polymétamorphiques allant du Carbonifère au Trias (Millard, 1959).

1.2. Les Ghomarides :

Renferment un ensemble de nappes constituées de terrains paléozoïques peu métamorphiques, à savoir les terrains épi-métamorphiques d'âge Silurien à Carbonifère (Durrand-Delga, 1963 ; Chalouan, 1986), surmontés d'une couverture mince et discontinue Méso-Cénozoïque.

Les Ghomarides sont constituées de trois écaillés (Milliard in Durand-Delga et al., 1960-1962) à matériel siluro-dévonien très déformé (Chalouan, 1983), d'un Carbonifère à faciès discordant, d'un Permo-Trias à grès rouge et dolomies et d'une couverture secondaire et tertiaire condensée.

1.3. La dorsale calcaire :

Elle borde les flancs Ouest et Sud des Ghomarides du Rif septentrional. La dorsale calcaire correspond à un ensemble d'écaillés à ossature carbonatée triasico-liasique massive de plate forme (Didon et al., 1973 ; El Hatimi et al., 1991). Cette série surmonte d'autres séries condensées jurassico-crétacées, coiffées par un matériel tertiaire détritique.

2. Le domaine des flyschs :

C'est un domaine entièrement allochtone. Il chevauche le domaine externe entre le détroit de Gibraltar et le Rif central à l'Est (Figure I.6).

Ce domaine est débité en nappes constituées de matériel crétacé et tertiaire (Bouillin et al., 1970 ; Didon et al., 1973 ; Suter, 1980). Ces nappes occupent trois positions structurales : elles sont soit en superposition sur les unités du domaine interne, soit entre le domaine interne et le domaine externe, ou bien en position plus externe sous forme de masses isolées sur les unités du domaine externe.

3. Le domaine Externe :

C'est un domaine structural vaste, qui représente la marge téthysienne de la plaque africaine. Il est recouvert par les nappes de charriage de flyschs et en partie par le domaine interne. Il est subdivisé en trois grandes parties qui sont de l'intérieur vers l'extérieur c'est-à-dire du Nord au Sud : l'Intrarif, le Mésorif, et le pré-rif. Celles-ci sont surmontées par des terrains allochtones secondaires et tertiaires appelés Nappes rifaines (Le Blanc, 1979, 1990).

3.1. L'Intrarif :

Il est constitué de **l'unité de Ketama**, qui affleure exclusivement dans le Rif central (Andrieux, 1971). C'est une unité paraautochtone et épimétamorphique à matériel schistoquartzitique d'âge liasique à crétacé inférieur (Andrieux, 1971, 1973 ; Frizon de Lamotte, 1985).

Sa couverture décollée constitue **l'unité de Tanger**, qui est représentée surtout dans la partie occidentale du Rif externe. Sa série stratigraphique comporte des formations allant de l'Albo-Aptien au Miocène inférieur, mais elle est largement représentée par les marges argileuses au Crétacé supérieur.

Enfin **l'unité du Loukkos**, qui affleure dans le Rif occidental, les faciès qui prédominent sont les marno-calcaires de l'Albo-Cénomaniens et du Sénomien (Lespinasse, 1975 ; Ben Yaich, 1991).

3.2 Le Mésorif :

Il est formé de terrains allant du Lias au Miocène moyen, caractérisés par des dépôts argilo-gréseux du Callovo-Oxfordien (Wildi, 1981; 1983), et par les calcarénites du Miocène moyen (Suter, 1965).

3.3. Le Prérif :

A l'extérieur de l'ensemble montagneux rifain vient un domaine de collines à dominante argilo-marneuse. C'est ce qu'on appelle aussi le Prérif. Il constitue la partie la plus méridionale de la chaîne rifaine. Il est limité au Sud par la plaine du Saïs, sur laquelle sont bâties les villes de Fès et Meknès, à l'Ouest par la plaine du Rharb et le pays des Zemmour, et vers l'est, il ne dépasse pas la vallée du Sebou.

Subdivisé à son tour en Prérif interne et Prérif externe (Wildi, 1983, Marcais et Suter in Durand- Delga et al., 1962).

3.3.1. Le Prérif Interne :

Constitué d'écailles apparemment enracinées sous le Mésorif. La série stratigraphique comprend les calcaires du Lias et du Dogger qui forme les « sofs », (alignement dans le paysage des écailles calcaires), appelé également « Grés de Mrayt » (Tejera de Leon, 1993) et les carbonates de plate-forme du Kimméridgien et du Tithonique.

3.3.2. Le Rif externe et La Nappe prériefaine :

La nappe prériefaine est un exemple de nappe du Prérif Externe, à matrice marno-sableuse du Miocène supérieur où sont emballés des éléments de toutes tailles (Ben Yaich, 1991).

La première partie de notre zone d'étude, se situe à la limite de l'entité structurale la plus méridionale de la chaîne rifaine : le Prérif externe.

Il constitue l'une des unités frontales de la chaîne du Rif. Son front sud, qui s'arrête au contact des premiers contreforts de la marge méridionale du bassin du Rharb, passe par la limite nord des Rides prériefaines (Faugères, 1978). Vers l'Ouest, dans l'atlantique, le front de la nappe dessine un arc en « fer à cheval » qui rejoint, vers le nord « l'unité allochtone de Guadalquivir », équivalent de la Nappe Prériefaine dans la cordillère bétique.

Son allochtonie, mise en évidence par le plan de décollement présent à la base, lui vaut le nom de « Nappe Prériefaine » (Bruderer et Levy, 1954). Le terme de « complexe prériefain » (Le Blanc, 1977) ou « complexe tectono-sédimentaire » (Feinberg, 1986), a été également suggéré pour cette unité géologique à cause de sa lithologie hétérogène.

Flinch (1993) fait correspondre la Nappe prérifaine à un prisme d'accrétion « accretionary-wedge » qui progresse vers les parties externes du Rif (Figure I.7), entraînant dans son mouvement des sédiments de mer profonde (argiles détritiques, et argiles à évaporites).

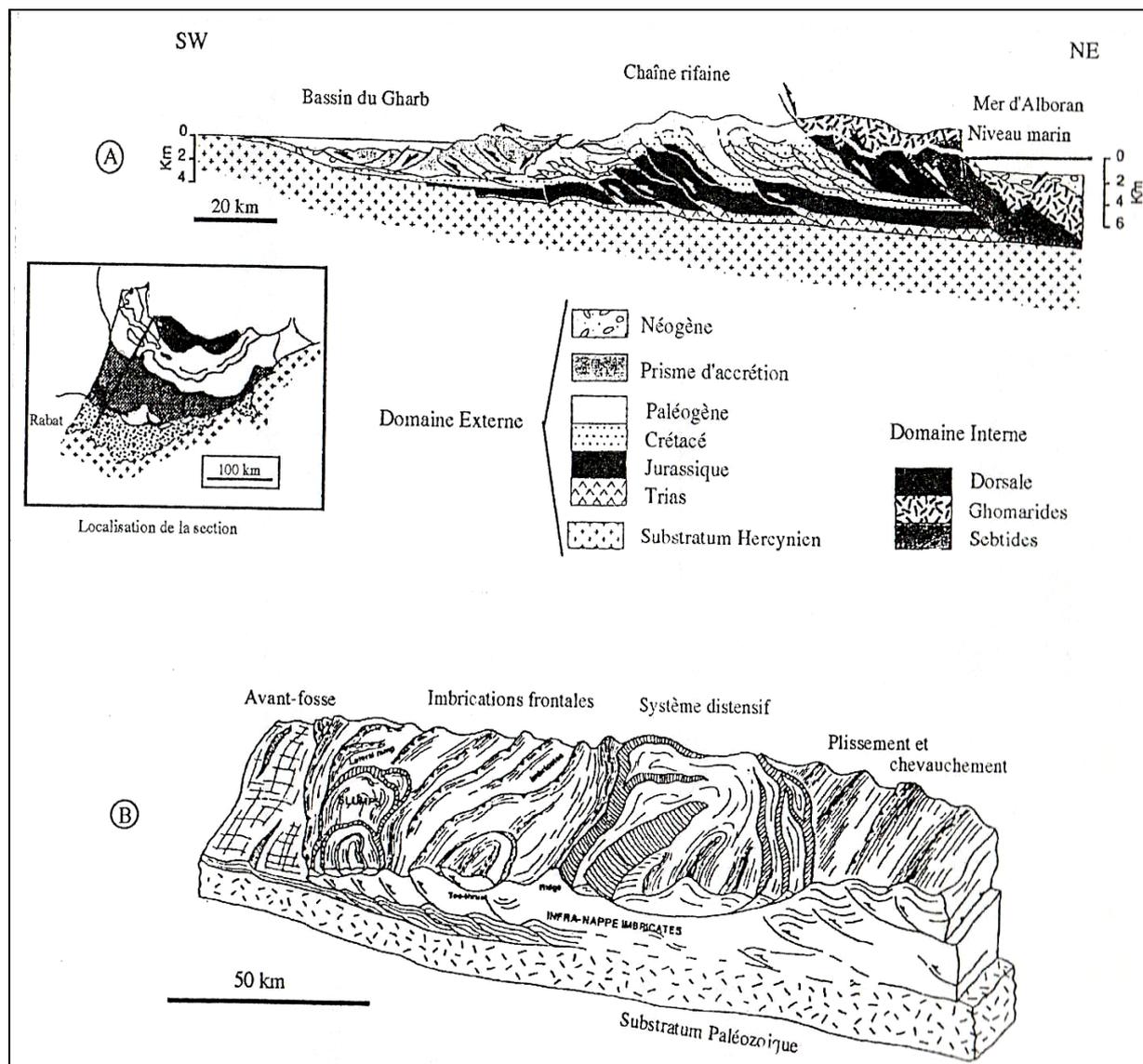


Figure I.7. Modèle de mise en place de la Nappe prérifaine dans le Domaine Externe du Rif (Flinch, 1993).

A. Coupe transversale reliant le Domaine Interne du Rif au Domaine Externe.

B. Bloc diagramme représentant le prisme d'accrétion.

a) Stratigraphie:

Du point de vue stratigraphique, la Nappe Prérifaine correspond à un ensemble chaotique à matrice marneuse. Des éléments de toutes tailles, depuis le microfossile jusqu'aux blocs les plus divers, couvrent parfois des surfaces de plusieurs centaines de mètres, interstratifiés dans des marnes bleutées d'âge Miocène. Ces éléments, dont les plus fréquents sont constitués de Trias marno-gypsifère, ont pour origine les différentes nappes des zones externes du Rif (Lajat et al., 1975).

Selon Flinch (1993), la Nappe Prérifaine est constituée principalement par des argiles détritiques et turbiditiques et par des évaporites du Trias. Ces séries triasiques, crétacées, paléogènes et néogènes très déformées, auraient été détachées de leur base originelle et charriées sur le Mésozoïque et le Miocène moyen de l'avant-pays (Figure I.7A).

En fait, l'âge exact de la Nappe Prérifaine est difficile à déterminer, en raison de l'extrême abondance des éléments remaniés. Le remaniement du matériel du Crétacé supérieur au Miocène inférieur, qui représente le matériel initial de la Nappe, se fait de façon anarchique durant un intervalle de temps très court, donnant à la datation un âge qui n'est, en définitive, que celui de la formation la plus jeune de l'ensemble prériefain charrié (rapport de l'ONHYM, 1994).

b) Modèle de structure et de mise en place:

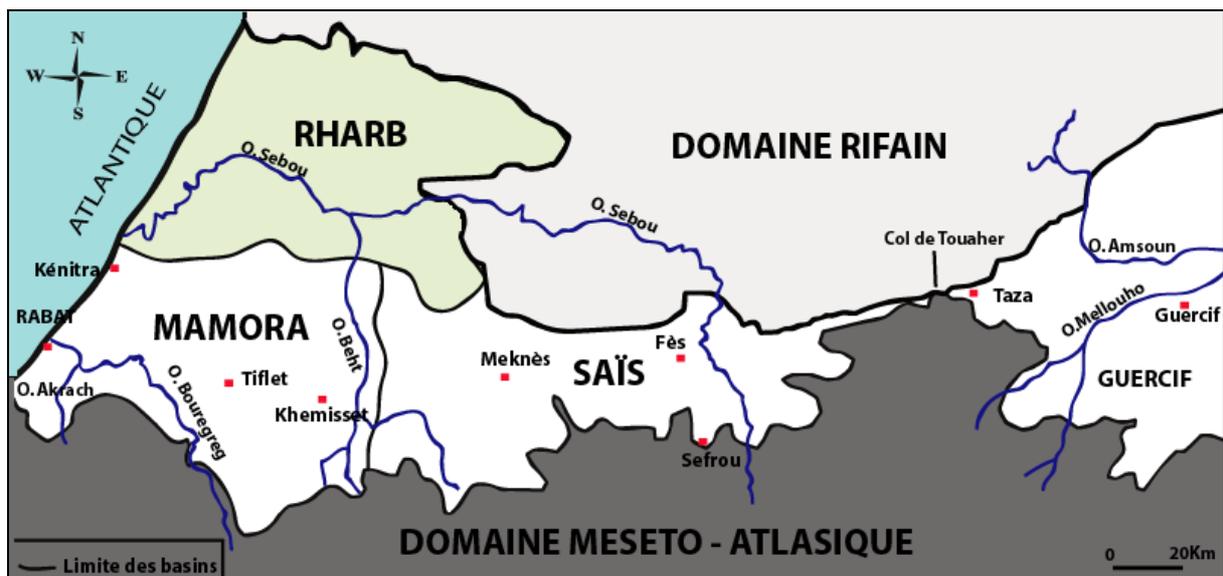
Plusieurs modèles ont été proposés pour la structure et la mise en place de la Nappe prérifaine. Son allochtonie a initialement été proposée par Brudere et Levy (1954). Plus tard, Lajat et al. (1975) ont suggéré sa mise en place par glissement gravitaire, en avant du front des Nappes de Rif, dans un bassin marin d'âge Miocène. Vidal (1977) a proposé une origine autochtone pour la Nappe, impliquant un « mélange d'olistolithes autochtones » qu'il a appelé « mélange prériefain ». En parallèle, Le Blanc (1977) a proposé une mise en place par chevauchement gravitaire. Feinberg (1986) a superposé un modèle basé sur les chevauchements suivis par une mise en place gravitaire. D'après ce dernier la mise en place de la Nappe aurait commencé au Serravalien moyen à supérieur, et se serait arrêtée au Tortonien supérieur. Flinch (1993) soutient que la Nappe prérifaine aurait été mise en place dans le bassin sous forme de prisme d'accrétion, dont la progression serait liée aux mouvements de la plaque d'Alboran contre la marge passive africaine (Figure I.7B).

I.B. Le Rharb :

1. Situation géographique :

Communiquant avec l'océan par l'embouchure de l'estuaire de l'Oued Sebou et, temporairement, par le chenal de la lagune de Moulay Bouselham, la plaine alluviale du Rharb, tout en restant sous influence océanique, est, par ailleurs, fermée sur toute sa façade atlantique par un long cordon de dunes (sahel), qui se présente parfois en falaises édifiées et consolidées aux différentes époques du Quaternaire.

Le bassin du Rharb (Figure I.8), avec sa vaste plaine alluviale est l'un des plus grands bassins hydrogéologiques du Maroc. Il s'étend sur une superficie de 40 000 km², situé au Nord- Ouest du Maroc. Il est limité au Nord et à l'Est par le Prérif, au Sud pas les affleurements du Paléozoïque et du Trias de la Meseta Marocaine, et s'étend en Offshore dans l'océan atlantique à l'Ouest.



**Figure I.8. Localisation du Bassin du Rharb
(D'après Boccaletti et al 1990).**

Cette région offre un relief assez doux formé de petites collines. La végétation abondante et les cultures favorisées par une pluviométrie importante, expliquent la rareté et la mauvaise qualité des affleurements.

2. Cadre morphologique :

Le littoral du Rharb est constitué en grande partie de dunes plus ou moins consolidées, donnant des alignements de crêtes et de sillons parallèles au rivage.

La façade maritime de la plaine du Rharb (*de Moulay Bousselham à Rabat*), constitue une topographie plane, interrompue seulement par les divagations de l'oued Sebou et par d'anciens cordons littoraux parallèles au rivages et qui marquent la progression de la côte vers l'Ouest (Guilcher, 1954; Aberkan, 1989 ; Akil, 1990). Ce secteur est régulier et monotone. Il est constitué de longues plages de sable rectilignes, interrompues par quelques affleurements rocheux de grès dunaires et par les embouchures de l'oued Sebou et de la Merja Zerga (lagune de Moulay Bousselham).

Le domaine de la zone côtière correspond à une bande parallèle au littoral qui sépare l'ensemble de la plaine alluviale du Rharb de l'océan. Il s'agit d'un ensemble complexe de systèmes dunaires et de dépressions interdunaires dans lequel on peut distinguer, en allant de l'Ouest à l'Est, trois unités homogènes principales (Allouza, 2002) (Figure I.9).

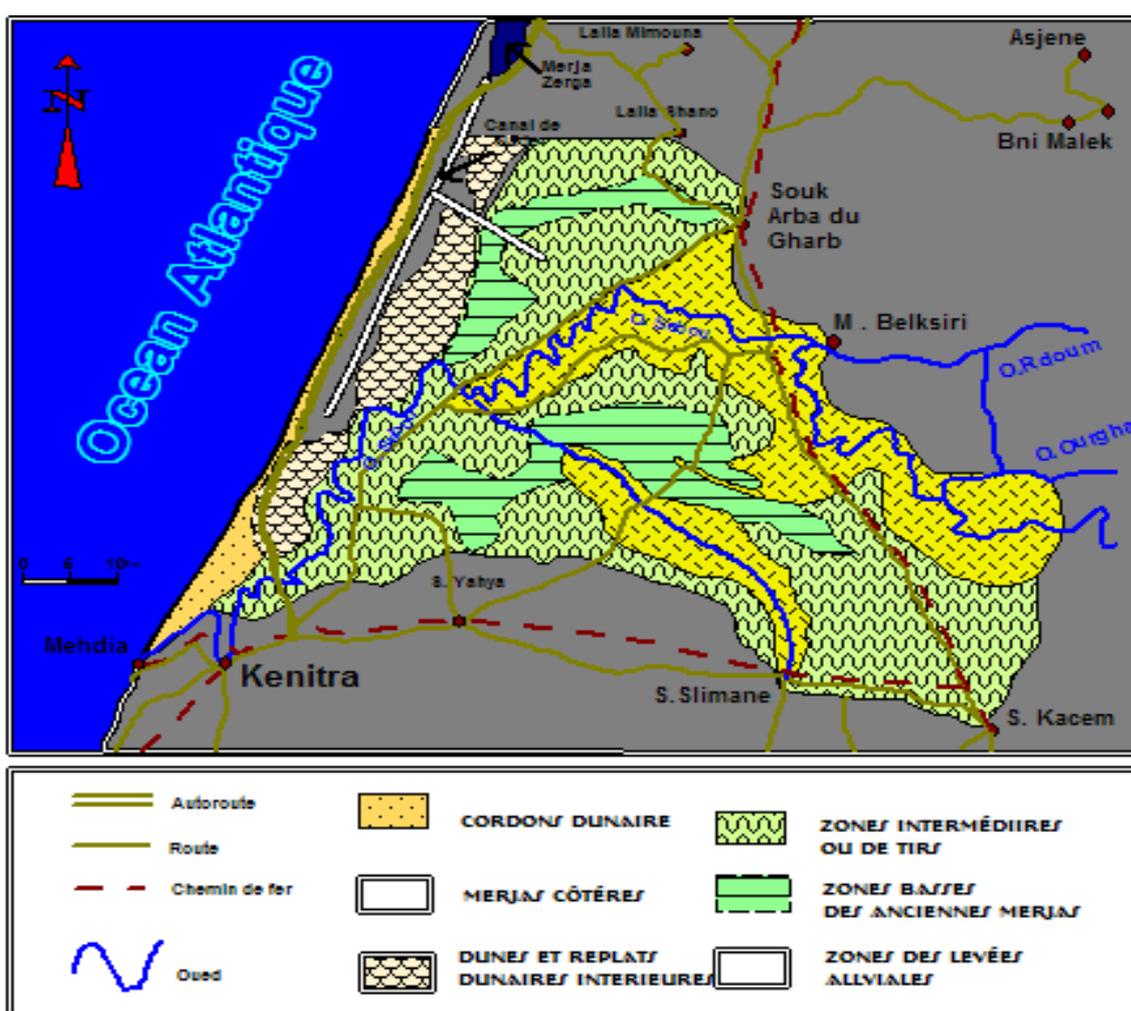


Figure I.9. Unités morphologiques de la plaine du Rharb (Allouza, 2002).

✓ Le cordon dunaire : formé par un système de hautes dunes consolidées, continues et parallèles à la côte. Il s'étend sur environ 5 km de largeur au Sud et se réduit à quelques centaines de mètres seulement au Nord. Il constitue une barrière entre la plaine du Rharb et l'océan privant les eaux issues de l'amont d'avoir un exutoire direct vers la mer.

Les altitudes varient de 50 m, sur les sommets des dunes à 10 m, au passage vers les zones intérieures. Le versant ouest du cordon est marqué par une falaise morte rocheuse qui surplombe les dunes vives de la plage, et qui peut être surmonté par des apports éoliens récents de sables marins.

✓ Merjas côtières : en contre bas du cordon dunaire, on passe à un sillon interdunaire profond où s'est formé une série de merjas (merja Sidi Mohammed Ben Mansour, Merja Daoura, Merja Fouarate).

Ces Merjas ont fait l'objet d'importants travaux d'assainissement, mais elles sont souvent submergées en hiver, par l'effet conjugué de la remontée de la nappe phréatique et de l'accumulation et la stagnation des eaux de pluie, de fait de leurs positions topographiques très basses et des difficultés d'exutoire (Benmohammadi, 1991).

✓ Zone des dunes et replats dunaires intérieurs : intercalée entre les Merjas côtières ou le cordon dunaire à l'Ouest et la plaine alluviale à l'Est.

Cette zone, très étendue, présente un relief plus ou moins mouvementé avec des altitudes comprises entre 5 et 15 m. Elle est formée d'un système de petites dunes sableuses et de dépressions interdunaires à fonds argileux, et de replats dunaires sur les bordures.

3. Cadre pédologique :

La plaine du Rharb est une cuvette qui s'est affaissée au Quaternaire et dans laquelle ce sont accumulés des sédiments continentaux très argileux (Figure I.10).

Plusieurs ensembles se dégagent dans la zone étudiée, les plus importants sont:

✓ Les Merjas, vastes dépressions souvent inondées dont les sols sont très hydromorphes. Ces zones basses posent souvent des problèmes de drainage et parfois de salure, mais sont aptes à la riziculture et aux cultures fourragères.

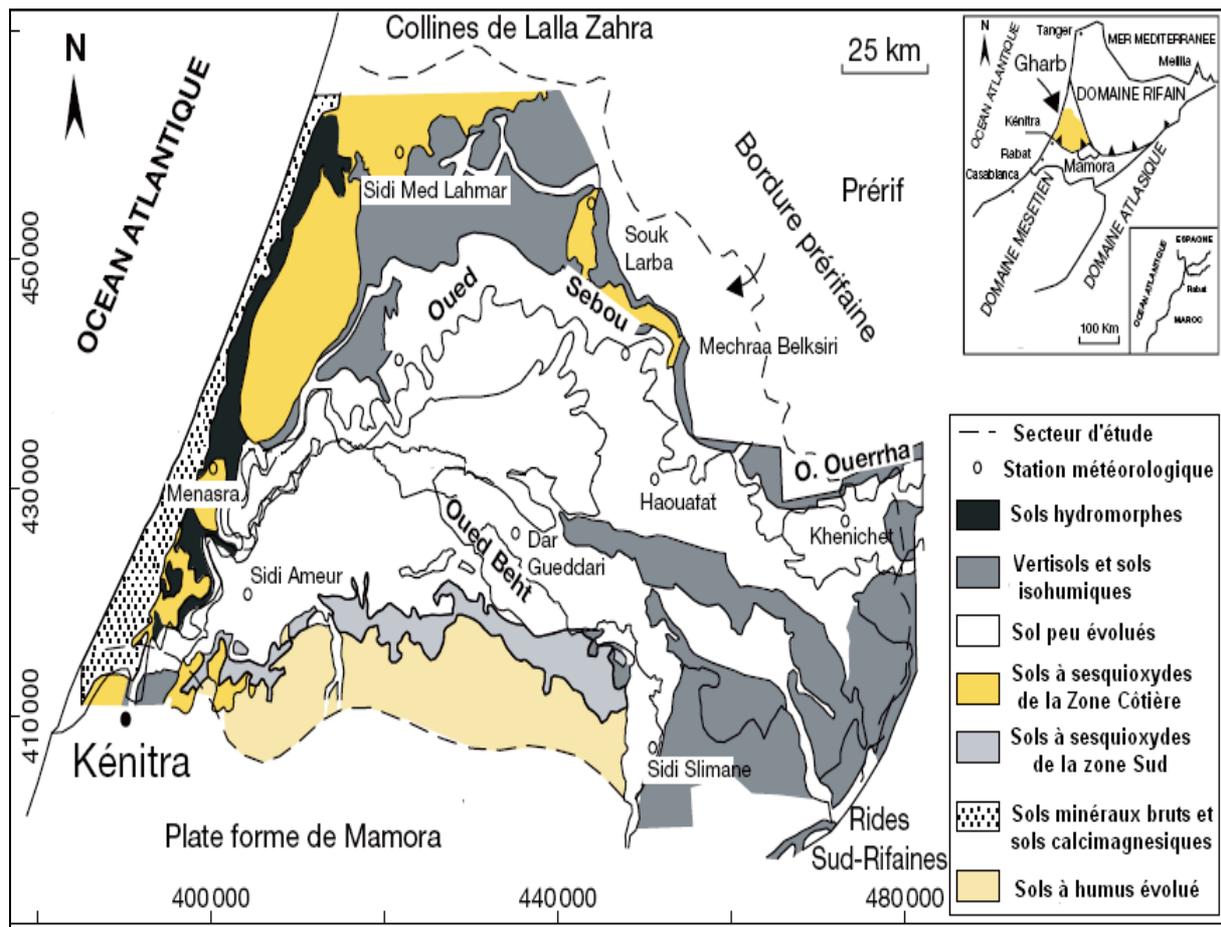


Figure I.10. Carte pédologique de la plaine du Rharb (Kili et al., 2007).

✓ La plaine proprement dite avec des sols plus ou moins argileux, principalement des tirs (vertisols). Ces sols peu évolués sont favorables à la céréaliculture et au maraîchage. Dans la zone côtière, les sols devenant plus sableux permettent des cultures sous abris (bananiers, fraisiers, ..) et la culture de l'arachide.

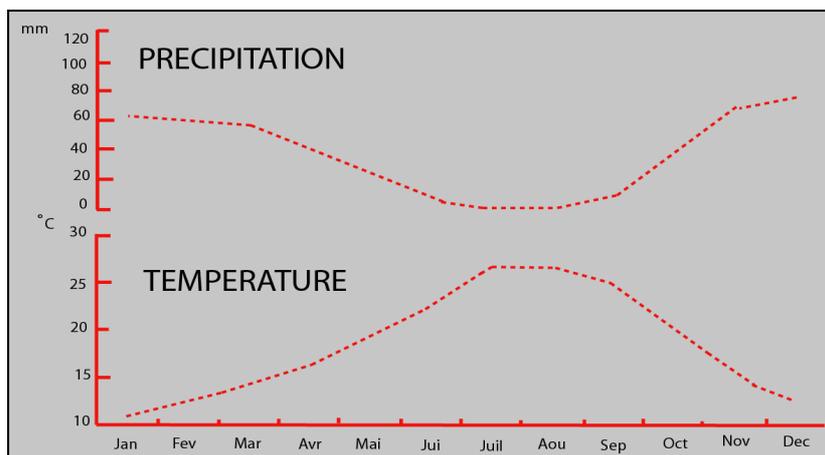
✓ Les zones de levées alluviales, avec des sols moins argileux, constituent essentiellement des Dehs (ce sont des alluvions assez bien drainés), Situés surtout le long des principaux oueds, ils sont assez facilement drainés et se prêtent à une vaste gamme de culture (canne à sucre, betterave, céréales, tournesol, etc..).

Ce vaste ensemble, aux caractéristiques pédologiques variées et au fort potentiel agricole, fait de la plaine du Rharb l'une des grandes régions agricoles du Maroc.

4. Climatologie:

Le climat du Rharb est de type méditerranéen avec une influence atlantique favorable au développement d'une large gamme de culture.

La pluviométrie (Figure I.11) est relativement élevée notamment par rapport aux autres plaines agricoles marocaines. Mais celle ci est très variable d'une année à l'autre et est concentrée pour 80% entre le 15 Octobre et le 15 Avril.



**Figure I.11. Précipitation et température moyennes sur le secteur du Rharb
« Agence de bassin hydraulique du Sebou ».**

Le principal cours d'eau est le Sebou (438 km de long) avec pour principaux affluents, le Beht et l'Ouergha. Leurs apports annuels sont de l'ordre de 6 milliards de m³, soit 27 % du potentiel en eau du Maroc. Le Rharb constitue donc le bassin hydrographique le plus important du Maroc. En ce qui concerne les eaux souterraines, la plaine du Rharb dispose d'une réserve estimée à 900 millions de m³, organisée en deux nappes. La plus superficielle est exposée à la salure.

La position géographique du Rharb, ses sols argileux, sa pluviosité variable, et le régime irrégulier de ses oueds en font une zone exposée aux inondations. Depuis 1933, il y a eu 44 crues d'importance variable causant d'importants dégâts aux cultures, cheptels mais aussi aux infrastructures. La dernière a eut lieu en 2009 et causé la mort de nombreuses personnes.

5. Cadre stratigraphique :

La colonne stratigraphique des formations néogènes du Bassin du Rharb, est connue d'après les données de surface, (Feinberg, 1986 ; Wernli, 1987), et de subsurface (Erico, 1991) (Figure I.12), elle comporte des sédiments d'âge Tortonien à Quaternaire.

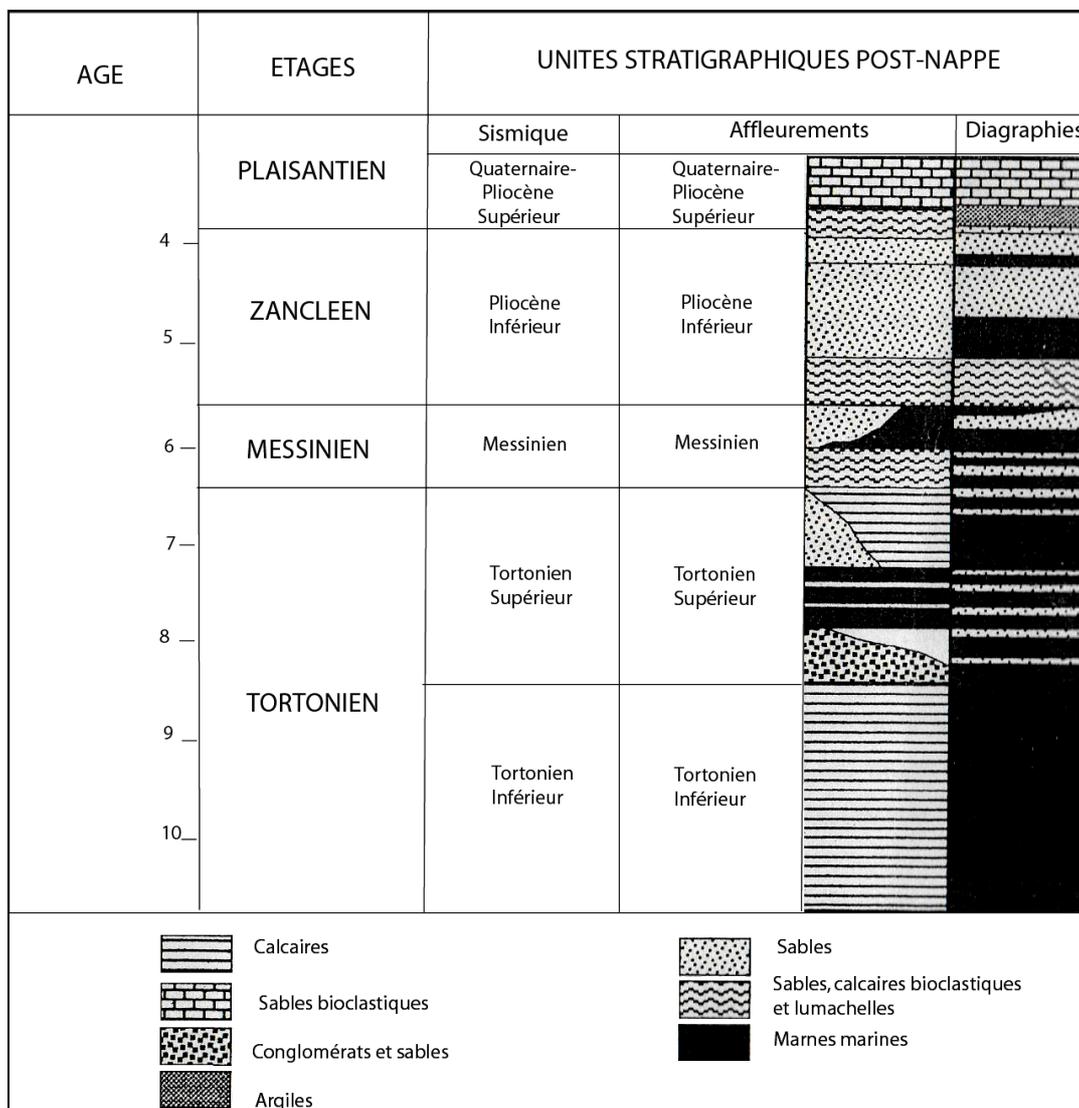


Figure I.12. Colonne stratigraphique des formations néogènes du Bassin du Rharb (Erico, 1991).

La nature lithologique de ces dépôts varie de la bordure vers le centre du bassin, où l'épaisseur totale peut atteindre voire dépasser les 2000m (in Litto, 2001). Il s'agit en général d'une succession épaisse de marnes et de sables transgressifs, discordants sur les séries plus anciennes du Paléozoïque et du Mésozoïque au niveau de la marge sud, et sur celles de la nappe pré-rifaine au niveau de la marge Nord. Ils constituent des séquences sédimentaires formées d'épais niveaux argilo-silteux de mer ouverte, témoignant d'un environnement deltaïque et turbiditique. Sur les bordures du bassin, les dépôts de sables bioclastiques ou de carbonates indiquent un environnement de plate forme (Cirac, 1987 ; Wernli, 1987 ; Flinch, 1993, 1996).

Au sein des séquences à dominante argileuse, se sont développés des corps silto-sableux, d'extension réduite et de faible épaisseur (souvent quelques mètres) qui sont à l'origine des accumulations de gaz dans le bassin du Rharb.

6. Contexte sédimentologique :

Les dépôts néogènes :

L'analyse du log stratigraphique (Figure I.13) des dépôts néogènes Quaternaire (Flinch,1993) et la courbe eustatique (Figure 1.14) durant le Néogène (Cirac,1985), a permis aux auteurs la caractérisation des formations sédimentaires qui se sont succédée durant le Néogène.

Dans le bassin du Rharb, les dépôts du Néogène reposent en discordance sur un ensemble Cénomano-Turonien constitué par des conglomérats et sables recouverts par des calcaires de plate-forme. Ils peuvent également recouvrir directement le socle paléozoïque ou les dépôts triasiques.

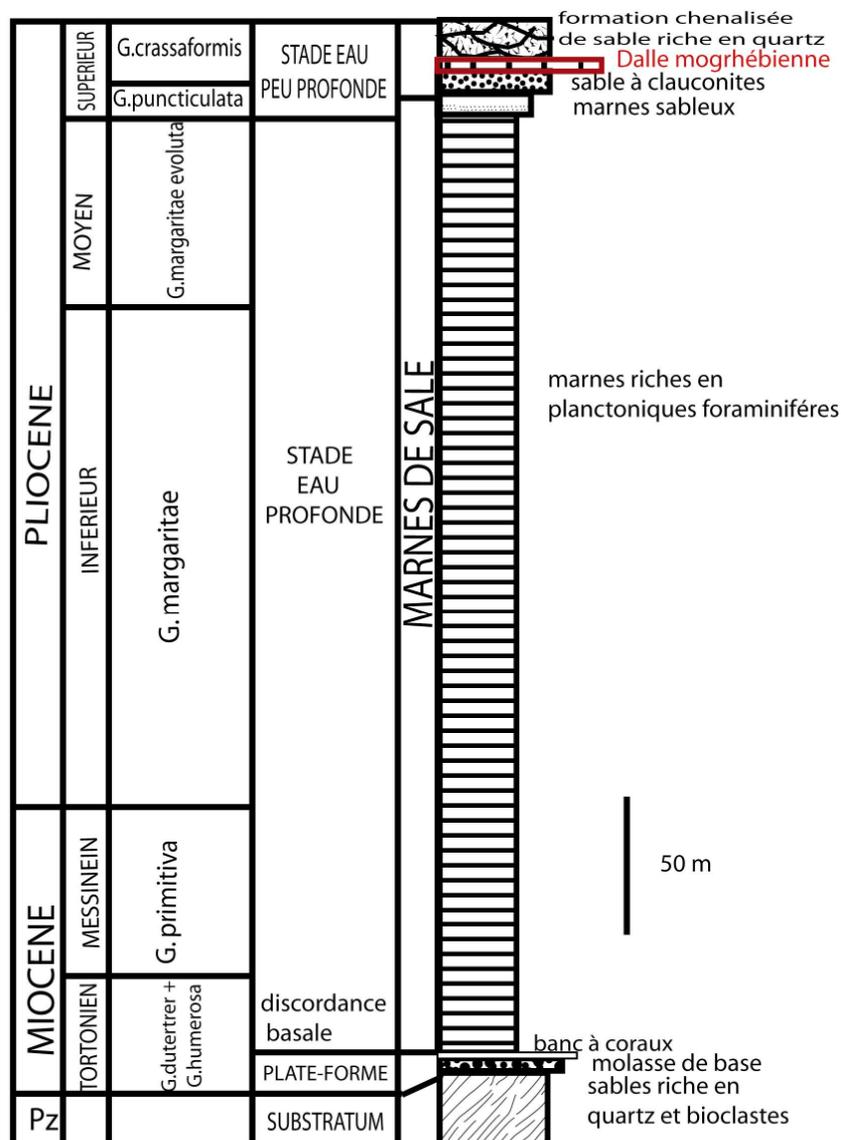


Figure I.13. Log stratigraphique du bassin du Rharb (Flinch 1993).

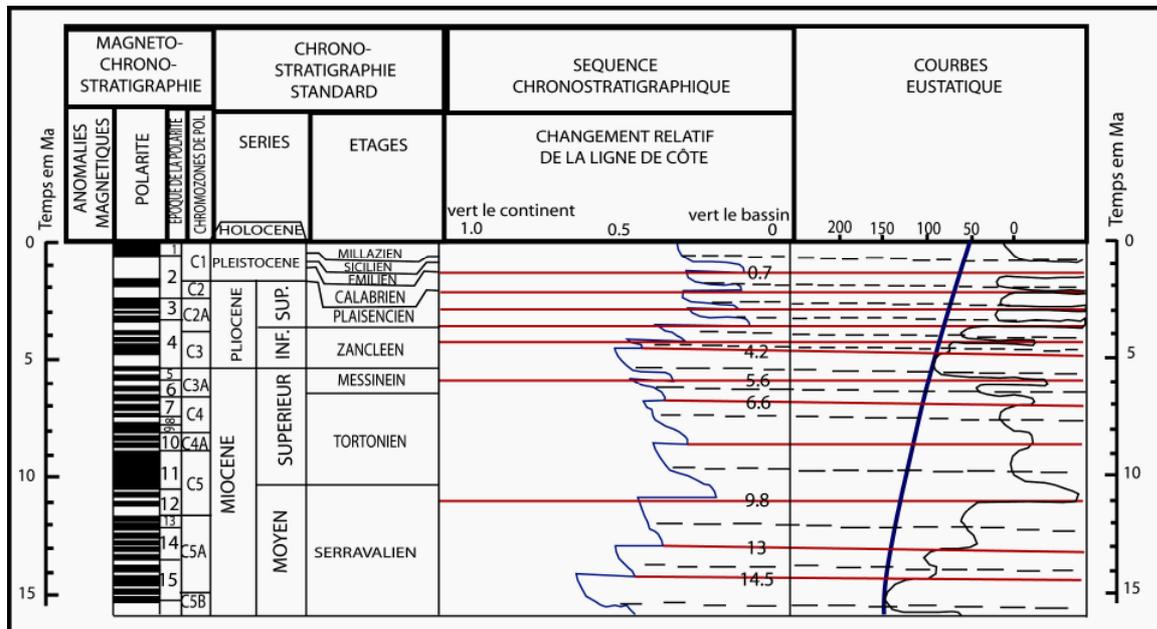


Figure I.14. Courbe eustatique du Néogène (Cirac, 1985).

Le Néogène est représenté par une succession bien caractérisée : il débute par un ensemble de dépôts littoraux et de proche plate-forme constitués par des conglomérats coquilliers, des sables biogéniques jaunâtres et marneux. Ces dépôts constituent la « Molasse de base » de la série néogène (Feinberg & Lorenz, 1970). Elle est surmontée par une accumulation de débris de pectens, bryozoaires et coraux qui définissent un banc lumachellique induré par une cimentation carbonatée et phosphatée : « le banc à coraux ».

Cette série basale de quelques mètres d'épaisseur (Molasse de base et banc à coraux) est datée du Tortonien et constitue la série pré-nappe du bassin. Elle est donc surmontée par la nappe pré-rifaine dont la limite sud, globalement E-W, est située légèrement au Nord de l'embouchure du Sebou.

Une série médiane repose au-dessus de la nappe et directement sur la série basale au Sud du bassin. Elle est constituée par une épaisse série de marnes silteuses, « les marnes bleues » ou « marnes de Salé » qui constituent l'essentiel du remplissage du bassin. Ces dépôts marquent un changement radical dans les conditions de sédimentation qui sont celles d'un bassin océanique ouvert ou de pente continentale et correspond au stade profond d'avant-fosse, défini par Flinch (1993). L'épaisseur de la série varie de la centaine de mètres vers Rabat à près de 3000m au centre du bassin. Ces marnes renferment de nombreuses espèces de foraminifères planctoniques (dont *Globigerina Dutertrei*, *G. Miotumida*, *G. Margaritae*, *G.*

Scitula) qui permettent d'établir une biostratigraphie précise qui s'échelonne entre le Tortonien et la base du Pliocène (Krijgsman et al., 2004). La coupe de référence de Rabat (Ain El Beida) montre un passage continu entre le Messinien et le Pliocène. Cirac (1985) note cependant que ce passage s'accompagne sur les marges du bassin d'une augmentation de la teneur en sables, et qui sont parfois glauconieux.

Ce stade est suivi par une diminution dans la profondeur du milieu de sédimentation qui repasse à un milieu littoral et de proche plate-forme permettant de définir une série supérieure d'âge pliocène (Cirac, 1985). Cette série constitue le « *shallow-water foredeep stage* » de Flinch (1993). Elle est constituée de faluns, surmontés de sables et calcaires détritiques. Les faluns sont constitués par l'accumulation, sur environ 150 à 200 m d'épaisseur, de tests de Mollusques. Les sables et calcaires sableux, d'une épaisseur moyenne de 50 à 100 m sont caractérisés par une importante phase carbonatée et rapportés à l'Astien (Pliocène supérieur).

Cependant les bioclastes ne sont pas très abondants, vraisemblablement du fait de leur dissolution puis re-précipitation sous forme de ciment. Ces bioclastes sont grossiers, fortement émoussés et présentent très souvent une patine de rubéfaction. Les quartz, peu usés, sont toujours aussi abondants. L'aspect de ce sédiment rappelle les dépôts très littoraux de zones subtidales à intertidales. Cette mer pliocène peu profonde recouvre néanmoins la plus grande partie du Rharb et de la Mamora (forêt de chênes liège au Nord de Rabat, faisant jonction avec la plaine du Rharb). Cette série supérieure se termine par une discordance sédimentaire qui marque un arrêt de la sédimentation et localement une phase d'érosion.

* **Le Quaternaire**

La transition des dépôts néogènes « peu profonds d'avant-fosse » avec les dépôts quaternaires se fait par la mise en place de la « dalle Moghrébienne » (Tableau I.1). Il s'agit d'une biocalcarénite de quelques mètres d'épaisseur montrant des stratifications obliques se développant dans des niveaux de sables grossiers. Cette dalle définit la base de transgression éponyme définie par Choubert & Faure-Muret (1962), qui s'installe à travers tout le bassin du Rharb et une grande partie de la Méséta. Les bioclastes contenues dans la formation correspondent à une faune marine de mer chaude, à caractère Pliocène, mais comportant déjà des espèces du Quaternaire ancien. Le Moghrébien correspond à la biozone *G. crassaformis* (Wernli, 1977). Cet étage marin aurait un âge voisin de 2,5 Ma (Lefèvre et Raynal, 2002), ce qui le placerait dans le Plaisancien. Il correspond aussi à l'apparition des premiers éléphants

(*E. africanus*) associés aux derniers Mastodontes (*Anancus osiris*). Ces mammifères appartiennent à la faune du Villafranchien inférieur d'Arambourg (in Thauvin 1964).

Ages absolus B.P.	Niveaux marins = Interpluviaux	Niv.Continentaux	Correlations probables avec		Formations sédimentaires littorales types
	Alt.absolues (à Casablanca)	= Pluvial (amont) = Interpl (embouch)	Quaternaire alpin	Quaternaire méditerranéen	
- 5000		RHARBIEN	Post- glaciaire Sub-actuel		dunes sub- actuelles
- 6000	MELLAHIEN + 2m		" Atlantique" FLANDRIEN	VERSILIEN	
- 12000		SOLTANIEN II SOLTANIEN I (ou Presoltanien)	WURM III-IV WURM II-III WURM I-II		sables beiges sables rouges dunes fini- ouiljiennes
- 75000	OULJIEN + 6/8 m		Interglaciaire Riss- Würm	NEO- THYRRHENIEN	
- 95000					
- 110000 - 140 000	RABATIEN- HAROUNIEN = interst. du Riss + 20m	TENSIFTIEN	RISS	EU- THYRRHENIEN = RABATIEN	dunes côtières dunes côtières
- 200000					
- 270000	ANFATIEN + 30/35 m		interglaciaire Mindel-Riss	PALEO- THYRRHENIEN	
- 700000		AMIRIEN	MINDEL		Conglomerats dunes grésifiées
- 1 MA	MAARIFIEN + 23/60 m		Interglaciaire Günz- Mindel	MILAZZIEN? SICILIEN II?	
- 1,75 MA		SALETIEN	GUNZ		
- 2 MA	MESSAOUDIEN + 100m		Interglaciaire Donau- Gü nz	SICILIEN I ?	
		REGREGIEN	DONAU		
-3,1 MA?		MOULOUYEN		Villafranchien moy & sup	
4 MA?	MOGHREBIEN			Villafranchien inf. (Calabrien inf.)	dunes du Sahel conglo. gres calcaires et lumachelles

Tableau I.1. Quaternaire Marocain (In Griboulard, 1980).

La dalle moghrébienne est surmontée par des quartzarénites de couleur sombre et des conglomérats à stratifications entrecroisées qui marquent le passage à un régime de sédimentation continentale sous dominance fluviatile qui dominera tout au long du

Quaternaire. Ces dépôts villafranchiens sont surmontés par des biocalcarénites littorales passant latéralement à des grès dunaires qui marquent la transgression du Messaoudien (= Calabrien). Ces dépôts transgressifs sont cependant limités à une frange côtière d'une vingtaine de kilomètres. La zone plus interne constitue alors une vaste plaine deltaïque qui va progressivement se couper de la mer par l'accrétion de cordons littoraux qui s'empilent verticalement compensant plus ou moins la subsidence (Cirac, 1985). Ces cordons tendent néanmoins à disparaître vers le Nord du bassin ou seul persiste un étroit cordon actuel. Dans la région de Rabat et plus largement dans la Mamora, les cordons dunaires du Messaoudien en position rétrogradante vers le continent, sont surmontés d'un vaste épandage de grès rouges et de formations argileuses rattachés à une sédimentation fluviatile constituant les « formations rouges de Rabat ou de la Mamora » rattachées au Villafranchien supérieur.

Le Quaternaire récent n'est pas très accessible à travers le bassin subsident du Rharb, à l'exception des terrasses du Sebou à l'Est du bassin. Ces dépôts sont en revanche mieux représentés sur le littoral de Rabat où le soulèvement de la côte permet la préservation partielle et l'étagement des cordons littoraux avec un niveau lumachellique associé au Rabatien/Harounien (= stade 11, 400 ka selon Lefèvre et Raynal, 2002).

On retiendra donc que le système deltaïque du Sebou ne débute qu'au début du Quaternaire à travers la terminaison occidentale du sillon sud-rifain et que le caractère marin des sédiments accompagnant les transgressions successives quaternaires ne concerne que la frange côtière du bassin actuel. Si le système fluviatile du Sebou semble se maintenir tout au long du Quaternaire, les apports fluviatiles en revanche, sont rythmés par les variations climatiques locales qui accompagnent les événements glacio-eustatiques.

En se basant sur les données de dragages et de carottages, Jaaidi (1993) présente un modèle d'évolution de la sédimentation de la plate forme NW marocaine durant le Quaternaire. Pour cela, cet auteur a révisé le tableau de variations climatiques du Maroc réalisé par Weisrock et al. (1985) durant la période entre 8 et 12,5 Ka, la courbe eustatique réalisée par Bard (1996) reste la plus actualisée. La figure (I.15) présente les alternances climatiques où sont superposées les variations eustatiques. Nous allons la commenter avant de présenter le modèle de Jaaidi, 1993 (Figure I.16).

Il y eut durant le Quaternaire des alternances d'épisodes climatiques pluviaux et interpluviaux. Le climat serait resté de type méditerranéen simplement plus frais et humide (pluvial) ou plus sec (interpluvial). Les pluviaux correspondaient aux épisodes glaciaires européens et les interpluviaux aux interglaciaires, des travaux récents montrent que les alternances climatiques locales montrent une fréquence plus élevée que les phases glaciaires et interglaciaires (Weisrock et al., 1985 ; Jaaidi, 1993). Cet aspect n'est toutefois documenté

que pour les derniers 20 ka. Il apparaît ainsi que le dernier maximum glaciaire (21 / 18 ka) est marqué par une période aride qui se maintient jusqu'à 13 ka. Cette phase est suivie d'alternances rapides humide / aride de 1 à 2 ka, pour évoluer vers un climat très humide marqué vers 8 ka. Ce climat se maintient jusqu'à 4 ka où le climat devient identique à l'actuel. Ainsi les périodes climatiques humides et arides se sont succédées, contribuant à l'organisation des sédiments tels qu'on peut les voir actuellement.

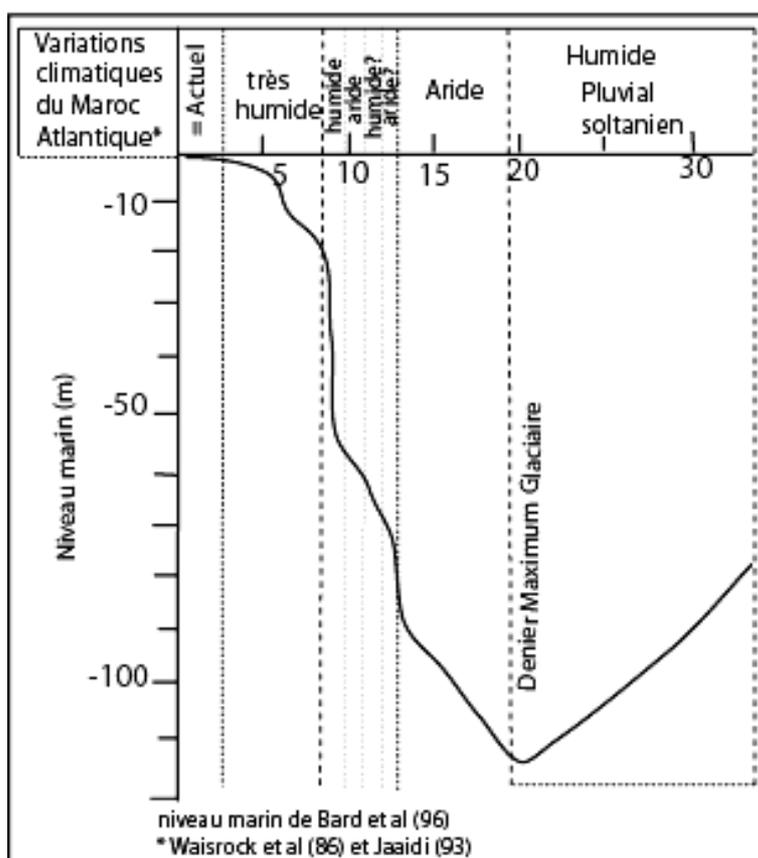


Figure I.15. Courbe eustatique et alternance de phases climatiques du Quaternaire récent.

(périodes climatiques: Weisrock et al., 1985, Jaaidi 1993, courbe eustatique, Brad et al., 1996).

Le Villafranchien pour sa part ne serait pas assimilable à un épisode pluvial mais plutôt à un terme de passage des conditions tropicales assez humides du Pliocène au climat méditerranéen plutôt sec du Quaternaire (Griboulard, 1980).

Pour ce qui est de la courbe eustatique, on remarque que la remontée progressive du niveau marin par glacio-eustatisme, a subi des variations discontinues, rapides et importantes.

Le modèle de Jaaidi (1993) se présente comme suit:

A: entre 18000 et 13000 ans :

La bordure actuelle du plateau correspondait à un environnement de plate-forme interne, le niveau marin se situait vers -120m par rapport à l'actuel, les apports terrigènes constituait en partie les épandages fluvio-estuariens sur le plateau émergé, l'autre partie était évacuée sur la pente continentale. La sédimentation y était relativement uniforme à dominance sableuse bioclastique thalassogène. Durant cette période, l'extension des calottes glaciaires décroît rapidement et une importante phase de déglaciation entraînera par la suite une rapide remontée du niveau marin qui se stabilisera vers -100/-90 m. Sur le continent le climat est aride avec des précipitations peu abondantes et irrégulières induisant de faibles apports continentaux.

Une grande partie de la plate forme médiane actuelle correspondait à un environnement côtier ou supralittorale saumâtre. La sédimentation y était grossière. Le faciès de graviers sableux rencontré, à pu avoir pour milieu final de dépôt un environnement de très haute énergie qui pourrait ainsi être témoin des milieux supralittoraux. En effet, ces indices sédimentologiques montrent que le plateau médian a été une zone exondée lors du maximum glaciaire.

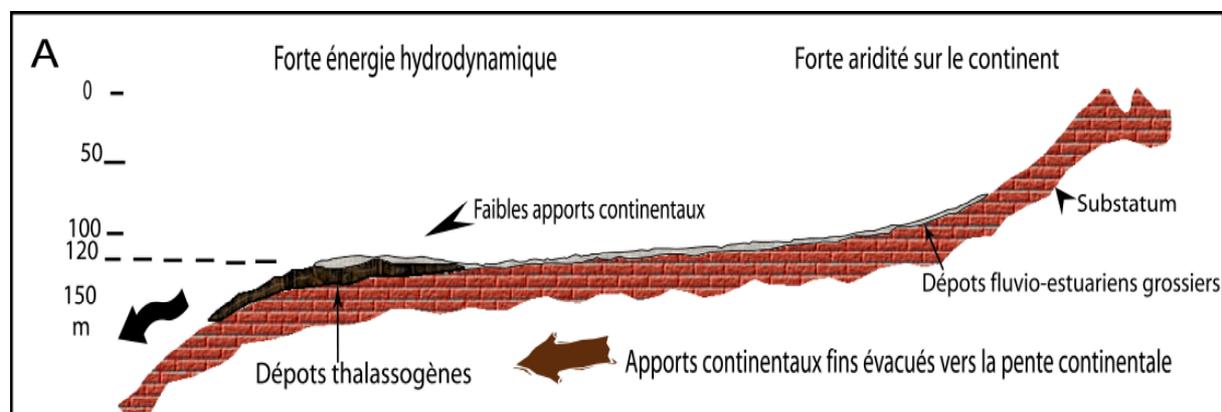


Figure I.16.A. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 18000 et 13000 ans (Jaaidi 1993).

B: entre 13000 et 11000 ans :

La plate forme continentale Ouest rifaine continue à être le siège d'une sédimentation de sable carbonaté fin à très fin. L'environnement correspondait alors à celui d'une plate forme dont la tranche d'eau au dessus des sites de prélèvements passait progressivement de 40 à 80 m environ, avec une élévation du niveau marin qui passe de - 90 à - 60 m. Sur le continent le climat était beaucoup plus humide et plus chaud induisant des apports continentaux plus

abondants, la sédimentation sableuse se poursuivait alors, tandis que les apports fluviaux fins transitaient vers le talus, au delà de la limite de la plate forme continentale actuelle. Parallèlement, les dépôts sont soumis à l'action des facteurs hydrodynamiques proximaux qui les remanient et les redistribuent sur la plate-forme inondée, encore très étroite.

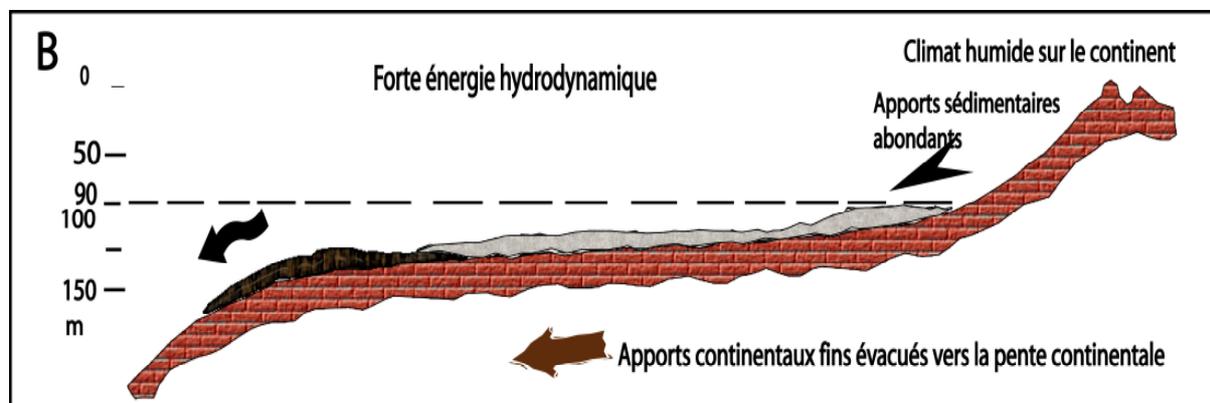


Figure I.16.B. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 13000 et 11000 ans (Jaaidi 1993).

C: entre 11000 et 10000 ans

Ce stade représente une courte phase d'arrêt de la déglaciation associée à une stagnation du niveau marin, à laquelle on peut faire correspondre le paléorivage situé à -60m, à une époque caractérisée par une certaine aridité induisant une réduction de la quantité des apports continentaux. La qualité de la sédimentation sur la plate forme reste inchangée par rapport au stade antérieur puisque les dépôts, toujours relativement grossiers, ne montrent pas une baisse notable du niveau d'énergie du milieu, révélant ainsi la persistance d'une hydrodynamique élevée.

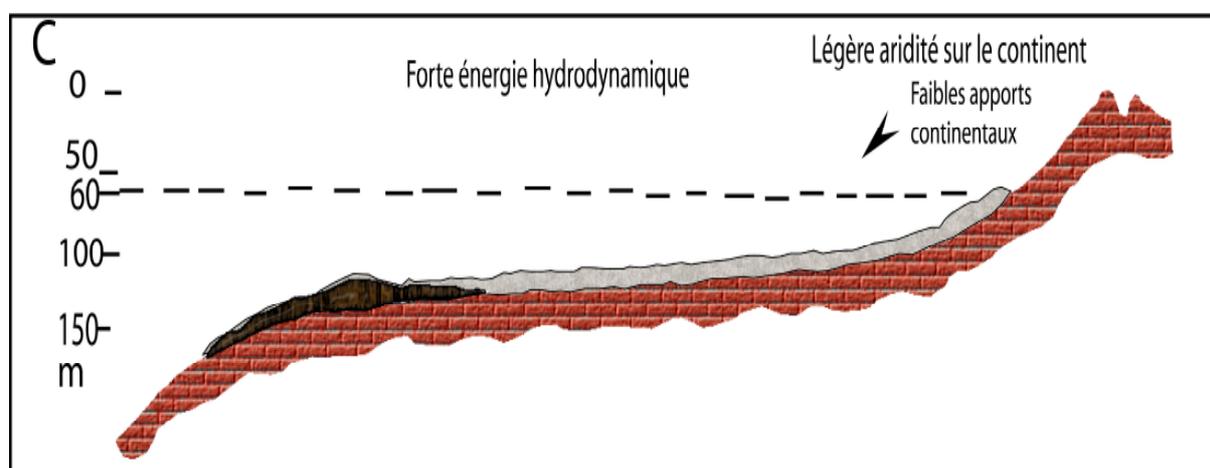


Figure I.16.C. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 11000 et 10000 ans (Jaaidi 1993).

D: entre 10000 et 6000 ans

L'environnement évolue vers une plate-forme profonde, le niveau marin augmente de -50 à celui proche de l'actuel.

Sur le continent, l'installation d'un climat humide avec notamment une augmentation de la pluviosité, marque le début du réchauffement Holocène conduisant aux conditions actuelles à partir de 8500 ans: l'importance de la tranche d'eau a favorisé l'amorce de la mise en place de la vase médiane.

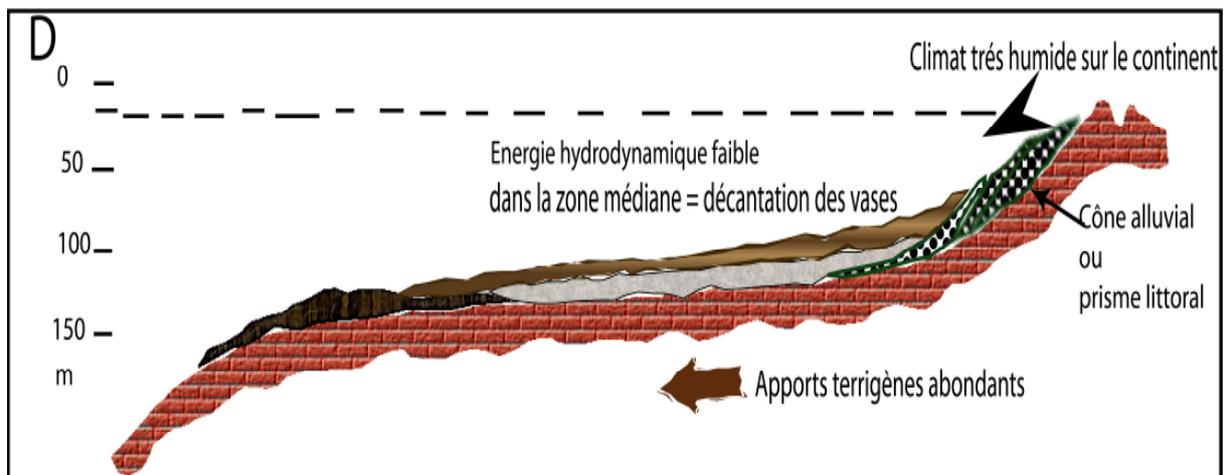


Figure I.16.D. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 10000 et 6000 ans (Jaaidi 1993).

E: entre 6000 BP et l'actuel : le niveau marin actuel est atteint « retour vers le niveau actuel »:

Au 6000 BP qui correspond au Mellahien, se remarque par la dernière remonté océanique (Tableau I.2), le haut niveau marin est plus de 2m.

La situation au maximum océanique Mellahien ne semble pas très différente de l'actuelle (Weisrock et al.; 2002).

Décantation des particules silto-argileuses formant la vase médiane; les dépôts fins se développent dans le secteur subsident de la zone Sebou, alors qu'ils ne représentent qu'une pellicule dans la zone du Loukkos.

Age B.P	Etage marocains		Domaine littoral et lagunaire		
	Cont.	Oc.	niv. marin	14 C	Lagunes
1000			- 0 +		Assèchement progressif du climat (Oualidia)
2000				2170 ± 210	Pulsion transress. (Moulay Bou Selham)
3000				3490 ± 100	Pulsion transress. (Moulay Bou Selham)
4000				3600 ± 70	Niv. coq. Loukkos.
5000	R H A R B I E N	M E L L A H I E N		4460 ± 190	Massif dunaire (Oualidia)
6000		M O Y E N		4680 ± 140	Fin transgression (Oualidia)
7000				4880 ± 490	Tendance humide du climat (Oualidia)
8000				6420 ± 190	Max. transgression (Oualidia)
9000					Erosion du cordon dunaire. Création des passes.
10000					Transgression rapide après un stationnement vers -20 -- 30m.
18000 environ		I N F E R I E U R			Stationnement vers -90m.

Tableau I.2. Le cycle Mellahien d'après les données du proche plateau, du domaine lagunaire, estuarien et littoral. (Carruesco et al., 1984).

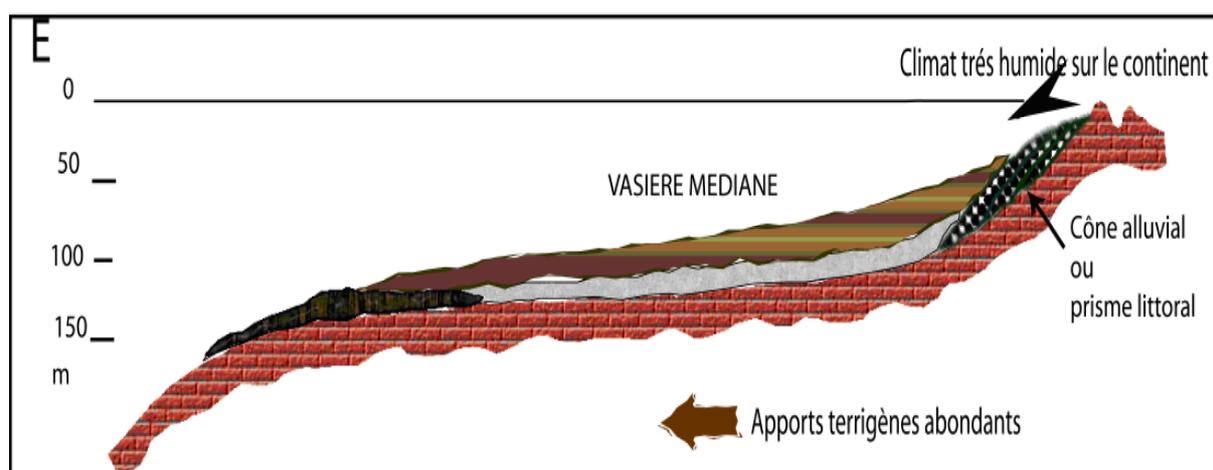


Figure I.16.E. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 6000 BP et l'Actuel (Jaaidi 1993).

En conclusion, Jaaidi (1993) a ressorti deux modèles (Figure I.17), l'un à l'embouchure du Loukkos au Nord et l'autre à celle de Sebou au centre de la plate-forme NW marocaine, la figure met l'accent sur les différents facteurs contrôlant la sédimentation transgressive sur la plate forme au deux endroits.

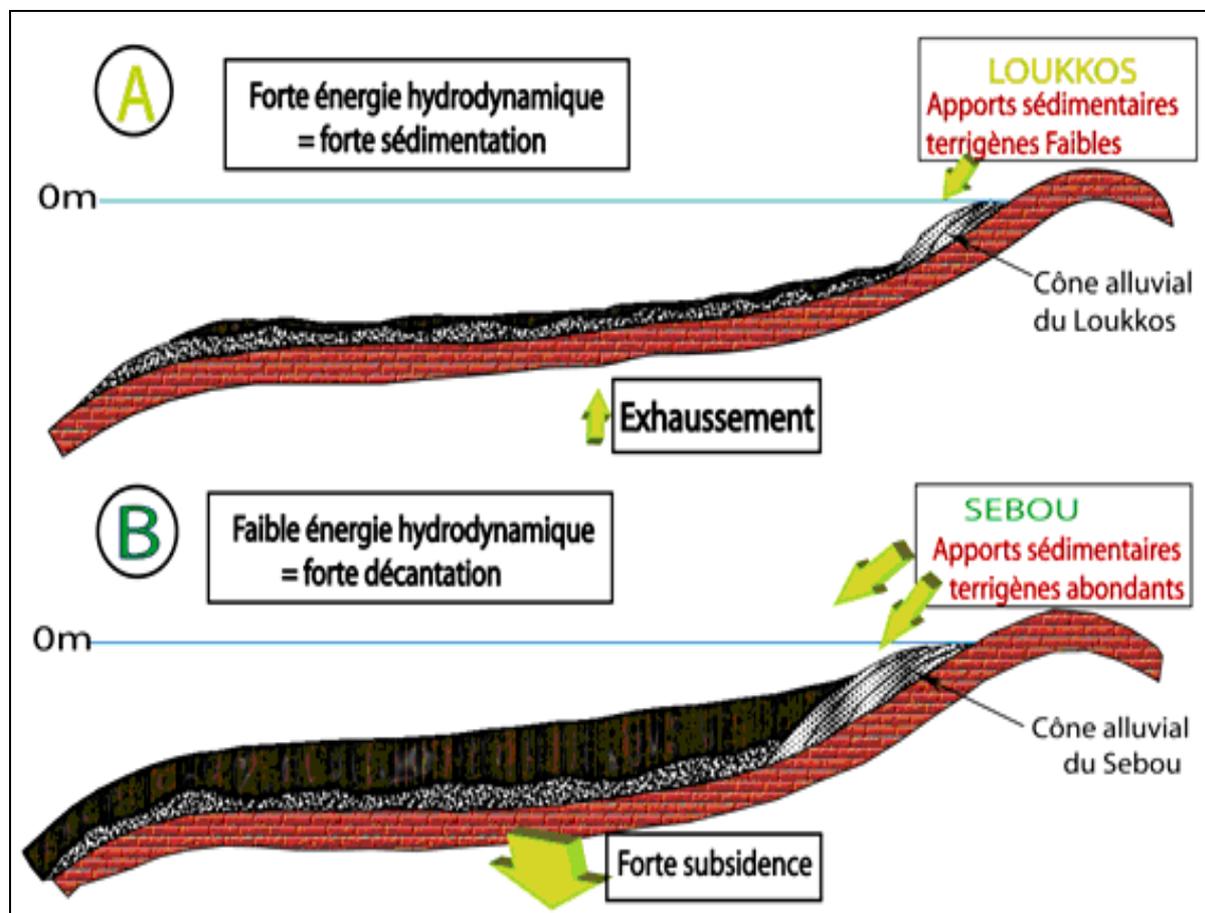


Figure I.17. Esquisse de la dualité des principaux facteurs contrôlant la sédimentation transgressive sur la plate-forme continentale Ouest-Rifaine (Jaaidi 1993).

*A : Dans le secteur septentrional au droit du domaine rifain ;
B : Dans le secteur méridional au droit du sillon Sud-Rifain (Rharb).*

La sédimentation dans ces deux secteurs de la plate forme se différencie par la nature des principaux facteurs la contrôlant aussi bien la subsidence, l'hydrodynamisme que les apports terrigènes.

*** La subsidence :**

Au nord, sur la marge externe de l'arc Rifain dans la zone du Loukkos, on distingue un domaine relativement stable, sinon en exhaussement léger, déterminant des dépôts post glaciaires essentiellement sableux, avec une granulométrie grossière de faible épaisseur.

Au centre, dans le prolongement de la plaine du Rharb (dans la zone de Moulay Bouselhem-Sebou), on identifie un domaine avec une abondante sédimentation fine où les dépôts s'étalent pour former l'essentiel de plusieurs vasières médianes emboîtées, mises en place lors du dernier post glaciaire.

*** Les apports sédimentaires terrigènes :**

Au Nord, au droit de l'Oued Loukkos, de faibles dépôts fins qui en résultent ne représentent qu'une mince pellicule recouvrant le substrat sableux dans le domaine médian ;

Au centre, au droit de l'embouchure de l'oued Sebou, d'abondants dépôts sous forme de suspension alimentent la vasière médiane.

Les apports sableux sont relativement faibles et sont concentrés sur la côte sous forme de cônes alluviaux au droit des estuaires, ou d'un prisme littoral.

*** L'hydrodynamisme :**

Dans le secteur septentrional, au droit du domaine rifain, l'hydrodynamisme est relativement fort, il serait lié à une lente augmentation de la tranche d'eau au cours de la transgression marine.

Dans le secteur méridional, dans la zone de Moulay Bouselham-Sebou, où la tranche d'eau aurait augmenté plus rapidement en raison de la subsidence soutenue, l'hydrodynamisme est beaucoup plus faible, favorisant la décantation de grandes quantités d'apports terrigènes en suspension, en provenance de l'estuaire du Sebou.

Ainsi selon Jaaidi (1981), la sédimentation sur la plate-forme continentale ouest-rifaine au cours de la transgression du dernier post-glaciaire traduit les impacts des variations glacio-eustatiques du niveau de la mer, de la subsidence du bassin du Rharb, des apports fluviaux des oueds Sebou et Loukkos et des processus hydrodynamiques induits par les houles et les tempêtes.

Au début de la transgression, la remontée relative du niveau marin est marquée essentiellement par la redistribution de sédiments sableux sur le plateau, sous l'action de conditions hydrodynamiques élevées sur une plate-forme de faible largeur et de fortes pentes.

Par endroits, ce substrat relique se trouve marqué par les épisodes de stationnement du niveau marin, (quatre niveaux de stationnement marin selon les travaux d'El Foughali, Griboulard., 1985), qui porte ainsi l'empreinte d'une succession de lignes de paléorivage.

Ce n'est qu'en fin de transgression, lorsque le niveau marin actuel est atteint, que les sédiments vaseux, abondamment apportés du continent, principalement lors des crues de l'oued Sebou, ont commencé à s'accumuler dans la partie médiane de la plate-forme continentale.

Parallèlement, au cours de la transgression il y eu une augmentation des apports sédimentaires accompagnée d'une réduction de la taille des éléments détritiques.

Par ailleurs c'est dans le prolongement sous-marin de la plaine du Rharb que la zone subsidente a joué comme un « piège à sédiment » déterminant l'importance des accumulations des dépôts terrigènes silto-argileux dans la zone de Moulay Bouselham – Sebou, partie de la plate-forme continentale ouest rifaine qui se distingue surtout par son comportement structural et les effets qu'il entraîne sur la dynamique sédimentaire, et qui constitue la principale originalité de la plate forme continentale de ce secteur à travers les caractères qui lui sont propres, à savoir l'imposante série de vasières qui occupent le plateau, débordant même sur le talus.

7. Cadre géodynamique :

Plusieurs concepts d'évolution structurale ont été proposés jusqu'ici pour expliquer la genèse du bassin du Rharb.

Selon Rampnoux et al. (1977), le Rharb aurait pris naissance au cours d'une phase distensive généralisée d'âge Tortonien à Pliocène, avec une direction d'extension NE-SW. Ensuite, un épisode compressif du Pliocène supérieur au début du Quaternaire, aurait donné naissance à des plis sur la bordure nord du bassin. Enfin, un dernier épisode au cours du Quaternaire aurait été à l'origine de déformations à grand rayon de courbure, et du rejeu de failles plus anciennes.

Pour Morel (1988 et 1989), l'évolution structurale du bassin du Rharb se serait effectuée dans un contexte compressif permanent avec une direction de compression NE-SW.

Flinch (1993) a suggéré, sur la base d'analyse sismique, que les structures distensives et compressives observées sont synchrones et dues à l'effondrement gravitaire du front de la chaîne rifaine. Dans ce dispositif, les failles normales délimitant les parties arrières des bassins, réémergent à leur front en chevauchements (toe thrusts). Cette tectonique aurait eu lieu durant la période allant du Tortonien supérieur jusqu' au Pliocène inférieur. C'est à partir du Pliocène moyen qu'aurait eu lieu le soulèvement général des bordures du bassin.

L'histoire du bassin du Rharb semble donc être contrôlée par différents facteurs tels que la subsidence du substratum, les variations eustatiques, les apports sédimentaires et la tectonique régionale. Cependant, le facteur le plus important reste celui de la mise en place de la nappe pré-rifaine par glissement gravitaire sur la marge Nord du bassin, au cours du Tortonien inférieur, accompagné d'une tectonique locale très prononcée du Tortonien supérieur à l'actuel.

Des travaux récents de (Gutscher, 2009), montrent la présence d'un prisme d'accrétion (Figure I.18) formé à la faveur de la subduction, actuellement bloquée, de la lithosphère atlantique sous les chaînes bétique et rifaines.

Le contexte compressif favorise également l'expression du diapirisme évaporitique et argileux, ces structures orientent les dépôts sédimentaires (Hernandez-Molina et al., 2003). Nous serions donc en présence d'un prisme d'accrétion, affecté d'une importante activité diapirique.

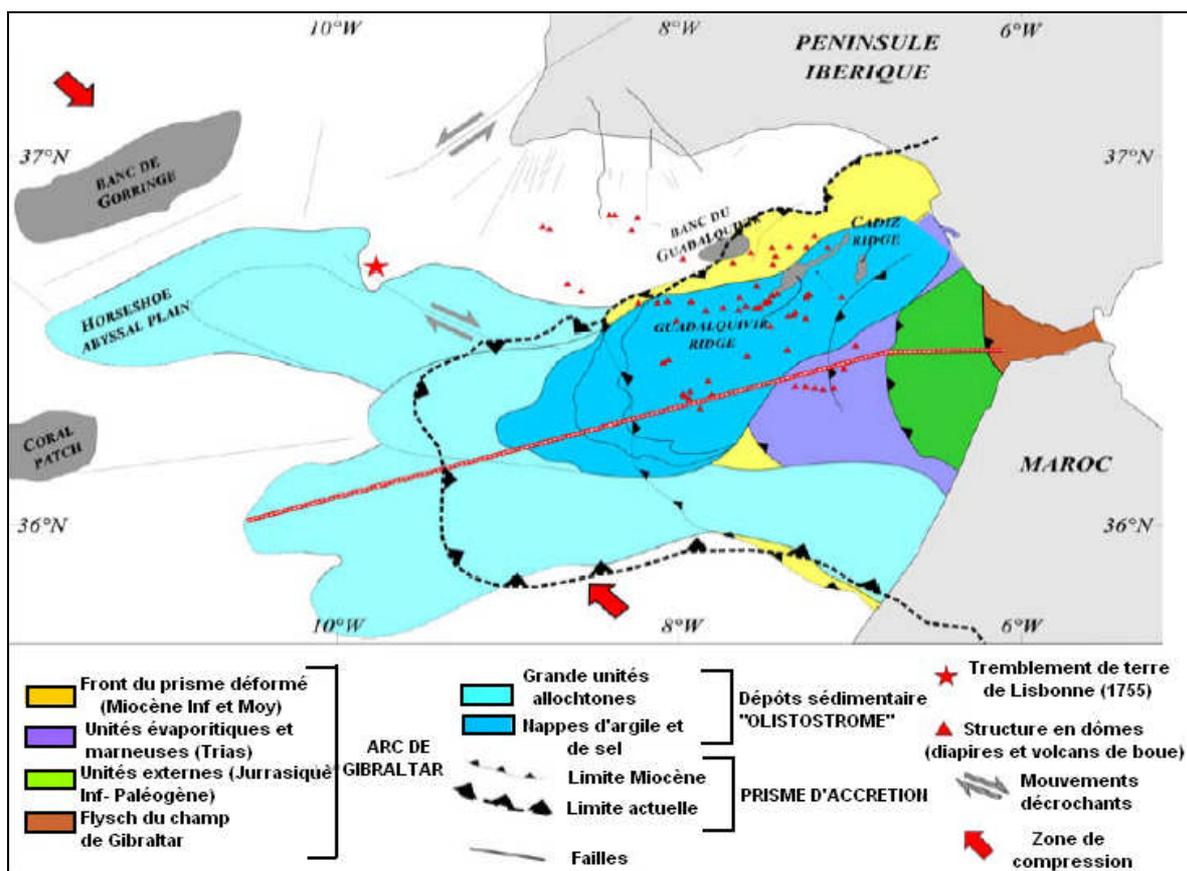


Figure I.18. Carte tectonique simplifiée avec les unités sédimentaires composant « l'olistostrome/prisme d'accrétion » (Marchès, 2008).

Des travaux récents de Zitellini et al, 2009, en particulier des données fournies par la sismique réflexion, ont fournis de nouvelles réponses sur les principales interrogations qui sont toujours posés dans la région du Golf de Cadix, à savoir :

- ✓ Quelles sont les structures qui prennent place actuellement dans la région et qui sont liés à la déformation tectonique?
- ✓ Où se situe la limite de la plaque Afrique-Eurasie ? serait-elle située à l'ouest de Gibraltar?

Les données bathymétrique SWIM (Figure I.19) ont révélé l'existence d'une série de linéaments subparallèle orientés essentiellement WNW–ESE et qui sont appelés par Zitellini et al des linéaments SWIM.

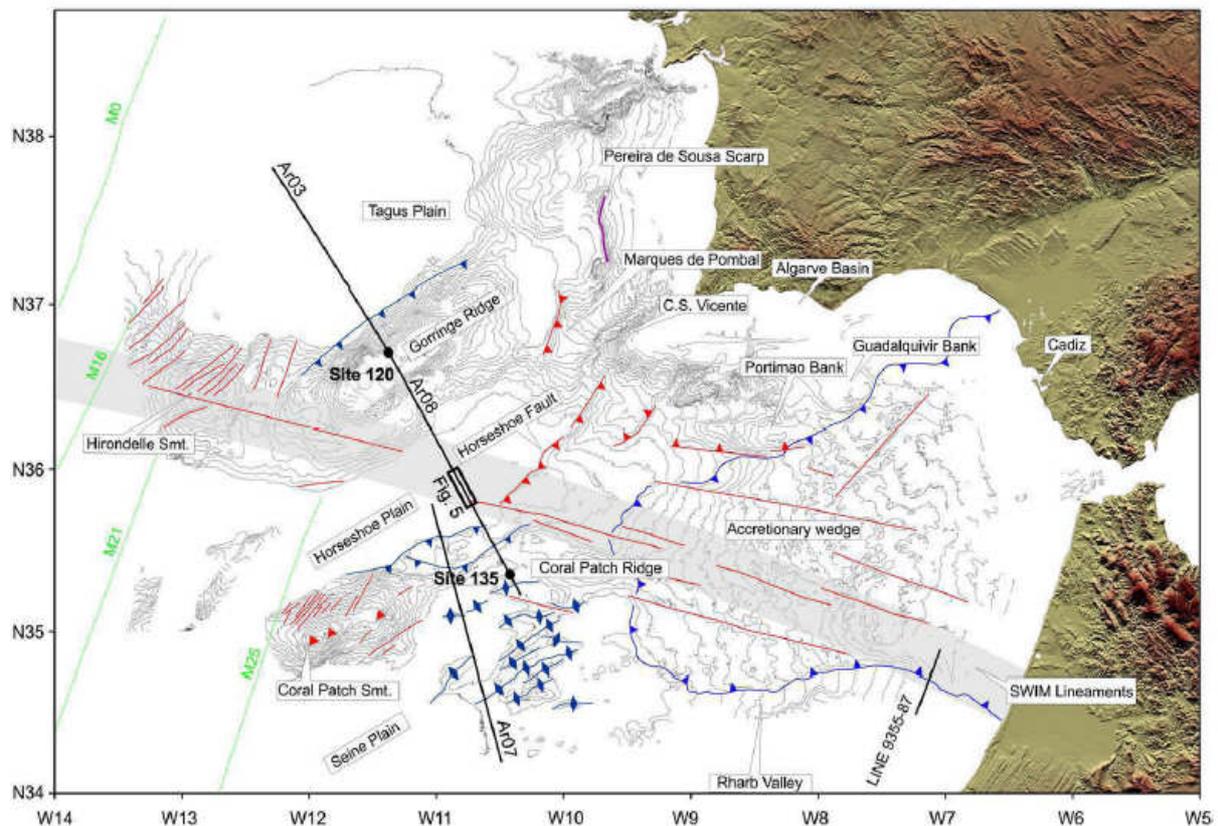


Figure I.19: Carte tectonique dérivée de la carte bathymétrique avec une interprétation structurale (Zitellini et al 2009).

Elles s'étendent de la Seamount Hironnelle (Figure I.19) jusqu'au plateau continental marocain, en traversant la plaine abyssale Horseshoe et le prisme d'accrétion du Golfe de Cadix. Ces traits sont constitués d'une série de crêtes et de vallées étroites correspondant à la fois à des crêtes et des emprunts de failles des sédiments holocènes et qui sont ponctués par l'activité des volcans de boues.

Ces linéaments qui sont attribués à des accidents appelés des failles de SWIM, se concentrent le long d'une bande étroite de 40 km de large et qu'on appelle la zone de la faille de SWIM. C'est une zone d'une longueur totale d'environ 600 km, situé entre l'extrémité orientale et occidentale aux deux frontières des plaques qui constituent la faille de Gloria et la faille Telo-rifaine (Figure I.20).

La Zone de faille de SWIM forme la limite sud de la zone tectonique et sismique active du Golfe de Cadix. Au Sud de cette zone de faille, l'activité sismique devient faible et le raccourcissement tectonique est négligeable, comme cela est démontré par l'existence d'une discordance régionale qui scelle l'axe principal de la plaine de la Seine.

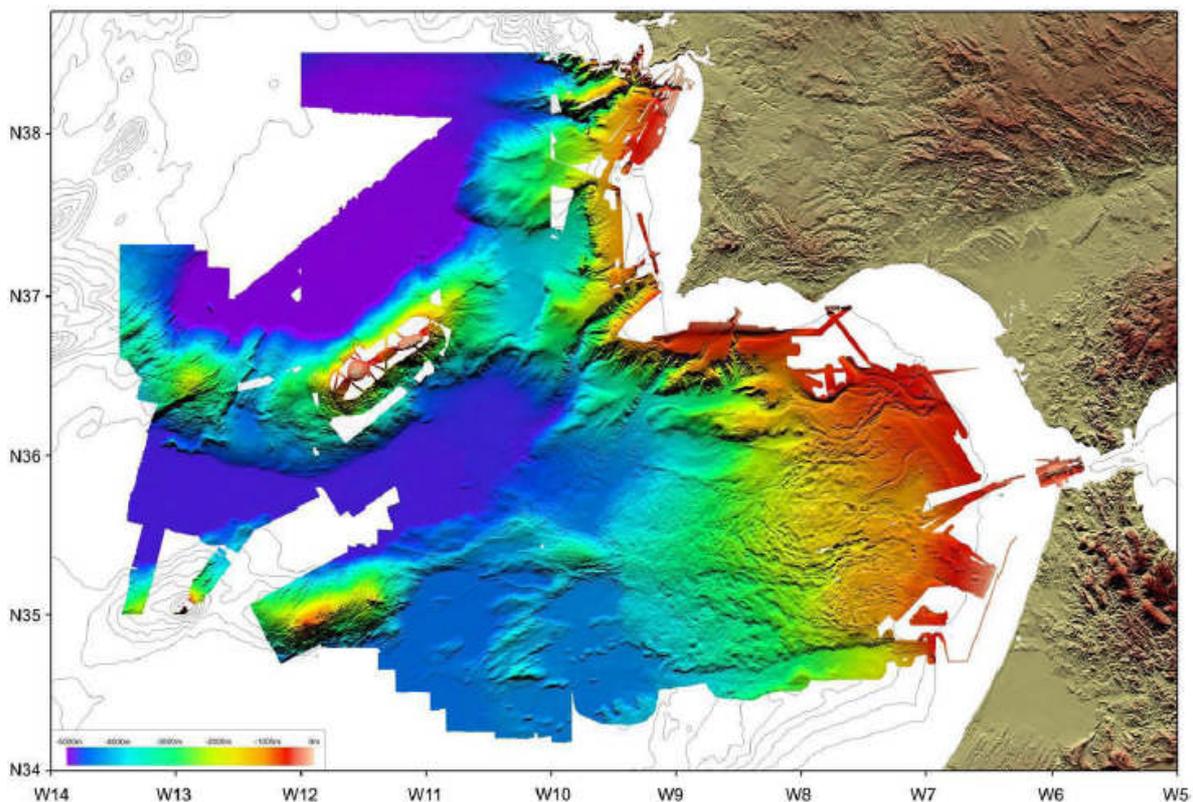


Figure I.20 : Compilation des multi-bandes SWIM (Zitellini, 2009).

I.C. La Méséta Nord Occidentale :

La Méséta (Figure I.21) est constituée par une couverture alpine tabulaire posée sur un socle paléozoïque pénéplané (Michard, 1976). La Méséta côtière, en bordure méridionale du Rharb, est constituée par un plateau, légèrement incliné vers l’océan. Elle présente une structuration en horsts et grabens associée au rifting de l’Atlantique Central au Trias supérieur/ Lias basal (Le Roy, 1997).

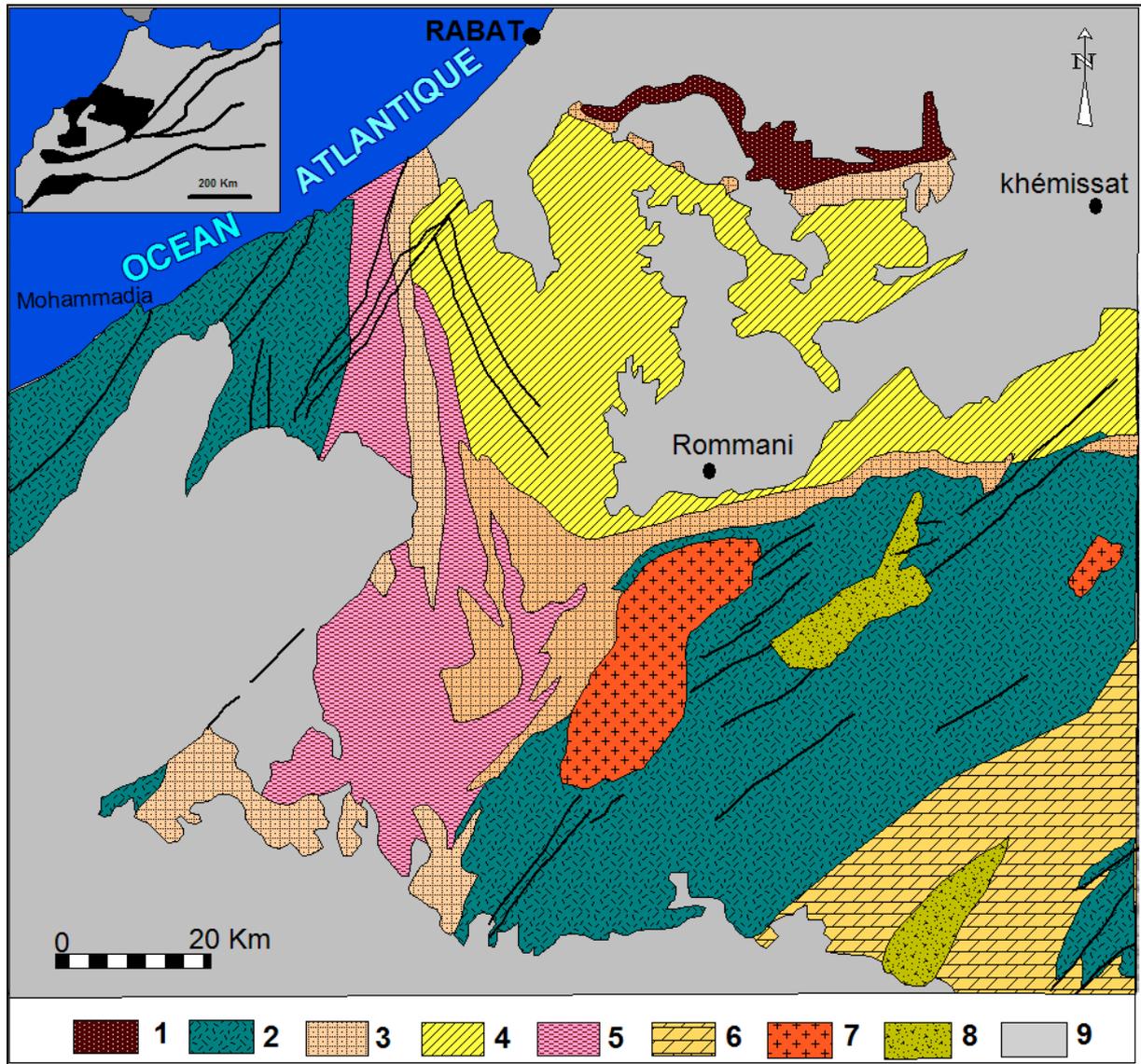


Figure I.21. Carte Géologique simplifiée de la Méséta Nord-Occidentale (Michard, 1976).

- 1 :** Bloc Séhoul ; **2 :** Môle côtier de l’anticlinorium de Khouribga-Oulémas ; **3 :** Rides de Rabat-Tiflet (au Nord), de Cherrat (à l’Ouest) et des Zaïr (au Sud) ; **4 :** Bassin de Sidi Bettache ; **5 :** Bassin de Ben Slimane ; **6 :** Bassin de Fourhal-Telt ; **7 :** Granites hercyniens des Zaër (à l’Ouest) et d’Oulémas (à l’Est) ; **8 :** Bassins post-orogéniques de Sidi Kassem (au Nord) et de Chebougrane (au Sud) ; **9 :** Terrains de couverture.

Cartographiquement le socle paléozoïque de la Méséta affleure dans la partie côtière au sud de la ville de Rabat, affecté de grandes structures hercyniennes (schistes, grès et quartzites) et découpé par un réseau de failles NE-SW, E-W (anticlinorium de Rabat-Tiflet) et NNW-SSE (Horst de l'Oued Cherrat) (Chelouan, 1986 ; Piqué, 2001). Il est recouvert par endroits, de formations secondaires et tertiaires subtabulaires (basalte, argile et sel du Permo-Trias, marnes et grès du Crétacé et du Miocène (Jeannette, 1965). Ces structures sont accompagnées d'accidents majeurs qui ont pu rejouer au Méso-cénozoïque (Cirac, 1985).

Dans la région de Rabat, les formations anciennes n'affleurent qu'à la faveur de profondes vallées entaillées dans la couverture plio-quadernaire, localement très importante. Par contre, entre les oueds Ikem et Nfifikh, les formations récentes sont plus rares et les terrains paléozoïques et tertiaires dominant largement à l'affleurement. L'ensemble est partiellement recouvert par des formations villafranchiennes et des dunes consolidées quadernaires. Près du rivage, le système dunaire est entaillé d'une falaise morte au pied de laquelle s'étend une dépression marécageuse (Oulja) séparée de la mer par un cordon dunaire plus récent.

Enfin, le domaine Mésétien se distingue des régions voisines comme le Rharb ou les régions pré-rifaines par sa relative stabilité structurale durant le cycle alpin, il est défini comme la partie du domaine hercynien restée stable après la fin du paléozoïque.

I.D. Sismicité du Nord du Maroc :

Le Maroc est considéré comme un pays de sismicité modérée par rapport à d'autres pays du bassin méditerranéen comme l'Algérie, la Grèce, l'Italie ou la Turquie.

Les cartes de sismicité du Maroc (Figure I.22) montrent les provinces du Nord comme les régions les plus actives sismiquement.

Situé dans une zone de collision, à proximité de la limite entre les deux plaques Afrique-Eurasie, le Nord du Maroc subit donc l'effet de la convergence.

La carte des intensités maximales observées dans le Nord du Maroc, montre l'influence de la sismicité historique (Figure I.23) en comparaison avec la figure précédente.

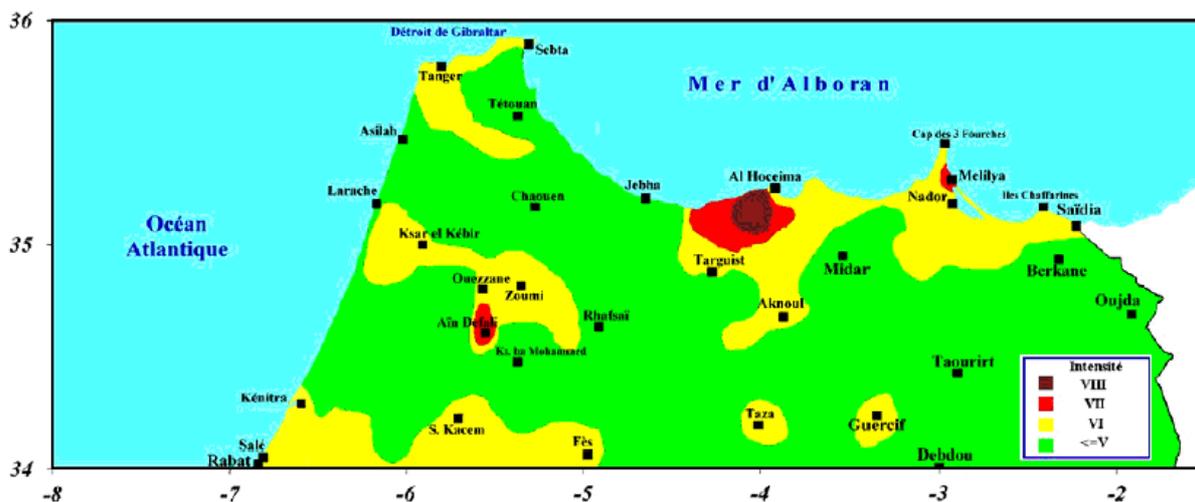


Figure I.22. Carte des intensités maximales ressenties dans le Nord du Maroc entre 1901 et 2000. (Cherkaoui et al., 2003).

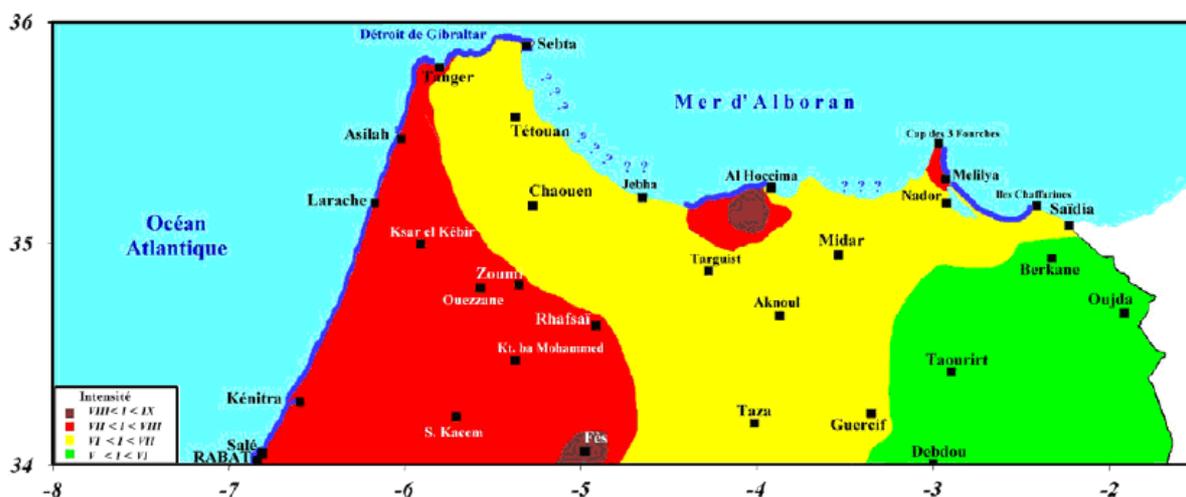


Figure I.23. Carte des intensités maximales ressenties en tenant compte des données historiques (Cherkaoui et al., 2003).

Dans la partie occidentale, y compris notre région d'étude, il semble que l'influence du séisme du 1^{er} novembre 1755 (grand tremblement de terre de Lisbonne, le plus destructeur et le plus meurtrier de l'histoire) se fasse ressentir sur toute la côte atlantique et à l'intérieur jusqu'aux environs de la ville de Fès avec des intensités > VII MSK, alors qu'à Fès l'intensité VIII MSK a été certainement dépassée lors du séisme de 1624 (Cherkaoui et al., 2003).

Rappelons que le degré VII MSK (MSK est une échelle de mesure de l'intensité d'un tremblement de terre) correspond à de fortes secousses et de légers endommagements, par contre le degré VIII MSK correspond à des dégâts importants.

Un autre risque à prendre en considération est celui des tsunamis, qui peuvent accompagnées des séismes dont l'épicentre se situe en domaine marin comme le tremblement de terre de Lisbonne, il est aussi important que le risque sismique, et concerne toute la côte atlantique et une partie de la côte méditerranéenne.

La distribution géographique des épicentres dans le Nord du Maroc pour la période 1901 – 1998 (Figure I.24), permet les observations suivantes :

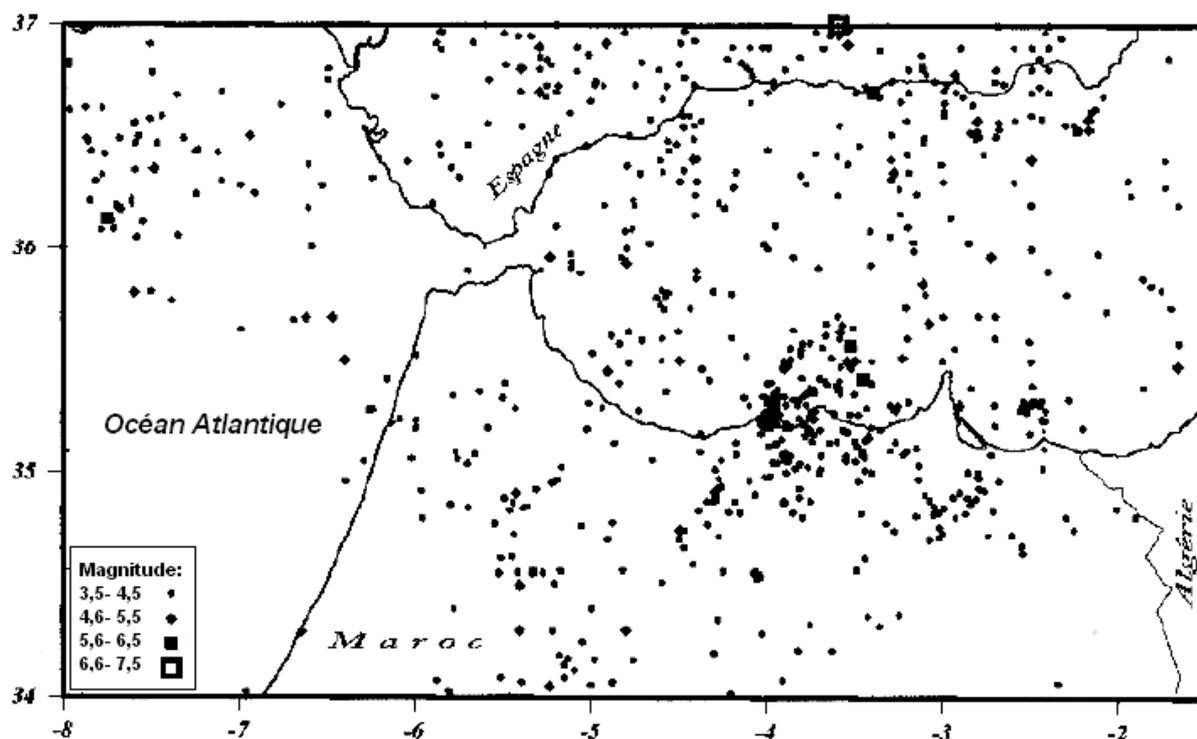


Figure I.24. Carte de sismicité générale de l'arc de Gibraltar et le Rif (1901-1998).
Ne sont représentés que les séismes dont la magnitude ≥ 3.5 . (Cherkaoui et al., 2003).

On observe dans *le Rif occidental* deux alignements sismiques, le premier, est orienté NE-SW, entre Jebha et Ouezzane et se prolonge au sud jusqu'à Sidi Kacem.

Le deuxième, de direction NW-SE, s'étend entre le golfe de Cadix et Ourthzarh en passant par Larache. L'activité sismique de ce dernier est probablement liée à l'accident majeur décrochant dextre intra-rifain externe, et qui se prolonge jusqu'à la zone coulissante des Açores (Cherkaoui et al, 2003).

Deux séismes de magnitude ≥ 5 ont été enregistrés pendant le XX^{ème} siècle cette période, dont le plus fort est celui de Aïn Defali du 9/8/1930 (M = 5.2, Io = VII MSK).

La majorité des foyers (96.5%) sont superficiels, néanmoins on note la présence de quelques séismes intermédiaires (11 au total) dont le plus profond est localisé à 98 km. La sismicité dans le bassin du Saïss - Fès et dans les rides préifaines, pourrait être engendrée par le rejeu d'anciennes failles normales qui affectent le causse moyen-atlasique et qui ont contribué à la genèse du bassin. Le rejeu récent de ces failles a entraîné une activité sismique moyenne (Cherkaoui, 1991). Les séismes les plus forts enregistrés dans cette région n'ont pas dépassé la magnitude 4.6. On note également la présence de deux séismes intermédiaires seulement dont le plus profond est à 133 km.

Donc l'activité sismique dans le Nord du Maroc est due en grande partie à une intense activité tectonique Plio-Quaternaire et actuelle engendrée par le rapprochement des deux plaques lithosphériques Afrique-Eurasie dont la vitesse de rapprochement est de l'ordre de 0.5 cm/an au niveau du détroit de Gibraltar avec une direction générale de convergence est NNW-SSE à N-S. (in Cherkaoui et al., 2003).

Partie II

*Analyse morphostructurale du
Prérif méridional et de la partie
occidentale de la plaine du Rharb*

Objectifs d'une étude morphostructurale

L'analyse morphostructurale a été largement développée par les pétroliers depuis les années 1960, puis reprise par Prud'homme (1972). Cette technique a été appliquée depuis avec succès en domaine subaérien et sous marin (Griboulard, 1983; Aït Brahim et al., 1986; Morel, 1988; Fraissinet, 1989; Deffontaines *et al.*, 1992; Zouine, 1993; Boumaggard, 1994; Chaouni, 1996; Alouane, 1997; Dridri, 2001, pour ne citer que quelques travaux parmi les plus importants).

C'est une des méthodes qui permet à partir du modelé du paysage, d'isoler et de quantifier des paramètres élémentaires à partir de l'étude d'une surface, afin d'étudier l'évolution d'une région. Un traitement distinctif de chaque paramètre ainsi isolé permettra de proposer des études détaillées pour caractériser un environnement précis à un moment donné. Des éléments anormaux disproportionnés ou aberrants pourront ainsi être mis en évidence.

La genèse des éléments d'une surface (homogénéité, régularité, organisation) est loin d'être un phénomène aléatoire. Chaque morphologie est la résultante de l'interaction de processus géodynamiques externes et internes agissant sur un support géologique préalablement structuré, comme l'ont montré Naudin et Prud'homme (1973).

Il apparaît nettement que les caractéristiques du support étudié, en particulier la lithologie et la structure tectonique déterminent en partie le mode d'action des facteurs de l'érosion et la direction de cette érosion. Il sera alors possible d'en déduire leur répartition spatiale et leur importance relative au sein d'une tendance générale.

La morphologie d'une région n'est donc, en définitive, que la représentation d'un état d'équilibre temporaire entre des contraintes antérieures d'origine interne régissant la mise en place des structures et, des actions nouvelles introduites par le dynamisme des phénomènes évolutifs de l'environnement. Ces remodelages, perpétuels, créent de nouvelles caractéristiques spécifiques de chaque modèle, qui peuvent soit mettre en valeur, soit atténuer les caractéristiques pré-existantes. Une telle évolution progressive contribue alors à l'élaboration d'une multitude de formes complexes et variées, chacune d'elles représentant un état particulier de cette évolution.

L'analyse morphostructurale présente ainsi un caractère pluridisciplinaire, elle est peu onéreuse et vise, à travers l'étude de certains paramètres caractéristiques du relief, à mettre en lumière les indications aptes à traduire les différents moteurs de l'organisation structurale et sédimentologique qui conditionnent l'évolution morphogénétique d'une région. Il est évident que le cadre géologique de par les structures tectoniques et les caractères lithologiques, joue un rôle déterminant dans le façonnement des différents éléments d'une surface qu'elle soit sous-marine ou continentale.

L'analyse morphostructurale est principalement basée sur le fait que l'on peut découvrir dans l'image même que nous avons de la surface terrestre (domaines immergés compris), par le biais de documents cartographiques appropriés (cartes topographiques et/ou bathymétriques) tout un ensemble de relations entre les caractères du substratum et les formes de ce relief.

La recherche des causes probables de l'organisation des formes de la surface terrestre, incite à distinguer sur les documents topographiques ou bathymétriques deux grands ensembles :

- ✓ Les surfaces ou points hauts, d'une part,
- ✓ Les vallées ou entailles, d'autre part, dont la répartition spatiale est généralement en rapport étroit avec les hétérogénéités du sous-sol ou substratum et qui correspondent à des anisotropies de deux types :
 - * Les anisotropies sédimentaires qui correspondent à la présence de variations lithologiques et faciologiques ou de plan de discontinuité au sein d'une même série géologique.
 - * Les anisotropies structurales ou tectoniques : accidents post-sédimentaires ou rejeux récents d'anciennes structures telles que failles, diaclases ou plissements qui caractérisent les directions des phases orogéniques locales ou régionales.

Compte tenu que toutes vallées et reliefs se définissent dans toute surface, c'est donc à partir de ces deux éléments que sera conduite l'analyse morphostructurale de notre domaine.

Nous travaillerons sur des documents cartographiques pour analyser puis interpréter en termes géologiques, la topographie et les éléments du réseau hydrographique du Prérif méridional et de la partie occidentale de la plaine du Rharb.

II. A. Morphogenèse et analyse cartographique

1. Analyse des surfaces

1.1 Surfaces régionales ou théoriques

D'une façon générale, on peut toujours concevoir une surface théorique simple quel que soit le milieu considéré, modelé par une activité érosive quelconque exerçant son action suivant la ligne de plus grande pente sur un matériau homogène et isotrope (Griboulard, 1980).

Cette surface (Figure II.1) traduit un phénomène érosif régional et pourra être comparée à la surface réelle.

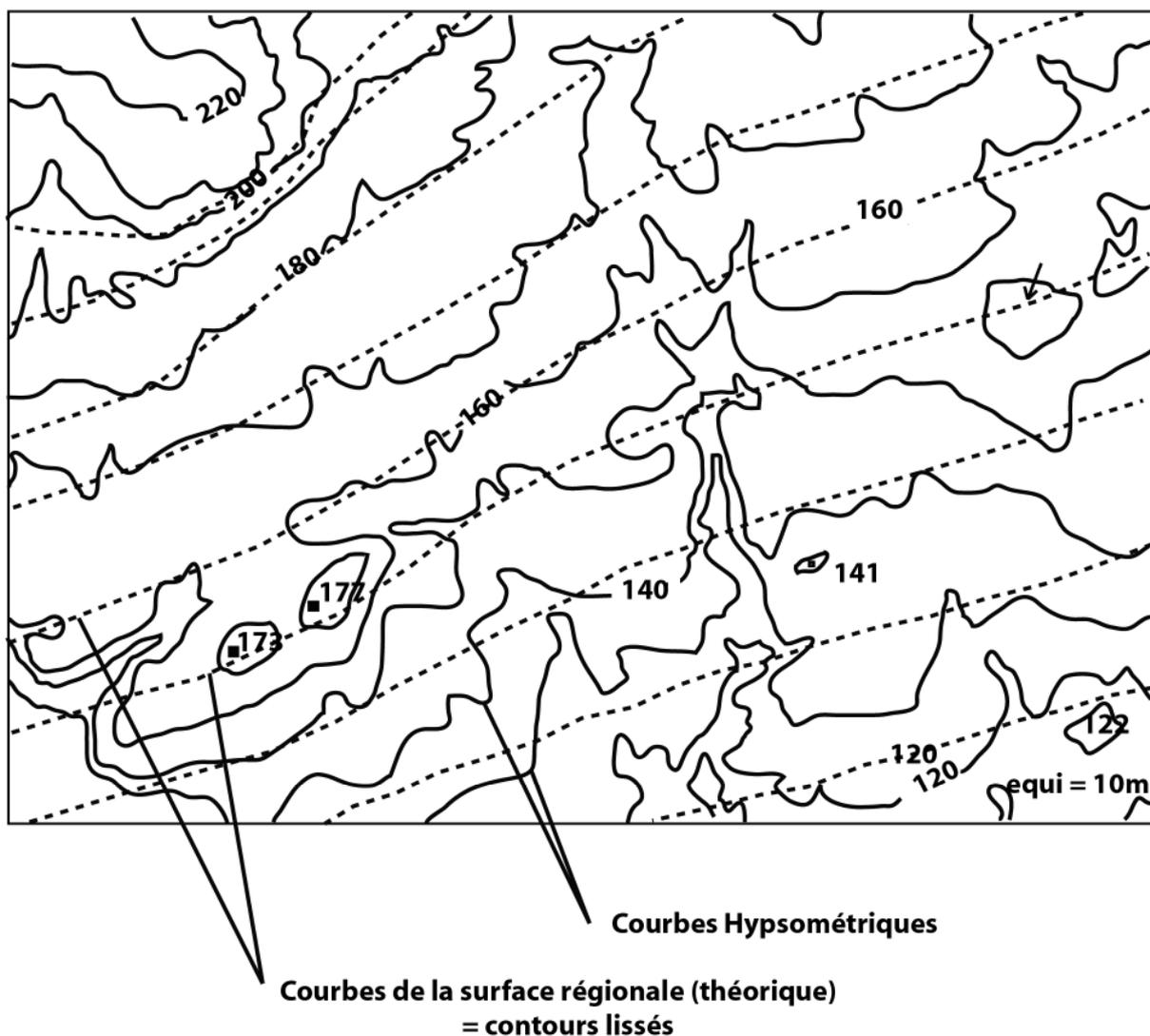


Figure II.1. Construction d'une surface régionale.

A partir des contours lissés ou adoucis de courbes de la surface réelle, on construit la surface théorique régionale la plus simple possible, dite « surface régionale de 1^{er} ordre ».

On trace les courbes intermédiaires de telle sorte qu'elles déterminent une pente constante puis on lui soustrait ensuite point par point la surface réelle. On obtient une nouvelle surface, résiduelle, aux contours d'égale différence entre les types de forme. Ces différences ou anomalies sont soit au-dessus (positives), soit au-dessous (négatives) de la surface de référence dont la pente régulière et uniforme permet de définir l'allure concave ou convexe de la topographie étudiée.

On procède ainsi jusqu'à ce qu'il ne subsiste plus d'anomalies importantes. On obtient alors une surface régionale d'ordre « n » très proche de la surface réelle mais construite à partir d'éléments de surface connus, bien individualisés.

De la comparaison entre celle-ci et la surface réelle on fait alors apparaître tout ce qui différencie de la réalité de ces conditions idéales, en particulier les hétérogénéités et les anisotropies du substrat. La cartographie des résiduelles rend compte de ces zones anomaliques, positives ou négatives, représentatives de l'allure convexe ou concave de la topographie étudiée

1.2. Surfaces enveloppes :

Dans des zones à relief accentué, contrasté, la construction des surfaces précédentes (surfaces régionales) peut s'avérer très délicate, voire impossible.

Aussi a-t'on recours à la construction de nouvelles surfaces, proches des surfaces régionales, mais dont les contours se déterminent à partir d'élément propres au relief à analyser. On peut donc utiliser une technique semblable en ce qui concerne son principe, mais différente dans sa réalisation. Leurs courbes représentatives, lieux géométriques des points d'égale valeur, présenteront alors des tracés optimisés. Il en sera ainsi des surfaces enveloppes des points hauts par exemple (Figure II.2), dont les paramètres constitutifs seront directement extraits du relief réel et non d'un relief fictif.

Cette surface fictive qui fait abstraction du creusement hydrographique récent, permet de dégager et de mettre en exergue des ensembles homogènes séparés par des discontinuités. Ce « filtrage » des altitudes est une aide à l'interprétation en mettant en exergue des ensembles géologiques difficiles à appréhender dans le document topographique initial.

Des lissages multiples se font pour optimiser le document initial afin de mettre en évidence les discontinuités morphologiques majeures. La surface obtenue est le résultat final d'une histoire complexe dont les effets sont appréhendés de façon globale. Elle est la

représentation entre une surface ancienne probable et les transformations cumulées qu'elle a subies depuis la création de ce relief.

Il s'agit bien d'une vision optimisée de cette surface qui présente deux types d'anomalies : des anomalies de relief positives et négatives et des anomalies plus linéaires comme des ruptures de pente surtout lorsqu'elles ont un tracé assez rectiligne. L'analyse de ces anomalies démontre le rôle du cadre structural régional.

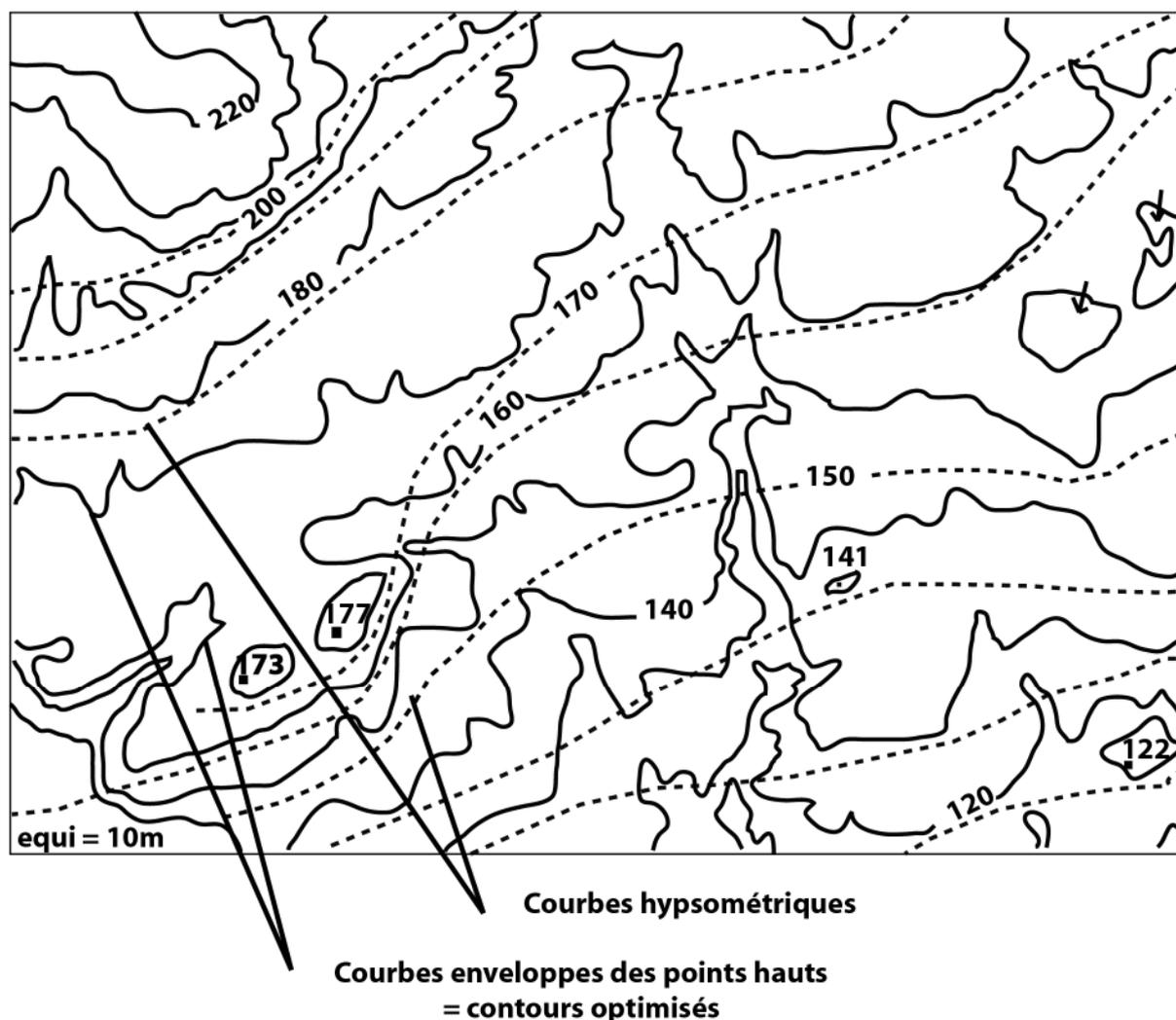


Figure II.2. Construction d'une surface enveloppe.

2. Analyse des réseaux hydrographiques

Parallèlement aux analyses portant sur les surfaces, nous disposons dans les réseaux d'entailles d'un « stock » d'informations tout à fait remarquable.

Le réseau hydrographique a été le sujet et l'objet d'études nombreuses et variées. Dans cette étude, nous n'appréhenderons pas le réseau hydrographique comme les hydrauliciens ou

les hydrologues peuvent l'aborder. Mais nous nous attacherons plutôt à présenter une modélisation et une informatisation du réseau hydrographique en vue d'une analyse quantitative.

Depuis les années 50, divers scientifiques, géologues, géographes ou géomorphologues ont défini des modes d'analyse des réseaux hydrographiques. Le principal de leurs recherches était de pouvoir utiliser la masse d'informations contenues dans la morphologie d'un réseau hydrographique. En dépit des nombreuses lois et des méthodes développées, aujourd'hui encore ce type d'analyse n'a jamais vraiment été utilisé autrement qu'à titre expérimental ou de manière sporadique. Ce peu d'utilisation s'explique alors par la longueur des calculs manuels et l'inadaptation des moyens informatiques pour l'automatisation de ce type d'analyse. En revanche, depuis les années 1980, on s'attache à l'automatisation de l'extraction du réseau hydrographique à partir de modèle numérique de terrain (MNT).

Et c'est dans cet esprit d'automatisation et d'informatisation du réseau hydrographique que nous proposons cette étude qui a pour but de concevoir un outil d'aide à l'analyse.

Pour ce faire, nous avons décidé de traiter le réseau hydrographique comme un objet typiquement vectoriel (possédant toute la typologie et la particularité d'une arborescence), en proposant la conception et la réalisation d'un outil informatique sous un logiciel de Système d'Information Géographique (SIG).

Aussi élémentaire que cela puisse paraître, il n'est pas aisé de donner une définition complète et réellement satisfaisante du réseau hydrographique. Les approches peuvent être très variées. Nous avons choisi de retenir ici deux définitions complémentaires provenant du même auteur, (Deffontaines, 1990) :

"Le réseau hydrographique correspond à tout écoulement linéaire concentré sur la surface topographique qu'il transforme progressivement. Il représente un état du cycle de l'eau, celui de l'écoulement qui suit le chemin le plus facile, minimisant sans cesse leur entropie".

"Le réseau hydrographique est l'ensemble des surfaces topographiques émergées, situées en contrebas de tous les points voisins, sauf généralement selon la direction d'écoulement. Ces surfaces peuvent contenir de l'eau de manière temporaire ou permanente".

Ainsi, en d'autres termes, le réseau hydrographique comporte:

- ✓ Les talwegs;
- ✓ Les dépressions fermées: endoréiques ou exoréiques.

Dans cette première partie, nous aborderons le réseau hydrographique dans son environnement naturel en parcourant sa morphogenèse, sa morphologie puis en envisageant son analyse.

Les travaux de Prud'homme (1972), de Naudin et Prud'homme (1974) tout d'abord, suivi de ceux de Griboulard (1980), Fontas (1983), El Foughali (1982), Afian (1986), Boummaggard (1994) parmi de nombreux auteurs, ont montré que les méthodes appliquées à l'étude de réseaux hydrographiques terrestres peuvent être utilisées pour étudier les entailles du domaine marin. Ainsi la formation et le développement d'un réseau d'entailles dépend de plusieurs facteurs :

- ✓ L'agent d'érosion, facteur essentiel dans la détermination d'un réseau ;
- ✓ La topographie du milieu : dans un milieu à matériau homogène, le réseau se développera suivant la ligne de plus grande pente ;
- ✓ Les structures géologiques peuvent agir sur l'écoulement des drains en les accélérant, en les orientant, ou même en les détournant ;
- ✓ La composition lithologique qui contrôle en grande partie la densité, le drainage ou la rareté d'un réseau, ceci étant à mettre en relation avec le caractère d'imperméabilité ou de perméabilité des différentes séries géologiques.

Tout cela démontre que les caractères d'un réseau peuvent renseigner sur les conditions lithologiques et structurales du substrat sous-jacent. Ces caractères peuvent être d'ordre graphique, d'ordre hiérarchique ou encore d'ordre anormal. Par ailleurs, le réseau d'entailles permettra d'aborder l'étude des structures plus profondes du substratum. Cela se fera en particulier par l'intermédiaire de la morphométrie, (Étude des longueurs relatives des drains des systèmes hiérarchiques).

2. 1. Facteurs de contrôle :

Le tracé du réseau hydrographique résulte des interactions simultanées de facteurs à la fois nombreux et complexes. Il rencontre durant son parcours plusieurs obstacles. Nous nous attacherons uniquement à ceux qui sont d'ordre géologique, et cela même si le climat et/ou les paléoclimats, la végétation, l'action de l'homme ont un rôle important dans l'évolution du tracé des cours d'eau.

Ainsi, deux grands types de facteurs géologiques régissent le tracé des réseaux hydrographiques ce sont des facteurs dits internes et composites.

* Les facteurs internes :

Sont désignés par le terme de facteurs internes, les causes uniquement géologiques, comme la nature des roches et la structure géologique de la région.

Ainsi, en fonction de la lithologie, le comportement du réseau et son organisation vont être différents. En effet, la nature des roches intervient fortement dans les modifications du relief. En fonction de paramètres physiques à l’affleurement tels que l’épaisseur, la dureté, la perméabilité, la compétence (c’est la sensibilité à l’érosion différentielle qu’il s’agisse de matériaux meubles ou non), la porosité d’une roche ou d’un sédiment et en fonction de l’origine (terrigènes ou biogènes) des constituants de cette roche ou du sédiment, la sensibilité à la dissolution par les eaux interstitielles, les phénomènes de cristallisation ou de diagenèse qui les affecteront seront très différents et favoriseront les modifications de la topographie.

Les déformations des roches qui s’inscrivent dans l’histoire structurale (ou tectonique régionale) vont également modifier les réseaux hydrographiques.

- ✓ L’agencement originel des roches, incluant les pendages, les alternances géologiques, les discordances (Figure II.3) ;
- ✓ Les déformations en cours ou phénomènes néotectoniques affectent la lithosphère et modifient la topographie et par conséquent façonnent considérablement le réseau hydrographique.

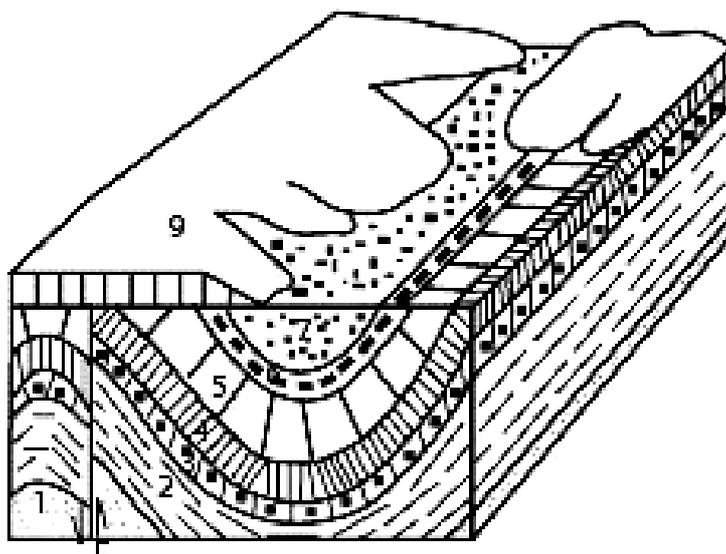


Figure II.3. Discordance.

La couche 9 est stratigraphiquement discordante sur les couches 1 à 7, plissées et faillées, il y a lacune de la couche 8.

* Les facteurs composites :

Ce sont la résultante d'une combinaison de facteurs de natures diverses. Leur importance diffère considérablement selon l'échelle à laquelle on observe le réseau hydrographique.

Ainsi, *la pente régionale* est définie par un sens, une direction puis une inclinaison. La pente sera un élément déterminant dans l'orientation et l'organisation des cours d'eau.

De plus, une augmentation de la pente longitudinale du cours d'eau accroît sa dynamique et rompt son profil d'équilibre et provoque *un rajeunissement*. Ce dernier se produit lorsqu'il y a une reprise de l'érosion sur un relief pénéplané ou aplani, par abaissement du niveau aval des cours d'eau ou par surrection du niveau amont (Figure II.4). Ce rajeunissement est le début d'un nouveau cycle d'érosion.

Les variations générales du niveau moyen des mers, ou *eustatisme* ou eustasie, est l'une des causes du rajeunissement (phénomène expliqué précédemment, Figure II.4). En effet, ces variations agissent sur le potentiel érosif d'un cours d'eau et donc sur sa morphologie. Le cycle d'érosion normal concerne les trois étapes successives (jeunesse, maturité, et vieillesse).

Toutefois, l'ensemble des phénomènes liés à l'eustatisme (glacio-eustatisme, tectono-eustatisme), peut provoquer un soulèvement des continents (a) ou/et une baisse des continents (b), il est ainsi possible à partir de la topographie d'un relief ayant dépassé son stade de maturité (C) de revenir à un stade de jeunesse (A).

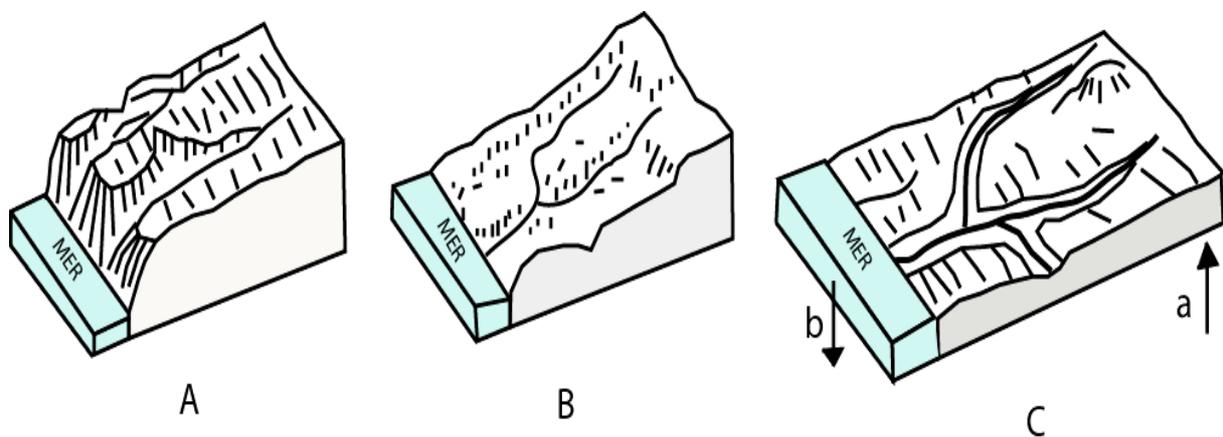


Figure II.4. Stades d'un cycle d'érosion.
A : Jeunesse. B : Maturité. C : Vieillesse.

D'autre part, l'allure du réseau (anastomosé, ou tressé, ou méandrique....) peut être modifiée par ses *paramètres hydrologiques propres*, qui sont: -la puissance du cours d'eau en fonction de son débit qui permet au fleuve de franchir ou de contourner un obstacle; -la charge sédimentaire qui influence le potentiel érosif du cours d'eau; - et la localisation des confluences.

Par ailleurs, l'allure actuelle d'un réseau peut intégrer des éléments *d'une forme antérieure*, on parlera de: - *réseau fossile*: quand les nouvelles couches sédimentaires oblitèrent le réseau ancien; - *de réseau palinostatique* quand la *reconstitution du réseau* avant des déformations d'ordre tectonique permet de connaître son allure.

Quand le réseau hydrographique s'établit avant le soulèvement tectonique et maintient son cours pendant son soulèvement nous parlerons *d'antécédence* (Figure II.5) ou *de surimposition* (Figure II.6) quand le nouveau réseau se met en place sur une surface ou sur un manteau de dépôts masquant les inégalités sous-jacentes; -enfin il peut être le résultat d'un *héritage de réseaux* de nature très différente, comme par exemple, une vallée glaciaire ou un réseau sous aquatique.

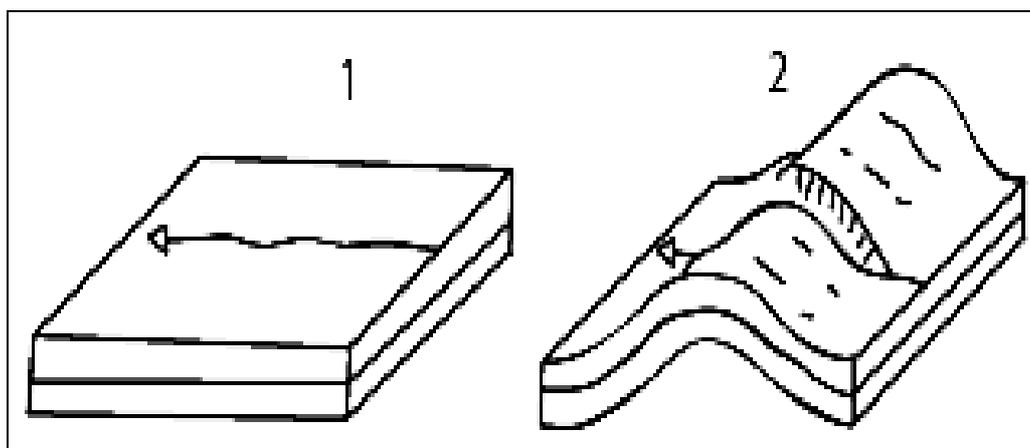


Figure II.5. Phénomène d'antécédence.

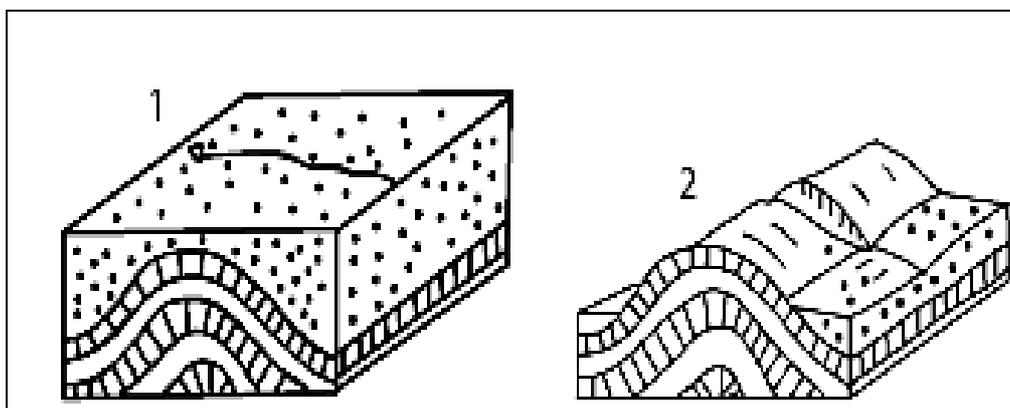


Figure II.6. Phénomène de surimposition.

2.2. La morphologie du réseau hydrographique :

"Les petits ruisseaux font les grandes rivières": cette maxime fort utilisée exprime parfaitement le parcours de l'eau dans l'étape du cycle de l'écoulement en surface. Du Mont-Blanc (Alpes) à la Méditerranée, du pic du Midi d'Ossau (Pyrénées) à l'Atlantique, du Chimborazo (équateur) au delta de l'Amazone, l'eau se regroupe, détruit, érode, se calme, s'organise en réseaux de diverses natures donnant lieu à des morphologies différentes.

Ainsi, dans cette partie, nous tenterons de cerner brièvement les formes que le réseau hydrographique peut prendre entre sa source et son exutoire. Par conséquent, nous essaierons d'aller de l'ensemble au détail. Nous traiterons d'abord des grands types de chenaux fluviaux, en proposant diverses classifications d'ordre morphologique.

2.2.1 Les différents types de chenaux fluviaux :

Les grands systèmes fluviaux résultent du transport et de la sédimentation par les cours d'eau qui d'amont en aval (Figure II.7) s'organisent différemment selon les précipitations, les pentes régionales, ces dernières varient énormément entre la source et l'exutoire, et enfin selon la structure et la nature des terrains traversés.

Quatre grands types d'organisation du chenal des rivières peuvent être distingués : le chenal unique (en amont), les chenaux tressés, les inévitables chenaux "méandriques" et enfin les chenaux anastomosés.

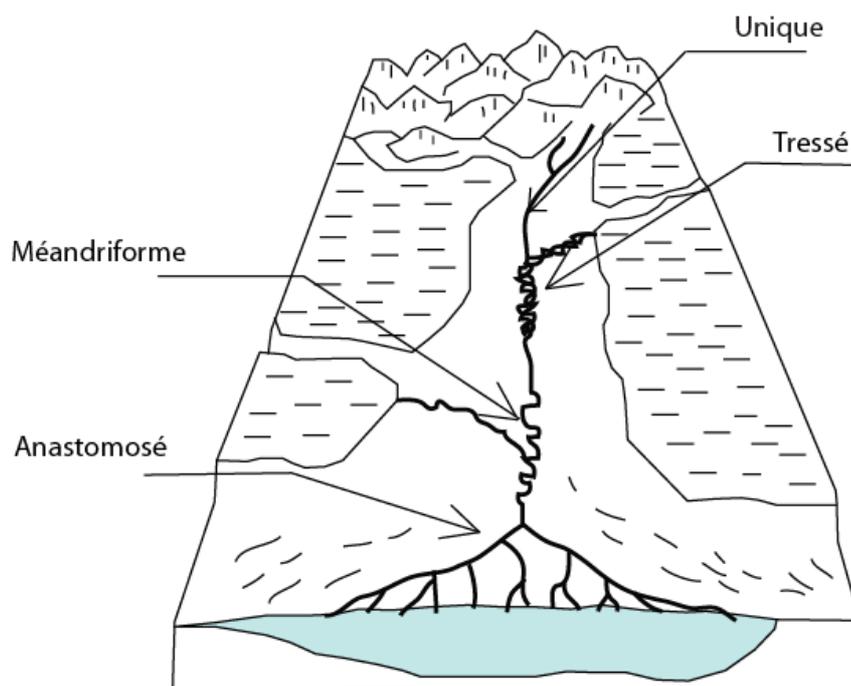


Figure II.7. Les grands systèmes fluviaux (Le Pape 1998, modifiée).

Chenal unique :

Le chevelu (Stream Network) est la partie la plus connue et la plus évidente des cours d'eau à chenal unique (Figure II.8), mais il y en a d'autres comme les torrents. Le chevelu a la forme d'une ramification, car chaque cours d'eau qui le compose converge vers un point que l'on nomme exutoire. C'est un arbre qui s'organise suivant les règles de l'écoulement gravitaire rencontrant quelques particularités et anomalies (Le Pape 1998).

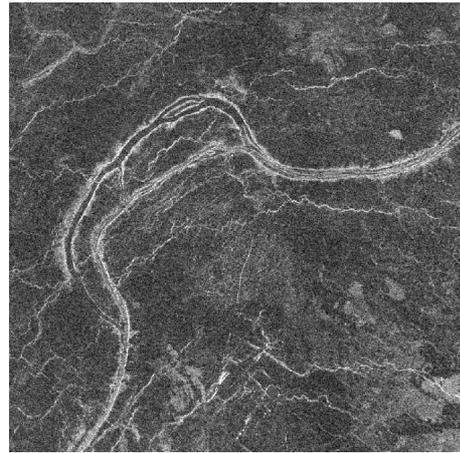


Figure II.8. Chenal unique.

Les chenaux tressés :

Les cours d'eau à chenaux tressés (braided channel) (Figure II.9) se divisent et se rejoignent en formant des barres ou des îles, comme la Durance. "On trouve ce type de rivières lorsque la pente est prononcée, où lorsque les eaux sont temporairement abondantes, rapides et très chargées en sédiments plutôt grossiers." (Le Pape 1998).

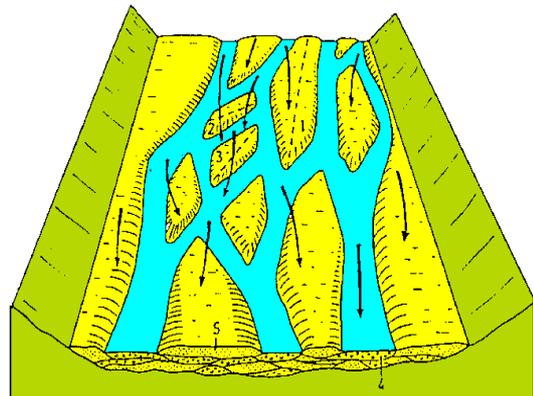


Figure II.9. Chenal tressé.

Les chenaux méandriformes :

Les cours d'eau méandriformes (Figure II.10) (Meandering Channel) se composent essentiellement de sinuosité de cours d'eau. Ce type apparaît dans les cours inférieurs à faible pente longitudinale où les eaux ont une vitesse réduite et une faible et fine charge sédimentaire, (Le Pape 1998).

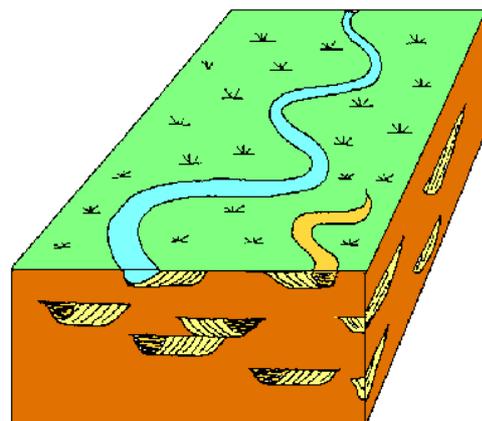


Figure II.10. Chenal méandriforme.

Les chenaux anastomosés :

Les cours d'eau anastomosés (Figure II.11) se situent dans des régions à très faible pente, légèrement en amont des plaines deltaïques.

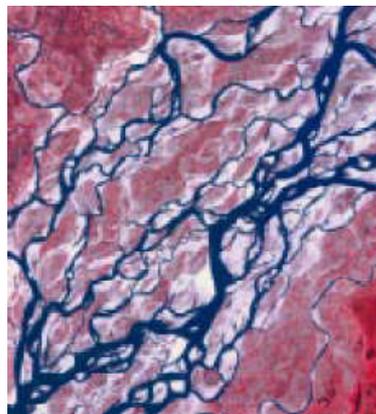


Figure II.11. Chenal anastomosé.

2.2.2. Les classifications descriptives des réseaux hydrographiques :

Le principal travail sur ce sujet est signé par Howard (1967). Il a établi une classification descriptive des différentes formes de réseau hydrographique. Cette classification est fondée sur l'aspect géométrique (en plan : ce que nous étudions) à laquelle correspond un nom d'identification.

D'autres travaux ont été entrepris pour essayer de classer les réseaux hydrographiques selon d'autres critères.

* La classification descriptive de Howard :

Howard n'est pas le précurseur en matière de classification, mais ses travaux sont cités comme étant remarquables, détaillés et abondamment repris.

L'énumération que propose Howard est classée en divers types: les types de base qui définissent huit classes principales (Cf. Figure II.12) ; et les sous-types qui détaillent ces classes (Cf. Figure II.13).

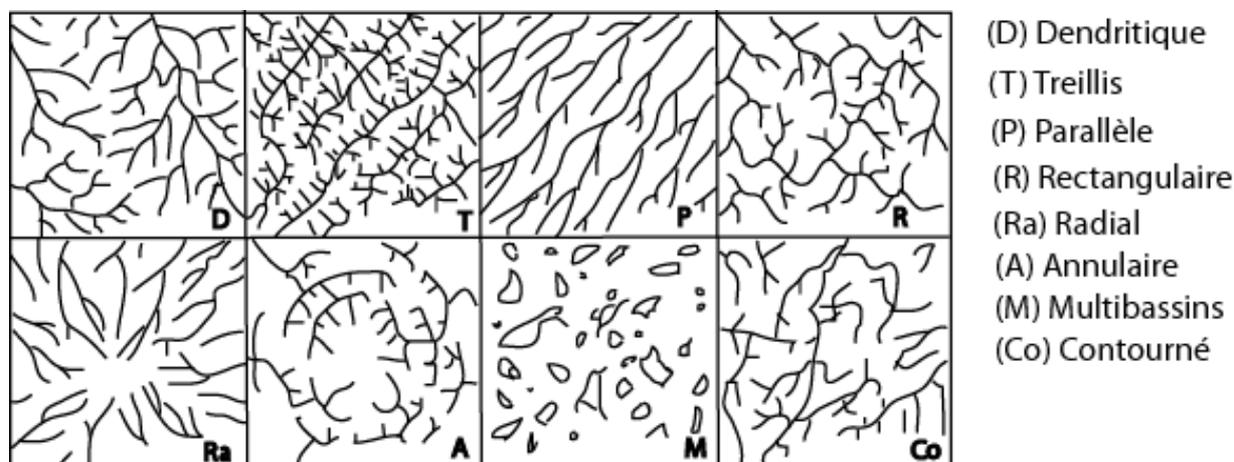


Figure II.12. Classification descriptive: types de base du réseau hydrographique (Howard, 1967).

Nous avons utilisé les travaux de R. Prud'homme, 1972, reprenant la classification de Howard, 1967.

*** Type dendritique (D):**

Ce type ne peut se développer que sur des sédiments résistants, horizontaux, ou biseautés par une surface horizontale. Il devait nécessairement exister une pente régionale faible au moment où le réseau de drainage s'est mis en place. Les roches rencontrées peuvent être des roches sédimentaires aussi bien que des roches cristallines.

Les sous-types de cette catégorie traduisent des morphologies apparentes du réseau différentes. Ainsi, le sous type *sub-dendritique* (1) qui est la forme le plus souvent rencontrée dans les réseaux hydrographiques peut traduire un contrôle structural secondaire peu important. Le sous type *penné* (2) présente une allure du réseau souvent très fine où les affluents sont nombreux et courts. Il est rencontré quand les matériaux sont facilement érodables, le sous type *dichotomique* (3) et le sous type *distributaire* (4) caractériseraient les cônes alluviaux et les deltas.

*** Type en treillis (T):**

Ce type est caractéristique de roches sédimentaires, volcaniques ou faiblement métamorphiques, ayant un pendage net. Il est associé à des zones de fractures de directions parallèles. Il se rencontre dans des zones de lacs, ou même être associées à des dépôts d'origine marine aujourd'hui exondés, striés de cordons littoraux.

Ce type de drainage est défini comme l'un de ceux où les petits affluents ont essentiellement la même importance de part et d'autre de longs fleuves subséquents

Les sous-types, *sub-treillis* (6) et *treillis directionnel* (7) correspondent le plus souvent à des formes de reliefs allongés, le treillis directionnel peut même caractériser des monoclinaux modérés. Le *treillis de faille* (8) est traduit comme son nom l'indique la présence de failles, de directions variées : parallèles, divergentes, convergentes ou ramifiées. Le *treillis de joints* (9) caractérise les zones où les failles sont parallèles ou mettent en valeur les joints des roches. Par opposition, le *treillis recourbé* (10) se rencontre sur un substrat plissé où les axes des plis sont nets.

*** Type parallèle (P):**

Pour que ce type puisse se développer des pentes moyenne à forte doivent être présentes, et se rencontre dans des régions à structures topographiques allongées et parallèles.

Les sous-types: *sub-parallèle* (11) : traduit une pente intermédiaire ou un contrôle par des formes topographiques parallèles ; *colinéaire* (12) : fréquent entre les crêtes de sable. Toutes les transitions sont possibles avec le type parallèle et avec le type dendritique et le type treillis.

*** Type rectangulaire (R):**

Il s'établit sur un substrat fortement tectonisé, les failles peuvent se couper à angles droits. Les fleuves et les lignes de partage des eaux masquent la continuité régionale.

Le sous-type: *angulaire* (13) : caractérise des joints ou des failles et se coupent suivant des angles non droits.

*** Type radial (Ra):**

Ce type radial s'observe sur des structures topographiques associées aux volcans, aux dômes. Il n'est pas rare alors d'observer sur ces structures, un type multiradial dans le cas de drainage radial complexe.

Le sous-type: *centripète* (14) caractérise les zones effondrées liées aux cratères, aux caldeira et autres dépressions. On peut également rencontrer des zones de drainage très complexe (multicentripète).

*** Type annulaire (A):**

Il draine généralement les dômes et les bassins structuraux. « Les affluents longs des fleuves subséquents circulaires indiquent généralement la direction du pendage des affluents et permettent de distinguer les dômes des bassins ».

*** Type contourné (Co):**

Ce type se trouve sur des roches métamorphiques. Les dykes, les veines et les zones migmatisées y forment des couches dures par endroit. Il n'y a pas d'ordonnement régional comme dans le type treillis recourbé. « Les affluents les plus longs des fleuves subséquents courbes indiquent en général le pendage de roches métamorphiques et le plongement des anticlinaux et des synclinaux ».

*** Types divers :**

Composé (17) : présentant deux types (ou plus) de drainages contemporains dans la même zone; *palimpseste* (18 et 19): où un drainage ancien, abandonné, d'un certain type, est

recoupé par un drainage récent, actif de type différent ; *Complexe* (20): correspond à un agrégat de type dissemblable reflétant différents contrôles structuraux dans des zones voisines.

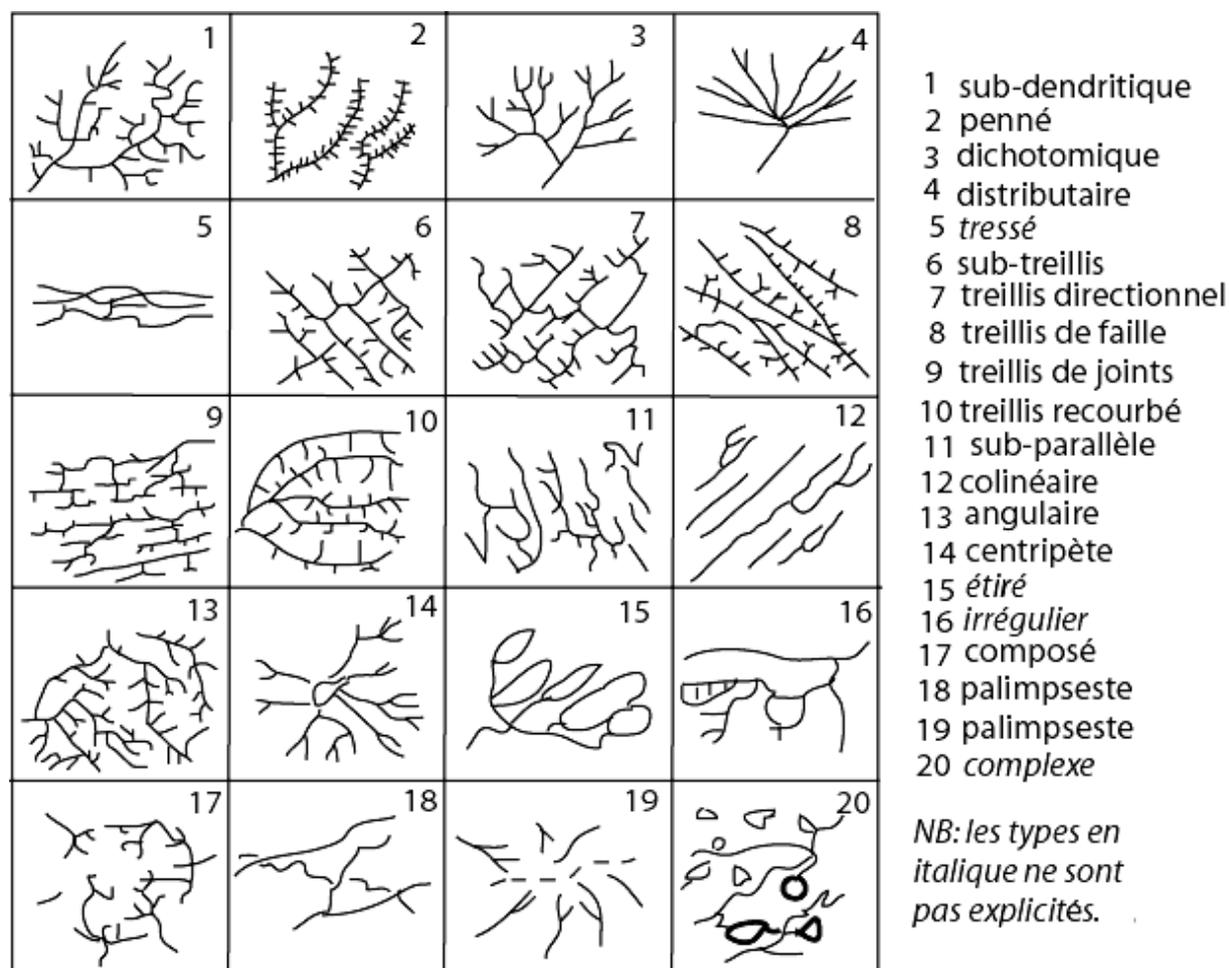


Figure II.13. Classification descriptive: types modifiés de réseau hydrographique (Horward, 1967).

Conclusion :

Il convient de noter que dans cette classification des réseaux, la distinction n'est jamais clairement faite entre ce qui ressort de la structure géologique et ce qui est du domaine des formes; l'existence d'un réseau de type rectangulaire suppose, par exemple, non seulement un réseau de joints ou de diaclases, mais aussi l'installation de ce même réseau sur une surface de départ qui peut être d'origine structurale (revers de cuesta par exemple) mais aussi d'érosion.

D'autres travaux ont été entrepris pour essayer de classer les réseaux hydrographiques qui tiennent compte de la forme des fleuves, des anomalies de leur tracé, et de leur régime des fleuves.

2.2.3. La classification génétique :

Nous reprenons ici l'essentiel de la synthèse de Le Pape (1998), puisqu'elle résume parfaitement l'état des recherches actuelles sur le sujet.

David et Powell (in : Le Pape 1998) ont défini une autre classification des rivières (Figure II.14) selon des critères génétiques établis en quatre catégories

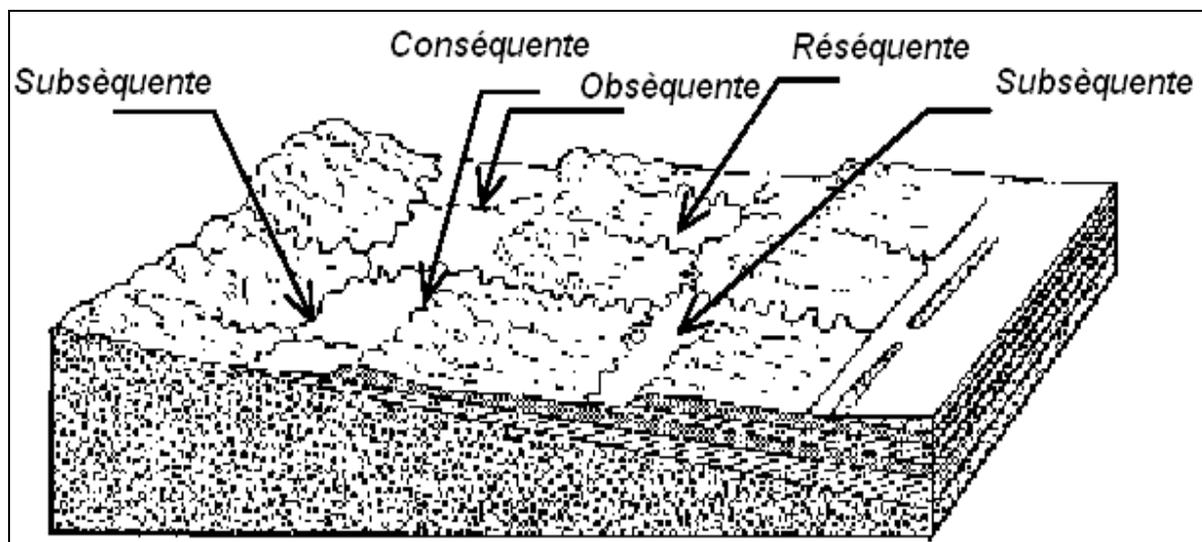


Figure II.14. La classification génétique, (Davis et Powell in Le Pape 1998).

Rivières subséquentes (Subsequent Stream) (Figure II.15): se dit des affluents des rivières conséquentes responsables du déblaiement des dépressions au pied des falaises, ce sont des rivières de deuxième génération qui coulent perpendiculairement au pendage des couches, ce sont aussi des cours d'eau qui contournent ou suivent une structure (bloc dur, dôme) qui est donc postérieure.

Rivières conséquentes (Transverse Stream) (Figure II.16): rivières originelles coulant parallèlement au pendage des couches, ce sont aussi des cours d'eau antérieurs à une structure.

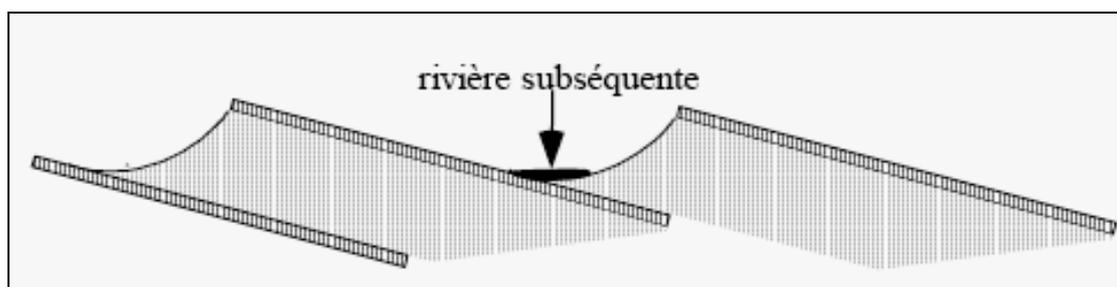


Figure II.15. Rivière subséquente.

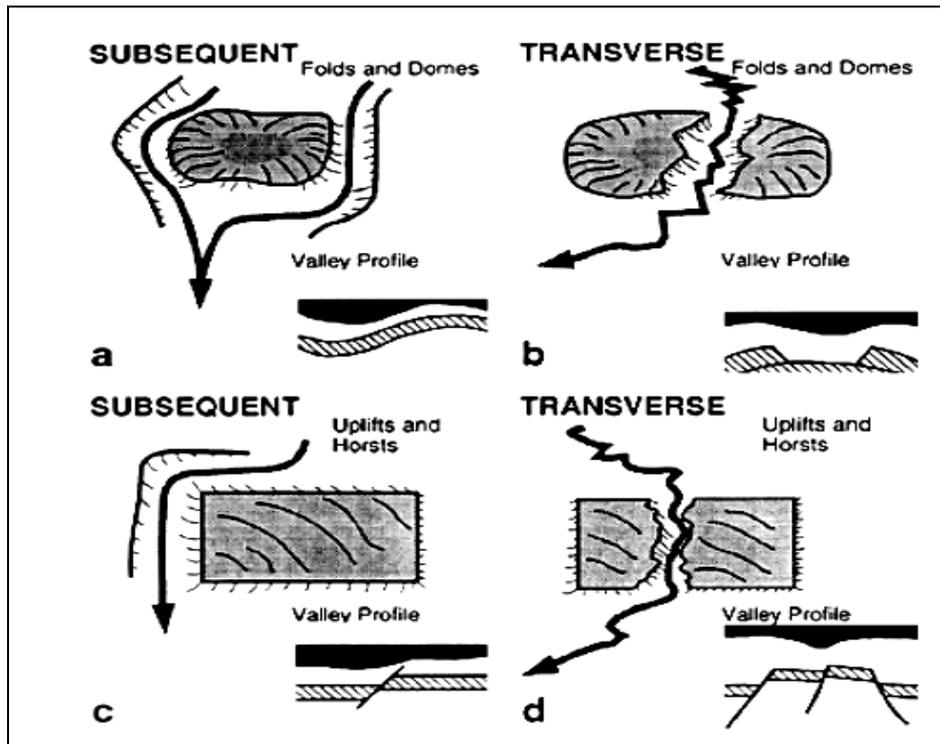


Figure II.16. Rivière conséquentes et subséquentes.

Rivières obséquentes: rivières de troisième génération, développées à partir des subséquentes et de direction opposée à celle des conséquentes. Elles coulent dans la direction opposée au pendage des couches.

Rivières réséquentes: rivières reproduisant la direction des conséquentes sans en être les descendantes.

2.2.4. La classification des anomalies de drainage :

Comme toute « anomalie », celle de drainage traduit un écart entre une réalité observée et le modèle théorique.

Les anomalies de drainage sont des changements de parcours locaux dans le tracé des réseaux par rapport au drainage régional, ou par rapport à la topographie ou à la présence de structures particulières. Elles soulignent souvent l'existence de caractères structuraux généralement cachés.

Il existe une multitude d'anomalies proposées dans la littérature, nous ne présenterons que les principales résumées dans les travaux de Prud'homme, 1972. En fait, cette classification repose sur les travaux de Howard (Figure II.17).

Si le type de drainage n'est pas rectangulaire ni en treillis de faille ni angulaire, la présence de segments rectilignes de part et d'autre des lignes de séparation des eaux, constituent une anomalie **(A)**, ou rectilinéarité. Cette anomalie souligne alors une fracture, une veine ou un dyke.

L'apparition de méandres particulièrement resserrés **(B)** semble liée à la présence d'un accident structural (Gottis et Prud'homme, 1962). L'apparition brusque et localisée de méandres a été décrite pour la première fois pour le Mississippi, puis en Aquitaine.

La présence isolée de pincements ou d'évasements irréguliers des vallées indiquent également l'existence d'un accident structural brusque ou d'un changement de lithologie **(C)**.

De même, une courbe ou un changement de direction brutal **(D)**, ou une divergence anormale **(E)** « cas des rivières subséquentes » sont situés fréquemment sur des accidents structuraux ou traduisent la présence de structures sous jacentes (dômes... A côté de ces changements brusques et localisés du cours des réseaux hydrographiques, il existe d'autres types d'anomalies qui traduisent des variations beaucoup plus globales du bassin versant (topographie, structures géologiques, composition lithologique du sol...).

Si, de part et d'autre d'un cours d'eau, les confluent ont des caractéristiques différentes (angles, longueurs, pentes), cette asymétrie des formes des confluences peut signaler des formations structurales différentes, et être par exemple indicateur du pendage des couches **(F)**.

Les changements brutaux de direction dans les écoulements peuvent signaler un changement de structure, de lithologie, l'existence d'une faille, ou d'une anisotropie particulière **(G)**.

En effet, si le réseau était seulement dirigé par la topographie, tous les drains suivraient la ligne de la plus grande pente. Ce schéma traduit le modèle théorique d'écoulement, ce qui n'est pas toujours le cas, plusieurs réseaux présentent des tronçons obliques par rapport au drainage gravitaire normal voire de direction opposée à celui-ci. L'origine de ces écarts par rapport à la normale est souvent d'origine géologique.

Conclusion :

Cette présentation des différentes classifications permet d'associer les types de drainage et l'environnement structural des bassins de drainage. Toute la démarche est liée à la recherche d'accidents structuraux sans auparavant chercher à déterminer le rôle de la morphologie qui influence le dispositif des réseaux par la création de pentes nouvelles.

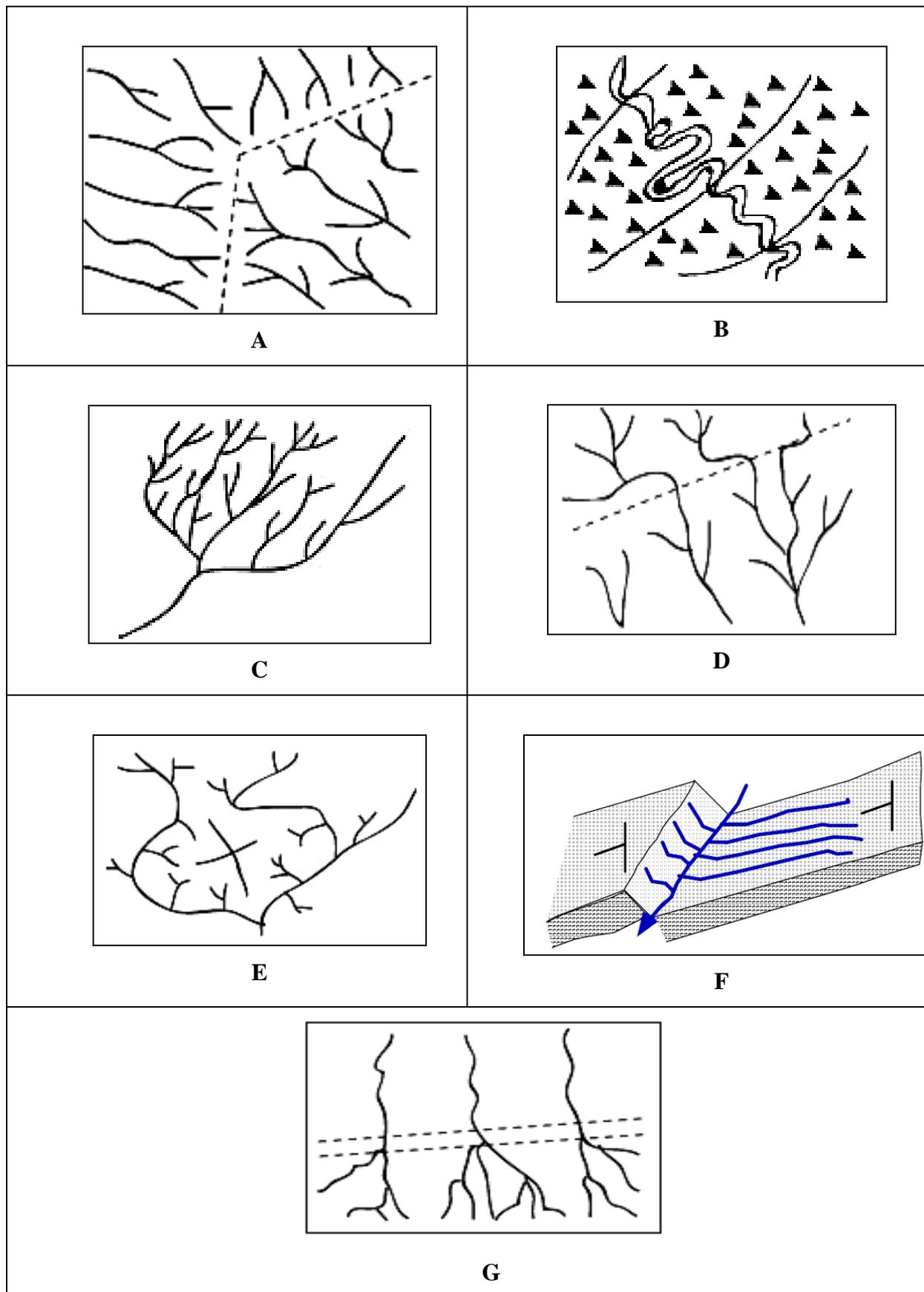


Figure II.17. Classification des anomalies de drainage.

2.3. L'analyse du réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique rassemble une multitude d'informations qui peuvent être abordées en énumérant des caractéristiques élémentaires relatives à l'évolution du réseau ou à sa forme.

Un réseau est un système qui évolue nécessairement vers la recherche d'un état d'équilibre, ce mouvement étant souvent soumis aux influences structurales et lithologiques de même qu'à tout élément caractérisant le cadre géologique local ou régional.

En fonction de ces contraintes, celui-ci va s'organiser, acquérir un type donné. L'étude des vallées, des entailles (thalwegs) va constituer la seconde préoccupation de l'analyse morphostructurale dans la mesure où les paramètres du réseau vont être un moyen susceptible de découvrir à des profondeurs d'investigation différentes, l'influence et les caractères de l'environnement géologique.

2.3.1. La hiérarchisation d'un réseau hydrographique :

L'étude de la structure du réseau hydrographique, ressent intuitivement le besoin de classer suivant une certaine hiérarchie les différents cours d'eau, composant l'arborescence de la rivière. Ainsi la hiérarchisation d'un réseau revient-elle à attribuer un numéro (ordre ou magnitude) à chaque tronçon selon une codification.

Plusieurs codifications sont proposées dans la littérature et présentent un intérêt plus ou moins grand suivant l'objectif fixé.

Depuis J. Playfair (1800), initiateur des études sur le réseau hydrographique, de nombreux auteurs comme: Horton (1945) ou Strahler (1952) ont hiérarchisé les réseaux hydrographiques.

Voici, ci-dessous, un bref aperçu, des principales hiérarchisations ayant une signification hydrologique et géologique.

*** Les différentes hiérarchisations :**

L'aspect arborescent des réseaux d'entailles a incité les spécialistes (les hydrogéologues) à établir des relations d'ordre hiérarchique entre les différents tronçons composants ces réseaux.

Plusieurs classifications ont été proposées dont les principales sont celles de Horton, Strahler, Scheidegger et Shreve (Figure II.18). Ces classifications sont souvent très proches les unes des autres.

L'idée directrice est d'affecter à chaque tronçon (portion d'une ligne d'entaille limitée par deux confluences) un numéro d'ordre correspondant à sa position dans le système, donc à son importance relative.

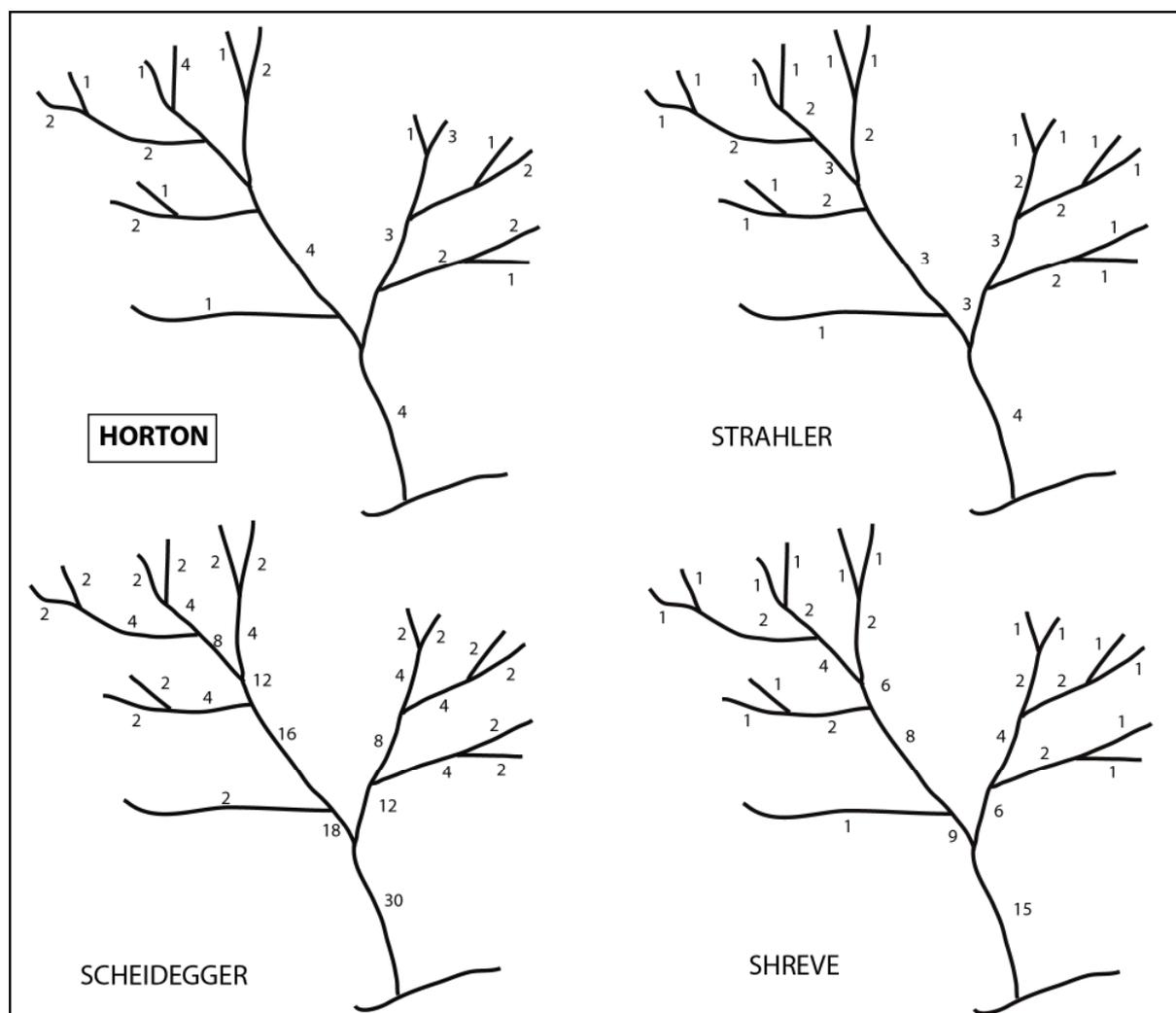


Figure II.18. Systèmes hiérarchiques (In Griboulard 1981).

Nous ne présenterons ici que les principales hiérarchisations qui sont proposées dans la littérature et qui présentent un intérêt plus ou moins grand suivant l'objectif fixé :

Horton :

Dès 1945, Horton s'intéresse à développer une méthode pour classier le réseau hydrographique (Figure II.18). En fait, il s'est aperçu que des règles ou des lois statistiques organisent les réseaux hydrographiques, et il en a déduit qu'une hiérarchisation clés des arborescences était nécessaire.

En pratique, *un drain de premier ordre* est la première branche qui part d'une source, donc il ne reçoit aucun affluent. Un drain *de deuxième ordre* commence à partir de la jonction

de deux drains de premier ordre et la désignation de *deuxième ordre* est donc étendue jusqu'au plus long ou plus direct des tributaires. La réunion de deux drains de deuxième ordre forme un *drain de troisième ordre* pouvant recevoir des affluents du premier et de deuxième ordres et ainsi de suite.

En fait chaque confluence peut recevoir autant de drains du même ordre sans qu'il passe à l'ordre au dessus et le tronç d'une rivière doit être affecté de l'ordre le plus élevé, de deux drains d'ordre défini.

Strahler (1952) :

En 1952, Strahler poursuit ces études. Il adapte les lois statistiques proposées par Horton à sa propre classification (Figure II.18).

Le principe de classification qu'il propose est le suivant : il définit un bief comme étant un segment de cours d'eau. Tout bief sans affluent est d'ordre 1; tout bief formé par la confluence de deux biefs d'ordre n est d'ordre $n+1$, tout bief formé par la confluence de deux biefs d'ordres différent prend l'ordre du bief le plus élevé.

Le défaut des classifications exposées ci-dessus est de ne pas prendre en compte les cours de petits ordres qui se jettent dans les ordres supérieurs; les auteurs suivants essayèrent de pallier cet inconvénient.

Scheiddegger (1965) :

La hiérarchisation de Scheiddegger (1965) additionne les ordres des affluents à chaque confluence, elle est construite à partir de chiffres pairs en attribuant un ordre 2 aux affluents ordinairement d'ordre 1.

Shreve (1966) :

Pour ses travaux, Shreve s'inspire des études d'Horton et de Strahler et propose une nouvelle classification (Figure). Dans cette classification, il définit le réseau hydrographique comme étant une arborescence composée de tronçons qui peuvent être intérieurs ou extérieurs, avec chacun leur magnitude (Shreve a préféré le terme de magnitude à ordre): les tronçons sont intérieurs lorsqu'ils relient deux confluences successives dans l'arborescence; ils sont extérieurs lorsqu'ils relient les sources aux premières confluences en aval.

Dans un second temps, il précise d'avantage sa classification en donnant des numéros (magnitudes à chaque tronçon, il procède selon la règle suivante: tout tronçon extérieur est de magnitude 1; tout tronçon formé par la confluence de deux segments de magnitudes n et n' est de magnitude $n+n'$ (la somme des magnitudes des segments en amont). Donc on s'aperçoit que la magnitude du tronçon exutoire correspond aux nombres de sources du bassin versant.

Finalement, il semble que la classification proposée par Horton (1945) soit la mieux adaptée à notre démarche méthodologique. Comme ce système de hiérarchisation a été appliqué avec succès dans différentes régions, Prud'homme (1972), Froidefond (1975), Griboulard (1980), Griboulard et Collina (1990), nous l'avons adopté dans ce travail.

*** Quantification du réseau hydrographique :**

Pour quantifier un réseau, il est nécessaire de distinguer les éléments constitutifs du réseau. En effet, chaque arborescence se constitue de tronçons, de polygones, de nœuds et qui constituent autant d'éléments d'analyse des réseaux hydrographiques.

Les tronçons : représentent les biefs : longueur; pente; orientation (azimut); linéarité; sinuosité; rayon de courbure; profil en long.

Les polygones: représentent les bassins versants avec leurs caractéristiques: périmètre; surface; coordonnées du barycentre; largeur; orientation (azimut) de l'axe du bassin; altitude moyenne du bassin; pente moyenne du bassin.

Les nœuds: représentent les points de confluence: angle de confluence ; coordonnées (X, Y, Z).

2.3.2. Corrélation entre structures profondes et réseau hydrographique :

Les travaux de Gvin et Filosoov (1965) sont parmi les premières recherches qui ont établi une corrélation systématique, mal expliquée mais indiscutable entre les structures profondes et les répartitions de longueurs de drains de second et de troisième ordre. Ils ont été réalisés dans des régions pétrolières dont la structure profonde était bien connue ce qui leur a permis de proposer des hypothèses novatrices.

D'après ces auteurs, les structures à tendance synclinales coïncideraient, d'une manière statistique, avec des drains de 2^{ème} ordre plus longs. Inversement, les structures à tendance anticlinales auraient un impact sur les drains de 2^{ème} ordre qui seraient alors plus courts. Des vérifications de cette méthode ont été effectuées à plusieurs reprises en domaine continental et en domaine marin, ceci dans des régions très variées.

Toutes ces recherches ont prouvé, dans la majeure partie des cas, cette tendance générale liant les longueurs des entailles d'un certain ordre aux structures profondes. Nous pensons donc qu'il est important de prendre en considération ce fait morphologique même si son explication reste encore problématique.

Prud'homme, 1972, Delteil et al., (1974) considèrent pour leur part que seulement deux faits géologiques pourraient expliquer ces données d'observation :

✓ « Les tassements différentiels des sédiments plus récents sur des substrat plus anciens peuvent créer des faisceaux de cassures et de diaclases dont la présence est déterminante sur la hiérarchisation du drainage superficiel ».

✓ « Les mouvements de réajustements qui affectent un anticlinal ont des répercussions immédiates sur la fragmentation du résultat et des perturbations sera masqué du fait de la concavité vers le haut d'une telle structure ».

Ceci permet d'expliquer pourquoi les éléments du drainage situés sur un synclinal ont, en général une longueur supérieure à celle des drains installés sur un anticlinal. L'interprétation de la répartition des courbes d'égales longueurs des vallées doit surtout porter sur une analyse des lignes directrices, axes positifs et négatifs, de la surface dessinée qui demeurent vraisemblablement parallèles aux axes structuraux profonds réels.

Il y a lieu d'insister, d'autre part sur les relations qui existent entre la morphométrie d'un ordre donné et la profondeur des structures en cause : plus cet ordre est élevé et plus la structure se révèle comme profonde et /ou majeure (Griboulard et Prud'Homme, 1985). Quelle que soit la valeur, certainement partielle de ces hypothèses, il demeure un fait morphologique indiscutable : la répartition des longueurs de drains est liée à celle des structures profondes du substratum (Figure II.19).

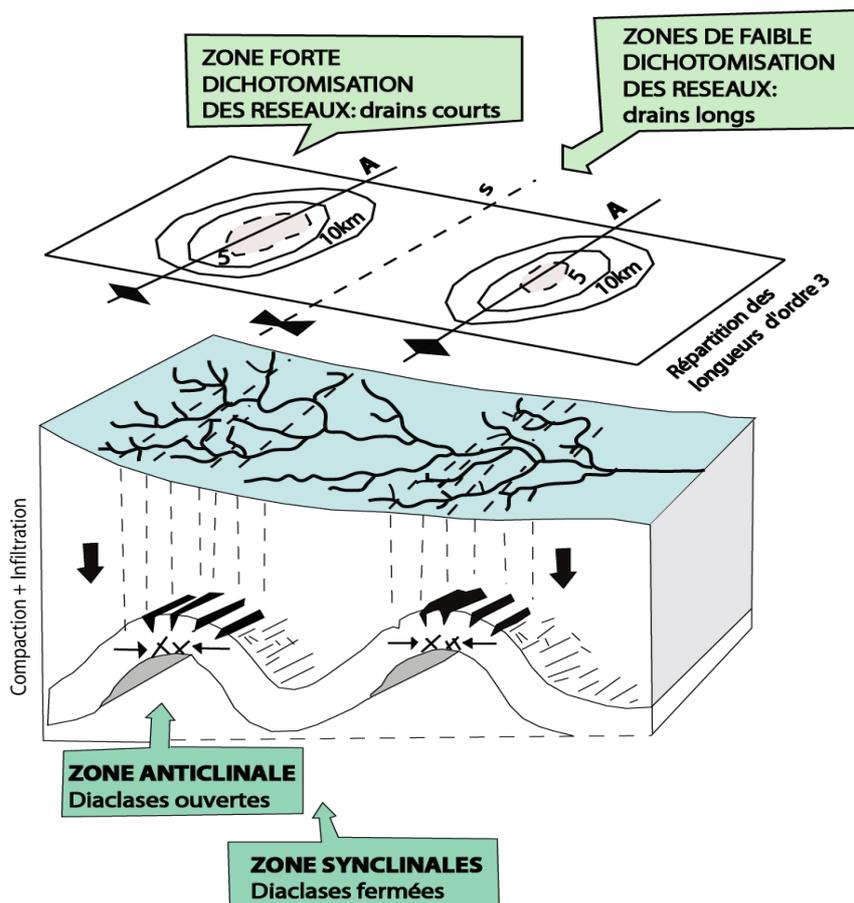


Figure II.19. Schéma interprétatif des relations observées entre les structures enfouies et le réseau d'entailles (Collina-Girard et Griboulard, 1990).

II.B. Limites de la méthode :

La mise en œuvre de l'analyse morphostructurale basée sur une cartographie interprétative présente, comme toute discipline scientifique, une excellente adaptabilité aboutissant à des résultats intéressants mais aussi à un certain nombre de difficultés que l'on peut cependant dominer dans la majorité des cas grâce à la grande adaptabilité de la démarche. Ces difficultés sont de deux natures différentes : techniques et interprétatives.

1. Difficultés techniques :

Les difficultés techniques sont dues à plusieurs facteurs, comme les problèmes d'échelle du document et les problèmes de hiérarchisation des réseaux.

*** Echelle du document :**

Toute carte donne une image que l'on peut considérer comme aussi proche que possible de la réalité à une certaine échelle.

La prise en compte de l'échelle d'une carte définie comme étant le rapport entre une longueur réelle et son équivalent sur le document, impose à l'opérateur, dans le but d'obtenir une meilleure lisibilité, de ne conserver que les lignes générales ou les directions majeures, en modifiant par lissage certains tracés. Certains caractères morphologiques dont la dimension est inférieure à un certain ordre de grandeur sont ainsi gommés et l'information est filtrée. Cette simplification est d'autant plus grande que l'échelle est plus petite. Sur un tel document, la forme d'une petite structure (diapir, glissement localisé, diaclases, ect...) ne serait pas représentée, et serait alors non décelable.

Le réseau d'entailles déduit du document cartographique même s'il réagit à l'environnement (bombement, déviation,....ect), ne délimitera probablement pas tous les événements lithologiques et structuraux. Les mesures de longueur, sur le terrain, peuvent être de 3 à 6 fois plus grandes que celles lues sur les cartes.

Correa (1990) a constaté que la correspondance moyenne entre l'ordre 1 sur la carte et l'ordre réel que révèle la photographie aérienne est très révélatrice de l'optimisation des tracés en fonction de l'échelle.

Pour que ne persiste aucune incertitude et éviter les erreurs, il est préférable de choisir une échelle de travail en relation avec l'objet à analyser. A l'inverse, il faudra utiliser des documents de base avec une échelle adaptée à la dimension des observations recherchées. Il arrive donc qu'on soit amené à travailler sur des documents initiaux levés à des échelles différentes.

Dans le cadre de l'analyse morphostructurale, les écarts d'information qui existent entre ces cartes ne posent pas de problème majeur (Griboulard, 1980) et leur étude simultanée est tout à fait possible quand on effectue des rapprochements afin de rendre sensiblement équivalentes les informations primaires : par exemple, les affluents de 2^{ème} ordre à l'échelle 1/50 000 pourraient être considérés comme étant du 1^{er} ordre à l'échelle 1/100 000.

Inversement, les tronçons de vallées de 3^{ème} ordre à l'échelle du 1/100 000 correspondraient à des éléments du 4^{ème} ordre de l'échelle de 1/50 000 (Tableau I.1). Une telle homogénéisation ou un tel ajustement permet d'étudier conjointement des documents initialement différents de par leurs échelles avec un coefficient de fiabilité assez remarquable.

Ordre sur la carte	Ordre réel	Echelle de la carte
1	2	1/20 000
1	3	1/50 000
1	4	1/100 000
1	5	1/200 000

Tableau II.1. Corrélation entre ordre cartographique, ordre réel et échelle du document.

*** Hiérarchie du réseau :**

Une grande importance est attribuée à la hiérarchisation du réseau car la qualité de la majeure partie des résultats des interprétations y est « intimement » liée.

Il est donc nécessaire de porter une attention toute particulière lors de la hiérarchisation afin d'éviter toutes erreurs, à savoir :

L'oubli de certains drains qui peut amener des changements au niveau des ordres hiérarchiques.

Sur le schéma ci-dessus, l'oubli du drain entouré sur la Figure II.20, a entraîné une profonde perturbation au niveau des ordres des drains.

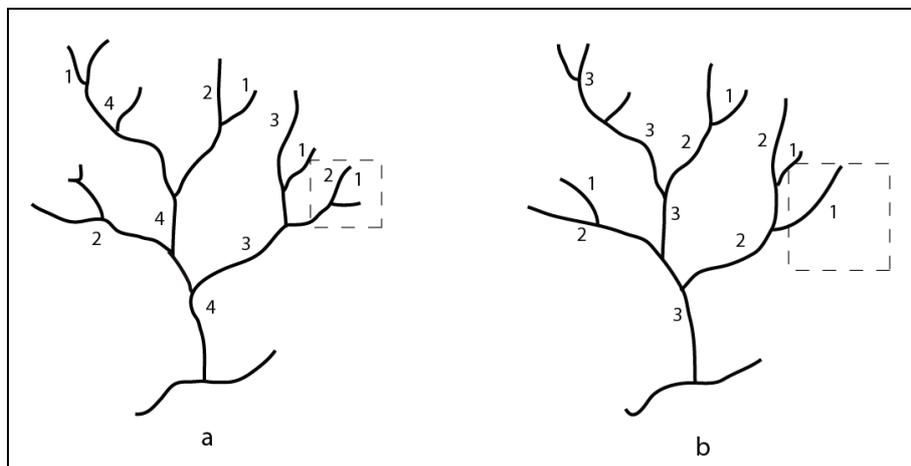


Figure II.20. Incidence de l'oubli de quelque drain sur la hiérarchisation.

Dans les zones lagunaires ou marécageuses (Figure II.21), le mode de raccordement entre des réseaux secondaires et le cours principal, peut changer radicalement la hiérarchisation. Selon l'interprétation qui est faite du raccordement des réseaux secondaires au cours principal. On peut donc obtenir un profond changement au niveau de l'ordre des différents drains.

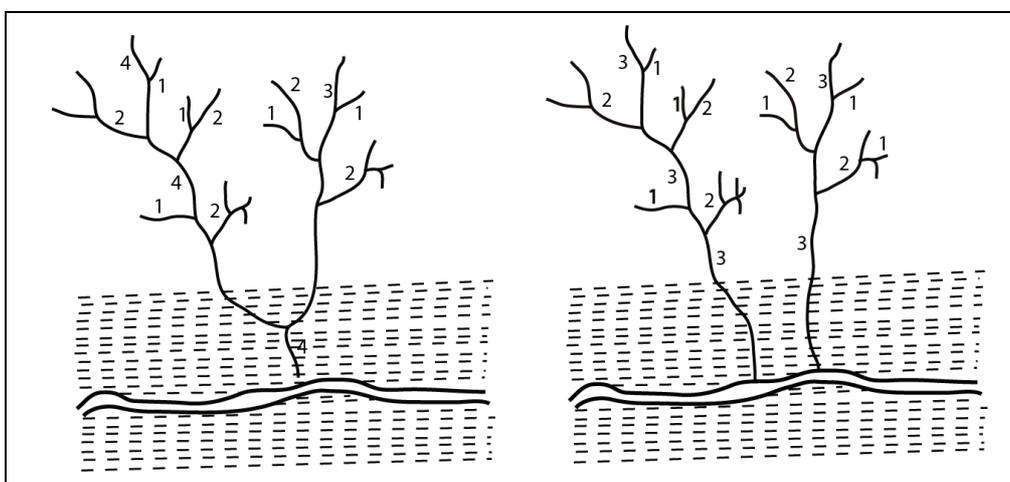


Figure II.21. Difficulté de hiérarchisation dans les zones marécageuse.

Heureusement, ces genres de difficultés peuvent se surmonter aisément. Car on peut d'une part, les retrouver grâce à la courbes ordre/nombre de drain qui doit être varié de façon linéaire si la hiérarchisation a été bien faite, et d'autre part, on peut considérer que les erreurs sont négligeables devant le nombre de traitement que l'on fait.

2. Difficultés d'interprétation :

Au cours de l'analyse morphostructurale, des limites dans l'interprétation sont inévitables. Elles sont liées au type d'analyse choisie, à la précision du document à analyser, à l'échelle d'investigation et à la complexité géologique du domaine étudié.

Dans le milieu aussi bien continental que sous-marin, certains résultats de l'analyse morphostructurale, sont délicats à interpréter, notamment dans le cas de surfaces très homogènes et plus encore ceux que l'on obtient lorsque la densité de drainage est très faible. Ce sont des **limites propres au domaine étudié**. L'interprétation se trouve alors plus limitée, particulièrement dans le domaine marin où une entaille peut avoir une double origine. En effet, si elle peut provenir d'une érosion sous-marine, elle peut aussi être la représentation d'un axe séparant deux hauts-fonds de sable allongés. Dans les milieux à relief très accentué et contrasté, l'élaboration de la surface théorique sera rendue très difficile et par conséquent, les résultats obtenus seront très relatifs également.

L'efficacité des techniques appliquées et la qualité des résultats obtenus sont conditionnées par la précision du document initial, ce sont les **limites liées au document de travail**. Plus une carte est précise plus les résultats comporteront de détails et seront représentatifs. Une trop grande quantité de détails peut également nuire à la mise en évidence de caractères de première importance. Par contre, une carte moins précise ne pourra donner que des résultats plus globaux et qui traduiront des phénomènes d'ordre général. Cependant, ces résultats sont encore très intéressants car il s'agit d'informations sur les tendances générales de la région étudiée.

La mise en évidence des structures majeures et des structures mineures dépendra donc en grande partie du degré de détails obtenus lors de la réalisation de la carte (précisions métrique.....) puis de l'échelle à laquelle la cartographie des observations a été réalisée.

L'information insuffisante ou incomplète (faible densité de mesures), les associations incohérentes ou les recoupements hypothétiques établis lors des hiérarchisations vont entraîner des ambiguïtés au niveau de l'interprétation. Pour parvenir à une interprétation cohérente de qualité, il faut confronter les résultats obtenus par différentes techniques. En effet, **chaque type d'analyses a ses limites**. En particulier, les résultats obtenus par l'étude du réseau anormalique doivent être complétés par ceux de l'analyse morphométrique car ils ne détectent pas les directions structurales perpendiculaires aux courbes de la surface régionale. En définitive seul un faisceau cohérent de données pourra fournir un résultat tangible.

Même si certaines techniques telle que l'analyse morphométrique donnent des informations « précises » sur l'organisation du substratum, la définition de la profondeur d'investigation reste très relative. Ces **limites liées à la profondeur d'investigation** devront être toujours présentes, notamment l'interprétation des cartes *d'anomalies régionales gravimétriques*, il est établi qu'une relation de proportionnalité existe entre la dimension des faits observés et la profondeur des objets correspondants. Cette relation existe aussi entre la longueur des drains et la profondeur des objets, mais elle reste jusqu'à présent encore assez mal quantifiée (Prud'homme & Griboulard, 1985).

II.C. Analyse des réseaux hydrographiques à partir d'un SIG (Système d'Informations Géographiques) :

Dans cette partie méthodologie, en premier nous avons souhaité tout d'abord approcher le réseau hydrographique, non pas comme un objet géographique (ce qu'il est), mais plutôt comme un objet morphostructural qui a une genèse et une forme, et montrer que certaines corrélations peuvent être faites entre les causes et la forme. Ensuite le réseau hydrographique est pris comme un objet vectoriel pour être intégré dans une base de données sous SIG, car la morphologie du réseau hydrographique rassemble une multitude d'informations qui peuvent être également quantifiées et dont l'exploitation et la gestion peuvent être assurées par l'outil informatique.

1. Intérêt du SIG :

Le développement d'un SIG (Système d'Informations Géographiques), permet d'appliquer une analyse quantitative tant métrique que statistique au document choisi (carte topographique par exemple). La réalisation de ce SIG est intéressante à plus d'un titre, en effet, il permet de faire ressortir l'information géographique concernant le réseau hydrographique et les données topographiques et de les analyser sur le plan statistique.

Depuis les années 1980, se développent en informatique de nombreux outils dénommés (SIG) destinés à l'analyse et à la synthèse de l'information géographique. En somme, nous proposons d'aborder le réseau hydrographique comme un objet vectoriel de manière à l'intégrer sous un SIG, afin de lier cet objet à une base de données.

2. La structure d'un SIG :

Il existe diverses définitions d'un SIG. Il s'en suit que les SIG ont une fonction double, ce sont d'une part des outils de gestion et d'aide à la décision et d'autre part des puissants outils d'analyse. Ces deux fonctions définissent la structure propre des SIG.

Dans ce travail, le mode d'acquisition et de représentation du réseau hydrographique dans un SIG : s'opère par la digitalisation, qui est une technique, de saisie des données géographiques à partir de supports papier de tout genre (cartes, plans, images). Ainsi, elle donne naissance à des fichiers de données géoréférencés par leurs coordonnées dans un système plan, ces données étant constitués de points, de polygones ou de polygones, reliés entre eux suivant la nature de l'objet digitalisé (cours d'eau, points hauts des bassins versants, typologie du réseau). On obtient donc une représentation vectorielle et hiérarchisée du système hydrographique.

Une des principales précautions à prendre lors de la saisie est de veiller au raccordement des lignes, à la fermeture des polygones, à une saisie organisée dans l'espace et dans le temps.

La digitalisation appliquée au réseau hydrographique et en particulier à la saisie d'information à partir des cartes topographiques est une opération manuelle par excellence, pourtant ce type de saisie est très pertinent.

Parmi les logiciels de **Système d'Information Géographique** (que nous avons utilisés dans cette étude) on peut citer :

* **MapInfo :**

C'est est un logiciel modulaire, un outil de type SIG qui permet d'organiser et présenter des données alphanumériques (caractères alphabétiques ainsi que les caractères numériques), spatialement référencées, ainsi que de produire des plans et cartes. Ses usages couvrent les activités géomatiques de traitement et diffusion de l'information géographique. La représentation est généralement en deux dimensions, mais un rendu 3D ou une animation présentant des variations temporelles sur un territoire sont possibles.

Le rôle du système d'information est de proposer une représentation plus ou moins réaliste de l'environnement spatial en se basant sur des primitives graphiques telles que des points, des vecteurs (arcs), des polygones ou des maillages (raster). À ces primitives sont associées des informations attributaires telles que la nature (route, voie ferrée, forêt, etc.) ou toute autre information contextuelle (nombre d'habitants, type ou superficie d'une commune par exemple).

Il assure les 6 fonctions suivantes :

- ✓ Saisie des informations géographiques sous forme numérique (*Acquisition*)
- ✓ Gestion de base de données (*Archivage*)
- ✓ Manipulation et interrogation des données géographiques (*Analyse*)
- ✓ Mise en forme et visualisation (*Affichage*)
- ✓ Représentation du monde réel (*Abstraction*)
- ✓ La prospective (*Anticipation*).

*** Surfer :**

Le logiciel surfeur transforme facilement et correctement les données XYZ en contour coloré, surface, ombragé, image ... Il permet donc la création de plusieurs types de graphiques. Il est le logiciel le plus puissant, flexible, et facile d'utilisation afin d'avoir une projection topographique de la surface disponible en 3D. Il convertit rapidement les données en cartes et surfaces, et permet de contrôler toutes les options graphiques et d'obtenir exactement le résultat voulu.

*** Géorient :**

L'utilisation de ce logiciel nous a permis d'établir une analyse et une représentation des données géologiques structurales (anomalies de drainage) sous forme de rosaces. En effet, l'utilisation de ce système de données d'orientation se fait à partir de tables affichées dans une des bases de données de carte de SIG (telles que MapInfo) qui peuvent être copiées et collées facilement dans Géorient.

*** GLOBE Mapper :**

Ce logiciel a été utilisé ici en complément pour la mise en place d'un Modèle Numérique du Terrain.

II.D. Résultats et interprétations :

A ce jour aucune analyse morphostructurale utilisant les techniques présentées ci-dessus d'analyse spécifique du réseau hydrographique n'a été appliquée à la région méridionale du Préfif et à la partie occidentale de la plaine du Rharb (Figure II.22). Comme nous l'avons montré, le cadre structural, relativement complexe, et les variations de relief de la partie concernant la plaine du Rharb sont très limitées. Cependant on peut supposer que, grâce aux spécificités de la démarche, on puisse accéder à un certain degré d'information de l'organisation structurale plus ou moins profonde de cette région.

Ce travail est donc, non seulement, une tentative d'application des techniques de l'analyse morphostructurale, mais également un moyen d'accès original, à la connaissance de la structuration géologique régionale. Nous avons pour ce faire analysé les documents cartographiques disponibles suivant les méthodes aujourd'hui classiques.

Nous aborderons successivement l'analyse des morphologies à partir de surfaces enveloppes des reliefs, puis l'analyse des réseaux d'entailles.

Une analyse morphostructurale basée sur une cartographie interprétative devrait nous aider à mettre en évidence des indices de néotectonique dans les régions où les formations récentes notamment Plioquaternaires s'avèrent rares ou inutilisables comme marqueurs de déformations.

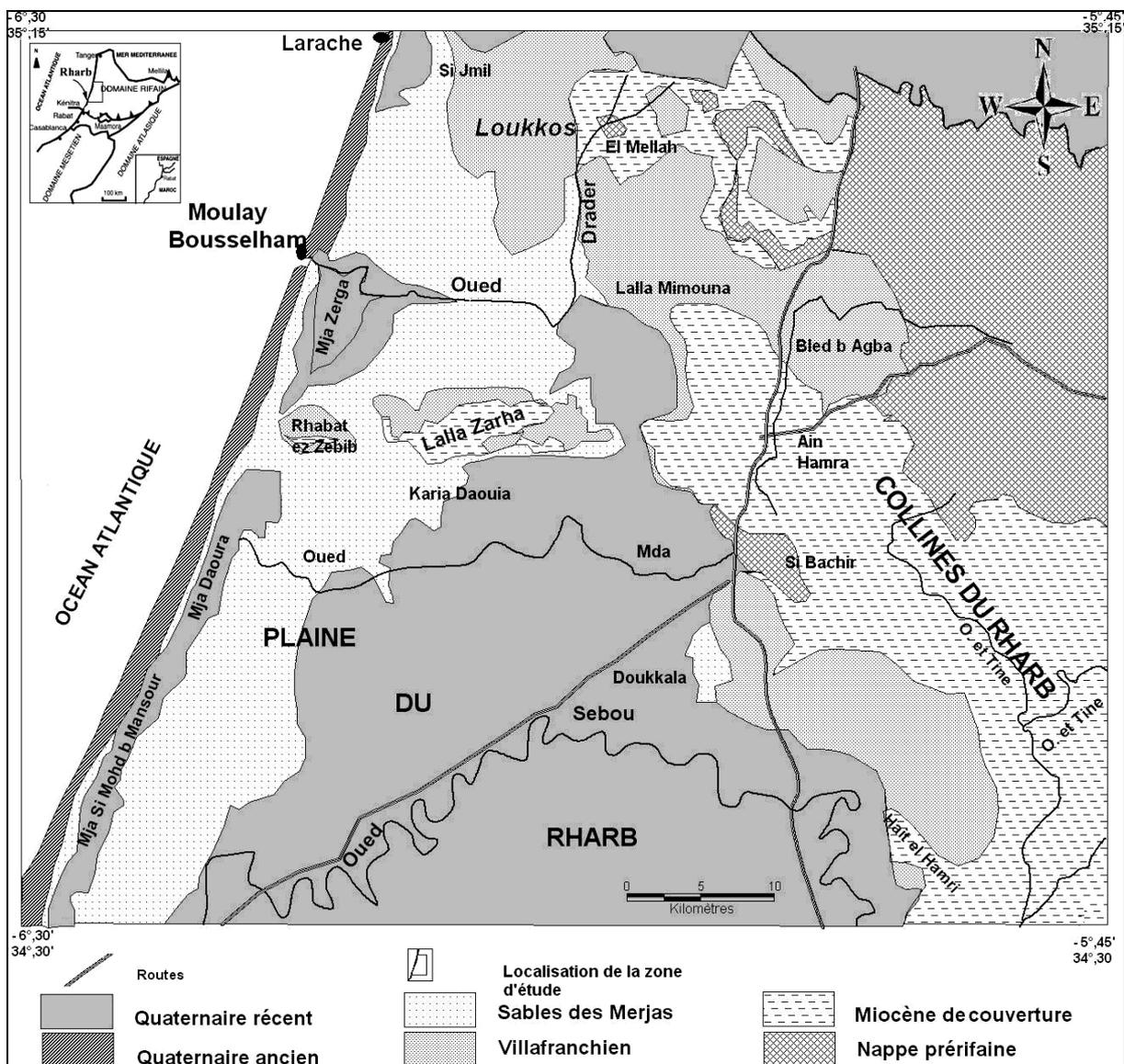


Figure II.22. Cadre géologique simplifié de la zone étudiée (R. Tilloy 1955, modifiée).

Pour couvrir la totalité de la région nous avons travaillé sur les cartes topographiques (I.G.N Institut Géographique National) au 1/50000°, de Moulay Bouselham, Mechra Bel Ksiri, Sidi Allal Tazi, Souq Larb'a Al Gharb, Larache, El Kser el Kbir, Arbaoua et Lala Mimouna (Figure II.23). Ces documents fournissent de la région une image sur laquelle la majorité des relations importantes entre formes du relief et structures géologiques sont conservées.

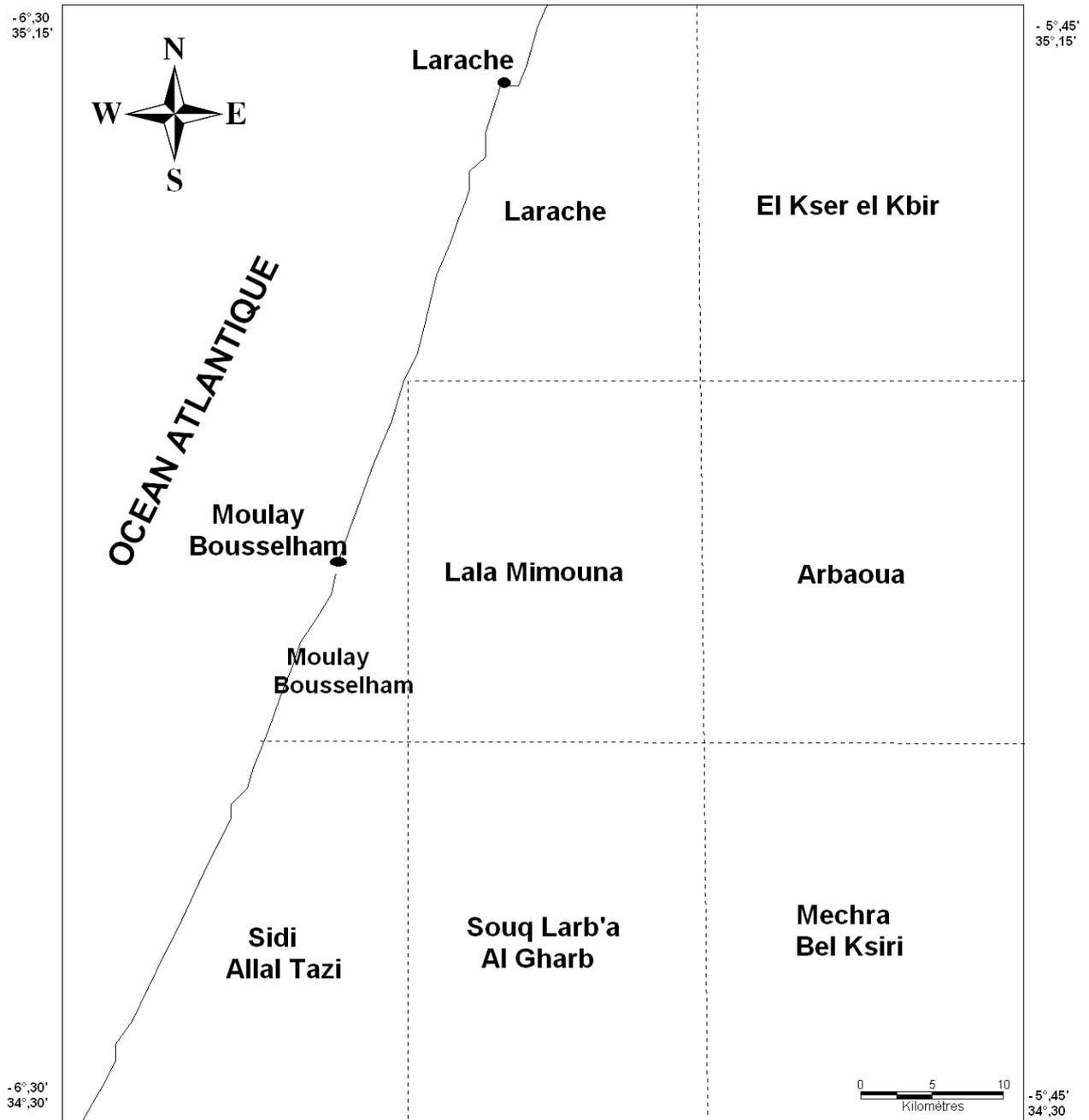


Figure II.23. Schéma d'assemblage des cartes topographiques au 1/50 000è étudiées.

1. Mise en place du SIG de la partie septentrionale de la plaine du Rharb :

Pour mettre en place ce SIG sur la partie septentrionale de la plaine du Rharb et analyser le réseau hydrographique, nous avons dû géoréférencer toutes les cartes topographiques existantes (1/50 000) de la région. Pour cela, nous avons fait en premier, sous MapInfo un fichier contenant les conversions des données de positions géographiques XY qui sont en « DMS » (Degrés/ Minutes/ Secondes) vers des « DD » Degrés Décimaux, les Latitudes Nord (N) et les longitudes (Est) sont positives, les latitudes Sud (S) et les longitudes Ouest (W) sont négatives. Ce fichier nous a permis de créer une carte topographique unique du bassin du Rharb (sur laquelle va se faire notre étude morphostructurale), pour obtenir des informations très précises, continues sur l'ensemble non seulement des réseaux hydrographiques mais aussi de tous les reliefs présents sur les cartes topographiques.

Une fois cette carte obtenue, nous avons pu digitaliser les réseaux hydrographiques pour obtenir des informations numérisées, précises et fiables de tous les réseaux sous forme de fichiers. Ce grand nombre de données va pouvoir être traité pour effectuer dans notre cas une analyse morphostructurale.

Pour effectuer une quantification automatique et informatique de la partie septentrionale du Rharb, Nous avons créé sous SIG des cartes de réseau hydrographique, de surfaces régionales, de surfaces enveloppes des points hauts, carte d'hierarchisation des drains du réseau, une carte de typologie de réseau (dendritique, parallèle...), des cartes d'anomalies et de linéament du réseau, et carte morphométrique du réseau hydrographique. Ainsi on peut superposer ces différentes cartes pour obtenir au final une carte synthétique de la morpho-structure du secteur étudié.

Ce travail pour être conduit à son terme, et obtenir des données reproductibles et fiables, repose sur une vérification en permanence non seulement de la fiabilité des documents mais aussi de leur saisie. La difficulté de digitaliser le réseau hydrographique réside dans la minutie de la saisie, pour ne rien laisser au hasard et ne rien créer d'artificiel. Ceci est particulièrement long et difficile dès que le relief est un peu accentué.

Cette digitalisation constitue la première étape dans la réalisation d'un SIG global sur notre zone d'étude, permettant ainsi une pérennité des données ainsi qu'un support numérique géoréférencé pour de futures études.

2. Analyse des surfaces :

2.1. Surface régionale :

Il est difficile de saisir les grands traits morphologiques du document cartographique car la multiplicité des informations gêne la perception des contours : le tracé d'une carte des anomalies de reliefs peut alors s'avérer constituer un outil indispensable.

Nous avons donc tracé une surface de l'ensemble de la région étudiée, qui correspond à une version simplifiée et lissée du relief originel (Figure II.24) « selon le principe, évoqué dans la partie méthodologie »: cette surface régionale s'inscrit entre la courbe de niveau zéro (le rivage) et la courbe qui enveloppe la ligne de crête qui circonscrit le bassin (140°) ; elle englobe les courbes qui marquent les changements de pente de la surface topographique réelle.

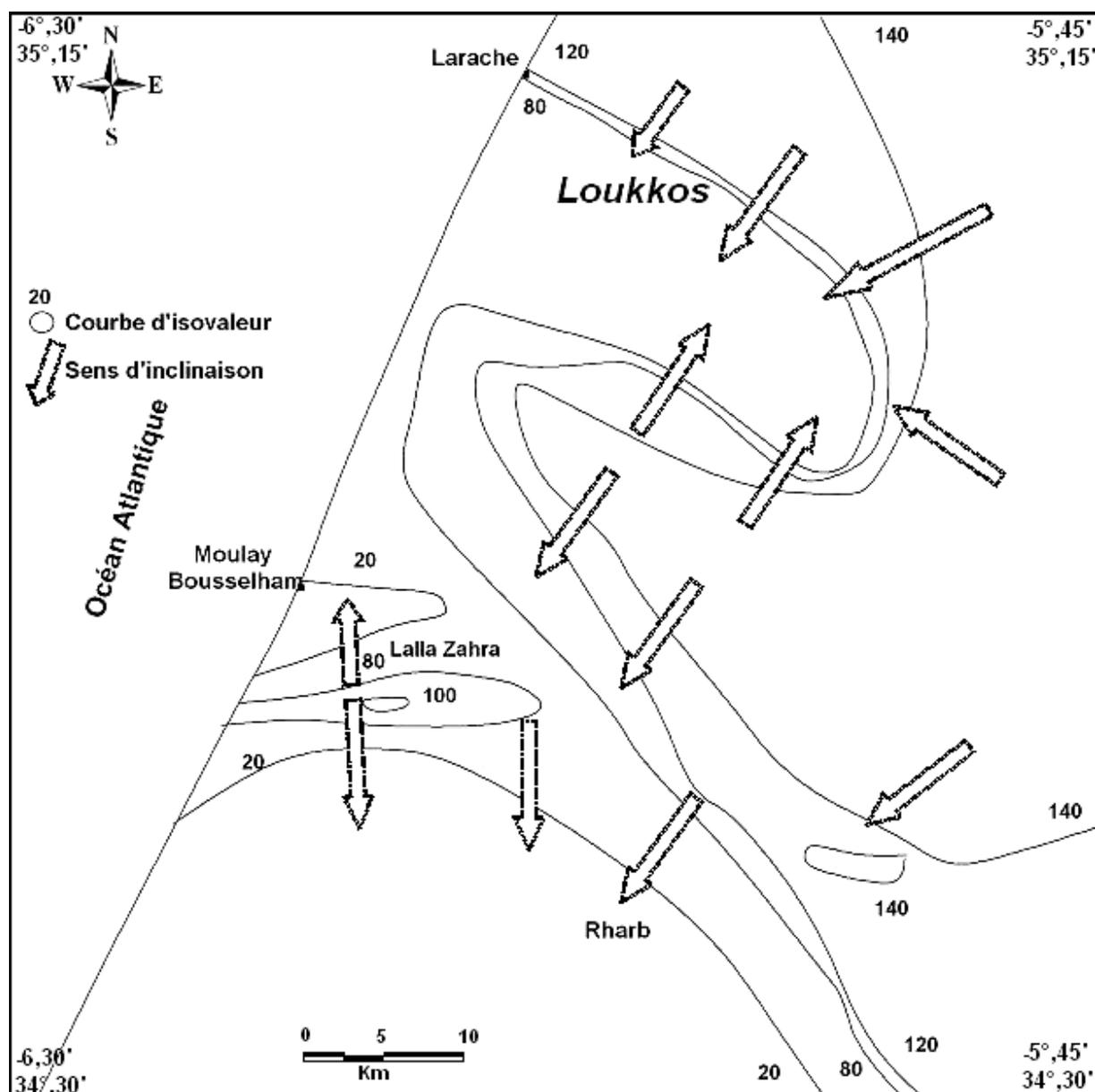


Figure II.24. Surface régionale lissée de la région d'étude.

Deux zones à valeur topographique faible (une vers la vallée du Loukkos) et l'autre vers le Sud, et un domaine NE et E à valeurs plus fortes correspondant aux reliefs du domaine préifain.

On notera, déjà, l'apparition d'un petit domaine où se côtoient deux axes, l'un de valeur faible au niveau de la lagune de Moulay Bouselham, et l'autre de valeurs relativement fortes au droit de la structure de Lalla Zahra. Le tracé des courbes hypsométriques, même s'il est simplifié, contient des informations d'ordre structural ou lithologique, en conséquence ce lissage des courbes de niveaux nous permet d'ores et déjà de mettre en évidence les grandes tendances régionales (relief, zone subsidente,).

2.2. Surface enveloppe des points hauts :

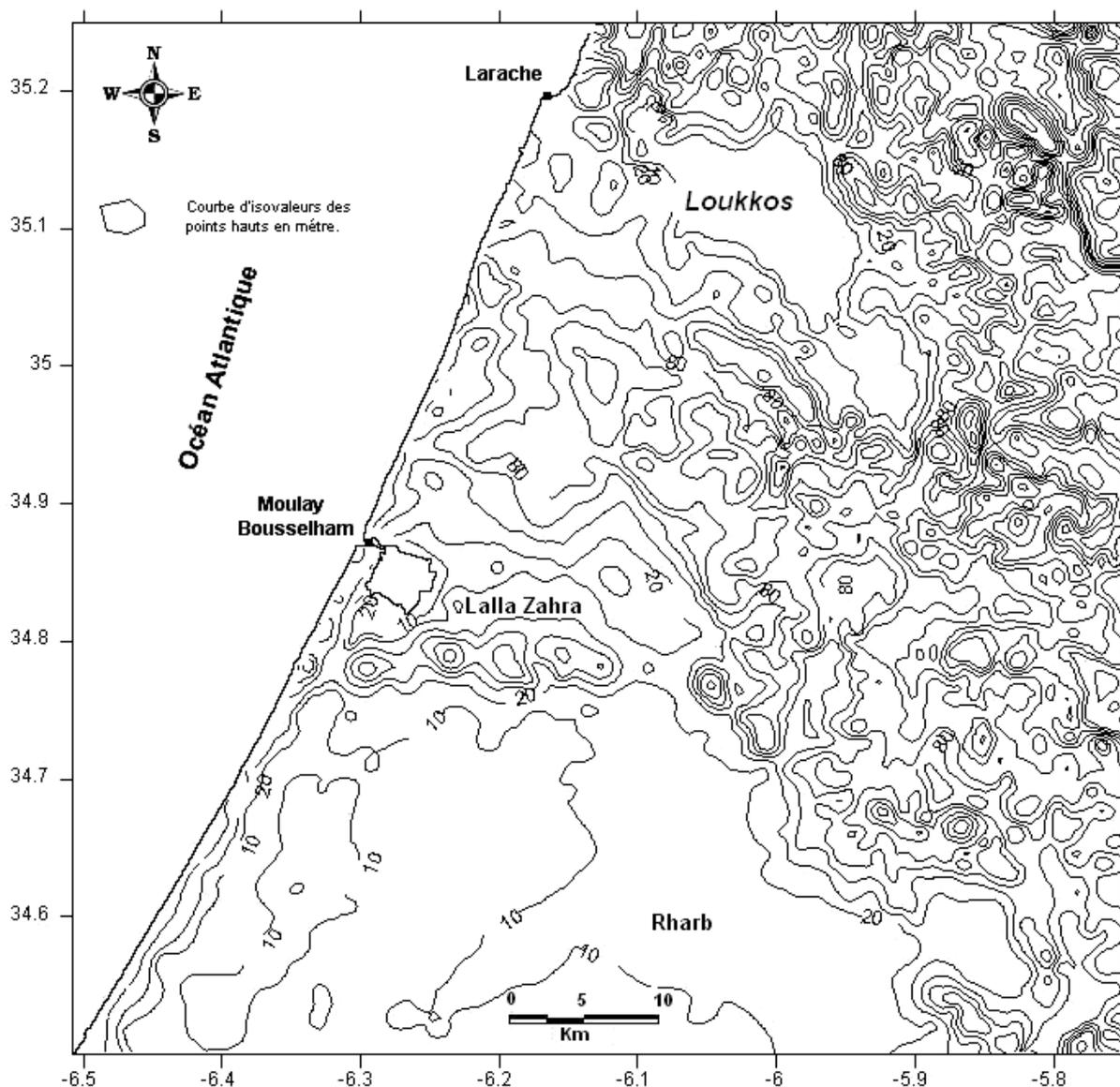


Figure II.25. Carte de la surface enveloppe des points hauts.

Nous avons réalisé cette carte de la surface enveloppe (Figure II.25) par la sélection des points hauts des cartes topographiques (Figure II.23) au 1/50.000° de Moulay Bouselham, Mechra Bel Ksiri, Sidi Allal Tazi, Souq Larb'a Al Gharb, Larache, El Kser el Kbir, Arbaoua et Lala Mimouna, selon la méthode préconisée par (Prud'Homme, 1972).

Pour cela, après avoir effectué un maillage de la zone d'étude, nous avons recensé sur un logiciel SIG (Map info) tous les points hauts qu'on reporte au centre des différentes mailles unitaires. Ensuite, nous avons tracé les courbes d'isovaleurs, lieux géométrique des points d'égale valeur qui ne sont ni plus ni moins que les tangentes aux sommets de différentes crêtes de la carte. Puis nous avons transformé cet ensemble de points, en utilisant le logiciel Surfer, en carte en courbes de niveau.

Deux types d'éléments peuvent être dégagés de cette analyse (Figure II.26): *les ruptures de pente et les discontinuités dans les orientations des structures* ainsi mises en évidence.

Le premier type caractérise les zones de resserrement des courbes de niveaux, (zone d'accélération de la pente topographique), tandis que le second recoupe les différentes zones ou se cantonne à leurs limites avec la présence de 3 discontinuités majeures indiquées sur la carte (A, B et C). La zone de **discontinuité A** est de direction NNE-SSW, la zone de **discontinuité B** est de direction NE-SW et la **discontinuité C** située au Nord a une direction sub-équatoriale.

Le détail de la cartographie des axes topographiques hauts et bas, montre que la partie Nord de la carte se caractérise par une alternance d'axes topographiques hauts et bas, principalement orientés NW-SE. Nous notons que cette direction coïncide avec l'alignement des épices de la région (voir partie sismicité). De plus, un fossé de même orientation (graben ou zone à forte subsidence) dans laquelle est installée la basse vallée de l'oued Loukkos apparaît bien marqué.

Toutefois deux autres directions moins importantes apparaissent : NNE-SSW relativement bien marquée dans la région septentrionale, tandis qu'une troisième direction NE-SW semble de moindre importance.

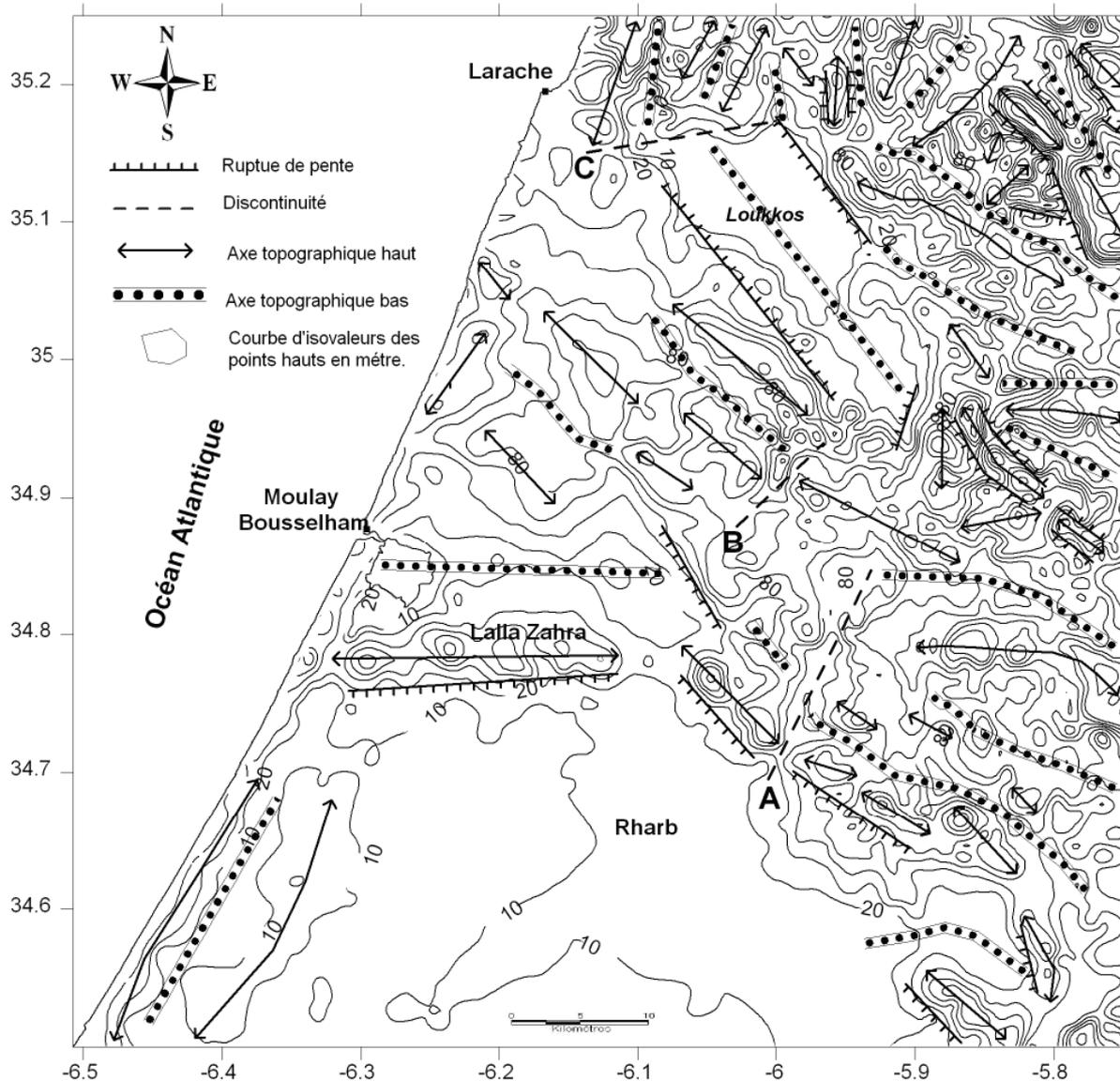


Figure II.26. Carte d'analyse de la surface enveloppe des points hauts.

Dans la partie Sud, on note la présence d'une autre zone déprimée, remarquable, de direction Est-Ouest correspondant à la dépression de la lagune de Moulay Bouselham, et une autre zone en relation avec l'axe haut de Lalla Zahra de même direction. On notera enfin la présence des anciens cordons dunaires et cordons littoraux qui se matérialisent par autant d'axes hauts de direction parallèle au littoral actuel. La région intermédiaire, montre une grande homogénéité de direction et la succession des axes topographiques hauts et bas semble s'organiser principalement autour de la direction NW-SE.

Enfin, et logiquement, il est impossible compte tenu de l'absence de relief, de relever une direction à l'aplomb de la plaine du Rharb.

Ainsi, on notera que l'organisation générale des reliefs est largement conditionnée par la structuration rifaine, ceci étant particulièrement évident dans la région septentrionale avec les directions NW-SE et NNE-SSW alors que la structuration équatoriale (E-W) apparaît plus nettement dans la région méridionale, cette dernière direction n'étant pas sans rappeler celle de l'anticlinorium de Rabat-Tifelt, que l'on observe plus au Sud au droit de la Méséta Côtière Septentrionale.

3. Analyse des réseaux d'entailles :

Le second objet de l'analyse morphostructurale constitue les vallées, entailles, thalwegs ou encore points bas.

Rappelons que les caractères d'un réseau peuvent renseigner autant sur les conditions lithologiques que structurales du substrat sous-jacent. Ces caractères peuvent être d'ordre graphique, d'ordre hiérarchique ou encore d'ordre anomalique.

3.1. Caractères graphiques du réseau d'entailles :

L'analyse du réseau hydrographique a été établie d'après la classification descriptive de Howard (1967).

Cette analyse s'établit, en premier, par une digitalisation du réseau hydrographique (Figure II.27) à partir des cartes topographiques au 1/50000^{ème}, suivie de la hiérarchisation.

L'analyse du réseau hydrographique à l'échelle de l'ensemble de la région permet de distinguer plusieurs grandes zones caractérisées par un type particulier de réseau d'entailles (Howard, 1967), on distingue ainsi que le réseau hydrographique est très dense dans la partie centre-orientale cela correspond géologiquement aux collines du Rharb, et il apparaît également dense dans le secteur Nord- Est.

Par contre, les basse vallées (Loukkos, Sebou) et les plaines côtières, montrent une absence quasi générale de drainage, lorsqu'il existe, celui-ci est souvent compliqué par la présence de canalisation anthropique (exemple de canal de Drader).

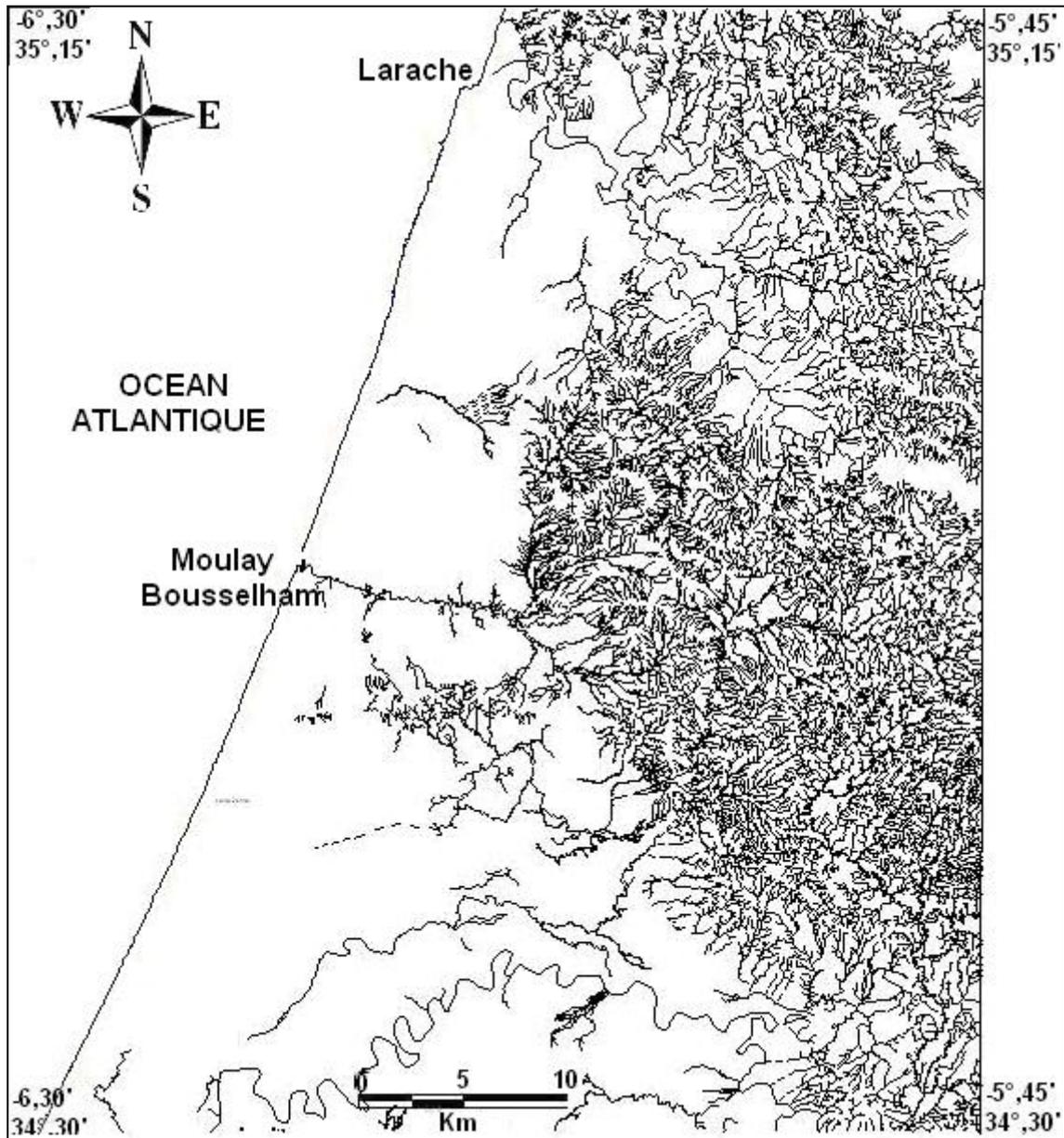


Figure II.27. Réseau Hydrographique de la région d'étude.

*** Hiérarchisation :**

Les différents segments d'un système fluvial présentent entre eux des rapports de hiérarchies et ont des caractères morphométrique et hydrologiques particuliers qui ont amené les spécialistes à tenter l'établissement d'un classement en fonction des niveaux d'importance relative. Ces classements, permettent en particulier de comparer les différents réseaux de drainage et de les mettre en relation avec les processus hydrologiques.

La hiérarchisation se fait sur la carte du réseau à l'aide d'un code couleur, chaque couleur étant affectée à un ordre de drain défini.

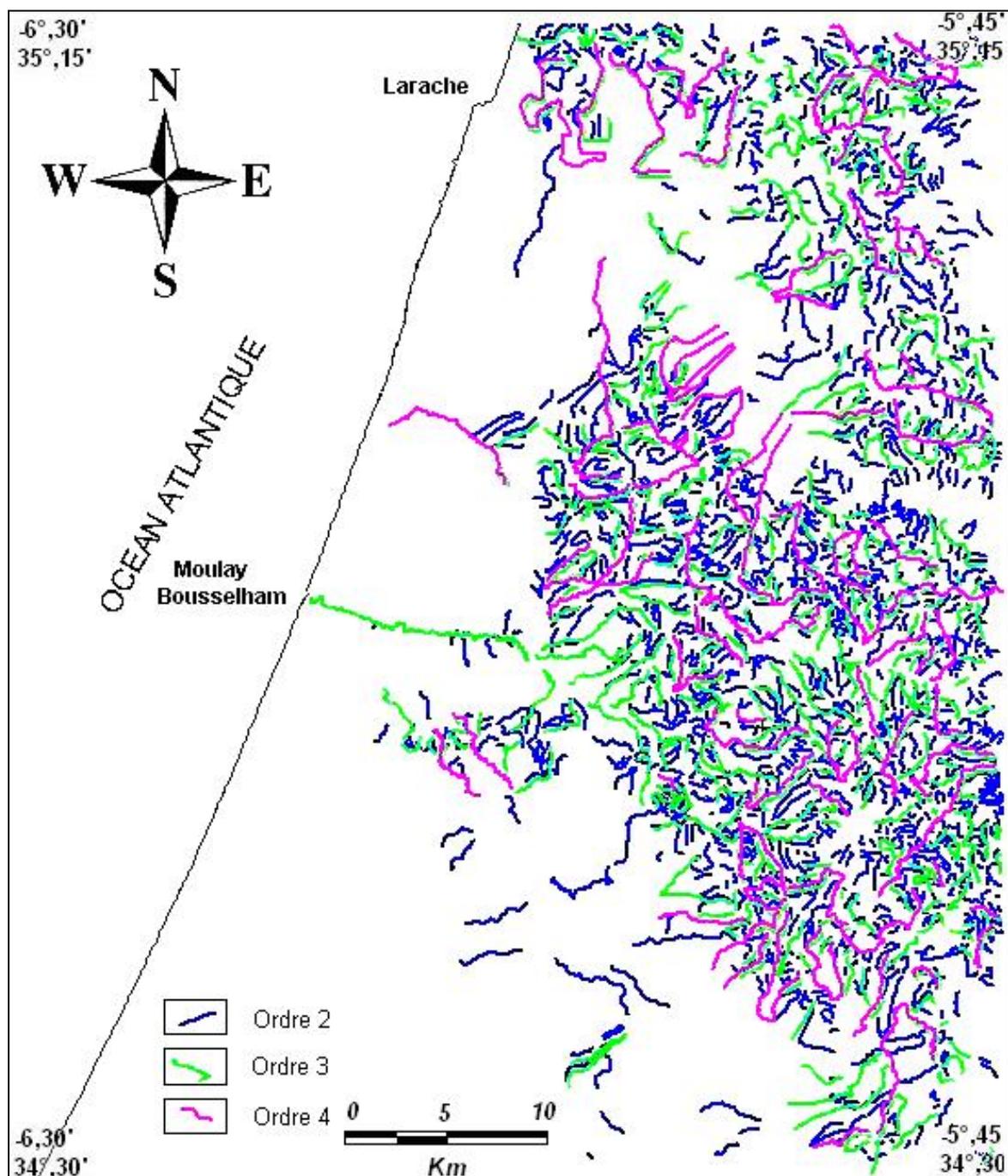


Figure II.28. Hiérarchisation de la région d'étude.

La démarche consiste en premier à calquer avec précision l'ensemble du chevelu hydrographique du document topographique (carte au 1/50000^{ème}) dans un logiciel SIG (exemple : Map Info), ensuite on procède sur le même logiciel à une discrimination de chaque ordre par une couleur différente.

Il est alors possible d'étudier la répartition spatiale des longueurs d'entailles ceci pour un ordre déterminé, on obtient ainsi un nouveau document de hiérarchisation du réseau du drainage (Figure II.28).

En général, quand il s'agit d'une étude réalisée à partir d'une carte topographique au 1/50000°, les drains du premier et du deuxième ordre sont souvent nombreux, leurs tracés sont trop courts et leur mesure peut être entachée d'erreurs. Par ailleurs, leurs caractères sont plus liés à des structures géologiques superficielles, alors que dans cette analyse on recherche les traces de l'organisation profonde. Pour cette raison, notre choix s'est porté à négliger les drains du premier ordre.

3.2 Les types de drainage :

La typologie du réseau hydrographique que nous avons utilisée est celle de Howard (1967) et plusieurs types de drainage caractérisent la région étudiée (Figure II.29).

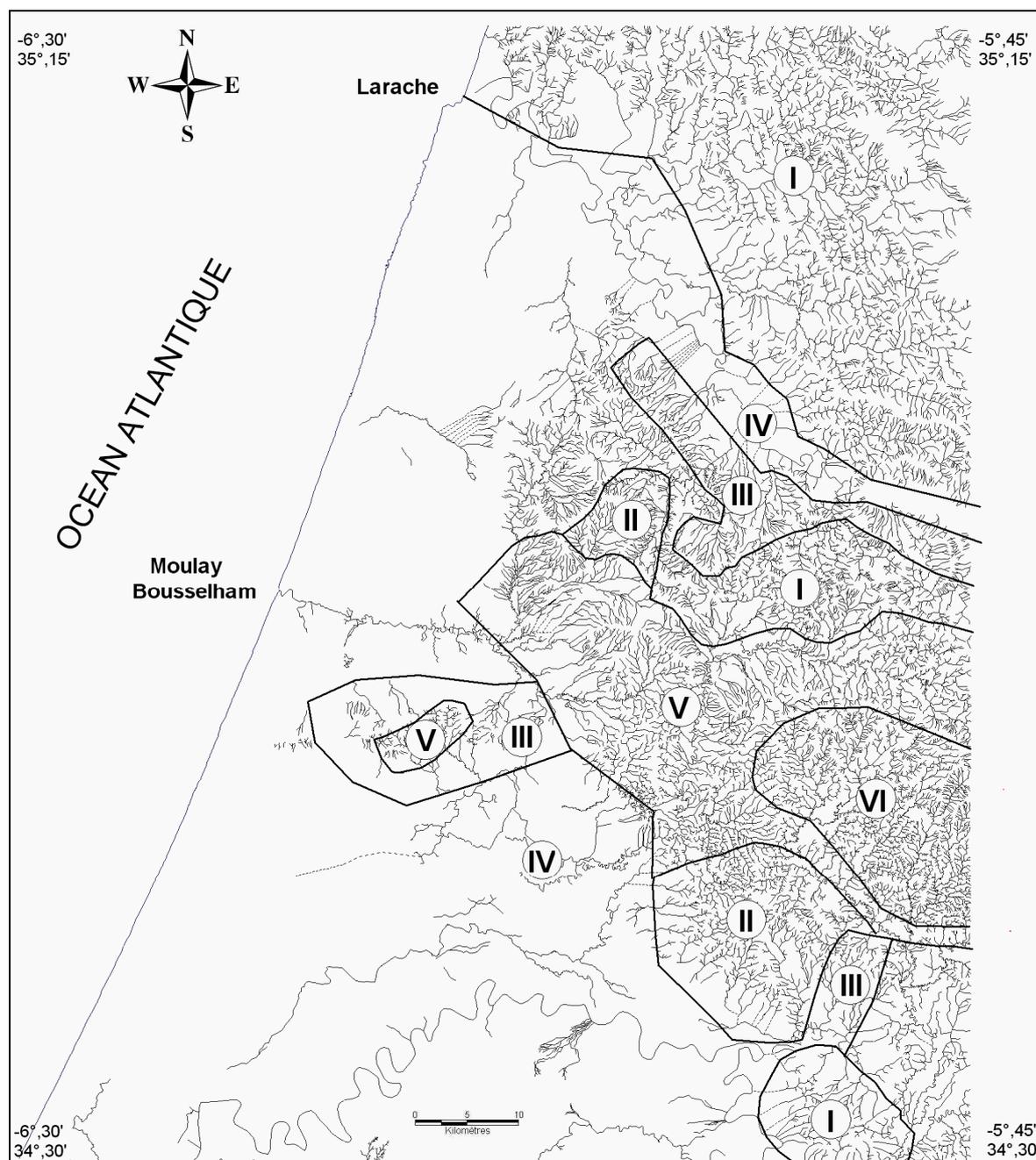


Figure II.29. Typologie de réseau de drainage de la région d'étude.
I : Treillis Directionnel, II : Dendritique contourné, III : Parallèle, IV : Diffus,
V : Dendritique, VI : Penné.

- A l'Ouest, sur les cartes topographiques 1/50 000 de Larache, Moulay Bouselham, Sidi Allal Tazi et Souq Larb'a Al Gharb (voir Figure II.23), le réseau hydrographique est « Diffus V », presque absent, renvoie aux plaines alluviales des Oueds Loukkos vers le Nord, et Sebou vers le Sud, comblés par un matériel perméable.

-Au centre, la carte topographique de Lalla Mimouna permet d'observer deux types de réseau hydrographique :

> Le type « Dendritique VI » à « Dendritique Contourné III » qui, en général, est surimposé à des sédiments uniformément résistants, horizontaux, ou biseautés par une surface horizontale, ou bien à des roches cristallines. Une pente régionale faible devait exister au moment de l'installation du drainage.

> Le type « Parallèle IV » : prédomine dans la région de Lalla Zahra. Selon la définition de Howard « il caractérise des roches sédimentaires ayant un pendage net, ou des zones de fractures parallèles ». Il correspond ici à des formations villafranchiennes et Miocène supérieur.

- A l'Est, sur les cartes topographiques de: El Kser el Kbir, Arbaoua et Mechra Bel Ksiri, on note un changement remarquable de typologie du réseau hydrographique qu'il faut probablement mettre en relation avec le substratum imperméable des marnes crétacées de la nappe pré-rifaine et des collines marneuses du Rharb qui offrent un relief très doux, et où nous pouvons différencier :

> Un sous type « Penné VII » : Il se développe sur des sols à texture très fine, caractéristiques de matériaux facilement érodables. Il s'agit ici du Miocène post-nappe (ou Miocène « second-cycle », aux faciès localement détritiques à la base et auxquels font suite des marnes tortoniennes et des niveaux sahéliens, gréseux et sableux, au sommet (R Tilloy, 1955).

> Un sous type « Treillis » à « Treillis Directionnel II ». Il caractérise des roches sédimentaires, ou des zones à fracturation parallèle. Dans ce type de drainage les petits affluents ont essentiellement la même importance de part et d'autre de longs fleuves subséquents. L'extension de ce type de réseau est liée en premier lieu à des monoclinaux à faible pendage.

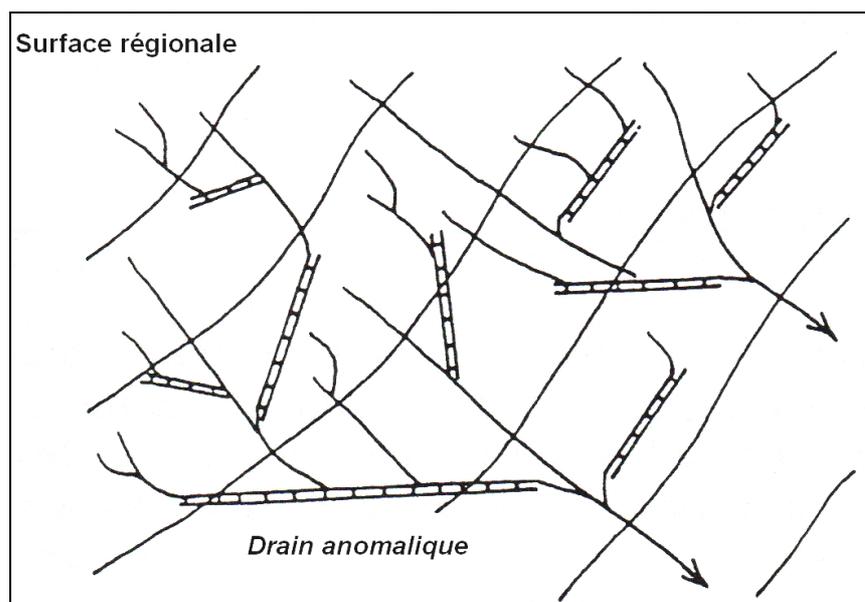
La partie Ouest de la région étudiée est caractérisée par l'absence quasi-totale de réseau hydrographique. Ce secteur est en effet drainé par des canaux artificiels. Le réseau ne peut se développer sur la plaine du Rharb qui, à l'exception de la structure de Lalla Zahra est alimentée par les plateaux sableux perméables de la forêt de la Mamora et les sables des Merjas.

On remarque ainsi que le type de drainage donne déjà une idée sur la lithologie et parfois même sur l'existence d'une fracturation plus ou moins intense. C'est donc, déjà, un bon marqueur de l'environnement géologique régional.

3. 3. Les anomalies de drainage :

Parmi les nombreuses techniques appliquées en analyse morphostructurale, il en est une destinée à la recherche de directions anomaliques. Tout drain dont le sens d'écoulement ne suit pas la ligne de plus grande pente (Deffontaines, 1990) peut être considéré comme anomalique et révélateur d'hétérogénéités sédimentaires ou structurales, voire, dans certains cas, comme indicateurs d'une néotectonique possible (Figure II.30).

Cette technique permet donc de distinguer les éléments de drain d'origine purement gravitaire de ceux qui seraient plutôt conditionnés par des phénomènes tectoniques et structuraux.



**Figure II.30. Principe d'élaboration des anomalies de drainage
(In Boumaggard, 1994).**

La méthode utilisée pour identifier les anomalies de drainage consiste à éliminer tous les tronçons dont les directions sont conformes à la topographie régionale (l'écoulement gravitaire). Pour cela, la réalisation d'un réseau fictif conditionné seulement par la pente s'avère nécessaire, ensuite on compare le réseau fictif au réseau réel, et on sélectionne tous les éléments d'entailles de ce dernier dont les directions ne sont pas conformes au réseau théorique (voir schéma).

Cette méthode nécessite beaucoup de manipulation de données et une bonne précision, qui sollicite un temps important, mais qui donne des résultats très intéressants. On arrive ainsi à définir des drains anormaux où le réseau d'entailles est influencé par l'environnement géologique.

Ainsi, l'élaboration de la carte des anomalies de drainage de la zone d'étude (Figure II.31) montre que, la répartition globale des segments anormaux n'est pas homogène, mais qu'elle privilégie certaines directions.

En effet, l'analyse statistique des directions de segments anormaux (Figure II.32) met en évidence des directions préférentielles, ainsi on note que la direction NW-SE est dominante, avec un second mode qui est matérialisé par les directions NNE-SSW à NE-SW qui sont minoritaires et mieux représentées au Nord qu'au Sud. La direction E-W des drains au niveau de la région de Moulay Bouselham apparaît ici comme remarquable.

Bien évidemment, la densité de segments anormaux n'est pas à mettre obligatoirement en relation avec une présence forte de caractères géologiques contrôlant ces écoulements « locaux » ou anormaux ».

Nous devons en effet rappeler que les densités de drains sont autant liées à la nature du matériel sous-jacent qu'à la présence d'un relief plus ou moins accusé.

Cependant, la matérialisation de ces anomalies, est toujours liée à la présence d'anisotropies géologiques (stratification, fractures, plissement...). Il s'agit donc d'un caractère analytique important dont on doit extraire l'information du même ordre.

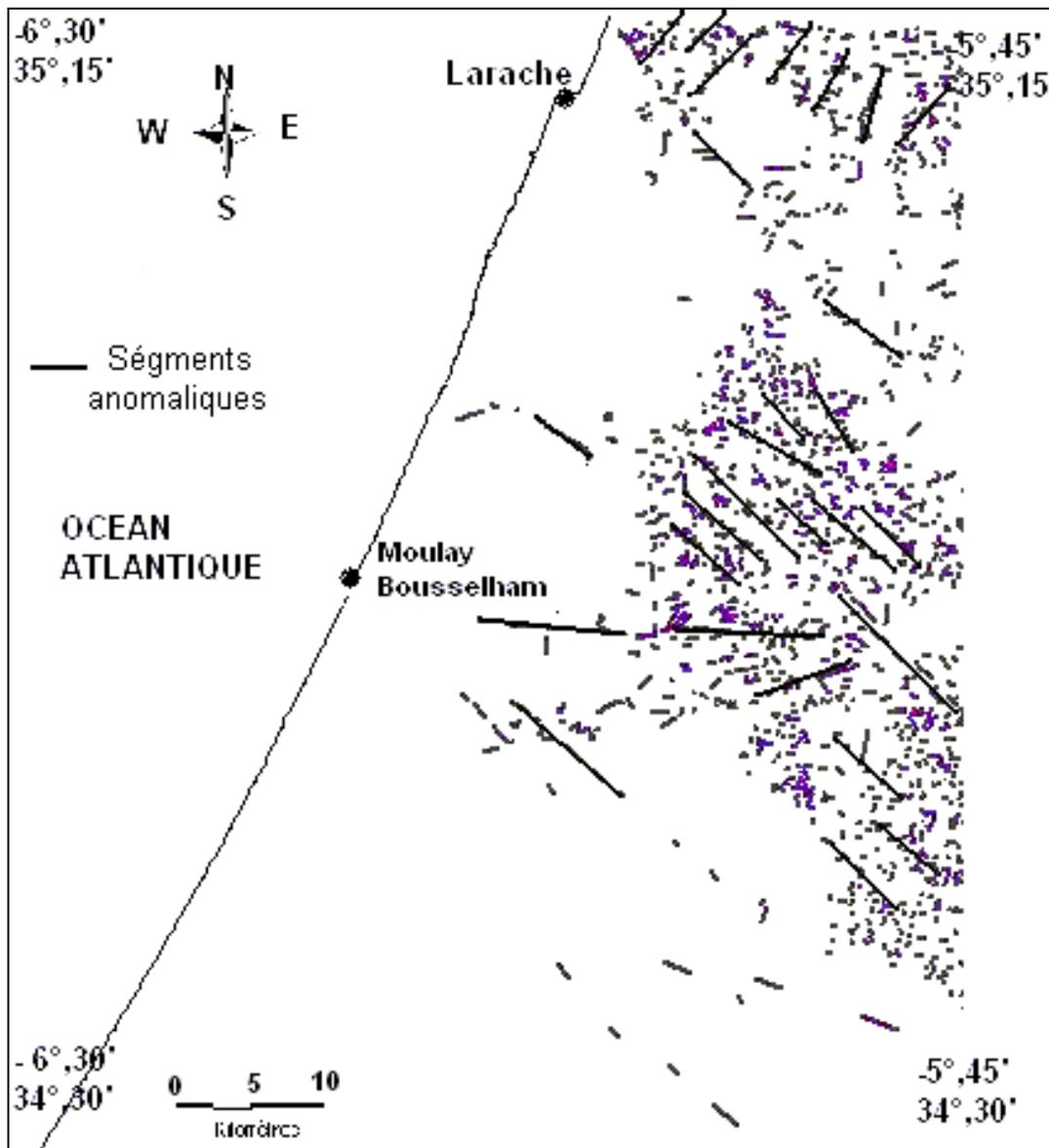


Figure II.31. Répartition des anomalies de drainage.

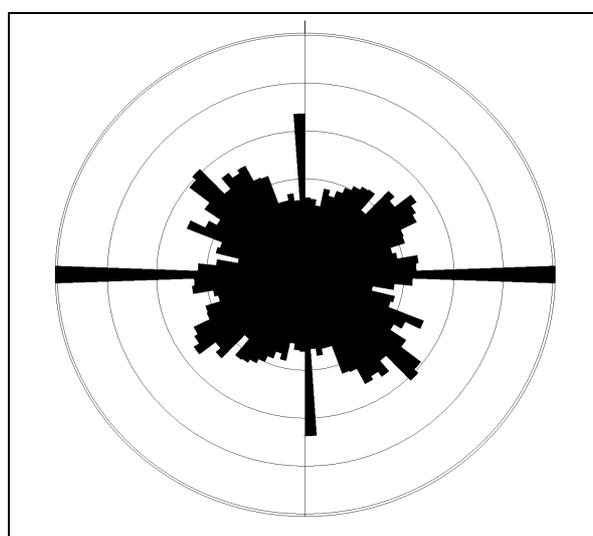


Figure II.32. Rosace de fréquences des directions des anomalies de drainage.

*** Analyse des anomalies de drainage de différents ordres :**

Rappelons que le drainage anormalique défini par les directions obliques soumises à l'influence des caractères du substratum, permet d'étudier de manière quantitative et qualitative les principales directions d'obstacles afin d'en extraire les plus importantes.

Cette analyse consiste à représenter et reporter sur une rosace, les différentes directions de drains anormaliques d'un ordre donné. Cette méthode a été réalisée à partir du logiciel « Géorient ». Il faut signaler que ce logiciel n'effectue pas un filtrage des mesures c'est-à-dire qu'il mesure une multitude de directions propres à un seul drain, mais malgré cette multitude d'informations, les directions les plus importantes statistiquement apparaissent clairement.

Cependant, l'extrême abondance sur la carte des réseaux hydrographique des drains d'ordre inférieurs et tout particulièrement ceux du 1^{er} Ordre qui nous donnent des informations très superficielles, nous a incité à ne pas tenir compte de cet ordre. D'ailleurs, la précision de la direction de ces éléments hydrographiques, peut parfois être discutable, tant leur tracé est conditionné à la précision du document analysé. Cette remarque n'est plus valable dès qu'on s'adresse aux drains d'ordres supérieurs. Nous avons donc opéré une sélection en utilisant, pour ces mesures, que les ordres allant du 2^{ème} au 4^{ème} ordre.

Toutefois, là encore, les résultats obtenus sur les drains d'ordre 2 ne sont pas très discriminatoires. En effet même si, les directions NE-SW et N-S semblent apparaître comme plus importantes, nous ne pouvons sérieusement extraire du document des directions préférentielles.

Par contre, à partir des ordres 3 et 4, quelques directions prennent une relative importance par rapport aux autres.

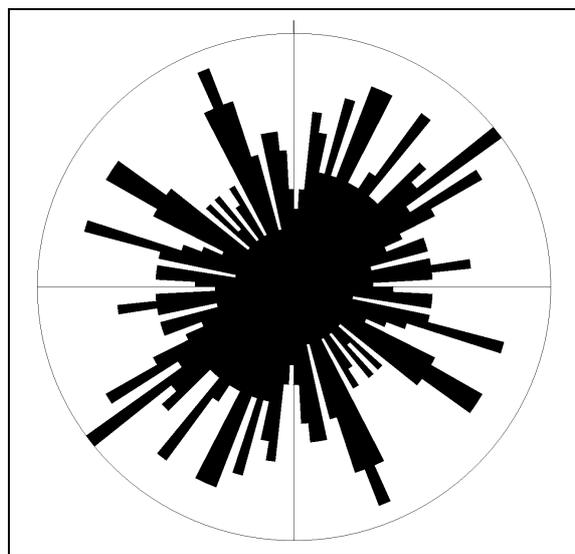


Figure II. 33. Rosace des fréquences d'anomalies des drains de l'Ordre 3.

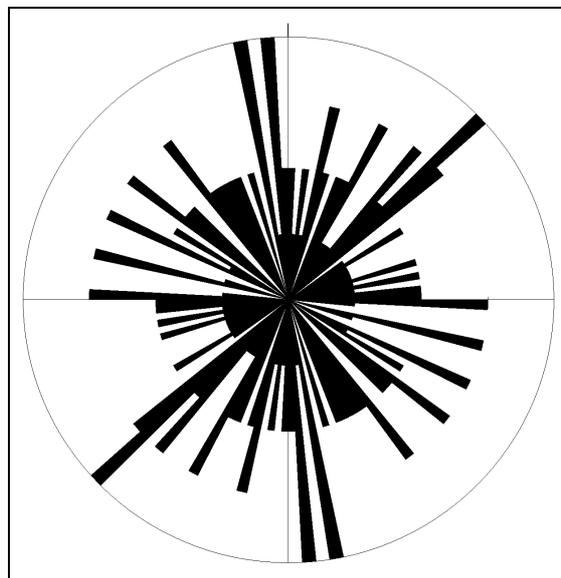


Figure II.34. Rosace des fréquences d’anomalies des drains de l’Ordre 4.

Ainsi, sur la rosace des anomalies d’ordre 3 (Figure II.33), les orientations NNE-SSW à NE-SW et NNW-SSE à NW-SE constituent des directions privilégiées.

On retrouve, sur la rosace des directions d’ordre 4 (Figure II.34), pratiquement les mêmes orientations, avec cependant l’apparition nette d’une nouvelle direction : la direction E-W que nous devons considérer alors comme importante dans l’organisation structurale régionale puisqu’elle est visible à partir des ordres supérieurs.

On peut remarquer à ce propos, combien les corrélations entre cadre structural et organisation du réseau hydrographique sont fortes. Les directions qui organisent les morphologies sont également celles qui contrôlent les directions des écoulements.

3.4. Les linéaments hydrographiques :

L'examen de la carte du réseau hydrographique permet d’identifier l’alignement de plusieurs tronçons du réseau et de coudes appartenant à différents systèmes fluviaux (Figure II.35). Ces linéaments reportés sur une couche cartographique d'un SIG se répartissent selon, plusieurs directions préférentielles (Figure II.36):

> Les linéaments de direction NNW-SSE sont les plus nombreux, ils se répartissent sur l’ensemble de la région mais sont plus fréquents dans la zone Nord.

> Les linéaments NE - SW, presque aussi fréquents, sont recoupés par les précédents et caractérisent principalement le secteur Sud.

Quelques linéaments minoritaires à orientation E-W ont été observés au centre de la région d'étude vers la lagune de Moulay Bouselham.

La densité de ces éléments est en relation avec l'existence dans ces secteurs d'affleurements relativement rigides, tandis que dans les zones à forte sédimentation (vallée du Loukkos et la plaine du Rharb), ils sont quasi absents.

On peut y voir là le rôle d'une couverture sédimentaire meuble discordante, plus ou moins épaisse et susceptible d'empêcher la propagation vers la surface de ces anisotropies géologiques.

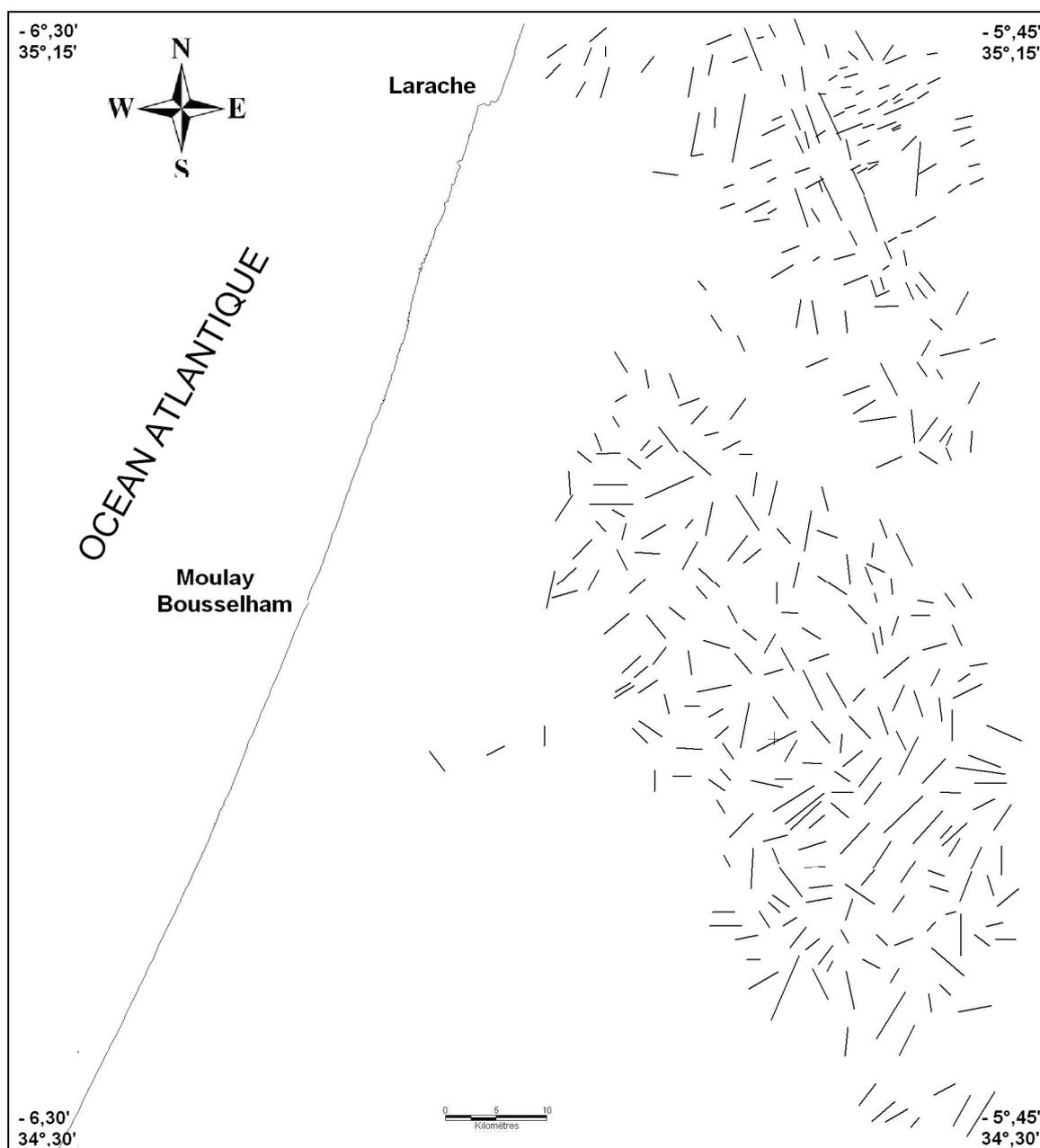


Figure II.35. Carte des linéaments hydrographiques.

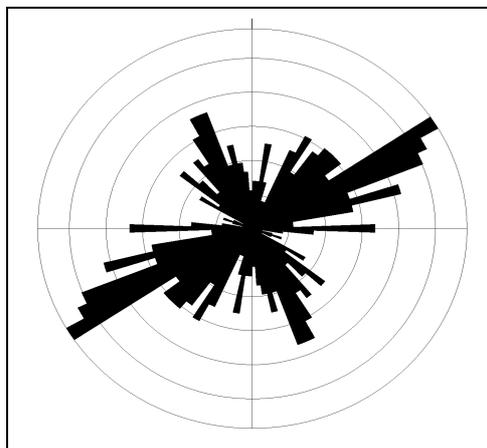


Figure II.36. Rosace de fréquences des directions des linéaments hydrographiques.

3.5. La morphométrie des entailles :

Rappelons que les variations de la longueur des thalwegs, notamment des drains d'ordres supérieurs, sont corrélables aux structures tectoniques profondes enfouies sous une couverture sédimentaire plus ou moins épaisse (Collina-Girard & Griboulard, 1990).

D'après ces auteurs l'interprétation qui est faite des données morphométriques est fondée sur la constatation répétée qu'aux axes de faibles longueurs de drains correspondent des structures «positives» (antiformes, horst..) alors qu'inversement aux axes de fortes valeurs correspondent des structures «négatives» (synformes, grabens..).

Donc une fois le réseau hydrographique hiérarchisé, on a recours à cet outil « précieux », qui consiste à mesurer les longueurs des tronçons de même ordre.

Nous avons choisi d'analyser la répartition des drains d'ordre 3. En effet, le choix d'un ordre de drain donné est d'autant plus important qu'il influence considérablement la profondeur d'investigation (Griboulard et Prud'homme, 1985).

Ce choix a été guidé par plusieurs impératifs :

- ✓ Le nombre de valeurs était suffisant pour pouvoir dresser une carte de la répartition des longueurs du drain.
- ✓ L'ordre 3 constitue un ordre déjà relativement élevé dans la classification de Horton, pour nous permettre d'atteindre une profondeur d'investigation déjà assez importante. Nous avons éliminé les drains d'ordre 2 car, ceux-ci, donnant des informations sur les structures superficielles et locales, ne répondent pas au but que nous nous sommes fixé dans cette étude, à savoir dégager les structures majeures et essentielles.

Les drains d'ordre 4 ont été également éliminés car en nombre très limité, les différents points de mesure se retrouvent très dispersés sur la carte, ce qui n'autorise pas une bonne précision du tracé des courbes isovaleurs.

A la suite de toutes ces éliminations, il semble que ce sont les drains d'ordre 3 qui répondent le mieux à nos critères.

Le document obtenu (Figure II.37), suggère que la répartition des drains n'est pas aléatoire, mais qu'elle suit une orientation bien particulière NW-SE, et que le substratum se montre compartimenté en blocs à limites nettes. Cette organisation pourrait correspondre à une succession de structures abaissées (synformes) et surélevées (antiformes) que séparent des discontinuités structurales N-S à NE - SW.

On notera la présence d'un axe de valeurs faibles (structure synforme) d'orientation E-W au niveau de la lagune de Moulay Bouselham.

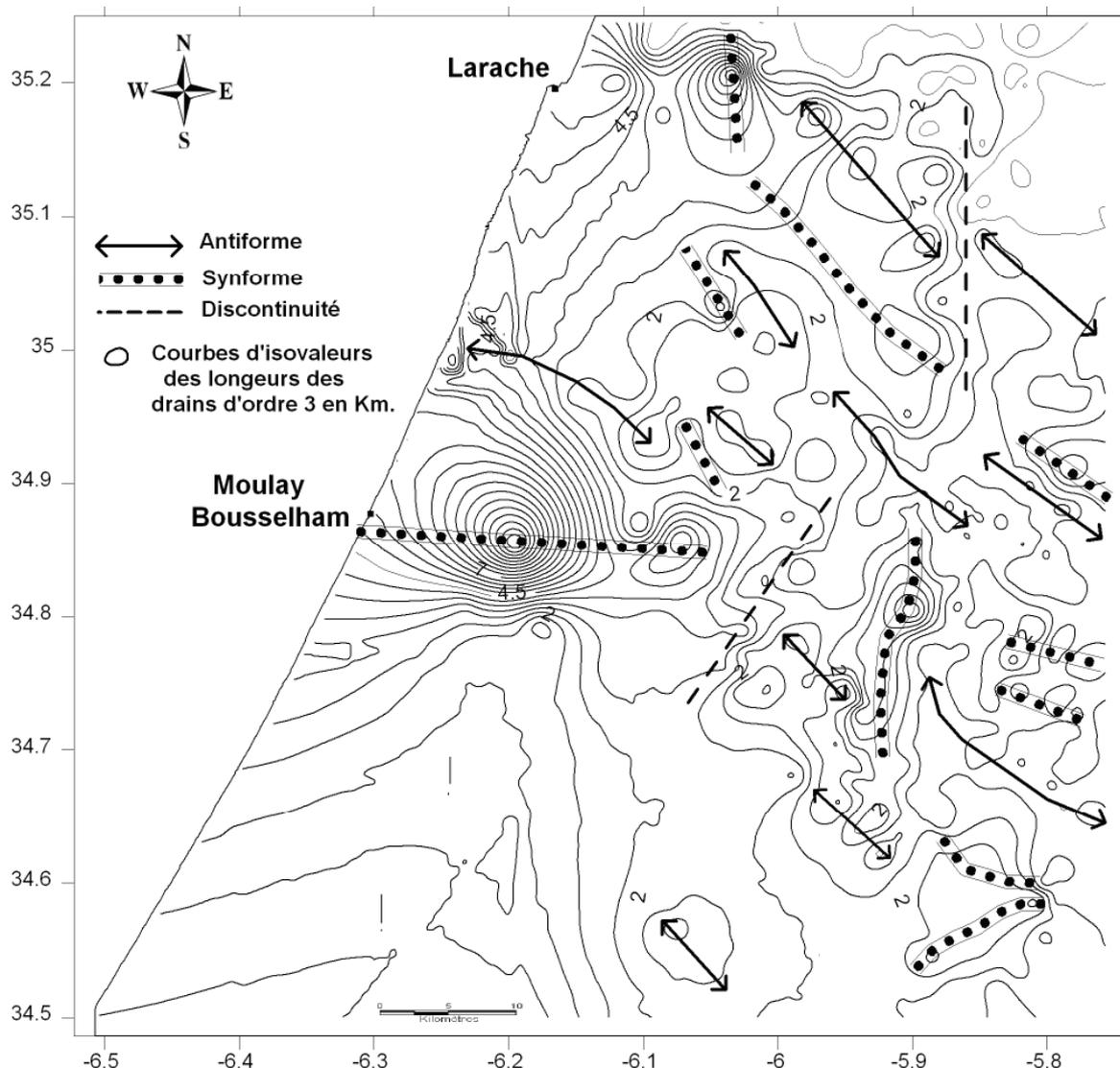


Figure II.37. Carte de répartition des longueurs des drains de l'ordre 3.

La carte morphostructurale synthétique (Figure II.38) est établie à partir de la superposition des données issues de plusieurs cartes : carte des surfaces enveloppes des points hauts, carte des variations des longueurs des drains d'ordre 3, et celles représentant les anomalies de drainage et les linéaments hydrographiques (pour ces deux dernières cartes leur représentation est basée sur la sélection des linéaments et des anomalies, qui se superposent ou qui sont parallèles aux accidents reconnus, ainsi que ceux ayant une grande extension).

Le résultat montre que l'ensemble de ces directions peut être rapporté à des structures régionales plus ou moins importantes. On peut voir en particulier la nette influence de la structuration rifaine dans la partie Nord de notre région d'étude de direction NW-SE, tandis que les deux autres NE-SW plus au Nord et E-W au niveau de la colline de Lalla Zahra et au niveau du canal de Drader, pourraient être attribuées à l'héritage tectonique d'une profonde structuration hercynienne.

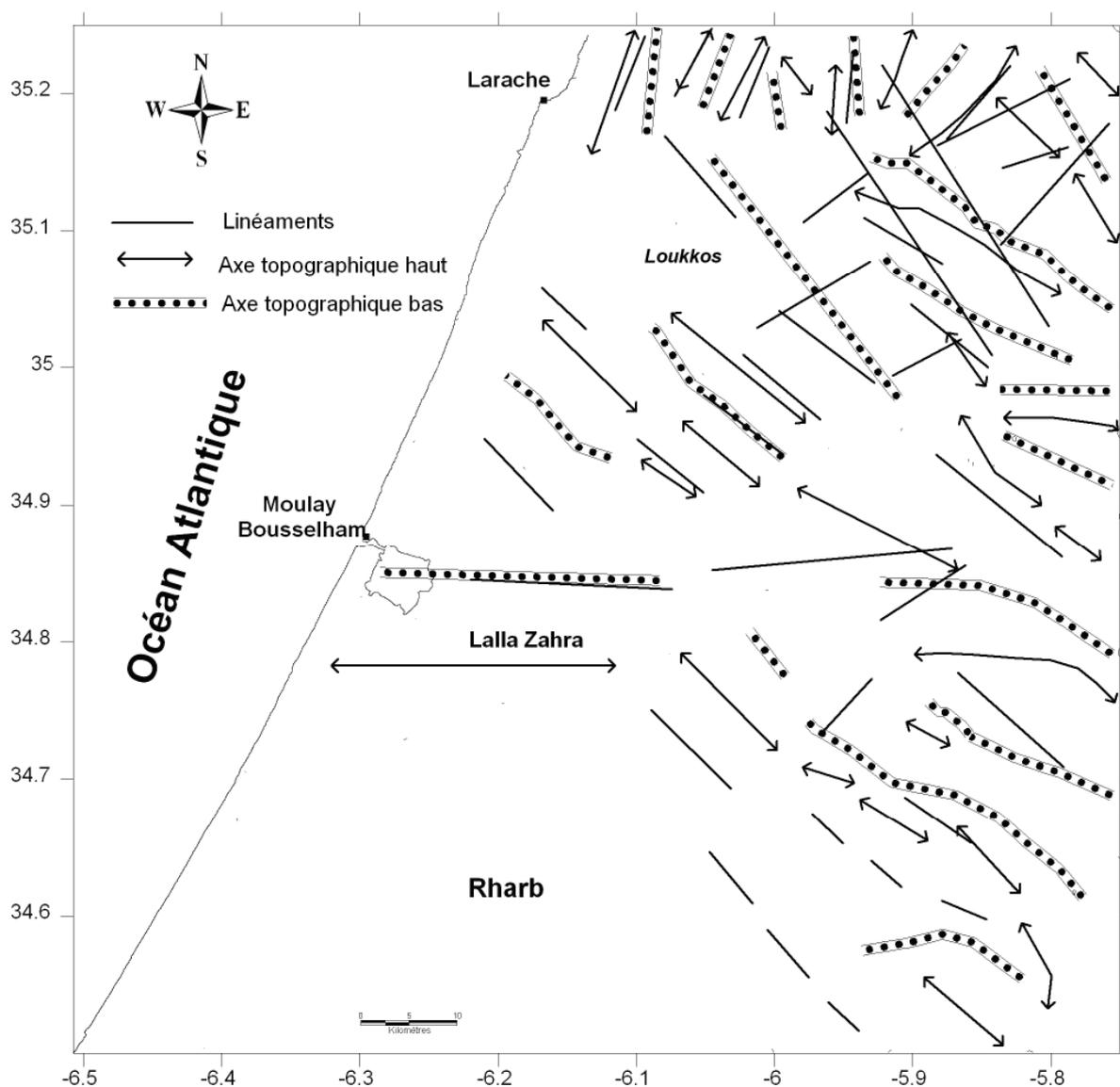


Figure II.38. Carte synthétique des principales structures révélées par l'analyse morphostructurale.

4. Modèle Numérique de Terrain (MNT) :

Le recours à d'autres types d'analyse tels que les Modèles Numériques de Terrain (MNT) est indispensable pour confirmer les résultats trouvés par l'étude morphostructurale, ceci permet de fournir des indices très significatifs en ce qui concerne les structures enfouies et l'estimation de certaines structures discontinues.

En effet, ce Modèle Numérique de Terrain (MNT) est une représentation numérique discrète du relief terrestre sur la région. Il se présente sous la forme de « Shuttle Radar Topography Mission », plus connue sous l'acronyme de SRTM (Figure II.39).

Les fichiers de données SRTM sont au format brut RAW, non compressé. Chaque fichier couvre un bloc de la surface terrestre de 1 degré de latitude sur 1 degré de longitude. Ces données sont mises à la disposition du public gratuitement à travers serveur FTP ([e0srp01u.ecs.nasa.gov](ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov)) du centre de données EROS de la United States Geological Surveys pour les données de topographie avec une résolution de 90m.

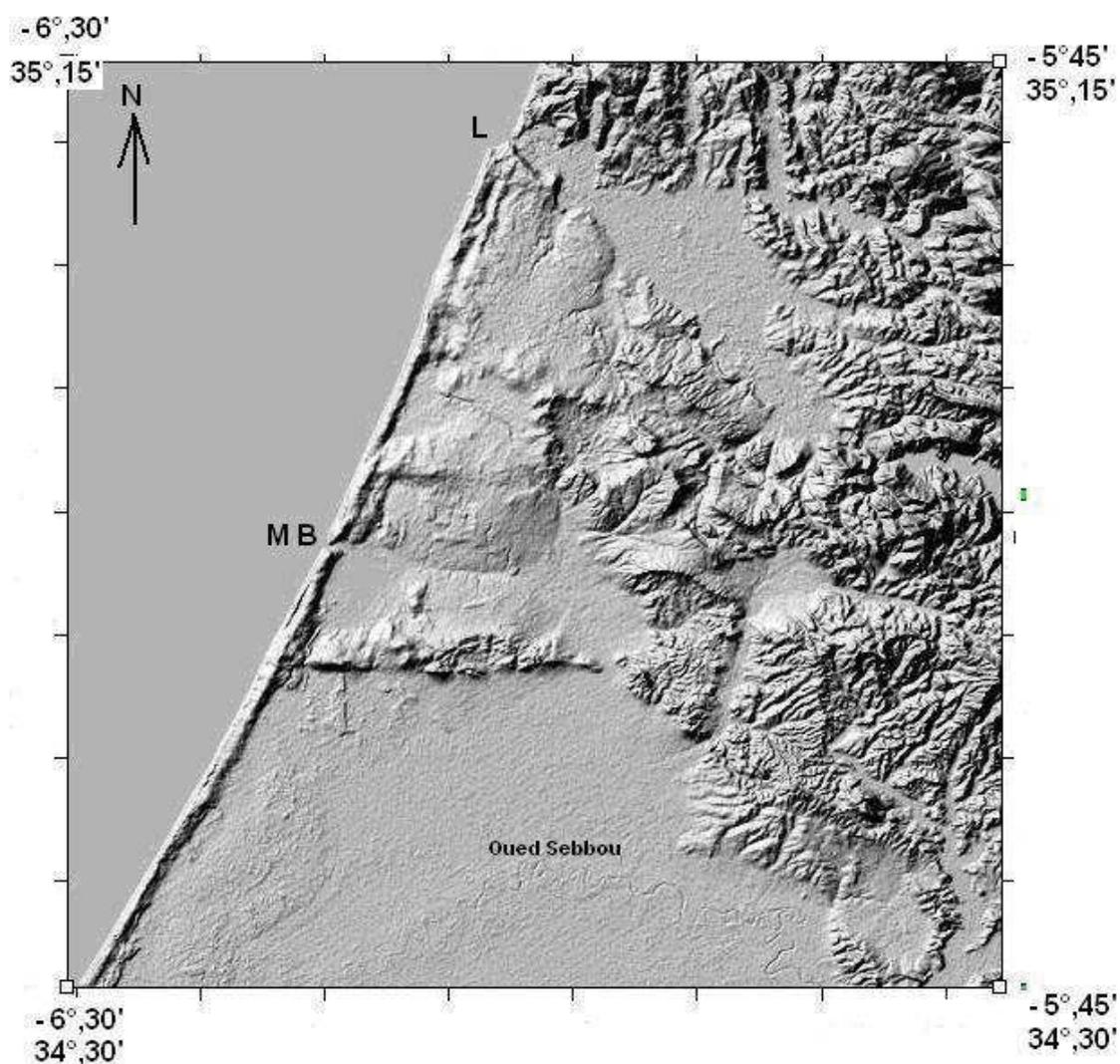


Figure II.39. Modèle Numérique de Terrain (SRTM) de la région d'étude.

A première vue et avant toute étude et combinaison du MNT (SRTM) avec les résultats trouvés précédemment par l'étude morphostructurale, à savoir le réseau hydrographique et les linéaments, on remarque qu'il y a une parfaite cohérence entre cette vision du relief et les résultats de l'analyse cartographique.

En effet, on constate l'existence de deux zones basses, la première correspondant à la basse vallée du Loukkos au Nord de direction générale NW-SE et la deuxième à la plaine de Rharb, avec une direction équatoriale qui apparaît très clairement dans le Nord de ce document.

Vers l'Est, on souligne la présence des unités géomorphologiques de direction NNW-SSE, avec un changement en allant vers le Nord et qui devient NNE-SSW à NE-SW. Ces différentes directions sont cohérentes géologiquement et s'intègre dans le contexte tectonique global du Rif.

1. Combinaison du MNT et du réseau hydrographique :

La typologie du réseau hydrographique change en fonction de la géométrie de certaines unités géomorphologiques, ce qui est bien visible sur la superposition du réseau hydrographique et du MNT (SRTM).

On peut assimiler un réseau à un système évoluant nécessairement vers la recherche d'un état d'équilibre, cet état pouvant être modifié par les hétérogénéités lithologiques et structurales du cadre régional. Par conséquent, l'ensemble de ses caractères (forme, type, densité, ect...) évoluera en fonction de ces différentes contraintes. Donc si le réseau hydrographique est l'agent le plus actif de l'érosion, son évolution ne peut se faire qu'en fonction de l'environnement lithologique et aussi des caractéristiques structurales locales et régionales.

C'est ainsi que le réseau hydrographique est presque absent à l'Ouest de la région, correspondant aux plaines alluviales de faible pente, des Oueds Loukkos vers le Nord, et Sebou vers le Sud. Par contre on remarque un changement remarquable de typologie du réseau hydrographique vers l'Est, ce changement est à mettre en relation avec le substratum imperméable constitué des marnes crétacées de la nappe pré-rifaine et des collines marneuses du Rharb qui offrent un relief peu accidenté.

Donc la superposition du MNT (SRTM) et du réseau hydrographique, montre une harmonie entre les formes des drains avec la topographie et la morphologie locale.

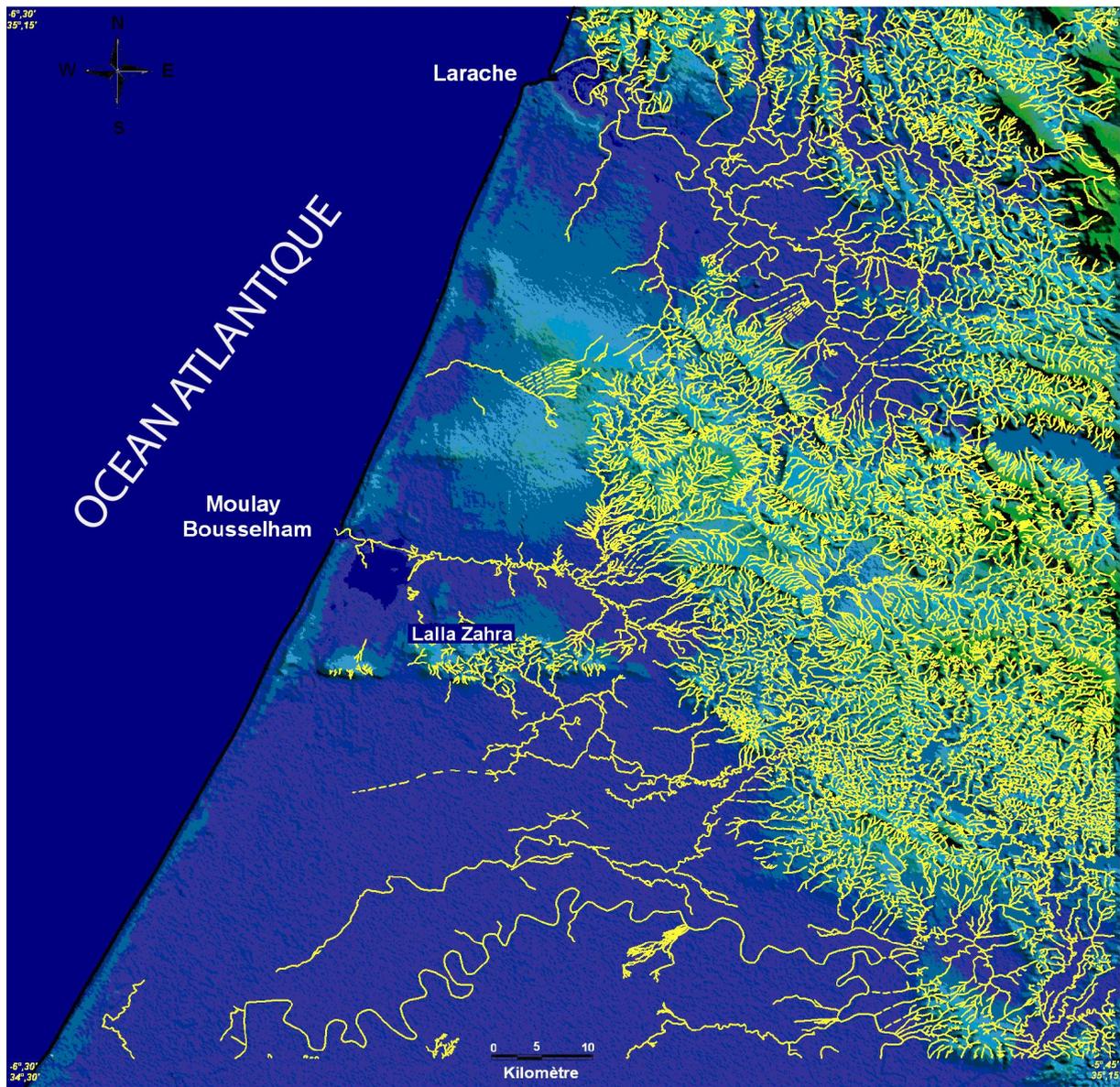


Figure II.40. Combinaison du MNT (SRTM) et de la carte du réseau hydrographique de la région.

2. Combinaison du MNT et de la carte des linéaments :

Rappelons que l'alignement de plusieurs tronçons du réseau et de coudes appartenant à des systèmes fluviaux différents peut constituer l'indice significatif d'une chenalisation de l'écoulement par un facteur structural.

Dans cette optique, nous avons fait une combinaison du MNT et des résultats des linéaments trouvés par l'étude morphostructurale. Ceci nous a permis d'avoir une visualisation en 2D qui favorise et complète la perception de l'organisation générale des reliefs.

En effet, cette visualisation en 2D renforce en particulier, d'une part, la nette opposition de style entre les morphologies très contrastées des régions Nord, Nord-Est et Est (pays rifain et pré-rifain) et d'autre part les morphologies peu accusées de la partie Nord de la plaine du Rharb largement étalée vers le Sud, du diverticule orienté Est-Ouest de la région de Moulay Bouselham et du couloir effondré de direction NW-SE de la basse vallée du Loukkos.

Elle permet également de renforcer l'observation des grandes directions du relief qui, nous l'avons vu, sont autant de marqueurs structuraux.

Soit pour les directions principales NW-SE et NNE-SSW remarquables dans les régions à fort relief que la direction secondaire Est-Ouest de la région méridionale et représentée par la structure de Lalla Zahra.

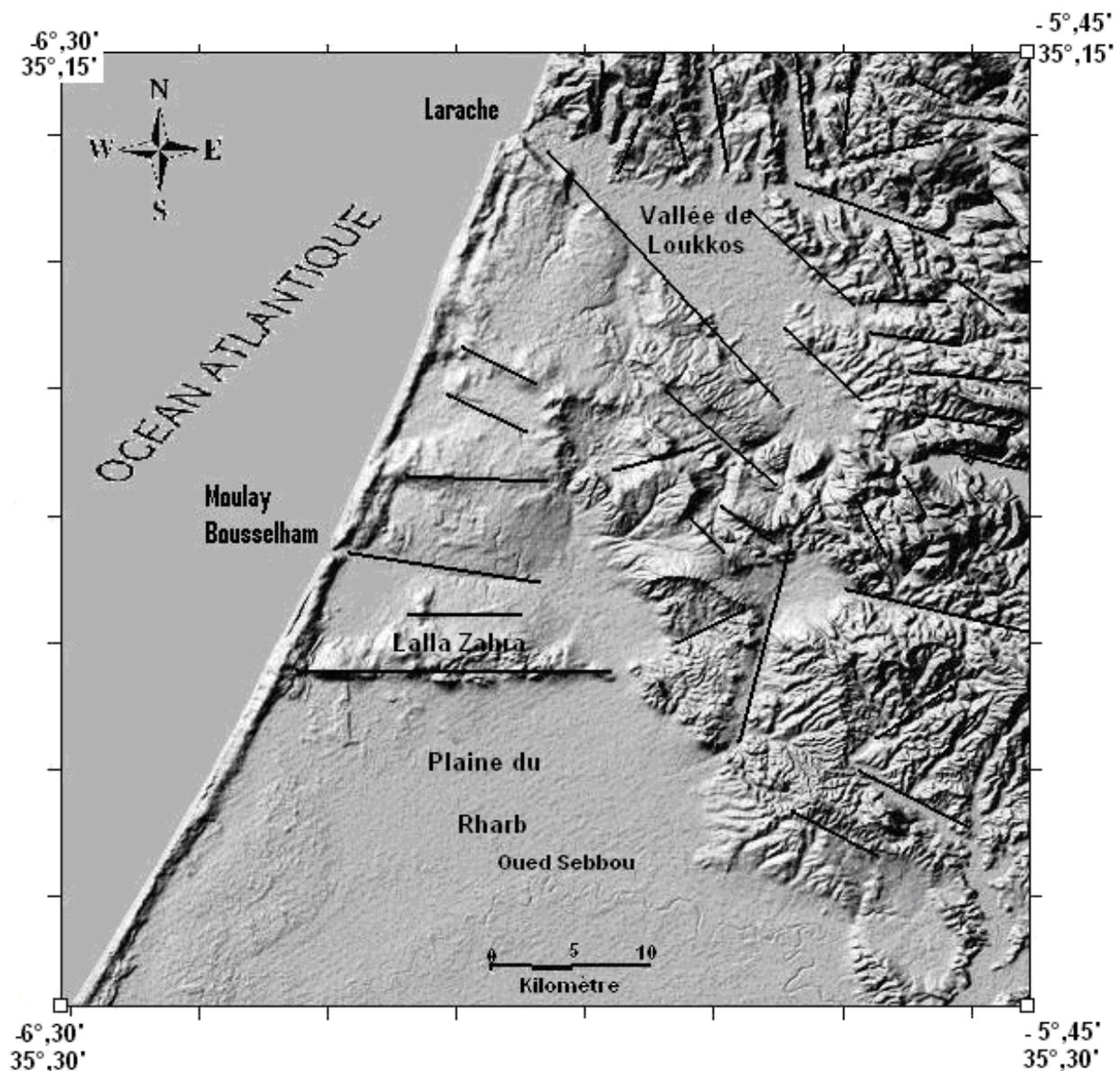


Figure II.41. Superposition et compartimentage des linéaments détectés sur le Modèle Numérique de Terrain (MNT).

3. Conclusions :

Le recours au Modèle Numérique de Terrain (SRTM) de la région s'est avéré un outil efficace et nécessaire pour compléter l'étude morphostructurale de la région et pour confirmer les résultats obtenus auparavant.

Elle renforce en particulier, d'une part, la nette opposition de style entre les morphologies très contrastées des régions Nord, Nord-Est et Est (pays rifain et pré-rifain) et d'autre part les morphologies peu accusées de la partie Nord de la plaine du Rharb largement étalées vers le Sud, du diverticule orienté Est-Ouest de la région de Moulay Bouselham et du couloir effondré de direction NW-SE de la basse vallée du Loukkos.

Elle permet également de renforcer l'observation des grandes directions du relief qui, nous l'avons vu, sont autant de marqueurs structuraux. Cela est vrai aussi bien pour les directions principales NW-SE et NNE-SSW observables dans les régions à fort relief que la direction secondaire Est-Ouest de la région méridionale et souligné par la structure de Lalla Zahra.

II.E. Conclusions sur l'Analyse morphostructurale :

L'étude morphostructurale constitue donc un outil efficace et complet, il présente l'avantage d'une grande adaptabilité tant dans son application que dans la profondeur d'investigation.

Non seulement ces méthodes permettent d'accéder à l'étude des éléments de subsurface (érosion, lithologie...) par le biais de l'analyse des surfaces mais aussi à une connaissance des structures plus ou moins profondes (faille, accident tectonique, discontinuité...).

Donc l'étude morphométrique et l'analyse du réseau d'entailles, appliquées au réseau hydrographique de la région du Rharb septentrional ainsi que de l'arrière-pays de la lagune de Moulay Bousselham, ont permis d'élaborer un schéma morphostructural logique et cohérent.

La comparaison des résultats de la morphométrie et du réseau d'entailles a permis de confirmer certaines directions structurales, et d'en mettre d'autres en évidence pour la première fois.

En ce qui concerne les structures enfouies et l'estimation de l'extension de certaines failles, le recours aux données d'autres types d'analyses est indispensable telle que la géophysique et plus précisément la sismique réflexion, qui sera abordée dans le chapitre qui suit. Cette approche permettant ainsi de corréler les données et de fournir des indices très

significatifs. De plus la complémentarité des analyses cartographique et des analyses sismiques permet d'aborder la vision 3D avec un certain degré de confiance.

L'analyse morphostructurale menée sur les cartes topographiques au 1/50000^{ème} nous a donc permis de mettre en évidence :

- ✓ L'extension des unités appartenant au domaine du Rif externe.
- ✓ La spécificité des caractères des collines pré-rifaine avec un type de drainage atypique, des directions structurales franchement rifaines.
- ✓ L'existence de deux zones nettement déprimées ; l'une au Nord, correspondant à la basse vallée de l'Oued Loukkos et qui se matérialise par un fossé tectonique limité par des escarpements topographiques, la seconde sur l'ensemble du domaine méridional et correspondant à la bordure septentrionale de la vaste plaine subsidence du Rharb.
- ✓ La présence de deux anomalies topographiques et /ou structurale :
 - * Une négative et correspond à la région et l'arrière-pays de la lagune de Moulay Bouselham.
 - * Une positive, de direction Est-Ouest, qui correspond à la colline Lalla Zahra.

Dans un ensemble structural relativement cohérent et franchement influencé par la direction rifaine, on peut se poser la question sur l'origine de ces deux anomalies topographiques. Des travaux récents (Benmohammadi et al., 2007) semble monter qu'au droit de la partie Nord de la lagune de Moulay Bouselham, une néotectonique très active se développe. Doit-on voir là l'influence des grands accidents qui pourraient limiter selon Gutscher et al. (2009) le front de déformation lié à la convergence des deux plaques Afrique-Europe ?

Partie III

*Etude sismostructurale et
modélisation de la partie
septentrionale du bassin du Rharb*

Chapitre I

Etude

Sismostructurale

Introduction :

Nous avons vu dans la partie II sur l'analyse morphostructurale que l'étude des documents topographiques constituerait un excellent moyen pour aborder la mise en évidence des éléments structuraux d'une région donnée, même dans le cas où celle-ci présente peu de variations morphologiques.

Cependant, cette démarche, si performante soit-elle, ne nous permet pas d'aborder la dimension verticale. Il s'agit d'une approche essentiellement aréale, dont seule la profondeur d'investigation est à mettre en relation avec la possibilité que nous ayons pour analyser les éléments morphométriques des entailles topographiques à différents ordres d'organisation hiérarchique.

Dans l'étude de subsurface, le recours à l'utilisation des méthodes géophysiques s'avère donc indispensable (gravimétrie, sismique, magnétisme...).

Parmi ces méthodes, la sismique est de loin la méthode géophysique la plus importante. Elle constitue un outil principal dans l'exploration et l'exploitation pétrolière en permettant notamment d'effectuer le choix le plus judicieux de l'emplacement des forages d'exploration et de production. Elle contribue également à la reconnaissance détaillée des gisements, et complète par une corrélation précise entre les puits, l'information locale des diagraphies.

Même si les séquences de dépôts peuvent être reconnues sur les affleurements de terrain, sur les sections diagraphiques et les carottes, la méthode de la sismique réflexion reste l'outil le plus efficace pour appliquer le concept de séquence. Ceci est dû à la possibilité qu'offre une section sismique pour suivre les horizons correspondant aux couches sur de longues distances. C'est un outil extrêmement puissant en raison de différents facteurs dont le plus important est la grande précision, l'excellente résolution (10m - 100m), et la profondeur d'investigation (10 000 m- 15 000 m).

L'interprétation des données sismiques qui s'appuie sur les profils de sismique réflexion passant par la région d'étude et sur les forages positionnés sur/ou à proximité des profils, permet de donner une image structurale plus ou moins précise durant le Néogène de la partie Septentrionale du Rharb.

III.A.1.Objectifs et principes de l'étude :

L'étude d'un bassin sédimentaire doit passer par une investigation en trois dimensions tant du point de vue structural que sédimentaire. L'approche de terrain bien que donnant directement accès aux matériaux des séries affleurantes, présente l'inconvénient d'être limitée dans l'espace et en général nous n'avons affaire qu'à une partie des zones hautes ou basses des bassins. Reste donc l'approche géophysique qui donne une image en trois dimensions des bassins, plus complète, et permet le suivi et la cartographie des horizons calés aux puits pétroliers et aux affleurements limitrophes.

La géophysique permet d'identifier et de prolonger les structures profondes qui peuvent être datées sur de nombreux forages. Les données géophysiques peuvent être utilisées pour préciser les caractéristiques des zones ou des structures masquées par les dépôts récents, elles sont particulièrement utiles dans les cas suivants:

- * La localisation et le prolongement des structures affleurantes sous la couverture;
- * La détermination de la géométrie du substratum;
- * La détermination de la structure profonde et de la dynamique du bassin, grâce à une utilisation conjointe des données géologiques et géophysiques.

Les analyses de stratigraphie sismique et de sismotectonique contrôlées par les données de terrains permettent une reconstitution géodynamique des bassins au niveau de la subsurface. Ces études basées sur les données de sismique réflexion et des données de puits pétroliers, ont été complétées par les données morphostructurale et de terrain.

La couverture sismique du bassin du Rharb étant assez fournis, notre choix d'étude et d'analyse s'est porté au niveau de la zone de la colline de Lalla Mimouna et sa partie nord, en tenant compte du maillage sismique et de la disposition des puits pétroliers disponibles.

Nous avons procédé à un calage des horizons sismiques en partant du toit de la nappe prériaïne (Miocène), lorsque la qualité de la sismique le permettait. Ainsi, selon la zone d'étude, nous avons suivi les horizons sismiques suivants : le toit de la nappe, le toit du Tortonien, la base du Plioquaternaire

Les profils sismiques utilisés dans cette étude regroupent plusieurs campagnes sismiques réalisées sur la zone ; ils ont été ainsi calibrés par les données de puits et ont ainsi permis d'analyser et de suivre les horizons sismiques. L'analyse d'un profil sismique passe par un calage aussi précis que possible des horizons sismiques recoupant un puits pétrolier. Le

calage s'effectue à partir du log sonic ou du profil sismique vertical, en se basant sur la vitesse et la densité de la colonne lithologique, datée au niveau de ce puits. Une fois ce calage effectué, les horizons sont suivis et corrélés sur l'ensemble de la maille sismique des profils. La corrélation des horizons sismiques se fait aux points d'intersections entre les profils sismiques. Au cours de cette corrélation, il est très important de placer les failles affectant les horizons sismiques qui se traduisent par des ruptures de continuité de l'amplitude sismique, ces failles sont aussi corrélées par intersection de profils sismiques et par cartographie, ce qui va nous permettre d'avoir une idée précise sur la géodynamique du bassin.

III.A.2. Méthodologie d'interprétation sismique :

1. Contrôle de la qualité :

Le géophysicien, est souvent attaché à un projet sismique à partir de la planification jusqu'à l'interprétation. C'est lui qui décide de la grille en fonction du type de projet: régional, semi-détaillé ou détaillé.

Pour le projet régional, on recommande une grille rectangulaire. L'espacement entre les profils dépend de la distance entre les accidents géologiques attendus dans la zone à étudier (failles, structures..). Il est fortement recommandé qu'au moins un profil passe par un puits (s'il en existe) pour permettre d'identifier les réflecteurs.

La longueur du dispositif d'enregistrement est décidée par le géophysicien en fonction de la profondeur du plus profond des horizons auquel il s'intéresse. Le pas d'échantillonnage dépend de la précision (objectifs) demandée; pour des objectifs stratigraphiques un pas de 1 ou 2 ms est souvent recommandé.

La liaison entre l'interpréteur et le technicien du traitement est d'une grande importance. Beaucoup de données sont même implicitement interprétées durant l'étape du traitement; par exemple, les analyses de vitesses, les paramètres de filtrage, la déconvolution, la migration, dont dépendent l'amélioration des événements sismiques. Un mauvais choix de ces paramètres peut d'ailleurs atténuer ou même faire disparaître des réflexions intéressantes.

Ainsi le contrôle de qualité ne se résume pas seulement à assurer la consistance des réflexions à l'intersection des profils mais aussi à s'assurer que les anomalies qui se présentent sur la section sismique ne sont pas artificielles, c'est-à-dire, causées par le traitement.

2. Sélection et identification des réflexions

S'il existe un puits, il est conseillé de commencer le pointé par le profil qui passe par ce puits pour bénéficier des informations géologiques. Il est recommandé aussi de commencer le pointé sur les profils perpendiculaires à l'axe structural régional qui sont souvent les plus faciles à interpréter.

En ce qui concerne le choix des horizons, il dépend en premier lieu du problème à résoudre. Un ou deux horizons devront être situés sur l'objectif ou l'encadrer. De toutes façons, plusieurs autres horizons devront être tracés ; ils seront choisis en fonction de leur caractère sismique (énergie et continuité) et de leur position géologique (Discordances etc.). Naturellement, s'il existe un forage et s'il y a eu un sismogramme enregistré, non seulement on l'examinera avec attention, mais on fera établir un film synthétique qui, seul, permet l'identification précise des horizons. Si la zone étudiée est dépourvue de forage, l'identification des horizons sera faite d'après les hypothèses géologiques.

Dans les zones où il y a des perturbations, pour marquer la position des failles on fait en sorte que le plan de celles-ci passe par l'apex des hyperboles qu'elles génèrent (quand ces hyperboles sont visibles), quelques précautions sont à prendre pour localiser les failles inverses. Dans les zones où il y a des perturbations tectoniques, la corrélation de part et d'autre des accidents est facilitée par l'utilisation des profils longitudinaux. La corrélation des deux côtés de l'accident est appuyée par le caractère des réflexions.

Un autre principe appliqué pour assurer la corrélation à travers une perturbation ou une faille est la plausibilité géologique qui est souvent un guide utile. Des failles dont le rejet diminue vers le bas devraient être reconsidérées car même si de telles situations sont géologiquement possibles, elles ne sont pas si communes.

La trace sismique est un graphe de l'amplitude en fonction du temps; la continuité sismique résulte de la reconnaissance par l'œil des formes ou des éléments d'une trace correspondant à des formes ou des éléments d'autres traces successives.

3. Corrélation et continuité sismique

La continuité sismique d'une réflexion n'est pas une expression de la continuité de la limite géologique, mais de la continuité de deux unités géologiques superposées. Leur contact représente la surface où les réflexions se produisent.

La corrélation est utilisée pour relier entre elles les zones de bonnes continuités séparées par des zones floues. La continuité de la réflexion peut être interrompue par des absences ou insuffisances de données ou bien par des phénomènes géologiques comme les failles. La corrélation sismique dépend aussi de la forme de l'ondelette et de l'ordre des réflexions que de leur écartement.

La variation de la forme de la réflexion n'est pas très large et le changement est souvent attribué à des effets qui ne sont pas d'origine lithologique. L'espacement entre les réflexions est souvent constant sur une courte distance alors que sur une longue distance il peut y avoir

changement de vitesse sismique, amincissement, épaissement ou discordance, comme on peut l'observer (Figure III.1).



Figure III.1. La continuité des réflecteurs.

a) Bonne continuité ; b) Continuité faible ; c) Continuité douteux.

4. Bifurcation de la réflexion et sa signification géologique

Il arrive souvent que l'interpréteur se trouve en face d'un phénomène gênant : la bifurcation d'une réflexion en deux branches; cela peut être dû à des causes géologiques ou non.

Les causes géologiques peuvent être les suivantes : Epaissement des strates, changement de la lithologie (passage de l'argile au sable ou alternance argile/sable).

Dans le cas d'un épaissement, la bifurcation est progressive sans évidence de discontinuité.

Dans le cas de variation de faciès, la variation est souvent associée à un passage en réflexion de haute fréquence.

Dans le cas de la discordance, on distingue deux situations qui sont associées à des hiatus de sédimentation.

Les causes non géologiques sont moins fréquentes que les précédentes ; elles sont liées à des interférences dues à des multiples, à des diffractions, etc, et deviennent rares avec la technique actuelle d'acquisition et de traitement.

Après avoir pointé les horizons sur les sections sismiques, il faut s'assurer qu'on a choisi le même cycle sur toutes avant d'aller plus loin dans l'opération de construction des cartes d'isochrones.

L'écart aux croisements ne doit pas être de plus de 5 millisecondes (temps double) sinon il y a défaut de fermeture. Il est clair que les défauts de fermeture peuvent avoir des causes

variées ; on peut remédier à certaines, les autres dépendent des techniques ou des équipements utilisés. De toute façon il faut chercher la cause du défaut de fermeture avant de proposer un remède.

L'aspect des réflexions est sérieusement changé par l'utilisation de paramètres différents de traitement, comme la vitesse d'addition, la déconvolution, les filtres.

5. Construction des cartes d'isochrones

Ensuite, on procède au "chronométrage" des sections. Le chronométrage consiste à mesurer les temps de chaque horizon à des intervalles donnés et à les noter sur la section elle-même ou sur une liste séparée. L'intervalle des mesures est fonction de la complexité structurale et de l'échelle des cartes à tracer.

Les valeurs relevées sur les sections pour chaque horizon sont inscrites sur une carte. Cependant, avant de le faire, il est conseillé de reporter sur la carte toutes les anomalies structurales observées sur les sections: failles, axes anticlinaux et synclinaux, limites d'horizons, de diapirs, etc. Les valeurs une fois inscrites, on peut tracer les courbes d'égales valeurs.

La section sismique ne reflète pas toujours fidèlement la section géologique. En premier lieu, toute variation de vitesse provoque une déformation des horizons qui n'a rien de "géologique". En second lieu, dès que les horizons sont pentés, ils sont représentés sur la section avec une déformation "géométrique" inhérente à la méthode sismique, pour les remettre à leur vraie position il faut migrer la section la encore faut-il, pour que les horizons soient bien restitués, que le profil soit à peu près perpendiculaire à la déformation structurale et que la distribution de vitesse soit connue avec une bonne approximation ce qui est souvent difficile dans les cas compliqués.

Enfin, en troisième lieu, toute une série de "pièges d'interprétation" est créée par les paramètres de traitement eux-mêmes, on peut citer par exemple :

*** Piège de vitesse :**

Ils se manifestent par la présence de fausses structures causées par des complications tectoniques telles que la présence d'une forte réflexion au dessous du dôme de sel. Le fait que la vitesse du sel soit supérieure à celle des terrains qui l'entourent explique complètement la structure apparente qui simule un anticlinal alors qu'il n'y a pas de structure sous le sel.

* Piège de "Géométrie"

Les trajets qui proviennent des deux flancs et du fond du synclinal à la fois et arrivent au même point à la surface. Une inversion donnant l'image d'un anticlinal profond se produit. La migration retransforme cette figure étrange en un parfait synclinal (Figure III.2)

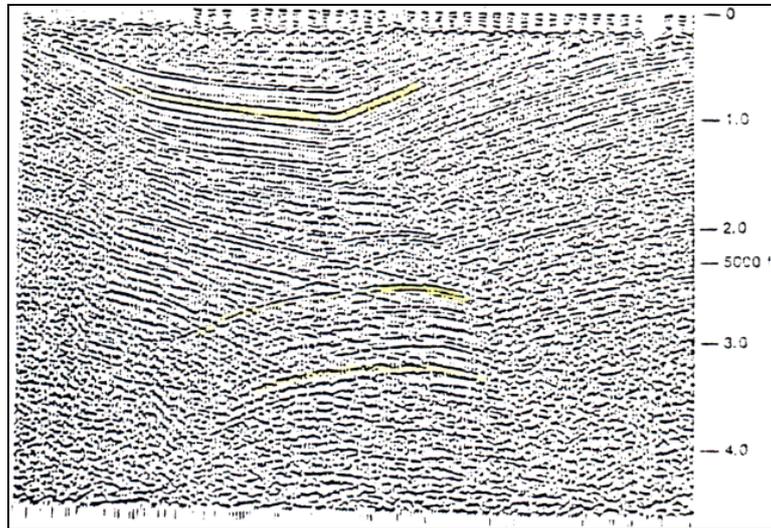


Figure III.2 Profil montrant le piège d'interprétation géométrique.

* Pièges de traitement

Les pièges causés par le traitement sont souvent dus au choix des vitesses de sommation mais ce n'est pas le seul type de piège dû au traitement. Des filtres mal adaptés peuvent affaiblir des réflexions importantes, c'est-à-dire, voisines de l'objectif et accentuer les autres; une déconvolution mal faite peut provoquer localement la duplication des phases et donner l'apparence d'une faille.

III. A.3. La stratigraphie sismoséquentielle :

1. Les paramètres acoustiques

La réponse acoustique de l'onde réfléchie au niveau d'une interface d'un niveau de strate donné se caractérise par les paramètres physiques essentiels qui sont: l'amplitude, la continuité latérale et la fréquence des réflexions.

Chaque paramètre fournit des indications sur la géologie de subsurface; en particulier la configuration des réflexions donne des informations sur le modèle général de stratification à partir duquel, on peut analyser les processus de dépôts et d'érosion et en particulier les niveaux d'énergie et la paléogéographie.

* L'amplitude

Elle est liée à l'intensité du signal sismique en fonction du contraste d'impédance acoustique. Elle dépend donc de la différence de lithologie entre deux couches ou deux séries de couches géologiques. Elle dépend aussi de l'arrangement des strates au sein de ces formations. Ainsi, l'amplitude d'une réflexion sismique renseigne sur les différences de densité et de compaction des roches. Les réflecteurs dans une argile sous-compactée ou des sables à forte porosité auront de faibles amplitudes tandis qu'un matériel carbonaté plus compact, gréseux ou évaporitique, donnera un signal de plus forte amplitude. De ce fait l'amplitude sismique peut fournir des renseignements sur les conditions et les environnements de dépôts (Figure III.3.A)

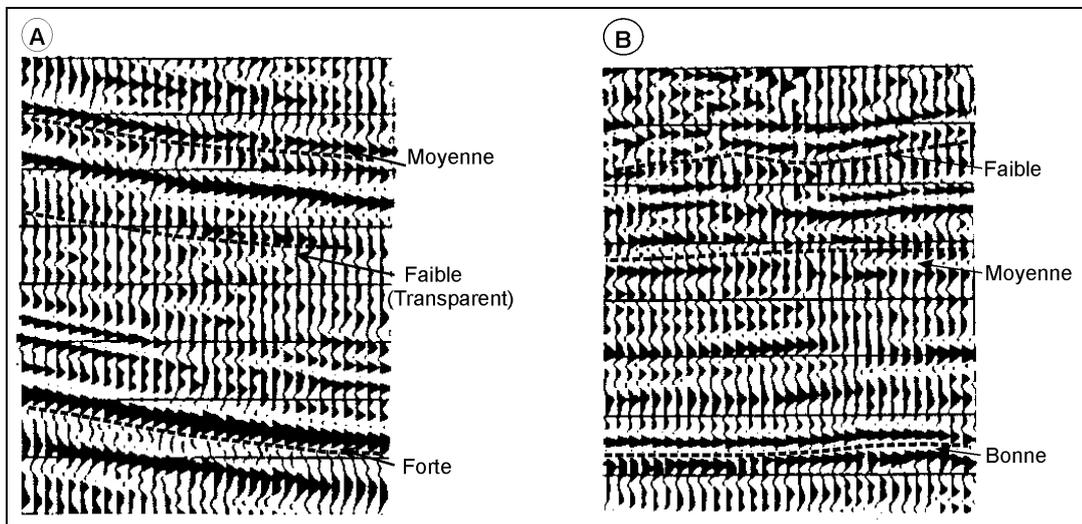


Figure III.3. Types de réflecteurs sismiques.

A: Caractère de l'amplitude sismique; B: Continuité des réflecteurs sismiques.

* La continuité des réflexions sismiques

La continuité des réflecteurs sismiques témoigne de la continuité des interfaces et donc des couches géologiques ou des surfaces de discordance. Elle permet de suivre la forme et la géométrie des strates et par conséquent les processus de dépôts du point de vue surtout énergie hydrodynamique des milieux (Figure III.3.B). Ainsi, une bonne continuité des réflecteurs sismiques est synonyme d'un dépôt uniforme effectué sous faible énergie hydrodynamique où le taux de subsidence est assez uniforme dans le bassin de sédimentation comme par exemple les plateformes carbonatées, évaporitiques ou encore les bassins profonds.

Par contre, une certaine discontinuité sismique témoigne d'une variabilité latérale des conditions de dépôt des strates et par conséquent une variabilité lithologique due à la variabilité du taux de sédimentation. Elle dénote une variation du niveau d'énergie dans le temps et l'espace du milieu de dépôts comme par exemple les bordures externes des plateformes carbonatées ou les dépôts de pentes à irrégularités topographiques.

*** La fréquence des réflexions**

Elle correspond en pratique à l'espacement vertical entre deux réflexions sismiques. Elle est liée à l'organisation verticale des couches géologiques. Une succession de strates assez peu épaisse se traduit par des hautes fréquences alors que des zones de transition se marquent par des basses fréquences.

2. La sismotectonique

Après avoir calé, reconnu et corrélié les horizons sismiques des profils de subsurface, l'analyse structurale des sections sismiques passe par une analyse de la fracturation de ces horizons et la recherche des structures tectoniques au niveau de la plateforme et du bassin. Dans un deuxième temps, la cartographie de ces structures et des horizons sismiques par des cartes isochrones et isopaques-temps, permettra de suivre l'orientation, l'agencement et la répartition spatiale et temporelle des structures tectoniques.

2.1. La fracturation

La détection d'un accident sur une section sismique correspond à une rupture ou à une flexure de la continuité d'un horizon sismique donné ou d'une série d'horizons. La détection d'une faille est d'autant plus difficile que son rejet est plus faible car n'oublions pas que le degré de résolution sismique entre deux horizons ou deux amplitudes données est de l'ordre de 25 à 30 mètres en moyenne et selon les vitesses et la fréquence des ondes sismiques utilisées. Avec un maillage sismique adéquat la cartographie isochrone des horizons définira mieux l'existence des failles et leur corrélation latérale.

*** Les failles normales :**

Comme sur le terrain, elles présentent en sismique un rejet normal décalant l'horizon ou la série d'horizons affectés. Ces failles doivent être corréliées à la verticale et suivies le long de la colonne sédimentaire affectée. Ceci est très important pour l'interprétation structurale et

la reconstitution géodynamique d'un bassin. Souvent on a tendance à arrêter le pointage des accidents mis en évidence seulement au niveau des horizons recherchés (Figure III.4).

*** Les failles inverses :**

Ce type de failles est généralement difficile à mettre en évidence sur une section sismique surtout lorsque le rejet est égal ou en dessous du degré de résolution sismique. Assez souvent ces failles ont été interprétées comme des failles normales. En général, l'existence d'un crochon ou d'une flexure à tendance inverse accompagne toujours ce rejet inverse. (Figure III.4).

*** Les failles de décrochements en rameaux "Flower-structures"**

Elles caractérisent les couloirs tectoniques majeurs, et correspondent à des mouvements latéraux de décrochements de type « Flower structures » (Harding, 1974 et 1983). Ce réseau de faille prend naissance sur un accident majeur d'origine profonde et qui se ramifie verticalement et latéralement au sein de la couverture sédimentaire aux cours des phases postérieures lorsqu'elles sont réactivées (Figure III.4). Les failles ramifiées possèdent des rejets soit normaux soit inverses. Il est très important d'identifier ce type de failles et de les caler avec assez de précision pour connaître leur géométrie ainsi que le style d'évolution géodynamique et de déterminer le type de bassins associés.

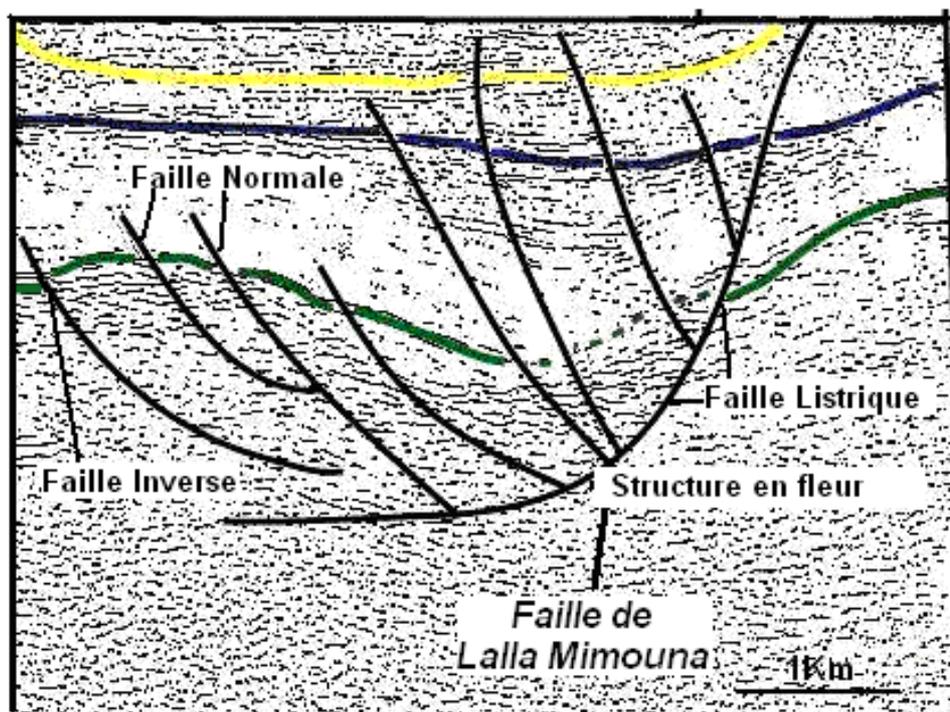


Figure III.4. Les différents types de failles.

*** Les failles en rameaux subverticales:**

Les structures en rameaux prennent naissance sur un accident profond subvertical qui est caractéristique des mouvements latéraux décrochant purs. Ces failles donneraient naissance à des bassins losangiques de type pull-apart et des blocs basculés, avec horsts et grabens ou des bassins en gouttières synclinales et des plis d'entraînement.

*** Les failles en rameaux listriques:**

Elles se développent sur un accident profond arque de type listrique à faible angle d'inclinaison par rapport à la couverture sédimentaire. Ce type de faille, dénommé failles de détachement donne naissance à des structures en grabens et demi-grabens au sein des rameaux de failles. Une fois que les sections sismiques ont été calibrées et analysées, on peut établir une carte en isopaque ou en isochrone d'un horizon du domaine d'étude. Cette cartographie permet la corrélation des failles et leurs suivis afin de connaître leur répartition spatiale et celle du réseau d'accidents conjugués affectant le niveau concerné de la série sédimentaire (Figure III.4).

2.2. Les structures en subsurface

Dans la majorité des cas la fracturation de subsurface gère et organise l'architecture de la couverture sédimentaire en structure tectonique de plateforme, horsts, grabens, plis, etc ; d'où découlent les types de bassins sédimentaires.

A l'échelle sismique, ces structures apparaissent sans difficulté. Leurs formes, extensions et orientations sont importantes pour les reconstitutions géodynamiques des bassins. La cartographie en isochrone ou en isobathe d'un horizon ou d'une série d'horizons donnés permet de suivre l'évolution spatiale et temporelle de ces structures.

*** Les plis :**

Ce sont les structures souples qui apparaissent dans la couverture sédimentaire. Elles possèdent un axe central correspondant à la charnière et deux flancs latéraux à pentes opposées se raccordant aux gouttières synclinales. Leur cartographie permet de suivre les axes et leurs orientations par rapport aux structures adjacentes. Ces plis sont induits souvent le long des couloirs de failles de décrochement et présentent une seule terminaison périclinale. Leur disposition par rapport aux failles, permet de connaître la cinématique des couloirs de décrochement. Ces structures sont très répandues en subsurface aussi bien sur la marge atlantique qu'au niveau du domaine continental et souvent associées aux couloirs tectoniques (Figure III.5).

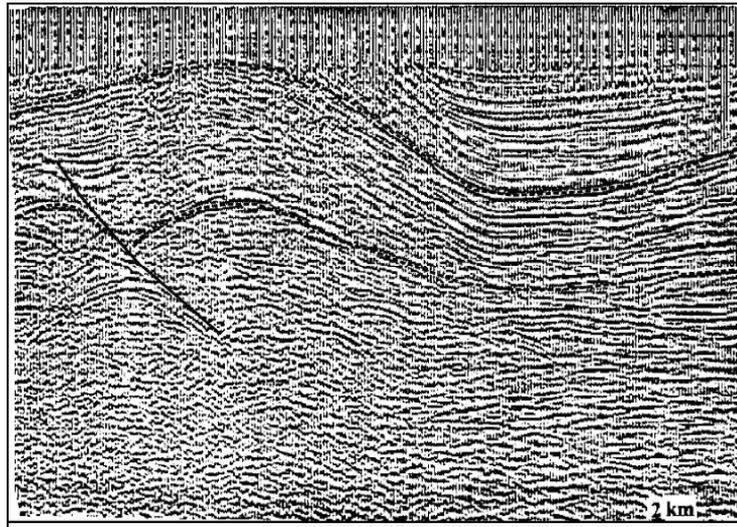


Figure III.5.Exemple de structure plissée.

*** Les grabens :**

Structures d'effondrement kilométrique et déca-kilométrique, limités par deux failles normales à rejet égal ou inégal (demi-graben). Ils sont souvent associés aux couloirs de failles profondes. L'orientation de leurs dépo-centres dans l'espace et dans le temps donne une idée sur les mouvements qui leurs ont donné naissance (Figure III.6). Ces structures sont aussi associées aux failles en fleurs ou en rameaux.

*** Les horsts :**

Correspondent à des soulèvements de la couverture sédimentaire limités par deux failles normales d'étendue kilométrique et décakilométrique associées souvent à des structures en grabens (Figure III.6). Ces failles sont en relation avec l'activité des couloirs tectoniques et constituent en général les zones d'accommodations intermédiaires entre les structures d'effondrement en grabens.

*** Les plates-formes**

Enfin, sont en général, des structures d'étendues plus importantes que les horsts et les grabens et souvent ayant des angles d'inclinaison variables dus à leurs basculements. Elles sont limitées par des couloirs de failles majeures qui constituent leurs limites (Figure III.6).

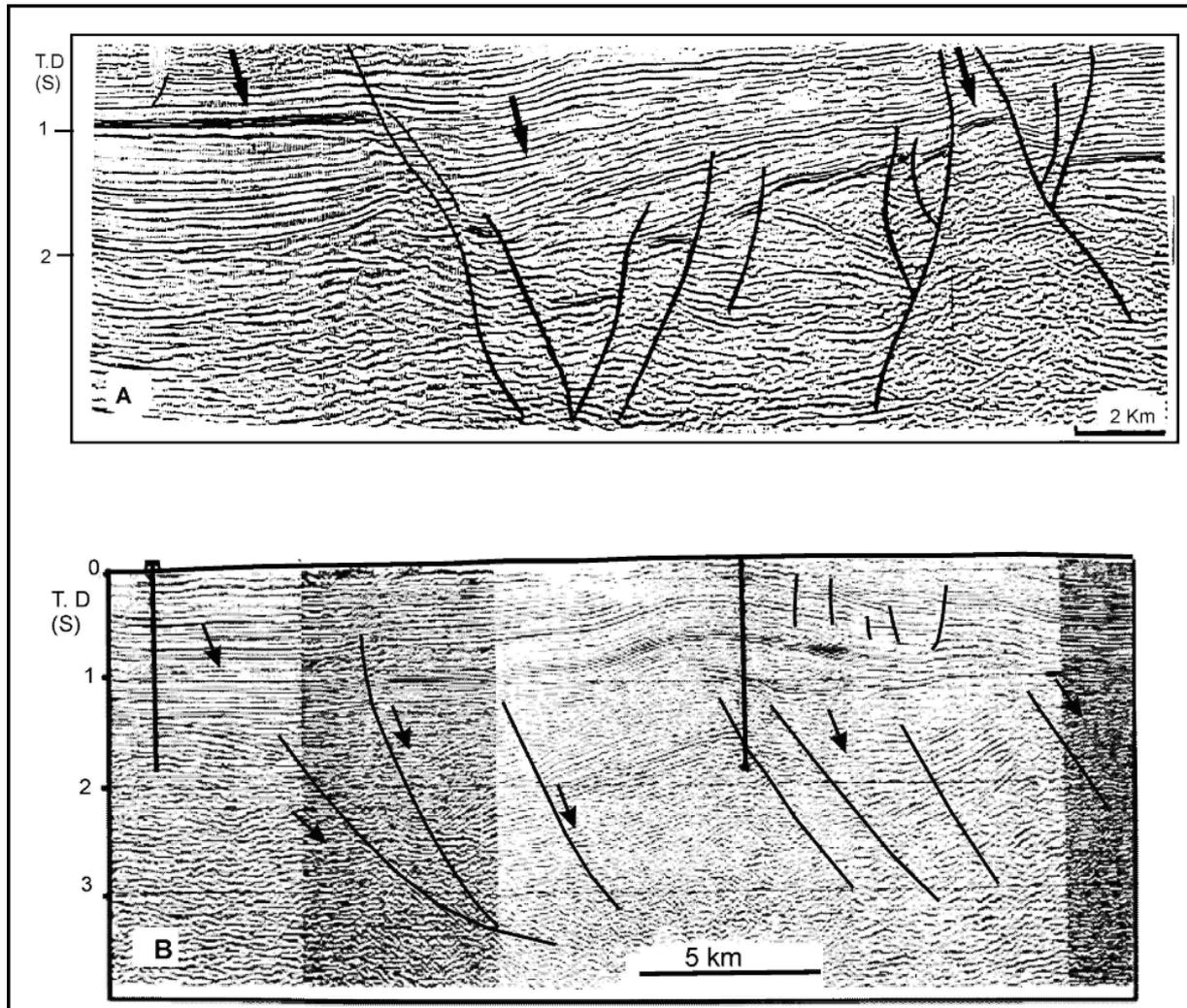


Figure III.6. Structure de plate-forme, de Graben et de Horst (A, B).

III.A.4. Interprétations et résultats :

1. Origine des données et traitement :

1.1. Type d'acquisition et de traitement

Les profils ont été enregistrés lors de quatre étapes successives avec deux techniques : la sismique conventionnelle et la vibrosismique. Les sections interprétées ont été migrées et ont subi un traitement normal. Ce type de traitement s'est avéré suffisant, puisque la plupart des sections sismiques sont de bonne qualité.

1.2. Qualité de la sismique

La qualité des données sismiques est généralement assez bonne. Les profils sismiques enregistrés sont de meilleure qualité. Vue l'hétérogénéité des enregistrements, il était très

important pour l'interprétation de choisir un "datum planum" ou niveau de référence (DP) commun à tous les profils (DP = 400m).

1.3. Continuité des réflexions

Généralement les réflexions sont continues et de bonnes qualités jusqu'à la base du Lias pour tous les profils sismiques. Ces réflexions disparaissent, logiquement, au passage de certaines failles bien connues.

1.4. Les données de puits pétroliers

Les puits pétroliers utilisés couvrent la zone étudiée (Figure III.7). Les puits recouper, l'ensemble des formations du Plioquaternaire, du Messinien et du Tortonien. Ces puits ont permis de reconnaître les séries sédimentaires et leurs âges, leurs cortèges sédimentaires, leurs discordances et leurs lacunes.

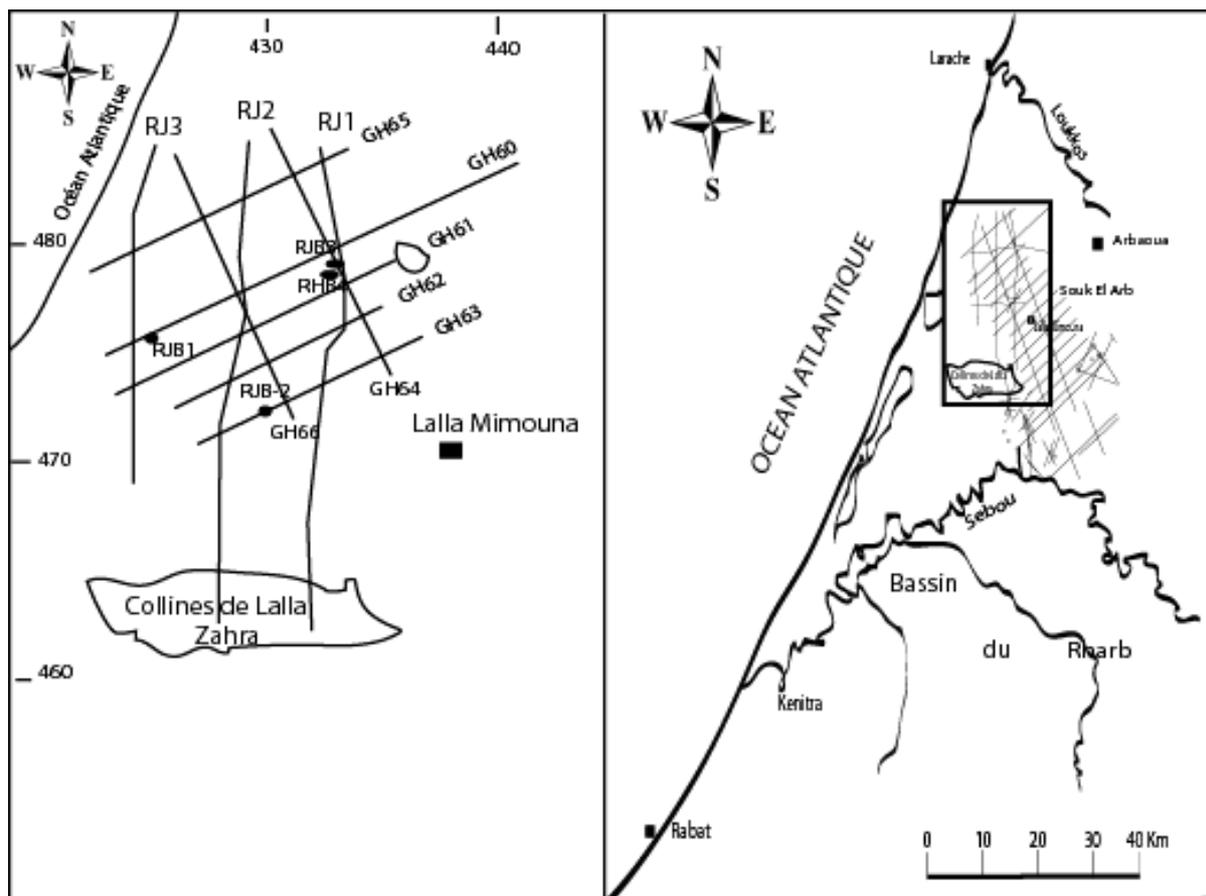


Figure III.7. Localisation des profils sismiques et des forages utilisés dans l'étude de la marge Nord du bassin du Rharb.

1.5. Calage et pointé des réflecteur sismiques

Une dizaine de lignes sismiques ont été interprétées (Figure III.7). La plupart de ces lignes sont de bonne qualité, ceci étant dû d'une part au traitement migration temps; qui élimine les phénomènes parasites virtuels et d'autre part à leur orthogonalité aux axes majeurs des structures régionales.

Plusieurs calages ont été effectués sur les profils 93GH63 avec le forage RJB-2, le profil 93GH60 avec le forage RJB1 et le profil 93GH64 avec le forage RJB3.

La description du forage RJB3 montre une succession allant de la nappe prérfaine au Plio-Quaternaire sur une profondeur totale de 1200m.

Cette succession stratigraphique est illustrée dans la figure III.8 :

0-40m : Plio-Quaternaire: Argiles brunes très sableuses passant à des sables argileux riches en hydroxyde de fer ; fins à moyens, avec nombreux éléments de Quartz libres grossiers.

40-1058m : Vindobonien supra-nappe.

40-167 : Argiles légèrement silteuses, pyrite fréquente.

167-238: Alternance de sables très fins, de silts et d'argiles, traces de pyrite et de glauconie.

238-950 : Argiles grises légèrement silteuses, rares et fins niveaux sablo-silteux.

950-1058 : Alternances d'argiles vertes très glauconieuses et d'argiles grises très légèrement silteuses, proposition croissante d'argiles glauconieuses vers le bas.

1058-1070,20m : Nappe prérfaine. Argiles grises, sel, marnes blanchâtres avec Nummulites remaniées, argiles vertes froissées.

RJB-3

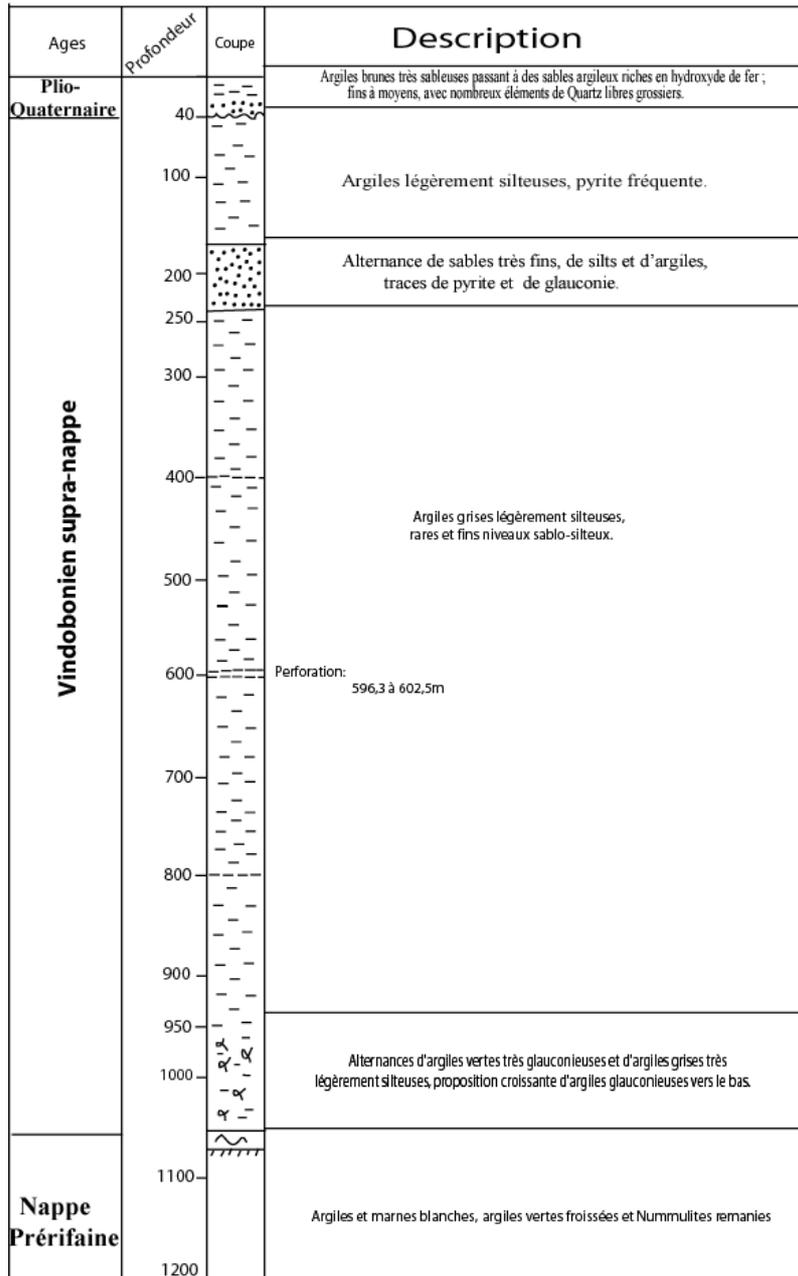


Figure III.8. Puits RJB3 (X=433450, Y= 482650, Z= 108m).

Le puits RJB3 à traversé 40 m de Plio-quaternaire et 1018m de Vindobonien avant d’atteindre la Nappe prériefaine à 1058m.

Le choix des horizons sur les lignes sismiques afin d’établir le calage par carottage sismique (l’analyse de vitesse du puits RJB3 (Figure III.8) a concerné les niveaux les plus significatifs du point de vue phénomène stratigraphique et structural (Figure III.9 et 10). Il a été fait sur des réflecteurs montrant une bonne continuité, ayant une forte réponse acoustique et qui ont une présence quasi-permanente permettant une meilleure corrélation entre les réflecteurs.

Analyse de vitesse Puits RJB-3

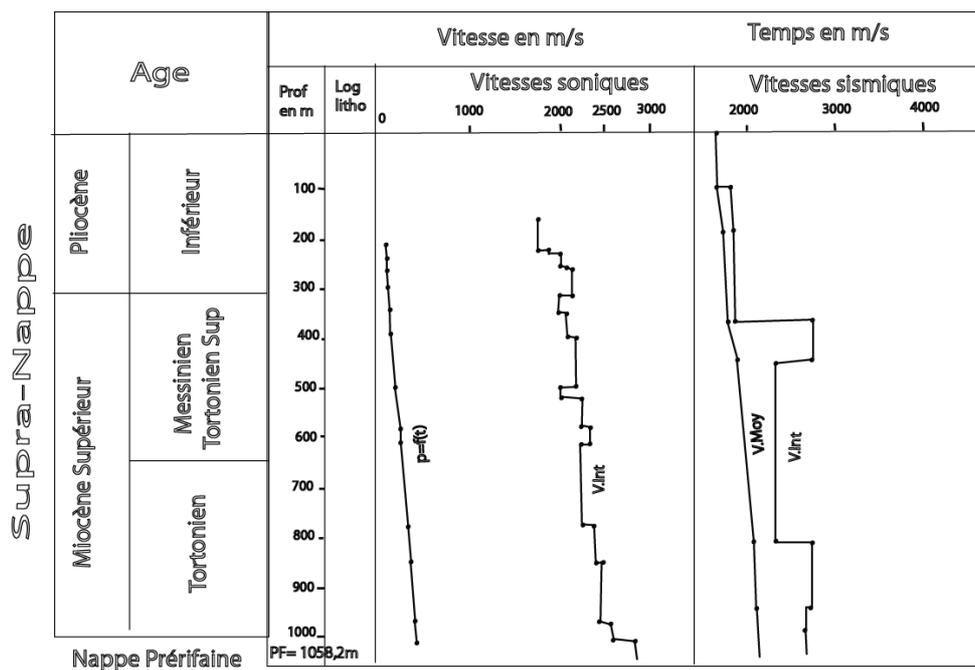


Figure III.9. Analyse de vitesse Puits dans le RJB-3.

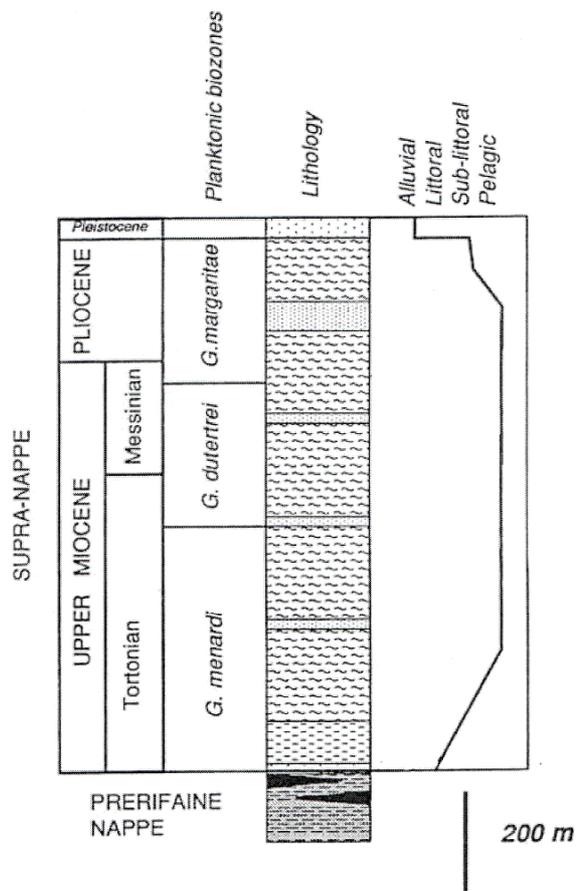


Figure III.10. Biostratigraphie dans le puits RJB 3 (In Flinch 1993).

Les réflecteurs ont été choisis, de sorte qu'ils nous permettront d'avoir une idée sur le style tectonique du bassin.

Il s'agit des niveaux suivants (Figure III.11) :

• **Le toit de la nappe prérimaire** : Il présente des réflecteurs plissés, parfois chaotiques, ayant un contraste qui permet de le différencier de l'intérieur de la Nappe des unités sismiques supra-Nappe.

• **Le toit du Tortonien** : Il présente des réflecteurs moins plissés, ayant un bon contraste et une bonne continuité. C'est un horizon qui n'est défini et corrélé que là où les données biostratigraphiques le permettent.

• **La base du Plio-quaternaire** : Il présente un contraste moyen, avec une discontinuité bien marquée et une faible amplitude des réflecteurs.

Les horizons sismiques correspondraient à des limites d'unités sismiques caractérisant des systèmes de dépôts :

* *L'unité sismique de la Nappe Prérimaire (USNP)* : cette unité correspondrait aux dépôts de la nappe prérimaire.

* *L'unité sismique du Tortonien (UST)* : cette unité correspondrait aux dépôts de la période du Tortonien. Elle est limitée à la base par le Toit de la nappe prérimaire et au sommet par le toit du Tortonien.

* *L'unité sismique du Messinien (USM)* : cette unité Messinienne est limitée à la base par le toit du Tortonien et au sommet par le sommet du Messinien ou la base du Plio-Quaternaire.

* *L'unité sismique du Plio-Quaternaire (USP)* : cette unité correspondrait aux dépôts de la période du Plio-Quaternaire. Elle est limitée au mur par la Base du Plio-Quaternaire.

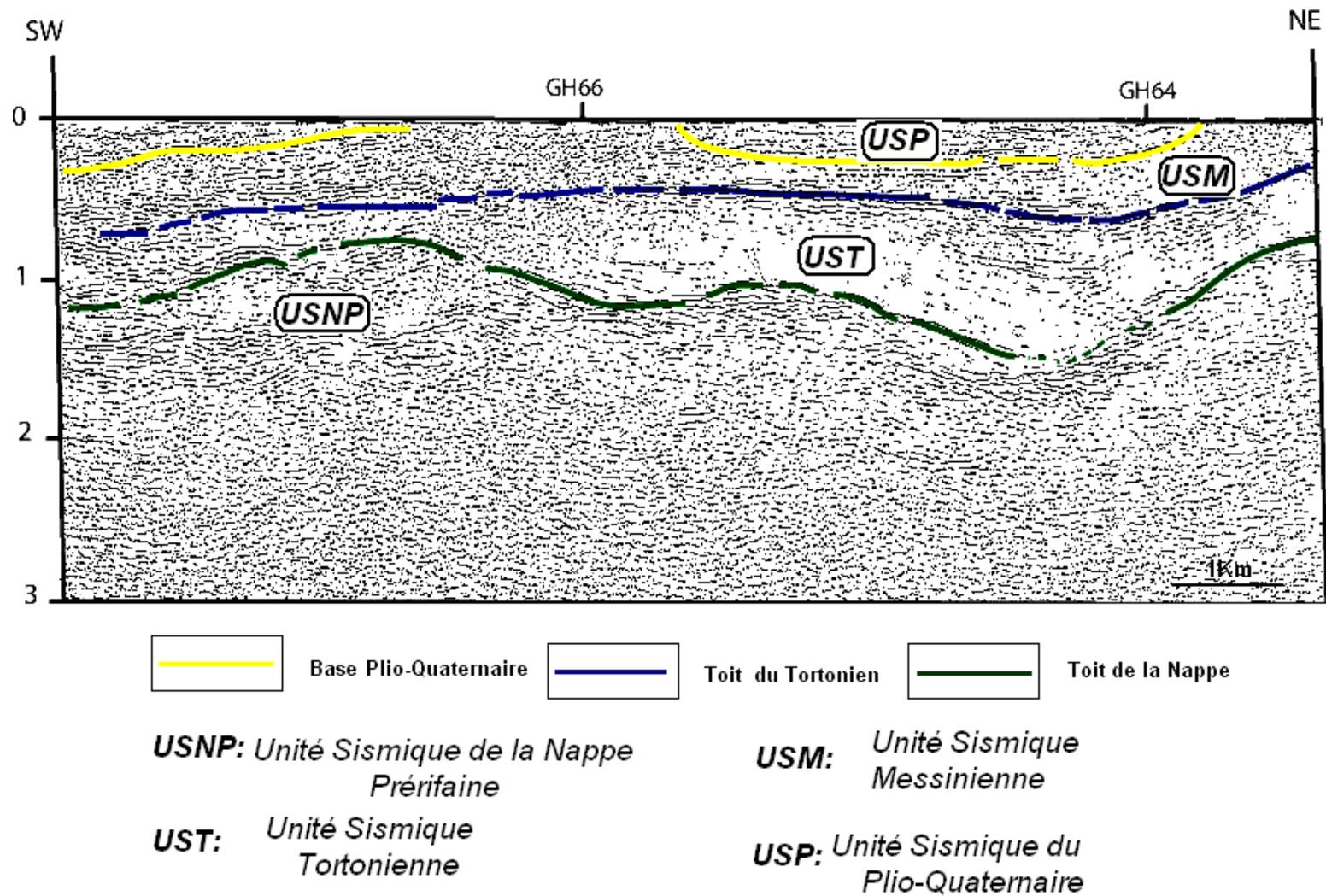


Figure III. 11. Profil sismique 93GH62 illustrant les réflecteurs sismiques et les unités sismiques de dépôts.

2. Interprétation sismostructurale:

La sismique utilisé provient des campagnes de l'office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM) anciennement appelée ONAREP. Les campagnes sismiques sont celles des années 1980, 1983, 1993 et 1994 réalisés par la Campanie générale de Géophysique (CGG). Les profils sismiques ont subi un traitement standard avec migration. La pénétration varie de 2.5 à 3 secondes et une couverture sismique 24.

L'interprétation des données sismiques couvre une zone de 100km, une dizaine de lignes sismiques ont été interprétées, les lignes sismiques 93GH 60, 93GH61, 93GH62, 93GH63, 93GH64, 93GH65, 93GH66), et les sections RJ1, RJ2 et RJ3 (Figure III.7).

L'étude a été réalisée sur les lignes sismiques qui présentent des structures qui peuvent nous donner une idée sur le degré de la déformation et par conséquent le style tectonique de la région d'étude.

Pour faire cette analyse, nous allons procéder à une description des profils sismiques selon l'orientation et la zone où ils ont été réalisés.

2.1. Interprétation des profils sismiques GH :

Les profils sismiques ont été réalisés dans la partie nord de la région de Rhabet Jebila. Ils regroupent les profils sismiques orientés NE-SW (93GH60, 93GH61, 93GH62, 93GH63, 93GH65), et les profils orientés NW-SE (93GH64, 93GH66).

Ces profils permettent de mettre en évidence les structures et le style tectonique de la partie nord de cette région.

➤ **Les sections sismiques 93GH62 et 93GH63 (NE-SW) (Figure III.12 et III.13) :**

Les profils sismiques 93GH62 et le 93GH63 montrent des réflecteurs généralement continus avec une discontinuité du réflecteur « Plio-Quaternaire » au niveau de la section sismique 93GH63.

On note aussi la présence de deux failles normales importantes dans la zone, d'une grande extension spatiale, qui sont concaves et s'enracinent en profondeur dans la nappe prériméne. Elles correspondent respectivement de l'Ouest vers l'Est à la faille de Lalla Mimouna et à la faille d'El Ansbaa.

Ces failles normales à caractère listrique affectent la nappe prériméne et les niveaux sismiques sous-jacents. On remarque que la série sédimentaire n'est pas très épaisse au niveau des blocs effondrés. La direction principale de ces failles est NS (Flinch 1993, Litto 2001) et leur pendage est orienté vers l'Ouest.

Par ailleurs, à partir de ces accidents majeurs, il semble que les autres accidents viennent s'enraciner dans ces derniers et constituent un éventail qui s'ouvre en direction des failles; témoignant de leur croissance plus ou moins continue jusqu'au Pliocène inférieur, ceci pourrait correspondre à des failles de croissance ou des structures en fleurs « flower structure » (Harding., 1985).

Dans ce cas, considérant que ces structures en fleur caractérisent généralement des mouvements tangentiels, nous devrions admettre, ici, probablement l'existence d'un mouvement décrochant en profondeur.

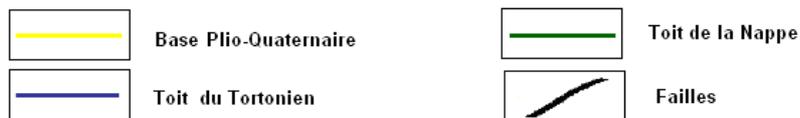
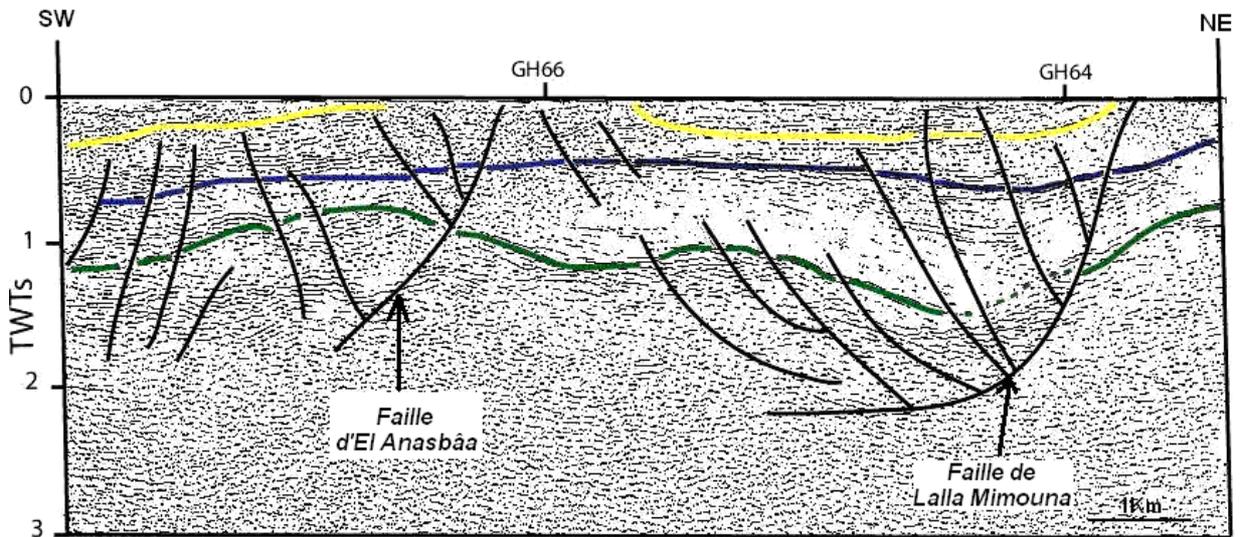
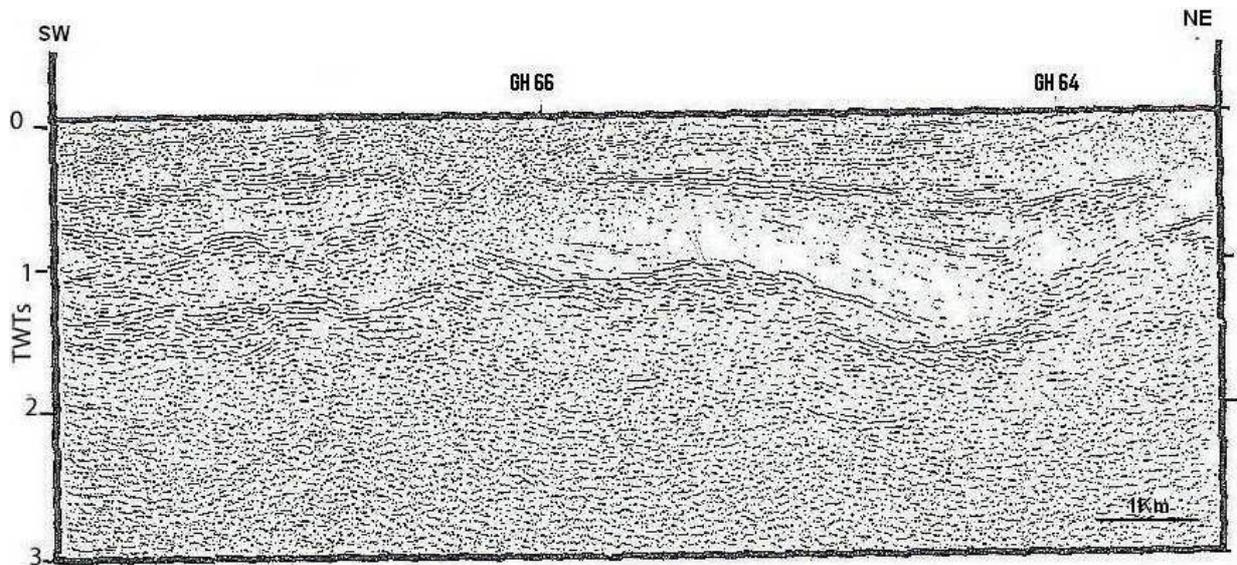
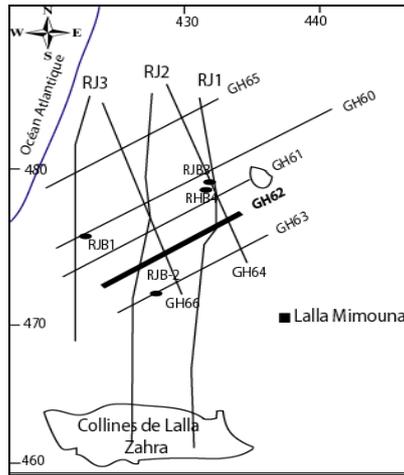


Figure III.12. Interprétation de la section transversale du profil sismique 93GH 62.

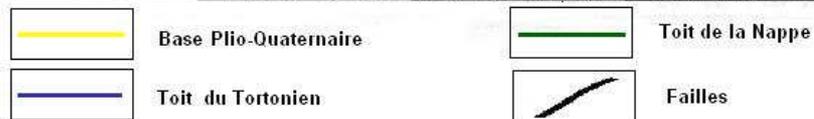
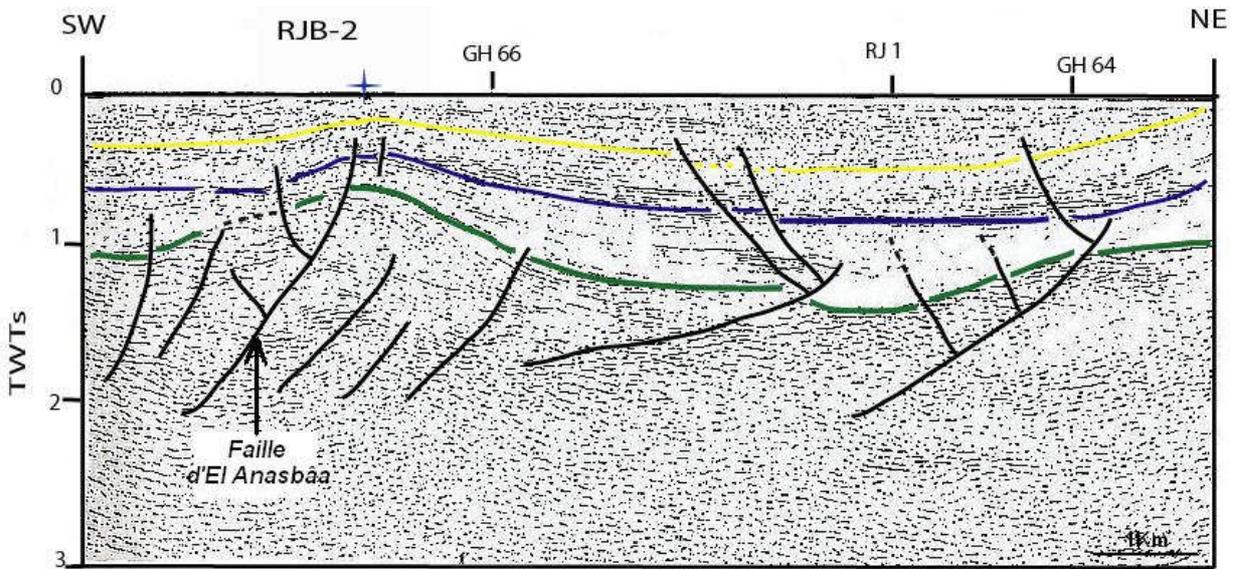
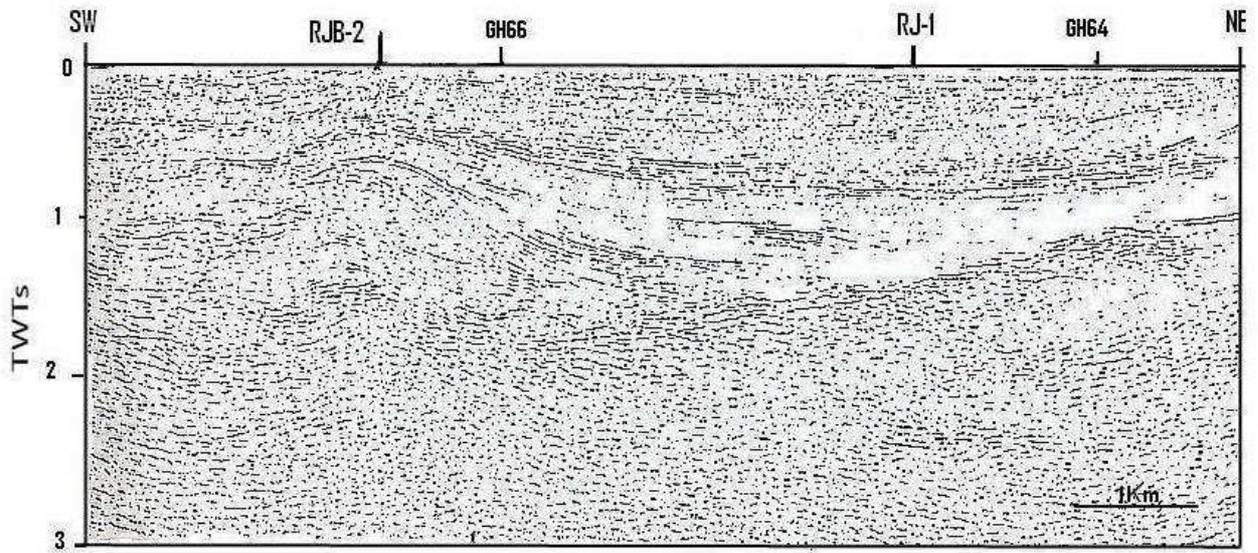
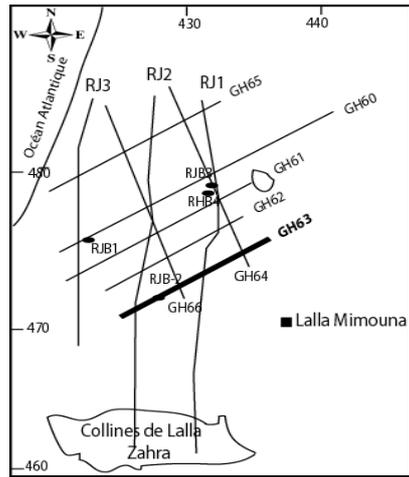


Figure III.13. Coupe sismique de la section transversale 93GH 63.

➤ **Les sections sismiques 93GH64 et 93GH66 (NW-SE) (Figure III.14 et III.15) :**

Ces profils sismiques se caractérisent par la présence de réflecteurs qui sont parallèles et continus, avec des failles à caractère listrique qui affectent le toit de la nappe prériaire sur lesquelles s'enracinent d'autres failles qui affectent les niveaux supérieurs (toit du Tortonien et base Plio Quaternaire). Ces failles présentent un pendage vers l'Est.

On remarque aussi que l'unité sismique Tortonienne n'est pas homogène sur les profils. Elle est épaisse vers le Sud- Est et s'amincie vers le Nord-Ouest, elle se caractérise par un toit plus régulier par rapport à la base.

Les failles de croissance mise en évidence sont l'expression d'un jeu décrochant en profondeur qui se manifeste dans les séries du Néogène par des failles s'enracinant sur des failles listriques ayant pris naissance sous un régime tectonique compressif.

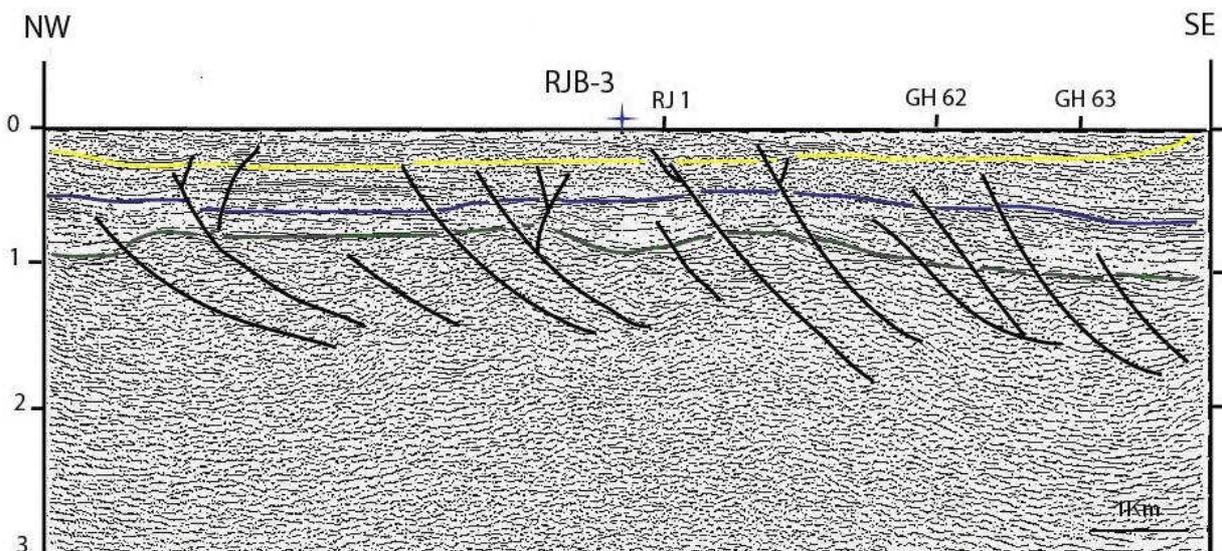
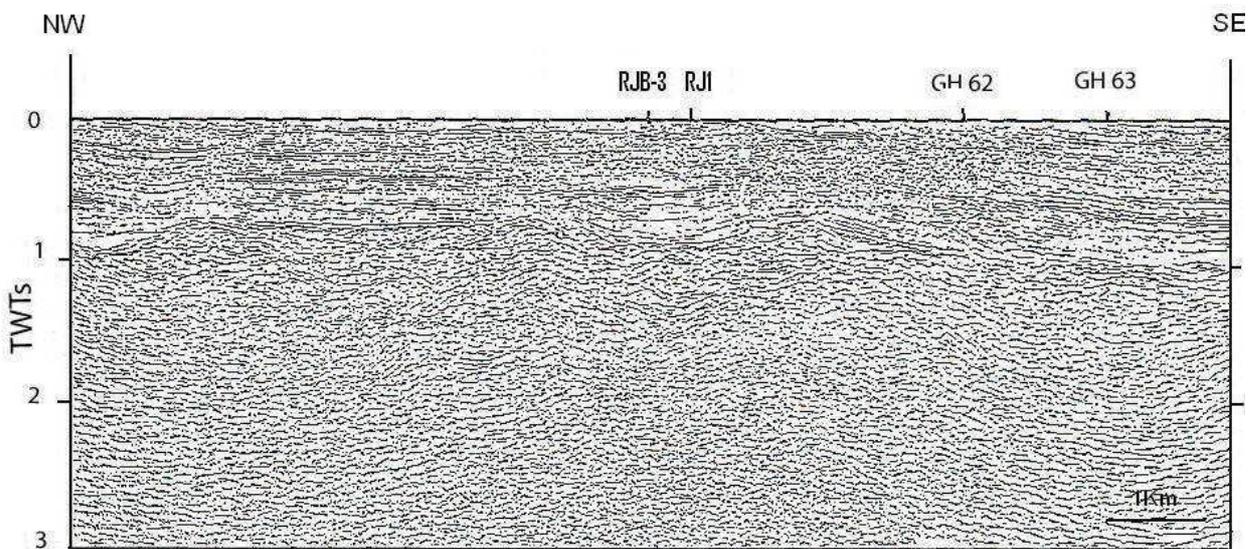
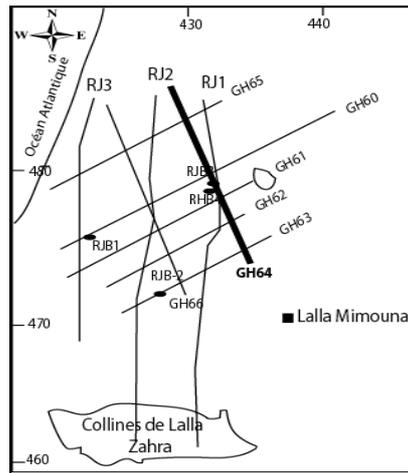


Figure III.14. Coupe sismique de la section transversale 93GH 64.

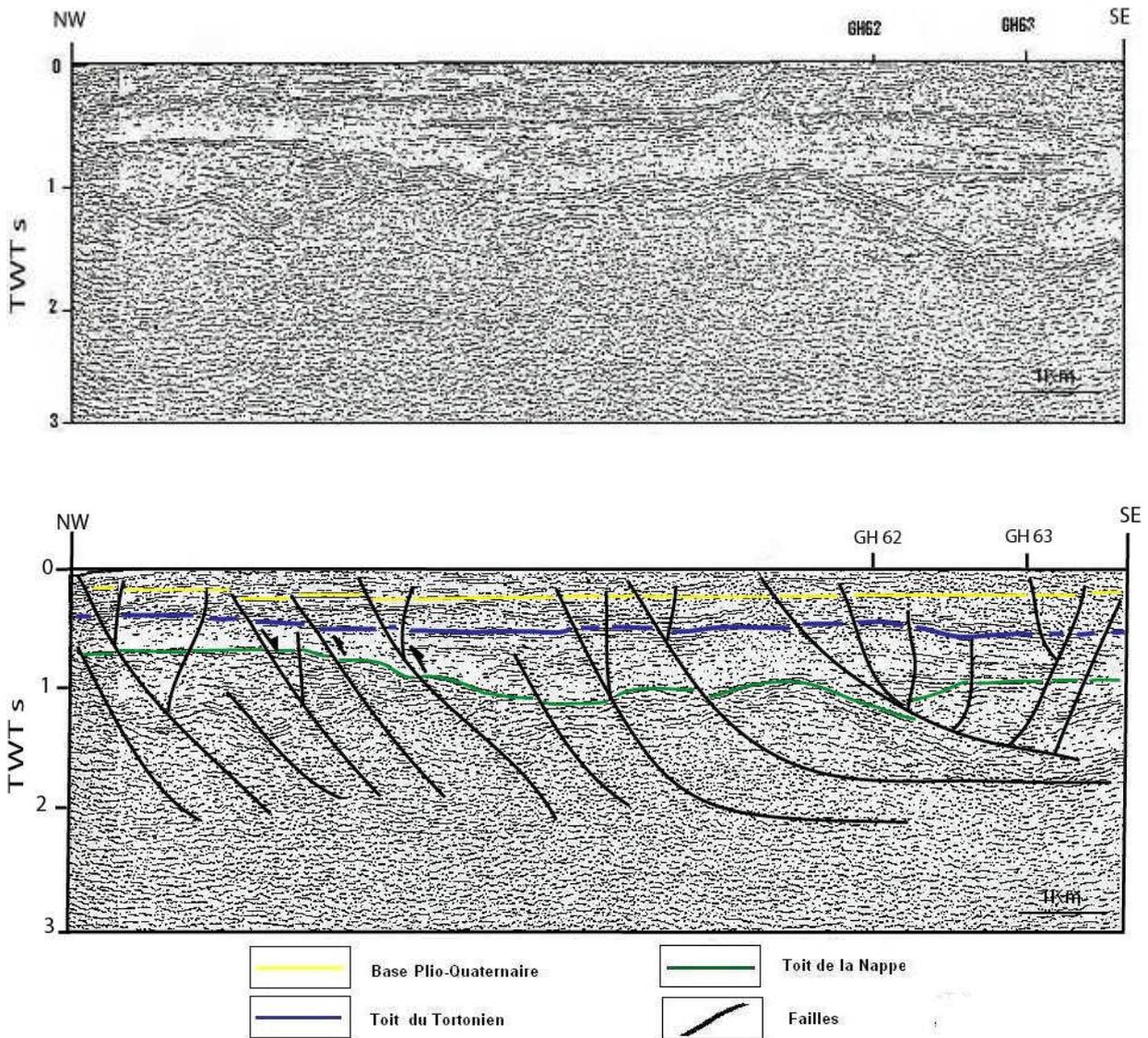
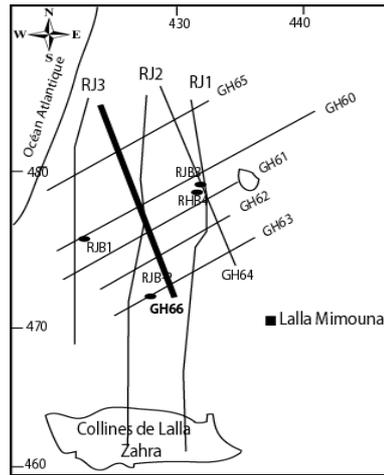


Figure III.15. Coupe sismique de la section longitudinale 93GH 66.

2.2. Interprétation des profils sismiques RJ :

Les sections sismiques (RJ1, RJ2, et RJ3) sont parallèles et traversent le Rharr septentrional au niveau de la région de Rhabet Jbilat et atteignent les reliefs de Lalla Zahra. Elles constituent des profils importants pour la détermination des structures de la région, et plus particulièrement l'accident de l'Oued Drader et de la colline de Lalla Zahra.

➤ La section sismique RJ1 (Nord- Sud) :

Le calage des horizons du profil RJ1 (Figure III.16) a été réalisé sur le puits RJB3 et à partir de l'intersection d'autres profils 93GH65, 93GH60, 93GH61, 93GH62, 93GH63, et 93GH64. Le profil RJ1 est orienté Nord-Sud et est long de 15 km.

Le réflecteur de la base du Plio-Quaternaire est discontinu et se perd sur presque la moitié du profil. On note que la base du Plio-Quaternaire n'est pas atteinte par les failles.

Le toit du Tortonien présente des réflecteurs continus sur l'ensemble du profil, il est affecté par des failles ayant eu un jeu normal pendant la phase de distension et qui vont rejouer, ultérieurement, en failles inverses, pendant la phase de compression.

Le toit de la nappe montre des réflecteurs énergétiques et continus qui sont affectés par des failles sous un régime distensif et qui par endroit s'enracinent dans la nappe pré-rifaine, ce sont des failles listriques. On constate que l'unité sismique correspondant à la nappe pré-rifaine a tendance à se réduire du Sud vers le Nord et serait proche de la surface vers la partie Nord du profil. Par contre vers le Sud cette unité a tendance à s'épaissir pour atteindre les 2000m de profondeur. Ceci pourrait être mis en relation avec la structure synforme déterminée au droit de la lagune de Moulay Bouselham, soit avec un affaissement gravitaire de ce secteur soumis à une forte subsidence.

Sur le profil vers la partie Sud (PT= 550) on met en évidence la présence de failles de croissance « flower structure » qui affectent le toit du Tortonien et la base du Plio-Quaternaire, et qui semblent être l'expression, en surface, de l'accident de l'Oued Drader. On note aussi que la limite Sud du profil s'arrête sur les flancs de la colline de Lalla Zahra ce qui par conséquent ne nous permet pas de traverser entièrement cette structure.

Néanmoins, on constate que la bordure Nord de cette structure correspond aux flancs d'une crête qui a été surélevée suite à un jeu de failles en régime compressif.

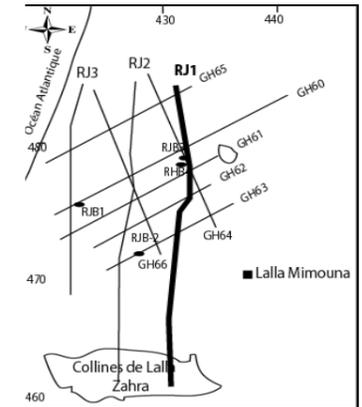
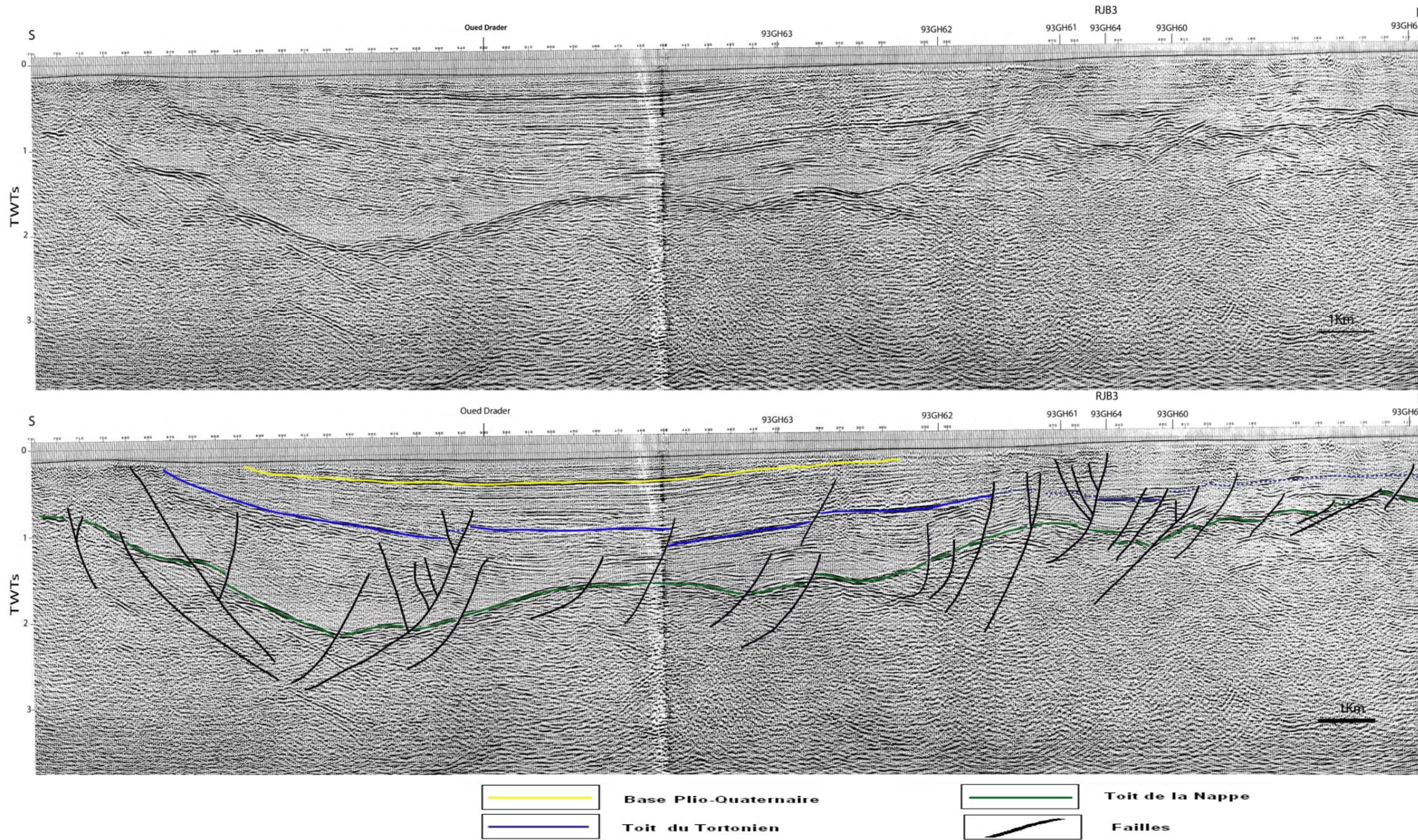


Figure III.16. Coupe sismique de la section longitudinale RJ 1.

➤ La section sismique RJ2 (Nord-Sud) :

Le profil RJ2 (Figure III.17) est orienté également NS, avec une longueur de 16 km. On note la présence de failles normales listriques qui recoupent le toit de la nappe prérfaine, ces failles affectent également les séries Tortoniennes et Messiniennes.

La structuration du profil RJ2 est quasiment identique à celle observée sur le profil RJ1. On remarque qu'il y a également un amincissement vers le Nord de l'unité sismique située au dessus du toit de la nappe prérfaine. Cette unité sismique a tendance à s'épaissir en se rapprochant de l'extrémité Sud du profil. Il semblerait que cet enfoncement soit en relation direct avec le jeu de failles de croissance ou les structures en fleurs à l'origine de l'accident de l'Oued Drader.

Comme dans le profil sismique RJ1, la structure de la Lalla Zahra n'est pas visible en entier sur RJ2, seule son flanc septentrional est mis en évidence. Il s'agirait d'un bloc basculé en relation avec un régime tectonique extensif à la base (nappe prérfaine) et compressif au Tortonien et au Plio-Quaternaire.

Les unités sismiques du Tortonien et du Messinien sont affectées par une faille de croissance, plus marquée que sur le profil RJ1, témoignant de la présence en surface de l'accident de l'Oued Drader. On remarque que dans la zone correspondant à l'accident de l'Oued Drader le toit du Plio-Quaternaire disparaît. Ceci pourrait être expliqué par le fait que a la suite du rejeu des failles de croissance, il y a eu une surélévation de cette structure, ce qui a entraîné un effondrement vers le Sud des unités sismiques Tortoniennes et Messiniennes.

Rappelons à ce propos, les travaux de recherche de Benmohammadi et al. (2007) qui supposent l'existence d'une néotectonique « très vigoureuse » au droit de la lagune de Moulay Bousselham.

L'accident de Drader, pourrait jouer alors un rôle important dans la structuration régionale avec un jeu à la fois normal et le soulèvement de la région Nord et un jeu cisailant, marqué par la présence en profondeur de « Flower structures ».

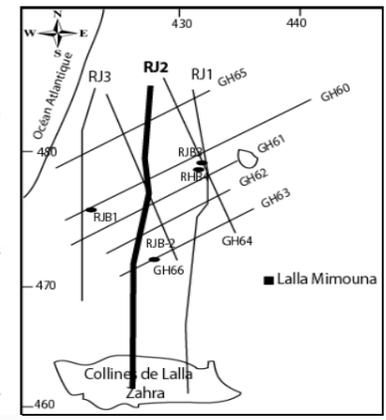
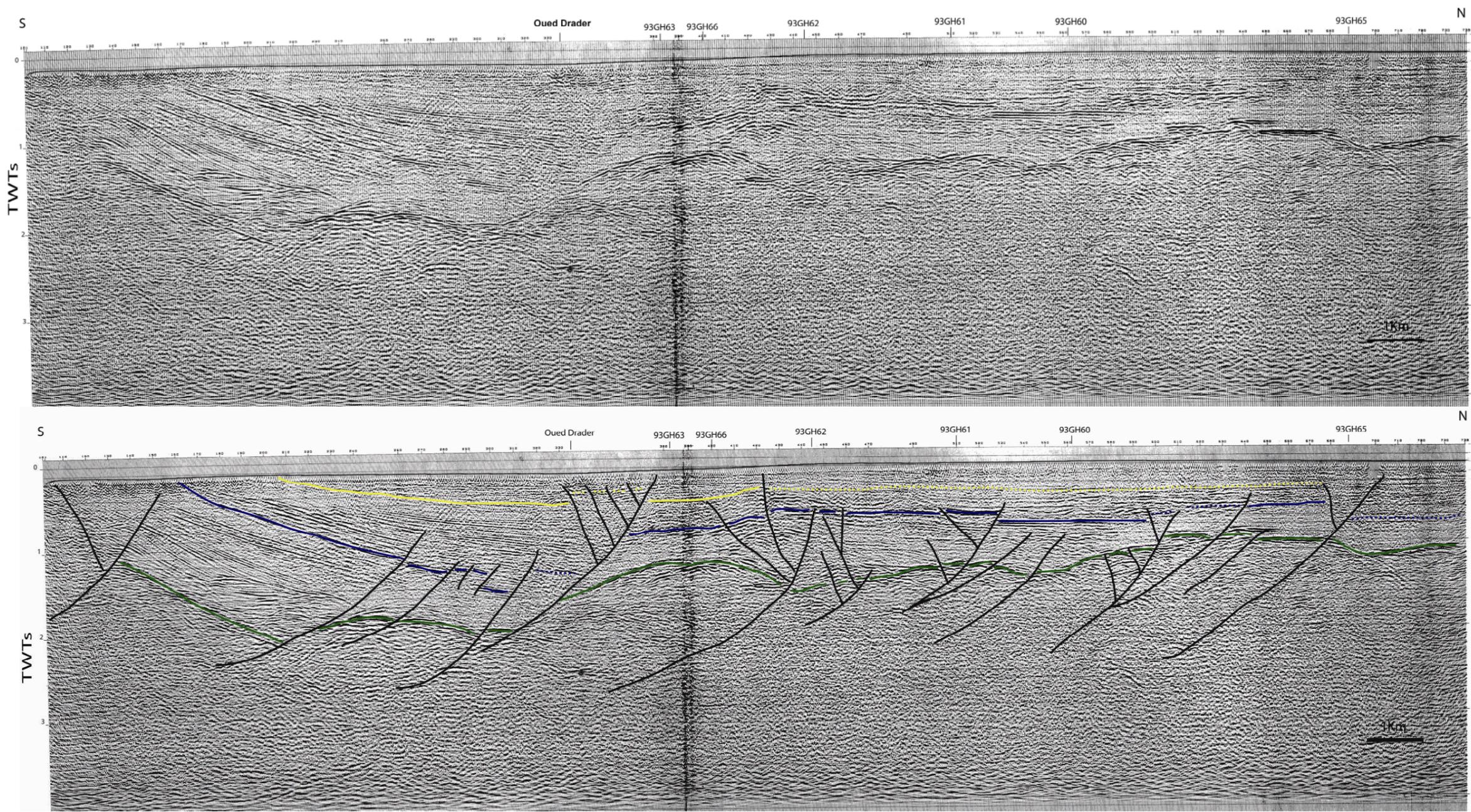


Figure III.17. Coupe sismique de la section longitudinale RJ 2.

➤ **La section sismique RJ3 (Nord-Sud) :**

Le profil sismique RJ3 (Figure III.18) est orienté Nord-Sud comme les profils RJ1 et RJ2, il est moins long par conséquent il n'atteint pas la structure de Lalla Zahra. Il présente des unités sismiques recoupées par des failles normales listriques au toit de la nappe prérfaine et du Tortonien sous un régime tectonique extensif à l'origine du glissement gravitaire. Cette distension est à l'origine des failles listriques synsédimentaires.

Cependant, on note que la partie nord du profil montre des failles qui affectent le toit du Plio-Quaternaire et sont à l'origine de l'élévation des unités de dépôts entraînant leurs réduction et la disparition de l'Unité Sismique Plio-Quaternaire.

La partie Sud du profil montre la présence de failles de croissance entraînant une élévation de cette structure au toit de la faille et un affaissement vers le Sud du profil. Cette structure serait le prolongement en surface de l'accident de l'Oued Drader. Notons toutefois que cette structure tectonique, parfaitement visible sur les deux enregistrements précédents, semble à l'approche du littoral avoir un jeu moins bien marqué.

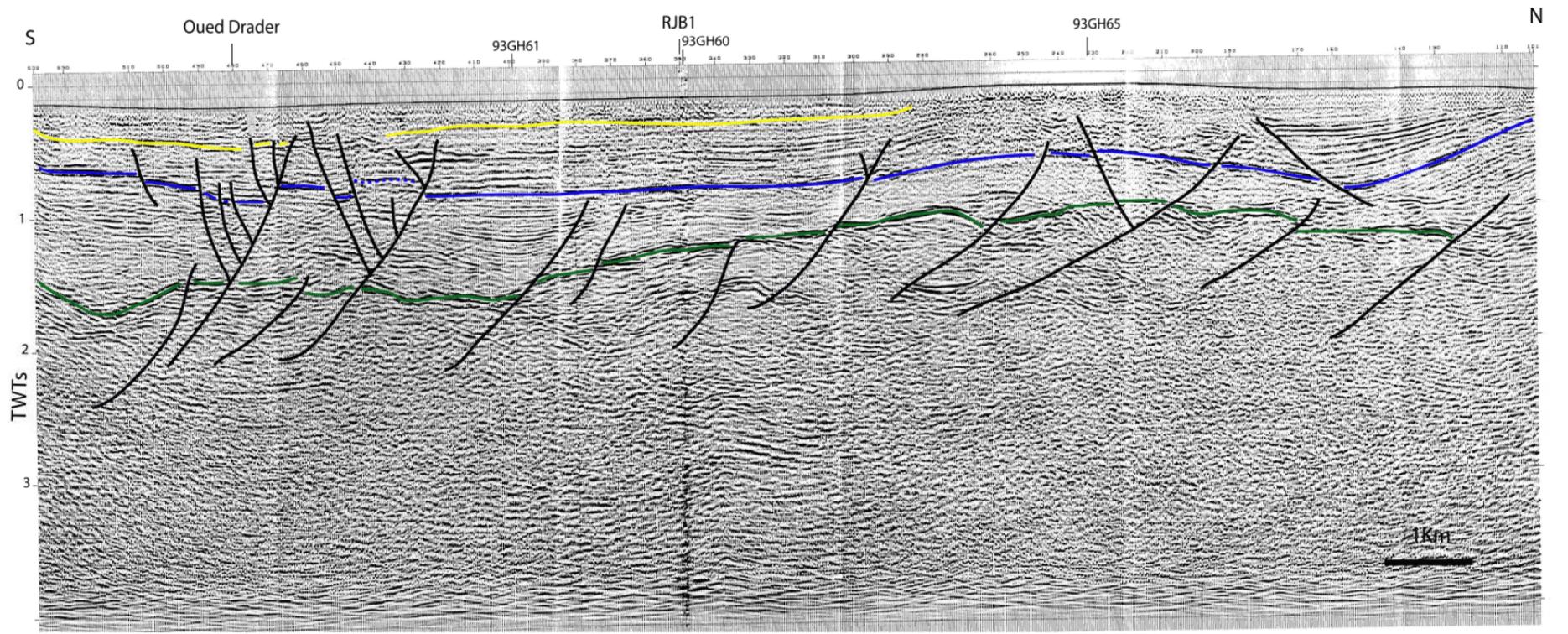
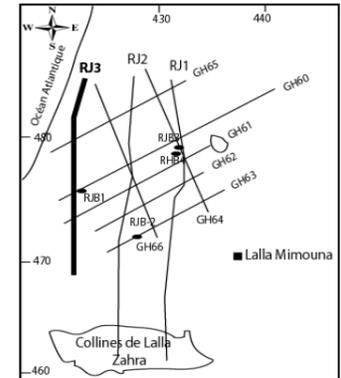
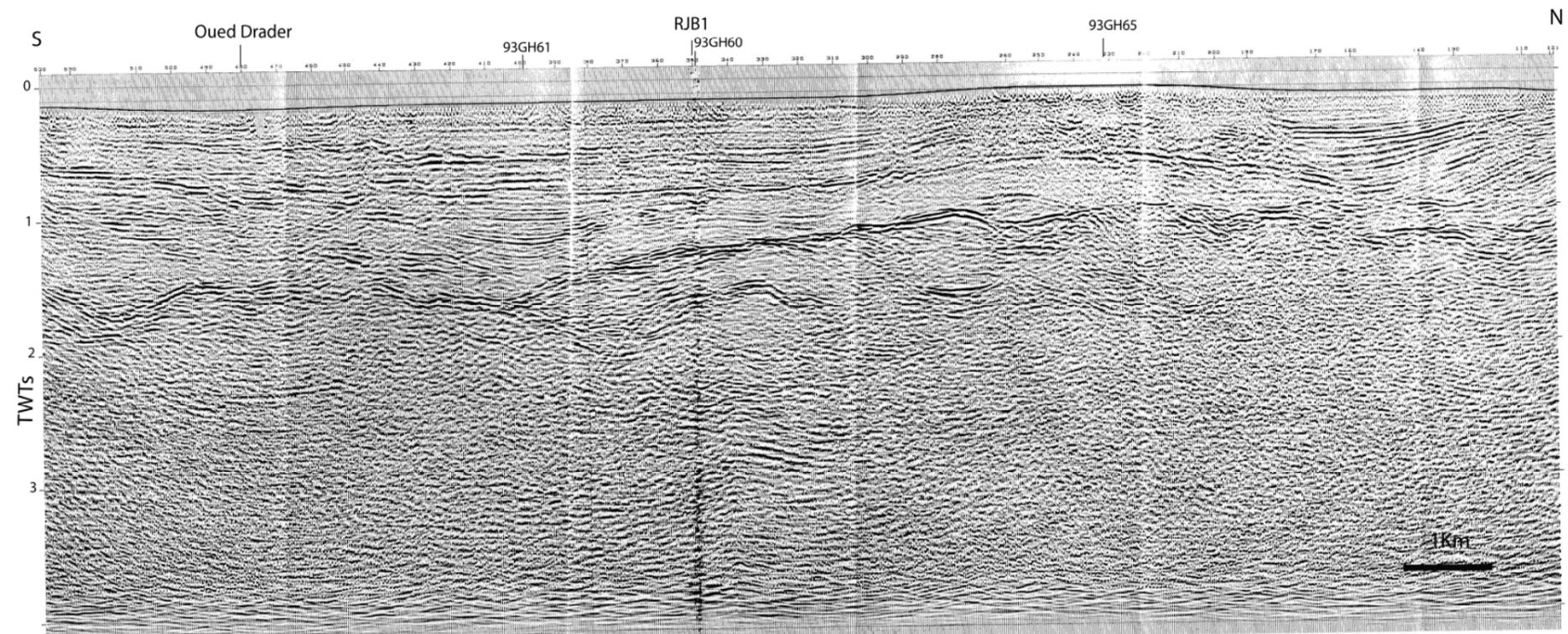


Figure III.18. Coupe sismique de la section longitudinale RJ3.

III.A.5. Synthèse et discussion :

L'interprétation de l'ensemble des profils sismiques de la région d'étude a permis de se faire une idée sur la structuration et la nature de la déformation de la région de Moulay Bouselham, ainsi que sur le style tectonique du Rharb septentrional.

Il ressort de cette analyse, qu'au niveau de cette région on distingue deux secteurs :

- ✓ Un secteur au Nord
- ✓ Un secteur au Sud de Rhabet Jebila.

➤ Secteur Nord :

Cette zone est caractérisée par la présence des failles normales listriques qui affectent l'unité sismique de la nappe pré-rifaine montrant une large extension spatiale, principalement la faille de Lalla Mimouna et la faille d'El Asbaâ. Ces failles sont à regards occidental (en majeure partie vers l'Ouest) et ont une direction Nord-Sud, elles ont joué pendant la phase de distension au Tortonien inférieur qu'a connu le bassin (Morel., 1988, 1989 et Litto., 2009).

La présence de failles de croissance jusqu'au Pliocène, qui s'enracinent sur les failles listriques, correspondraient à des structures en fleurs (Harding, 1985) qui caractérisent des mouvements tangentiels sous un régime tectonique compressif ou plus précisément transpressif.

➤ Secteur Sud :

L'essentiel des structures de cette région mises en évidence par la sismique sont analogues à celles déduites sur le secteur Nord, mais la caractéristique principale de ce secteur, est la présence de deux structures importantes : la structure de Lalla Zahra au Sud et l'accident de l'Oued Drader (ou Rhabet Jebila) au Nord.

On note également que les unités de dépôts sismiques du Miocène et de la nappe pré-rifaine ont tendance à se réduire au Nord du fait que la nappe pré-rifaine est soulevée et que les sédiments post-nappe sont très peu épais dans cette région. Les unités sismiques constitueraient les affleurements néogène d'Arbaoua (Suter, 1980, et Morel 1988). Ces unités de dépôts sismiques ont tendance à s'enfoncer vers le Sud à la limite du flanc Nord de la structure de Lala Zahra. Cet enfoncement est probablement dû aux failles listriques qui affectent les unités sismiques du Tortonien et de la nappe pré-rifaine. Sur ces accidents

majeurs, des failles secondaires viennent se rattacher pour constituer un éventail qui s'ouvre en direction de ces failles constituant des structures en fleurs.

Elles sont surtout importantes au droit de l'Oued Drader et seraient à l'origine de l'accident du même nom (Rhabat Jebilat). Cet accident pourrait être l'expression en surface d'un mouvement décrochant plus profond.

Ces deux structures ont été également reconnues par Flinch (1993) qui voit dans la structure de Lalla Zahra un accident chevauchant et dans l'accident de l'Oued Drader une faille à jeu normal et à compartiment Nord surélevé (Figure III.19).

Nos conclusions sont globalement en accord avec ce schéma, puisque nous retrouvons le jeu de la composante verticale de l'accident du Drader (compartiment Sud affaissé) et la structure compressive de Lalla Zahra.

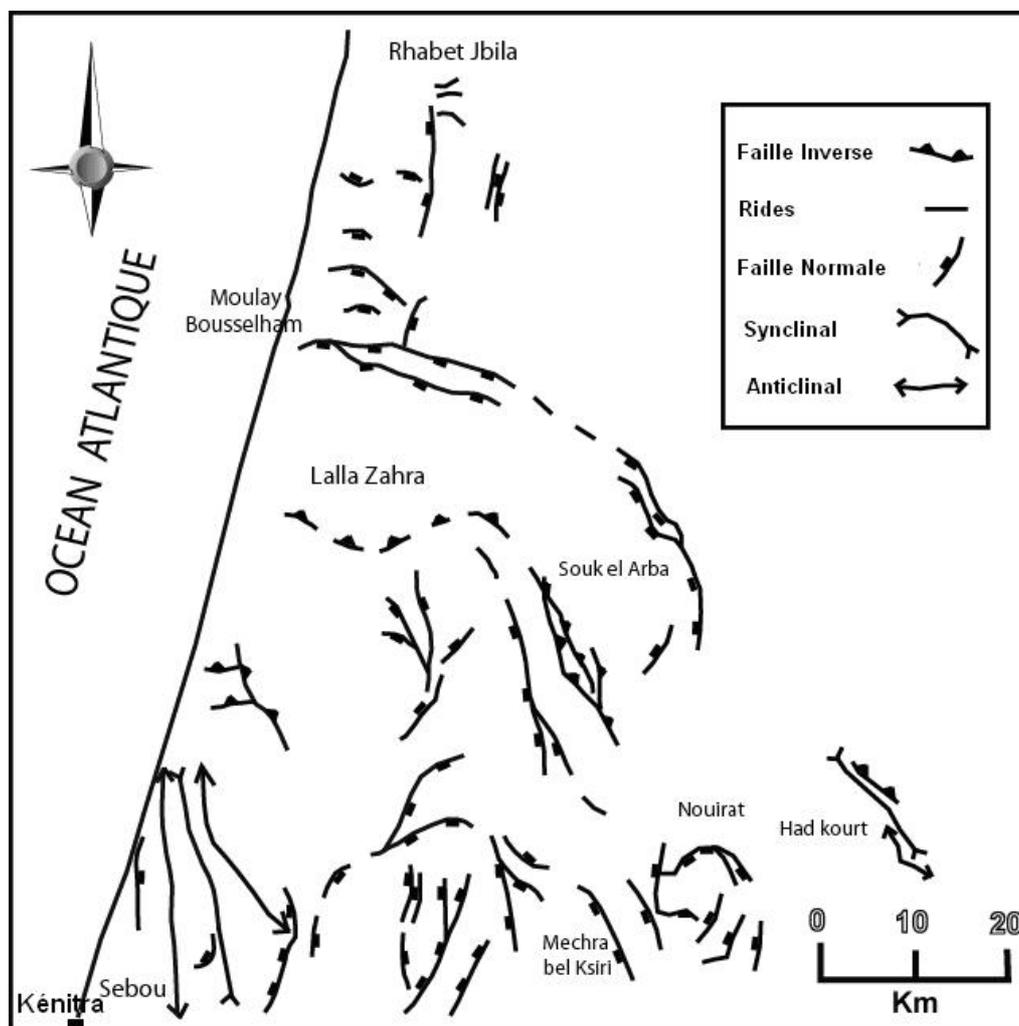


Figure III.19. Carte structurale de la partie Nord du bassin du Rharb. (Flinch 1993).

L'extrémité Sud des profils, ne met malheureusement en évidence que le flanc Nord de la structure de Lalla Zahra. Il semblerait qu'il s'agit d'une structure haute qui serait mise en évidence par le jeu de faille au cours de la succession des phases de compression et de distension qu'a connu le bassin au cours du Miocène inférieur et supérieur.

La présence d'une telle structure antiforme séparant au Sud le vaste sillon subsident du Rharb, constituerait la limite du front de déformation de la nappe.

Cette limite correspondrait probablement, soit au prolongement à terre du prisme d'accrétion mis en évidence en mer par Gatcher et al (2009), soit à un héritage tectonique dû au rejeu d'un accident cisailant profond mise en place au cours de l'orogénèse hercynienne et qui serait remobilisé ultérieurement dans la série Miocène pendant la phase de compression, à l'origine de cette structure en surface.

La sismique disponible ne nous permet pas de mettre en évidence cet accident profond dans le but de vérifier cette hypothèse. Cependant selon des travaux similaires, on a montré plus au Sud dans la région de Rabat, que l'accident de surface Rabat-Tiflet était un accident cisailant qui serait probablement au cours de la phase hercynienne et qui serait parallèle à l'accident de l'Oued Drader, donc probablement lié à l'histoire du socle hercynien.

Nous pouvons donc conclure, qu'à partir de ces données, la distension est matérialisée par le jeu de failles majeures listriques synsédimentaires dont les plans s'enracinent dans la nappe pré-rifaine, puis dans un niveau de décollement présent à l'intérieur de cette nappe pré-rifaine.

Dans la plupart des profils, ces failles sont fossilisées par le Pliocène inférieur, témoignant de l'arrêt de la phase de distension au cours du Messinien et au début de la phase de compression à partir du Pliocène inférieur. Les témoins de la compression seront mis en évidence par le rejeu en failles inverses de certaines failles normales préexistantes et le développement de structures en fleurs notamment au niveau de l'Oued Drader ainsi que la présence de légers chevauchements dus au glissement gravitaire de l'unité sismique Tortonienne et de la nappe pré-rifaine.

Cette analyse a permis de mettre en évidence l'existence d'une phase de relaxation, c'est-à-dire une distension succédant à la phase de compression, cela étant en partie favorisé par la nature des dépôts de l'unité sismique du Tortonien qui est un niveau essentiellement argileux et par la nature du bassin fléxural.

La phase compressive qui semblerait moins illustrée dans le bassin septentrional du Rhodanien et qu'on pourrait qualifier de compression minimale, sera illustrée par les résultats de la modélisation que nous avons tenté de réaliser et qui sera traitée dans la deuxième partie.

Chapitre II

Modélisation de la déformation

Introduction :

Comme nous l'avons signalé dans le chapitre précédent, les résultats obtenus par l'étude géophysique nous ont amenés à tenter de faire une modélisation des structures plissées de la région septentrionale du bassin du Rharb.

Au cours des vingt dernières d'années, les concepts de la modélisation et de l'équilibrage des coupes ont beaucoup progressés. La construction de coupes équilibrées est, en effet, un outil permettant de tester la validité et/ou de mettre en évidence les implications d'une hypothèse tectonique. Cette méthode permet aussi de concevoir des modèles cinématiques qui peuvent aider à la compréhension des mécanismes de la déformation.

Nous présentons dans ce chapitre, des généralités sur les méthodes de la modélisation, en faisant un inventaire des différents modes de plissement et des différents modèles numérique directs (2D), avec les logiciels utilisés. Ensuite nous allons appliquer ces méthodes à la zone d'étude, nous apporterons des précisions sur la nature du mode de plissement et sur les valeurs d'accommodation. Nous discuterons de ces paramètres dans les conclusions.

III.B.1. Notion de base de l'équilibrage des coupes géologiques

Dans un premier temps, il nous semble nécessaire de faire un bref aperçu sur les notions de base de l'équilibrage des coupes géologiques, et les différents modes de plissements de rampes, afin de pouvoir choisir le mode adéquat pour retracer les différentes étapes de formation des structures souples du secteur d'étude.

La nécessité de connaître la chronologie des événements géologiques a conduit tout d'abord, à l'équilibrage des coupes (afin de vérifier que celles-ci étaient bien réalistes), puis au développement de l'équilibrage « **Forward** » : qui permet, à partir de l'état initial supposé, d'obtenir un état final tel qu'observé sur le terrain; tout en validant géométriquement chaque étape, pour aboutir à un modèle cinématique crédible. Suppe (1983), Jamison (1987), Endignoux (1989), et Mercier (1992) ont développé ces modèles cinématiques de déformation.

1. Définition :

Une coupe équilibrée est une coupe interprétative d'une structure géologique actuelle, avec l'existence d'un chemin cinématique possible et logique entre l'état initial avant la déformation et l'état actuel après la déformation. La restitution à l'état initial (Figure III.20) (simulation indirecte), permet de tester les incohérences de la coupe interprétative (état actuel). La coupe est géométriquement équilibrée, si lors du dépliage, il n'y a ni gain ni perte de matière.

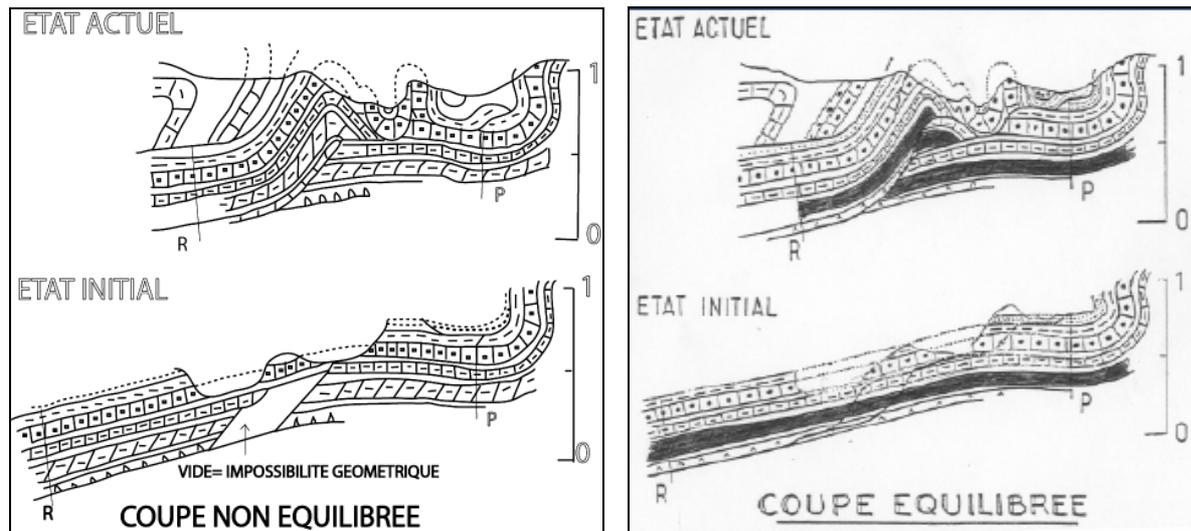


Figure III.20. Notion de coupe équilibrée (simulation indirecte) (Menard, 1988).

2. Principe:

L'équilibrage des coupes géologiques est une technique de dessin de ces dernières, qui suppose la conservation du volume de la matière déformée. Cette méthode est appliquée sur des coupes établies parallèlement et perpendiculairement au sens du transport. En effet, équilibrer une coupe, c'est trouver un chemin cinématique logique pour une structure donnée entre l'état initial (avant la déformation) et l'état final (après la déformation).

3. Règles:

Une coupe non équilibrée est fautive, alors qu'une coupe équilibrée n'est pas forcément correcte.

Une coupe équilibrée selon (Mercier, 1995) est l'association de trois éléments d'importance égale :

- * Un état initial (état anté-déformation).
- * Un chemin cinématique crédible entre ces deux états.
- * Un état final (ou état de déformation finie).

4. Hypothèses:

1- La coupe doit être construite parallèlement à la direction du raccourcissement. Un écart d'une vingtaine de degrés, selon Ménard (1988), serait tolérable.

2- On suppose qu'il y a conservation des volumes des roches pendant la déformation.

3- La déformation doit être plane, c'est à dire qu'il n'y a pas de déformation perpendiculaire au plan de coupe (Mercier, 1995).

5. Méthodes d'équilibrage des coupes :

Il y'a deux types de méthodes, mais qui sont toutes les deux caractérisées par le respect de la surface en excès qui constitue une des méthodes principales de vérification du caractère équilibré ou non d'une coupe.

*** Méthode « Backward »:**

Elle correspond à la méthode d'équilibrage indirecte ou inverse, car elle permet de construire l'état initial à partir de l'état final; soit dans le sens inverse de la tectonique, donc elle se limite à vérifier l'état éventuellement équilibré, et elle ne vérifie ni l'état initial ni l'existence d'un chemin crédible. Cette méthode est mentionnée ici juste pour mémoire.

*** Méthode « Forward »:**

Elle peut se traduire par une méthode directe, et elle est beaucoup plus satisfaisante, du moment où elle vérifie en même temps l'état initial et l'état déformé, plus le chemin cinématique qui peut être contrôlé par la construction d'étapes intermédiaires.

La technique d'équilibrage des coupes géologiques, permet d'établir des relations possibles, entre la géométrie de surface des structures et celles de chevauchement en profondeur. Cette méthode permet de concevoir des modèles cinématiques cohérents, qui peuvent aider à la compréhension des mécanismes de déformation.

EXEMPLE: « Méthode de la surface en excès » (Figure III.21).

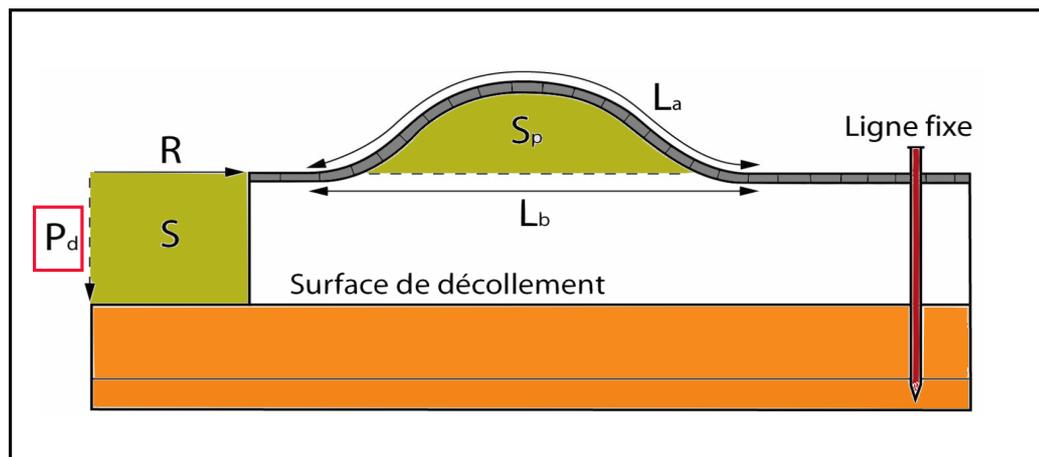


Figure III.21. Méthode de calcul de la profondeur du niveau de décollement.

R : Valeur du raccourcissement,

P_d : Profondeur de décollement,

S : Surface déplacée pendant la formation du pli,

S_p : Surface excédentaire accommodée au niveau du pli : relief structural,

L_a : Longueur d'une couche de référence au niveau du pli,

L_b : La longueur directe entre les deux extrémités de la couche choisie.

Le but de cette méthode, est de déterminer la profondeur du niveau de décollement P_d , et la valeur du déplacement à l'arrière R donc :

Le déplacement inconnu R , est un raccourcissement qui est égal à l'allongement apparent d'une couche, qu'on peut mesurer (couche de référence). Le volume inconnu S , déplacé à l'arrière de la structure, est égal au relief structural créé et mesurable S_p .

$$\text{D'où on peut calculer : } R = (L_a - L_b) ;$$

$$\text{Et } S = S_p ;$$

$$\text{Et on déduit } \mathbf{P_d = S_p/R.}$$

L'intérêt de cette méthode, se résume dans le fait qu'elle s'applique dans presque tous les cas, et que l'erreur est très faible.

III.B.2. Modèles de plissements :

La déformation des couches sédimentaires n'est pas toujours uniforme, elle est tributaire de plusieurs paramètres :

- * La nature de la colonne stratigraphique,
- * La vitesse et le taux de déformation,
- * La profondeur du niveau de décollement,
- * Et les accidents ou les structures tectoniques héritées.

Classiquement, on peut distinguer deux grandes familles de plissement : les plis dysharmoniques d'une part et les plis de rampes d'autre part.

1. Plis dysharmoniques:

Les plis dysharmoniques, appelés aussi plis de décollement, sont en effet l'expression de l'accommodation du déplacement.

Il s'agit de plis (Figure III.22), qui nécessitent l'existence d'un niveau de décollement épais et ductile, sur lequel se fera le transport de la matière.

Ces plis, présentent parfois des kinks, et sont caractérisés par des charnières fixes ou mobiles.

Le pli dysharmonique se caractérise, par le fait que sa structure prend forme avec une courbure qui s'accroît au cours de la déformation, entraînant une augmentation des valeurs des pentes des deux flancs. Dans ses premiers stades d'évolution, le pli a une allure symétrique qui peut être perturbée ultérieurement.

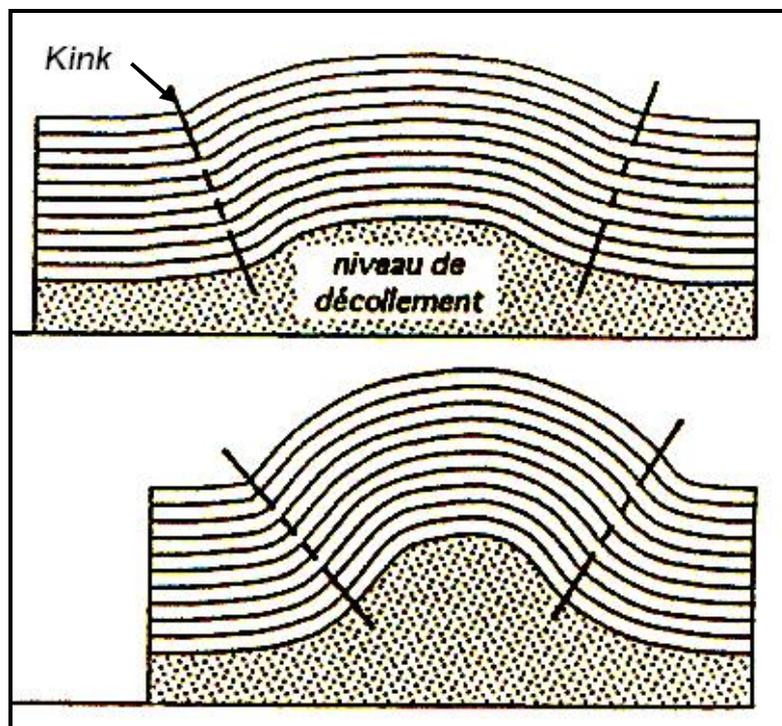
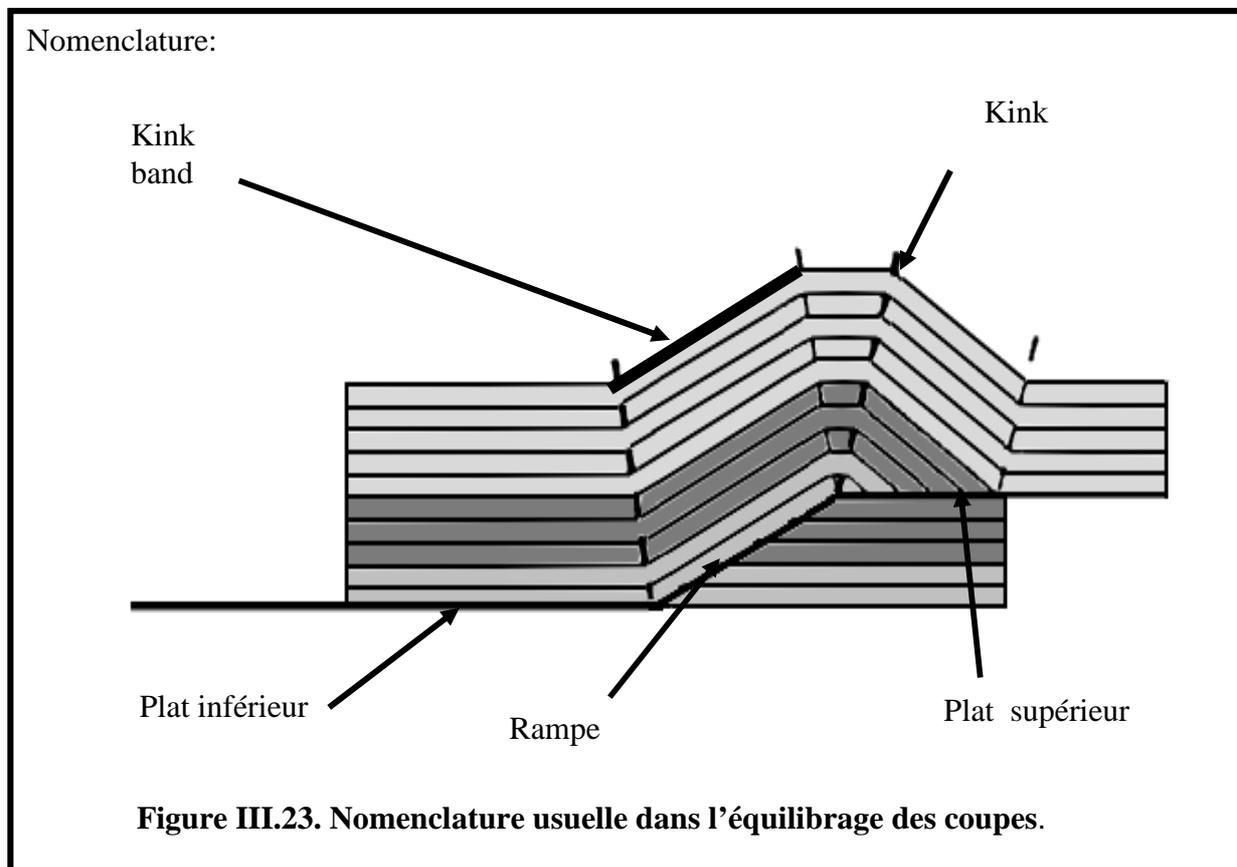


Figure III.22. Exemple de pli dysharmonique d'après Mercier (1995).

2. Plis de rampes :

Ce sont des plis liés à un plan, présentant une géométrie en **plat-rampe-plat**, (Figure III.23) donnant naissance à des **kinks** au niveau de chaque point d'inflexion.

Ils sont caractérisés par un cisaillement simple sur les 3 plans du chevauchement (plat-rampe-plat).



Les éléments constitutifs sont :

Kink : C'est une droite qui sépare des segments de couches à pendage différent.

Kink band : C'est une bande comprise entre deux « kinks » parallèles.

Rampe : C'est la partie oblique qui lie deux niveaux de plats successifs.

Plat : C'est la partie horizontale du plan de décollement, (Plat inférieur et plat supérieur).

Les plis les plus connus sont :

a- Pli passif sur rampe (Fault-bend fold):

Ce plissement suppose l'existence d'une rampe oblique (Figure III.24). Le franchissement de la rampe par la colonne sédimentaire allochtone, va engendrer la création à la surface, d'un pli dit «pli de cintrage sur rampe» ou encore (Fault-bend fold) « F B F ».

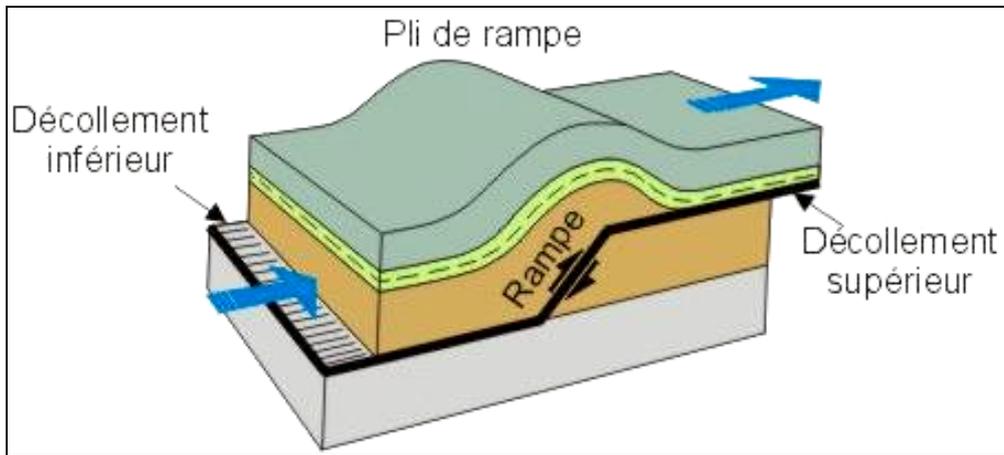


Figure III.24. Pli de rampe.

*** Les Duplex :**

Lorsque plusieurs rampes se mettent en place successivement (Figure III.25), et sur des distances assez courtes, permettant de produire une interférence de plusieurs structures de types Fault-bend fold entre elles. On a alors, la formation d'un pli dont le cœur est formé par un ou plusieurs fragments limités au sommet et à la base par des failles, dit « duplex ».

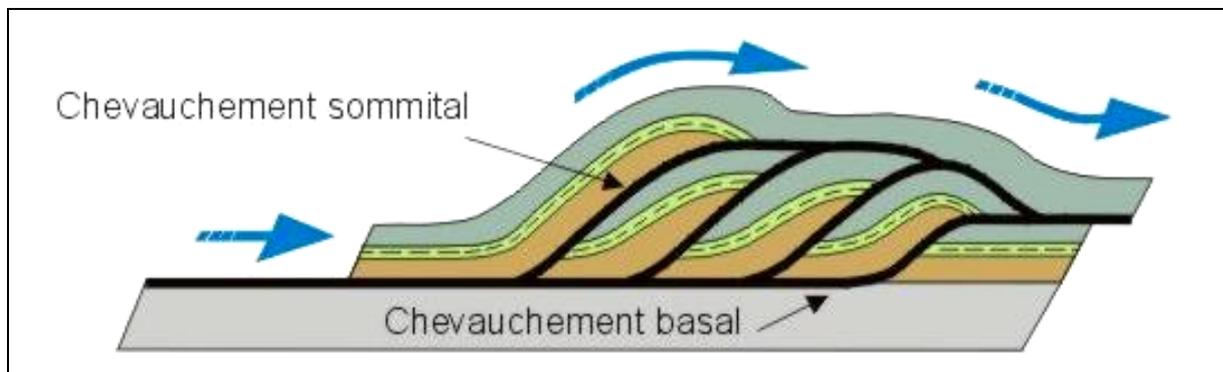


Figure III.25. Duplex.

b- Pli de propagation de rampe (Fault-Propagation fold) :

Au cours de la mise en place de ce pli, on distingue deux étapes :

- ✓ Une précoce qui comprend l'initiation et l'édification de la structure, au cours de laquelle la rampe se prolonge progressivement (Figure III.23).
- ✓ Et une deuxième étape, qui concerne l'évolution tardive de la structure, après le blocage de la propagation de la rampe.

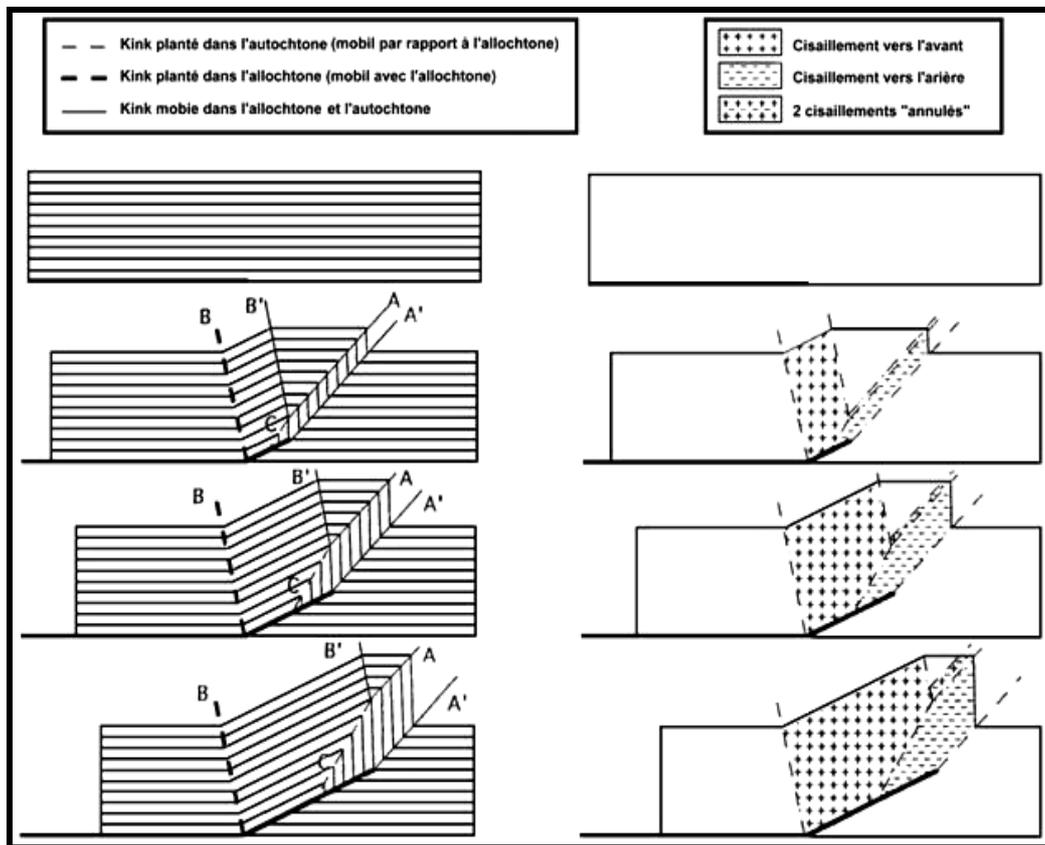


Figure III.26. Evolution cinématique du pli de propagation et répartition du cisaillement sur les deux flancs (Mercier, 1995).

Donc la principale différence entre le **Fault- Bend Fold** et le **Fault-Propagation fold** est :

- ✓ Le FPF ne se construit pas sur une rampe existante, mais la rampe s'édifie en même temps que la structure et se prolonge sous l'effet du mouvement.
- ✓ En plus, cette structure accomode sur place toute la déformation produite, et aucun excès ne sera transmis en avant (sauf en cas d'évolution tardive).

Pour conclure cette partie, il est important de signaler :

- * Que le nombre très limité de modèles proposés, ne peut pas tout expliquer, (il existe parfois des structures qui sont très complexes).
- * Que parfois certains modèles, peuvent être appliqués une seule fois sur terrain, (exemple du modèle « Chester et Chester »), ou rester des modèles purement théoriques, (exemple du modèle « FBF mode II »).
- * Qu'il y a beaucoup de progrès à faire dans ce domaine, par exemple essayer de valider mécaniquement (et non pas seulement géométriquement) les différents modèles cinématiques.

III.B.3. Présentation du logiciel étudié:

Dans cette partie, nous allons essayer de donner un bref aperçu sur le logiciel étudié: « Logiciel Rampe EM.3.1.x ».

1. But du logiciel :

Le but du programme (Logiciel), est de modéliser la géométrie des structures plicatives. Il s'agit du modèle « Forword », c'est-à-dire un modèle qui travaille dans le sens des processus tectoniques : de l'état initial (non déformé) à l'état final (déformé).

2. Hypothèses de base :

✓ Il est admis pour ce logiciel, que la déformation se fait à volume constant, ce qui revient très généralement à conserver la longueur et l'épaisseur des couches (des légères entorses à ce corollaire seront néanmoins admises).

✓ Et il est admis aussi que, le déplacement de l'allochtone, se fait sans cisaillement généralisé (discussion dans Martin et Mercier, 1994).

3. L'utilisation du logiciel :

Le but, c'est de construire à l'écran (sur ordinateur), une succession sédimentaire en suivant les instructions. Il est à noter que les épaisseurs, comme tous les paramètres similaires dans ces logiciels, doivent être introduites en Pixels. Ensuite on sélectionne le type de plissement souhaité (Fault-bent folding, Fault-propagation folding ...). Il faut alors compléter une fenêtre d'introduction des paramètres nécessaires à la modélisation.

Une fois les paramètres d'entrée enregistrés, on a accès à une série de trois fenêtres de résultats. Ces fenêtres correspondent à un « Etat anté-plissement », un « Etat post-plissement » et un listing de « Paramètres numériques ».

A tout moment, il est possible de modifier (ajuster) les données d'entrée, ou même la pile sédimentaire, et il est également possible d'accéder à une fenêtre « Aide » proposée par le logiciel.

Dans le cadre de notre étude, l'utilisation d'une version en cours de développement du logiciel Rampe (EM), nous a permis de caler la cinématique des structures de la région à partir des sédiments syntectoniques. L'algorithme de base est décrit dans Mercier (2002) et des exemples de modélisation sur différents types de plis sont illustrés dans Mercier et al, (In press).

III.B.4. Résultats et interprétations :

Après avoir vu les méthodes de la modélisation des plissements, nous allons tenter d'appliquer ce concept à la région septentrionale du Rharb, afin de mettre en évidence les différents types de déformation souple présents dans la région et le taux de raccourcissement lié à ces structures.

Pour ce faire, et avant toute modélisation des plissements, il faut faire des corrections géométriques aux profils sismiques.

1. Traitement des profils pour la modélisation:

Comme pour la partie sismique, nous allons diviser notre région d'étude en deux secteurs et on définit un secteur Nord qui comprend les profils sismiques (93GH60, 93GH61, 93GH62, 93GH63, 93GH64, 93GH65, et le 93GH66) et un secteur Sud qui comprend les profils RJ1, RJ2 et le RJ3.

Avant de commencer la modélisation, il faut impérativement vérifier que les conditions permettant de l'appliquer sont satisfaites ; à savoir :

1- Les dimensions longueur et profondeur sont compatibles, et à la même échelle, ce qui n'est pas le cas sur les profils sismiques vierges : longueur en (Km), et profondeur en (s).

2- La coupe doit être perpendiculaire à l'axe du pli, ce qui n'est pas toujours vrai pour tous les profils étudiés.

Pour cela on doit faire des conversions, en deux étapes, pour rendre compatibles les profils sismiques avec les conditions de modélisation.

*** Conversion XY : (Tableau III.1)**

Les sections sismiques sont données avec une échelle temps c'est-à-dire, que les réponses sismiques des niveaux géologiques sont mises en profondeur temps doubles et parfois en temps simple, alors que les mêmes niveaux sont indiqués en profondeur métriques par les données de puits.

Donc pour trouver la relation entre les deux dimensions, il faut établir la relation $P = f(t)$, c'est-à-dire remettre ces profils à une échelle réelle métrique.

Pour cela, on utilise les paramètres de vitesse relative à chaque profil et sur différents points de la structure (synclinal avant, anticlinal, synclinal arrière).

Afin d'effectuer ces conversions, nous devons tenir compte pour chaque point de tir du temps double (TWT), de la vitesse d'intervalle (Int Vites), de l'épaisseur (Epais), de la profondeur (P), de la profondeur réelle (P réelle).

CONVERSION TEMP/PROFO Profil 63													
132							256						
TWT	Int Vites	Epais	P	P réelle	Conversion V/P		TWT	Int Vites	Epais	P	P réelle	Conversion V/P	
100	1600	160	160	80	160		100	1600	160	160	80	160	
450	2074	726	886	443	98		275	1922	336	496	248	90	
675	2646	595	1481	741	110		450	2252	394	890	445	99	
1050	2622	983	2465	1232	117		575	2504	313	1203	602	105	
1125	3038	228	2692	1346	120		850	2788	767	1970	985	116	
1500	2711	1017	3709	1854	124		1475	2578	1611	3581	1791	121	
1800	3070	921	4630	2315	129		1975	3000	1500	5081	2541	129	
2075	3423	941	5571	2786	134		2225	3334	834	5915	2957	133	
2350	3828	1053	6624	3312	141		2550	2873	934	6849	3424	134	
182							2800						
TWT	Int Vites	Epais	P	P réelle	Conversion V/P		TWT	Int Vites	Epais	P	P réelle	Conversion V/P	
100	1600	160	160	80	160		100	1600	160	160	80	160	
425	2679	871	1031	515	121		325	1866	420	580	290	89	
650	2400	540	1571	785	121		675	2513	880	1459	730	108	
1075	2509	1066	2637	1319	123		825	2682	402	1862	931	113	
1225	2792	419	3056	1528	125		975	2348	352	2214	1107	114	
1700	3221	1530	4586	2293	135		1125	2957	444	2657	1329	118	
2175	3684	1750	6336	3168	146		1525	2785	1114	3771	1886	124	
2625	3399	1530	7865	3933	150		1675	3056	458	4230	2115	126	
3100	4635	2202	10067	5033	162		2125	3392	1526	5756	2878	135	
207							306						
TWT	Int Vites	Epais	P	P réelle	Conversion V/P		TWT	Int Vites	Epais	P	P réelle	Conversion V/P	
100	1600	160	160	80	160		100	1600	160	160	80	160	
175	2061	155	315	157	90		325	1866	420	580	290	89	
550	2253	845	1159	580	105		675	2513	880	1459	730	108	
700	2613	392	1551	776	111		825	2682	402	1862	931	113	
950	2682	671	2222	1111	117		975	2348	352	2214	1107	114	
1500	2658	1462	3684	1842	123		1125	2957	444	2657	1329	118	
2075	3266	1878	5562	2781	134		1525	2785	1114	3771	1886	124	
2775	3669	2568	8130	4065	146		1675	3056	458	4230	2115	126	
3275	4740	2370	10500	5250	160		2125	3392	1526	5756	2878	135	
207							356						
TWT	Int Vites	Epais	P	P réelle	Conversion V/P		TWT	Int Vites	Epais	P	P réelle	Conversion V/P	
100	1600	160	160	80	160		100	1600	160	160	80	160	
275	2012	352	512	256	93		275	2012	352	512	256	93	
550	2235	615	1127	563	102		550	2235	615	1127	563	102	
825	2545	700	1827	913	111		825	2545	700	1827	913	111	
1050	2796	629	2456	1228	117		1050	2796	629	2456	1228	117	
1400	2592	907	3363	1681	120		1400	2592	907	3363	1681	120	
1700	3323	997	4360	2180	128		1700	3323	997	4360	2180	128	
2075	4022	1508	5868	2934	141		2075	4022	1508	5868	2934	141	
2425	3062	1072	6940	3470	143		2425	3062	1072	6940	3470	143	
3200	4080	3162	10102	5051	158		3200	4080	3162	10102	5051	158	

Conversion	
0	0
100	152
200	304
300	456
400	608
500	760
600	912
700	1064
800	1216
900	1368
1000	1520
1100	1672
1200	1824
1400	2128
1500	2280
1600	2432
1700	2584
1800	2736
1900	2888
2000	3040
2100	3192
2200	3344
2300	3496
2400	3648
2500	3800

152	MOY à la base
-----	---------------

Tableau III.1. Conversion XY appliquée au profil 93GH63.

*** Conversion d'orientation :**

Après avoir rendu à l'échelle tous ces profils sismiques, on procède à la correction de l'obliquité, qui est une étape primordiale avant la modélisation.

En effet, tous les profils sismiques ne traversent pas perpendiculairement les structures étudiées, ils doivent donc être convertis.

Le principe de cette conversion est de projeter le profil sur un plan situé à la perpendiculaire de l'axe du pli pour pouvoir appliquer le principe des coupes équilibrées.

Cette conversion se traduit par un raccourcissement longitudinal des profils de l'ordre de « cos μ », ou μ correspond à l'angle que fait le profil avec la direction de raccourcissement du pli.

2. Modélisation des profils sismiques :

Une fois effectués, sur les profils sismiques, les différentes corrections (voir Tableau III .2), on dispose des coupes « géologiques » fictives perpendiculaires à l'axe du plissement et dont l'échelle X et Y sont égales, donc des profils qui sont prêt à être modélisés.

Profils	Correction XY	Correction de profondeur	Correction d'orientation	Longueur (Km)
93GH62	425	23,5294118	99	44
93GH63	423	23,640662	99	40
93GH64	370	27,027027	37	43
93GH66	410	24,3902439	37	47
RJ1	619	16,1550889	43	133
RJ2	792	12,6262626	45	150
RJ3	564	7,7304965	35	80

Tableau III.2. Résultats des corrections faites sur les profils sismiques.

La modélisation est faite à l'aide d'un logiciel en cours de développement du « Logiciel Rampe EM.3.1.x » (Voir partie Présentation du logiciel).

Les échelles ont été converties. En premier lieu, on a converti les données métriques en pixels (pour l'entrée du modèle) sans déformer la géométrie du pli, et en deuxième lieu, on a fait la conversion inverse, c'est-à-dire du pixel en mètre, pour retrouver les valeurs réelles. Les différentes couches sédimentaires des modèles, sont représentées avec des épaisseurs réduites et égales, pour illustrer d'une façon plus explicite le modèle géométrique. Il faut signaler que le logiciel ne tient pas compte de l'inclinaison du bassin, ni des changements d'épaisseurs des couches.

*** Secteur Nord :**

Nous disposons de différents profils sismiques pour le secteur Nord de notre région d'étude (93GH60, 93GH61, 93GH62, 93GH63, 93GH64, 93GH65, et le 93GH66).

Le profil sismique 93GH63 sera pris comme exemple, car il est le plus représentatif, et montre la présence d'une structure plicative bien identifiée et plus régulière.

Après les corrections géométriques, de nombreux essais (sur le logiciel) de modélisation ont été appliqués pour le profil sismique 93GH63, afin de choisir le modèle approprié à chaque profil selon ses caractères spécifiques (démarche essai/erreur).

Après plusieurs essais de modélisation et d'après l'interprétation sismique, tous les profils étudiés dans la partie N et notamment le 93GH63 pris comme exemple (Figure III.27), montrent des structures symétriques plissées, à grand rayon de courbure avec des flancs à pendage faible ce qui élimine le modèle de pli de propagation « FP », qui est caractérisé par une accommodation élevée et des pendages importants. De même le modèle de pli passif sur rampe « FBF », sera exclu car il est caractérisé par un déplacement important et une accommodation relativement faible (voir caractéristiques des différents modèles dans la partie modélisation).

Ceci s'adapte parfaitement avec le modèle d'un pli dysharmonique (Figure III.28), vue son allure générale qui correspond à un pli à grand rayon de courbure et qui est caractérisé par la présence d'un niveau de décollement ductile, ce qui est le cas dans notre région d'étude, car le niveau de décollement correspond à des argiles.

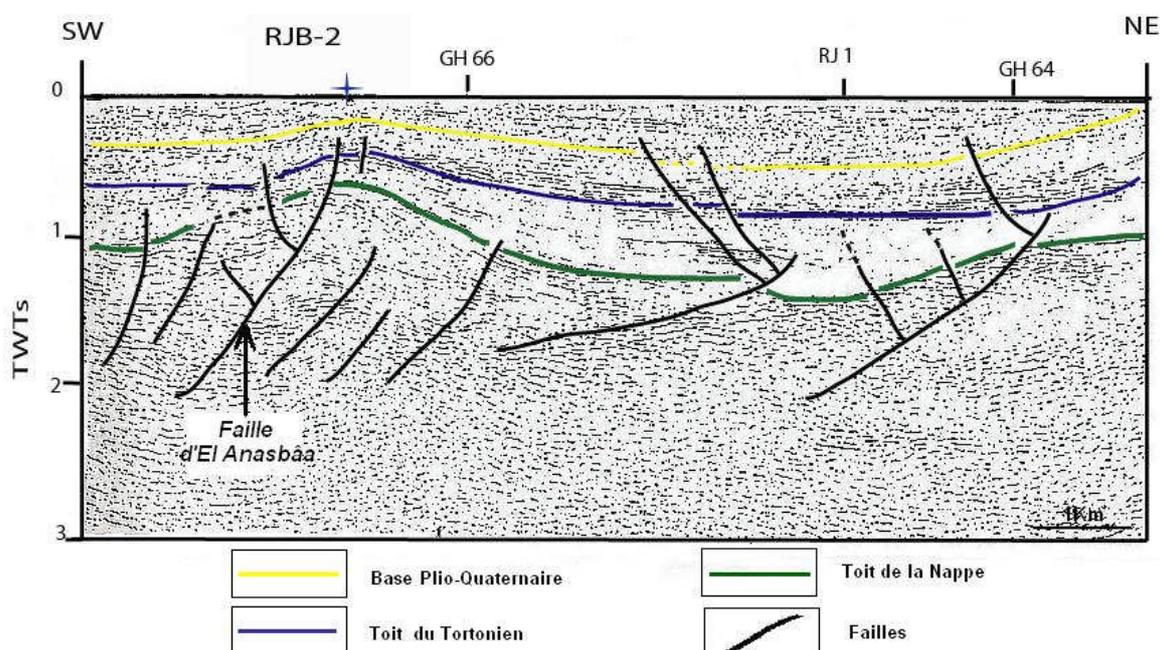


Figure III.27. Profil sismique 93GH63.

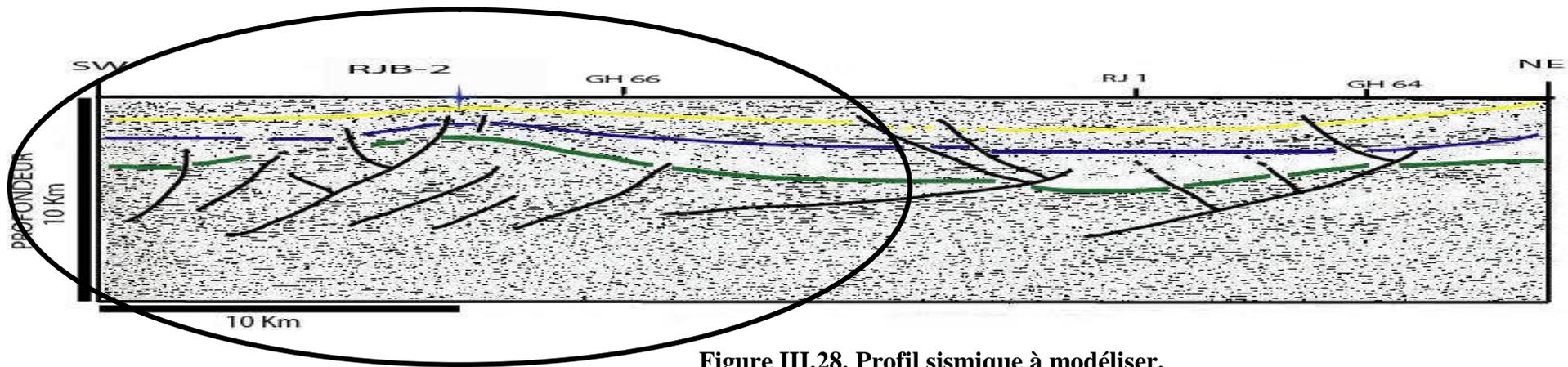


Figure III.28. Profil sismique à modéliser.

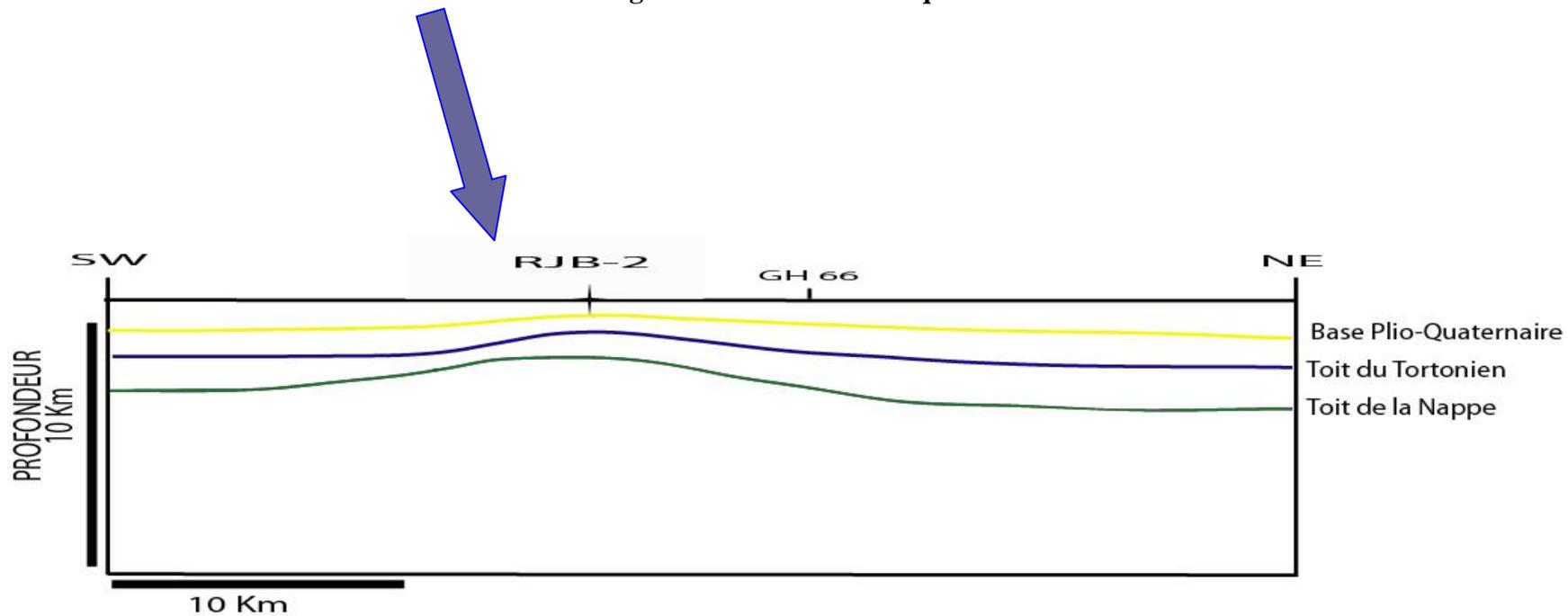


Figure III.29. Profil sismique modélisé.

Le pli dysharmonique (Figure III.29) est caractérisé par des pentages maximum de 2 à 5°. Le calcul montre que des pentages de 2 à 5° des flancs sont obtenus avec un raccourcissement inférieur à 0,5%. (Voir abaque Figure III.30).

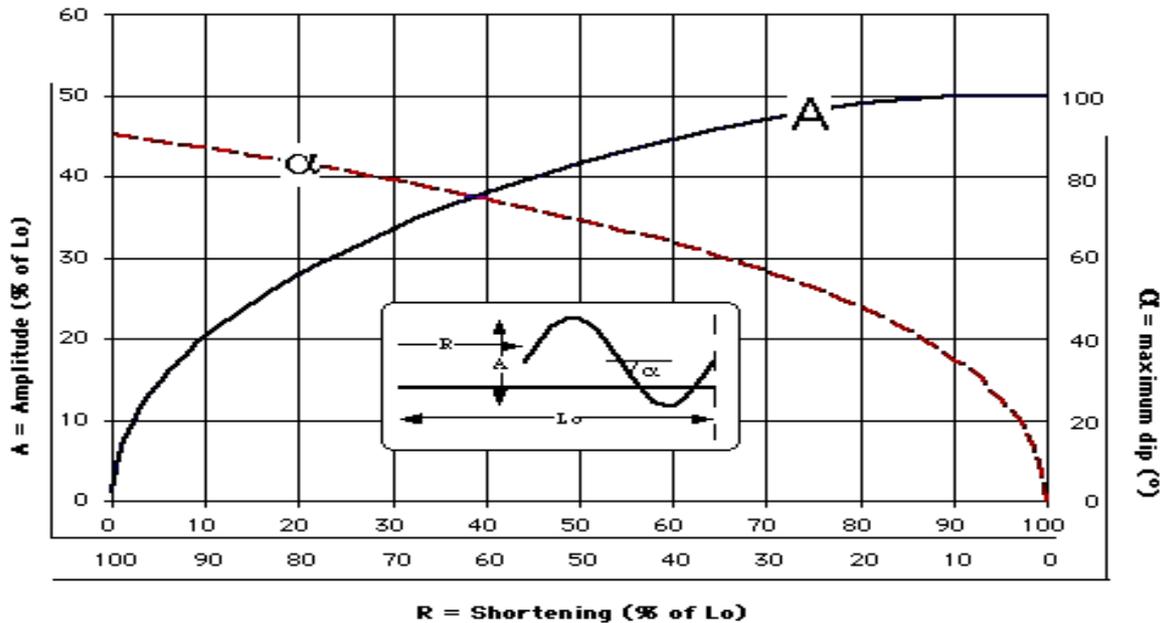


Figure III.30. Relation Amplitude, pendage et Raccourcissement.

(Ahmadi et Mercier en préparation).

La coupe virtuelle correspondant au profil 93GH63 pris comme exemple fait 40 km de long, le raccourcissement (Tableau III.3) serait donc inférieur à 400 m en 6,5 millions d'années, si l'on considère que le raccourcissement continue jusqu'à présent. Cela donne une vitesse de raccourcissement de 0,06 mm/an ce qui est très faible.

	ÂGE an	Durée an	Sédimentation m	Taux de sédimentation mm/ an	Raccourcissement	Vitesse de raccourcissement
<i>Surface</i>	0					
Plio- Quaternaire		5500000	400	0,0727273	320	0,0582
<i>Niveau 2</i>	5500000					
Messinien		800000	360	0,45	320	0,4
<i>Niveau 1</i>	6300000					
Tortonien sup		4200000	465	0,1107143	320	0,07619
<i>Base série</i>	10500000					

1 cm = 0,24 Km
100 pix = 0,648 km

Tableau III.3 Calcul des paramètres du Raccourcissement.

*** Secteur Sud :**

Pour les profils RJ, on note la présence vers le Sud d'un flanc correspondant à une structure antiforme, il s'agit du flanc Nord de la structure de Lalla Zahra, dont on a démontré très clairement sa présence par les études morphostructurales.

Le manque de données sismiques notamment des profils de directions NS qui traversent toute la structure, nous rend la modélisation difficile voire impossible, car les conditions initiales compatibles avec les hypothèses de la modélisation sont alors très limitées.

Il reste cependant, en s'appuyant sur des données plus anciennes (Combe, 1975) que seule, la structure de Lalla Zahra (Figure III.31), semble montrer un coefficient de raccourcissement notable. Cependant cela reste encore à démontrer.

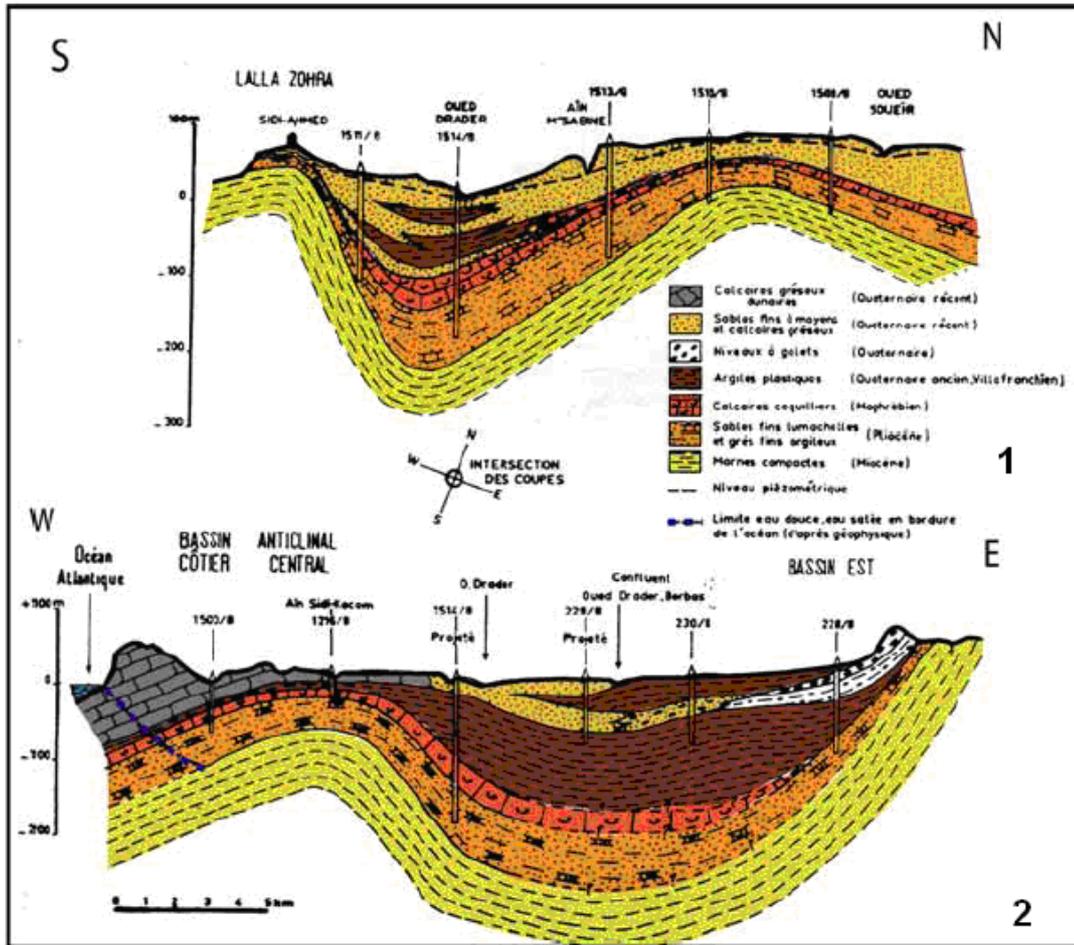
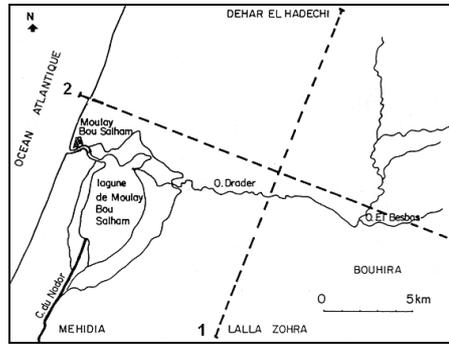


Figure III. 31. Principales formations profondes reconnus par la géophysique (Combe, 1975).

III.B.5. Conclusions :

La modélisation des structures plissées, est une discipline nouvelle, qui a énormément apporté à la connaissance du plissement. L'application des modèles analogiques aux structures, nous permet de déchiffrer et de comprendre le mécanisme et la particularité de la déformation souple de la zone d'étude.

Donc au terme de ce travail, on peut conclure que l'application de la modélisation sur les données de sismique réflexion s'avère une vision fiable, qui permet une compréhension et un aboutissement à un modèle de déformation des structures plissées de la partie septentrionale du Bassin du Rharb.

L'analyse et l'interprétation des résultats montrent dans le secteur Nord de notre région d'étude, que le modèle qui prédomine est celui d'un pli dysharmonique. Ce modèle admet un grand rayon de courbure, avec de faibles pentes des flancs, et d'après les résultats de la modélisation il s'agit bien d'un pli à pente faible de l'ordre de 2 à 5 ° ce qui correspond à un faible taux de raccourcissement inférieur à 0,5 % qui serait de l'ordre de 0,6 mm/ans ce qui est très faible.

Pour le secteur Sud de notre région d'étude, la présence d'une structure antiforme est bien identifiée par l'étude morphostructurale, mais malheureusement si on remarque sur les profils sismiques RJ vers la partie Sud la présence d'une telle structure, mais, étant en limite de notre zone d'étude, on manque de sections sismiques complètes qui traversent toute la structure et il devient très aléatoire de faire la modélisation.

Il n'en demeure pas moins que compte tenu de ces résultats, nous pouvons d'ores et déjà supposer que la région a probablement dû subir plusieurs phases de déformation dans le temps et dans l'espace où pourraient se succéder phase de compression et phase de rééquilibrage. La présence de niveau de décollement pourrait favoriser cela.

Partie IV

Synthèse et conclusions

A la fin de ce travail, on va faire une synthèse de l'ensemble des résultats obtenus dans le cadre de cette étude.

Dans un premier temps une analyse morphostructurale a été faite à partir des cartes topographiques et des documents du MNT (SRTM) afin de déterminer les principales directions structurales pour évaluer l'impact de la tectonique et son effet sur les structures de subsurface et sur l'organisation des reliefs.

L'étude morphométrique et l'analyse du réseau d'entailles, appliquées au réseau hydrographique de la région du Rharb septentrional ainsi que de l'arrière-pays de la lagune de Moulay Bousselham, ont permis d'élaborer un schéma morphostructural logique et cohérent. La typologie du réseau hydrographique, en plus de ces axes structuraux traduisent bien les caractéristiques lithostructurales de ces secteurs. La comparaison des résultats de la morphométrie et du réseau d'entailles a permis de confirmer certaines directions structurales, et d'en mettre d'autres en évidence pour la première fois.

En ce qui concerne les structures enfouies et l'estimation de l'extension de certaines failles, le recours aux données d'autres types d'analyses, telle que les MNT s'est avéré indispensable. Cette approche originale permettant de fournir des indices très significatifs.

Soulignons par ailleurs que l'étude du réseau hydrographique, dont les drains suivent certaines directions structurales, peut être considérée comme un très bon révélateur tectonique. Ainsi la direction principale des drains est NNW-SSW, avec un changement en allant vers le Nord et qui devient NNE-SSW à NE-SW, interrompue par des contacts brutaux. Ces différentes directions sont cohérentes géologiquement et s'intègrent dans le contexte tectonique global du Rif. Elles sont reconnues et démontrées par des études antérieures (Rampnoux et al., 1977 ; Morel, 1988, 1989 ; Flinch, 1993, parmi d'autres).

Il faut noter également, que les changements de directions des cours de certains oueds, ainsi que l'existence de drains anormaux à écoulement à contre-pente, sont des indices de la réactivation de certaines structures, tel est le cas au niveau de la région de Lalla Zahra, avec une direction E-W, qui est remarquablement différente des autres orientations. Ceci pourrait être attribuable à une néotectonique récente vigoureuse qui réactiverait des orientations structurales anciennes. Quant à la région de la lagune de Moulay Bousselham, sise au Nord de la grande plaine du Rharb, elle se comporte comme un diverticule

septentrional de cette importante zone subsidente mais montre l'influence, en profondeur, de certaines structures liées au domaine rifain.

La réalisation d'un Modèle Numérique de Terrain a permis de compléter l'étude morphostructurale de la région du Rharb septentrional et du bassin versant. On remarque une nette opposition de style entre les régions Nord, Nord-Est et Est, qui présentent une morphologie très contrastée (Rif et pré-rif) et la région du Rharb et sa plaine qui est caractérisée par une morphologie peu accentuée et étalée vers le Sud de la région de Moulay Bouselham et du couloir effondré NW-SE de la basse vallée du Loukkos. La carte MNT a permis également de préciser les principales directions déterminées à partir de l'analyse morphostructurale qui sont : NW-SE et NNE-SSW dans les zones à fort relief et une direction secondaire Est-Ouest dans la région méridionale en particulier Lalla Zahra et l'Oued Drader.

On pourra conclure que cette analyse a permis de mettre en évidence des structures orientées Est-Ouest et NW-SE et NNE-SSW. Ces directions seront vérifiées au niveau de l'analyse sismique.

L'analyse des données de sismique réflexion a été entreprise afin de mettre en évidence la relation qui pouvait exister entre l'activité tectonique des structures qui ont joué dans le socle et la couverture au cours des principales phases tectoniques qui ont connu le bassin. Elle indique en particulier la réactivation des failles en surface et leur relation et influence avec les structures tectoniques récentes préalablement déterminées par l'analyse morphostructurale.

L'analyse sismotectonique des profils sismiques du Rharb septentrional, couplée aux données de surface et aux données morphostructurales, montre clairement que les structures ont été soumises à des pulsations tectoniques distensives et compressives au cours de la période du Miocène avec des phases de relaxation tectonique. A partir du Plio-Quaternaire le bassin est sous un régime tectonique compressif qui est à l'origine de la réactivation des failles normales en failles inverses affectant par endroit le Plio-Quaternaire et également au développement de « structures en fleurs ». La relation avec un régime transpressif qu'on pourrait supposer être lié à la présence de telles structures est à mettre en relation avec l'existence de ce régime transpressif générant les rejeux tangentiels de certaines failles du substratum.

L'application des concepts de la modélisation analogique des plissements a été utilisée afin de mettre en évidence le style de déformation souple de la région et le degré ou le taux de raccourcissement à l'origine du plissement.

La modélisation appliquée à un profil sismique significatif dans la région (93GH63), a montré que le taux de raccourcissement calculé est très faible dans le temps, et que la déformation correspondait à un plissement de type dysharmonique.

Cette tectonique souple est bien évidemment à mettre en relation avec la nature lithologique du Miocène qui est essentiellement de type argileux.

Toutefois, il n'a pas été possible de réaliser une modélisation sur les profils sismiques nord-sud (RJ), car ces derniers ne traversent pas l'ensemble de la structure de Lalla Zahra et de ce fait aucun modèle cohérent n'a pu être élaboré.

A partir de l'analyse sismique et morphostructurale ainsi que des observations de surface et de l'analyse de la carte MNT, on peut dire que les structures importantes qui se dégagent de ces résultats sont principalement :

- La structure de Lalla Zahra ;
- L'accident de l'Oued Drader (Rhabet Jebilet) ;
- Le graben du Loukkos au Nord.

Pour la structure de Lalla Zahra, deux hypothèses peuvent être émises :

* Soit que cette structure serait le prolongement à terre de la limite Sud du prisme d'accrétion observable en mer (Gutcher, et al., 2006, 2009). Elle serait également le prolongement vers l'Est des rides pré-rifaines.

* Soit qu'elle serait le résultat d'une remobilisation d'un accident ancien du substratum (faille hercynienne du socle) du même style que l'accident de Rabat- Tiflet de direction sensiblement équatoriale.

L'accident de l'Oued Drader qui reste jusqu'à présent une structure sans explication et souvent non représentée ; selon nos travaux et les résultats auxquels on a abouti, il s'agirait du prolongement en surface d'une structure qui résulterait d'un mouvement transpressif de failles listriques (structure en fleurs) et qui serait probablement, là encore, la conséquence de la remobilisation, en profondeur, d'un accident cisailant d'origine hercynienne.

Nous pouvons alors proposer un modèle d'évolution cinématique par comparaison avec les modèles géodynamiques déjà élaborés dans la région du Rharb septentrional par de nombreux auteurs (Tableau IV.1).

Il apparaît alors, assez clairement, que le modèle que nous proposons est assez proche de celui élaboré par Flinch (1993). Cependant il s'en différencie par notre hypothèse de l'existence de phases exclusivement compressives au Pliocène et au Quaternaire.

Par rapport à Litto (2001), nous considérons inversement qu'au Messinien règnent encore une succession de phases compressives et distensives et non pas seulement ces dernières, alors que nous sommes en accord pour admettre les mêmes régimes de contrainte au Pliocène et au Quaternaire.

<i>Ages</i> <i>Auteurs</i>	TORTONIEN		MESSINIEN	PLIOCENE		QUATERNAIRE
	Inf	Sup		Inf	Sup	
Rampnoux (1977)	-		-	-	+	+
Morel (1988 et 1989)	+		+	+		+
Flinch (1993)		+	+	+		
El Morabet (1996)		-	-			
Litto (2001)	+	-	-	+		+
Maychou (2009)	+	-	+	+		+

Tableau IV.1. Synthèse des principales phases distension (-) Compression (+) dans le bassin du Rharb selon différents auteurs.

Au cours de la mise en place de la nappe pré-rifaine (Tortonien inférieur), la région du Rharb est dominée par la mise en place de la nappe pré-rifaine sous un régime tectonique compressif.

A la fin du Tortonien inférieur des témoins d'une extension sont mis en évidence et il semblerait que cela soit en concordance avec la distension reconnue au cours de cette période en mer d'Alboran et également aux effets gravitaires dus à l'élévation des lèvres du rift.

Pendant la période du Tortonien sup - Messinien, on assiste au développement d'un jeu de failles en rameaux, et des failles inverses témoignent de l'existence de phases tectoniques distensives et compressives sous formes de pulsations séparées par des périodes de relaxation. Ces phases tectoniques sont probablement à mettre en relation avec le glissement gravitaire succédé de la nappe pré-rifaine vers le Sud-Ouest, tandis que la nature même des dépôts impliqués dans ce mouvement favorise certainement cette succession de régime de contraintes opposées.

A partir du Pliocène, le régime compressif qui s'installe est corrélatif au rapprochement de la plaque africaine et européenne, ce qui a entraîné la formation de structures plissées à grand rayon de courbure et de chevauchements sur les bordures du front de la nappe pré-rifaine, ainsi que par la mise en place de structures orthogonales aux directions de la compression telles que celles de Lalla Zahra et de l'Oued Drader. Cette déformation compressive (et/ou transpressive) continue jusqu'à nos jours pourrait être reliée aux phénomènes observés en surface et subsurface, illustration d'une néotectonique remobilisant des structures préexistantes plus ou moins enfouies.

Cette néotectonique est également à mettre en relation avec les processus qui se développent sur la marge Nord Ouest atlantique marocaine (partie Sud du Golfe de Cadix) notamment pour ce qui concerne les structures tectoniques à l'origine des glissements gravitaires et à ceux contrôlant le développement du prisme d'accrétion.

Parallèlement, une tectonique argilocinétique très importante a été observée au droit de notre zone d'étude, et celle-ci, couplée à une sismicité relativement active, nous montre combien est complexe le cadre structural de cette région.

Nous pensons, à la lumière de nos résultats, et au manque de données sur certains points, qu'il serait très intéressant, dans le futur, de compléter la couverture sismique de l'ensemble de la région de la lagune de Moulay Bousselham, couvrant également les zones de Lalla Zahra et de l'oued Drader. Couplées à de nouvelles données de terrain et au développement de l'approche modélisatrice, nous aurions probablement là des réponses tangibles à certaines de nos questions restées sans réponse et la possibilité vraisemblable d'intégrer de manière plus précise cette région dans le cadre de la tectonique globale.

Nous pouvons également espérer que les travaux menés actuellement sur la marge apportent leur lot de nombreux éclaircissements à la compréhension des processus dynamiques régionaux.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

A

- * **Aberkane, M.** (1989). Etude des formations quaternaires des marges du bassin du Rharb (Maroc nord occidental). Thèse, Université de Bordeaux I, 290p.
- * **Afian, K.** (1986). Incidence réciproque des structures océaniques et continentales sur l'évolution du domaine Ouest africain (Golf de Guinée et Cote d'Ivoire méridionale). Analyse morphostructurale. Thèse, Université de Bordeaux I, 295 p.
- * **Affian, K.,** Griboulard, R., and Prud'homme, R. (1987). Contrôle structural de la morphologie de la marge ivoirienne et du golfe de Guinée Septentrional. Bull. Inst. Géol. Bassin d'aquitaine, n° 42, p 85- 98.
- * **Aït Brahim, L.,** and Rozanov, M. (1986). Apport de l'analyse morphométrique pour la connaissance de la néostructure de la chaîne rifaine. Bull. Sci. Terre, Rabat, 2, 99-111.
- * **Akil, M.** (1990). Les dépôts quaternaires littoraux entre Casablanca et Cap Beddouza (Méséta côtière marocaine): études géomorphologiques et sédimentologiques. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 417 p.
- * **Allouza, M.** (2002). Evolution morphologique et sédimentologique de la frange littorale de la région de Kenitra. Bilan sédimentaire. Mémoire de fin d'étude (DESA). Fac. Sc. Univ. Kenitra Ibn Tofail. Option géoscience de l'environnement. 102p.
- * **Alouane, M.** (1997). Le Quaternaire marin du Cap Achkar (Tanger, Maroc) : néotectonique et lithostratigraphie. J. Afr. Earth Sci., 25, 3, 391-405.
- * **Andrieux, J.** (1971). La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. Notes et Mém. Ser. Géol. Maroc, Rabat, 235, 155p.
- * **Andrieux, J.,** et Mattauer, M. (1973). Précision sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XV, pp. 115-118.

B

- * **Benmohammadi, A.** (1991). Erosion et sédimentation dans le bassin versant de l'oued Bou Regreg (s. l.). Thèse de Doctorat 3ème cycle, Université Mohamed V, Rabat (Maroc), 244 p.
- * **Benmohammadi, A.,** Griboulard, R., Zourarah, B., Carruesco, C., Mehdi, K., Mridekh, A., El Moussaoui, A., Mhamdi Alaoui, A., Carbonel, P., and Londeix, L. (2007). Hyperactive neotectonic near the South Rifian front Lifted Late Quaternary lagunal deposits (Atlantic Morocco). C. R. Geoscience, 339, 831–839.

- * **Ben Yaich, A.** (1991). Evolution tectono-sédimentaire du Rif externe Centro-Occidental (région de M'sila et Ouazzane, Maroc) : La marge africaine du Jurassique au Crétacé, les bassins néogènes d'avant-fosse. Thèse Doct. d'Etat, Univ. de Pau et des pays de l'Adour, 308p.
- * **Boccaletti, M.,** Gelati, R., Papani, G., Bernini, M., El Mokhtari, J., Moratti, G., 1990. The Gibraltar Arc: An example of a nealpine arcuate deformation connected with ensialic shear zones. *Memoria della Società Geologica Italiana* 45, 409–423.
- * **Bouillin et al .,** (1970). Définition d'un flysh massylien et d'un flysch mauritanien au sein des flysch allochtones de l'Algérie. *C. R Acad. Sci., Paris, 270-D*, pp. 2249- 2252.
- * **Boumaggard, E.H.** (1994). Etude des environnements structuraux et sédimentaires des aires phosphatogénèse associées au courant d'up-welling sur la marge du Golfe de Tehuantepec (Mexique, Pacifique oriental). *Doct. Univ. Bordeaux I*, n° 1083, 310p.
- * **Bonin, J.,** Olivet J.L., et Auzende, J.M. (1975). Structure en nappe à l'Ouest de Gibraltar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 280.
- * **Brad, B.,** Hamelin, M., Arnold, L., Montaggioni, G., Cabioch, G., and Rougerie, F. (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382, 241- 244.
- * **Bruderer, W.,** et Levy, G. (1954). Considération sur la « Nappe pré-rifaine » d'après les travaux de la société chérifienne des Pétroles. *C. R. 19^{ème} Cong. Géol. Int. Alger, 1952*, publ. 1954. Fasc. 21, *Assoc. Serv. Géol. Afri.*, pp. 277- 294.

C

- * **Carruesco, C.,** Raynal, J. P., Texier, J. P., and Ballouche, A. (1984). Formation et évolution du système lagunaire d'Oualidia (Côte Atlantique Marocaine), 10 e R.A.S.T., Bordeaux, S.G.F. éd., p. 121.
- * **Chalouan, A.** (1983). Mise en évidence d'une phase tectonique antéviséenne dans la nappe paléozoïque supérieure du Rif interne (Maroc). *I.G.C.P. 5, Newsletters*, 5 : 38-40.
- * **Chalouan, A.** (1986). Les nappes Ghomarides (Rif Septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la Chaîne Alpine. Thèse Doctoral, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 317 pp.
- * **Chalouan, A.,** Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R., and Saddiqi, O. (2001). The Rif Mountain Building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bull. Soc.Geol. France*, 172, 5, 603-616.

- * **Chaouni, A.** (1996). Apports des données multisources à la compréhension de la cinématique des principales failles de la péninsule de Tanger depuis l'Oligocène supérieur jusqu'à l'actuel ; (Rif septentrional, Maroc). Thèse 3ème Cycle. Univ. Mohammed V, Rabat, 256 p.
- * **Cherkaoui, T.E.** (1991). Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc. Thèse de l'Université Joseph Fourier; Grenoble; 246p.
- * **Cherkaoui, T. E.,** and Asebriy, L. (2003). Le risque sismique dans le Nord du Maroc. Trav. Inst. Sci. Rabat, sér. Géol. & Géogr. phys., n° 21, 2003, p.225-232.
- * **Choubert, G.,** et Marcais. J. (1952). Aperçu structural, in : Géologie du Maroc. Notes et M. Serv. Géol. Maroc, 100, et 19 ème Congr. Géol. Intern., Alger, Monogr. Région., 3è sér. : Maroc, 6, p. 9-73.
- * **Choubert, G.,** et Faure-Muret, A. (1962). Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïque .M.h.Sev., Soc. Géol. Fr., (Livre Mémoire P. FALLOT) Paris, T.1, pp. 447- 527, 12 Schen. Paléogeogr. Coul.
- * **Cirac, P.** (1987). Le bassin sud- rifain occidental au Néogène supérieur. Evolution de la dynamique sédimentaire et de la Paléogéographie au cours d'une phase de comblement. Thèse de Doctorat d'Etat, n° 837. Univ Bordeaux I. 285 p.
- * **Collina-Girard, J.** (1989). Application des techniques de l'analyse cartographique (analyse morphostructurale) : l'exemple du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France). Géologie Méditerranéenne. Tome XVI, n° 4, pp. 321- 340.
- * **Collina-Girard, J.,** and Griboulard, R. (1990). La structuration profonde du plateau de Valensole (Alpes). Apport des analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques. Géol. Médit. XVII, 2,153-171.
- * **Collina-Girard, J.,** and Griboulard, R. (1991). La structuration profonde du Bassin de Valensole (Alpes de Haute Provence). Apports des Analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques. Géol. Medit., Marseille, t. XVII, n° 2, P 153- 171.
- * **Collina-Girard, J.,** and Griboulard, R. (1993). Le réseau de drainage comme marqueur structural : application au plateau de Valensole. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 53, 65-76.
- * **Combe, M.,** Ferre, M., et Thauvin, J.P. (1975). Méséta centrale et Méséta côtière. Ressources en eau du Maroc, plaines et bassins du Maroc atlantique. Note et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, t. 11, n° 231, p 157- 171.
- * **Correa, I.C. S.** (1990). Analyse morphostructurale et évolution paléogéographique de la plate-forme continentale atlantique Sud-brésilienne (Rio grand do sol-Brésil).thèse, Univ. Bordeaux I, France, 247p.

D

***Deffontaines, B.** (1990). Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale ; analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrains ; Application au Nord- Est de la France. Thèse, Univ. Paris VI, France, 230 p.

* **Deffontaines, B.**, Chotin, P., Aït Brahim, L. and Rozanov, M. (1992). Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis. *Geol. Rundsch.*, 81/1, 199-210.

***Delteil, J. R.**, Naudin, J.J, Prud'homme, R., Tempere, C. (1974). Analyse morphostructurale bathymétriques de la zone Sud-Toulon. Ext. Coll. Intern . Expl. Océans, Bordeaux, France. Vol .2, Bx.130, 12p

* **Didon et al ;** (1973). Homologie entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (7), T. XV, n°2, pp. 77-105.

* **Dridri, A.**, and Fedan, B. (2001). Rôle du contrôle structural dans la mise en place du réseau hydrographique de Sebou et d'Inaouène entre Fès et Oued Amlil (Maroc). *Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, 2001, n°23, 67-77.

* **Durand- Delga, M.**, Hottinger, L., Marcais, J., Mattauer, M., Lilliard, Y., and Suter, G. (1960- 1962). Données actuelles sur la structure du Rif. *Mém. h. Ser. Soc. Géol., Fr.* (livre mémoire P. FALLLOT), T. 1, pp. 399-422.

* **Durand-Delga, M.** (1963). Essai sur les structures des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale. *Géol. Rundsch.*, Bd.5-3-2 ; pp 534-535.

* **Durand-Delga, M.** (1980). La méditerranée occidentale : Etapes de genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. In : livre jubilaire Soc. Géol. France. (1830- 1980), *Mem. H. Ser. Soc. Géol. France*, pp. 203- 226.

E

* **El Foughali, A.** (1982). Analyse morphostructurale du plateau continental atlantique marocain de Tanger à Cap Cantin, Maroc. Thèse de 3^{ème} cycle. Univ. Bordeaux I. 115p.

* **El Foughali, A.**, and Griboulard, R. (1985). Les grands traits structuraux et lithologiques de la marge atlantique marocaine de Tanger au Cap Cantin. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 38, 179- 211.

* **El Hatimi, N.**, Duee, G., et Hervouet, Y. (1991). La dorsale calcaire du Haouz: ancienne marge continentale passive téthysienne (Rif, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*. 162, (1), pp 79-90.

* **El Mourabet, M.** (1996). Evolution structurale du Prérif occidental et des bassins du Saiss et du Rharb du Trias au Néogène, basée sur les données de subsurface (sismique réflexion et Gravimétrie). Thèse d'études supérieures de troisième cycle. Univ Mohammed V. Rabat. 191p.

* **Endignoux, L.** (1989). Une Modélisation numérique de l'évolution cinématique et thermique des structures chevauchantes. Application à l'équilibrage des coupes géologiques (Apennins, Appalaches, Jura, prisme de la Barbade). Université Joseph Fourier-Grenoble 1 - V-196 p.

* **Endignoux, L.** (1990). The use of a forward kinematical model in the construction of balanced cross-sections. *Tectonics*, 9: 1249-1262.

* **Erico, F.** (1991). Etude de synthèse géologique et géophysique du bassin du Gharb. Rapport inédit de l'Office National de la Recherche Pétrolière. Rabat. Maroc.

F

* **Fontas, P.** (1983). Morphogénèse et évolution d'une marge active. Unité morphostructurale et contrôles géologiques de la marge orientale Caraïbe. Thèse de 3ème cycle Univ. Bordeaux I.

* **Faugères, J. C.** (1978). Les Rides sud-rifaines. Evolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine. Thèse Doct. d'Etat. Univ. Bordeaux I, 780p.

* **Feinberg, H.,** and Lorenz, C. (1970). Nouvelles données stratigraphiques sur le Miocène supérieur et le Pliocène du Maroc nord- occidental. *Notes Serv. Géol. Maroc*, t. 30, n° 225, pp 21-26, 1 fig., 1 fig. h.t.

* **Feinberg, H.** (1986). Les séries tertiaires du Prérif et des dépendances post-tectoniques du Rif. (Maroc). Thèse. Doct. Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse n° 798, 202 p.

* **Feinberg, H.** (1986). Les séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, n°315, 192 p.

* **Flinch, J.** (1993). Tectonic evolution of the Gibraltar arc. PH. D. Thesis, Rice University, Houston, 381 p.

* **Flinch, F.J.,** (1996). Accretion and extensional collapse of the external Western Rif (Northern Morocco). In: Ziegler, P. A & Horvath, F. (eds): Peri-Tethys Memoir 2: Structure and prospects of Alpine basins and Forelands. *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, 170, 61- 85.

- * **Fraissinet, C.** (1989). Les étapes de la structuration récente du Haut Atlas calcaire (Maroc). Analyses des rapports entre raccourcissement et surrection au sein d'une chaîne intracontinentale. Thèse ès-Sciences, Univ. Paris XI, 280 p.
- * **Frizon de Lamotte, D.** (1985). La structure du Rif oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. Thèse Es- Science, Mém. Sc. Terre, Univ. P et M. Curie, Paris, n° 8503, 436p.
- * **Froidefond, J. M.** (1975). Analyse cartographique de la bathymétrie du proche plateau continental de la baie de Rufisque (Sénégal).Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Bx I, n°1206, 97 p.

G

- * **Gottfried, G.** (2001). « European Macroseismic Scale 1998 », Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie.Vol. 15. 1998 ; édition Française Angrès Levret. Luxembourg.
- * **Gottis, M.,** et Prud'homme R. (1962). Propos sur la tectonique vivante. Quelques particularités du réseau hydrographique aquitain et leurs relations avec les mouvements tectogénétiques récents. P. v. Soc. Linn., Bordeaux, vol. 100p. 33-38, 3fig.
- * **Gribouard, R.** (1980). Relation entre morphologie, tectonique et lithologie dans le domaine côtier et sous-marin de la Meseta septentrionale marocaine. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Bordeaux I, n°1601, 117p, 21cartes.
- * **Gribouard, R.** (1983). Analyse morphostructurale de la Méséta côtière septentrionale et du proche plateau continental (Maroc). Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, 33, 25 p.
- * **Gribouard, R.** et Prud'homme, R. (1985). Apport des analyses de morphométrie dans la connaissance des structures profondes en domaine océanique. Application à deux types de marges. Réunion spéc. Soc. Géol. Fr. Bordeaux, résumé.
- * **Guilcher, A.** (1954). Morphologie littorale et sous-marine. Paris- Presse –Univ.Fr., Coll. « Orbis », 216 p.
- * **Gutscher, M. A.,** Baptista, M. A., and Miranda, J. M. (2006). The Gibraltar Arc seismogenic zone (part2): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 lisbon earthquake provided by Tsunami modelling and seismic intensity. Tectonophysics 424, 153-166.
- * **Gutscher, M. A.** (2009). Tectonic shortening and gravitational spreading in the Gulf of Cadiz accretionary wedge: Observations from multi-beam bathymetry and seismic profiling. Marine and Petroleum Geology, Volume 26, Issue 5, Pages 647-659.

* **Gvin, V.**, and Filosofov, V.P. (1965). Using one order valley length maps to predict structures in the northern part of vilga- Urals petroliferous province. Traduit in Doklady of Akad. Nauk S.S.S.R., 1965, Janv-Fev. In earth. Sc. Sect., vol. 160, n° 1 à 6.

H

* **Harding, T.P.** (1974). Petroleum traps associated with wrench faults: AAPG Bulletin, v.58,p. 1290- 1304.

* **Harding, T.P.** (1983). Divergent wrench fault and negative flower structure, Andaman Sea, in Siesmic experession of structural styles – a picture and work atlas: AAPG Studies in Geology 15, v. 3, p . 3.3 – 13 to 3.3 – 18.

* **Harding, T.P.** (1985). Seismic characteristics and identification of Negative Flower structures, Positive Flower Structures, and Positive Structural Inversion. The American Association of Petroleum Géologists Bulletin. V. 69, P. 582-600, 13 Figs.

* **Hernandez-Molina, J.**, Llave, E., and Somoza, L. (2003). Looking for clues to paleoceanographic imprints, diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. Geology, 31, 19-22.

* **Horton R.E.**, (1945). Erosional development of streams and their drainage bassins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Bull. Geol. Soc. Am. , New York, 56 275-370.

* **Howard, A. D.** (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, 51 (11) 2246-3428.

J

* **Jaaidi, E.** (1981). Les environnements sédimentaires actuels et pléistocènes du plateau continental atlantique Marocain entre Larache et Agadir. Thèse. Univ. Bordeaux. 189p.

* **Jaaidi, E.** (1993). La couverture sédimentaire post- glaciaire de la plate-forme continentale atlantique oust-rifaine (Maroc Nord-Occidental): exemple d'une séquence transgressive. Thèse, Université Mohammed V, Faculté des Sciences de Rabat, 297p.

* **Jamison, W.** (1987). Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. Journal of Structural Geology, Volume 9, Issue 2, 1987, 207-219p.

* **Jeannette, A.** (1965). Carte géotechnique de la Méséta côtière à l'Est de Casablanca (1/50000°). Notes et Mémoire. Serv. Géol., Maroc, Rabat, n° 180 et 180 bis.

K

- * **Killi, M.**, El Mansouri, B., Chao, J., et Ait Fora, A. (2007). Bilan hydrique des sols et recharge de la nappe profonde de la plaine du Gharb (Maroc). Article scientifique, *Sécheresse* 2008 ; vol. 19, n° 2, 145-151.
- * **Kornprobst, J.** (1974). Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 251 : 256p.
- * **Krijgsman et al.**, (2004). Revised astrochronology of the Ain el Beida section (Atlantic Morocco): no glacio-eustatic control for the onset of the Messinian Salinity Crisis, *Stratigraphy* 1 (2004), pp. 87–101.

L

- * **Lajat, D.**, Biju-Duval, B., Gonnard, R., Letouzey, J., et Winnock, E. (1975). Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc bético-rifain. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVII, N°4.
- * **Le Blanc, D.** (1977). Stratigraphie et structure du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 2, pp 319- 330.
- * **Le Blanc, D.** (1979). Etude géologique du Rif externe orientale au Nord de Taza, Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. 281, 166p.
- * **Le Blanc, D.** (1990). Tectoniques extensive contemporaine de charriages sur la bordure autochtone du Rif oriental. *C. R. Acad. Sci., Paris, T. 311, Série II*, pp. 1437- 1441.
- * **Le Coz, J.** (1964). Le Rharb, Fellahs et colons. Étude de géographie régionale. Tome 1 : Les cadres de la nature et de l'Histoire, thèse d'État, Rabat, Maroc, 482 p.
- * **Le Fèvre, D.**, et Raynal, J.P. (2002). Les formations plio-pléistocènes de Casablanca et la chronostratigraphie du Quaternaire marin du Maroc revisités. *Quaternaire*, 2002, volume 13, 1, 9-21.
- * **Le Pape, S.** (1998). Analyse et quantification du réseau hydrographique. Le réseau hydrographique comme objet vectoriel. Mémoire, Pau, pp 66.
- * **Le Roy, P.** (1997). Les bassins ouest-marocains : leur formation et leur évolution dans le cadre de l'ouverture et du développement de l'Atlantique central (marge africaine). Thèse, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 327p.
- * **Lespinasse, P.** (1975). Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (Centre de la chaîne rifaine, Maroc). Thèse. Univ. Paris. VI, 248 p.
- * **Litto, W.** (2001). Apport de la sismique réflexion et des diagraphies à l'étude de l'évolution géodynamique d'un bassin Néogène à potentiel pétrolier. Exemple de la marge Nord du Bassin du Gharb (avant-pays du Rif, Maroc). Thèse, Université Mohammed V, Rabat, Maroc, 212p.

M

- * **Marcais, J.**, et Suter, G. (1966). Aperçu structural sur la région du Rif oriental. Notes Serv. Géol. Maroc, T. 27, N. 198, pp.35- 42.
- * **Marchès, E.** (2008). Le système contournitique de la marge de l'Algarve : processus sédimentaires et enregistrement au cours du Quaternaire. Thèse. Université de Bordeaux I, France, 303p.
- * **Martin, J.**, Mercier, E. (1994). L'accommodation locale: une solution alternative au problème de la conjonction des plans de kinks dans l'équilibrage d'une coupe (exemple dans le Jura externe). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes. ISSN 1251-8050, vol 318, N°8, pp. 1111-1115.
- * **Maurer, G.** (1968). Les montagnes du Rif central. Etude géomorphologique. Trav. Inst. Sc. Chérif., Rabat, Ser. Géol. et Géogr. Phys., 14, 500 p.
- * **Ménard, G.** (1988). Méthodologie générale de construction des coupes équilibrées. In : l'équilibrage des coupes géologiques : buts, méthodes et applications Ed. J. P. Gartier. Rennes, C.A.E.S.S. p. 5-25.
- * **Mercier, E.** (1992). Une évolution possible des chevauchements associés aux plis de propagation : le transport sur le plat (modélisation et exemple). Bull. Soc. Géol. France, 163, 6,713-720.
- * **Mercier, E.** (1995). Les plis de propagations de rampes : cinématique, modélisation et importance dans la tectogenèse. Thèse d'habilitation, Univ. Cergy-Pontoise.
- * **Mercier, E.**, Rafini, S., & Ahmadi, R. (2007.). Folds kinematics in "fold and thrustbelts". The "hinge migration" question, a review. In O. Lacombe & J. Lavé & F.Roure & J. Vergès (Eds.), Thrustbelts and Foreland Basins: Springer: Berlin, 135-147.
- * **Michard, A.** (1976). Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N. 194, pp. 123- 181.
- Milliard, Y.** (1959). Sur la présence d'assises carbonifères dans le massif paléozoïque interne du Rif. C.R.Acad. Sci., Paris, 249, pp ; 1688- 1690.
- * **Morel, J.J.** (1988). Evolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes. Mémoire Géodiffusion, Paris, 4, 584 p.
- * **Morel, J. L.** (1989). Etats de contrainte et cinématique de la chaîne Rifaine (Maroc) du Tortonien à l'actuel. Geodinamica Acta (Paris), 3, 4, pp 283-294.

N

* **Naudin, J.J** et Prud'Homme, R. (1973). La magnitude des réseaux d'entailles. Relation avec l'environnement géologique. Bull. I.G.B.A., Bordeaux, n°13, p. 117-128.

O

* **ONHYM**. Extension de l'étude de synthèse géologique et géophysique du Bassin du Rharb pour la société Chérifienne des Pétroles. Livre A : Texte. Fév. 94.

P

* **Piqué, A.** (2001). Geology of Northwest Africa. Eds. Borntreager, G., Berlin- Stuttgart, 2001, 310p.

* **Prud'homme, R.** (1972). Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au Golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. Mémoire de l'institut de géologie du bassin d'Aquitaine. Thèse d'Etat, Bordeaux 1, France, 405 p.

* **Prud'homme, R.** Tempere, C., Delteil, J-R. et Naudin, J-J. (1974). Analyse morphostructurale bathymétrique de la zone Sud-Toulon. Extrait du : colloque International sur l'Exploitation des Océans. (Bordeaux – France – Octobre 1974). Vol.2Bx130, 12p.10fig.h.t.

R

* **Rampnoux, J. P.**, Angelier, J., Colletta, B., Fudral, S., Guillemin, M., et Pierre, G., (1977). L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. Les résultats de l'analyse structurale du Maroc. Bull. Soc. Geol. France, 19, n° 3, pp. 594-599.

S

* **Scheidegger, A.E.** (1965). The algebra of stream-order numbers. U.S. Geol. Prof. Paper. Washington, 523 B, p 187- 189.

* **Shreve, R. L.** (1966). Statistical law of stream numbers. Journal of Geology, London, 74 (1): 17- 37.

* **Strahler, A. N.** (1952). Mapping end statistical analysis of ground surface slope. Bull. Géol. Soc. Am., New York, 63: 1301.

* **Strahler, A. N.** (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: « Handbook of applied hydrology », Chow V. T. (Edit). Mac Graw- Hill, New-York, sect. 4-II, p 40- 76.

- * **Suppe, J.** (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, Vol. 283, September, 1983, P. 684-721.
- * **Suter, G.** (1965). La région du moyen Ouergha (Rif, Maroc). Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique. *Not. & Mém. Serv. Géol. Maroc*, t 24, 183, 7-17.
- * **Suter, G.** (1980). Carte géologique de la chaîne rifaine au 1/500.000. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 245a.

T

- * **Tejera de León, J.** (1993). Les bassins néogènes d'avant-pays du Rif externe occidental liés à la transformante Jebha-Arbaoua (Maroc). Thèse d'Etat, Univ. Pau, France, 323 p.
- * **Thauvin, J. P.** (1964). Monographie hydrographique de la Maamora. Notes et Mémoire du Services Géologique du Maroc, Rabat, n°4, 120 p.
- * **Tilloy, R.** (1955). Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Souk El Arbâa du Gharb, feuille d'Ouezzane. Notes et Mémoires. N° 104 bis et 105 bis.

V

- * **Vidal, P. R.,** Mitchum, J., and Todd, R. G. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: *Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., Tulsa, 26, pp.49- 212.
- * **Vidal, J.C.** (1977). Structure actuelle et évolution depuis le Miocène de la chaîne rifaine (partie Sud de l'arc de Giblartard). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 19, 4 : 789- 796.

W

- * **Weisrock, A.** Delibrias G. Rognon P., et Groude-Gaussen G. (1985). Variations climatiques et morphogénèse au Maroc atlantique (30-33°N) à la limite Pléistocène-Holocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, I, 4, 565-569.
- * **Wernli, R.** (1977). Les foraminifères planctoniques de la limite moi-pliocène dans les environs de Rabat (Maroc). *Eclog. Géol. Helv.*, V. 70/ 1, pp. 143-191.
- * **Wernli, R.** (1987). Micropaléontologie du Néogène Post-Nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 331, 270 p.
- * **Wildi, W.** (1981). Le Ferrysh : cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord- ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc). *Eclog. Géol. Helv.*, Vol. 74/2, pp. 481- 527.

* **Wildi, W.** (1983). Lachaine Tello-Rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie), structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., Vol. 24, Fasc.3, pp. 201-297.

Z

* **Zitellini, N.** Gràcia, E. Matias, L. Terrinha, P. Abreu, M.A. DeAlteriis, G. Henriet, J.P. Dañobeitia, J.J. Masson, D.G. Mulder, T. Ramella, R. Somoza, L. Diez, S. (2009). The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. Earth and Planetary Science Letters. Article in press. EPSL-09601; No of Pages 28.

* **Zouine, M.** (1993). Géodynamique récente du Haut Atlas ; évolution de la bordure septentrionale et Moyen-Atlas sud-occidental au cours du Cénozoïque. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V, Rabat. 308 p.

* **Zouhri, L.** Lamouroux, C. Vachard, D. and Piqué, A. (2002). Evidences of flexural extension of the Rif Foreland: The Rharb- Mamora Basin (Northern Morocco). Bull. Soc. Géol. France. 173 : 509- 514.

LISTE DES FIGURES

Partie I :

Figure I.1. Cadre structural général.....	15
Figure I.2. Localisation géographique des principales régions du bassin sud-rifain occidental (Cirac, 1985).....	16
Figure I.3. Carte géologique simplifiée.....	17
Figure I.4. Disposition des chaînes alpines autour de la Méditerranée Occidentale.....	18
Figure I.5. Carte géologique simplifiée du Rif. (Suter, 1980 : carte géologique du Rif au 1/500000).....	19
Figure I.6. Principales unités structurales du Rif septentrional.	20
Figure I.7. Modèle de mise en place de la Nappe prérifaine dans le Domaine Externe du Rif (Flinch, 1993).	23
Figure I.8. Localisation du Bassin du Rharb.....	25
Figure I.9. Unités morphologiques de la plaine du Rharb (Allouza, 2002).....	26
Figure I.10. Carte pédologique de la plaine du Rharb (Kili et al., 2007).....	28
Figure I.11. Précipitation et température moyennes sur le secteur du Rharb.....	29
Figure I.12. Colonne stratigraphique des formations néogènes du Bassin du Rharb.....	30
Figure I.13. Log stratigraphique du bassin du Rharb (Flinch 1993).....	31
Figure I.14. Courbe eustatique du Néogène (Cirac, 1985).....	32
Figure I.15. Courbe eustatique et alternance de phases climatiques du Quaternaire récent...36	
Figure I.16.A. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 18000 et 13000 ans.....	37
Figure I.16.B. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 13000 et 11000 ans.	38
Figure I.16.C. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 11000 et 10000 ans.	38
Figure I.16.D. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 10000 et 6000 ans.	39
Figure I.16.E. Modèle d'évolution de la sédimentation de la plate-forme NW marocaine. Entre 6000 BP et l'Actuel.	40
Figure I.17. Esquisse de la dualité des principaux facteurs contrôlant la sédimentation transgressive sur la plate-forme continentale Ouest-Rifaine.....	41
Figure I.18. Carte tectonique simplifiée avec les unités sédimentaires composant « l'olistostrome/prisme d'accrétion » (Marchès, 2008).	44
Figure I.19. Carte tectonique dérivée de la carte bathymétrique avec une interprétation structurale (Zitellini et al 2009).....	45
Figure I.20. Compilation des multi-bandes SWIM (Zitellini et al 2009).....	46
Figure I.21. Carte Géologique simplifiée de la Méséta nord-occidentale (Michard, 1976)...47	
Figure I.22. Carte des intensités maximales ressenties dans le Nord du Maroc entre 1901 et 2000. (Cherkaoui, 2003).	49
Figure I.23. Carte des intensités maximales ressenties en tenant compte des données historiques (Cherkaoui, 2003).	49
Figure I.24. Carte de sismicité générale de l'arc de Gibraltar et le Rif (1901-1998). Ne sont représentés que les séismes dont la magnitude ≥ 3.5 . (Cherkaoui et al 2003).	50

Partie II :

Figure II.1. Construction d'une surface régionale.	56
Figure II.2. Construction d'une surface enveloppe.	58
Figure II.3. Discordance.	61
Figure II.4. Stades d'un cycle d'érosion.	62

Figure II.5. Phénomène d'antécédence.	63
Figure II.6. Phénomène de surimposition.	63
Figure II.7. Les grands systèmes fluviaux (Le Pape 1998, modifiée).	64
Figure II.8. Chenal unique.	65
Figure II.9. Chenal tressé.	65
Figure II.10. Chenal méandriformes.	65
Figure II.11. Chenal anastomosé.	66
Figure II.12. Classification descriptive: types de base du réseau hydrographique (Howard, 1967).	66
Figure II.13. Classification descriptive: types modifiés de réseau hydrographique (Howard, 1967).	69
Figure II.14. La classification génétique, (Davis et Powell in Le Pape, 1998).	70
Figure II.15. Rivière subséquente.	70
Figure II.16. Rivière consécutives et subséquentes.	71
Figure II.17. Classification des anomalies de drainage.	73
Figure II.18. Systèmes hiérarchiques.	75
Figure II.19. Schéma interprétatif des relations observées entre les structures enfouies et le réseau d'entailles (Collina-Girard et Griboulard, 1990).	78
Figure II.20. Incidence de l'oubli de quelque drain sur la hiérarchisation.	81
Figure II.21. Difficulté de hiérarchisation dans les zones marécageuse.	81
Figure II.22. Cadre géologique simplifié de la zone étudiée (R. Tilloy 1955, modifiée).	86
Figure II.23. Schéma d'assemblage des cartes topographiques au 1/50 000è étudiées.	87
Figure II.24. Surface régionale lissée de la région d'étude.	89
Figure II.25. Carte de la surface enveloppe des points hauts.	90
Figure II.26. Carte d'analyse de la surface enveloppe des points hauts.	92
Figure II.27. Réseau Hydrographique de la région d'étude.	94
Figure II.28. Hiérarchisation de la région d'étude.	95
Figure II.29. Typologie de réseau de drainage de la région d'étude.	96
Figure II.30. Principe d'élaboration des anomalies de drainage (In Boumaggard, 1994).	98
Figure II.31. Répartition des anomalies de drainage.	100
Figure II.32. Rosace de fréquences des directions des anomalies de drainage.	100
Figure II. 33. Rosace des fréquences d'anomalies des drains de l'Ordre 3.	101
Figure II.34. Rosace des fréquences d'anomalies des drains de l'Ordre 4.	102
Figure II.35. Carte des linéaments hydrographiques.	103
Figure II.36. Rosace de fréquences des directions des linéaments hydrographiques.	104
Figure II.37. Carte de répartition des longueurs des drains de l'ordre 3.	105
Figure II.38. Carte synthétique des principales structures révélées par l'analyse morphostructurale.	106
Figure II.39. Modèle Numérique de Terrain de la région d'étude.	107
Figure II.40. Combinaison du MNT et de la carte du réseau hydrographique de la région.	109
Figure II.41. Superposition et compartimentage des linéaments détectés sur le Modèle Numérique de Terrain (MNT).	110

Partie III :

Figure III.1. La continuité des réflecteurs.	120
Figure III.2. Profil montrant le piège d'interprétation géométrique.	122
Figure III.3. Types de réflecteurs sismiques.	123
Figure III.4. Les différents types de failles.	125
Figure III.5. Exemple de structure plissée.	127
Figure III.6. Structure de plate-forme, de Graben et de Horst (A, B).	128

Figure III.7. Localisation des profils sismiques et des forages utilisés dans l'étude de la marge Nord du bassin du Rharb.	129
Figure III.8. Puits RJB3.....	131
Figure III.9. Analyse de vitesse Puits dans le RJB-3.....	132
Figure III.10. Biostratigraphie dans le puits RJB 3 (In flinch 1993).	132
Figure III.11. Profil sismique 93GH62 illustrant les réflecteurs sismiques et les unités sismiques de dépôts.....	134
Figure III.12. Interprétation de la section transversale du profil sismique 93GH 62.....	137
Figure III.13. Coupe sismique de la section transversale 93GH 63.....	138
Figure III.14. Coupe sismique de la section transversale 93GH 64.....	140
Figure III.15. Coupe sismique de la section longitudinale 93GH 66.....	141
Figure III.16. Coupe sismique de la section longitudinale RJ1.....	143
Figure III.17. Coupe sismique de la section longitudinale RJ2.....	145
Figure III.18. Coupe sismique de la section longitudinale RJ3.....	147
Figure III.19. Carte structurale de la partie Nord du bassin du Rharb (Flinch 1993).....	149

Chapitre II :

Figure III.20. Notion de coupe équilibrée (simulation indirecte) (Menard, 1988).....	154
Figure III.21. Méthode de calcul de la profondeur du niveau de décollement.....	155
Figure III.22. Exemple de pli dysharmonique d'après Mercier (1995).....	157
Figure III.23. Nomenclature usuelle dans l'équilibrage des coupes.....	158
Figure III.24. Pli de rampe.....	159
Figure III.25. Duplex.....	159
Figure III.26. Évolution cinématique du pli de propagation et répartition du cisaillement sur les deux flancs (Mercier, 1995).....	160
Figure III.27. Profil sismique 93GH63.....	165
Figure III.28. Profil sismique à modéliser.....	166
Figure III.29. Profil sismique modélisé.....	166
Figure III.30. Relation Amplitude, pendage et Raccourcissement. (Ahmadi et Mercier en préparation).....	167
Figure III.31. Principales formations profondes reconnus par la géophysique.....	169

LISTE DES TABLEAUX

Partie I :

Tableau I.1. Quaternaire Marocain (In Griboulard, 1980).....	34
Tableau I.2. Le cycle Mellahien d'après les données du proche plateau, du domaine lagunaire, estuarien et littoral. (Carruesco et al., 1985).....	40

Partie II :

Tableau II.2. Corrélation entre ordre cartographique, ordre réel et échelle du document.....	80
---	----

Partie III :

Tableau III.1. Conversion XY appliquée au profil 93GH63.....	163
Tableau III.2. Résultats des corrections faites sur les profils sismiques.....	164
Tableau III.3. Calcul des paramètres du Raccourcissement.....	168

Partie IV :

Tableau IV.1. Synthèse des principales phases distension (-) Compression (+) dans le bassin du Rharb selon différents auteurs.....	176
---	-----

Résumé : Le présent travail porte sur l'étude de la marge nord du Bassin du Rharb entre les embouchures des oueds Loukkos et Sebou et les formations rifaines vers l'Est. L'évolution géologique récente de ce domaine est particulièrement complexe, cette région étant située entre les structures orogéniques du Rif et les formations stables hercyniennes de la Méséta Septentrionale vers le Sud. De plus, dans le cadre de la tectonique globale, nous devons également tenir compte des effets de la convergence Afrique-Europe et du développement, dans le Golfe de Cadix d'un important prisme d'accrétion tectonique compliqué d'épaisses séries mises en place à la faveur de grands glissements gravitaires.

C'est dans ce contexte que nous avons menée, dans un premier temps, une analyse morphostructurale des données topographiques, en nous basant sur l'élaboration d'un SIG et les analyses des éléments de surfaces et des réseaux hydrographiques. Le document de synthèse nous a permis de mettre en évidence plusieurs éléments remarquables en particulier la forte incidence de la tectonique rifaine dans le Nord et le Nord-Est, l'existence d'une zone déprimée marquant la basse vallée du Loukkos et la présence d'orientations structurales Est-Ouest vers le Sud au niveau de la Lagune de Moulay Bouselham. Nous nous sommes attachés ensuite à traiter quelques profils de sismique réflexion de la partie sud de notre étude afin de coupler cette analyse à un essai de modélisation de la déformation. On constate alors que le raccourcissement, dans cette région, est excessivement faible. Nous devons donc admettre que l'ensemble des structures observées est à mettre en relation avec une succession de phases de compression auxquelles succéderont des phases de distension. Ces mouvements tardifs de relaxation généralisée sont largement favorisés par la présence, en profondeur, de niveaux de dysharmonie (marnes et argiles du Tortonien et du Messinien). Enfin, il apparaît clairement que la région de la lagune de Moulay Bouselham est à assimiler à un diverticule septentrional du grand bassin subsident de la plaine du Rharb et qu'elle constitue vraisemblablement une frontière morphostructurale majeure (limite du front de déformation ?) avec la présence de l'accident de l'Oued Drader et la structure de Lalla Zarha.

Mots Clés : Analyse morphostructurale, sismotectonique, modélisation, Rharb septentrional, domaine sud-Rifain, Moulay Bouselham, Maroc.

Abstract : The present work is about the survey of the north boundary of the Rharb Basin between the mouths of the Loukkos and Sebou rivers and the rifian formations toward the East. The recent geological evolution of this domain is especially complex, this region being situated southwards between the orogenic structures of the Rif and the steady variscan formations of the Méséta. Besides, in the setting of the global tectonics, we must also take account of the effects of the Africa-Europe convergence and the development, in the Gulf of Cadix of an important tectonic accretionary prism complicated of thick sets setting up to the favour of gravitational slumps.

It is in this context that we led in a first time a morphostructural analysis of the topographic data, while basing us on the development of a GIS and the analyses of the surficial and hydrographic networks elements. The document of synthesis allowed us to put in particular in evidence several remarkable elements like the strong impact of the rifian tectonic in the North and the Northeast, the existence of a prominent depressed zone near the low valley of the Loukkos and the presence of East-west structural orientations southwards to the level of the Lagoon of Moulay Bouselham. We tried then to treat some profiles of seismic reflection of the south part of the survey in order to coupled this analysis to a test of modelling of the deformation. One notes whereas the shortening, in this region, is excessively weak. We must admit therefore that the set of the structures observed is to put in relation with a succession of compressional phases to which will follow phases of distension. Are these belated movements of relaxation done generalize encouraged extensively by the presence, in depth, of disharmonic levels of (marls and clays of the Tortonian and the Messinian). Finally, does it appear clearly that the region of Moulay Bouselham is to assimilate to a northern diverticulum of the big subsident basin of the Rharb and that it constitutes a presumably major morphostructural boundary (limit of the deformation front?) with the occurrence of the the Drader fault and the structure of Lalla Zarha.

Key-Words: Morphostructural analysis, sismotectonic, modelization, Northern Rharb, South Rifian Domain, Moulay Bouselham, Morocco.