



N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran Es-Sénia

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire

Laboratoire :

Thèse d'état

Présenté pour l'obtention du grade de
Thèse d'Etat en Sciences de la Terre

Option : Géodynamique des Basins Sédimentaires

Titre

**Etude sismotectonique du littoral oranais
- Contribution à l'aléa sismique**

Par :

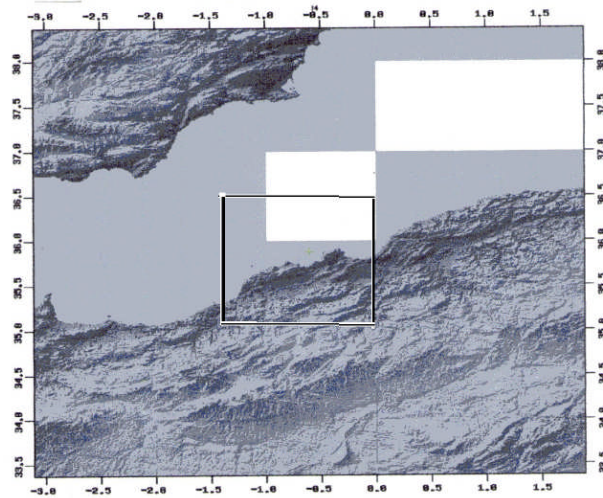
Abdelmansour NADJI

Soutenu le : 27/09/2010, devant la commission d'examen :

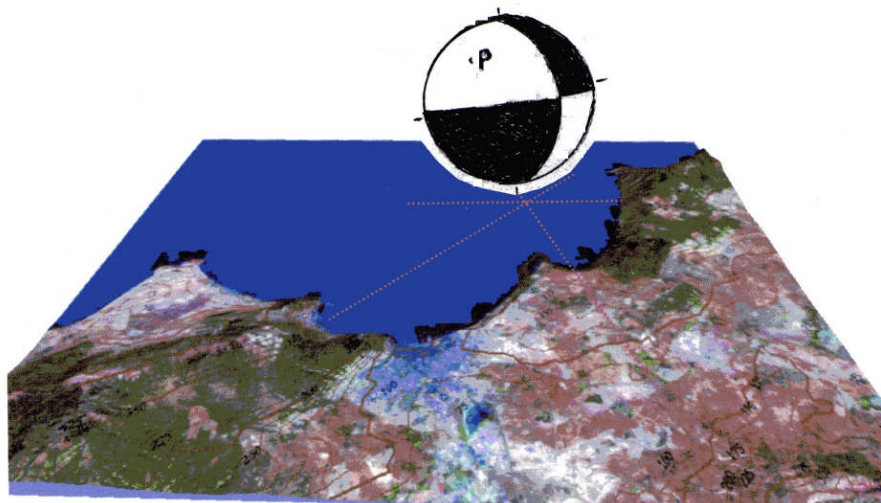
Noms et Prénoms	Grade	Etablissement	Qualité
MAHBOUBI M'hamed	Professeur	Université d'Oran	Président
BENHALLOU El Hadj	Professeur	U.S.T.H.B - Alger	Rapporteur
BEZZEGHOUD Mourad	Professeur	Université d'Evora (Portugal)	Co-rapporteur
MEGHRAOUI Mustapha	Professeur	Université de Strasbourg (France)	Examineur
BENHAMOU Miloud	Professeur	Université d'Oran	Examineur
AYADI Abdelhakim	Maître de C.(A)	(CRAAG – Alger)	Invité

Oran .le : 27/09/2010

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



Etude sismotectonique du littoral oranais
- Contribution à l'aléa sismique



Remerciements

Tout d'abord, je tiens à rendre un vibrant hommage à la mémoire du regretté Professeur Mekahli Larbi, Doyen de la FSTGAT, Directeur du Labo et Président du premier jury, proposé en décembre 2007. Comme j'exprime toute ma gratitude et mon profond respect à sa personne pour tous les efforts consentis, depuis la première post graduation jusqu'à la présente thèse.

Je tiens à remercier tous mes enseignants universitaires de la Faculté des Sciences de la terre de Géographie et d'Aménagement du Territoire et les membres de jury; plus précisément à Messieurs:

Le Prof. Mahboubi M'hamed, pour avoir accepté de présider ce jury et pour avoir accordé le premier co-encadrement et pour l'aide précieuse qu'il m'a apporté pour ma première note éditée à d'ORGM(2001); traitant la stratigraphie des terrains tertiaires en Algérie. J'apprécie beaucoup sa sérénité et sa rigueur sur terrain.

Le Prof. Benhallou El-Hadj qui a assuré le suivi de cette thèse depuis 1997; du temps où il en était le Directeur de Recherche du CRAAG; à Bouzaréaa, et qui m'a accordé l'aval du thème de la thèse et sa confiance pour entamer ce travail. Je le remercie une autre fois pour ses orientations sages et très objectives.

Le Prof. Bezzeghoud co-Directeur, qui m'a permis d'accéder à la consultation des données de sources sismiques au sein de son laboratoire à Evora, où durant mes séjours j'ai eu le privilège de collaborer avec ces collègues Chercheurs portugais de l'Université d'Evora.

Le Prof. Benhamou Miloud, sédimentologue et géo dynamicien de notre Faculté des Sciences de la terre que je remercie pour avoir bien accepté l'examen de la thèse. C'est un privilège pour moi que je puisse avoir une composante de jury qui répond parfaitement aux différents profils de ce travail. Je tiens à le remercier une autre fois pour sa grande patience.

Le Prof. Meghraoui Mustapha, tectonicien et géophysicien de l'Université de Strasbourg, que j'ai l'honneur qu'il soit membre de jury et examinateur de mon travail. Je tiens vivement à le remercier sur sa dernière visite au Département. Je le remercie encore une autre fois pour sa bonne volonté de collaborer avec notre faculté des Sciences de la Terre.

Le Dr. Ayadi, Directeur de Recherche au centre du CRAAG; de Bouzaréaa d'Alger, qui m'a beaucoup aidé depuis la postulation du sujet de cette thèse (1997) et grâce à sa compréhension et son expérience en sismologie, j'ai pu combler plusieurs lacunes du catalogue de la sismicité régionale. Aussi, je tiens à le remercier sur la sérénité et sa rigueur dans le travail.

En fin, je ne peux oublier le soutien moral de mes collègues de l'équipe des risques naturels, Mrs. Mansour, Foukrache, Zeroual et mes collègues enseignants et chercheurs du Département de Géologie.

TABLE DES MATIERES

Avantpropos	01
Premier Chapitre -GEOLOGIE REGIONALE DU LITTORAL ORANAIS	
I- Contexte structural du système 'socle-couverture'	05
II-Cadre géologique régional du littoral oranais	06
III - Cadre géodynamique et structural	12
III-1 Synthèse géodynamique	12
III-2 Cadre structural de la tectogenèse du Sahel oranais	13
Conclusion	16
Deuxième Chapitre ETUDE MORPHO STRUCTURALE DU SAHEL ORANAIS	
Introduction	17
I. Historique des études géologiques sur l'Oranie (par période)	18
II. Cadre morpho structural	21
II-1 Interprétation de la fracturation tectonique	28
II-2 Synthèse morpho structurale	36
II-3 Elément néotectonique de la fracturation du littoral oranais	40
II-4 Elément géo spatial (télé-détection)	39
- traitement spécifique des données	42
- réalisation d'une composition colorée	43
- résolution spectrale (choix des canaux)	45
- interprétation de la fracturation tectonique affectant le bassin de la Sebkhah	49
III. Cadre structural de la région littoral	52
III-1 -Analyse micro tectonique synthétique de la région	54
III-2 Répartition des tenseurs tectoniques sur le littoral oranais	60
III-3 Modèle tectonique régional	68
Conclusion structurale	70
Troisième Chapitre -MODELES DE RECONNAISSANCE THEMATIQUE	
I. Elément géo mécanique (Introduction)	73
I-1. Système contrainte rupture	74
I-2. Amorce d'une rupture	75
I-3. Rupture-glisement	77
II. Analyse de la déformation mixte	78
II-1. Modèle géo mécanique de la fracturation	78
II-2. Evolution de la déformation en profondeur	82
Conclusion géo mécanique	87

III. Prospection et interprétation géophysique	88
III-1 Prospection géosismique	88
1-1 Dispositif d'investigation sismique	88
1-2 Détermination de la vitesse des terrains.....	90
1-3 Analyse des profils géosismiques	92
1-4 Interprétation des données sismiques	95
1-5 Méthode réciproque GRM (généralisée).....	100
III-2 Prospection géo électrique.....	112
2-1 Méthode d'investigation électrique.....	112
2-2 Interprétation des données géoélectriques	114
Conclusion géophysique	119
III-3 Prospection et interprétation des données géoélectrique de la grande Sebkhha d'Oran	120
Introduction	121
3-1 coupes géo structurales interprétées	121
3-2 Interprétation des cartes thématiques.....	129
3-3 Contribution à l'interprétation structurale des données géophysiques.....	136
IV. Approche géochimique des terrains superficiels	138
1- Approche statistique.....	138
2- L'approche géochimique	140
3- Analyse des données.....	145
a) classification automatique (CAF).....	141
b) analyse factorielle des correspondances (AFC)	141
4- Synthèse géochimique	145
Quatrième Chapitre - ETUDE SISMOTECTONIQUE REGIONALE DU LITTORAL ORANAIS	
Introduction.....	147
I. Sismicité historique	148
II. Séismologie et données instrumentales	152
III. Paramètres d'une source sismique	154
IV. Source sismique et mécanisme focal	158
V. Analyse des données sismiques (régionales).....	159
VI. Interprétation sismotectonique	166
VI-1 Séismicité d'Aine Témouchent et historique	172
VI-2 Etude sismicité de l'événement d'Aine Témouchent.....	178
VI-3 Macro séismique de l'événement d'Oran.....	182
VI-4 Inversion du triaxial tectonique en tenseur de contraintes.....	190

Cinquième Chapitre- EVALUATION DEL'ALEA SISMIQUE REGIONAL

I- Evaluation de l'Aléa sismique du littoral oranais.....	196
I-1 Paramètres d'évaluation de l'aléa	197
I-2 Approche déterministe d'évaluation de l'aléa	198
I-3 Loid' atténuation sismique des (PGA)	199
I-4 Evaluation du maximum crédible 'Earthquake' (MCE)	200
II- Approches probabiliste d'évaluation de l'aléa sismique	202
II-1 Sources sismiques(failles sismogènes)	202
II-2 Unitéssismotectoniques du littoral oranais	205
a) délimitation des zones séismiques	205
b) calcul des paramètres séismogènes des unités sismiques	207
III- Calcul de l'aléa probabiliste des différentes unités	221

Sixième Chapitre- BASE DE DONNEES SEISMIQUE REGIONALE

I. Conception de la base de données (Introduction)	223
II. Recherche multicritère (Réalisation du catalogue régional)	225
III. Catalogue régional des séismes affectant le Nord-Ouest algérien.....	227
IV. Cartographie des zones sismiques.....	235
Synthèse infographique du SIG sismotectonique	238

Septième Chapitre -ESSAI DE SYNTHESE REGIONAL DU RISQUE SISMIQUE

I. Modèlesismotectonique du littoral oranais	242
II. Modèleschronologique de la sismicité régionale	245
III. Distribution des foyers sismiques en profondeur	248
Conclusion sismotectonique.....	251
IV. Aléa sismique régional	255
Conclusion générale	259
Références Bibliographique.....	268-275
Les Annexes	01-84

Résumé

L'étude sismotectonique du littoral oranais apporte une contribution modeste au contexte géodynamique régionale et à la modélisation structurale du sahel oranais. Les composantes géologiques et structurales sont déduites de la synthèse des travaux antérieurs réalisés dans la région, avec un additif complémentaire qui souligne certains aspects liés à la chronologie et à l'évolution spatio-temporelle de la fracturation. En effet, l'étude morpho-structurale de la chaîne tellienne de l'Oranie constitue une rubrique importante dans la restitution du réseau de la fracturation à l'échelle des massifs côtiers et des terrains néogènes du bassin 'Bas-Chellif'. L'analyse morphométrique des bassins versants et de leurs chevelus hydrographiques met en relief plusieurs terrasses alluviales ayant des dénivelés décamétriques, justifiant l'effet d'une néotectonique active (asismique).

Par ailleurs, l'approche géo-spatiale basée sur les traitements spécifiques des scènes 'Landsat5/1990 m' a permis de résoudre la géométrie de la fracturation structurale. Aussi, l'étude de la déformation à des échelles variées, depuis l'échantillon de roche, jusqu'aux formations géologiques, détermine et précise le rôle que peuvent jouer les impuretés dans un matériau ou encore, dans les inter stratifiés au sein d'une série géologique. Ces niveaux constituent les points de faiblesse au sein de l'échantillon, de même au niveau d'une zone de fléxuration géologique, où les contraintes tectoniques sont accumulées.

L'analyse microtectonique constitue la méthode fondamentale pour la prospection structurale et la dérivation du triaxial des contraintes tectoniques. Quant aux données géophysiques, dérivants de la petite sismique (réfraction), de la sismologie et de la prospection géo-électriques sont indirectement liées à la résolution thématique de la structurale. L'évolution spatio-temporelle des épontes géologiques relatives aux terrains néogènes (Miocène super, Pliocène inf et du Plio-quaternaire) m'a permis d'établir plusieurs cartes thématiques sur les quelles j'ai calqué le schéma structural. Je souligne comme résultat de cette approche structurale, l'existence d'un accident tectonique profond qui traverse le bassin endoréique de la Sebkhah. Cet accident, composé de plusieurs segments, constitue l'axe sismotectonique régional; généré lors des phases paroxysmales du Plio-quaternaire, voir quaternaires.

Par ailleurs, je dois souligner le grand intérêt d'application de la géo statistique dans la résolution de certains problèmes liés à la fracturation et au classement des événements géologiques lorsque les conditions d'auscultation sont impossibles ; [cas d'utilisation de la géochimie relative à la composition minéralogique des recouvrements superficiels de la ville d'Oran (urbanisée)].

Quant à l'étude sismotectonique régionale, qui s'intègre dans une étape d'un travail structural bien avancée et d'une collecte systématique des événements, elle se base sur le modèle tectonique régional sur lequel s'élabore le zonage des unités sismotectoniques.

L'évaluation de l'aléa sismique régional, est initiée lors d'une mise à jour d'un catalogue de la sismicité régionale de l'Ouest algérien associé à une base de donnée mixte qui m'ont permis la sélection et l'analyse thématique au moyen des requêtes liées au logiciel (Map.Info-V6.5) pour la dérivation des lois fréquentielles des séismes.

En fin, une conclusion générale synthétise l'essentiel de ce travail multidisciplinaire, axé sur la sismotectonique pour un aboutissement géodynamique conséquent à la diversité du paysage de la région littorale et notamment à l'estimation de son activité sismique.

Abstract

The sismotectonic survey of the oranais coastal brings a modest contribution to the geodynamic regional context and to the structural modelling of 'sahelian' fields. The geological and structural components are deduced by synthesizes of the previous works achieved in the region, with a complementary additive that underlines some aspects bound to the chronology and the spatio-temporal evolution of the fracturation. Indeed, the morpho-structural survey of the tellian mountains of the Oranie constitutes an important category in the restitution of the network of the fracturation to the scale of the inshore massifs and the Neogene lands of the 'basin Low Chellif'. The analysis morphométrique of the pouring basins and their long-haired hydrographic puts in relief several alluvial terraces having of made uneven them décamétrique, justifying the effect of an neotectonic activity (asismic).

Otherwise, the geo-spatial approach based on the specific treatments of the stages 'Landsate5/1990' allowed me to solve the geometry of the structural fracturation. In the other hand, the survey of the distortion to varied scales, since the sample of rock, until the formatted geological, specified the role that the impurities can be played in a material or, in the inter-stratified within a geological set. These levels constitute the points of weakness within the sample, as well as au level of a geological flexure, where the tectonic constraints are accumulated.

The microtectonic analysis constitutes the fundamental method for the structural prospecting and the derivation of tectonic triaxial constraints. As for the geophysical data, drifting of the small seismic (refraction), of the seismology and the geo-electrical prospecting are bound indirectly to the thematic resolution of the structural. The spatio-temporal evolution of relative geological limits to the Neogene lands (terrific Miocene. Pliocene inf. and of the Plio-Quaternary) incited me to establish several thematic maps on the what I traced the structural diagram. I underline like result of this structural approach, the existence of a deep tectonic accident that crosses the endoreïc basin of the Sebkhha. This accident, composed of several segments, constitutes the axis regional sismotectonique; generated at the time of the paroxysmal phases of the Plio-quaternary, to see quaternary.

Otherwise, I underline the application interest of the geo-statistical in the resolution of some problems of fracturation bound and the ordering of the geological events when the conditions of auscultation are impossible. Case, of use of the mineralogical composition of geochemistry on the superficial recoveries of the Oran city (urbanized).

As for the survey regional sismotectonic, that integrates in a very advanced stage of a structural work and a systematic collection of the events, be based on the regional tectonic model on which develops the zoning of the sismotectonics units.

the assessment of the regional seismic risk, is initiated at the time of an update of seismicity catalogues' in the western country of Algeria that is associated to a mixed data with means of cartographic logiciel like (Map.Info-V6.5) that permitting the selection and the fast thematic analysis of the requests bound to the resolution of the frequencies laws of the earthquakes.

In the end, a general conclusion synthesizes the essential of this multidisciplinary work, centered on the sismotectonique for an outcome geodynamic consequent to the diversity of the landscape of the coastal region and notably to the evaluation of his/her/its seismic activity.

Avant propos

Le thème de ce travail s'inscrit dans le cadre de préparation d'un Doctorat d'état en Géodynamique des bassins pour étudier la sismotectonique régionale du littoral oranais et d'apporter une contribution à l'évaluation de l'aléa sismique régional. Ce modeste travail s'articule autour de sept chapitres, intégrés pour résoudre la question sismotectonique, sous l'égide d'un raisonnement mixte naturaliste et géophysique. Mon premier parcours a été consacré à la reconnaissance géodynamique de la marge méditerranéenne et notamment à la marge Ibéro-maghrébide. La variété morpho-structurale de cette province géographique littorale reste, intimement liée au contexte sismotectonique, moteur de l'édification du relief et du paysage. L'étude de l'activité sismique dans l'Ouest méditerranéen repose sur les données instrumentales et historiques regroupant les différents partenaires du réseau Ouest méditerranéen. L'élaboration d'un catalogue d'événements sismiques est donc nécessaire pour couvrir la distribution spatiale des événements sismiques dans une aire comprise entre les coordonnées géographiques de la marge Nord occidentale de l'Algérie: [2°W-1°E]; [34°N-38°N]. Quant à la période d'étude, elle intègre tout événement sismique enregistré ou enquêté durant la période: [1790 - 2008]. Les éléments essentiels du premier et deuxième chapitre sont focalisés sur l'axe géodynamique et l'axe morpho-structural qui m'ont permis d'avoir une vision de synthèse sur l'évolution architecturale des terrains Néogènes et Plio-quadernaires du Sahel oranais. Ma formation de base étant pluridisciplinaire: hydrogéologue de formation graduée, géodynamicien en ma première post-graduation et attaché de la Recherche géophysique au Centre de Recherche d'Astronomie, d'Astrophysique et de Géophysique 'CRRAG'; (1996-2000); m'a permis de traiter à la fois plusieurs thématiques liées à la sismotectonique régionale. Mes investigations sur le terrain et au laboratoire ont été focalisées notamment sur l'étude de la fracturation et sur l'analyse microtectonique des segments de failles régionales. Le support cartographique pour le report des observations géologiques liées à la structurale (fracturation) est diversifié tant en échelle qu'en thématique de recherche.

L'une des remarques essentielles pour la réalisation de ce travail est qu'en absence d'affleurements géologiques notables, j'ai utilisé les méthodes de reconnaissance indirectes, passant par les caractères les plus accessibles (morpho structures), en s'appuyant sur les projections structurales qui sont à leur tour contrôlées par le biais d'imagerie satellitaire. L'établissement d'un schéma structural est une opération nécessaire pour la mise à jour de la fracturation tectonique éditée dans les travaux de certains auteurs: Fenet (1973), Delfaud (1974), Guardia (1975), Thomas (1985), Neurdin (1992) et Cizak (1993). Par ailleurs, les données sismiques instrumentales et historiques ont été investies au sens structural pour mieux localiser les accidents tectoniques séismogènes (lieux fréquentés par les séismes). Dans une première tentative de classement hiérarchique des séismes frappants la région littorale, j'ai regroupé au moyen d'analyse statistique trois principales familles d'épicentres, regroupés en forme d'essaim de points focalisés sur des aires qui configurent la distribution spatiale (régionale) des événements sismiques. Cette tentative m'a incité à rechercher les principales causes de cet alignement ternaire.

Dans le troisième chapitre, traitant les modèles de reconnaissance structurelle. Dans ce chapitre, chacun des éléments : géo mécanique, géo physique et géo chimique a contribué dans la définition des paramètres intrinsèques liant la déformation de la roche (ou terrain) à l'aléa de la fracturation. Ces paramètres m'ont permis de restituer le modèle tectonique de la région et mieux cerner la distribution latérale du champ de contraintes tectoniques.

Dans le quatrième chapitre, traitant la sismotectonique régionale, j'ai introduit les événements sismiques les mieux représentatifs dans la région pour étudier l'effet co-séismique des unités sismotectoniques régionales. Citant respectivement, l'événement d'Aine Témouchent (22/12/1999), affectant la zone-5 (chap. sismotectonique) et l'événement d'Oran Est (06/06/2008), affectant la zone-2, frange maritime du littoral oranais.

Quant au cinquième chapitre, traitant l'aléa sismique régional, a nécessité un temps assez long pour adapter une méthodologie simple et objective avec les lacunes enregistrées dans les catalogues de la sismicité. Notant que le calcul d'aléa sismique nécessite la connaissance au préalable du modèle sismotectonique, qui dépend à son tour du modèle tectonique synthétique de la région étudiée.

Cette démarche a été proposée à mon Directeur de thèse après avoir résolu le modèle sismotectonique, et en conséquence une approche probabiliste de l'aléa sismique a été dirigée avec mon co-directeur, le Prof Bezzeghoud qui m'a proposé rétablissement de cartes thématiques relatives aux paramètres sismogènes. L'utilisation des catalogues de la sismicité du Nord algérien est nécessaire pour l'évaluation de l'aléa sismique. Rappelant que les principaux catalogues utilisés sont ceux du CRAAG, édition Bezzeghoud et al.(1993), complétés par le fichier des données sismiques (2000-2003), puis celui du (2004 -2006); communiqué par Monsieur Ayadi ; sismologue du CRRAG. Quant au reste d'événements (jusqu'à l'été 2008), il a été obtenu à partir des réseaux sismiques universels; via sites web. Ma recherche en sismotectonique s'est enrichi d'avantage lors de, mes travaux de recherche à l'Université d'Evora. où j'ai appris les techniques du traitement du signal et l'estimation de l'aléa sismique.

Dans une dernière étape, j'ai initié un catalogue régional relatif à la sismicité de l'Ouest algérien. Ce dernier a nécessité rétablissement d'une base de données régionales qui s'intègre avec la thématique des mouvements de terrain, contrôlée par notre réseau de surveillance dit: R -GEO. Ce dernier a été initié dans le cadre d'un projet national 'ANDRU- 2001'; où j'ai participé avec mes collègues et Chercheurs de notre Département des Sciences de la terre de l'Université à l'étude de l'aspect géodésique et Géodynamique liés aux mouvements de terrains sur le littoral oranais.

Dans cette Recherche, l'objectif s'inscrit dans la détection d'une fracturation (récente) enregistrée par le biais de la surveillance des basculements différentiels dus aux mouvements des blocs crustaux (substratum) sur l'ensemble du Sahel oranais. Je dois préciser que cette opération a été entamée depuis l'année 2001 jusqu'à 2004. Pour information, une trentaine de balises fixes, ont été bâties pour des auscultations régulières, prélevant le positionnement et les données géophysiques dont on a besoin pour la surveillance et la prévention des risques naturels. Ce canevas géodésique étant installé, il continue à produire des données GPS en permanence par rapport au premier nivellement dit to, couvrant les auscultation: 2001-2003.

Cette initiative géodésique nous a permis de penser dès l'année 2003 à l'élaboration d'une base de données: 'BD-GEO' pour produire et gérer l'information topographique, géologique et géophysique de vitesses d'ondes élastiques V_p et V_s , ainsi que la résistivités des sites balisés. Les vecteurs de déplacements des entités environnementales (unités sismotectoniques) permettront, à travers le temps, de quantifier les rapprochements différentiels inter blocs. L'extrapolation des points fixes par rapport à d'autres points éloignées du réseau local est possible et permet de déduire d'autres données liées aux paramètres du modèle sismotectonique régional. Ce canevas permettra également de lancer d'autres projets, d'observation concernant la dynamique des plaques tectoniques; inter méditerranéennes.

Il est à rappeler que dans le but de renforcer la surveillance sismique de grands efforts ont été déployés par notre équipe de labo, avec d'autres organismes et Universités étrangères; telle que l'Université de Complutens (Madrid) et l'observatoire de San Fernando (Jerez); pour installer un sismographe 'large bande' qui demeure en instance rappelant que les paramètres sismogènes s'incluent dans le calcul de l'aléa sismique et à l'évaluation et calcul des normes parasismique de la construction urbaine.

Comme le catalogue de la sismicité régionale vient toujours en amont des études de la sismicité, j'ai inventorié tout événement sismique de magnitude supérieur ou égale à $M=2.5$ (Richter). Par ailleurs, les données de la géophysique appliquée en domaines de la petite sismique (port d'Oran) et avec la contribution des rapports géo électriques consultés à l'AN.R.H (réalisés par la sociétés étrangères Sogreah-2004), j'ai entrepris l'examen et l'interprétation des données brutes pour définir une cartographie thématique (en courbes isobathes) matérialisant l'architecture des épontes de couches géologiques néogènes.

Ce travail m'a permis la réalisation de plusieurs coupes géo structurales dont l'extrapolation des différentes discontinuités a permis le développement du modèle tectonique de la Sebkhah d'Oran. Les éléments structuraux profonds ont été déterminés par les méthodes de 'back stripping' résolvant l'endroit d'emplacement des accidents tectoniques profonds. Par ailleurs, l'utilisation de logiciels cartographique performant avec les tables SGBD, m'ont facilité la réalisation d'un jeu de cartes thématique, autorisant le drapage et la communication avec d'autres interfaces exogènes. Le modèle tectonique qu'on propose constitue en fait l'anneau de liaison entre les deux principales structures dissymétriques (Murdjadjo et Tessala) qui selon le champ de contraintes tectoniques convergent selon une direction diagonale NW-SE au sein d'une zone à cisaillement décrochant (E-W), dont un axe parallèle à la rive méridionale du bassin endoréique de la grande Sebkhah d'Oran. J'espère que ce modeste travail pluridisciplinaire, apportera une contribution au développement du plan de prévention de risque sismique régional et facilitera la tâche pour nos étudiants géologues et géographes à mieux juger l'aptitude d'outillage technique pour résoudre les problèmes liés au risques naturels et spécialement ceux liés au risque sismique.

PREMIER CHAPITRE

Cadre régional du littoral oranais

I- Contexte structural du système socle couverture

II- Cadre géodynamique de l'oranais

III- Cadre structural de la tectogenèse littorale

Conclusion.

Premier chapitre - GEOLOGIE REGIONALE DU LITTORAL ORANAIS

Dans toute étude géologique le style tectonique affectant la région est d'une grande importance dans la mise en valeur des observations structurales qui s'opèrent à des échelles variées, depuis les méga structures jusqu'aux méso structures, accessibles au niveau des affleurements de terrain ou dans des secteurs restreints qui sont généralement fortement tectonisés.

I- Contexte structural du système 'socle-couverture'

Il existe trois ensembles structuraux qui parcourent le littoral oranais, à savoir la zone marginale du Tell caractérisée par la zone crustale à faciès 'schisto-grès-dolomitique' d'âge primaire correspondant à la zone intermédiaire para autochtone. Quant à la zone de couverture elle est d'âge secondaire à tertiaire constituant les nappes telliennes, dont chacune correspond à un complexe charrié vers le sud. L'analyse structurale et 'chrono-stratigraphique' nous a permis de mettre en évidence le mode de déplacement et le leur style tectonique.

La zone marginale, formée d'un empilement de couches à faciès schisteux, avec de grands plis synschisteux qui englobent des micro plissements multiples. Ces formations primaires à secondaires sont d'origine tectonique profond, provenant des niveaux structuraux intermédiaires à inférieurs, où dominent les faciès à schistosité et métamorphisme varié. Dans ces formations anciennes, on note l'effet de variation de pendage et d'inversion des structures marginales d'est en ouest.

La zone intermédiaire 'para-autochtone' se caractérise principalement par des plis à grand rayon de courbure et d'écaillés à vergence méridionale; ce style est le plus souvent imposé par la rigidité des formations carbonatées secondaires (Jurassiques à Crétacé) qui forme les reliefs des zones marginales et/ou internes du Tell oranais. Toutefois, on y rencontre des structures discordantes et des disharmonies dans les couches post-triasiques dites 'Structures tangentielles'. Ces structures sont bien représentées dans la partie occidentale les massifs côtiers d'Oran (Madagh), avec des plis couchés très aplatis aux sommets des Monts de 'Murdjadjo' et des 'Tessala'.

La zone de couverture tertiaire, par sa grande étendue, et la variété de structures; elle confère généralement la 'morpho structure' du substratum secondaire

La stratigraphie de ces terrains reste problématique pour l'identification de limites de plaques tectoniques et pour la datation précise des recouvrements superficiels tertiaires dits 'couverture néogène' du Sahel oranais. Le découpage séquentiel de la série néogène (Neurdin, 1992) m'a permis de souligner l'existence d'un antagonisme tectonique qui a contribué à l'individualisation des bassins littoraux à la faveur d'un jeu de cisaillement régional dont le sens de mouvement s'alternait durant tout le néogène. L'histoire géodynamique de cette marge littorale démontre que ces terrains, appartenant à la zone externe des maghrébides, sont actuellement en fin de cycle tectonique (néo-alpin). En effet l'atténuation tectonique est bien marquée par les variations stratigraphiques (dépôts quaternaires) et par la nature du matériel sédimentaire (dépôts mollassiques et épandages détritiques). La notion de recouvrement post-nappe s'adapte donc parfaitement dans ce complexe structural en 'pull-apart' de la marge littorale de l'Ouest algérien; (Thomas, 1985). L'interprétation de la carte géologique régionale, associée à l'analyse morpho structurale; microtectonique et traitements spécifiques d'imagerie satellitaire m'ont permis de retracer la paléogéographie de l'évolution des anciennes structures de la région. L'opération consiste à établir tout d'abord; l'état des lieux des différents éléments structuraux (cartographie), puis d'opérer par la restitution des écorchés géologiques successifs des différents niveaux stratigraphiques permettant la localisation des éléments structuraux relatifs à chaque ensemble structural. La réalisation du schéma structural régional a contribué au classement des unités ainsi qu'à la résolution de la chronologie des phases tectoniques ayant affectées ces terrains. Quant à la reconnaissance néotectonique, j'ai utilisé le principe de recouplement des objets géologiques (emboîtement des terrasses alluviales), et la restitution du sens de mouvement à partir du tracé d'alignement des virgations du chevelu hydrographique à la faveur des profils Topo-Mnt, dont quelques exemples sont donnés en annexes (1-12).

II - Cadre géologique du littoral oranais : Le littoral oranais occupe la partie marginale du Sahel occidental de l'Algérie, dont l'activité tectonique est intimement liée à une sismicité modérée. La synthèse géologique de ces terrains montre que le substratum de la région s'organise en un système de horts et de grabens, dont le fonctionnement s'adapte conformément avec un paysage alterné; en rides et dépressions, hérités d'un cisaillement transversal, réactivé lors des phases tectoniques transpressives et transpressives. Si la géologie régionale met en évidence un déséquilibre entre le nombre d'unités géologiques (nappes telliennes) et le nombre de phases tectoniques néogènes et Plio -quaternaires, les recouvrements superficiels présentent, en effet, de nombreux éléments structuraux permettant de résoudre l'évolution structurale et la reconstitution du modèle tectonique de la région étudiée. Notant que les éléments structuraux utilisés dans le schéma structural, développant ce modèle sont respectivement. La morphologie des unités allochtones (nappes telliennes), l'orientation des axes de plis, l'extension latérale des grands accidents tectoniques (ordre-1) et la configuration géométrique du réseau de la fracturation (ordre 2 et 3). L'ensemble de ces paramètres m'a permis de définir le modèle tectonique propre à cette province littorale de l'Ouest algérien (qui sera traité

ultérieurement). Rappelant que cette démarche est fondée sur une vision qui englobe plusieurs variantes à savoir : la morphologie, la sédimentologie, la tectonique, et la géophysique.

L'analyse des ces variantes, tributaires à structurale, confirme que la fracturation tectonique observée à différentes échelles s'organise en trois à quatre familles de discontinuités qui répondent conformément au fonctionnement du système 'Méga-Riedel', défini initialement par (Riedel, 1973). La cartographie structurale montre ainsi une distribution spatio-temporelle conforme aux éléments tectoniques encadrant plusieurs unités en cette zone de cisaillement marginal du Nord-Ouest africain. En effet, la physionomie morphologique des unités structurales montre la trace d'une déformation mixte: compressive et décrochante régulièrement répartie sur les rides méridionales. L'observation l'imagerie satellitaire (Spot-5 et Landsat-7), après traitement spécifique à la télédétection m'a permis de retracer les principaux linéaments morpho-structuraux ainsi que le suivi d'enchaînement des nœuds tectoniques une échelle régionale (Planche-1). De même, la cartographie du réseau des accidents tectoniques (ordre-1) est résolue grâce au principe de connectivité directionnelle de ces motifs (nœuds tectoniques).

La classification systématique des principales failles cartographiables, selon un ordre de grandeur décroissant (ordre-1, 2 et 3) a permis d'obtenir une organisation structure hiérarchique partant du 'méga', 'méso-Riedel'. Le premier réseau (méga-Riedel) étant régional ; exprime des phénomènes tectoniques majeurs (antagonistes), le second étant moyen il exprime des grands séismes dont le maillage des motifs peut regrouper plusieurs nœuds au sein d'un site donné (deca-kilométrique). Enfin, le système Riedel est considéré, comme une base de référence pour l'organisation de la fracturation tectonique affectant un volume macro sismique (régional). La généralisation de cette conception a permis de résoudre l'esquisse du réseau régulier de la fracturation de l'Oranais. Le modèle de Riedel réconforte le branchement des failles et accidents tectoniques régionaux. Ces dernières peuvent être regroupées selon plusieurs familles:

- famille de failles longitudinales (failles décrochantes inverses),
- famille de failles transversales (failles décrochantes normales),
- famille de décrochements horizontaux (décrochantes dextre)

et la famille de failles verticales (failles d'équilibre isostatique), souvent confuse avec la première famille.

Dans ce contexte structural, on souligne que l'orientation des failles reste liée aux conditions cinématiques des blocs basculés (substrat rocheux) qui fonctionnent sous l'égide des contraintes tectoniques imposées par l'activité géodynamique du bassin marginal du Nord-Ouest algérien. En effet, plusieurs auteurs ont signalé l'impacte de la tectonique régionale sur l'articulation des branches de failles (Fenêt, 1975; Gourinard, 1958; Thomas, 1985; Neurdin, 1992 et Cisak, 1993).

Quoique les grands traits du style tectonique soient admis par la communauté scientifique, il reste encore un problème à régler et qui concerne la caractérisation du régime tectonique régional. Ce dernier est notamment lié notamment à l'affinité des sources sismiques affectant la marge littorale et à la cinématique des unités géologiques responsable de l'édification de la couverture Néogène et des dépôts Plio-quatérnaires; voir actuels. Dans cette réflexion plusieurs tendances ont été développées pour généraliser le mécanisme de la déformation tectonique et définir les paramètres du modèle sismotectonique et la résolution de l'aléa structural. La synthèse aux anciens travaux géologiques menés dans la région a pu introduire de nouveaux termes géodynamiques et géotechniques caractérisant l'interaction de phénomènes mixtes tels que la transtension et la transpression et les effets élasto-plastiques jouant un rôle déterminant dans le tracé des fractures décrochantes et leur qualification au sens de mouvement de blocs crustaux ; en particulier en cette zone de cisaillement marginal du Sahel oranais.

Dans à ce modeste travail, j'ai essayé de rechercher le point commun entre l'organisation séquentielles des corps sédimentaires et la géométrie des éléments structuraux apparentes, pour mettre en évidence les inversions tectoniques, enregistrées par les différentes discontinuités tectoniques qui délimitent les méga séquences néogènes (séries de formations géologiques). En effet, les mesures microtectoniques et les coupes géologiques équilibrées par les données géophysiques et par les corrélations de sondages espacés, ont permis de retracer plusieurs thématiques liées notamment à la structurale des terrains néogènes de la région. Cette recherche, qui a débuté par une simple reconnaissance géologique sur le terrain, puis par l'application des méthodes indirectes dites méthodes inverses de restitution thématique, m'ont permis de proposer un modèle tectonique régional qui fait apparaître l'état initial de la déformation qui débute par une propagation elliptique d'un volume de terrain, sur laquelle les tenseurs de contraintes se développent depuis la base des unités structurales jusqu'à la surface des reliefs.

Par ailleurs, les projections stéréographiques de plusieurs sites microtectoniques m'ont permis de résoudre le système triaxial de la déformation ainsi l'identification de la nature des phases tectoniques affectant la région. La chronologie relative des événements tectonique est solutionnée par le biais d'évolution du réseau de la fracturation associé à l'alignement des virgations du chevelu hydrographique de surface. Dans une seconde étape, l'intégration des techniques de

reconnaissance du sub-surface (géo électrique, sismique réfraction et la télédétection), associées à l'analyse géostatistique, m'a permis de mieux cerner la distribution latérale de la fracturation par rapport aux épontes de faciès pour retracer précisément des différents niveaux discontinus. A ce stade d'information, le modèle géologique se dessinait, avec une réserve due au déphasage avec la notion 'géo-mécanique'.

L'introduction de cette dernière a considérablement facilité la compréhension du modèle tectonique régional annonçant une fracturation néogène et quaternaire sur l'ensemble du Sahel oranais. Il est à noter qu'il existe actuellement une nouvelle conception reliant les tenseurs de contraintes avec les mécanismes de la déformation. La géo-mécanique fait intervenir cependant les variations de contraintes tectoniques pour étudier la propagation de la rupture à la faveur de l'enveloppe de cercle de Mohr (fracturation-Coulomb) dont la cartographie de leurs domaines se corrèle conformément avec les mécanismes locaux; (Boughacha, 2005). En effet, la recherche du mécanisme de la déformation du littoral oranais, par le biais du critère de 'Griffith modifié', a permis de résoudre le tracé de la distribution du champ de contraintes, appliqué aux différentes unités structurales. Notant ainsi que le modèle géo-mécanique est introduit pour estimer les conditions d'apparition des fractures au sein d'un corps, soumis au champ de tenseurs admettant les seuils de contraintes ($\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$). Dans cette présentation, je souligne deux faits importants, sujettes à l'initiation du modèle tectonique régional, à savoir :

1 - La variante morpho structurale qui joue un rôle important dans la reconnaissance des segments de failles et le tracé de la flexuration des unités structurales, ondulation des rides (reliefs) et les zones endoréiques (dépressions des Sebkhass et des Salines). En conséquence, la morphologie du paysage respecte généralement l'articulation du système 'rampe-décollement' qui s'organise selon des formes losangiques 'pull-apart' exprimant souvent des étirements latéraux en zones de cisaillements profonds.

2- La variante tectonique a permis de déterminer la nature des contraintes et la cinématique des segments de failles avec l'indication de l'orientation de tenseurs de contraintes. La résolution du type de régime tectonique devient possible par les données microtectoniques et des mécanismes focaux des principaux tremblements de terre affectant la région. La configuration des stéréogrammes a facilité la corrélation entre les anciennes représentations des mécanismes de la déformation et ceux des mécanismes focaux actuels illustrant les événements sismologiques.

L'analyse du schéma structural régional confirme la présence d'une tectonique polyphasée, dont la dernière composante est un décrochant (dextre) de direction N 115°. Cette orientation est caractéristique d'un axe sismotectonique traversant le Maghreb (Mc Kenzie, 1972). L'enchaînement et l'orientation des rampes tectoniques, exprime vraisemblablement la cinématique et l'ampleur d'un écaillage rétrograde des unités de nappes telliennes (allochtones), observés à l'échelle de la ceinture atlasique tellienne.

En effet, l'alternance de rejets latéraux prouve l'existence d'un cisaillement profond affectant le sillon tellien au niveau des dépressions endoréiques (Sebkha et Salines d'Arzew) répartis en forme de couloir où le transfert d'énergie entre le manteau supérieur et la lithosphère est réalisé grâce à un amincissement crustal potentiel. Notant que cette annotation sera développée ultérieurement.

III-1 Synthèse géodynamique

Du point de vue géodynamique, l'Ouest algérien s'intègre dans la partie Nord occidentale de la chaîne Ibéro-Maghrébide dite: l'Atlas tellien occidental. Les enseignements géologiques indiquent que cette région a connue plusieurs phases paroxysmales qui ont participé à l'édification du paysage littoral. Ce dernier prend une situation marginale par rapport aux frontières de plaques tectoniques eurasiatique et africaine qui constituent un segment d'une ancienne ligne transformante prenant départ depuis les Açores (Portugais) jusqu'à la chaîne 'trans-asiatique' (*in* Buforn et *al*,1995). La compression exercée entre les deux plaques: celle de l'Afrique et de l'Ibérie, s'accompagne d'une extension Est Ouest, qui semble être héritée depuis les phases néogènes tardives (Miocène post-nappe) jusqu'au Plio-quatenaire.

Les massifs côtiers du Sahel oranais sont exposés aux risques sismiques, où on enregistre une activité sismique régulière, plus ou moins modérée, associée à quelques rares séismes historiques importants; tels que l'événement d'Oran 09/10/1790 atteignant une intensité macrosismique ($I_0 = X-XI$ (mag $M=7.5$) et celui de Mascara: du 18/08/1994 avec une magnitude $M= 5.6$ (Bezzeghoud, 1999). Dans cette région littorale un dernier séisme du: 06/06/2008, de magnitude $M=5.5$, frappant le Nord-Est de la ville d'Oran, marquant certaines traces sur le terrain malgré sa faible intensité ($I_0 = VI$). La localisation épiscoptrale d'IGN le planta près d'un ancien épiscoptré équivalent daté du 12/12/1959 selon le catalogue régional de la séismicité (Benhallou, 1971). Notant que les caractéristiques cartographiques et macrosismiques, effectué durant l'été 2008, sont très corrélables avec les observations macrosismiques décrits par la communauté rurale; in-situ (chapitre-4).

L'étude sismotectonique de la région constitue une variante géodynamique importante dans la définition du modèle tectonique (région) qui demande cependant des moyens considérables pour l'observation sur site des effets séismiques relatifs aux événements de magnitude ($M>5$). La surveillance séismique dans l'oranais reste insuffisante dans son état actuel pour analyser la déformation du terrain et mieux localiser les foyers sismiques. En fin, la mise à jour des catalogues régionaux de la séismicité restera à l'amont pour toute estimation d'aléa sismique entrant dans le calcul des normes parasismiques (notice technique de toute construction urbaine).

III - 2 Cadre structural de la tectogenèse du sahel oranais

Dans cette province marginale de l'ouest algérien, on souligne l'impacte d'une tectogenèse régionale qui s'est manifestait dès l'éocène moyen (Priabonien) pour produire les principaux édifices de reliefs et bassins constituant les maghrébides (Atlas tellien de l'Algérie du Nord). L'étude tectonique des massifs côtiers du Sahel oranais a fait l'objet de plusieurs recherches géologiques depuis le début du XVIII siècle. Dans ce chapitre de la géologie régionale, j'ai essayé de synthétiser et d'ordonner les éléments structuraux, liés aux grands accidents tectoniques, dans un cadre structural qui permet la corrélation spatiale et l'établissement d'une chronologie relative assurant l'organisation des différentes familles de discontinuités (accidents tectoniques). La compréhension architecturale des structures géologique reste fondamentale pour résoudre le modèle sismotectonique régional et l'interprétation des différentes périodes paroxysmales caractérisant l'histoire post-atlasique de la marge littorale de l'Oranais. Dans ce contexte on souligne l'impacte de deux principales orogénèses ayant structuré l'ensemble des terrains néogènes et Plio-quadernaires, connues par l'ensemble des géologues algériens et étrangers sous l'indexation (l'Alpin-1 et 2):

1- une première phase orogénique atlasique tellienne (cycle Alpin-1) :

Elle correspond à la phase compressive lutétienne, responsable de la genèse des massifs littoraux à la faveur d'un coulissage entre la plaque Africaine et celle de l'Alboran. Cette phase est responsable de l'épi métamorphisme généralisé sur les terrains secondaires à schistosité (Fenet, 1975).

2 - une deuxième phase paroxysmale d'Aquitano burdigalien (Alpin-2).

Durant cette phase, un second épi métamorphisme apparaît en affectant l'ensemble des massifs littoraux. Cette phase est subdivisée à son tour en deux phases secondaires: Une première phase engendrant une schistosité de flux (plis couchés), associée à des failles inverses (écaillages) à vergence sud et une seconde phase engendrant une schistosité de fracture, accompagnée de plis à grand rayon de courbure. Cette période se caractérise par la mise place de nappes telliennes sous l'égide d'une tectonique tangentielle.

3 - Les directions tectoniques des phases Alpines.

Les études géologiques antérieures précisent que les massifs côtiers du Sahel Oranais appartiennent tous à l'orogénèse maghrébine dite 'Alpine' par les géologues français tels que: (Perrodon, 1957; Thomas, 1985 et Neurdin, 1992). Cette orogénèse est marquée par la présence de trois à quatre principales directions tectoniques :

3-a. La direction N010-N020.

Cette direction correspond selon (Glangeaud, 1951 et Andrieux, 1971; Thomas, 1985) à des discontinuités déduites de l'orogénèse Alpine ayant affecté l'Afrique du Nord, l'ensemble est compris dans des grands couloirs décrochants :

Dans la zone méridionale occidentale, correspondant à l'unité sismotectonique-cinq, située à la limite septentrionale des 'Traras Bas-Tafna', affleurent de grands décrochements senestres à la faveur d'une compression néogène affectant ce couloir occidental ou plus tôt la ride occidentale. Dans la zone méridionale centrale, correspondant à l'unité sismotectonique-six, située au niveau des monts des 'Tessala-Ouled Ali', deux principaux accidents (d'ordre-1) affleurent à savoir: l'accident décrochant du Djebel Khar-Tamzourah (AKT), mettant en contact des séries Paléozoïques du 'Djebel Khar' et les marnes blues du premier cycle post-nappes, et la faille profonde reliant les Monts d'Arzew et les Monts de Daïa (FAD).

Cette faille rectiligne, malgré qu'elle soit noyée dans les sédiments de la couverture néogène, elle est identifiée grâce à l'alignement des plis disposés en échelons entre les salines d'Arzew.

Dans la zone orientale, correspondant aux unités sismotectoniques trois et sept, dans les monts de 'Mostaganem Dahra' et ceux de 'Beni Chougrane', de grands décrochements senestres encadrent la morphologie de ces rides orientales.

3- b. La direction N050-N070.

Cette direction est prédominante dans les ensembles sédimentaires, marquant son importante extension sur l'ensemble des unités structurales étudiées. De façon général on doit noter que la direction moyenne (N060) semble être liée à une fléxuration profonde, générée lors des réactivations des blocs crustaux qui agissent simultanément en compression et en cisaillement.

Précisément, cette direction suit conformément la limite de la quatrième zone sismotectonique qui englobe l'essentiel des terrains néogènes à l'échelle d'extension géographique du grand bassin du Bas-Chellif.

3-c. La direction E-W (N080-110) :

Cette direction marque généralement l'effet d'un cisaillement profond postérieur aux discontinuités précédentes affectant l'ensemble des terrains et en particulier la zone sismotectonique-4 où, on peut analyser le sens des décrochements à la faveur du chevelu hydrographique. Cette direction est en relation avec l'axe sismotectonique N115, marquant l'effet d'une néotectonique lors des périodes asismiques

3-d. La direction NW-SE (N040-160).

Suivant cette dernière direction on observe d'importantes failles associées avec des structures tardivement plissées. Les failles N140 introduisent des décalages dextres dans les structures hecto à déca-kilométriques orientées NE-SW, elle marque l'effet de distension à l'échelle régionale, comme elle pourrait être à l'origine d'une activité séismique (Hatzfeld, 1977; Thomas, 1985).

Conclusion

Du point de vue géodynamique, l'Ouest algérien s'intègre dans La partie Nord occidentale de la chaîne 'Ibéro Maghrébide' (du Tell algérien). Les enseignements tectoniques indiquent de cette région a connue plusieurs phases paroxysmales ayant participer à l'édification du paysage littorale. Ce dernier prend une situation marginale par rapport aux frontières de Plaques tectoniques eurasiatique et africaine qui constitue un segment d'une ancienne ligne transformante prenant départ depuis les Açores (Portugais) jusqu'à la chaîne trans-asiatique; (Buforn, 1995). La compression Afrique Ibérie, s'accompagne d'une extension E-W, qui semble être héritée depuis les phases néogènes tardifs (Miocène post-nappe) jusqu'au Plio-quaternaire.

Les massifs côtiers du sahel oranais sont exposés aux risque sismique, où on enregistre une activité sismique modérée associée à quelques rares séismes historiques importants; tels que l'événement d'Oran 09/10/1790 atteignant une magnitude $M=7.5$ et celui de mascara : du 01/03/1819 avec une magnitude $M= 5.7$. L'étude sismotectonique de la région constitue une variante géodynamique importante dans la définition du modèle tectonique région. Il est à souligner que toute estimation d'aléa sismique nécessite la connaissance géométrique des paramètres sismogènes des failles actives.

DEUXIEME CHAPITRE

Etude morpho structurale et tectonique du littoral oranais

I- Historique des études géologiques sur l'oranais

II- Cadre morpho structural régional

II-1 élément néotectonique

II-2 élément géospatial (télédétection)

III- Cadre structural de la région

III-1 analyse microtectonique synthétique

III-2 répartition des tenseurs tectoniques

III-3 modèle tectonique régional

Conclusion morpho structurale.

Chapitre-2 Etude Morpho structurale du Sahel Oranais

Introduction

Dans ce chapitre, on présente une nouvelle approche morpho structurale basée sur la physionomie des profils surfaciques des MNT et la dérivation des segments morphologiques d'une courbe enveloppe des variations topographiques. Cette technique m'a permis la détermination, à une échelle régionale, du réseau de la fracturation néotectonique. Cette démarche est surtout cartographique car elle exige l'acquisition d'un modèle numérique de terrain précis et d'un traceur de profils pondéré de côtes altimétriques. L'avantage de cette approche est d'opérer les dénivellations surfaciques, au niveau des pixels d'imagerie, donnant une moyenne hypsométrie pondérée, qui joue un rôle de filtre des distorsions hypsométriques liées aux aléas de mouvements brusques de terrain. L'agencement des segments 'Topo-Mnt' et l'estimation de leurs dénivelés permettront ainsi la détection des endroits potentiels à la fracturation tectonique focalisés en zones fragiles. Notant qu'à une échelle régionale, les accidents de failles qui ont rejoués durant l'ère Quaternaire sont facilement détectés. Pour éclaircir la question d'échelle, on doit rappeler la notion de résolution géométrique (taille du pixel) qui se répercute directement sur l'aptitude et la qualité d'observation de l'anomalie. L'esquisse cartographique de plusieurs tronçons de coupes permet d'effectuer un balayage surfacique régulier qui est orienté suivant la direction des structures géologiques. La mise en évidence les variations spectrales selon différentes orientation des profils et de façon rapide exige un outil informatique performant tel que le 'Global Mapper V.7'. En effet, ce dernier m'a permis d'élaborer de découpage cartographique de plusieurs secteurs avec la mise au point de leur calage 'géoréférencement' et la restitution des courbes de niveau associées aux côtes topographiques.

En outre, je dois préciser que pour des mesures d'encombrement des tracés et pour homogénéiser l'opération j'ai effectué: au départ un découpage cartographique rationnel des différents secteurs de l'Oranais. L'analyse de chacun de ces secteurs m'a apporté une information cohérente avec ce qui se passe au niveau des sources sismiques, essaim des répliques, et au niveau des structures profondes 'nœud tectonique'. La résultante de ce travail se présume dans deux planches complémentaires donnant les principales failles 'néotectoniques' et les accidents sismotectonique, ainsi qu'aux linéaments structuraux qui sont difficilement détectés par la simple observation d'imagerie satellitaire. L'analyse morpho structurale d'une série de profils serait alors une opération essentielle pour la localisation de zones fragiles; ayant rejoués durant le phases paroxysmaux du Quaternaire voir à l'actuel.

La cartographie systématique de ces zones fracturées par le moyen d'extrapolation successive des différents segments de faille permet de retracer le schéma structural relatif aux accidents actifs affectant la région d'étude. La précision des résultats reste liée à l'échelle de la carte topographique et à la date du levé topographique. Dans ce contexte, on doit préciser que les cartes topos de grande échelle et de levés plus ou moins récents et successifs constituent une source d'information importante. En effet, les résultats des investigations morpho structurales confirment la compatibilité des résultats de ces travaux avec ceux obtenus lors des prospections géologiques géophysiques et de synthèses sismotectoniques.

I - Historique des études géologiques sur l'Oranais

1. Période (1830-1900)

Les premières reconnaissances géologiques sur l'oranais ont démarré avec (Rozet, 1831), avec des observations géologiques essentiellement descriptives. Quinze années plus tard, la découverte des formations nummulitiques éocènes dans les monts des Tessala a permis la mise en place des grandes subdivisions stratigraphiques. D'autres précisions de datation de terrains ont permis la cartographie géologique liée aux données minéralogiques de la région en soulignant l'intérêt économique que porte l'Oranie. A partir de 1871, les reconnaissances géologiques ont connu une progression remarquable avec les travaux de Pomel qui proposa la première subdivision du miocène en trois systèmes indexés respectivement par le Cartenien, l'Helvetion et le Sahélien. Cet auteur découvra en 1879, près d'Oran, un gisement d'Hipparion définissant ainsi le littoral oranais par le Sahélien. Quant au géologue Bleicher, de la même époque, il étudia la stratigraphie des massifs littoraux de Mers El Kebir, Murdjadjo et ceux des monts d'Arzew pour attribuer l'âge Callovo-Oxfordien (Jurassique) aux formations autochtones à faciès schisto-grésodolomitique. Par ailleurs, entre 1881-1889, les éditions de cartes géologiques de l'Oranais ont été établies par Pomel, qui attribua l'âge triasique à ces formations schisteuses puis par Gentil et Gourinard dans les années cinquantes.

2. La période (1900-1945).

Il fallut attendre le début du XIX^{ème} siècle pour que les études géologiques s'intensifient, avec l'apparition d'autres auteurs: Doumergue et Ficheur, ils ont essayé de mieux cartographier la géologie de l'Oranais. En effet, Louis Gentil a fourni une première étude géologique détaillée de l'Oranais occidental, mais l'absence des arguments paléontologiques lui ont constitué un grand obstacle pour affiner la stratigraphie régionale.

Un autre géologue, éminent en cartographie géologique, Doumergue a pu mettre en évidence des terrains; du Jurassique supérieur de 'Santa-Cruz' lors d'établissement de la carte d'Oran (d'échelle: 1/50.000). Ces principales découvertes sont marquées par la présence d'Ammonite du 'Barrémienne' dans les schistes des monts d'Arzew et de la forêt de M'sila. Il faut noter cependant, que Gentil été considéré comme le premier structuraliste qui a étudié les mouvements postérieurs au Carténien (Miocène moyen) dans les massifs littoraux (Dalloni, 1919) signala la présence d'une phase de plissement post-Pliocène. De son côté, (Glangeaud, 1932) souligna l'importance de ces déformations dans toute l'Algérie. En 1927, Arambourgue a découvert la présence de poissons fossiles qu'ils lui ont servis à l'initiation de la terminologie Sahélien d'Oran. Quant à (Laffitte, 1942), a pu décrire le basculement de la plage littorale (à Strombe) dans la baie de Mostaganem.

3. La période 1946 à l'actuel.

C'est au cours de cette période qu'on assiste aux nombreux travaux encouragés par la découverte des indices d'hydrocarbure, ainsi qu'il y a eu la tenue du sixième congrès international de géologie tenu à Alger en 1952. Après l'épuisement de la première édition de la feuille géologique d'Oran, (Gourinard, 1949) essaya de reprendre l'esquisse de la carte géologique du littoral Oranais dont leur première édition été en 1952.

Entre 1952 et 1958, cet auteur écrivait les mouvements verticaux en les interprétant comme étant responsables d'une tectonique de type 'horts grabens'. Ces structures sont attribuées à des mouvements épirogéniques dus à un réajustement isostatique. Puis, (Perrodon, 1957) dans une note souligna la présence de plusieurs phases de plissement générées lors de glissements gravitaires.

On doit noter que la démarche géodynamique s'est bien concrétisée en Nord occidental de Algérie. Les travaux de (Delfaut, 1973) avec sa méthode d'analyse séquentielle lui a permis d'établir le modèles d'évolution de faciès dans les bassins sédimentaires (Delteil, 1974; Fenet, 1975 et Guardia, 1975) essayaient de retracer l'évolution géodynamique de l'ensemble du bassin du Bas-Chellif; car c'est une opération compliquée à cette l'époque.

Les deux premiers géologues dans leurs interprétation aux plissements qu'ils sont le résultat d'une flexuration liée à une tectonique de distension, tandis que l'auteur Guardia les interprètent par un jeu de décrochement E-W dextre. En 1985, Thomas a mené l'étude du bassin du Serravalien jusqu'au Quaternaire et confirme que ce bassin s'est développé sur une croûte continentale normale avec une tectonique transtensive, puis transpressive.

Entre 1986 et 1991, Kazi-Tani a présenté une étude sur l'évolution géodynamique de la bordure nord Africaine, puis, Belkebir et Bessedik proposaient une nouvelle nomenclature pour le Miocène post-nappes :

- Un premier cycle eustatique régressif post-nappes.
- Un deuxième cycle eustatique transgressif post-nappes.

En 1992, Neurdin Teresca mena une étude sur le bassin du Chélif en étudiant précisément le Miocène du Bas Chélif, et a intégré l'étude sédimentologique et tectonique pour interpréter la géodynamique du bassin. De son côté (Cisak, 1993) présenta une étude détaillée de la chaîne tellienne de l'Oranais, il s'agit de l'évolution géodynamique de celle-ci pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque.

De nombreux travaux géologiques ont été effectués dans le Littoral Oranais durant la période (1952-1993) et ont apporté beaucoup de précisions sur l'état de la déformation et sur le style tectonique affectant ces terrains encore jeunes. Dans ce contexte, Les arguments utilisés sont les données d'affleurements et les mesures microtectoniques de terrain, puis l'auscultation des sites et la vérification des certains affleurements. Dans cette approche morpho structurale, nous avons classé nos observations selon l'échelle et selon la nature structurale des événements tectoniques qui structuré les corps sédimentaires et/ou magmatiques. En fin cet aperçu historique souligne les contributions des géologues dans une recherche multidisciplinaire et notamment structurale.

II- Cadre morpho structural

Le littoral oranais occupe la partie marginale du Sahel occidental de l'Algérie du Nord, caractérisé par une tectonique et sismicité actives. Les terrains de cette région s'organisent en un système de 'horts-graben'¹ bien connu à l'échelle régionale. Le fonctionnement de ce dernier est remarquablement adapté avec le système de blocs tiltés en zone de cisaillement. Si la géologie régionale met en évidence une contradiction entre le nombre réduit d'unités géologiques et le nombre de phases tectoniques affectant la région, les recouvrements superficiels présentent de nombreux éléments structuraux caractérisant une diversité de phénomènes associés à la complexité tectonique ayant structurer l'ensemble des bassins sédimentaires depuis le Pliocène inférieur jusqu'à l'actuel.

Parmi ces éléments on peut citer les grands accidents tectoniques décrits par plusieurs auteurs. Ces accidents s'organisent généralement en trois à quatre familles de failles qui répondent conformément au fonctionnement du 'mégariedel'; dérivé du modèle de Riedel (Riedel, 1973). Ces accidents tectoniques encadrent plusieurs zones de déformation par cisaillement. Les zones déprimées sont situées au centre d'un réseau de fracture qui s'orientent respectivement selon les directions suivantes; Fig.01

Une famille de failles longitudinales (failles décrochantes inverses) Une famille de failles transversales (failles décrochantes normales) Une famille de décrochements horizontaux (décrochantes dextre) Une famille de faille verticales (failles d'équilibre isostatique); Fig.02

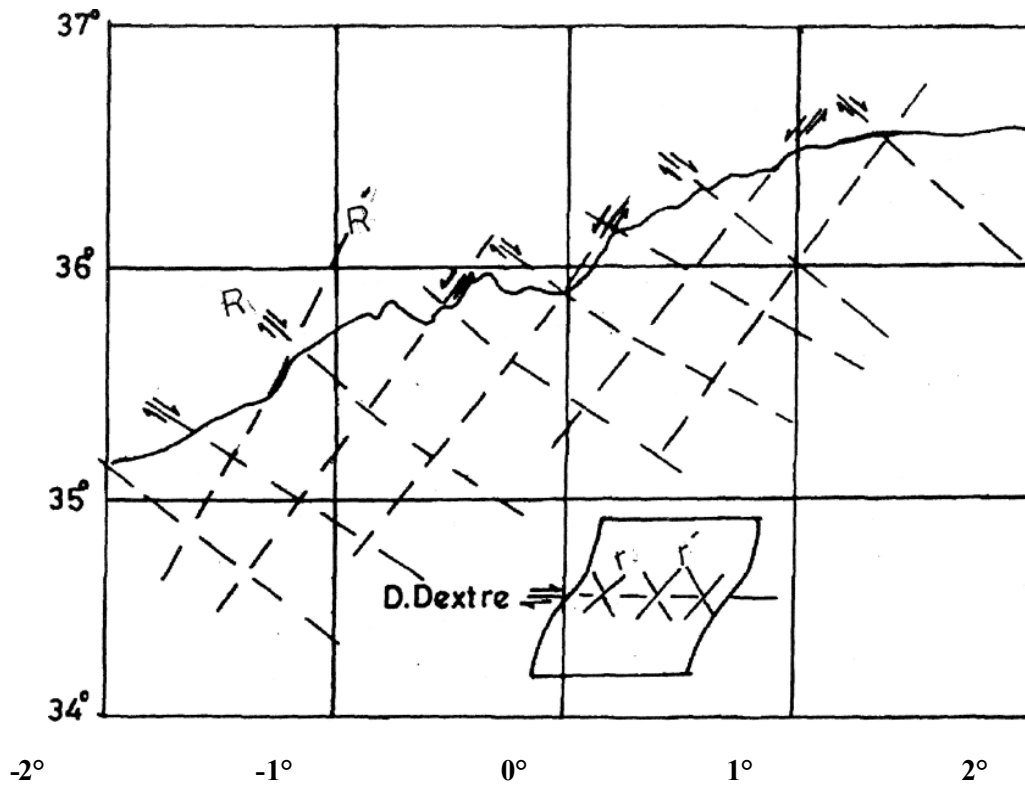


Fig.02 : Réseau de cisaillement simple (décrochement dextre :R-R')

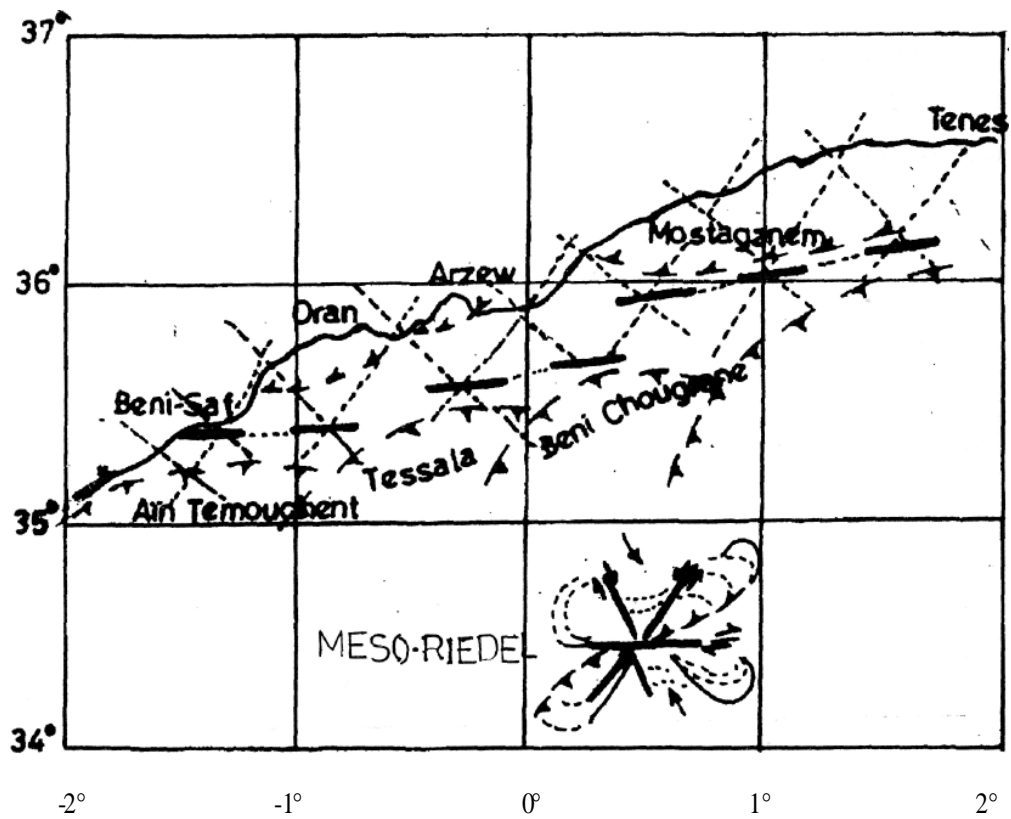


Fig.02' : Réseau composite transpressif (chevauchement dextre: P)

Les directions de ce réseau de failles sont associées à la cinématique des blocs tiltés constituant le substrat rocheux de la région qui fonctionne: sous l'égide des contraintes tectoniques imposées par la géodynamique des bassins occidentaux de la méditerranée. Plusieurs auteurs; (Fenêt, 1975 ; Gourinard, 1958 et Thomas, 1985) soulignent l'inversion tectonique lors des phases tectoniques ultimes qu'a connu la région.

Dans les zones déprimées, où les conditions de sédimentogenèse sont complexes, le potentiel de déformation augmente rapidement et favorise les morpho structures ondulées qui s'alternent avec les replats situés à des cotes topographiques élevées. Cette description est conforme avec les paysages de rampe tectonique : et ceux à système de rampe décollement. Les mesures microtectoniques effectuées sur plusieurs stations et leur interprétation au moyen de projection stéréographique montrent que la nature des failles est composite: soit décrochante normale soit décrochante inverse. L'analyse structurale confirme la présence d'une tectonique polyphasée dont la dernière composante est décrochante dextre de direction N120°. Cette dernière est bien connue à l'échelle du Maghreb. Par ailleurs, on souligne la pérennité de fonctionnement d'un important cisaillement qui traverse la baie méditerranéenne parallèlement à la marge littorale; depuis le Nord-Ouest d'Oran 'Andalouses*' jusqu'au large de la côte de Beni-Saf et d'El-Ghazaouet; (Bassin d'Alboran); Fig.03

Cet accident tectonique constitue une limite géodynamique qui sépare la plaque Nord-africaine de la plaque occidentale d'Europe.

Le fonctionnement de cet accident été essentiellement décrochant sénestre depuis le Pliocène inférieur (ouverture de la méditerranée) puis s'est inversé au Pliocène moyen et supérieur en décrochement dextre (fermeture de la méditerranée). Vers le début du quaternaire l'essentiel des structures actuelles telles que les massifs côtiers, les bassins et les dépointes ce sont instaurés à la faveur de plusieurs pulsations paroxysmales qui ont affectées le sahel occidental de l'Oranie. La géométrie des dépôts Plio-pléistocènes, marque la présence d'une discordance avec les formations néogènes, les variations progressive de pendages et le redressement des unités Plio-quatémaies en plusieurs endroits, notamment au niveau de Tafraoui', constituent des arguments crédibles pour témoigner l'effet d'une néotectonique active. Par ailleurs, on doit noter que les profils Topo-Mnt¹ soulignent plusieurs pulsations d'upsidence (redressement) qui s'alternent avec les périodes de relaxation tectoniques.

A partir de ces indices et grâce à l'interprétation de photos aériennes contrôlées sur le terrain, plus d'autres analyses quantitatives du réseau hydrographique et de l'orographie tirée d'imagerie satellitaire et de jeux de cartes topographiques (pour observer le comportement des différents ordres hiérarchique des oueds), on a pu retrouvé les principales directions néotectoniques prépondérantes dans la région ainsi que leur chronologie. En outre, les profils Topo-Mnt¹ nous ont permis d'analyser l'état de la déformation et de mieux localiser les principales fractures ayant traits avec la néotectonique régionale et/ou failles sismogènes affectant la région. Pour compléter les analyses morpho tectoniques, une analyse détaillée du chevelu hydrographique des versants Nord et Sud des massifs côtiers et internes a apporter de précieuses indications sur la nature décrochante (sénestre ou dextre) des failles et contribuer dans l'estimation des rejets horizontaux de plusieurs décrochements. Parmi les résultats obtenus de cette étude on peut souligner que la cinématique des failles se caractérise par une inversion tectonique importante affectant les terrains néogènes de la zone méridionale de l'Oranie. Quant à la marge septentrionale d'Oran, elle garde toujours la physionomie d'une marge passive en épousant les principaux accidents tectoniques marquant la dernière phase distensive du Pliocène inférieur, lors que la partie interne, notamment le massif de Tessala, se caractérise par une profonde transformation depuis le Pliocène moyen jusqu'à nos jours.

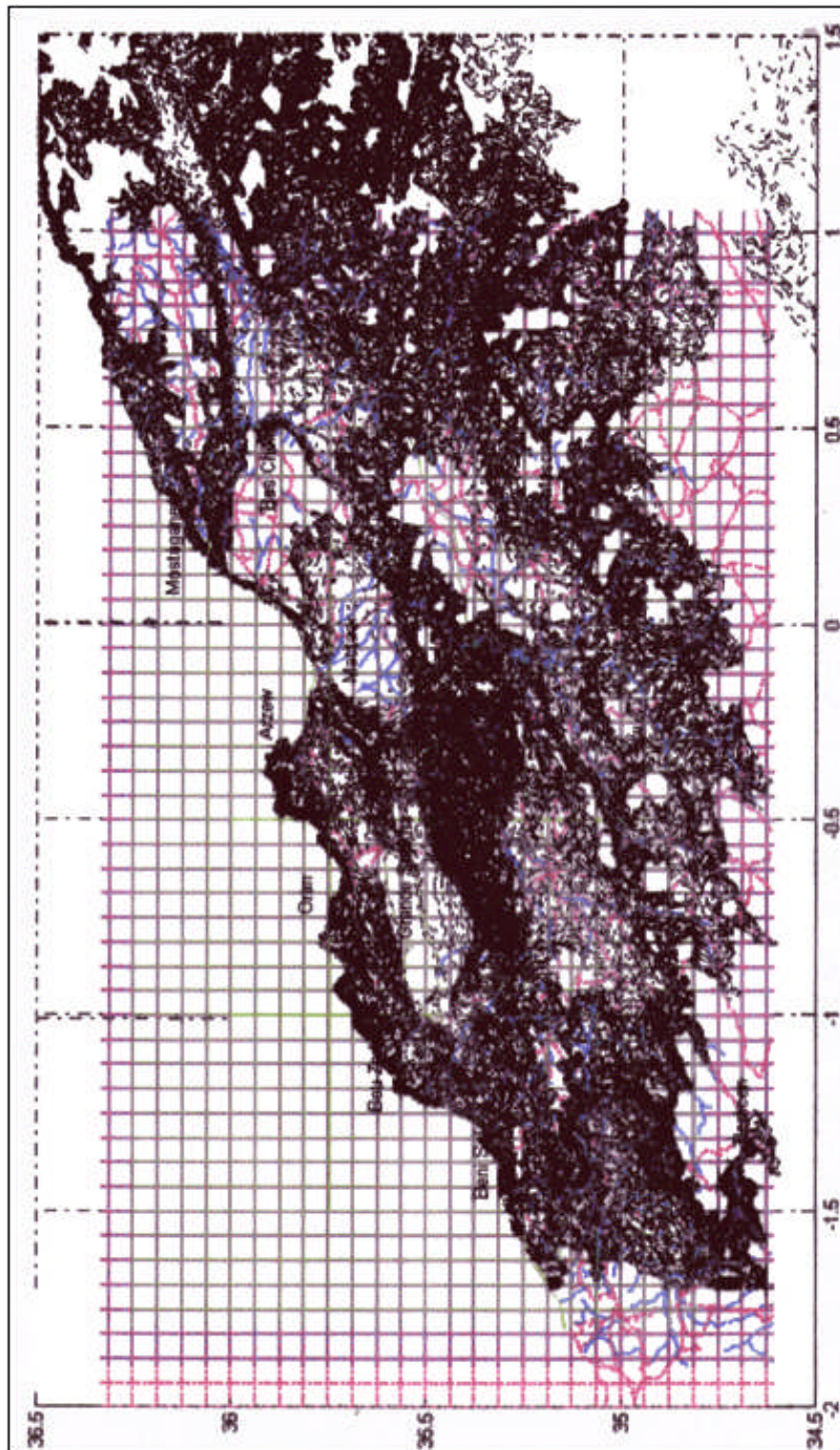
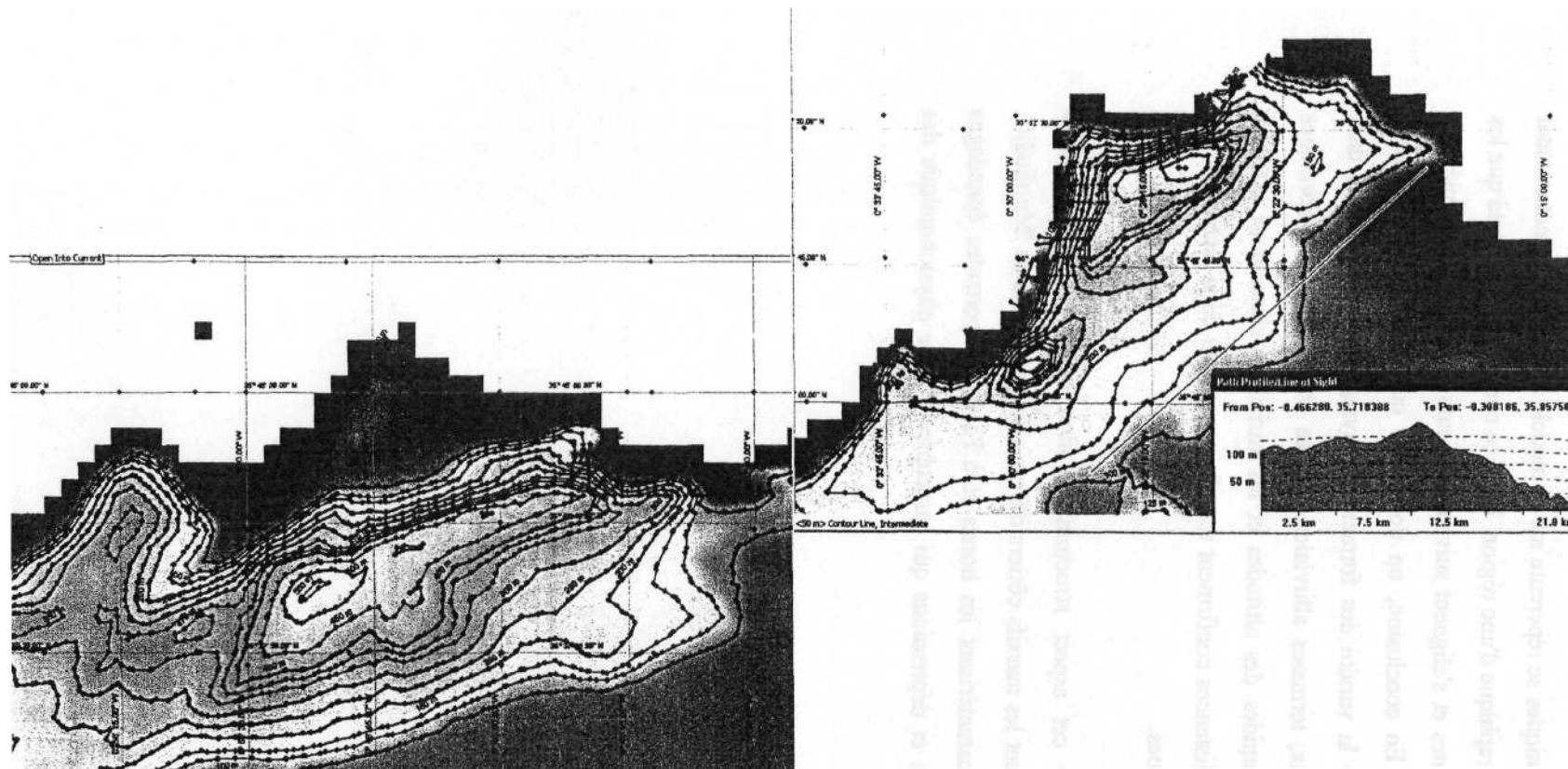


Fig.03 : Modèle numérique de terrain restitué par Global mapper et représenté en shape format/ Matlab-V7

L'activité des failles séismiques se répercute sur le modelé du paysage et notamment sur la forme du chevelu hydrographique d'une région. Dans ce contexte j'ai constaté que les virgations d'oueds sont fréquentes et s'alignent suivant plusieurs directions conformément au réseau de la fracturation. En conclusion, on doit noter que la trace des dernières déformations est marquée par la variété des formes du paysage Plio-quatémaies dans l'Oranais: monticules, plateaux, terrasses alluviales, plaines et dépressions endoréiques 'Sebkhas'. Les changements rapides des altitudes et les variations climatiques notables (climats contrastés) à faibles distances confirment tous l'antagonisme de la tectonique sur les autres facteurs géodynamiques.

Comme illustration de cet aspect structural on doit noter l'effet d'upsidence (soulèvement régional) marquant les massifs côtiers d'Oran ville; au niveau du 'Murdjado', 'Sonton' et de 'Djebel Khar' caractérisant les horsts et à l'aval d'importantes épandages détritiques couvrant les plaines et dépressions qui caractérise l'allure physiographique des grabens. Fig.04.



II-1 Interprétation de la fracturation tectonique

L'étude morpho structurale a été appréhendée par différentes approches: L'approche géo morphologique, structurale et de télédétection. Ces approches nous ont permis de définir un réseau de fracturation relatif aux derniers mouvements de terrains Plio-quaternaires et actuels générés lors des réactivations tectoniques qui ont édifiés le paysage des reliefs de cette province littorale. D'importants soulèvements et de formes de subsidence ayant participées ensemble pour la structuration des édifices telliens et des plaines intermédiaires à la suite d'interaction des phases d'enfoncement pliocène et de redressement quaternaires accompagnants les dernières phases de distension et de compression actuelles. Pour la définition de l'activité sismique, la définition des zones sources (failles) a une importance particulière, dans la reconstitution de l'aléa sismique régionale. Le processus de cette opération est lié à l'histoire orogénique (formation des reliefs) de la région à différentes époques de son histoire. Les principales phases enregistrées dans les terrains du Sahel oranais sont :

- Phase géo synclinale alpine méditerranéenne, favorisant l'apparition de manifestations essentiellement distinctives.
- Phases de comblement du bassin sous le poids litho stratigraphique.
- Phase orogénique, responsable d'édification des reliefs par soulèvement général des massifs littoraux.
- et la phase de Tectogenèse, responsable du charriage des nappes lors d'une série de transport tectonique en masse.

Associé à ces manifestations, d'importantes oscillations du niveau marin accompagnées de phases de transgression marines durant le miocène moyen à supérieur (Tortonien), avec l'existence d'une mer locale et régionale, changement de mouvement continental, avec une sédimentation marine. La plus grande partie de la région examinée, notamment la partie littorale, a été embrassée par des mouvements d'oscillations intensives. Vers la fin du Pliocène et au Quaternaire inférieur (Calabrien), Pendant la plus récente histoire géologique, les processus de tectogenèse se sont manifestés sur ces terrains lors des manifestations volcaniques, associées par des écoulements basaltiques au niveau de 'Ain Témouchent', ainsi que par la formation de structures plissées sur la région comprise entre Sebkha d'Oran et la baie d'Arzew (zone- 4).

Le bassin méditerranéen se trouve au Nord de la partie continentale qui est affectée par une subsidence (enfouissement) pendant tout le Néogène et au Quaternaire; à nos jours. La partie continentale de la région étudiée, en dépendance avec les manifestations en mouvements tectoniques et en conséquence des morpho structures caractérisant cet effet à savoir :

- 1- Morpho structure de soulèvement
- 2- Morpho structure d'enfoncement.

Les morpho structures de soulèvement selon le moyen de manifestations des mouvements néotectoniques sont divisées en deux groupes : les morpho structures des mouvements d'oscillation pendant le pliocène et le quaternaire et les morpho structures du soulèvement continu.

Les morpho structures d'enfoncement sont définies par l'effet des à-coups de subsidence différentielle donnant une dissymétrie caractéristique des couches quaternaires et récentes. Certains sites conservent encore la trace de ces manifestations tectoniques et l'organisation du chevelu hydrographique ainsi que l'étagement des terrasses illuviales sur le pourtour de la Sebkhah d'Oran témoignent l'effet d'une néotectonique active où deux groupes de formes sont lisibles : les morpho structures d'oscillation de soulèvement pendant le Pliocène et le Quaternaire et les morpho structures d'un soulèvement permanent (continu). Les premières sont liées à la partie littorale, tandis que les autres sont liées à la partie du sud de la région examinée.

Cette observation morpho structurale vérifie la théorie d'une structuration régionale en système de 'Horst-Graben'; avancée par (Gourinard, 1952). Le soulèvement remarquable de l'unité Murdjadjo, allongé sur plus de 50 km à l'Ouest d'Oran ville, jusqu'à l'embouchure des bassins versants de "Bou Tlellis. Au Sud, la dépression de la Sebkhah d'Oran et le plateau de Turgot, tandis qu'au Nord elle rejoint le bassin méditerranéen et partiellement avec la dépression des Andalouses. La largeur de cette morpho structure de soulèvement varie de 15 à 20km.

Pendant l'histoire géologique récente, depuis le Pliocène et le Quaternaire, la morpho - structure Murdjadjo dans ces limites actuelles on a détecté la trace d'importants mouvements d'oscillation qui ont régulés à différentes périodes le nombre et la répartition spatiale des terrasses et glacis actuels, ainsi que l'architecture de son réseau hydrographique lors des déformations successives. Comme résultat obtenu du balayage hypsométrique et des profils 'Topo-Mnt' sériés (sur l'ensemble des secteurs étudiés), et la compatibilité de la fracturation surfacique avec le réseau hydrographique qui suit respectivement les dernières manifestations tectoniques imposées par l'histoire géologique depuis le Quaternaire jusqu'à nos jours.

La région 'Djebel Murdjadjo' et Djebel Santon' représente un ensemble de morpho structures voûtées, caractéristique. Le développement de ces formes lors des mouvements asismiques (néotectonique) représente un excellent travail mentionné par (Gourinard, 1958).

La région Murdjadjo et Santon comme structures de horst sont formées pendant le Miocène, comme structure synsédimentaire lors des soulèvements qui ont séparés les grabens en zones étroites à remplissage post "Miocène*". Les structures en horst sont formées de couches Secondaires 'Crétacé et Jurassique', partiellement couvertes de couches miocènes. Sur l'ensemble du Murdjadjo. Au Pliocène, le Murdjadjo a été repris par l'érosion ainsi se sont structurées les surfaces élevées 'sommets-rampes'.

Au Calabrien - Villafranchien, la plus grande partie de ces morpho structure, à l'exception de celle de Djebel. Murdjadjo ont connus une transgression calabrienne; représentée par un terrain où les couches continentales de villafranchien de sont sédimentées sous le Calabrien. Pendant cette période de pénéplanation générale des morpho structures antérieures, sauf les massifs côtiers du Murdjadjo qui émergeait à plus de 100 mètres de la côte. En fin, d'autres mouvements verticaux post-Calabrien, se sont manifestés pour arrêter le paysage des formes actuelles du Sahel oranais. Suite à ces mouvements, des failles de bordure sont remobilisées, mettant en action d'autres failles (nouvelles). Le contexte structurale devient alors évident sur la bordure du Sahel et aux dépressions endoréiques. Celles-ci représentent la partie enfoncée des morpho structures actuels ' post-calabrien'. Cependant, les mouvements tectoniques différentiels ont conditionné la déformation existante, lors de la réactivité de failles existantes.

Les surfaces des plateaux susmentionnés, sont inclinées légèrement au sud, vers la Sebkhah d'Oran ou au Nord vers la mer, vers la Méditerranée. Ces surfaces sont subhorizontales seulement sur les parties les plus hautes des plateaux (plateau de M'sila) témoignent une physionomie de rampe tectonique que j'introduit dans le Sahel oranais d'après les observation géologiques, géophysiques et de d'interprétation d'imagerie satellitaires. La déformation des couches calabriennes et la position actuelle des aplanissements sur les plateaux indiquent un caractère d'oscillation de mouvements tectoniques verticaux. Ces derniers, ont contribués au soulèvements dissymétrique des terrains, suite aux réactivations (dislocations) de failles anciennes et la formation de nouvelles failles.

Par ailleurs la formation d'une importante flexuration au niveau des piedmonts telliens caractérise l'effet d'un mouvement profond du substratum. La morpho structure du Murdjadjo est l'exemple de cette flexuration qui sépare deux unités sismotectoniques importantes (celle du Murdjadjo et celle du bas Chellif).

Cette bordure, directement liée à la partie Ouest de la ville Oran, est représentée par la faille expressive de pente 60-65°, qui se manifeste dans la direction Sud-Ouest puis, en forme de segments de chevauchements qui s'étendent depuis 'Missergine' et 'Bou Tlellis' vers l'Ouest jusqu'à l'embouchure de l'Oued Sassel, et le bassin méditerranéen. A l'Est d'Oran, les Monts d'Arzew, situés dans la partie littorale au Nord, représentent une autre unité sismotectonique en phase de soulèvement. Par rapport aux terrains avoisinants (altitude > 400 m) Djebel Orous. Cette morpho structure, s'étend sur plus de 15 km, tandis que sa largeur moyenne est d'environ 6 km. La position des couches calabriennes indique que cette morpho structure été redressée d'environ 200m, pendant la période calabrienne (Fig.05+ Fig.06).

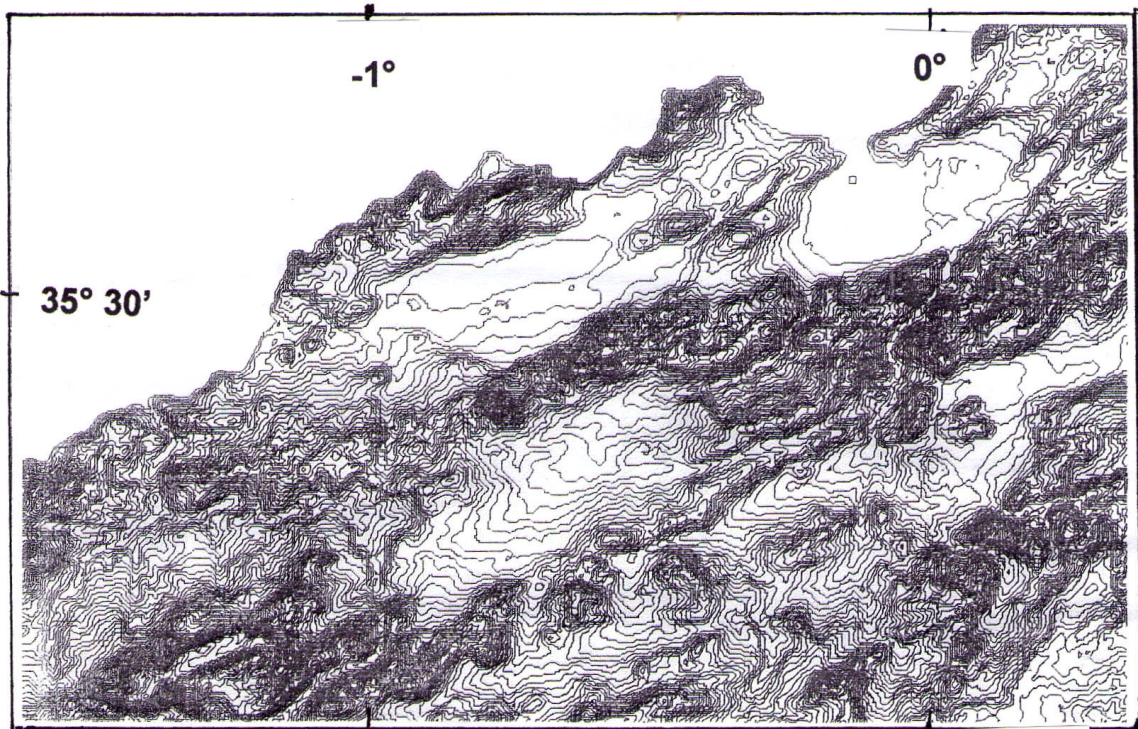


Fig.05 modèle numérique du terrain(E :1/100.000)

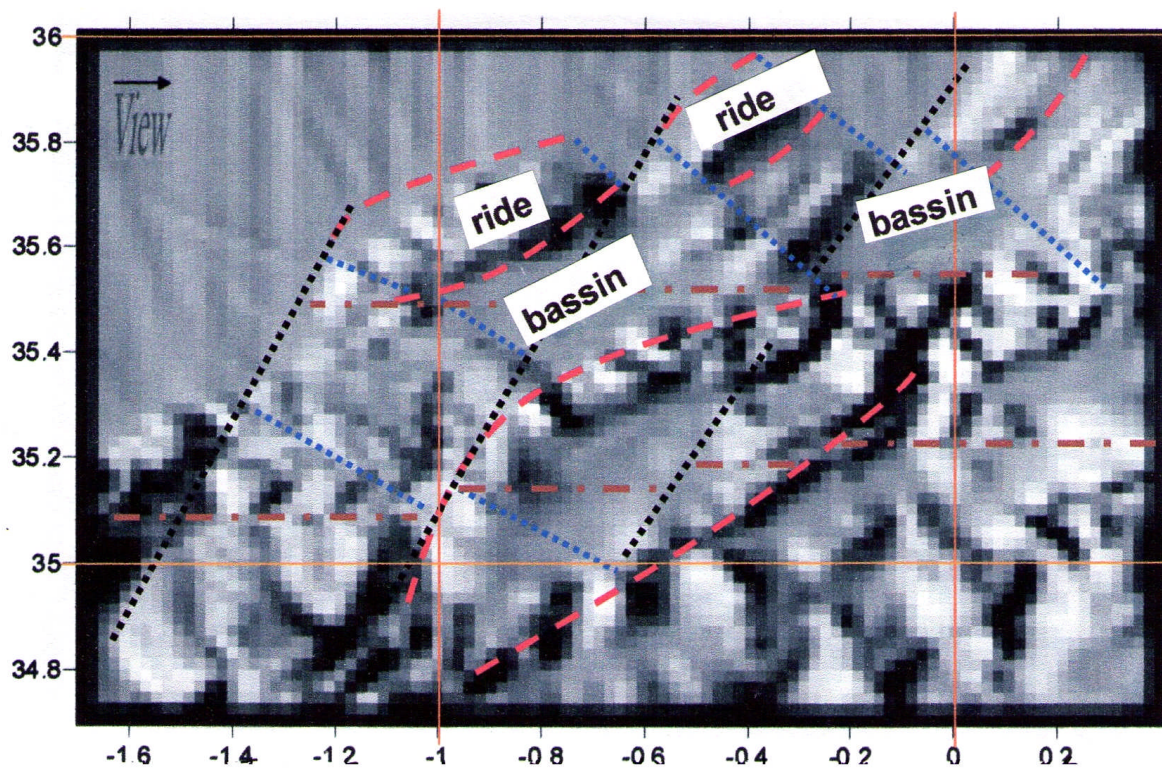


Fig.06 découpage morpho structural en rides et bassins

L'interprétation des profils Topo-Mnt; réalisés grâce au logiciel 'Global Mapper-V.8' pour les différents secteurs, de la manière exposée en Annexes (d'Oran et Arzew), m'a permis de retracer le réseau de la fracturation et de restituer la fracturation d'ordre-1 affectant les terrains néogènes de l'Oranais. En effet, plusieurs familles de failles ont été prélevées dont leurs azimuts sont intimement liés au modèle tectonique régional nommé le 'mégariedel; in Kazi Tani (1986). Ce modèle est caractéristique des zones à cisaillement et demeure comme un modèle référentiel pour les déformations des chaînes maghrébides telliennes de cette province du Nord Ouest Africain L'organisation des accidents tectoniques développées depuis la phase atlasique d'Eocène, au miocène et au Plio-quaternaire suivent conformément le mécanisme de ce modèle; avec la présence de trois composantes (synthétique, antithétique et tangentielle). Cette dernière est dite fracturation de 'Skampton¹ qui constitue la trace d'un chevauchement profond dextre (fléxuration tectonique) ; d'extension régionale qui se place au niveau des piedmonts des rides (Massifs telliennes), (Planche-I). Ces chevauchements peuvent être classés comme étant des écailles délimitant les unités morpho structurales qui représentent au même temps les sismotectoniques (qui seront détaillées dans un autre chapitre). L'emplacement de ces accidents se confond avec les fronts de nappes néogènes, seulement ils se distinguent par le taux de transports tectonique du à leur activité tectogénique (nappes allochtones dans les zones internes à des déplacements > 5 Kilomètres.

II- 2 Synthèse morpho structurale

La cartographie structurale de la fracturation tectonique fait apparaître, suivant l'échelle d'observation, une organisation directionnelle de type ternaire à quaternaire regroupant le réseau de fractures. Ce dernier prouve une distribution spatiale variée; d'échelle kilométrique à d'autres échelles supérieures (deçà à hecto kilométrique). La caractéristique principale de cette fracturation se définit par le croisement des plans de failles et accidents tectoniques conformément au modèle de Riedel, qui s'applique sur les terrains affectés par un cisaillement, notamment sur cette province régionale du nord ouest Algérien; (Kazi Tani, 1986). Dans cette approche structurale, je propose une classification de la fracturation, suivant l'échelle d'observation liée à la nature du phénomène structurant. Les principales catégories de failles, affectant le Sahel oranais, se distinguent en trois familles de fractures qui s'emboîtent respectivement depuis la petite échelle aux échelles supérieures:

- Pour un réseau local, les petites failles, d'échelle kilométrique de un à 10 kilomètres, s'organisent suivant d'un nœud tectonique qui résulte soit d'un événement sismique ou asismique (néotectonique) à l'endroit de la rupture ou du foyer sismique. Ce motif, prend l'allure d'une déformation du terrain, qui confère la répartition du champ des contraintes tectoniques appliquées au cisaillement (d'ordre-1) du modèle de Riedel.

- Le groupement de plusieurs motifs, selon les principales directions du mouvement construit un 'méso Riedel'; équivalant à l'ordre-2, d'extension deçà kilométrique qui traduit l'effet d'un événement plus important qu'on peut l'interpréter comme étant l'impacte d'un séisme dévastateur ($M > 7$). A un ordre supérieur, le groupement l'assemblage de plusieurs unités 'méso Riedel' traduit une déformation tectonique importante qui peut englober toute une région.

- A cette échelle les grands accidents tectoniques jouent un rôle principal dans la mobilisation des unités structurales et leur délimitation.

En conclusion, on peut souligner deux faits importants :

- l'organisation progressive de la fracturation structurale exprime une évolution des événements tectoniques depuis les faibles séismes à déformation restreinte aux grands séismes catastrophiques (régionaux).

- Dans cette région littorale, subdivisée en quatre unités structurales d'ordre-2, on constate la configuration d'un mega-Riedel (ordre-3) qui regroupe quatre Willaya(s) :

Willaya de Mostaganem, Mascara, Sidi Bel Abbés et Oran.

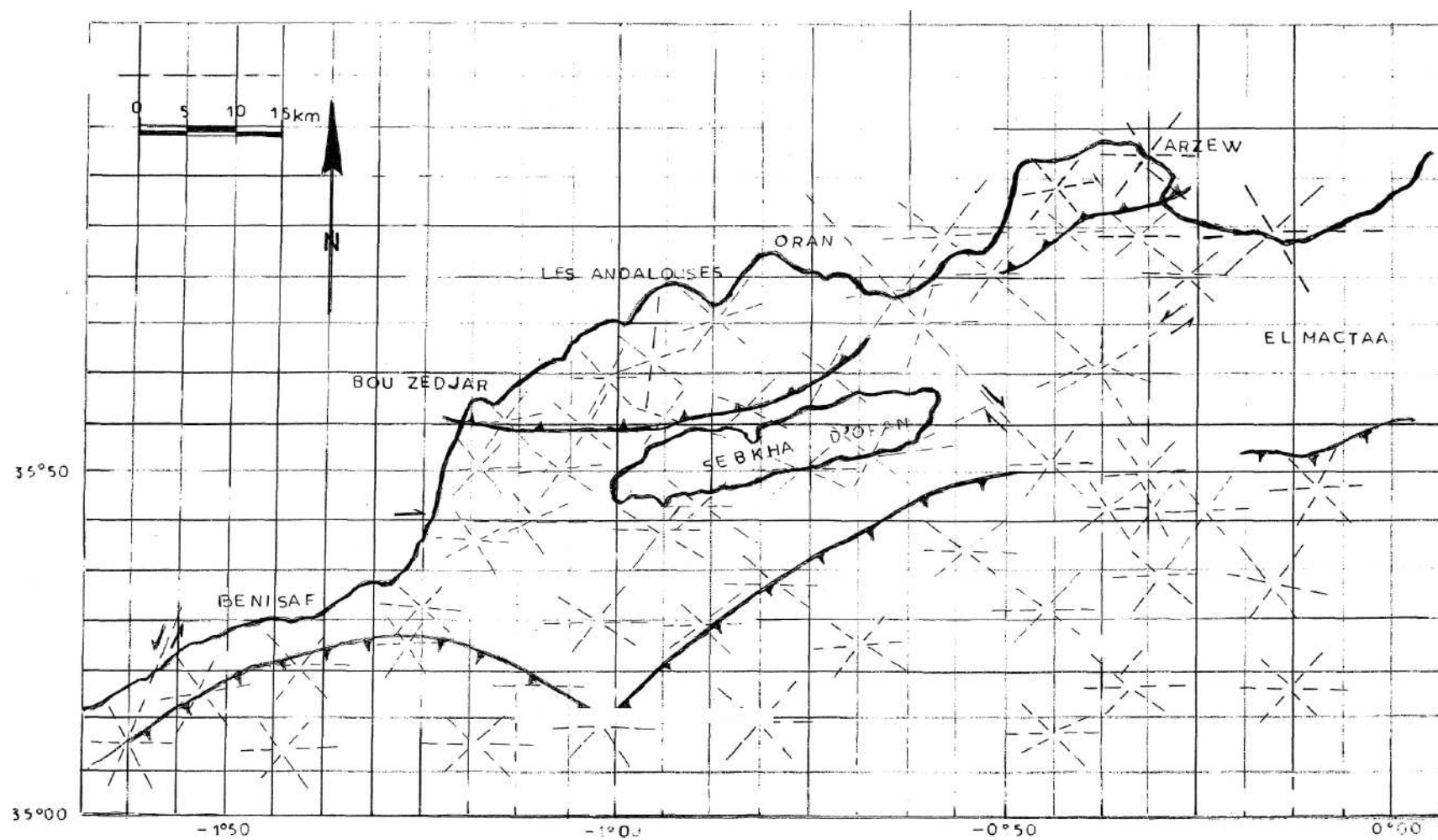


Planche -I: Réseau de la facturation régionale (Primaire et Secondaire)

II - 3 Elément néotectonique de la fracturation néogène du littoral oranais

Les premières investigations de terrain effectuées dans la région ont été focalisées sur des observations géologiques et morpho structurales pour établir un modèle structural spécifique à l'organisation sismotectonique du sahel oranais. Plusieurs étapes ont été programmées dans ce travail de terrain qui reste indispensable pour l'assemblage infographique des données structurales, de faciès géologiques, et de morpho structures réalisées par le biais (Topo-Mnt) qui permet l'organisation spatio temporelle de éléments architecturaux des corps géologiques.

La confrontation de ces arguments est nécessaire pour résoudre les paramètres du modèle sismotectonique régional demandé pour cette étude qui suggère une conformité entre les éléments structuraux de la région et ceux liés au modèle tectonique conceptuel. Les résultats obtenus montrent clairement l'existence d'un cisaillement tectonique à extension régionale qui a joué à plusieurs reprises entre senestre et dextre durant les phases tectoniques ultimes du T^{Méogène}¹ et celles du "Plio-quatenaire"¹. L'analyse morpho structurale, réalisée au moyen du modèle numérique de terrain, appuyée par des traitements spécifiques d'imagerie satellitaire (télé-détection) nous a permis de mettre en évidence l'existence d'une déformation mixte affectant la couverture sédimentaire Plio-quatenaire traduisant l'effet d'un cisaillement décrochant profond affectant les blocs crustaux au niveau des dépressions endoréiques et des plaines alluviales profondes. Ce contact anormal masqué affecte aussi bien les niveaux inférieurs du substratum schisto-gréseux secondaire que les formations grès argileuses superficielles du littoral oranais. La cartographie thématique des courbes isobathes montre clairement le réseau de la fracturation tectonique qui reste liée à l'activité sismotectonique contemporaine caractérisant l'ensemble des massifs côtiers de l'Atlas tellien de l'Oranais. (Fig.07, Fig.08 et Fig.09).

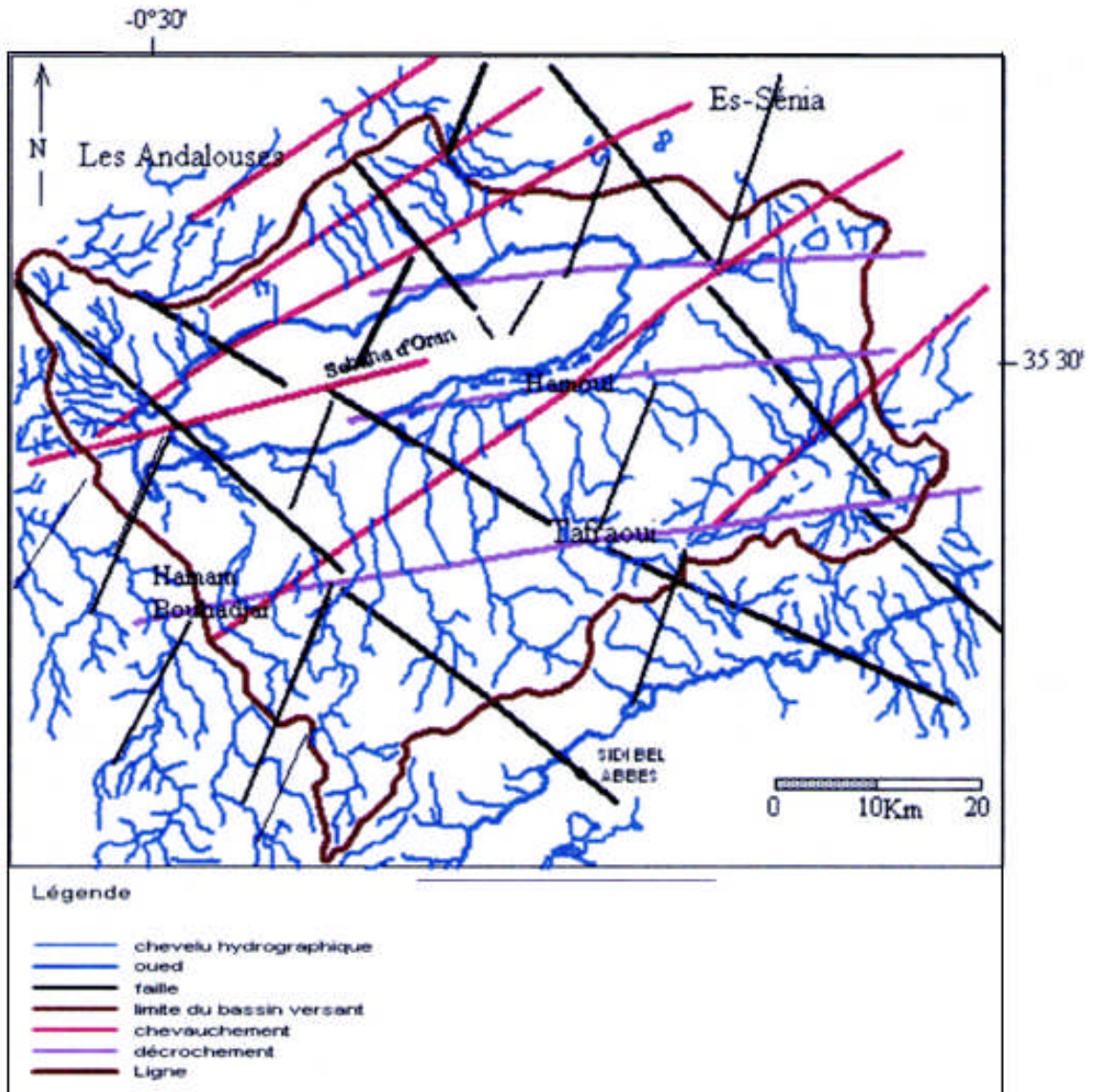


Fig. 07 : Cartographie de la néotectonique à la faveur des virgations du chevelu hydrographique (Ref. SOGREA-2004; modifié)

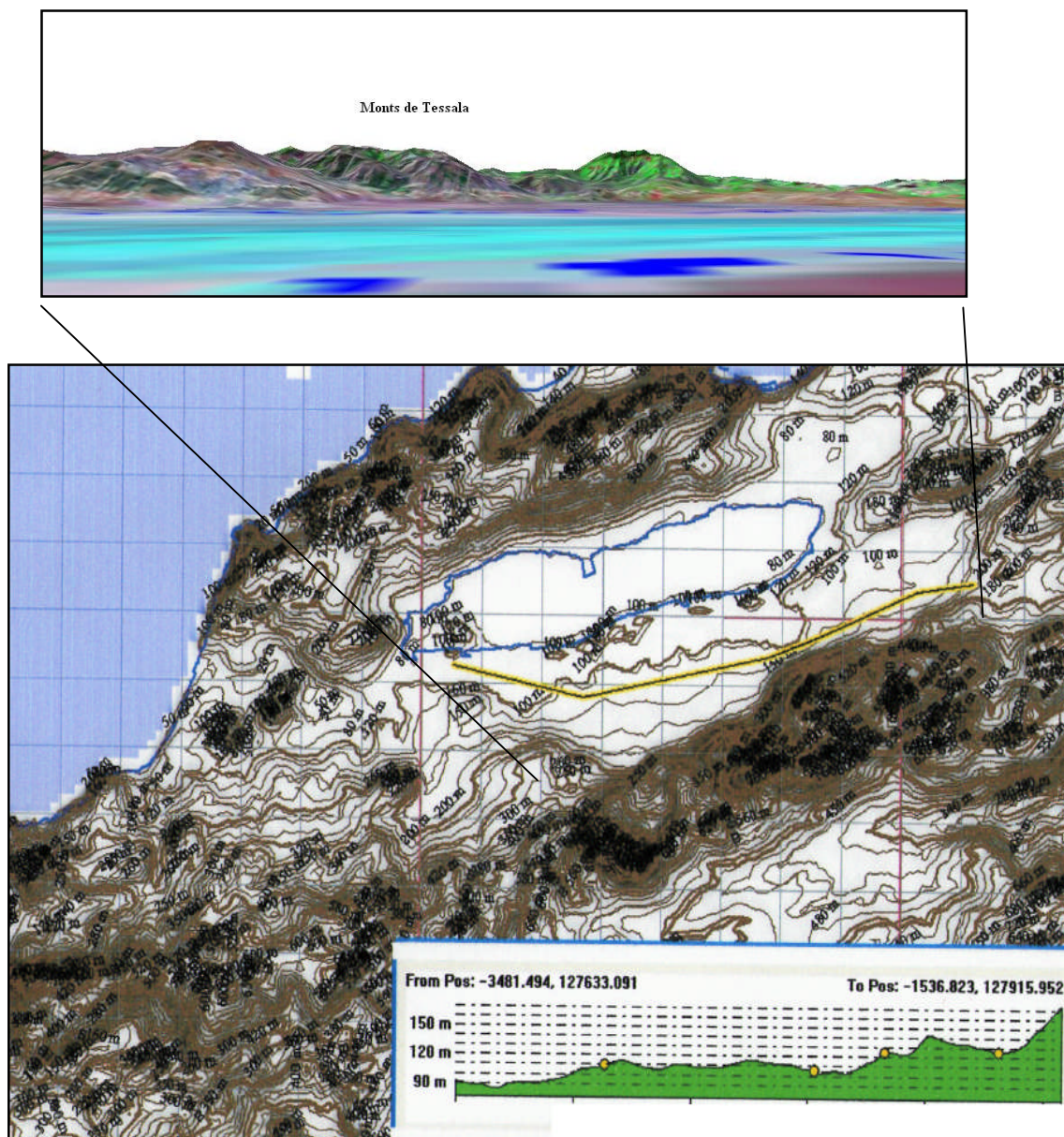


Fig.08 : coupe longitudinale (profil en long) traversant les terrasses Sud- Sebkhia d'Oran

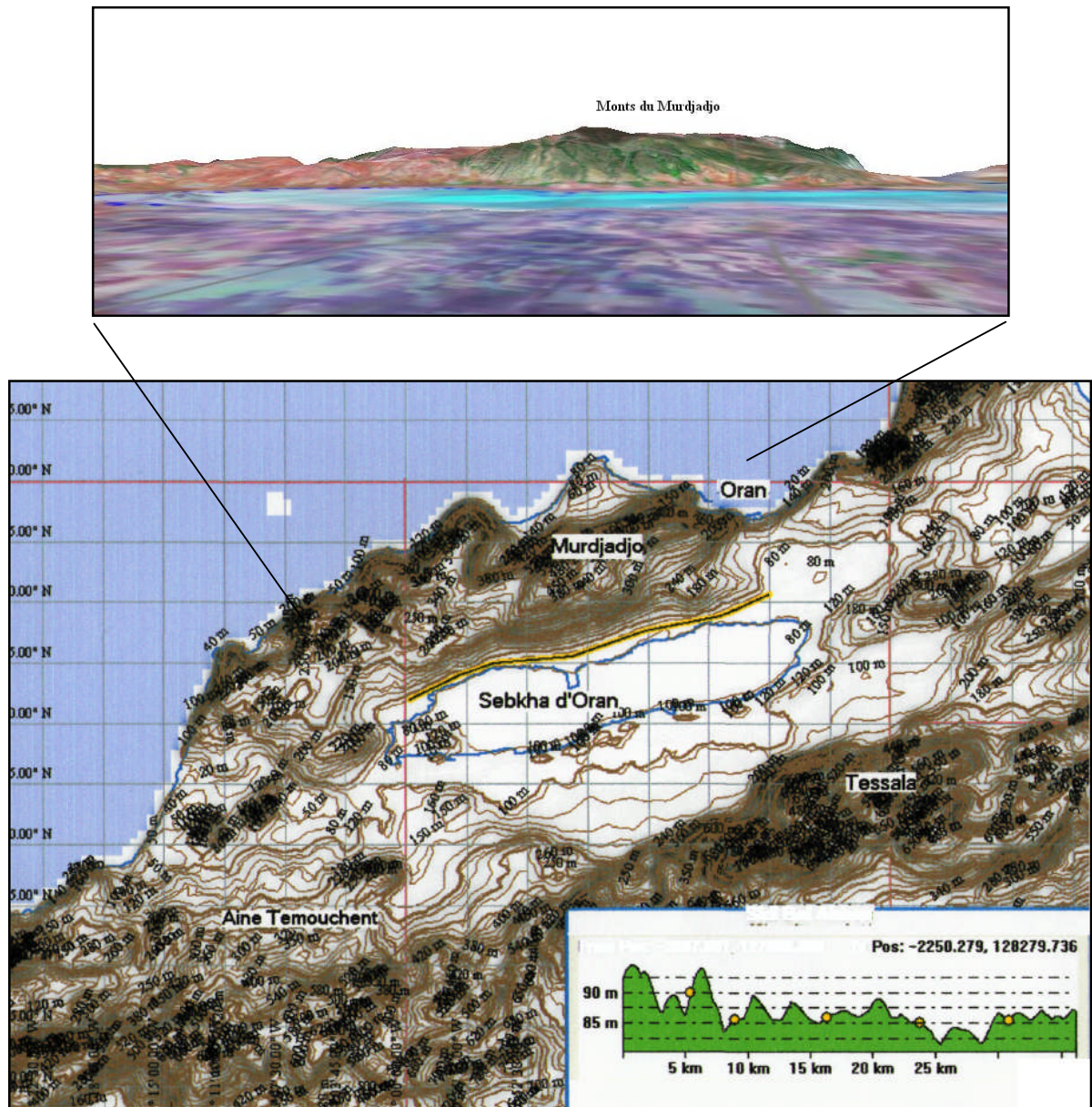


Fig.09 : Profil en longueur traversant les terrasses Plio-quaternaires au Nord de la Sebka

II -4 Élément Géo Spatial (Téledétection)

La problématique d'opérer les limites des formations anté et post-Néogènes du littoral oranais revient en l'occurrence à la divagation détritique des recouvrements sédimentaires Plio-quadernaires sous forme de placage à épaisseurs réduites. Cependant l'utilisation des techniques spatiales à la restitution des contours géologiques et des contacts anormaux d'extension régionale est devenue possible grâce à l'évolution considérable des produits informatiques et d'interfaces technologiques de haute performance. L'apparition de nouveaux programmes géostatistiques sur PC, associés à de hautes résolutions géométriques ont facilité considérablement l'analyse et le traitement des signaux vidéo; tel que le traitement de l'information géologique par l' A.C.P et l' A.F.C. En effet, dans une approche thématique de la cartographie morpho structurale l'option d'une classification hiérarchique (Cluster) en terme de segments ayant les mêmes signatures spectrales est devenue possible. L'imagerie satellite, par le biais des artefacts graphiques et des traitements spécifiques nous favorise maintenant d'avoir une meilleure vision spatiale d'une région donnée et grâce à la composition colorée multi spectrale nous pouvons accéder à l'information thématique par la simple nuance de couleurs sur la scène observée et aux traitements dynamiques d'imagerie qui favoriseront à moindre coût une cartographie morpho structurale. Dans ce contexte, j'ai utilisé en première étape la thématique classique; utilisant la cartographie géologique comme support de travail, pour résoudre le problème de limites de couches géologiques et des contacts anormaux (accidents tectoniques). La fenêtre de test ainsi réalisée constitue la maille primitive ou l'unité thématique d'un travail morpho structural intégré pour l'ensemble de terrains non encore réalisé par les méthodes traditionnels du géologue. La généralisation de cette opération à nécessité la collecte d'information morpho structurale sur les différents sites prospectés et les travaux bibliographiques des auteurs ayant étudiés la région littorale de l'Oranie.

Plusieurs essais d'analyse et de traitements spécifiques ont été abordés pour obtenir des nouveaux canaux permettant d'obtenir une meilleure visualisation des structures masquées sous les recouvrements Plio-quadernaires et d'en déduire des linéaments favorables à la reconstitution des éléments morpho structuraux de la région. Dans une seconde phase j'ai optimisé mon travail sur quelques sites de structures connus, pour généraliser la reconstitution de certaines structures à chevauchement 'aveugle'. Les données utilisées sont respectivement :

- Des Cartes Topographiques au 1/50.000 et 1/25.000 de l'ensemble de l'Atlas saharien central, des coupures de cartes géologiques (Gourinard et Gentil & autres)

- La carte géologique d Oran e: 1/50.000
- La scène de Landsat-5 / 1990.
- La scène de Spot Image / 2005.

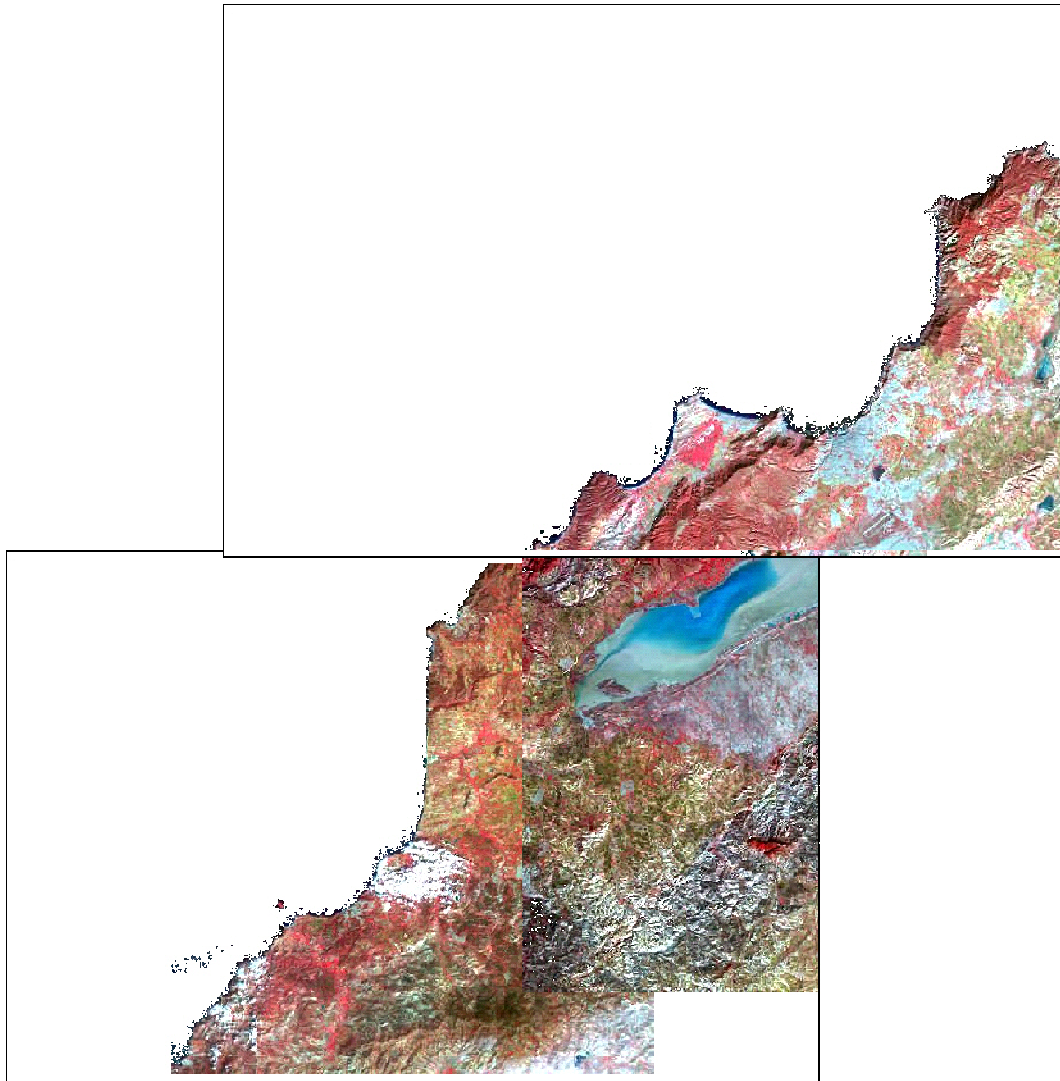


Fig.10 : Assemblage des Compositions colorées (Spot-5/2007)

II-4.1 - Traitement spécifique des données

La cartographie morpho structurale au moyen de la télédétection est actuellement devenue objective vue la puissance des techniques spatiales et la performance des algorithmes de calcul mathématiques et l'intégration des géostatistiques appliquées en Sciences de la terre. On doit rappeler que les différents traitements menés sur PC au moyen du logiciel de télédétection de notre Département (Idrisiw-V.2) et des scènes de landsat/90. Ces dernières regroupent une mosaïque d'imagerie satellite couvre l'ensemble de la région littorale nous ont permis d'obtenir des sorties uniques et mixtes ayant une résolution moyenne.

En effet, plusieurs essais sont élaborés dans notre Laboratoire pour s'approcher d'une méthode rigoureuse, apte à résoudre les problèmes liés à la délimitation cartographique et structurale des différents sites prospectés. La réflectance des objets géologiques sera présélectionnée par les différents canaux (TM) respectivement selon les longueurs d'ondes du visible (testés au préalable sur terrain par un radiomètre). Une fois avoir sélectionné les canaux bruts conformément à leur longueur d'onde, on procède à l'exécution de la composition colorée selon les directives de l'organigramme proposé ci-dessous. La condition essentielle dans ce travail consiste à faire coïncider les résultats obtenus par les traitements informatiques, (établir un vrai parallélisme entre les données théoriques (statistiques) et celles dérivant de la prospection géologique) avec les données de terrain. Dans notre test, on a choisi le site de «Zennina » comme fenêtre de référence constituée d'un jeu de neuf images recouvrant l'essentiel des formations post- Néogènes d'Oran. Données numériques (binaires), composition colorée brute des canaux TM(2), TM(4), TM(7).

Choix du site (Secteur en mosaïque de 09 fenêtres).

Traitement des données (Histogrammes et sélection des canaux)

Etude détaillée de la fenêtre choisie, puis on choisit les couleurs en fonction des objets recherchés par le biais d'information exogènes (telle que le lithofaciès).

En fin, Généralisation sur l'ensemble du terrain après le classement définitif de la scène.

II - 4. 2 - Réalisation d'une composition colorée

Elle consiste à superposer trois images mono canal et mono chromes de couleurs différentes. La composition colorée ainsi réalisée se représente par une grille de pixels colorés, dont les teintes correspondent aux différentes valeurs de réflectances spectrales mesurées par les canaux; TM(2), TM(3) et TM(4). Les couleurs de ces canaux sont sélectionnées respectivement selon les teintes, du bleu, rouge et le vert.

- La teinte bleu, elle correspond aux ensembles carbonatés (les calcaires, encroûtements calcaréo-siliceux et les marnes gypseuses). Cette teinte paraît plus ou moins intense suivant que la formation carbonatée est compacte ou tendre.

- La teinte rouge, elle correspond aux Argiles rouges d'altération et aux grès argileux. Le TM(4) est souvent utilisé dans les classifications thématiques, comme un bon marqueur des oxydes de fer, tel que l'hématite (Fe_2O_3) et la goéthite ($FeO-OH$), voir Fig. 1V'58

- La teinte verte, elle correspond au passage des formations altérées aux non altérées, caractérisant ainsi les limites des couches géologiques et parfois même la fracturation. Le résultat de ce traitement semble être probant avec la géologie de terrain correspondante à la composition colorée synthétique du Secteur étudié. Les données numériques des 09 fenêtres choisies ont été extraites successivement canal par canal de la scène globale. Chaque fenêtre est composée de 256 lignes fois 255 colonnes, soit 65.536 pixels de 900 m² chacune. Sur la mosaïque de la composition colorée, on constate une continuité des bancs carbonatés jurassiques et/ou crétacés. Par le biais de la transparence de visibilité on constate la continuité des reliefs secondaires en dessous des recouvrements tertiaires et quaternaires.

D'autre part, le passage brusque des teintes (ou cassure de couleurs) semble correspondre à un linéament morpho structural ou tectonique. Les signatures spectrales du site choisi (Secteur de Zennina) ont été réalisées en fonction des minima et des maxima relatifs aux histogrammes de fréquences, tirés de la réflectance des pixels, Rappelons que la démarche complète qui vient d'être citée est imprimée sur, un logiciel connu pour le 'Numelec-1.000' de l'école d'Arzew.

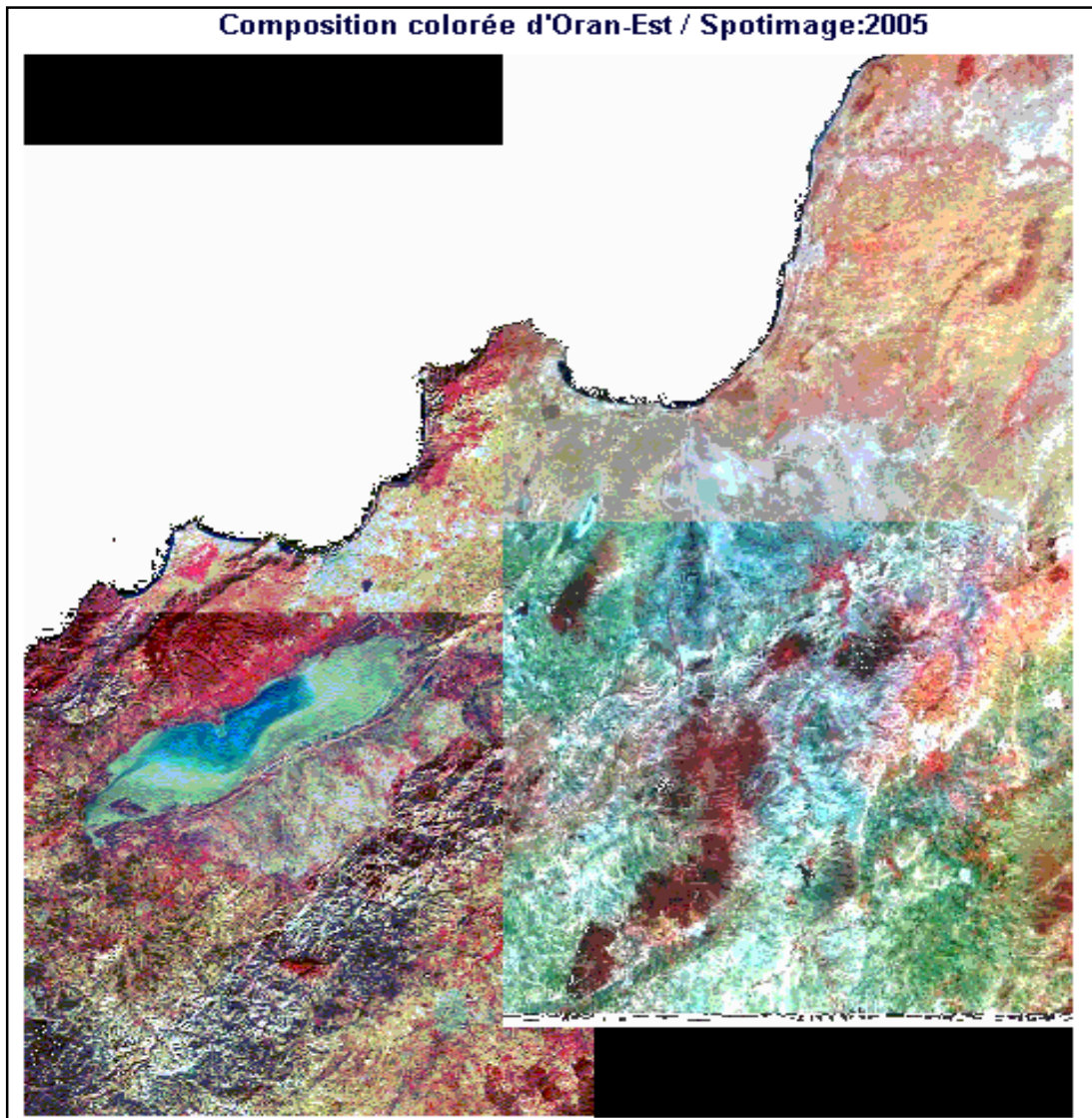


Fig.11: Composition colorée d'imagerie satellitale (spot image / 2005)

II- 4. 3 - Résolution spectrale (choix des canaux)

La réflectance des roches est une donnée variable en fonction de la composition minéralogique de base, et semble être liée aux phénomènes de réflexion et de volume. Cette réflectance est fonction de l'intensité de la couleur. Les roches sombres ont une réflectance forte par rapport aux roches de couleur claire. Vu que notre principal but s'attache à identifier et à distinguer par le moyen de la télédétection les roches d'origine carbonatées des silico ou argilo gréseuses, on doit accorder, beaucoup d'importance à la détermination des meilleures bandes spectrales qui permettent la discrétisation entre les silico clastiques et les carbonatées, voir fig. N°59(c). Ces Signatures spectrales sont élaborées à plusieurs niveaux d'observation, par la vision aérienne, au laboratoire et sur terrain (par le moyen d'un radiomètre de réflectance des objets géologiques)

Les courbes données par l'appareillage de mesures satellitaires, au proche infrarouge du TM(4), visualisent les objets géologiques dont leur longueur d'onde λ est comprise entre [0.76 à 0.90 μm]. Sur le spectre classique des réflectances on constate une grande différence entre la réflectance des minéraux carbonatés blancs et les minéraux colorés. Ces derniers se caractérisent par leur importante teneur en fer, tel que la Sidérite et les argiles rouges d'altération et qui ont une répartition conforme à la bande TM(2) de $\lambda = 0.52$ à $\lambda = 0.60$ μm . Quant à la bande de TM(7), dont $\lambda = 2.08$ à $\lambda = 2.35$ μm , elle fait discriminer les zones où interfèrent les roches altérées avec les non altérées ou compétentes, et qui reflète en réalité la fracturation rhéologique du site choisi.

.- Traitement de quelques fenêtres par L' A. C. P

L'A.C.P qui est une des méthodes statistiques de synthèse, qui permet de générer un système de référence hiérarchique. Ce dernier contribue à mettre en évidence le nombre de dimensions de l'espace où se projette le nuage de points correspondant aux observations, en assurant un minimum de perte d'information. Le changement d'axes de références permet de calculer de nouvelles variables, indépendantes les unes des autres et classées selon leur pouvoir différenciateur décroissant (C King-198s).

Le traitement à l'A.C.P la fenêtre du site; offre une approche structurale qui illustre bien les observations faites sur terrain. Les sorties de chaque A.C.P donneront une information complémentaire et non répétitive et par conséquent l'Information doit concerner plusieurs aspects physiques et thématiques pour les différents terrains étudiés. La composition colorée synthétique reflète généralement les grands traits morpho structuraux d'une région malgré la diversité des lithofaciès et la densité du couvert végétal dans certaines régions.

Dans l'analyse des composantes principales les variables d'ACP d'axe factoriel (f1), d'axe factoriel(f2) et d'axe factoriel(f3) représentent les tendances évolutives des phénomènes naturels géologiques. La Moyenne des maxima et des minima offre une entité de distribution géostatistique cernant les limites des couches ayant une réflectance similaire. En fin, l'effet de saturation des couleurs RGB (Rouge vert et blue) est lié au la fonctions de seuillage d'histogramme des réflectances des pixels d'image.

- Classement des Ratio(s):

Le principe de traitement en ratio(s) consiste en l'exploitation simultanée des réponses spectrales dans plusieurs canaux pour former un néo-canal afin d'accroître artificiellement les réponses des objets retenus, Les travaux antérieurs de Cervelle & Chorowicz-1986, utilisent l'information tirée des différents canaux: TM(5), TM(7} et TM(4) ont montré de bonnes corrélations entre les résultats théoriques « des ratios » et d'expérimentation, Les valeurs des indices ferriques détectées sur certains types de végétation sont pratiquement corrélables avec ceux testées sur des échantillons argileux, présentant un taux de minéralisation ferrique élevé, tel que la Kaolinite, minéral très répandu dans la nature, vue sa signification détritique.

Dans notre essai de cartographie spécifique à de la région d'Oran, on vient de démontrer l'utilité de ce type de traitement qui porte le privilège d'adaptation à l'échelle régionale d'une part, et d'autre part elle constitue: un outil très efficace d'investigation de surface, voire même de sub-surface, tel que les recouvrements du Plio-quatenaire; (Fig.13).

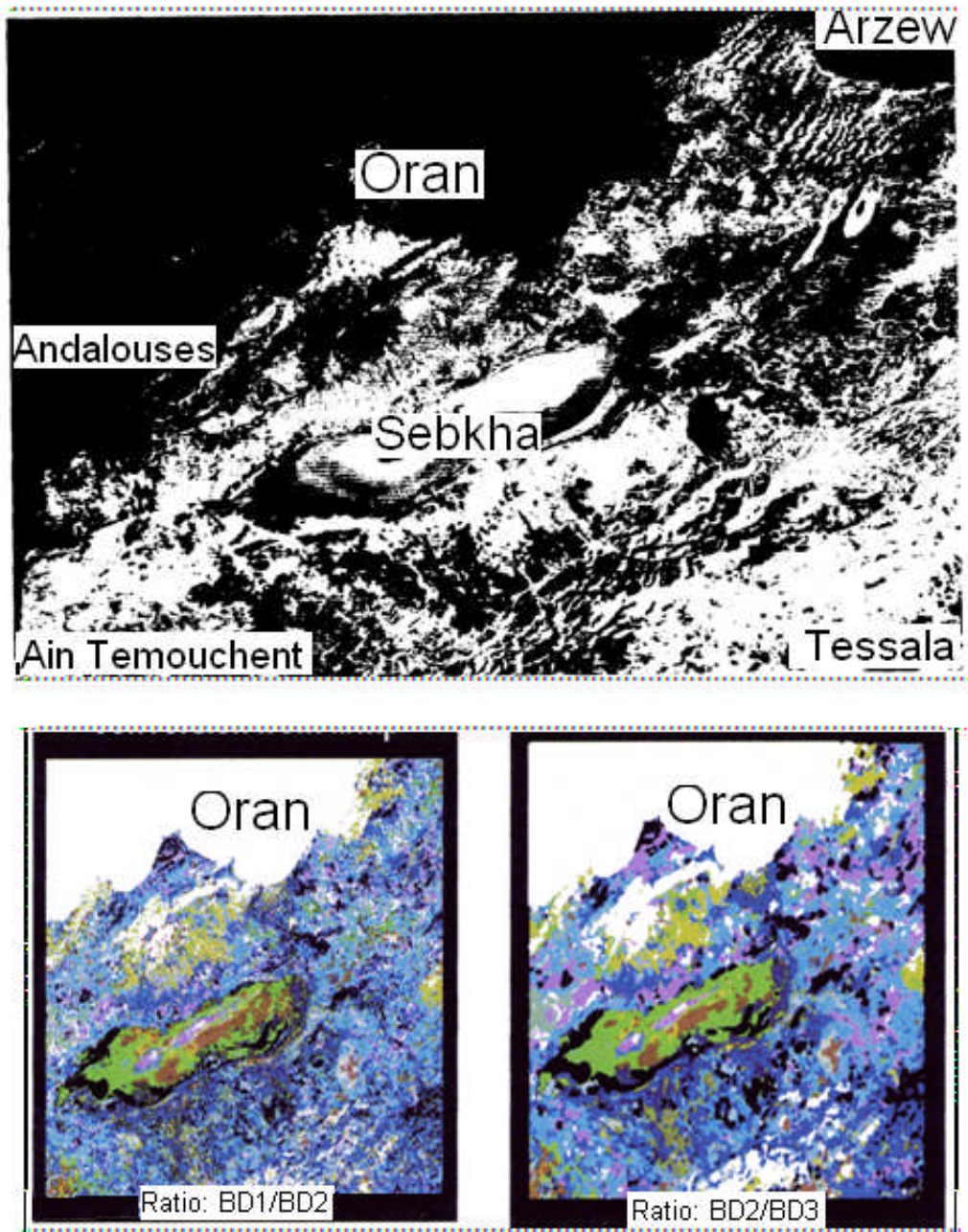


Fig.12 : seuillage d'image Landsat-5 (en haut) et traitement des ratio (Bandes: 1-2-3).

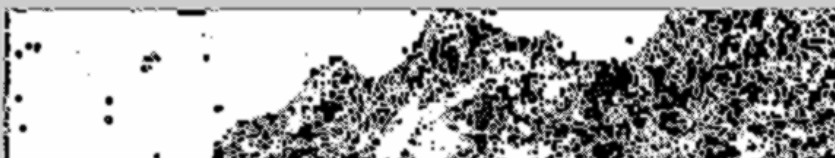


Fig.13 : exemple de traitement spécifique des ratio(s) d'images spot-5

L'application de ces notions sur la région d'Oran a été favorable aussi bien pour l'assemblage des coupures des photos aériennes, que pour l'interprétation de la morpho structure et la détermination des linéaments relatifs à la fracturation des terrains secondaires.

Cette interprétation qualitative ne présente qu'une description de la mosaïque obtenue du traitement de la composition colorée. L'assemblage de plusieurs fenêtres 'mosaïque', avec leurs différents combinaisons entre ratio(s) relatifs aux bandes spectrales: TM(2)/TM(4), TM(5)/TM(3), TM(4)/TM(7), ...etc. Cette opération de traitement spécifique d'image permet d'avoir des néo-canaux qui favorisent une meilleure résolution de la fracturation tectonique (fig.14) et/ou l'optimisation des limites entre les couches géologiques difficilement séparées. Ce mode de discrétisation spectral peut être employé pour distinguer les terrains altérés par l'érosion des terrains compétents, de même grâce à l'effet de nuance des couleurs on peut facilement identifier et délimiter les terrains autochtones des autres terrains (couverture).

La délimitation des couches géologiques anciennes (Jurassiques et Crétacés qui sont généralement compétentes), des dépôts plus ou moins récents (Plio-quadernaire) et les dépôts actuels est faiblement résolue vue l'effet de réflexion des ondes 'généralisation de plusieurs images fictives' par rapport à l'image originelle.

Interprétation de la fracturation tectonique affectant le bassin de la Sebkha

La détermination des fractures et de leur chronologie relative peut être effectuée au moyen d'imagerie satellitaire correspondante traitant la thématique de la fracturation du bassin endoréique de la Sebkha à partir de la scène Landsat5-1990. Cette image est classée puis filtrée par le mode relative à une classification hiérarchique (C.A.H) par le logiciel Idrisiw-V.3. Dans cette figure, on constate plusieurs linéaments de fractures ; vérifiées au niveau de certains sites, qui sont organisées selon plusieurs directions, dont la plus récente est d'orientation: Est-Ouest. Les autres fractures suivent la configuration géométrique du modèle dit 'Méga Riedel'. Il est à noter que suivant la dimension et l'ampleur des accidents j'ai classé la fracturation de ces terrains en trois catégories :

- **une famille d'accidents d'ordre -1**: qui représente les discontinuités profondes liés à la fléxuration globale d'une unité structurale
- **une seconde d'ordre-2** : qui caractérises les failles à décrochement ayant une extension déca- kilométrique.
- **Et une troisième famille d'ordre-3** : qui regroupe les fractures ayant une extension moyenne (quelques kilomètres) donnant un motif textural d'entrecroisement qui semble être lié aux manifestations séismique. Ce fait sera développée ultérieur est en relation avec les de moyenne.

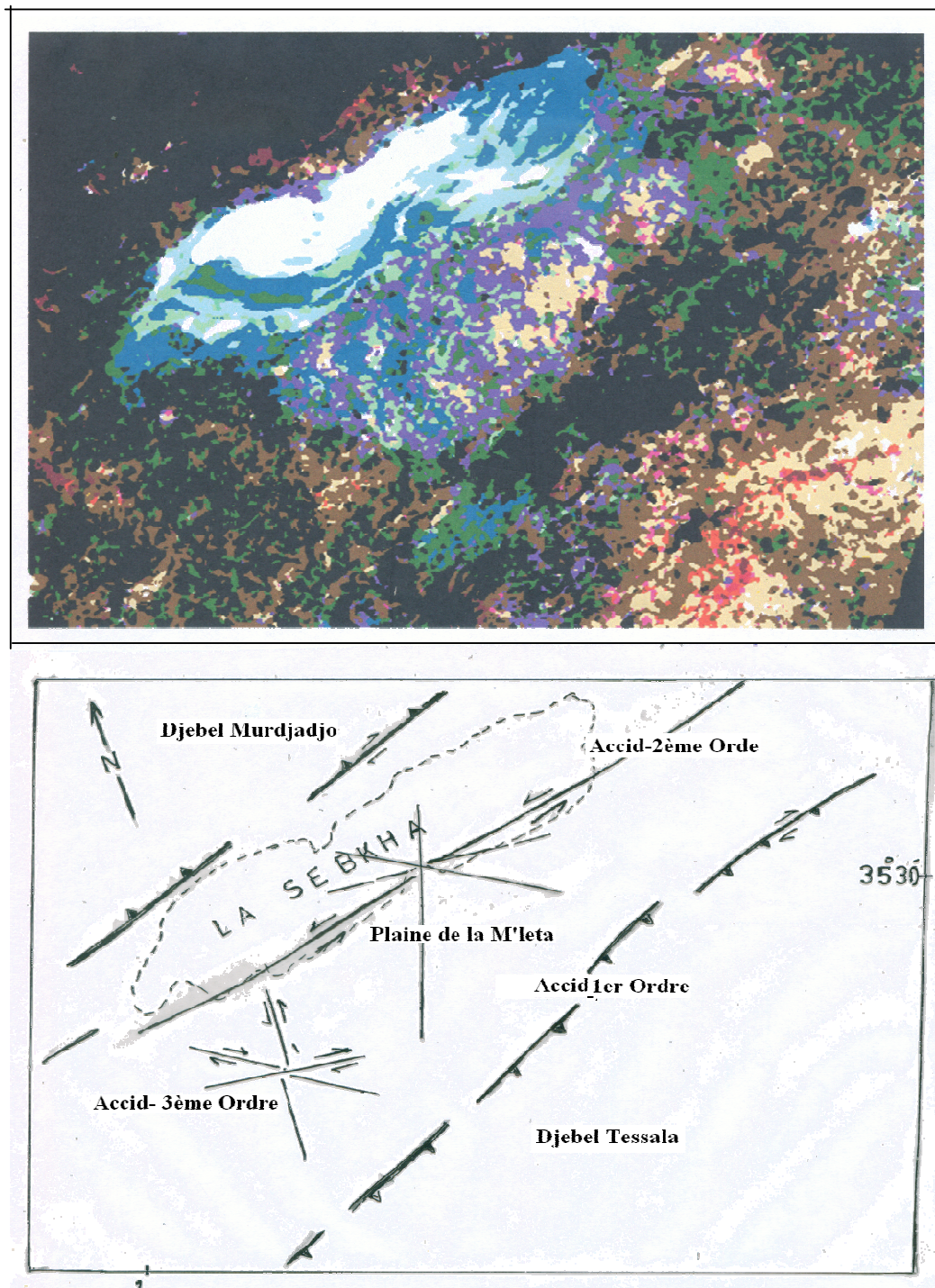


Fig.14: Exemple d'interprétation de la fracturation affectant le bassin endoréique de la Sebka d'Oran à partir d'une image satellite classée et filtrée (Mode).

Conclusion

La cartographie géologique des formations Plio-quaternaires, basée notamment sur la classification supervisée, a l'avantage de distinguer les principaux bancs repères relatifs aux couches géologiques compétentes qui sont masquées par les recouvrements de sédiments tertiaires et de dépôts quaternaires tels que les calcrêtes, silcrêtes, dolocrêtes plus une partie pédogénisée de sols; détectée par la transparence du visible et par la nuance des couleurs dites 'ton de gris'. L'efficacité de ce traitement réside dans la prise de précision et dans la rapidité d'exécution de cartographie thématique (géologique) rapide dont la précision restera liée aux données sources (reconnaissance régionale). Cependant, une prospection géologique d'un site pilote restera une nécessité avant toute essai de résolution cartographique (levé minute) des formations lithostratigraphiques qui est indispensable pour un tel traitement qui est resté arbitraire pour le contrôle des limites des différentes unités géologiques et structurales. Ici la fracturation est mieux résolue par le traitement des ratios est le filtrage des sorties d'images.

III - Cadre structural de la région littorale

III- 1 Analyse microtectonique

En contexte structural, la recherche des éléments structuraux et leur cartographie favorisent la détermination du régime tectonique d'une région. La projection stéréographique des données microtectoniques, associés à l'analyse des marqueurs cinématiques, constitue la clé d'identification des composantes principales de la déformation (système triaxial des contraintes). La distribution spatio-temporelle du champ de contraintes tectoniques, obtenue par l'application de la géostatistique, m'a permis de résoudre le schéma structural et mieux comprendre la question de permutation entre les axes de contraintes (régionales).

Etant donnée que cette distribution est bidimensionnelle, et que l'activité tectonique, Plio-quaternaire, est relativement jeune à l'actuel, les formes de reliefs littoraux gardent encore l'essentiel des structures profondes, malgré l'action météorique plus ou moins intense (climat contrasté). Par ailleurs, la connaissance du style tectonique de la région d'étude, et le modèle géomécanique correspondant, de représentation planaire, de l'état de la déformation cisailant, se développe sous forme de lobes (cercles) plus ou moins déformés selon le disproportionnement (disparité) de la compétence des terrains superficiel. Rappelant que le critère géomécanique le mieux adapté dans cette région est en l'occurrence celui de Griffith; modifié qui admet une déformation tectonique mixte (distensive-compressive et tangentielle). Dans ce modèle l'enveloppe, des cercles d'état de contraintes tectoniques, traduit une fléxuration ou zone de chevauchement tectonique correspondant aux accidents de premier ordre. Quant à la courbe de traction (distensive), elle englobe la fracturation secondaire relative aux failles transversales et longitudinales; (Fenet, 1975).

En fin d'autres fractures, d'extension réduite de 06 à 12 km, focalisées sur les noeuds tectoniques (d'anciens épacentres séismiques), forment une troisième catégorie de fractures. Cette dernière suit généralement un maillage deçà kilométrique, dont leur l'organisation épouse les lignes de dislocations linéaires tectoniques. Le tracer de ces linéaments, levé à partir du modèle numérique de terrain 1/50.000 (Planche-1) définit le modèle tectonique régional. Cependant, je souligne que chacune des disciplines : la géomorphologie, la télédétection ainsi que l'orographie et l'hydrologie réconfortent l'objectivité du méga Riedel; (in Kazi Tani, 1986) pour résoudre l'organisation spatio-temporelle de la fracturation tectonique du Sahel oranais.

Les éléments structuraux sont des dispositifs géologiques observés dans l'espace, par la géophysique (profils), que nous égalisons avec les structures classiques qui sont relatives aux structures géologiques (graben, dômes, plis, failles, joints, etc...). Analyses de rupture et de linéament figurant dans l'espace indique souvent une persistance remarquable des tendances au-dessus des deux secteurs cratoniques et ceintures mobiles. Les éléments structuraux montrent souvent un rapport géométrique systématique avec une conformité aux linéaments. Ces éléments peuvent être interprétés en termes d'extension, de glissement oblique ou la tectonique de contraction est liée à la formation de bassin, à la déformation et/ou aux histoires de soulèvement tectonique. La question comment les dispositifs de diagnostic pour les arrangements géodynamiques particuliers peuvent être reconnu par les outils utilisés dans la présente étude est traitée. Toutes les méthodes ont des limites: La télédétection permet seulement l'analyse géométrique de quelques éléments structuraux. Les critères formulés de l'identification sont les suggestions qui doivent être justifiées par des champs d'observations de la nature sédimentologique et structurale. Les données sismiques de haute résolution de réflexion donnent seulement des informations superficielles, quelques centaines de mètres, du bassin étudié, et l'extrapolation à la profondeur nécessaire pour l'interprétation des structures observées demeure souvent expérimentale. L'ignorance au sujet de la rhéologie crustal de lithosphère limite le prolongement profond des structures observées. Néanmoins, des inférences pour la synchronisation et le développement des structures étudiées peuvent être établit à partir des interprétations multi disciplinaires. Ces modèles traitent les failles normales en tant qu'une classe, indépendante de leur mécanisme d'entraînement. On peut distinguer les failles entraînées par l'effet de la gravité d'extension induite par échec de pente dans la croûte étirée par une partie de la croûte supérieure (couche séismogénique). L'importance de la distinction est celle les failles normales conduits par pesanteur peuvent être indépendantes de la prolongation lithosphérique. Ils forment généralement des sédiments mous, ayants de très petites forces, et par conséquent peut se développer dans des régions pratiquement aséismiques.

III-1: Analyse microtectonique synthétique du sahel oranais

Les données microtectoniques obtenues par la prospection des affleurements des terrains néogènes de la région d'Oran confirment l'existence d'une complexité tectonique importante. Les abords proches de la ville d'Oran conservent d'importants arguments marquant l'existence d'une tectonique mixte et polyphasée, ayant affectée les terrains secondaire et tertiaire de la région. Les travaux antérieurs des géologues confirment ce fait par leur esquisse cartographique des structures apparentes avec quelques extrapolations azimutales des discontinuités et contacts anormaux. Bien que leurs approches soient rigoureusement admises, elles restent orientées selon des principes théoriquement liés à certaines observations restreintes. Dans ce travail, je dois souligner l'existence d'une complexité structurale bien prononcée, depuis la marge littorale vers les zones internes qui met en relief une alternance entre les massifs côtiers et les vallées intermédiaires. L'organisation spatiale de ces unités morpho structurales forme un modèle tectonique régional.

En effet, l'observation géologique à des échelles variées souligne l'association d'une déformation souple avec une autre déformation cassante qui reste bien conservée au sein dans les terrains 'Plio-quadernaires' de la marge littorale. Cet aspect tectonique nous semble lié aux déplacements des blocs crustaux constituant les niveaux inférieurs du substratum des massifs littoraux qui matérialisent une tectogenèse à tendance horizontale affectant la couverture néogène et quadernaire par un système de 'Rampe Décollement' affectant les massifs côtiers oranais; Fig. 15 .Ce style tectonique évoque l'interprétation de coupes géo structurale observées sur site; ainsi qu'aux niveaux des canevas stéréographiques, traité par logiciel (Stéréo net), qui m'ont permis de restituer le rapport déviatorique des contraintes tectoniques et de restituer le régime de la déformation. Les deux exemples présentés dans la Fig.16 et 17) qui sont échantillonnés pour montrer l'existence de variations de régime de contraintes d'une région à autre; (Planche-II).

Cette approche structurale souligne l'effet d'un cisaillement profond affectant le stratum de la région dont la direction est pratiquement Est-ouest, qui semble constituer la source d'une sismicité modérée et entretenue de façon permanente sur l'ensemble du littoral oranais. Fig. 18

* Fig. 19 + Fig.20



Fig.15 : Miroir de la faille marginale active des Jenets d'Oran ; Echantillon de déformation cassante compressive d'Oran / frange maritime d'Oran Est)

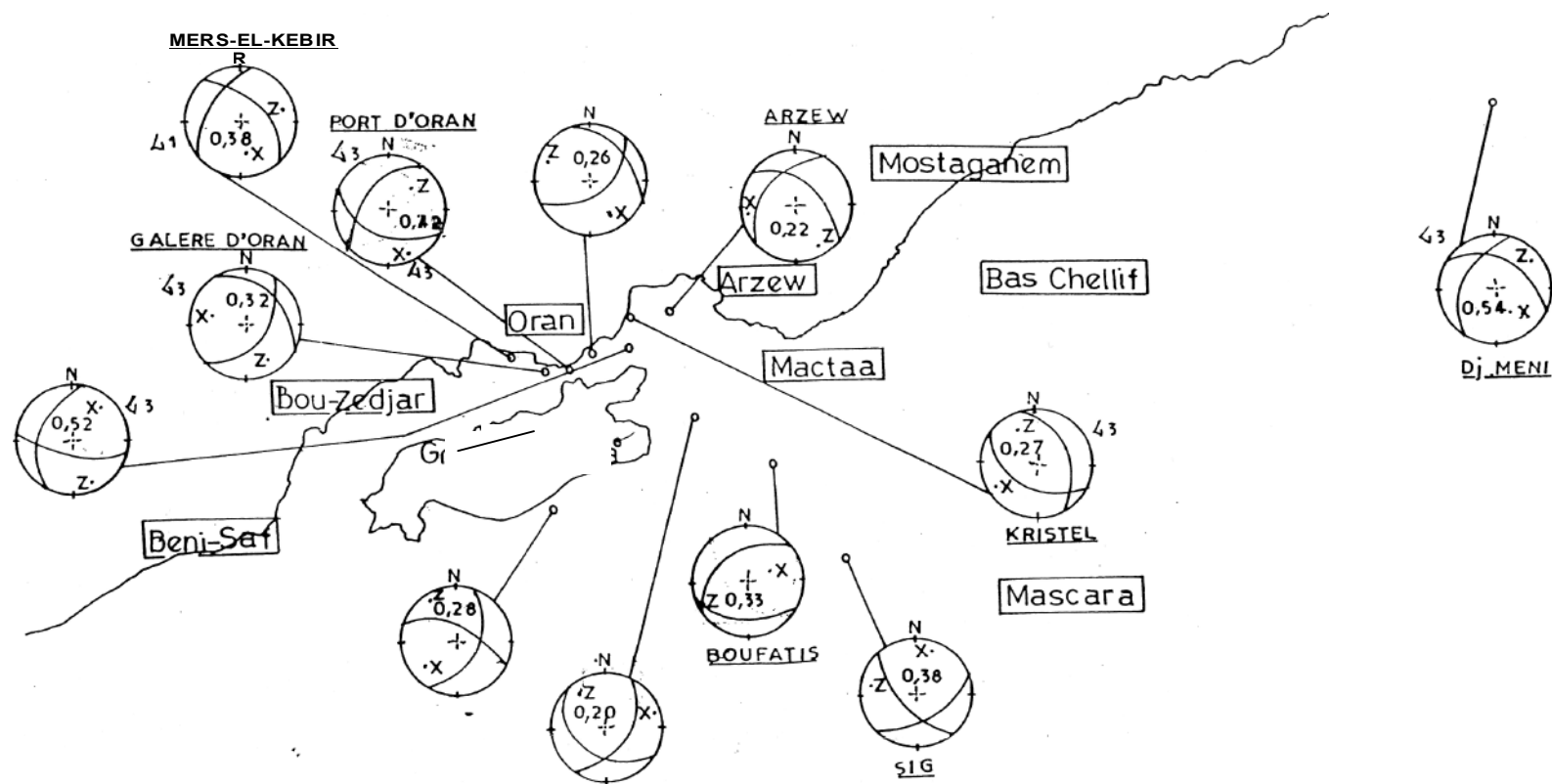


Planche- II : Principales stations microtectoniques à l'échelle du Sahel

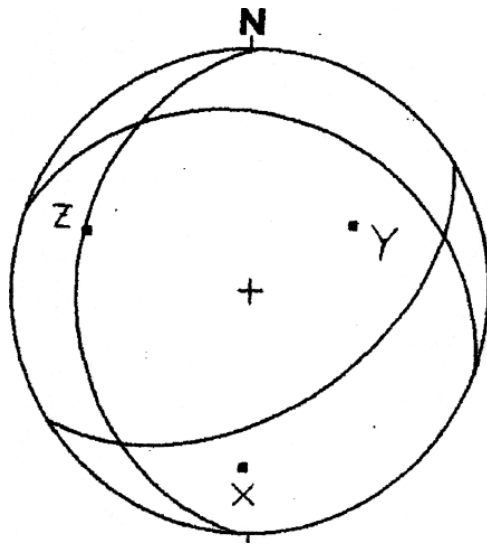


Fig.16. Exemple d'un régime transtensif

- **Données microtectoniques de la Calère d'Oran Ouest**

Tenseur-1(Z): 162 20 Tenseur-2(Y): 044 50 Tenseur-SPC): 265 32

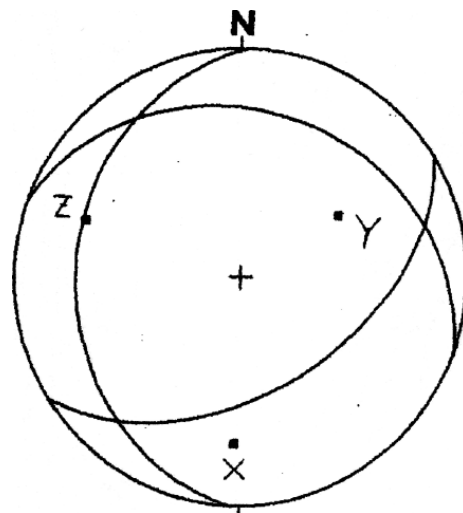


Fig.17 : Exemple d'un régime transpressif

Données microtectoniques de la frange maritime (Tenseur -1(Z): 290.0-28.0 Tenseur-2 (Y): 058.0^8.0
Tenseur-3(X): 182.0-28.0

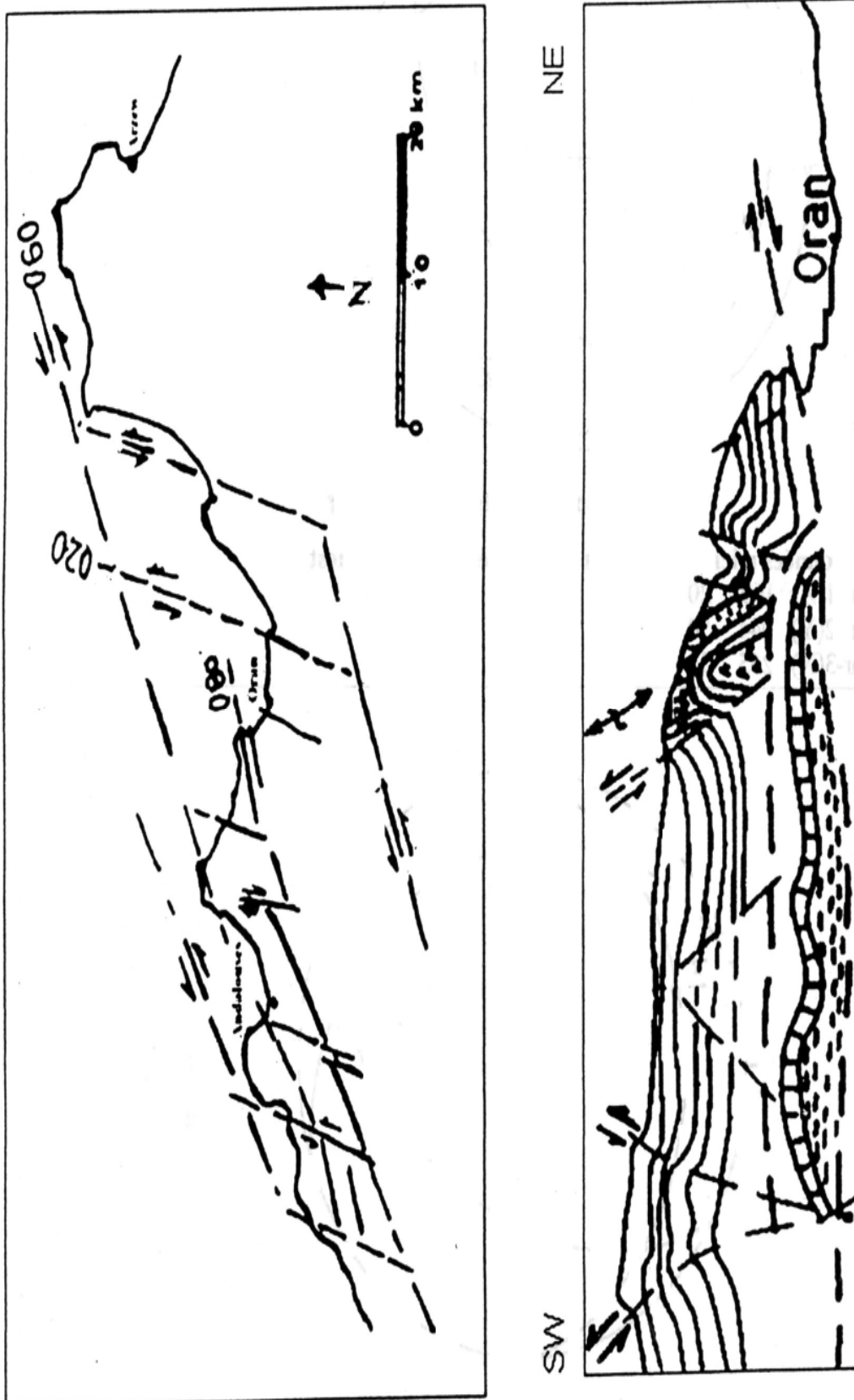


Fig. 18 : Schéma structural du Murdjadjo; Fenet & Thomas (1985) et coupe géo-structurale du Dj-Aidour (Murdjadjo) in Gourinard (1952)

La mise en évidence d'un transport tectonique de convergence entre deux grandes entités morpho structurales devient évidente suite à cette dynamique de mouvement entre les blocs crustaux. En effet, les chaînes côtières du Murdjadjo Andalouses et d'Arzew au Nord et celle des chaînes interne; des Tessala-Sig' et des monts de Béni-Chougrane au Sud, s'organisent sous forme de rides plus ou moins arquées, montrant ainsi l'existence de profondes variations structurales qui semble constituer la source d'une subsidence différentielle affectant la grande sebkha d'Oran qui s'oppose à une upsidence; source de soulèvement des rides littorales Secondaire à Primaire. L'interprétation des coupes géo électriques, réalisées par 'Sogrea-2004' m'a permis de mieux concevoir la géométrie des formations néogènes en zones déprimées, de comblement détritique aussi important (plusieurs centaines de mètres).

Par ailleurs, l'existence d'un rejet notable supérieur à 10^{aine} de mètres, au niveau de la dalle 'Calabrienne', qui se prolonge entre Djebel Khar et le plateau de Canastel, montre clairement l'effet d'une néotectonique (différentielle) caractérisant la zone marginale ainsi que les zones internes avec un rejet de : 15 à 17m (fig.8 et Fig.9). Cet aspect structural souligne l'activité d'une néotectonique, qui est responsable d'édifications des reliefs et de profonds changements dans le mécanisme de circulation des eaux souterraines (hydrogéologie). En conséquence, les changements de pression de confinement des couches géologiques profonde entraînent des variations notables dans les contraintes tectoniques qui modifient le paysage. Les exurgences de¹ sources hydrothermales et les bombements de terrains anhydritiques (gypses) au niveau de 'Hammame Bouhadjar' et celle de la Source thermique 'd'Ain-Franine' font preuve de ce thermalisme qui argumente à son tour la proximité d'un volcanisme récent dans la région; la profondeur des griffons hydrothermaux est voisine à 800 m; communication orale du Professeur Verdeil, les années 1983; lors d'un stage d'hydrogéologie.

III -2 Répartitions des tenseurs tectoniques sur le littoral oranais

La cartographie géologique régionale étant incomplète en données structurales, la couverture aérienne en photo géologique, non accessible à notre niveau, j'ai jugé nécessaire d'utiliser d'autres techniques pour étudier le réseau de la fracturation telles que l'analyse du réseau hydrographique associé au modèle numérique de terrain qui m'ont servi pour restituer les accidents tectoniques à la faveur des linéaments correspondant aux alignements des virgations d'oueds (chevelu hydrographique). Cette approche thématique d'hydrologie, m'a permis de constater deux faits importants:

- L'orientation des principaux oueds et l'allongement des bassins sont souvent associés avec l'alignement de cônes de déjection, sur de grandes distances, témoignant de l'existence de zones fragiles (fracturées).

- La localisation de sources thermo minérales au niveau des dépressions topographiques suit pratiquement la même tendance, permettant ainsi d'argumenter l'impact des accidents tectoniques profonds sur la remontée des eaux thermales vers la surface.

En effet, l'analyse microtectonique de plusieurs sites et quelques mécanismes au foyer, m'a permis de tracer des cartes thématiques représentatives de la déformation tectonique. La configuration géométrique de la distribution latérale des tenseurs tectoniques justifie que la contrainte intermédiaire ' σ_2 ' suit parallèlement les zones fragiles qui longent généralement les massifs littoraux et ceux des Tessala; au niveau des zones internes du tell oranais. Ces observations renforcent l'hypothèse de la prédominance d'un jeu de cisaillement par rapport à d'autres hypothèses; faisant intervenir la subduction dans ces zones de limite de plaques. Le support théorique de ces deux hypothèses est fondé sur l'existence de pointements de roches volcaniques d'âge Plio-quadernaire', et/ou sur la cartographie des bassins losangiques 'pull-apart'. Quant aux grands accidents décrochants était jusqu'à 2004 non perceptibles pour argumenter la trace du cisaillement profond. Autre théorie basée sur l'utilisation de la géochimie pétrographique peut expliquer l'évolution des roches magmatique vis-à-vis la composition des roches profondes sur un taux en minéraux indexes du matériel montellique. Fig.21 ; Fig.22 et Fig.23

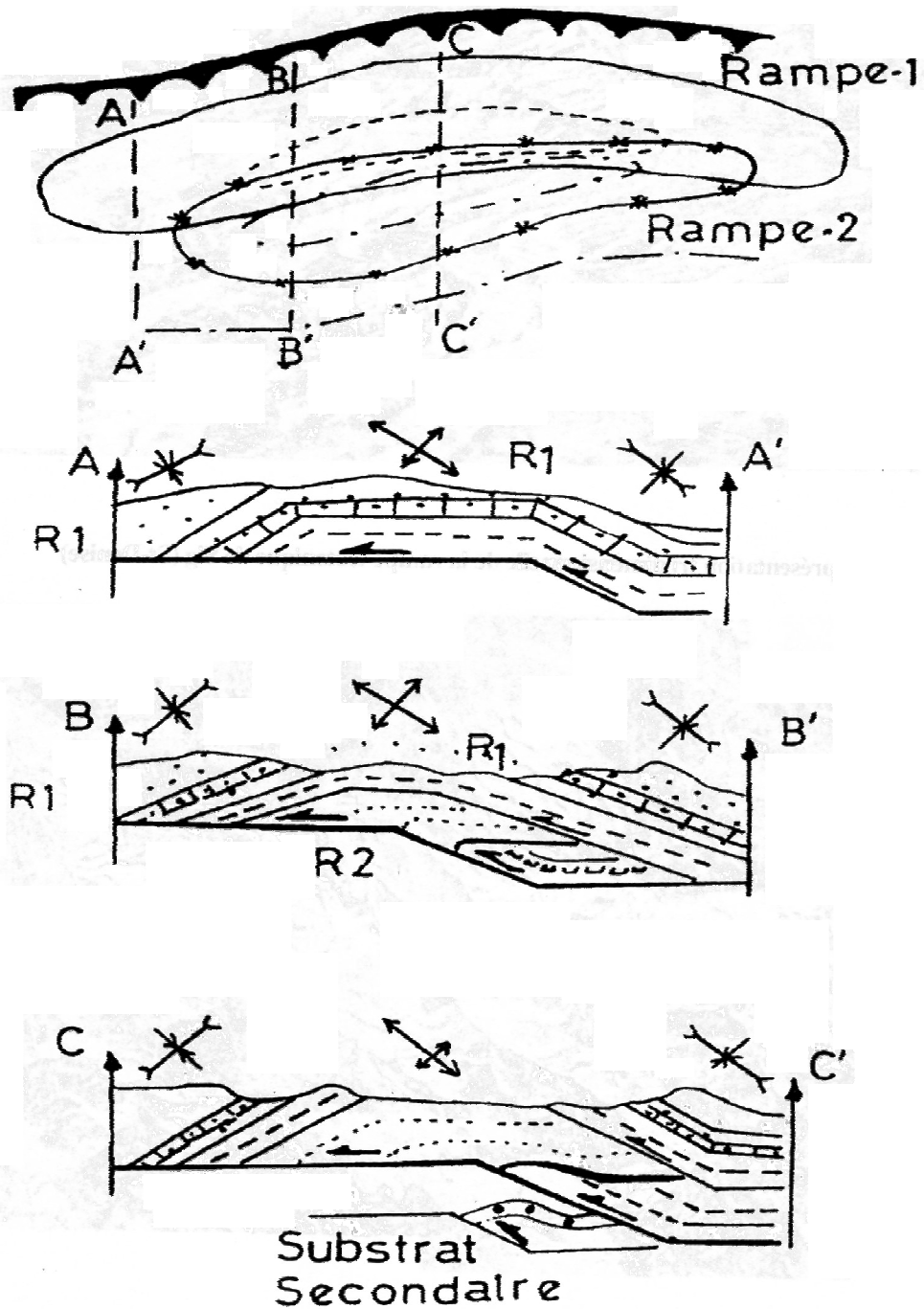


Fig. 19 : Modèle évolutif d'un système de rampe tectonique.

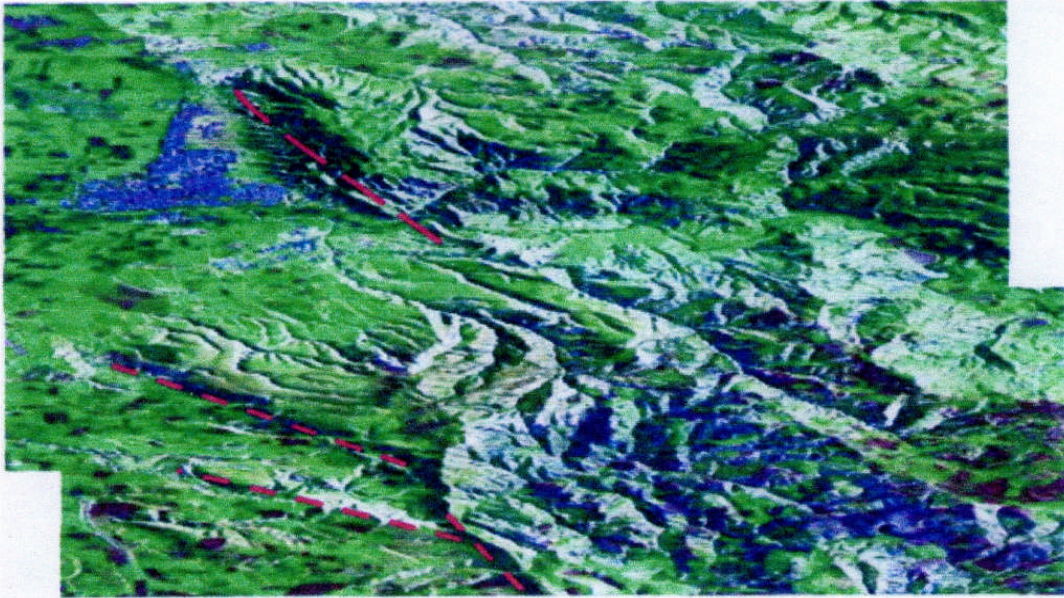


Fig.20 : Représentation tri dimensionnelle de la rampe tectonique de Sig (St-Denise)

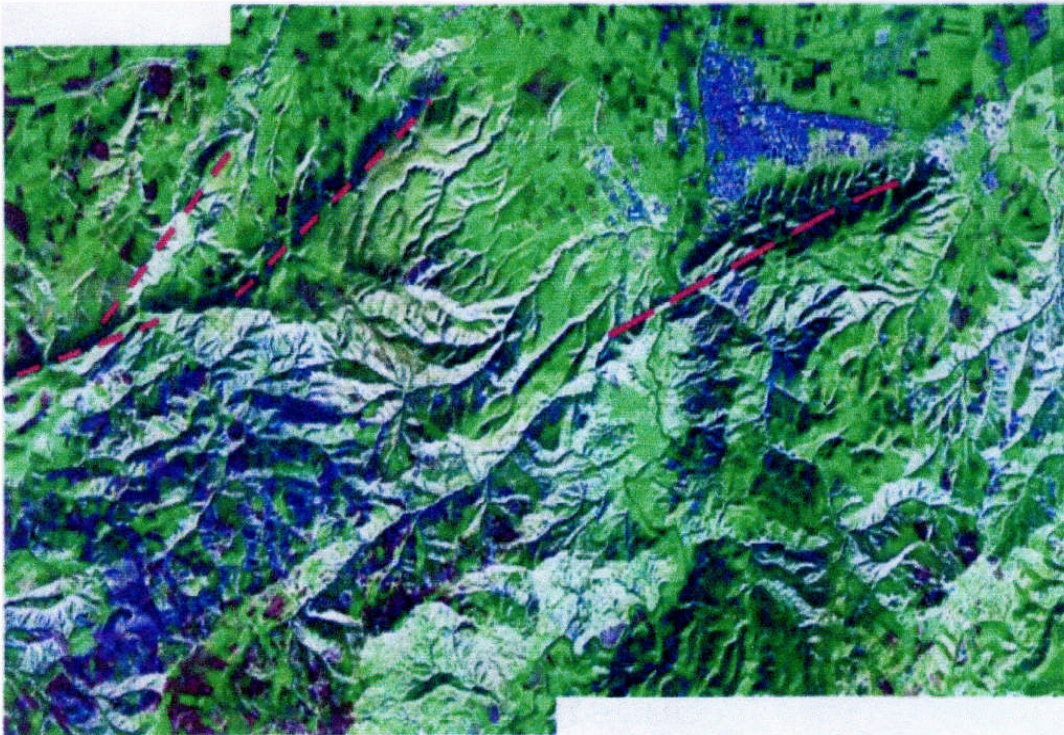


Fig.20' : Représentation tri dimensionnelle de la rampe tectonique de Sig (St-Denise)

Identificatif_Donnée	Event / Sites	Côte	Lat	Lon_X	Prof (km)	Mag	AZ-1	PD-1	AZ-2	PD-2	AZ-3	PD-3	Phi_R	Localisation (Evenements)
31000- Event	20080808 / Focal 1		35.7009	-0.5374	50	5.5	308	38	178	42	048	26	-0.31	NE - Oran
847887- Event	20080808 / Focal 2		35.8269	-0.6299	31	4	306	38	213	08	110	52	0.25	N- Oran
180608- Event	20080618 / Focal 3		36.1944	1.542	34	4.5	302	28	52	22	182	46	0.27	W- Chellif
70404- Event	20040407 / Focal 4		35.51	0.539	10	4.9	342	30	168	60	076	04	0.22	SW-Relizane
230708- Event	20060723 / Focal 5		35.692	0.7441	30	4.4	320	34	124	57	226	06	0.18	SE-Relizane
181206- Event	20061216 / Focal 6		36.2941	1.1509	30	4.2	318	30	210	30	080	47	0.33	W- Chellif
240708- Event	20080724 / Focal 8		35.64	-0.9762	30	4.9	298	14	202	23	026	75	0.54	Madagh-W Oran
300805- Event	20050630 / Focal 9		38.6484	-1.6484	30	3.8	300	12	206	20	088	66	0.37	Cabo de Palos
180894- Event	19940818 / Focal 10		35.4	-0.03	10	5.5	304	02	036	03	230	85	0.36	Mascara (Bezzaghoud)
221299- Event	20991222 / Focal 11		35.25	-1.3	4	5.7	316	05	226	14	055	74	0.46	Ain Temouchent (CRAAG)
190481- Event	19810419 / Focal 12		35.89	-0.43	16	4.2	344	32	140	54	244	14	0.17	Mascara (Mac Kenzie)
130767- Event	19670713 / Focal 13		35.5	-0.1	10	5.1	108	34	310	52	208	12	0.32	Harvard-solution (Univ)
71280- Event	10801207 / Focal 14		36.02	0.94	-	5.8	334	12	236	34	266	56	0.26	travaux-thèse
Mers Kbir (Site)	Oran / Gébo-1		35.7342	-0.7414	-	-	084	02	358	22	178	64	0.38	travaux-thèse
Caldre Oran (Site)	Oran / Gébo-2		35.70842	-0.67808	-	-	162	20	044	50	285	32	0.52	travaux-thèse
Port w Oran (Site)	Oran / Gébo-3		35.71099	-0.63059	-	-	245	06	150	48	344	50	0.22	travaux-thèse
Frangé Marine (Site)	Oran / Gébo-5		35.74395	-0.58245	-	-	290	28	058	48	182	28	0.36	travaux-thèse
Khamisi Canastel	Oran / Gébo-6		35.75842	-0.56838	-	-	258	04	000	70	166	20	0.53	travaux-thèse
Port Est Oran (Site)	Oran / Gébo-4		35.71173	-0.61715	-	-	074	55	258	34	170	04	0.42	travaux-thèse
Ain Framine2 (Site)	Oran / Gébo-7		35.81019	-0.49335	-	-	147	30	268	37	034	37	0.52	travaux-thèse
Mis Kristel (Site)	Oran / Gébo-8		35.86044	-0.47835	-	-	354	20	146	68	280	10	0.27	travaux-thèse
Boutais Anniforme (Site)	Oran / Gébo-9		35.70124	-0.38599	-	-	308	09	248	16	066	72	0.33	travaux-thèse
Moet Lions (Site-Khar)	Oran / Gébo-10		35.78277	-0.48123	-	-	158	03	088	06	244	84	0.54	travaux-thèse
Kristel 2 (Thomas)	Oran / Gébo-11		35.83169	-0.47891	-	-	340	40	184	57	072	02	0.36	thèse (Thomas)
Kristel 3 (Thomas)	Oran / Gébo-12		35.82418	-0.480455	-	-	344	47	122	32	226	22	0.41	thèse (Thomas)
Andalous-SW (Site)	Oran / Gébo-13		35.71001	-0.92171	-	-	358	80	108	02	200	20	0.4	thèse (Thomas)
Tamazourah-Tessala	Oran / Gébo-14		35.34636	-0.801235	-	-	330	04	076	80	238	04	0.37	thèse (Thomas)
Sig-Oggaz (Site)	Oran / Gébo-15		35.56212	-0.190397	-	-	283	10	152	74	015	14	0.38	thèse (Thomas)
Zahana (Site)	Oran / Gébo-6		35.54835	-0.376182	-	-	348	24	179	63	080	06	0.2	thèse (Thomas)
Dj-Meni (Ne-Mosta)	Oran / Gébo-17		38.05103	0.510517	-	-	196	32	300	54	084	54	0.54	thèse (Neurfin-92)
Arzew Site (N-E)	Oran / Gébo-18		35.89115	-0.338396	-	-	137	04	047	32	240	58	0.51	travaux-thèse
Sud_Arzew (Site)	Oran / Gébo-19		35.85281	-0.383547	-	-	168	36	354	42	260	06	0.22	PFE_2008/Univ-Oran

Tableau-01 : paramètres structuraux synthétiques des tenseurs de contraintes tectoniques affectant l'Oranie

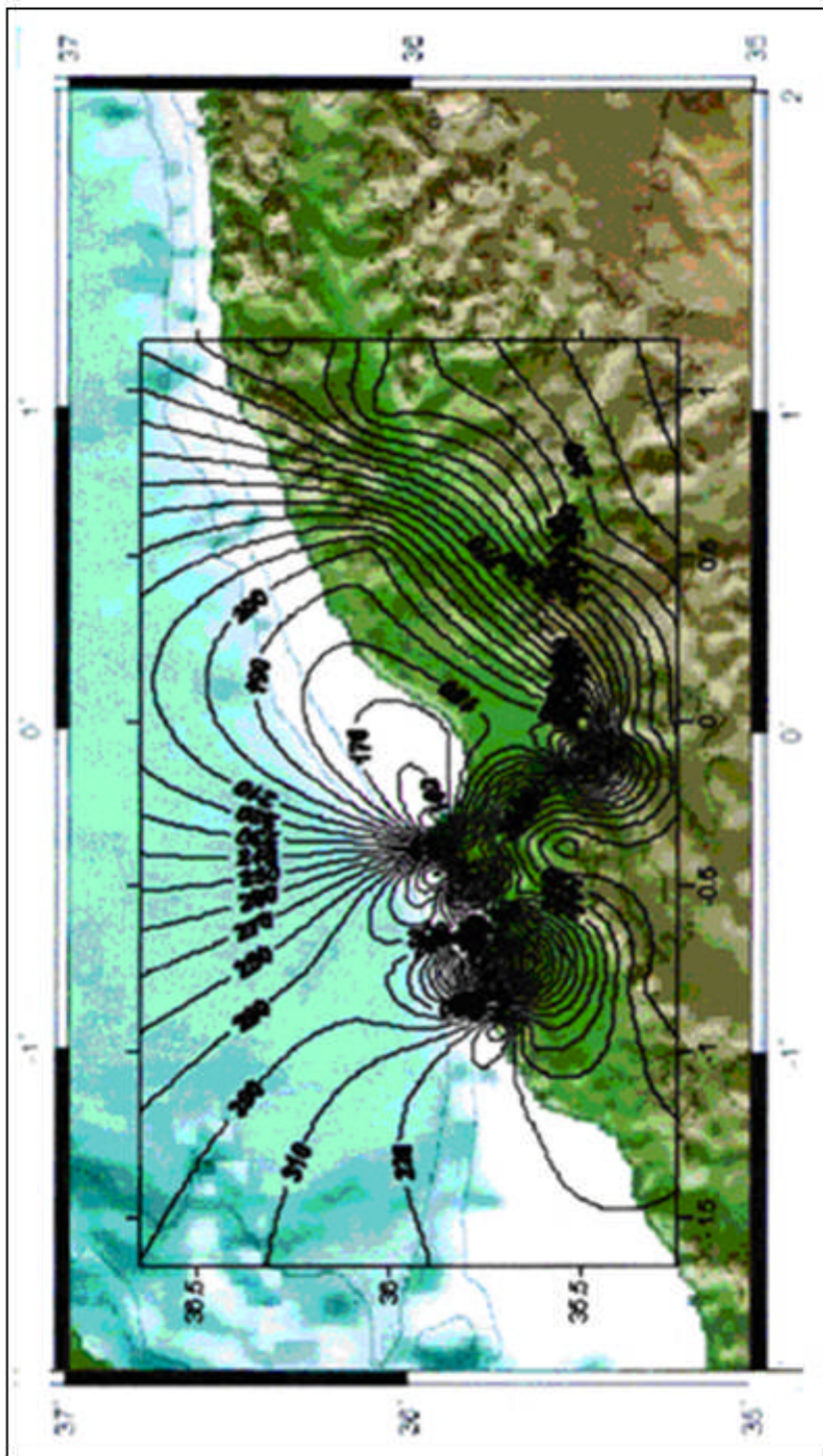


Fig.21: Carte de distribution des contraintes tectoniques maximales 'σ1' sur le littoral oranais

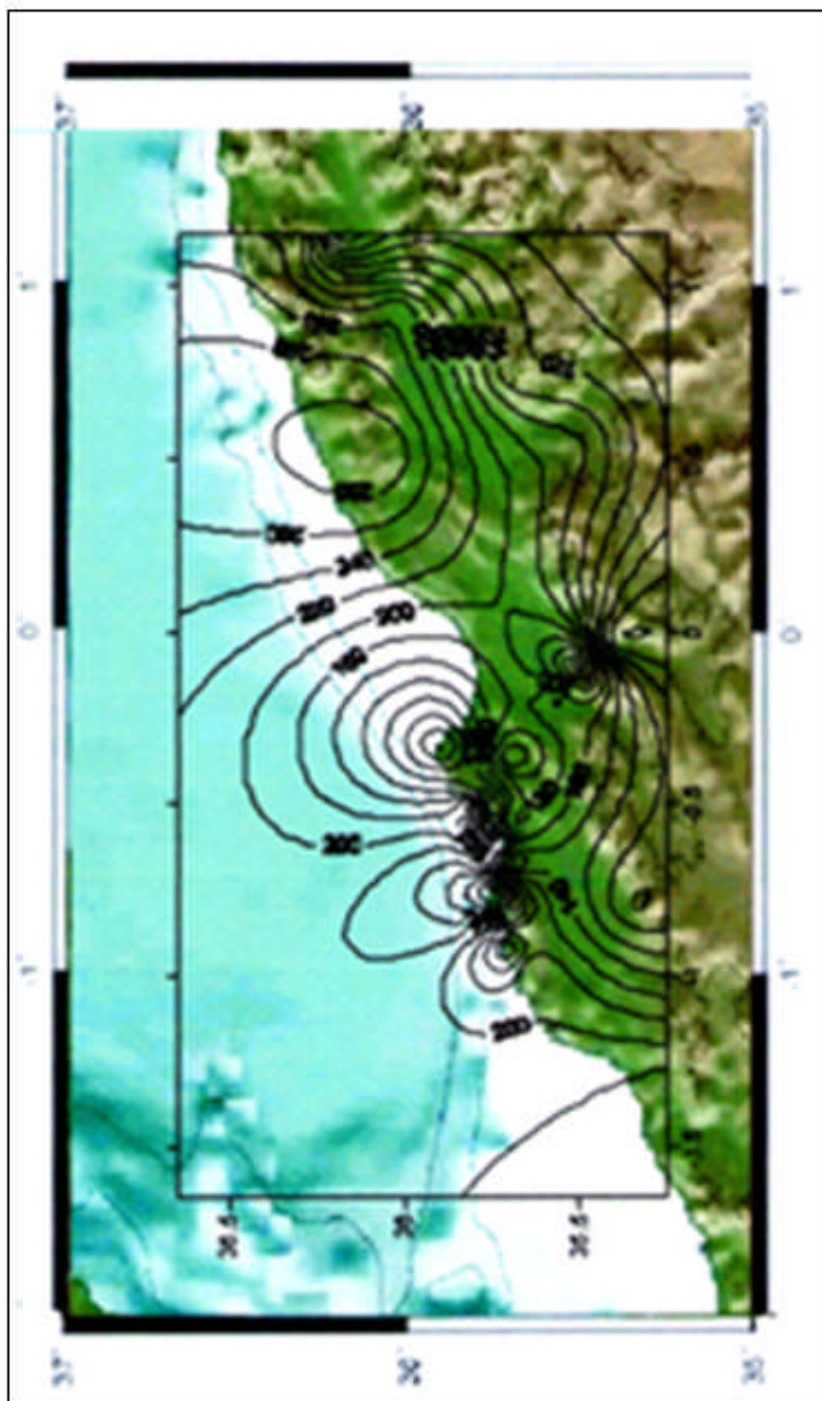


Fig.22: Carte de la distribution des contraintes intermédiaires ' σ_2 ' sur le littoral oranais

La cartographie des failles à une échelle régionale met l'accent sur la présence d'un réseau de segments de failles qui s'organise selon différentes directions qui suivent conformément le modèle tectonique dit « Mega-riedel », connu dans tout le Maghreb. Édification de ce dernier par l'approche sismotectonique en relation avec la topographie et du modèle numérique de terrain semble importante pour la reconstitution des principales composantes morpho structurales de la région oranaise. Dans ce contexte j'ai utilisé seules les failles les mieux étudiées, ayant une trace sur terrain et/ou bien renseignées par les méthodes indirectes de la géophysique. Pour synthétiser le travail, j'ai retenu quatre familles de failles directionnelles: les failles décrochantes (FDDS), les failles inverses (FI) les failles normales (FN) et les chevauchements (CH) en zones de flexures. Pour estimer leur activité, j'ai choisi comme limites de zones sismogènes les segments directionnels ayant trait avec l'organisation du chevelu hydrographique (car les grands séismes ont une influence conséquente sur le tracé des cours d'Eaux et sur l'emboîtement des terrasses alluviales. Pour cette opération j'ai minimiser le nombre de critère de déformation pour ne citer que les plus importants, ayant une extension régionale d'ordre de 10 km à plusieurs dizaines de km.

D'autres arguments géophysiques prouvent l'existence de failles cachées dans les vallées et au niveau des bassins endoréiques de la région. Cette fracturation est sans doute la réponse des événements séismiques fréquemment ressentis en Oranie (8-12 secousses/mois) sont enregistrée par les stations régionales de surveillance locale. Cette activité semble être liée à la continuité géodynamique de la formation des édifices morpho structuraux et des bassins sédimentaires subsidents dans la région où j'ai repéré des rejets de 13-17 m entre les mêmes niveaux des terrasses alluviales entre le «Murdjadjo» et des «Tessalas». Cette observation marque l'effet d'une néotectonique active au sein des piedmonts des massifs côtiers telliens et ceux des plus ou moins internes des Tessala et des Béni-Chougrane.

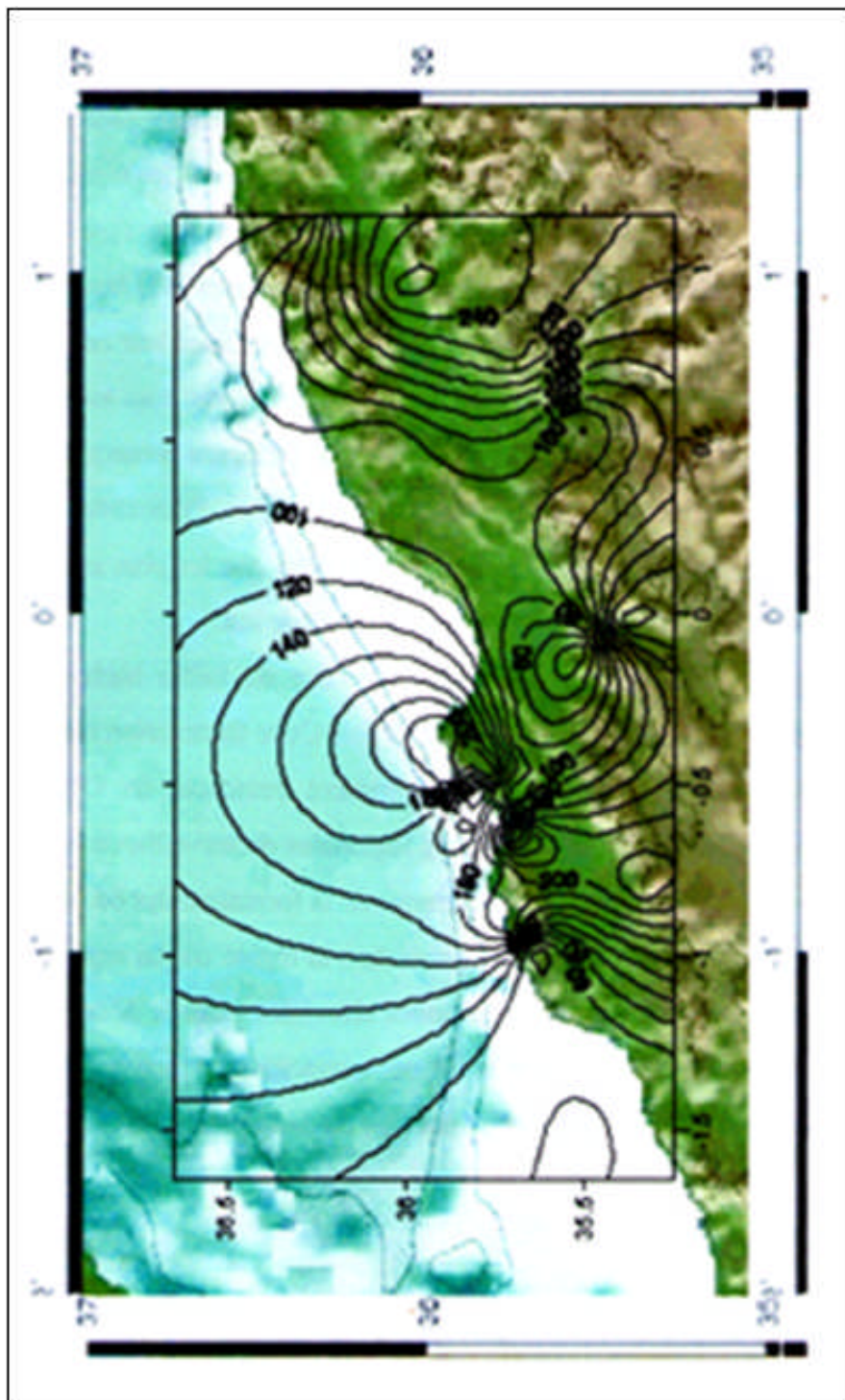


Fig 23: Carte de distribution des contraintes tectoniques maximales ' σ_3 ' sur le littoral oranais

III-3 Modèle tectonique régional

Les données microtectoniques relatives aux affleurements des terrains néogènes de la région confirment l'existence d'une complexité tectonique importante. Les abords proches de la ville d'Oran conservent d'importants arguments marquant l'existence d'une tectonique mixte et polyphasée affectant l'ensemble des terrains secondaires et tertiaires. L'esquisse cartographique des anciens travaux géologiques confirme ce fait à partir de quelques extrapolations azimutales de certains affleurements de contacts anormaux. Bien que leurs approches soient rigoureusement admises, elles restent orientées selon des principes théoriquement liés à certaines observations restreintes. Dans ce travail, on met l'accent sur l'existence d'une complexité structurale bien prononcée, depuis la marge littorale vers les zones internes qui met en relief une alternance entre les massifs côtiers et les vallées intermédiaires. L'organisation spatiale de ces unités morpho structurales forme l'esquisse d'un modèle tectonique régional (Fig.24). En effet, les observations géologiques, à des échelles variées, soulignent l'association d'une déformation souple avec une autre déformation décrochante (cassante) qui reste bien conservée au sein dans les terrains 'Plio-quaternaires' de la marge littorale. Cet aspect tectonique semble être lié aux déplacements de blocs crustaux qui constituent les niveaux structuraux inférieurs. Ces derniers caractérisent le substratum des massifs littoraux, matérialisant une tectogenèse à déplacement subhorizontal (tectonique tangentielle) qui affecte les terrains de la couverture néogène selon un système de 'rampe-décollement'. Ce style tectonique évoque l'interprétation de coupes géo structurale évoque la notion de nappes de charriage « néogènes » à vergence méridionale. Les résultats de la stéréographie, confirment l'existence d'une alternance dans les valeurs du rapport déviatorique des contraintes tectoniques (Φ) permettant d'en déduire une variation du régime tectonique de la déformation sur l'ensemble de la marge littorale. Sur la fig.25, on constate l'existence des variations de l'intensité de la fracturation et de leur amplitude exprimant un régime tectonique mixte sur des terrains qui appartiennent à la même région. A la lumière de cette approche structurale je souligne l'effet d'un cisaillement profond affectant le substratum de la région dont la direction est pratiquement Est-Ouest, qui semble responsable de la génération des sources sismiques récurrentes et entretenue de façon permanente sur l'ensemble du littoral oranais; depuis le Plio-quaternaire jusqu'à nos jours.

Cette sismicité résulte de l'effet des tenseurs de contraintes tectonique différentielles, dont ' σ_2 ' épouse les zones de flexuration où se projettent les principaux accidents tectoniques d'ordre inférieur. Les contraintes tectoniques changent de direction sur le long des rampes tectoniques tout en respectant sa cinématique globale (fig.24).

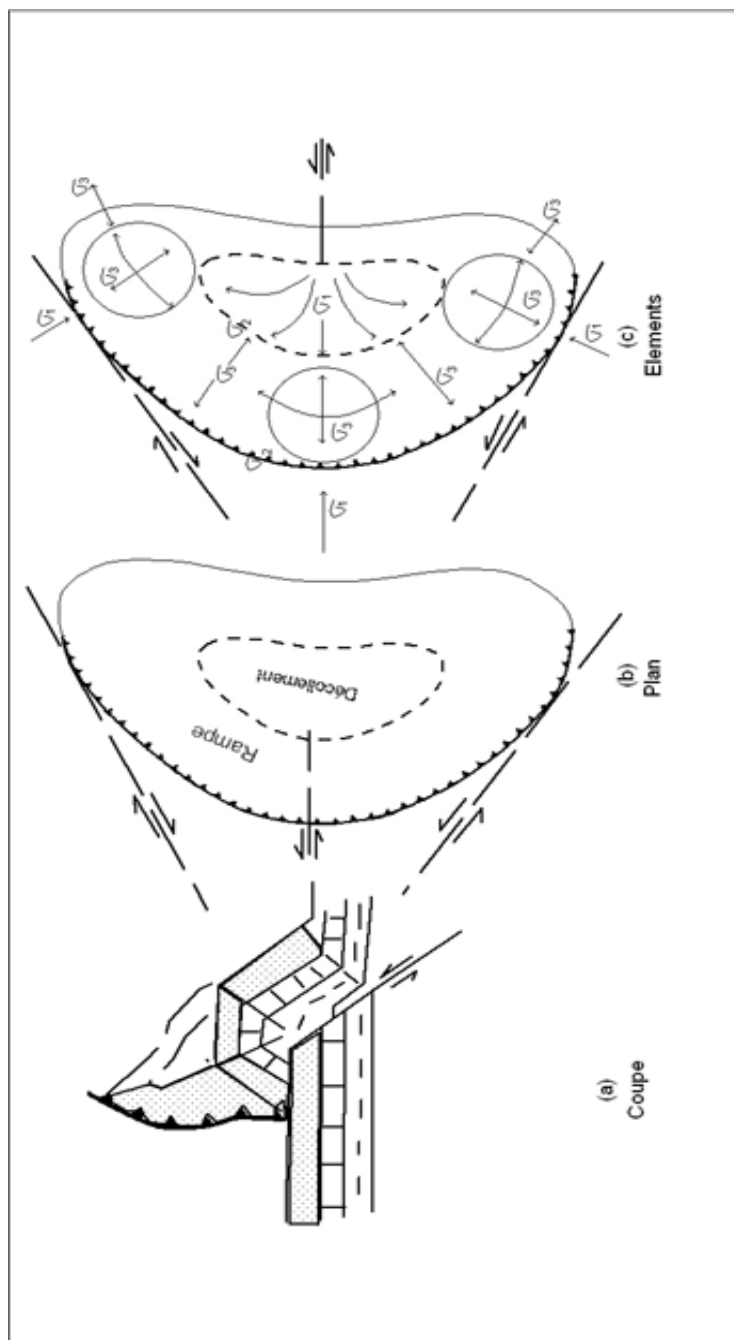


Fig. 24: Modèle tectonique de la déformation des terrains en zone de cisaillement

Conclusion structurale

Pour étudier la chronologie des événements tectoniques néogènes, j'ai utilisé les méthodes d'analyse et d'auscultation du champ de fracturation locale. La restitution des principales phases de déformation ayant affectées ces terrains est réalisée au moyen de la projection stéréographique. Parmi ces méthodes je citerai la projection stéréographique des données microtectoniques et la cartographie thématique des isobathes relatives aux épontes géologiques livrées par les données géophysiques (résistivités apparentes) du subsurface. La synchronisation des discontinuités tectoniques livrées par la coupe synthétique régionale du néogène, (Neurdin, 1992), par la géophysique ainsi que par les mesures microtectoniques des plans de failles m'a permis d'identifier la nature des accidents tectoniques et de suivre l'évolution tectonique de la région. En conséquence j'ai initié un modèle tectonique régional lié à la déformation transpressive en zone de cisaillement. Ce modèle répond à trois paramètres essentiels qui sont définis respectivement par :

- Un paramètre de forme, déduit de la morpho structural, qui justifie l'ampleur du champ de la déformation de l'unité structurale; qui prends généralement une forme ovale.
- Paramètre de la distribution des tenseurs ou contraintes tectoniques définissant la nature de la déformation des couches géologiques.
- et le paramètre de la profondeur du plan de décollement (accidents d'ordre -1) sur lesquels se réalise la rupture sismique et/ou aismique (néotectonique).

Dans ce chapitre on doit noter que les failles d'extension régionale (ordre-2) se placent généralement à la tangente de chaque unité structurale, enregistrant un escarpement plus ou moins important (quelques mètres à quelques décimètres). Notant que la plupart de ces accidents se prolongent sur des distances de çà kilométriques selon des orientations convergentes, dont ils se croisent au niveau d'un noeud tectonique qui exprime généralement l'endroit d'un foyer sismique, où d'importantes dislocations peuvent être distinguées. Dans ce contexte je souligne qu'au niveau des failles normales de faible pendage, on note une atténuation de l'activité sismique, contrairement aux accidents inverses, dont les pendages sont plus importants, le risque d'une réactivation sismique sera plus grand que la première. De même, les structures asymétriques dans les zones à distension, sont attribuées à une déformation simple de cisaillement associé à une rotation senestre (décrochante). Les failles normales constituent la source des principaux effondrements et des épandages des terrains meubles sous l'effet de leur propre poids ; induisant ainsi des discontinuités de forme listrique (courbe).

De façon générale il est à mentionner que le littoral oranais a subi durant le pliocène une phase de transtension régionale induisant un amincissement crustal (Mc-Kenzie, 1978). Ce dernier a été la cause principale de la remontée montellique en cette zone de cisaillement, associé au volcanisme Plio -quaternaire.

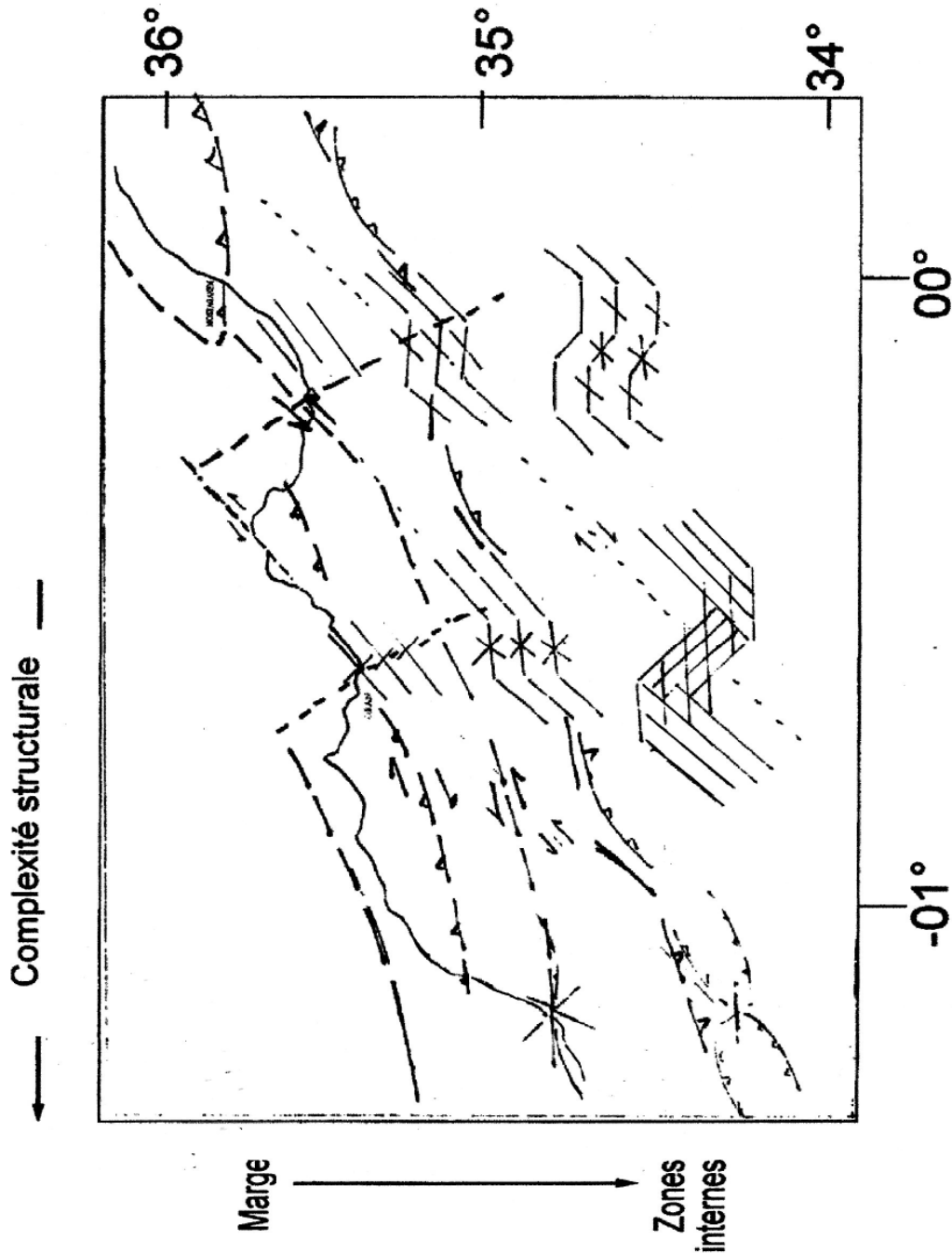


Fig.25 Evolution de la fracturation en méso-Riedel (zone de cisaillement littoral...)

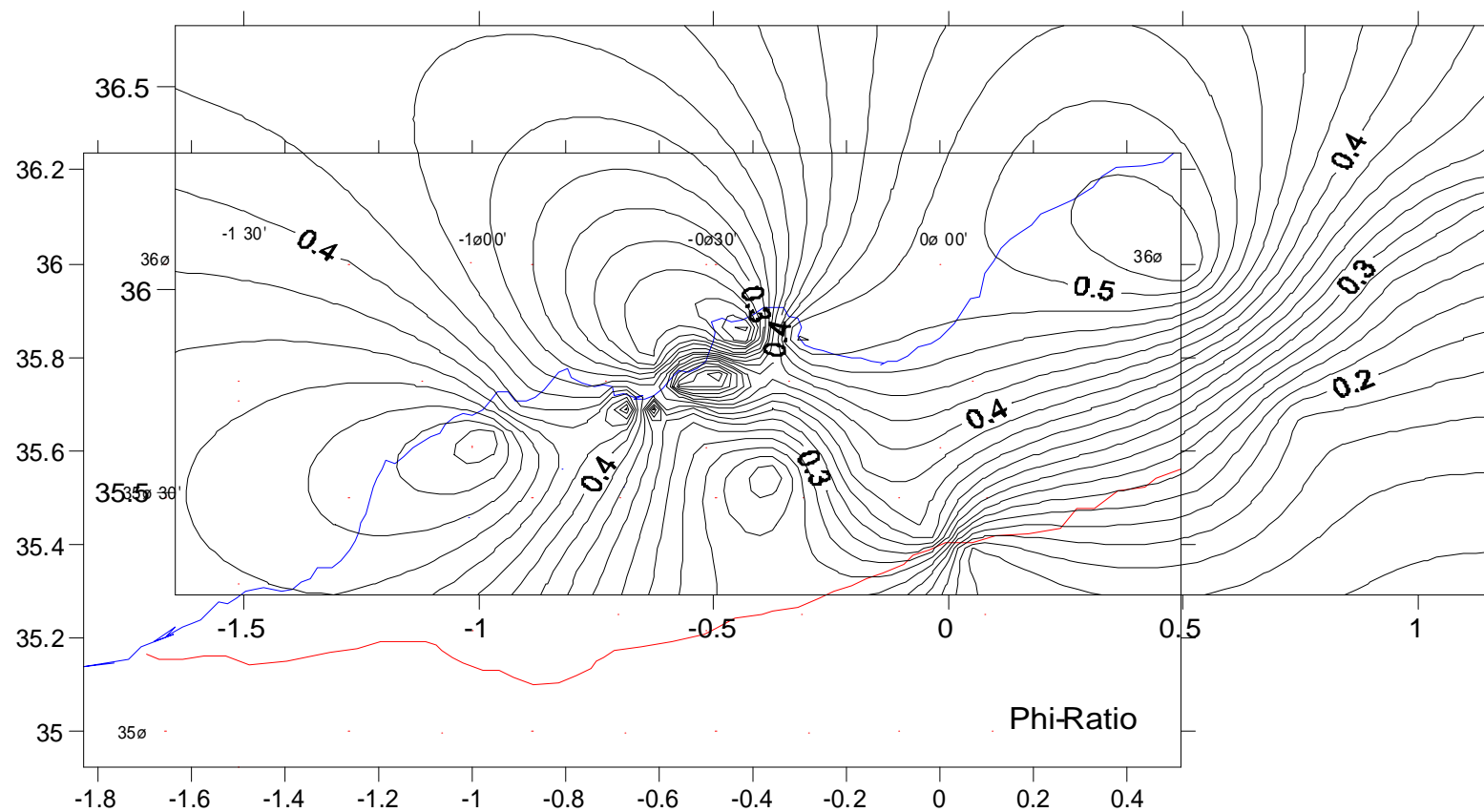


Fig.25: Distribution des rapports de tenseurs sur le littoral oranais

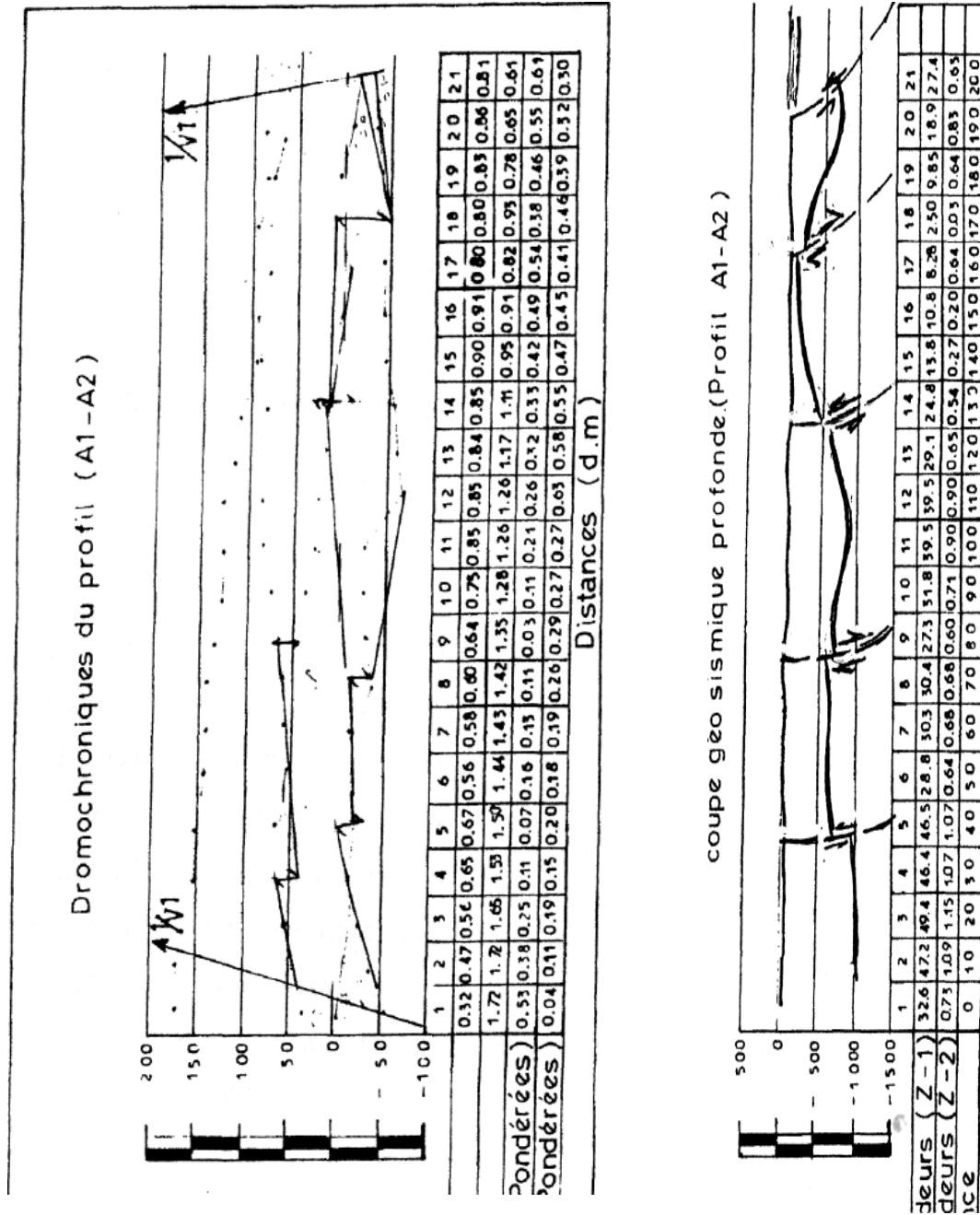


Fig.44 Coupe Géosismique arrêtée pour le profil(A1-A2)

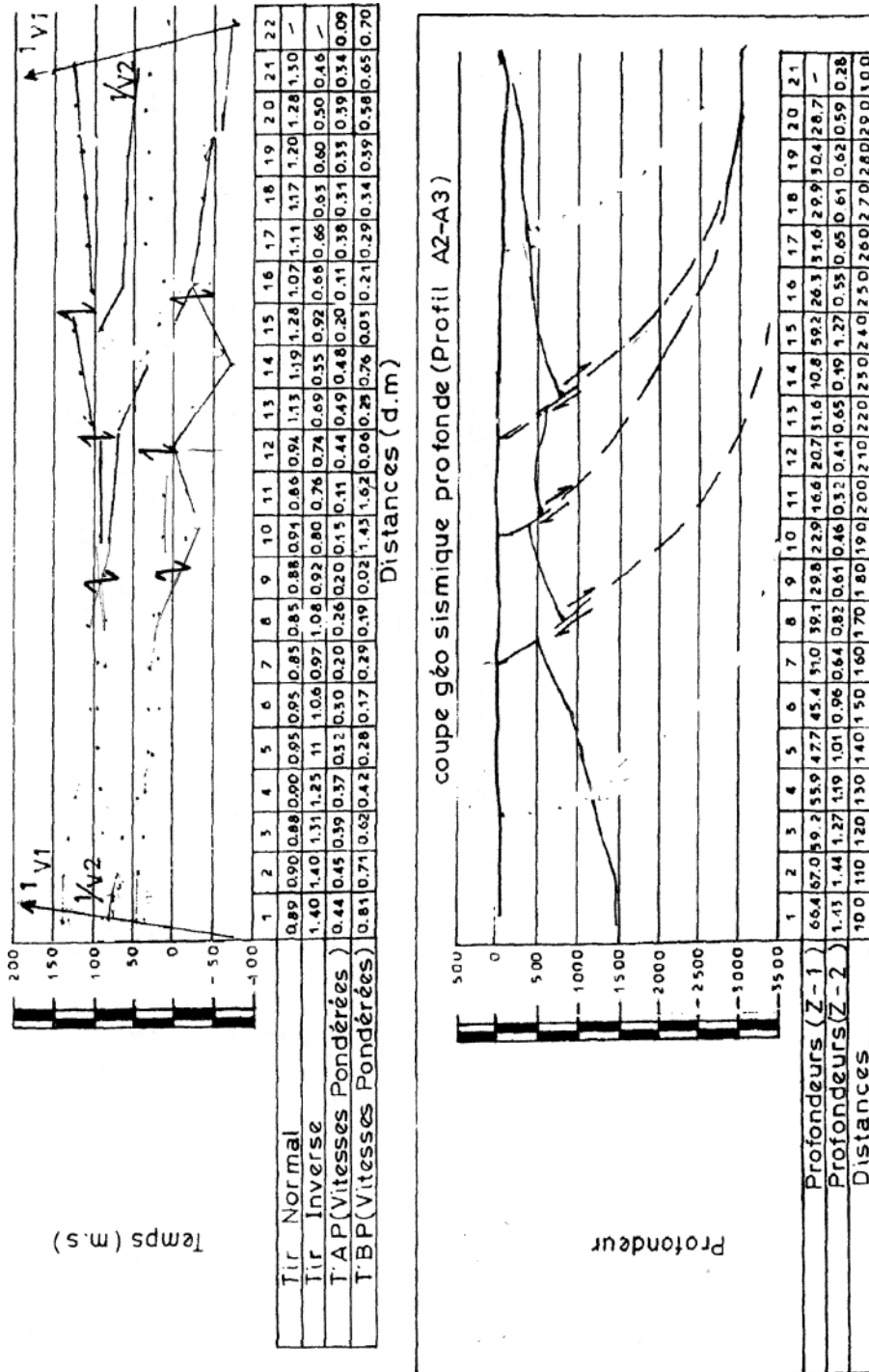
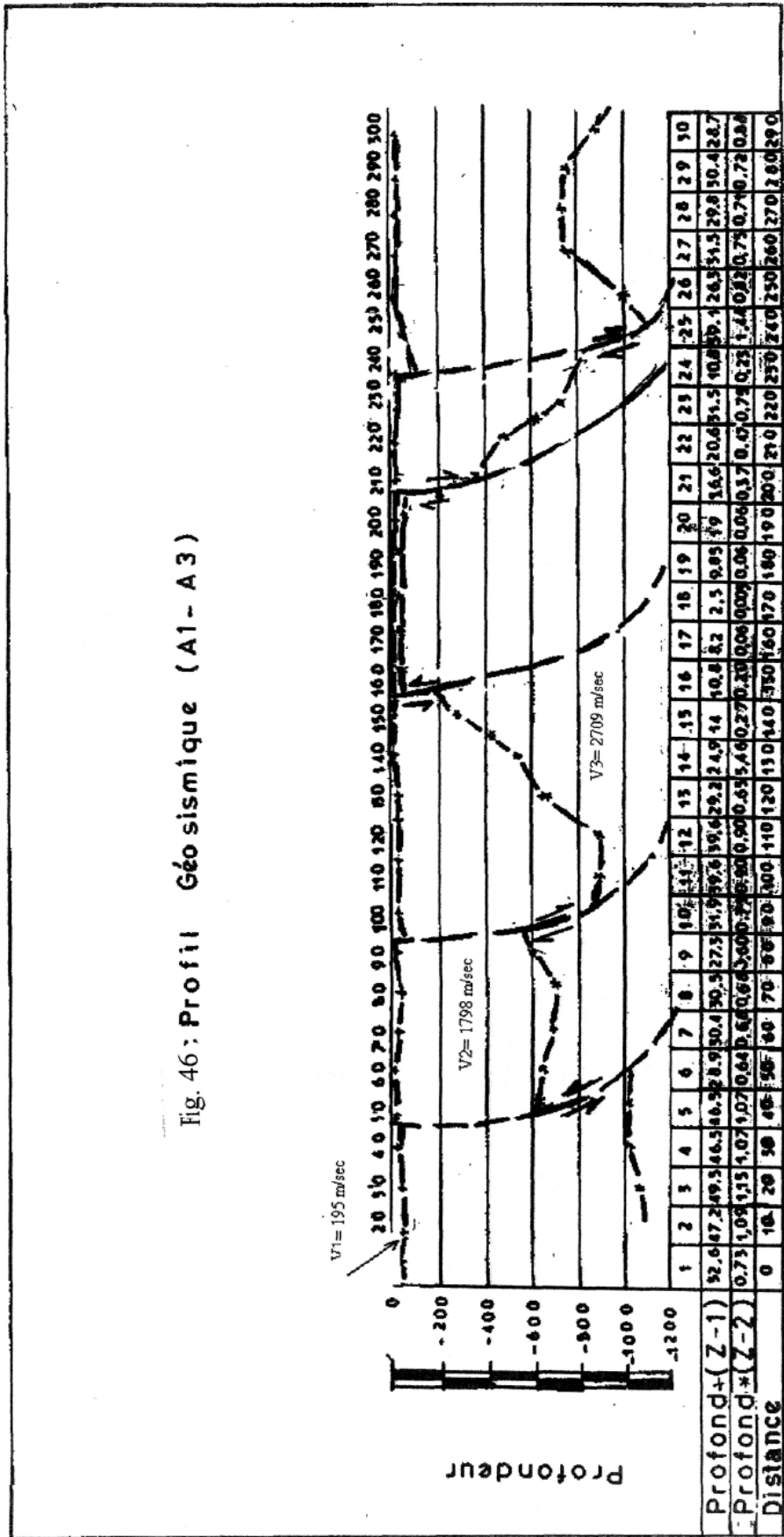


Fig.45: Coupe Géo sismique arrêtée pour le profil (A2-A3)

Fig. 46: Profil Géosismique (A1- A3)



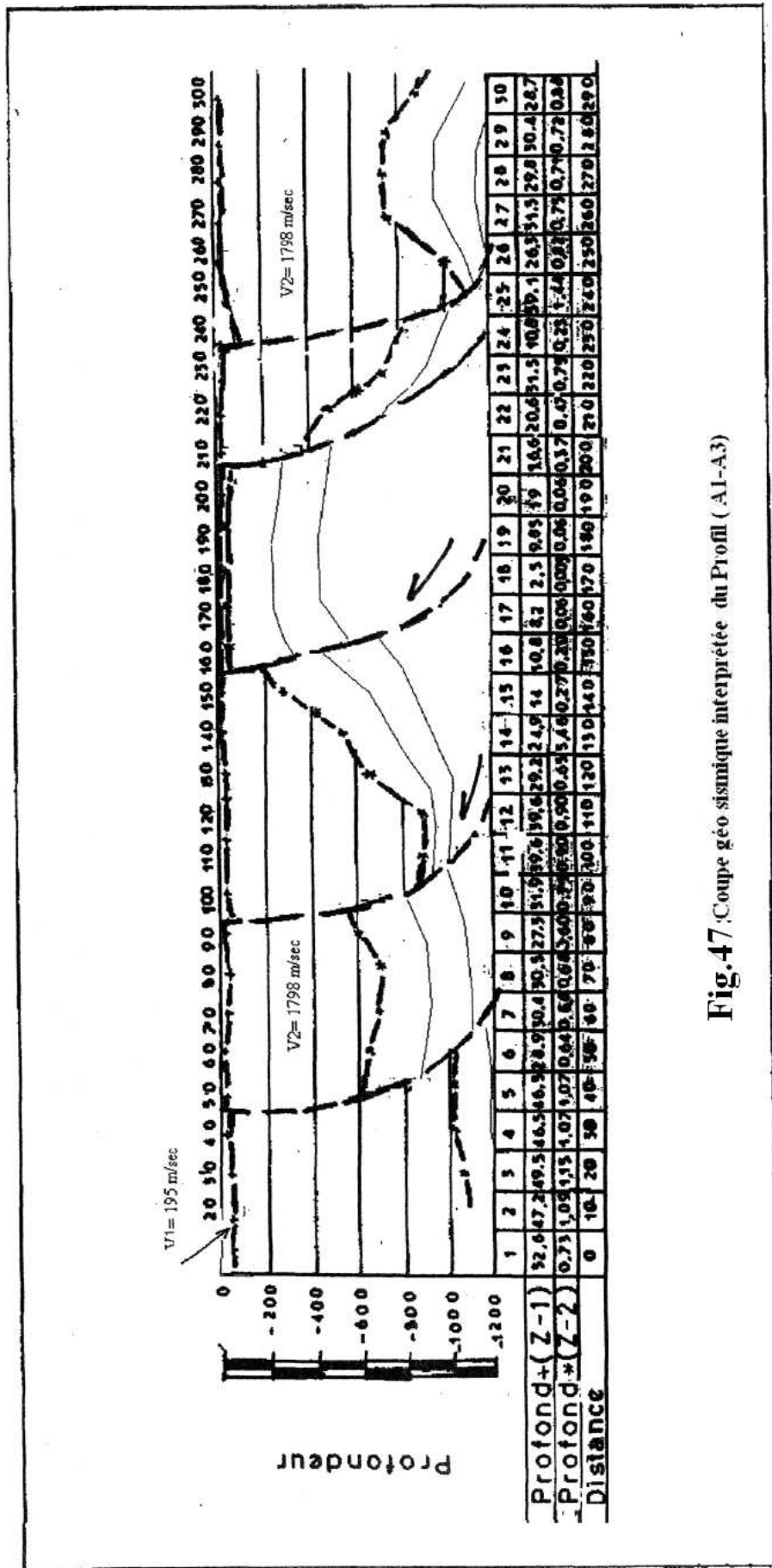


Fig.47: Coupe géo sismique interprétée du Profil (A1-A3)

Fig.48: Dromochroniques du profil (B1 - B2)

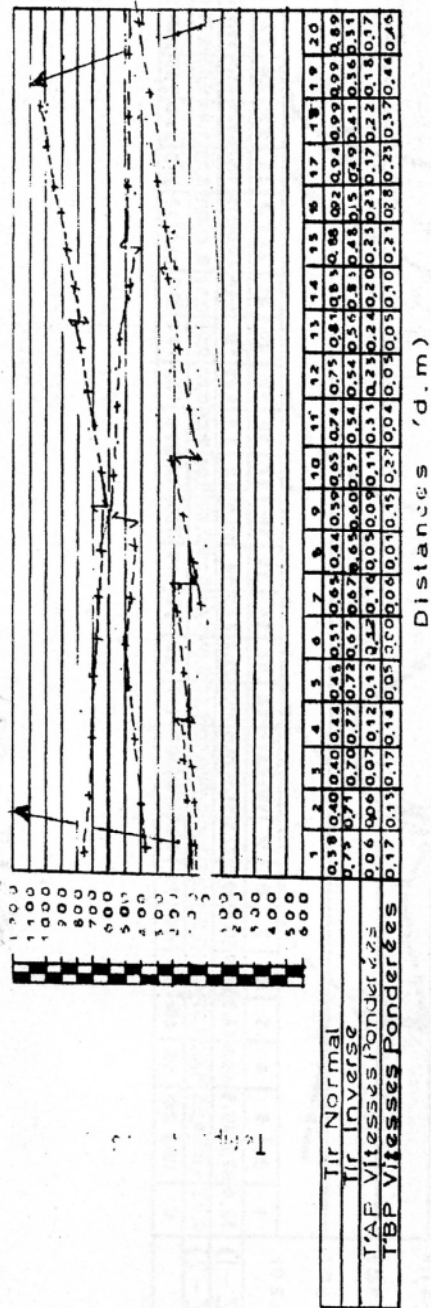


Fig.48: Dromochroniques du profil (B2 - B3)

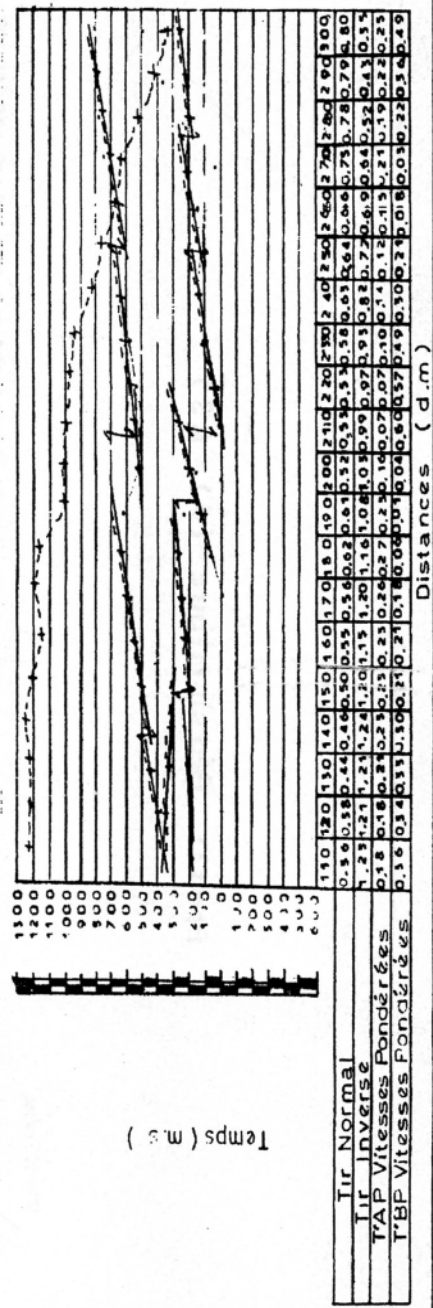
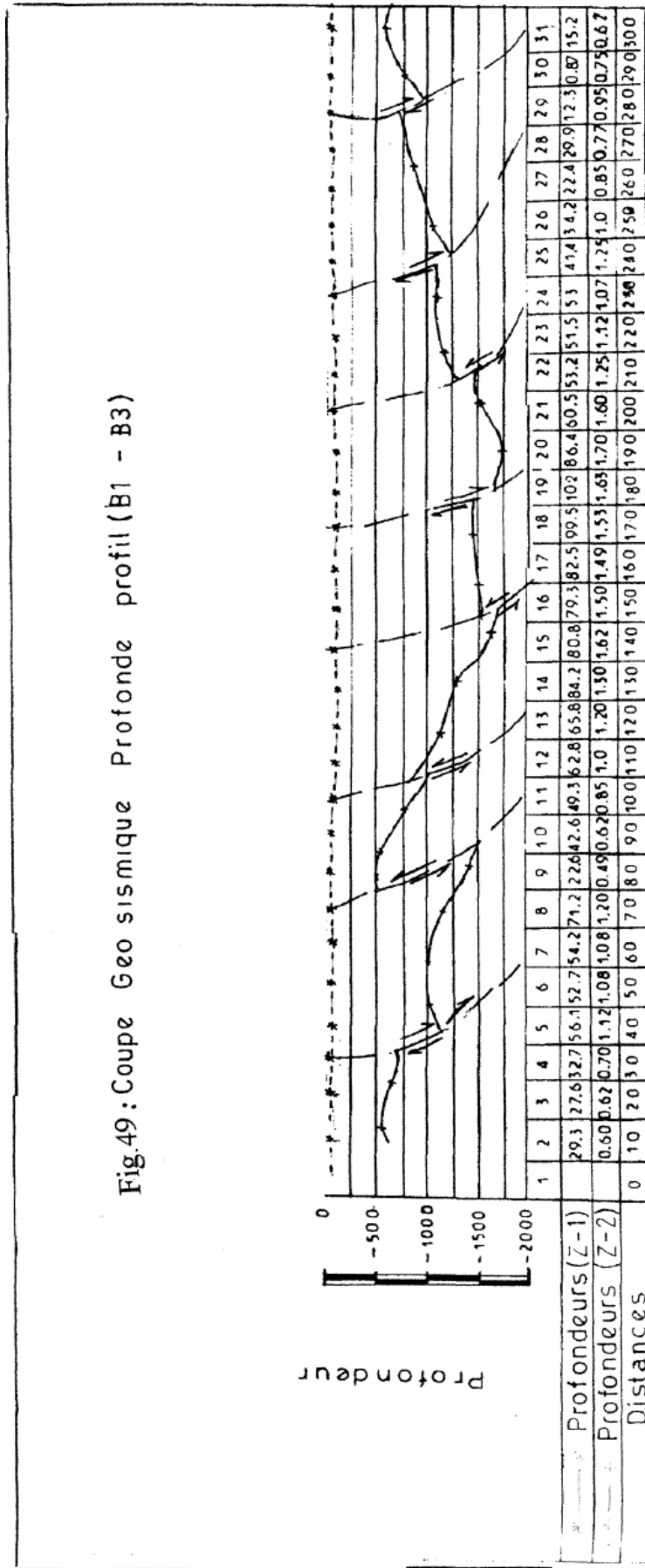


Fig.49 : Coupe Geo sismique Profonde profil (B1 - B3)



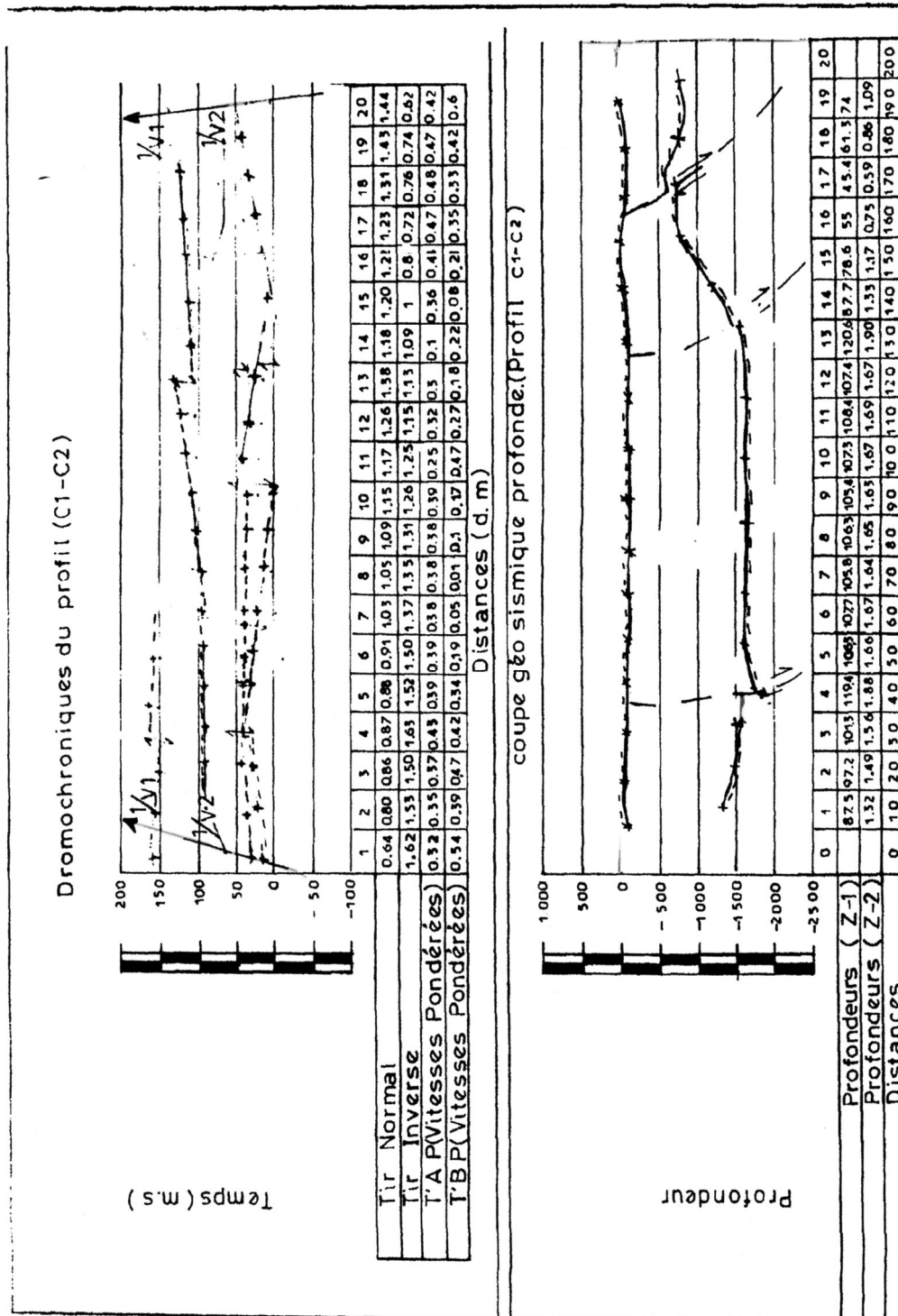


Fig.50 : Coupe Géo sismique arrêté pour le profil(C1-C2) d'Oran -Port

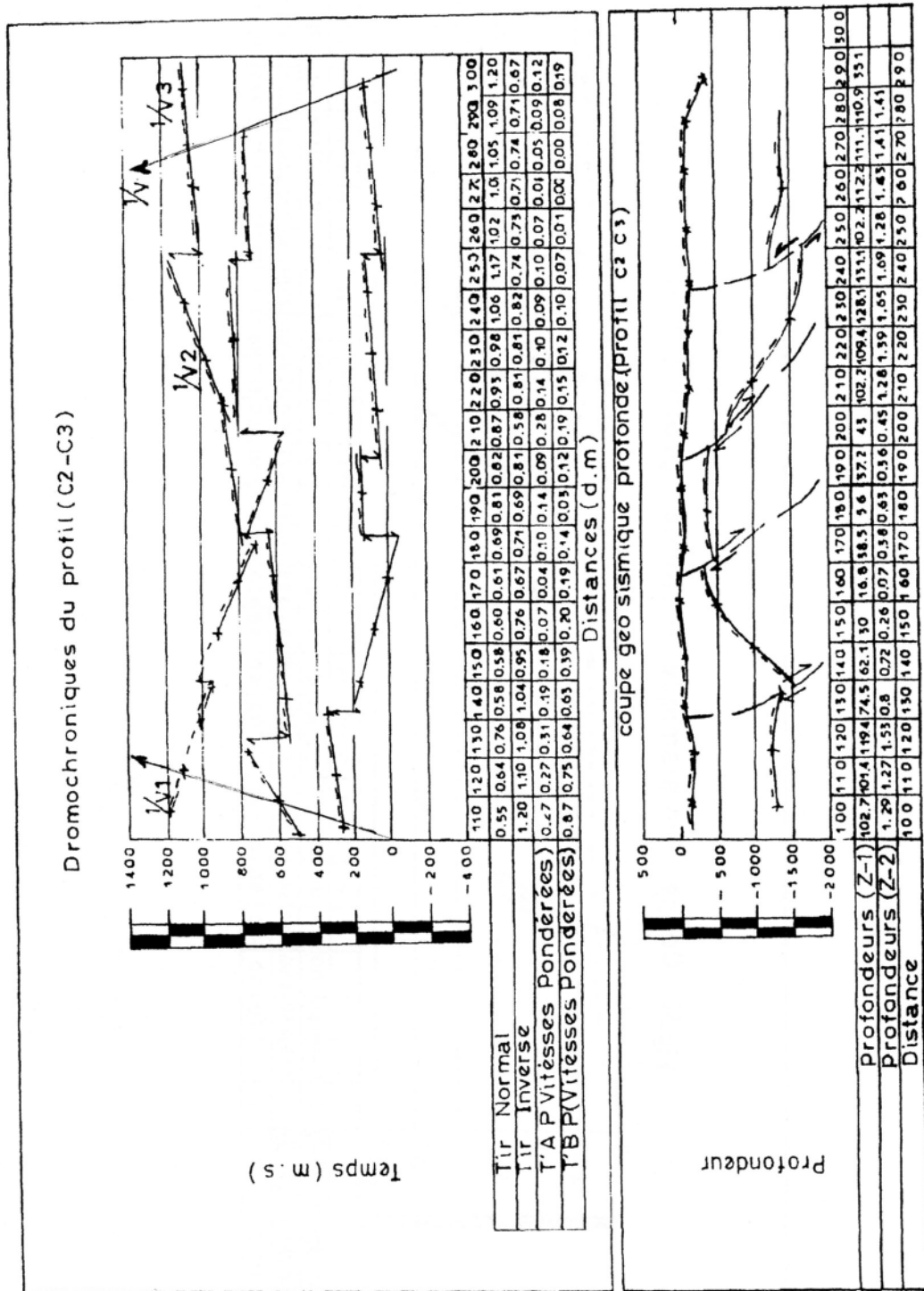
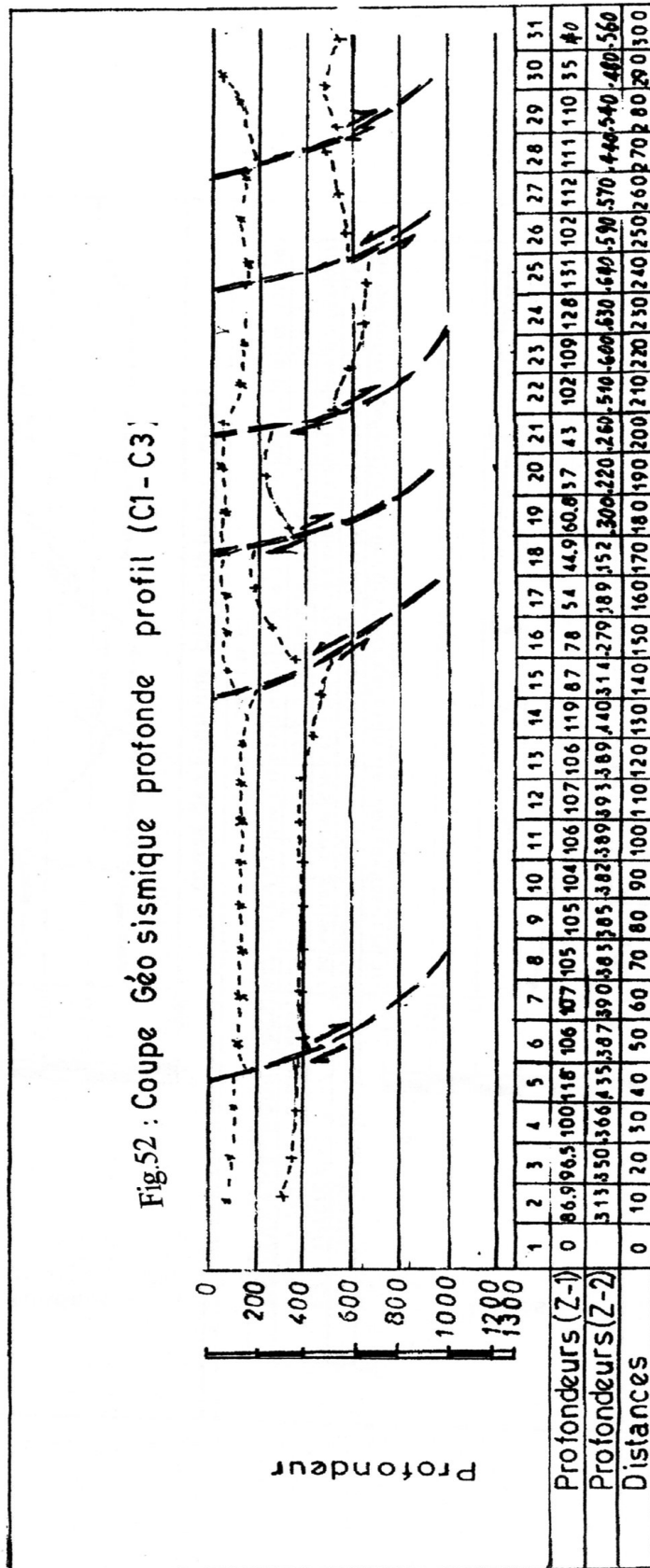


Fig.51 : Coupe Géo sismique arrêtée pour le profil(C2-C3) d'Oran-Port .



TROISIEME CHAPITRE

Modèlesde reconnaisancethématique

Introduction

I- Elément géo mécanique

II- Elément géophysique

III- Elément géochimique

Conclusion du Chapitre morpho structural.

Chap.3 - Modèles de reconnaissance thématique

I - Elément géo mécanique (introduction)

L'évolution de la déformation des roches constitue une notion fondamentale dans l'étude géo mécanique. Elle est introduite dans ce travail pour expliquer le mécanisme de la déformation tectonique à l'échelle régionale qui se caractérise par une déformation continue et irréversible sous l'effet d'une superposition de contraintes mixtes: verticales et horizontales croissantes. Si on considère que la contrainte étant une force appliquée à une unité de surface, la contrainte globale appliquée à un système doit modifier simultanément la géométrie et la déforme de l'objet géologique (changement de forme et de volume). De même, une structure soumise à une contrainte croissante, doit subir au moins trois stades de déformation qui sont respectivement désignés par les phases: élastique (réversible si on arrête la contrainte), plastique (irréversible même si on arrête la contrainte) et cassante (en stade ultime de la déformation).

Par ailleurs, la déformation visco-élastique, qui intéresse certains solides, et la déformation visqueuse; avec la présence des fluides s'interfèrent sur le système, pour donner une courbe intrinsèque exprimant l'effet de contrainte-déformation qui est spécifique à la nature du matériau d'objet étudié. Ainsi, les mêmes répercussions sont observés, sous l'effet des contraintes dues aux mouvements des plaques tectoniques, sous la lithosphère s'accumule de l'énergie dans les zones de confrontation inter et/ou intra plaques respectivement au niveau des zones de subduction et des zones internes (avant-pays). Notant qu'à certain seuil de la déformation tectonique, lorsqu'on atteint de la limite d'élasticité, il se produit une rupture sur un plan, donnant une discontinuité qui libère une partie de l'énergie accumulée lors d'un cycle sismique complet..

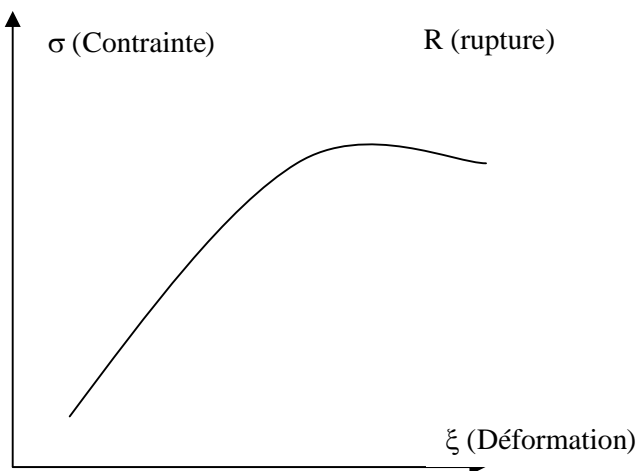


Fig.26 : évolution de la courbe de réponse 'contrainte-déformation' et variation de la distribution des éléments avec l'apparition d'aspérité au sein du matériau et la rupture.

I – 1 Système contrainte rupture.

La déformation discontinue s'effectue sous l'effet de la contrainte imposée par l'environnement lié à la minéralisation qui joue le rôle d'un réactif pour la déformation des terrains à la faveur des contraintes effectives. La composante principale minimale ' σ_1 ' est une compression si l'état de la minéralisation reste inférieur à la pression propre d'un fluide. En effet la même sorte de rupture peut se produire en l'absence de fluide d'imprégnation sous-pression. Comme elle peut se réaliser de façon très rapide en présence de fluide. On doit rappeler que la texture d'une roche donnée comporte souvent une multitude de craquelures planes orientées dans des orientations et sens différents. Pour une contrainte totale uniforme, seules tendront s'ouvrir celles dont l'orientation est telle que la pression du liquide soit supérieure à la composante normale de la contrainte, et cela peut contrôler très strictement leurs orientations. En l'absence de fluide d'imprégnation sous pression, il n'est pas sûr que l'ouverture des craquelures ne soit réalisée de façon ordinaire. Cas souvent présent pour une surface de rupture irrégulière. L'éventualité d'une rupture par traction, plane et perpendiculaire à la composante de traction de la contrainte effective, ne dépend pas seulement de celle-ci mais également de la valeur de la pression propre du fluide d'imprégnation qui a servi à l'initier. Il semble donc qu'avec le cisaillement et la traction, nous obtenons deux modes de rupture fondamentalement irréductibles. Dans la pratique, pour un géologue, qui veut savoir ce qui se passe lorsque, d'un coup de marteau, on brise un bloc de roche compact. Le front de la rupture se propage à travers le corps (effet de résonance); ses positions successives concentriques, apparaissent lorsque la cassure courbe et conchoïdale, observée de façon remarquable dans certains matériaux tels que le verre, la porcelaine, et l'obsidienne (Goguel, 1983). Sa vitesse peut être déterminée et on peut montrer que, si la cassure passe par une asperité physique, d'inclusion, il peut y apparaître deux traces de striation dont les angles sont tels qu'on peut les considérer comme marquant l'intersection du front de rupture et de l'onde sonore transversale issue de l'inclusion au moment où le front de rupture l'atteint (Fig.27). La mesure de ces angles conduit à des vitesses de l'ordre (quelques km/s) pour lesquelles les variations de température, au voisinage immédiat du front, sont importantes. Il semble bien que cette rupture fragile soit irréductible selon un segment de faille d'une fracturation tectonique.

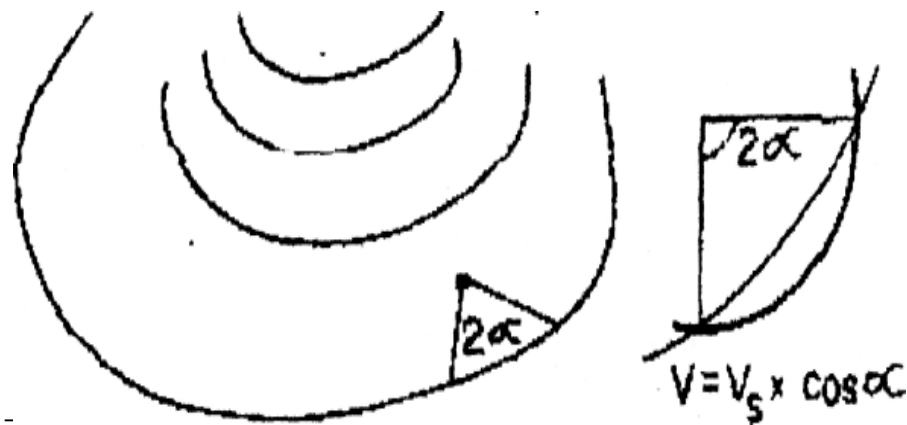


Fig.27: schéma de propagation d'une cassure conchoïdale.

De cette relation on peut en déduire que l'existence d'aspérité au niveau d'une discontinuité tectonique, permet de développer la striation sur le plan de failles: '2*stries'; dont l'angle permet de calculer la vitesse de propagation de la cassure si on connaît la vitesse des ondes transversales 'Vs'; (Goguel, 1983).

I - 2 Amorce d'une rupture

On relève ici un aspect important dans l'évolution de la rupture. Dans un corps physique, qui semble être homogène, règne une contrainte uniforme mais en certains points, précis du matériau, survient une rupture (fissure). Dans beaucoup d'essais de laboratoire, on constate que la rupture plane est souvent issue d'un défaut de surface, tel qu'une rayure, au fond de laquelle on conçoit que la contrainte est maximale, d'où une première amorce de rupture qui se propage progressivement de proche en proche sur le plan de discontinuité ou 'rupture'. Mais, pour la fracturation qui survienne au sein d'une masse rocheuse, la problématique devient complexe et on doit chercher d'autres arguments pour expliquer la segmentation d'une fracture. Par- ailleurs, Si on fait intervenir l'épaisseur d'un corps, on doit envisager en conséquence des fluctuations aléatoires qui sont fonction de leurs propriétés élastiques. On doit préciser, cependant, que si un élément est d'épaisseur plus faible que la moyenne dans une roche, il se déformera autant plus que ses voisins.

Le résultat obtenu souligne qu'une partie de la charge due à l'excès d'épaisseur pondérée s'additionne aux forces latérales s'exerçant sur le même corps. Cet effet reste évident du moins tant que la relation 'contrainte-déformation' est normale et la distribution uniforme de la contrainte est en état d'équilibre, qui tend à stabiliser le corps malgré les fluctuations statiques dues aux propriétés spécifiques de la matière. Mais il n'en est pas toujours le cas, car les propriétés d'un corps constituent un facteur déterminant pour l'amplification ou l'atténuation de la déformation. La contrainte qui augmentait d'abord passe par un maximum puis diminue rapidement lorsqu'elle rencontre une aspérité (défaut de matière). Cette propriété est vérifiée lors des études sismologiques, notamment lors des enregistrements des répliques associées à un grand séisme. Il est à noter que la fracturation tend à augmenter jusqu'à un certain seuil puis diminue rapidement, réagissant sur le comportement de toute la structure du corps en question, constitué de plusieurs unités (terrains), dont certains se rompent au-delà d'un pic de déformation (Fig.28); tandis que les autres conservent un comportement plus ou moins élastique et/ou plastique.

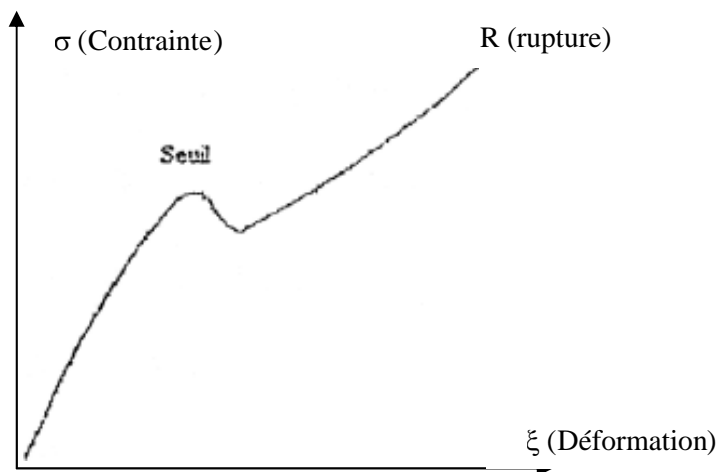


Fig.28 : Evolution de la courbe de réponse 'contrainte-déformation' et variation de la distribution des éléments avec l'apparition d'aspérité au sein du matériau et la rupture.

1 – 3 Rupture-glisement

Les expériences de laboratoire en domaine de la géo mécanique, menées pour diverses contraintes normales ' σ_n ' permettent de tracer de la distribution du champs de contraintes 'cercles', et les enveloppes de Mohr pour la rupture (σ_r) et pour le glissement sont fort significatives (Fig.29 & Fig.30) Pour un matériau comme l'argile, ces enveloppes sont des droites donc le critère de rupture et le critère de glissement s'interprètent bien par une loi de type 'Coulomb-Navier':

$$\tau = C + \sigma_n \cdot \tan(\Phi).$$

La cohésion de la roche fracturée C , (est voisine de '0') est inférieure à celle d'une roche intacte. L'angle de friction ' Φ_2 ', pour le glissement sur le plan existant est inférieur à l'angle de friction interne ' Φ_1 ', pour la rupture de la roche intacte. Des expériences semblables menées sur divers types de roches montrent que le comportement après rupture dépend de la composition minéralogique de la roche, de sa texture, de sa granulométrie qui détermine la rugosité du plan de fracture. Plus le grain est fin, plus le plan est lisse et plus le glissement après rupture est facile. En tout état de cause la fracturation de roche se réalise selon les plans de faiblesse qui s'orientent suivant la maille primitive de la roche intacte.

Les roches à propriété physique anisotrope, comme les schistes, s'écartent du comportement prévu par la méthode géomécanique, s'appuyant sur la représentation des diagrammes planaires dits: cercle de Mohr. Car dans cette catégorie de roches, le plan de glissement se produit sur le plan du clivage avec des seuils angulaires bien déterminés β où : $15^\circ < \beta < 45^\circ$.

2- Analyse de la déformation mixte (cisailante)

L'étude géo mécanique permet de définir les conditions d'apparition de la rupture au sein d'un échantillon (ou masse de terrain) en fonction de la distribution du champ de tenseurs appliqués sur le corps géologique. Connaissant le régime de la déformation rhéologique, la structure de l'échantillon (formation) pourra être résolue grâce à la projection orthogonale des paramètres intrinsèques de l'enveloppe de Mohr qui exprime le seuil optimal de la fracturation potentielle; affectant le matériau étudié. L'analyse des diagrammes géo mécaniques permet l'estimation d'angle de cisaillement limite pour l'apparition de la fragilisation (fractures) ainsi que la délimitation entre les différents domaines de la déformation à savoir:

- un domaine interne, par rapport à l'enveloppe de Mohr, exprimant l'extension de la stabilité des forces exercées au sein du matériau étudié.

- et un domaine externe à l'enveloppe, exprimant l'état d'instabilité du matériau.

L'apport de ces notions géo mécaniques dans l'interprétation structurale semble être important, car il permet la modélisation de la déformation cisaillemente en fonction des paramètres externes (forces), tributaires aux tenseurs de contraintes tectoniques appliquées à la surface du corps géologique. Dans ce contexte structural, notre modèle tectonique régional s'adapte parfaitement avec le critère géo mécanique de la déformation discontinue dit 'critère de Griffith modifié'. Ce critère admet, en effet, une déformation mixte de type: transtensive et transpressive au sein d'un milieu composé d'alternance de couches meubles et compétentes.

2-1 Modèle géo mécaniques de la fracturation

Une des principales propriétés géo mécaniques est l'étude des conditions d'apparition de fractures au sein d'un matériau et la caractérisation des domaines de la déformation en fonction des régimes tectoniques. La représentation bi dimensionnelle du système de contraintes sur le diagramme de Mohr, facilite l'analyse cinématique du champ de contraintes tectoniques et leur mise en évidence sur le plan cartographique structural.

L'avantage de ces diagrammes réside dans leur pouvoir de résoudre l'état de la déformation par la simple configuration géométrique des courbes intrinsèques (enveloppe de Mohr), modélisée par les paramètres de tenseurs appliqués à la surface d'un corps géologique. Rappelant que le régime d'une déformation en compression admet une fonction linéaire dite : fonction de rupture 'Coulomb Navier', alors qu'en régime de distension, la fonction de rupture devient une courbe hyperbolique dite : 'courbe de Griffith'. Pour le cas de cette étude, traitant le cas d'une déformation mixte, composée simultanément par la transpression et la transtension, le critère géo mécanique le mieux adapté est celui de 'Griffith modifié', dont l'enveloppe intrinsèque se compose en deux segments successifs délimitant deux domaines de déformations distincts; Fig.31.

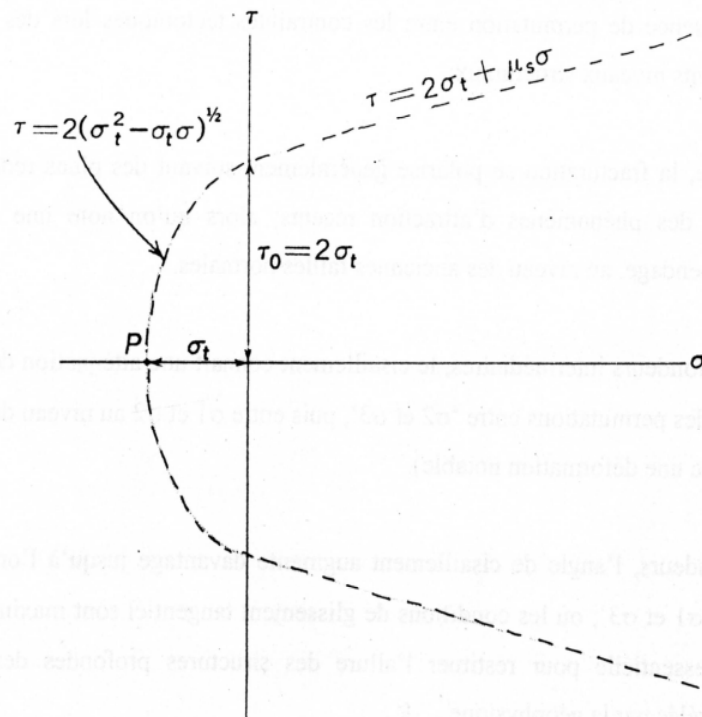


Fig.31 : Courbe de Mohr, correspondante aux critères de traction (distension) de Griffith et son critère modifié (Griffith modifié) pour la compression

2 -2 Evolution de la déformation en profondeur

Les essais géo mécaniques confirment deux faits important; intéressant la distribution latérale des tenseurs de contraintes et l'organisation de leurs paramètres en profondeur. Rappelant que la contrainte minimale ' σ_3 ' est par convention maximale en régime extensif; près de la surface, mais peut évoluer, en profondeur, parallèlement avec la contrainte intermédiaire, (Price, 1970). En opposition, la contrainte maximale ' σ_1 ', a tendance à se permuter avec ' σ_2 ', à des profondeurs moyenne (05 km). Fig.32

La déformation en profondeur, est marquée par l'augmentation d'angle de cisaillement en domaine d'attraction, réconfortant le principe rhéologique d'infléchissement des failles en profondeur. En conséquence, on souligne l'existence d'une évolution notable de la déformation (changement d'état) avec l'enfouissement les terrains géologiques, ce qui explique la présence de permutation entre les contraintes tectoniques lors des transitions entre les différents niveaux structuraux:

En surface, la facturation se polarise généralement suivant des plans redressés (sub verticaux) lors des phénomènes d'attraction récents; alors qu'on note une atténuation importante du pendage, au niveau des anciennes failles normales. A des profondeurs intermédiaires, le cisaillement connaît une atténuation de son angle (35-45°), avec des permutations entre ' σ_2 et ' σ_3 ', puis entre ' σ_1 et ' σ_2 au niveau des zones de glissement (avec une déformation notable). En profondeurs, l'angle de cisaillement augmente davantage jusqu'à l'orthogonalité entre les axes ' σ_1 et ' σ_3 '; où les conditions de glissement tangentiel sont maximales. Cette remarque est essentielle pour restituer l'allure des structures profondes des accidents tectoniques, révélés par la géophysique. Fig.33

Par ailleurs, la configuration géométrique de la distribution latérale du champ de contraintes, en zone de cisaillement, évoque une similitude frappante avec le modèle microtectonique de (Derek Hull, 1999); Fig.34. Ce modèle met en relief la propagation des micro fractures au sein d'un plan parallèle à la contrainte principale ' σ_1 '.

Dans ce modèle de propagation de la fracturation on souligne deux fait important :

- 1- l'évolution de la nature des tenseurs en fonction de la profondeur des terrains de sorte que la trajectoire des contraintes est vraisemblablement similaire (parallèles avec tendance divergente. Cet aspect exprime une complexité dans la reconnaissance de la nature du mécanisme focal avec les données sismiques (cas fréquent dans l'interprétation des mécanismes focaux proches)
- 2- l'inversion de la trajectoire et de la nature des tenseurs de contraintes à proximité des grands accidents tectoniques et discontinuités courbes (flexures): les contraintes maximales ' σ_1 ' seront déviées au contact avec la discontinuité majeure et changera simultanément de nature dans l'autre bloc de terrain ' σ_3 '. De même, elle sera une autre fois inversée, selon la même trajectoire, en traversant un autre milieu physique; à la faveur d'une autre discontinuité, conformément au modèle de Derek (Derek Hull, 1999).

Cette appréciation m'a permis de configurer la répartition des contraintes en fonction de la morpho structure sur l'ensemble des terrains étudiés conformément à ce modèle géomécanique (fig.32). En effet, on remarque une parfaite concordance entre la physionomie globale du Sahel oranais est la fléxuration limitrophe des édifices marginaux et les reliefs des zones internes. Quant aux fractures tangentielles, par rapport aux zones de flexures, elles représentent les failles longitudinales (R) et transversales (R') de la région. Notant ainsi que les zones instables sont comprises entre les contours des tenseurs de contraintes intermédiaires (σ_2).

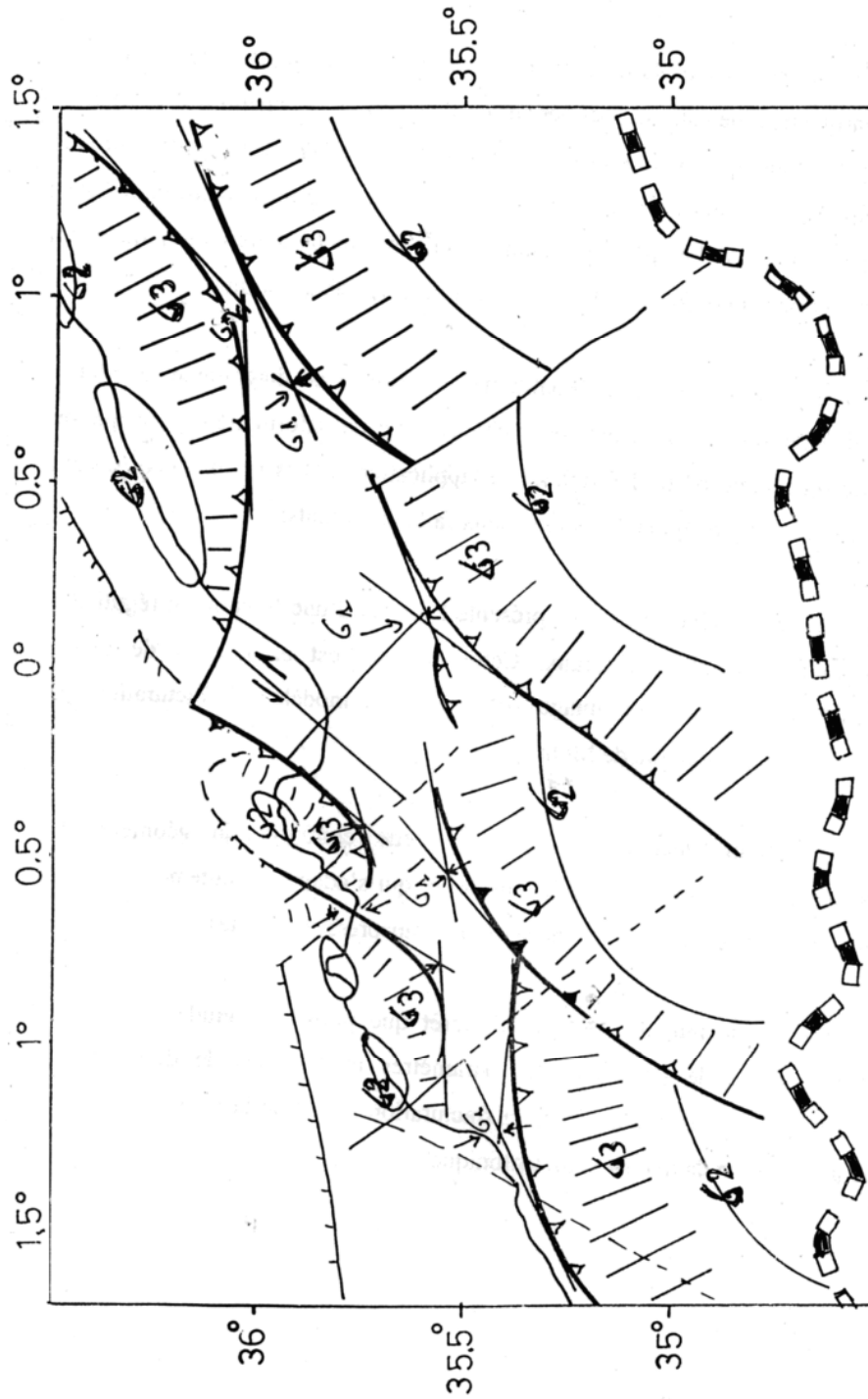


Fig.32 : Résolution géo mécanique de la distribution des tenseurs tectoniques sur le Sahel

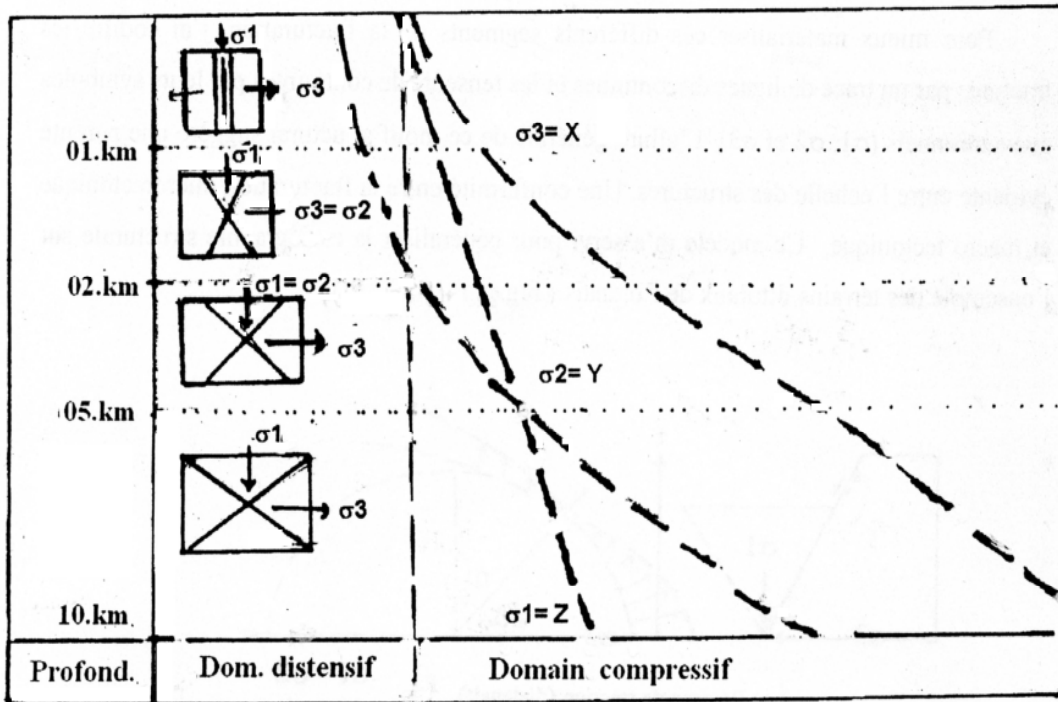


Fig.33 :Variations des contraintes tectoniques en fonction de la profondeur d'après Price; in Verhoogen (1970)

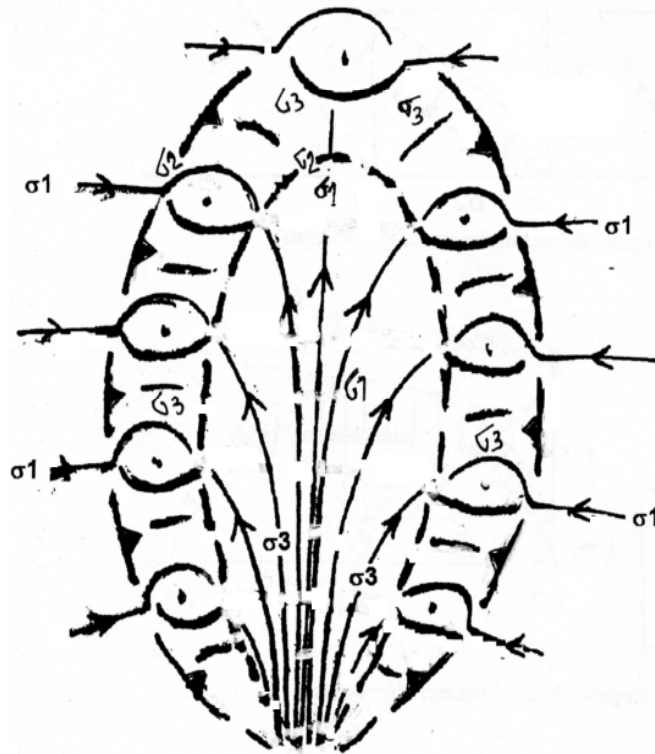


Fig.34 : Modèle de propagation elliptique de la fracturation d'après Derek. Hull (1999); modifié

Pour mieux matérialiser ces différents segments de la fracturation, j'ai codifié les fractures par un tracé de lignes discontinues et les tenseurs de contraintes par leurs symboles conventionnels (σ_1 , σ_2 et σ_3). L'allure générale de ce motif structural suggère une parenté évidente entre l'échelle des structures. Une conformité entre la fracturation microtectonique et macro tectonique. Ce modèle m'a servi pour généraliser la cartographie structurale sur l'ensemble des terrains littoraux de l'oranaïs. (Fig.35)

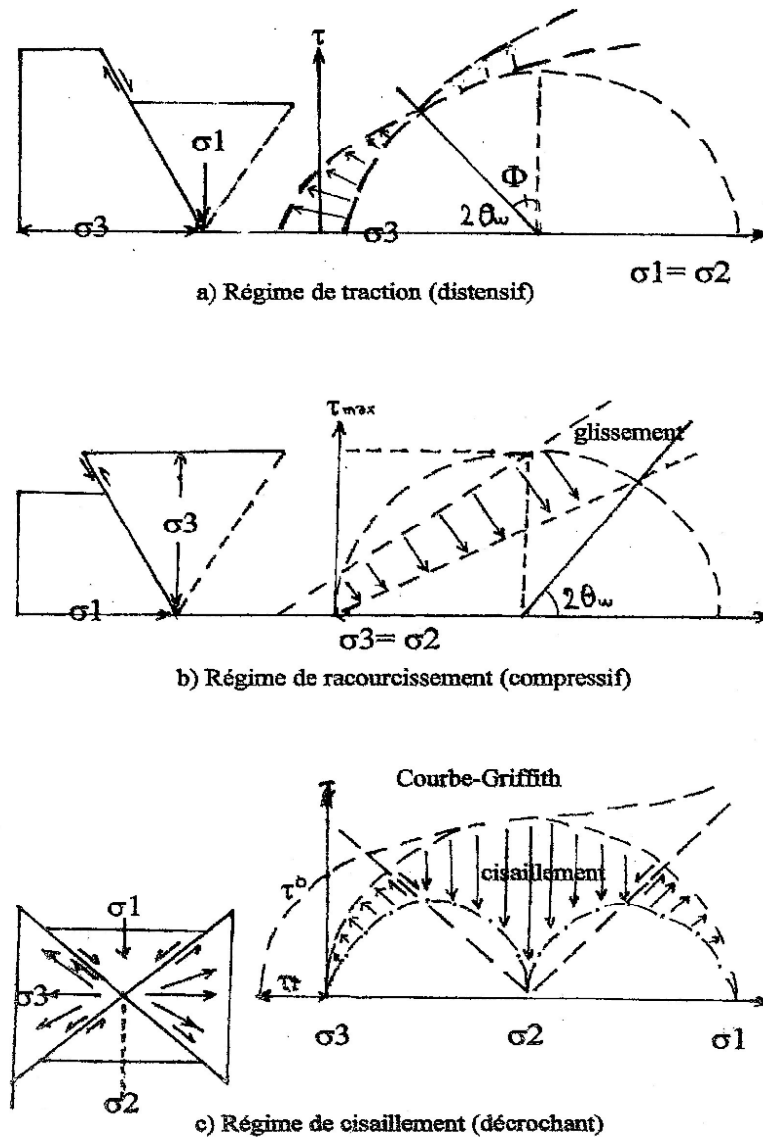


Fig.35 : Representation de la distribution des tenseurs de contraintes sur le diagramme de Mohr pour les principaux régimes tectoniques.

Conclusion géo mécanique

La description de la déformation d'un corps géologique nécessite la reconnaissance de marqueurs cinématiques permettant de reconstituer les chemins de la déformation. Ces marqueurs, tels que la striation et la minéralisation, épousent généralement la direction du champ de contraintes appliquées à ce corps. Ces dernières constituent des paramètres indépendants du milieu physique soumis à une éventuelle déformation, qui se proclame par des paramètres dépendants du déplacement du corps en question.

L'analyse de champ de contraintes au moyen de diagramme de Mohr, permet de définir la limite des domaines pour chaque type de déformation, ainsi que de déduire la nature du régime de la déformation. L'application de ces notions géo mécaniques sur le modèle tectonique régional souligne deux faits importants :

1- La cartographie structurale présente l'impact d'une fléxuration régulière longeant les piedmonts des reliefs littoraux. Cette dernière est associée à de grands accidents décrochants donnant une image similaire d'un modèle de fracturation géomécanique projeté sur le diagramme de Mohr.

2- Le régime tectonique déduit de cette configuration géométrique, révèle en l'occurrence le critère de Griffith (modifié) qui s'adapte parfaitement avec la distribution des contraintes tectoniques d'une structure transpressive (mixte).

En conclusion, on souligne l'intérêt que porte une étude géomécanique dans la reconnaissance de l'ampleur des paramètres intrinsèques de déformation et dans la définition de seuils potentiels de la fracturation ainsi que la caractérisation de la stabilité des domaines de la déformation tectonique.

Chapitre- 3 : Prospection et interprétation Géophysique

Introduction : Le site retenu pour l'étude géophysique se situe dans la partie occidentale du port d'Oran. Aux falaises marginales de ce vieux port affleurent les formations de schistes et de dolomies métamorphiques d'âge secondaire. Ces Terrains accidentés se caractérisent par une intense dissolution géochimique des roches carbonatées magnésiennes entraînant une importante karstification du rocher. Pour résoudre la donnée structurale, j'ai réalisé à l'aide de notre équipe 'risques sismique' et au moyen du sismographe de notre Laboratoire une prospection sismique de trois profils marginaux, couvrant les 900 m de sismique réfraction

Les données de cette prospection sismique ont été associées aux données géo électrique (sources externe) réalisée sur le même site d'étude et presque à la même période. Cette dernière m'a permis de détecter les anomalies de terrain (fracturation) et de calculer la géométrie des réfracteurs sismiques relatif au substrat rigide (sub surface). Dans ce chapitre, j'ai essayé de présenter les résultats des deux approches précitées accompagnées d'une synthèse locale permettant de mieux cerner la structure géologique, plus ou moins profonde, et de localiser les endroits fragiles, présentant un risque d'effondrement ou d'éboulement majeur sur ce site populaire.

I - Prospection par la sismique réfraction : Le but de cette prospection est d'obtenir une information sur les paramètres physiques des terrains traversés par les ondes 'F de compression et de déterminer les zones d'anomalies tels que la fracturation, les cavités et les changements latéraux de faciès,

1- Dispositif d'Investigation sismique :

Pour obtenir les vitesses vraies de chaque réfracteur sismique, son pendage et ses hauteurs (profondeurs), nous avons procédé, au moyen d'un sismographe à trois traces (EC - S3) et par la méthode de chute de poids en tir normal et inverse. Le calcul des vitesses apparentes et les interprétations sont effectués sur les chronogrammes associés au même réfracteur. Le dispositif de mesures sismiques comporte un câble coaxial long de : 105 mètres comprenant une grappe de 03 géophone (répétiteurs) régulièrement espacés de 10 mm (Fig.36)

A l'aide de ce dispositif on a effectué plusieurs manœuvres :

- Deux tirs en bout de ligne à une mi-distance de géophone. Un tir au centre, au milieu du dispositif

de deux offsets à une distance de base constante, en fonction de la longueur du dispositif et de la profondeur du substratum qui est souvent égale à la moitié de la longueur du dispositif

- Des tirs supplémentaires à l'intérieur des câbles d'émission.

Ces derniers permettent d'améliorer la qualité de la trace sismique. Pour chaque profil, nous avons (à l'aide de notre équipe) effectué en moyenne une dizaine de tirs successifs pour améliorer la qualité du signal et d'en déduire les paramètres géométriques du substratum.

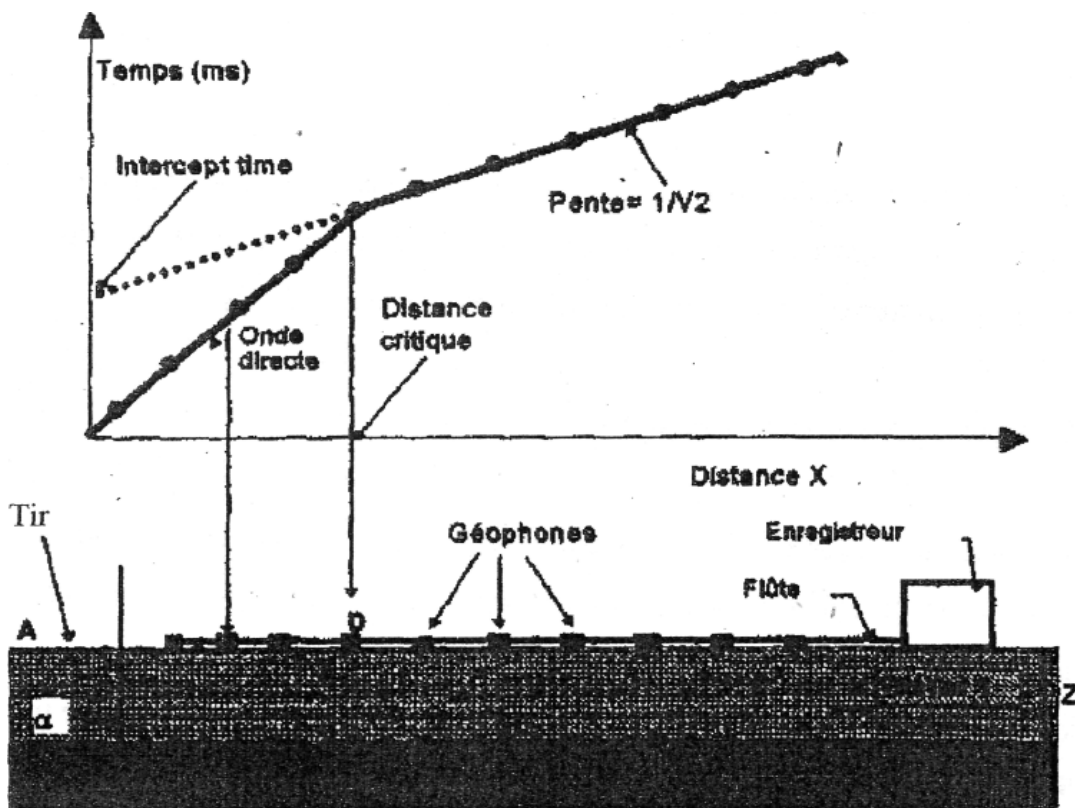


Fig.36: Schéma d'un dispositif de sismique réfraction

2 - Détermination de la vitesse vraie du sous-sol

La pente d'une dromochronique correspond à l'inverse de la vitesse du terrain traversé. Si le substratum est incliné, la pente du tir offset normal ne sera pas égale à celle du tir offset inverse. Pour déterminer la vitesse vraie d'un terrain, on "conjugue" alors les deux tirs. Pratiquement, on reporte (CD) la moitié de l'écart de temps (AB) entre les premières arrivées des deux tirs offsets pour un même géophone par rapport à une ligne de référence temps arbitraire (TT). On obtient, lorsque l'on a procédé ainsi pour tous les géophones, si le substratum est homogène et si l'enregistrement de l'onde des offsets ne touche que le substratum, des points alignés avec une pente correspondant à l'inverse de la vitesse réelle du substratum (ligne W^1). Ce procédé permet de supprimer les effets dus à l'inclinaison et aux ondulations du substratum. Si les points ne s'alignent pas, il faut vérifier si les premières arrivées ne proviennent pas d'un autre terrain ou revoir le "pointage" des premières arrivées Fig.37, Une pente plus forte entre deux segments de droite peu inclinés peut être due à une zone lente (fracture, autre terrain). On peut évidemment conjuguer les parties correspondant à un même terrain de n'importe quels tirs.

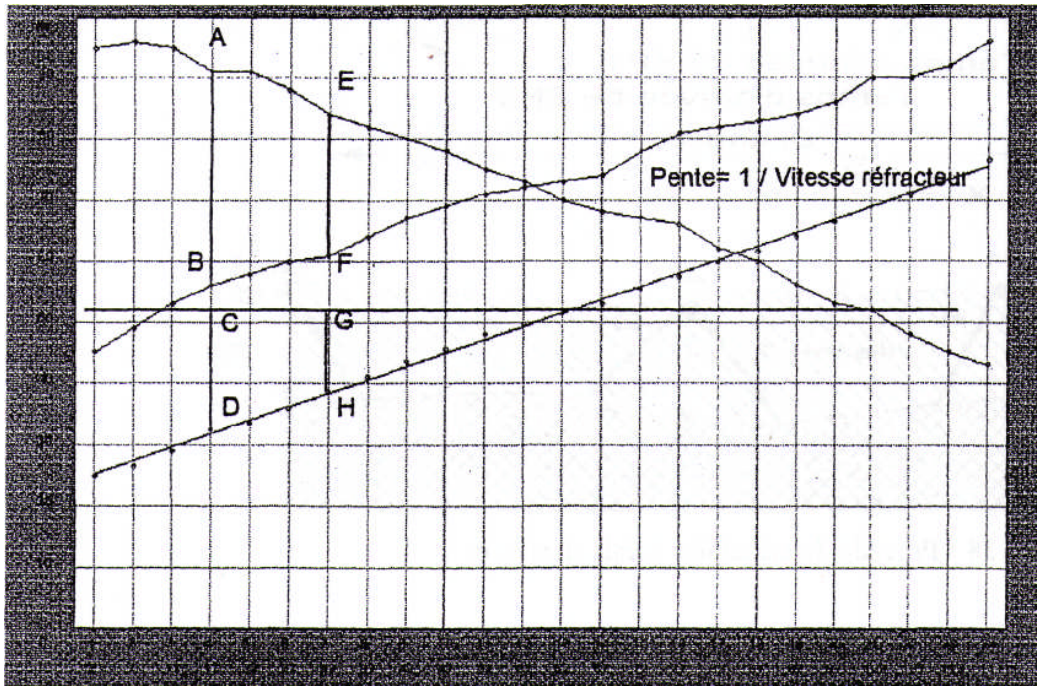


Fig.37 : Conjugaison de deux offsets

$$T_{D1} = \frac{Z_1}{V_1 \cos \alpha} + \frac{X - Z_1 \tan \alpha - Z_D \tan \alpha}{V_2} + \frac{Z_D}{V_1 \cos \alpha}$$

$$T_{D2} = \frac{Z_2}{V_1 \cos \alpha} + \frac{(S - X) - Z_2 \tan \alpha - Z_D \tan \alpha}{V_2} + \frac{Z_D}{V_1 \cos \alpha}$$

$$(T_{D1} - T_{D2}) = \frac{Z_1 - Z_2}{V_1 \cos \alpha} + \frac{2X}{V_2} - \frac{S}{V_2} + \frac{Z_2 \tan \alpha - Z_1 \tan \alpha}{V_2}$$

$$(T_{D1} - T_{D2}) = \text{constante} + \frac{2X}{V_2}$$

⚡: Les ondes doivent être réfractées sur le même terrain, Fig.38

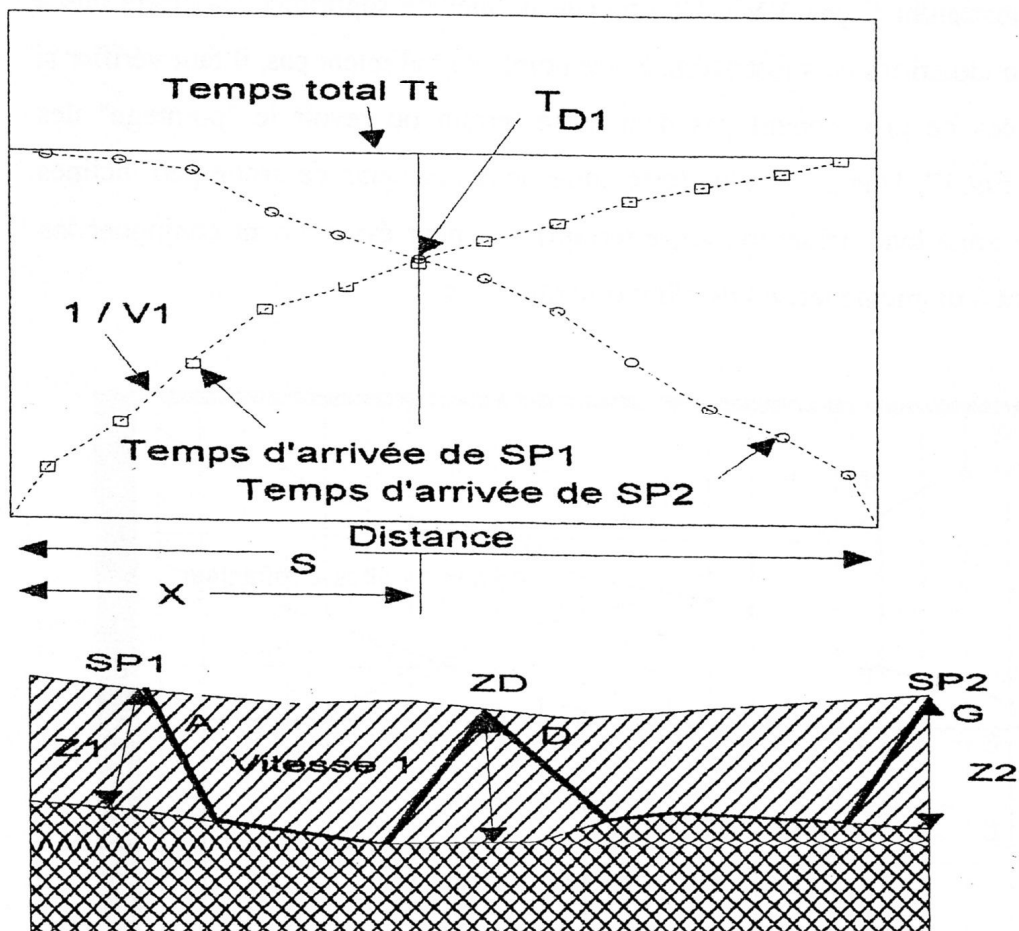


Fig.38 : Procédé de calcul des délais sismiques

3 - Analyse des profils géo sismique (sismique réfraction)

L'équation fondamentale des courbes "Dromochroniques" s'écrit :

$$t_{n,A} = x / V_{n,A} + T_{n-1, A} \quad \dots\dots\dots(1)$$

Les vitesses apparentes V^A et $V_{n,b}$ sont fonction des pendages des couches géologiques (a_i) et des vitesses vraies (V_j). Les relations de calcul des vitesses apparentes sont données respectivement par les relations (2) et (3) :

$$\sin(i + a_i) = V_i / V_2 \text{ app (A)} \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\sin(i - a_i) = V_i / V_2 \text{ app (B)} \quad \dots\dots\dots (3)$$

A partir des relations (1) et (2), on calcule l'angle d'incidence limite (i) qui nous permettra d'avoir l'angle de pendage (a) et le calcul de $\cos(i)$, qui rentre dans le calcul partiel des profondeurs du réfracteur sismique. Fig.39. Enfin le calcul des vitesses vraies sera effectué par la relation fondamentale :

$$\sin(i) = V_1 / V_2 \quad \dots\dots\dots (4)$$

D'où on peut calculer la vitesse V_2 vraie.

a - Méthode des intercepte times : Avec cette méthode on peut calculer la profondeur du substratum sous chaque géophone. L'ordinateur peut effectuer les diverses opérations de translation des dromochroniques et les calculs nécessaires pour obtenir l'intercepte et les profondeurs de chaque géophone. La valeurs des intercepte time aux géophones donne immédiatement une 'idée de la profondeur relative du substratum sous les géophones; en translatant l'offset 1 sur l'extrémité du tir en bout 1 on peut reconstituer les arrivées « fantômes » sur le tir en bout. Le même procédé s'applique à l'offset 11 et au tir en bout (11). On obtient 02 dromochroniques des tirs en bout avec la vitesse du substratum seulement. Le temps total T_t est le temps que met l'onde P pour aller d'une extrémité à l'autre d'un dispositif sismique. Il se détermine facilement sur la dromochronique ainsi tracée.

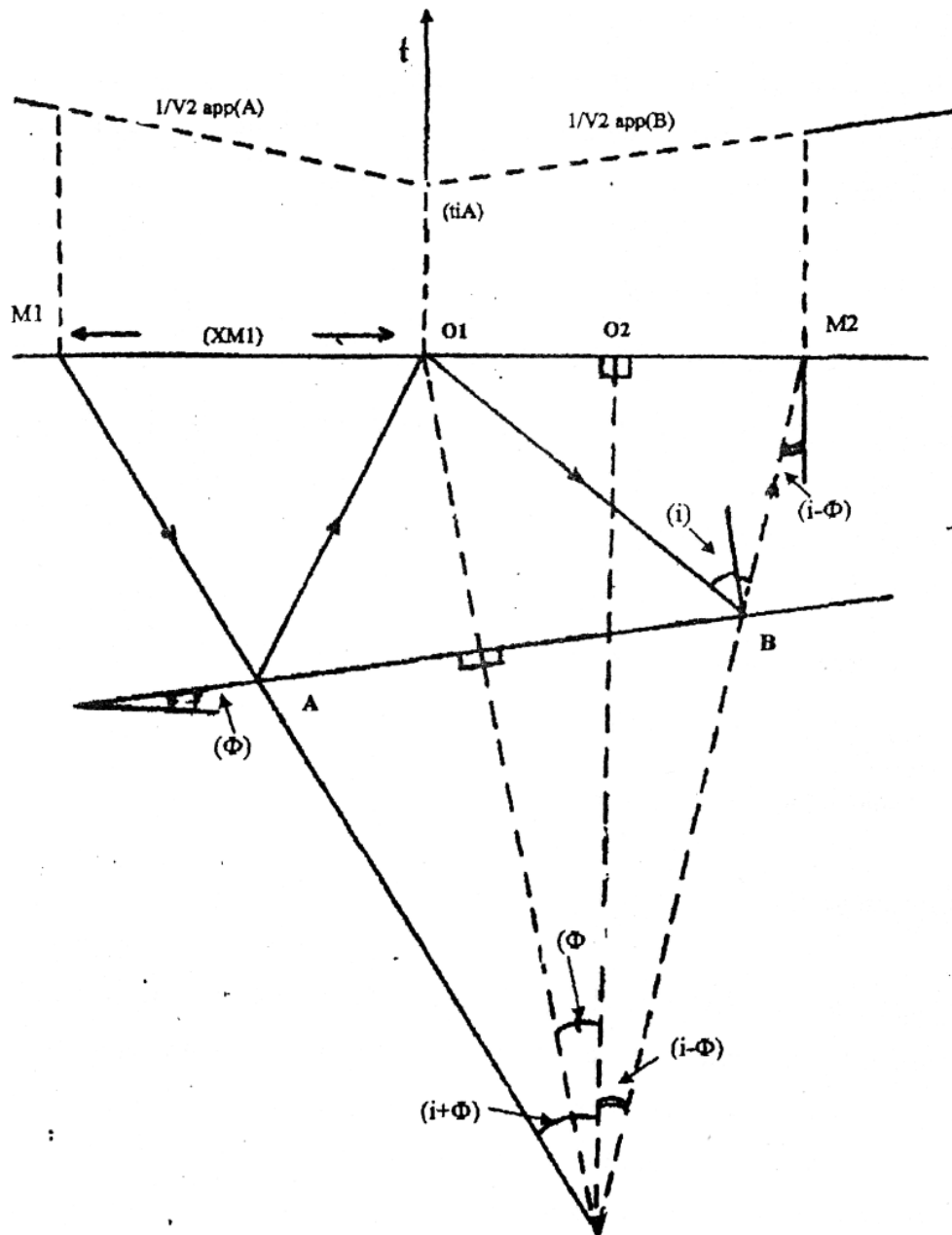


Fig.39 : Réfraction des ondes sismiques par rapport à un plan incliné.

Le temps total du tir normal doit théoriquement être le même que celui du tir inverse (trajet ABFG = GFBA) Le temps de délai à un géophone (TD) correspond à la moitié du temps du trajet DCBA + DEFG auquel on retranche le temps total (trajet ABFG). Ce temps est égal à $CD/V_1 - CD'/V_2$ (Fig.40 :

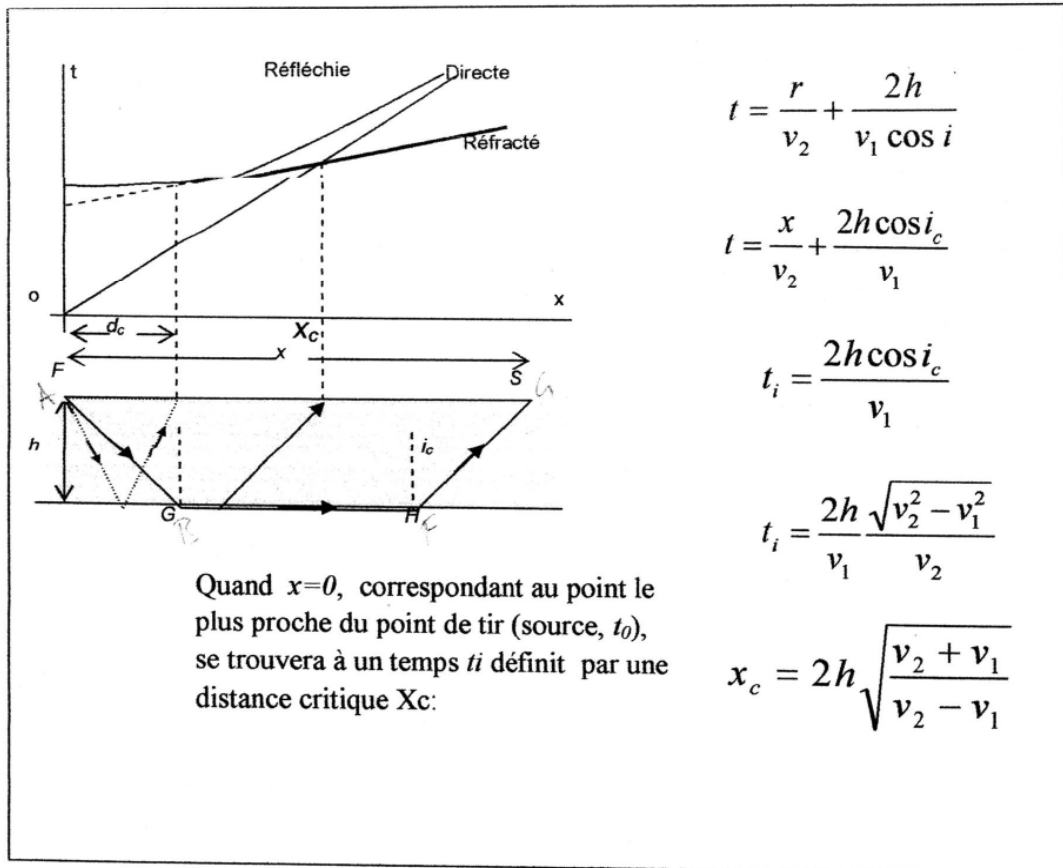


Fig.40 : Schéma et calcul d'intercept-time (t_i) /géophone.

b – Détermination de la vitesse vraie

La pente d'une dromochronique correspond à l'inverse du terrain traversé. Si le substratum est incliné, la pente du tir offset normal ne sera pas égale à celle du tir offset inverse. Pour déterminer la vitesse vraie d'un terrain, on conjugue alors les deux tirs. Pratiquement, on reporte (CD) la moitié de l'écart du temps (AB) entre les premières arrivées des deux tirs offset pour un même géophone par rapport à une ligne de référence temps arbitraire (TT').

On obtient ainsi pour tout les géophones, si le substratum est homogène et si l'enregistrement de l'onde des offset ne touche que le substratum, des points alignés avec une pente correspondant à l'inverse de la vitesse réelle du substratum (ligne V V').

Ce procédé permet de supprimer les effets dus à l'inclinaison et aux ondulations du substratum. Une pente plus forte entre deux segments de droite peut être due à une zone lente (fracture, autre formation). On peut évidemment conjuguer les parties correspondant à un même terrain de n'importe quels tirs. (Fig.41). C'est sur cette démarche analytique que nous avons étudié pour produire et interpréter les données de la sismique réfraction. Nous devons expliquer la délimitation de la profondeur selon la nature des terrains qui sont formés d'un matériel de compétence (massif) en profondeur. Généralement les profondeurs acquises ne dépassent pas les 20 mètres.

4 - Interprétation des données sismiques

Pour des raisons d'accès et d'acquisition des données, nous avons segmenté le profilage sismique en trois tronçons parallèles et distincts A, B et C, de la base au sommet nous identifions (fig.42). Ces profils renferment trois segments distants de 100 m

Profil sismique A : niveau de base (Port)

Profil sismique B: RN-11

Profil sismique C: Commandant 'Ferradj'

- Exemple d'interprétation des données géo sismiques du profil-A

- Segment A1 [00 -100 m]: Les valeurs des temps d'arrivées des ondes P sont en millisecondes. Ces données nous ont permis de tracer les différentes courbes dromochroniques (vitesses) en tir normal et inverse.

Tableau- 02 : Données géo sismiques _ Prf-A1 (in-situ)

Shot-1: Normal 00-20m N° 3	t1 t2 t3	327 (μs) 476 569	Shot-1: Revers 100-80m N° 31	t1 t2 t3	359 (μs) 367 390
Shot-2: 20-40m N° 6	t1 t2 t3	632 655 678	Shot-2: 80-60m N° 36	t1 t2 t3	382 452 523
Shot-3: 40-60m N° 17	t1 t2 t3	554 662 593	Shot-3: 60-40m N° 40	t1 t2 t3	523 538 546
Shot-4: 60-80m N° 21	t1 t2 t3	585 601 663	Shot-4: 40-20m N° 45	t1 t2 t3	585 608 632
Shot-5:	t1	640	Shot-5:	t1	671

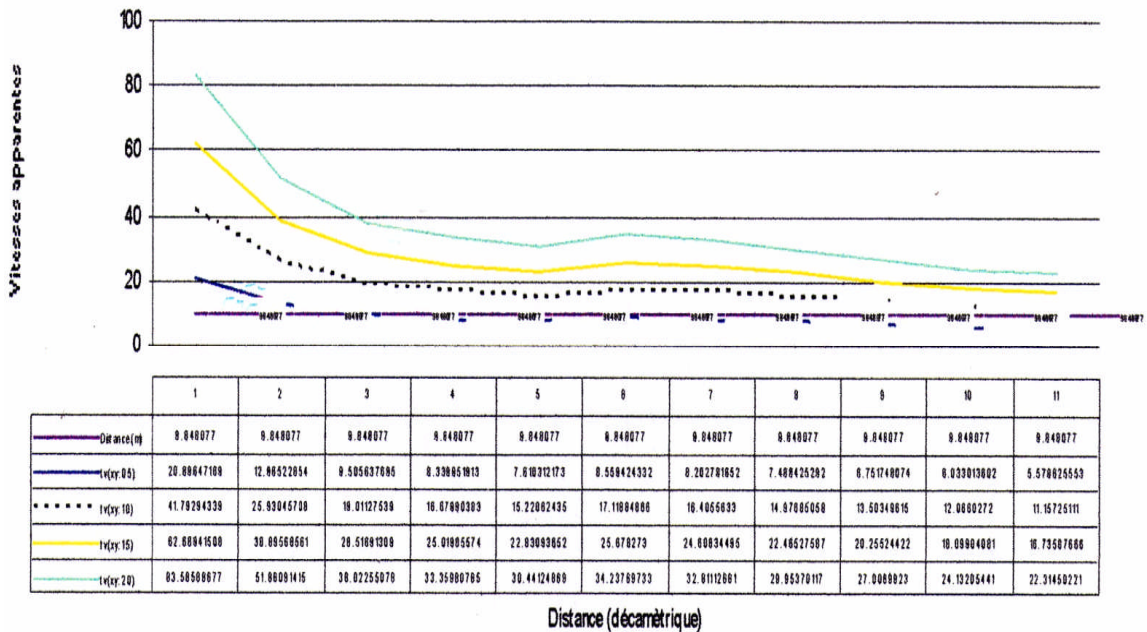


Fig- 41 Fonction vitesses (Tv)

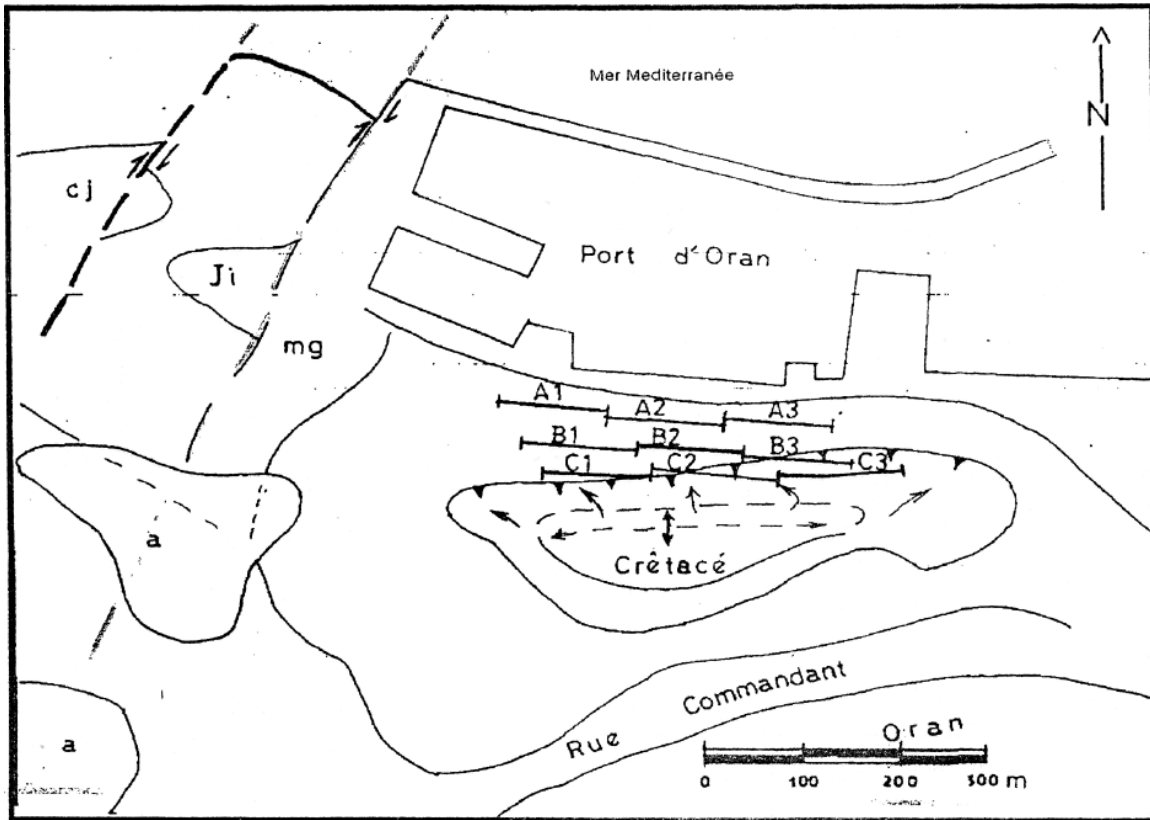


Fig. 42 : Localisation des profils sismiques.

Données Géo-Sismiques [Prf A2]					
Shot-1: Normal 00-20m N° 06	t1	546.0	Shot-1: Revers 100-80m N° 24	t1	249.6
	t2	1.29 ms		t2	577.2
	t3	1.49		t3	1.05 ms
Shot-2: 20-40m N° 09	t1	795.6	Shot-2: 80-60m N° 26	t1	273.0
	t2	873.6		t2	343.2
	t3	967.2		t3	413.4
Shot-3: 40-60m N° 13	t1	561.6	Shot-3: 60-40m N° 31	t1	546.0
	t2	600.6		t2	616.2
	t3	642.4		t3	670.8
Shot-4: 60-80m N° 17	t1	678.6	Shot-4: 40-20m N° 34	t1	663.0
	t2	725.4		t2	702.0
	t3	787.8		t3	873.6
Shot-5: 80-100m N° 21	t1	795.4	Shot-5: 20-00m N° 42	t1	787.8
	t2	842.4		t2	819.0
	t3	850.2		t3	865.8

Tableau- 03 : Données géophysiques relatives aux profils (A-2) et (A-3)

Données Geo-Sismiques Prf A3					
Shot-1: Normal 00-20m N° 06	t1	210.6	Shot-1: Revers 100-80m N° 25	t1	273.0
	t2	475.8		t2	507.0
	t3	1.09 ms		t3	670.8
Shot-2: 20-40m N° 09	t1	405.6	Shot-2: 0-60m N° 27	t1	592.8
	t2	460.2		t2	631.8
	t3	561.6		t3	842.4
Shot-3: 40-60m N° 12	t1	569.4	Shot-3: 0-40m N° 29	t1	558.0
	t2	616.2		t2	920.2
	t3	748.8		t3	959.4
Shot-4: 60-80m N° 15	t1	725.4	Shot-4: 0-20m N° 33	t1	904.8
	t2	811.2		t2	959.4
	t3	873.6		t3	1.12 ms
Shot-5: 80-100m N° 18	t1	686.4	Shot-5: 0-00m N° 35	t1	1.08
	t2	717.6		t2	1.28
	t3	819,0		t3	1.44

L'interprétation du diagramme met en évidence la présence d'une fracture entre 40 et 50 m du segment A1. Quant à la géométrie, le réflecteur sismique (substrat) se trouve à une profondeur de 14 à 19 m.

Segment A2 [100-200 m]: Les valeurs des temps d'arrivées des ondes P en millisecondes. Ces données nous ont permis de tracer les dromochroniques en tir normal et inverse; (Annexes /géophysique).

L'interprétation du diagramme met en évidence la présence d'une fracture entre 70 et 80 m du segment A2. Le réflecteur sismique (substrat) se trouve à une profondeur de 1,4 à 7,8 m.

- Segment A3 [200 - 300 m]: Les valeurs correspondantes aux temps d'arrivées des ondes P en millisecondes. Ces données nous ont permis de tracer les dromochroniques en tir normal et inverse; (Annexes /géophysique).

Après avoir traité et interprété le profil A dans ses trois composantes (A1, A2 et A3), les autres profils géo sismiques B (RN-11) et C ont été traités systématiquement de la même manière. Leurs résultats sont donnés respectivement par les figures indexées avec tableaux des profondeurs relatives aux réflecteurs sismiques : substrat-1 et 2.

II-5 : Méthodes réciproque généralisée d'analyse géo sismique (GRM)

Dans cette prospection géo sismique j'ai utilisé la méthode de réfraction en enregistrant les délais d'arrivées d'ondes réfractées (pointées). Cette méthode est pratique car elle permet d'imager les niveaux réfracteurs du sous sol sans connaissance au préalable des vitesses sismiques du milieu physique environnant. La méthode réciproque de Palmer, m'a permis d'évaluer les profondeurs temps, au niveau de chaque trace (géophone), sans connaître des pendages des couches traversées. Cette méthode de prospection rapide nécessite, selon l'objectif recherché, une mise en œuvre spéciale du dispositif de prospection afin de contrecarrer les effets statiques et dynamiques des traces sismiques. Le dispositif est constitué par une base (grappe) de trois géophones à recouvrement successif. Cette opération a l'avantage de fournir une bonne précision sur la géométrie du réfracteur en zones accidentées (pendage < 20°).

1) - **Principe de la méthode** : Le principe utilise la relation simplifiée de 'Sneel-Descart'.

Cette relation s'exprime par la loi de réfraction donnée par :

$\sin(i) = V_1/V_2$, Les ondes réfractées sont enregistrées au-delà de la distance critique :

$$X_c = 2.Z_s \cdot \tan(i) \quad \text{et} \quad D_s = \frac{SH}{\cos(i)} \cdot \frac{V_2}{V_1} - \frac{SH}{V_1} \cdot \tan(i)$$

2) - **Calcul du Délai ou ' profondeur-temps '** : À une position donnée du géophone, le délai est défini par: $D_s - Z_s \cdot \cos(i) / V_1$, est fournie par les temps de l'arrivée directe mesurée sur de faibles déports; ($t = x / V_1$).

V2, et Délai, sont obtenus à partir des pointés des arrivées réfractées.

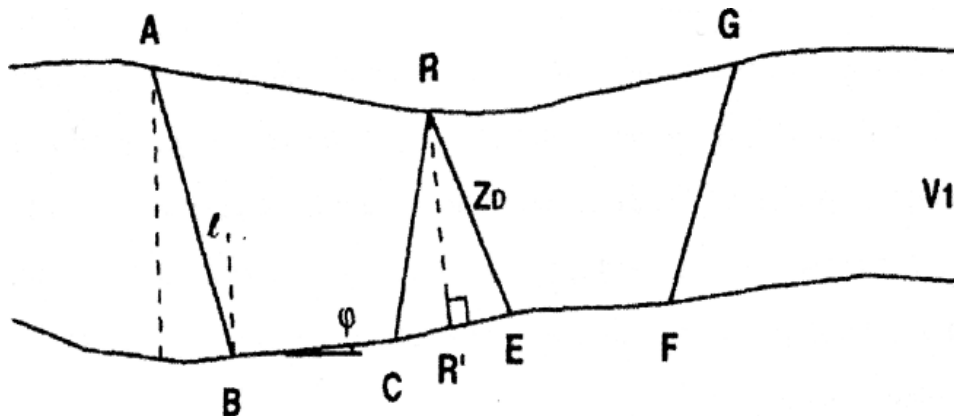


Fig.43 : Principe de la méthode (Plus-Minus de Hagedoorn)

Calcul du temps profondeur: $(t_+) t_+ = t(ABCR) + t(REFG) - t(ABFG)$

$$t_+ = t_{CR} + t_{RE} - t_{CE}$$

$$t_+ = 2 t_{DR}$$

Calcul du temps vitesses: (t_-)

$$t' = t_{ABCR} - t_{REFG} + t_{ABFG}$$

$$t' = 2.t_{AB} + 2.t_{BC} + 2.t_{CR'} = 2.t_{AB} + 2.t_{BR'}$$

Pour deux récepteurs consécutifs: R_i et R_{i+1} de distance Ax

$$[t - (R_{i+1})] - [t - (R_i)] = 2 \cdot Ax \cdot \cos(p) / V_2$$

Hypothèse : le réfracteur est plan à l'aplomb de R

- La courbe des $t -$, fournit la vitesse V_2 du réfracteur, le pendage du réfracteur étant supposé nul entre R_j et (R_{i+1}) .

- La courbe de $t +$, fournit une image temps de la profondeur du réfracteur (délais).

3) - Réalisation des profils géo sismiques

Avec la collaboration des membres de notre équipe de risques naturels (notre Laboratoire) j'ai procédé à la réalisation de trois profils géo sismiques, longs de 300 mètre, longeant la marge du vieux petit port d'Oran. Les profils sont réalisés à l'aide d'une source traditionnelle (coups de marteau) pour chaque 100 mètre, en tirs directs et inverses, couvrant respectivement cinq tirs en amont et cinq tirs en aval. Les données de pointés de temps d'arrivées d'ondes réfractées sont enregistrés sur place puis reportés dans les tableaux indexés en chapitre géophysique, soit sous forme de tableaux associés au texte démonstratifs. Le traitement de ces données sismiques est réalisé à l'aide d'un programme spécifique que j'ai réalisé pour ce type d'investigation. Le calcul des vitesses est obtenu par la dérivée des distances par rapport aux temps de délais partiels. Quant aux profondeurs des niveaux réfracteurs, j'ai utilisé la relation de Meyer De Stadhofen (1980).

TROISIEME CHAPITRE

Modèles de reconnaissance thématique

III- 2 Prospection géo électrique

2-1 Méthode d'investigation géo électrique

a) Principe de la méthode

b) le trainé électrique

2-2 Interprétation des données géo électrique

2-1 Interprétation des données géo électriques du profil-A

2-2 Interprétation des données géo électriques du profil-B

2-3 Interprétation des données géo électriques du profil-C

Conclusion et synthèse géophysique

III - 2 Prospection géo électrique

Le but de cette investigation par la géophysique est de mettre en évidence les variations du paramètre résistivité électrique des formations géologiques, et ainsi de tracer la limite lors d'un changement de faciès. Cette variation peut être progressive ou brusque s'il y a une présence de failles.

- Contraintes subies par l'investigation

En plus du contexte difficile de terrain constitué par deux routes goudronnées le long desquelles ont été placés les profils supérieurs B et C, alors que le profil inférieur A est situé au milieu des infrastructures portuaires, l'investigation a manqué de données de calage. En effet, les sondages mécaniques ont été bétonnés et ferrillés, ce qui écartait la possibilité de mesurer le paramètre résistivité des terrains situés à la verticale sous ces points, et de corrélérer avec leur lithologie. Les coupes à ces sondages, cependant, ont permis de connaître la nature des terrains dans le secteur d'étude.

2 -1 Méthode d'investigation géo électrique

Nous avons adopté le quadripôle de Wenner pour le recueil de la résistivité électrique. Ce dispositif a été choisi pour faciliter l'exécution du Traîné électrique, puisqu'il a fallu percer le revêtement superficiel au préalable, pour pouvoir loger les électrodes A, B, d'envoi du courant I, et M et N, de réception de la différence du potentiel (AV). L'épaisseur Z de la tranche de terrain investiguée par ce dispositif Wenner est ainsi établie: $AB/Z = 0.11$ à 0.17 . En choisissant une longueur maximale $AB = 90$ m, nous parvenons à avoir la résistivité de la tranche de terrain comprise entre la surface du sol et une profondeur entre 13 et 15 m. A noter que des électrodes de longueur 1 mètre ont été utilisées, de façon à atteindre le sol sous le bitume et les pavés, préalablement percés au marteau piqueur. Mesurer le paramètre résistivité des terrains situés à la verticale sous ces points, et de corrélérer avec leur lithologie. Les coupes à ces sondages, cependant, ont permis de connaître la nature des terrains dans le secteur d'étude.

a) Principe de la méthode

Cette de prospection se base principalement sur l'interprétation de la résistance électrique du sol. Le principe de cette méthode est simple : un courant d'intensité I est injecté dans le sous sol à l'aide de deux électrodes C_1 et C_2 enfoncées à même le sol par contact direct. Ces électrodes métalliques vont générer un courant qui va circuler dans le sous sol. Il sera ainsi influencé par les formations géologiques traversées. Il en découle une variation de potentiel qui sera mesurée par une autre paire d'électrodes P_1 et P_2 (Schéma ci dessous).

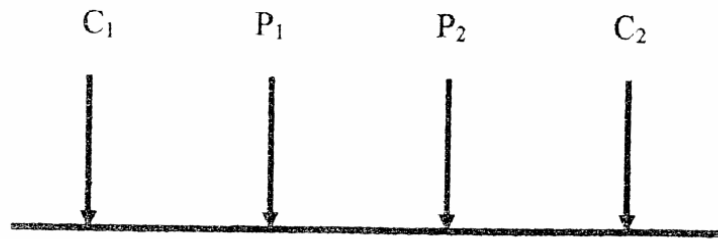


Fig.53 : Configuration schématique de la géométrie d'un quadripôle

Cette mesure va être ensuite transcrite en résistivité apparente en multipliant le rapport de la différence de potentiel sur le courant par un coefficient appelé « coefficient géométrique » dépendant des distances séparant les électrodes. Si le sous sol est homogène, la résistivité est dite alors « résistivité vraie ». La loi physique fondamentale appliquée à la prospection électrique est la loi d'Ohm : $V = RI$

V : est la différence de potentiel en volt

I : est l'intensité de courant en Ampères

R : est la résistance du milieu dans lequel le courant circule en Ohm. m

b) Les traînés électriques

Les variations latérales du sous-sol sont détectées grâce aux traînés. La géométrie du quadripôle reste fixe pour mesurer la résistivité en chaque point du profil. Les courbes et les cartes de résistivité obtenues en prenant des mesures sur un ou plusieurs profils parallèles

permettent de visualiser la variation des résistivités apparentes; document pouvant servir à interpréter qualitativement ces variations. Ceci peut se révéler utile lorsque par exemple une anomalie due à une cavité est dissimulée en surface par une autre formation.

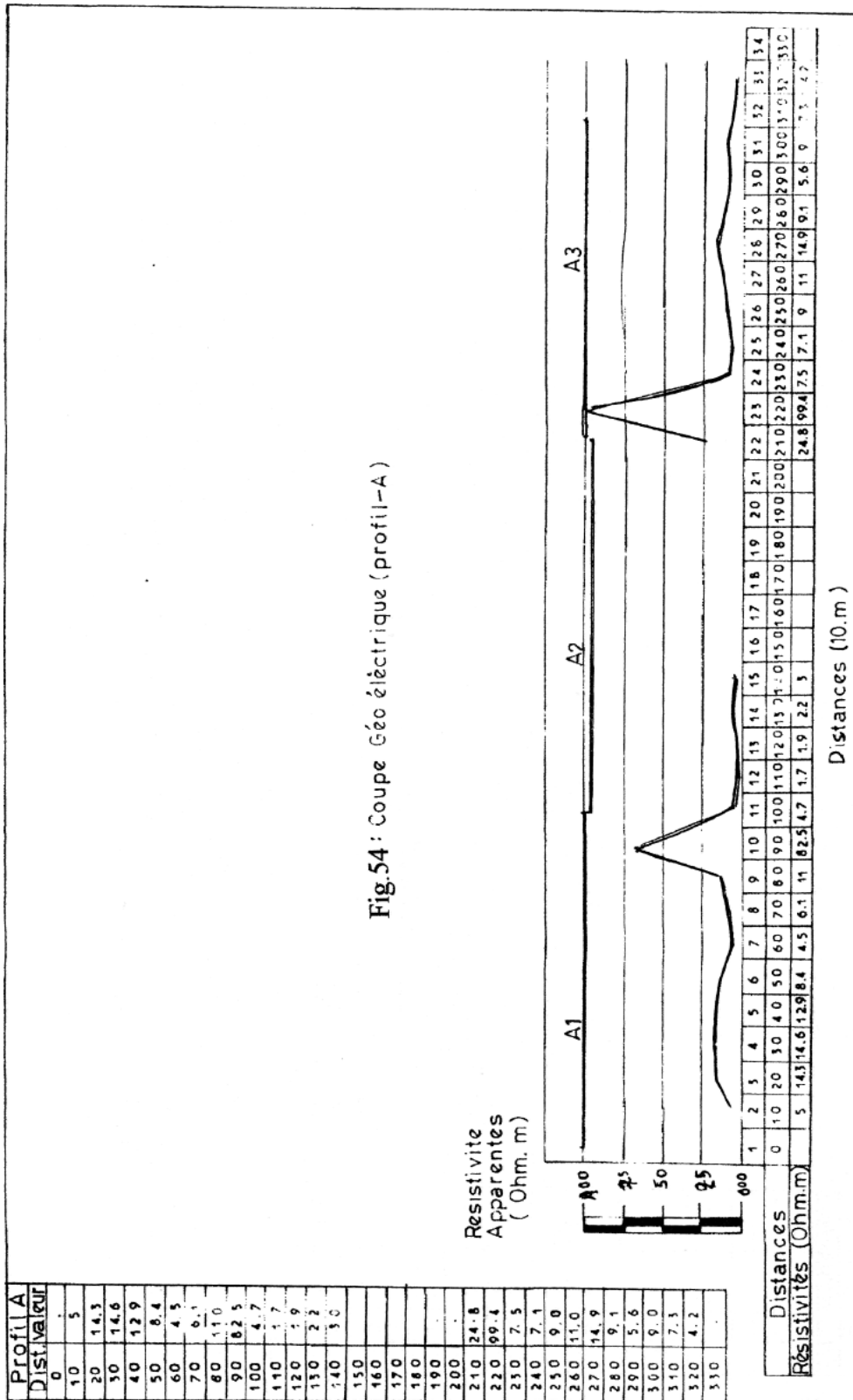
2 -2 Interprétation des données géo électriques

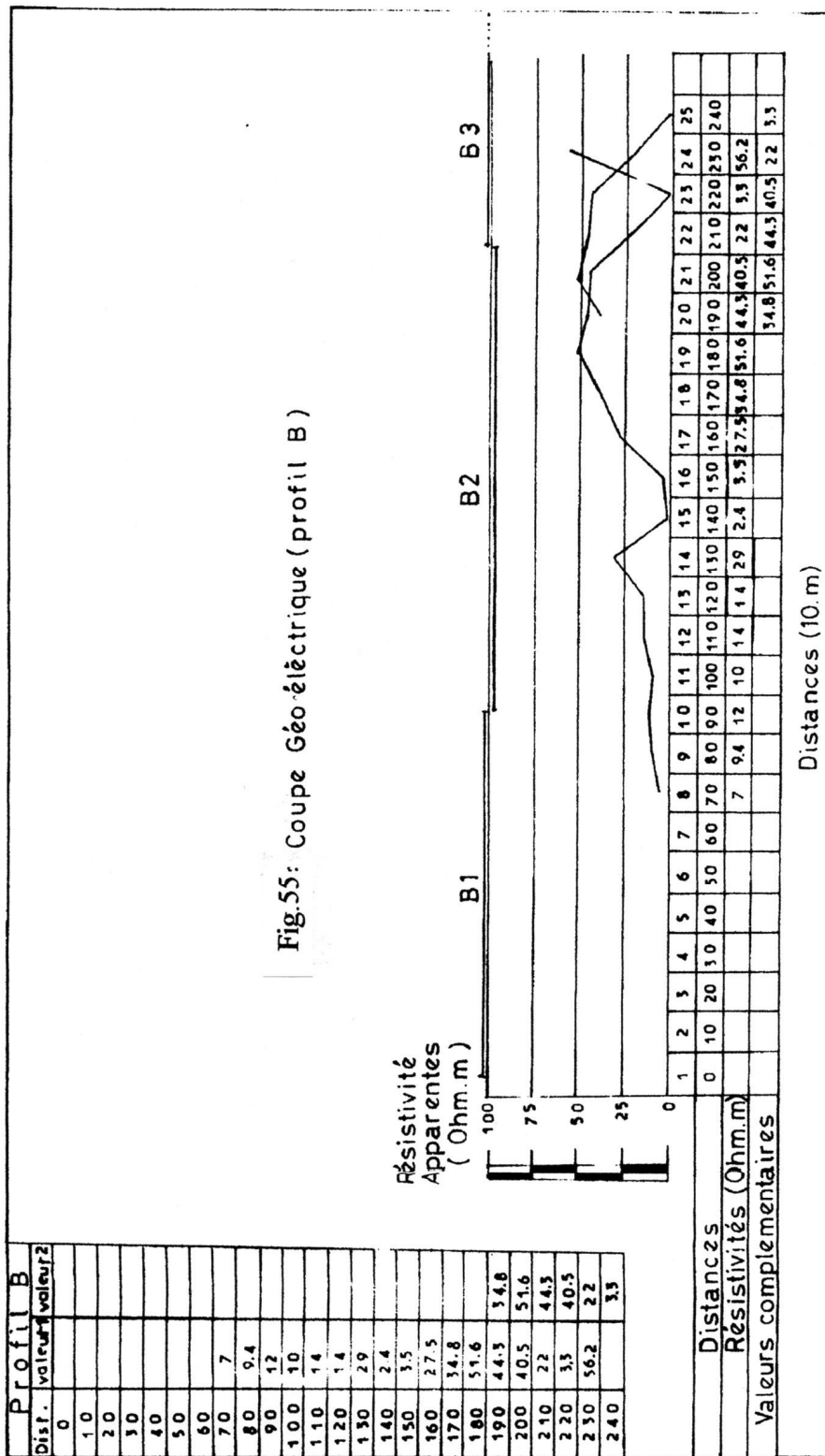
03 profils de Trainé ont été exécutés; le pas du traîné a été pris égal à 10 m .

- le profil A, au niveau inférieur, près du port (tableau 10).
- le profil B , intermédiaire le long de la route RN 11 (tableau 11)
- le profil C, le long de la voie supérieure, rue du Château neuf (tableau 12).

2-1 Interprétation des données géo électriques du profil A

Les valeurs sont là, très faibles et varient en général de 2 à 15 Ω (Ohm.m). Certaines valeurs isolées, trop élevées ne sont pas pris en considération. Le seul fait, est une légère augmentation des résistivités entre les marques 20 et 50 m, à l'Ouest du profil. Ailleurs, l'intrusion marine marque l'atténuation considérable de la résistivité.





2 - 2 Interprétation des données géo électriques du profil - B

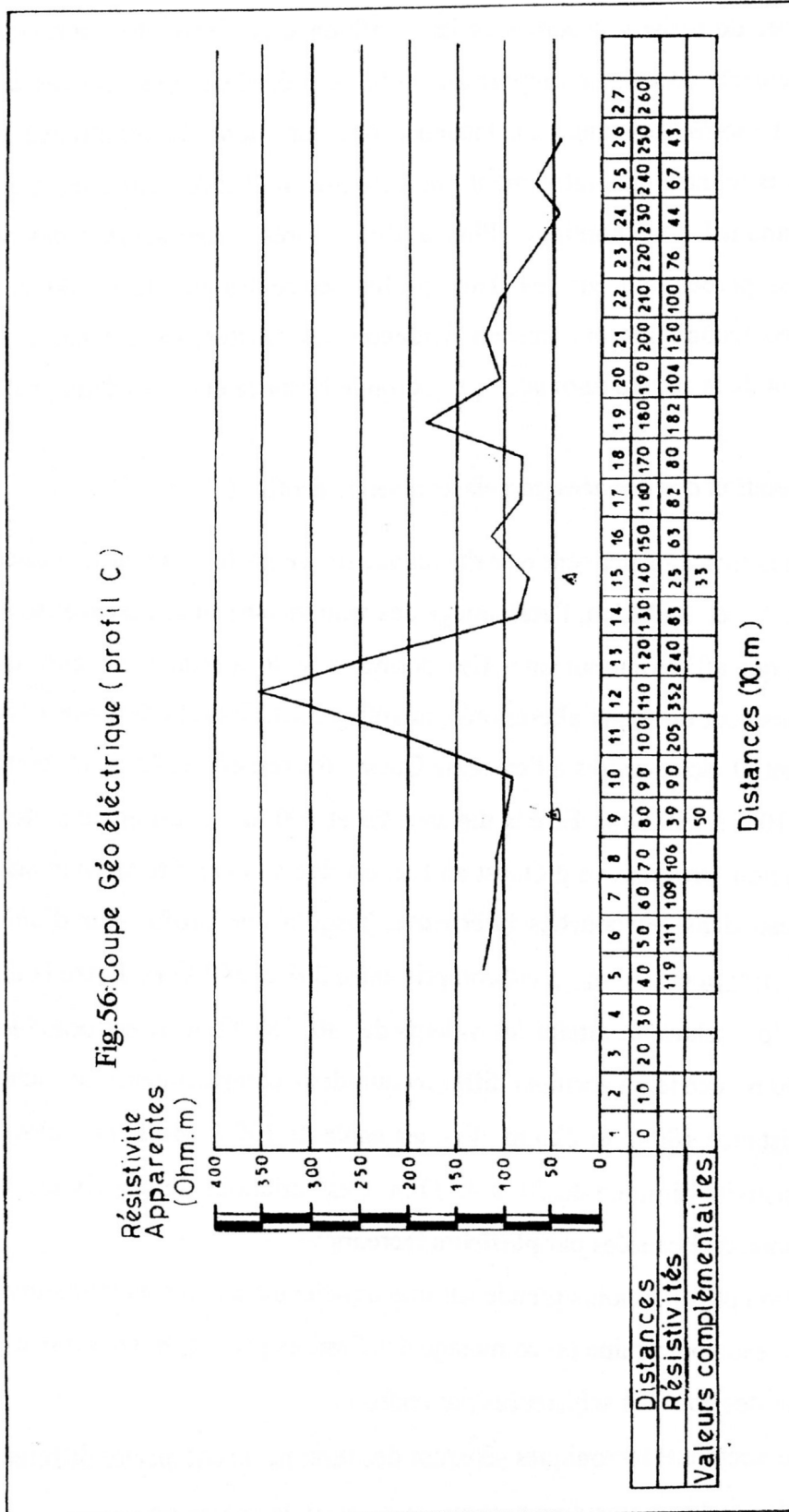
Les valeurs de résistivité subissent ici, l'influence de l'eau de l'intrusion marine, et sont relativement basses par rapport au profil A précédent. Les schistes constituant le substrat sont moins résistants. La tendance des variations de résistivités sur les deux profils A et B montre qualitativement une certaine similitude : entre les marques 110 et 140 m, l'anomalie se continue. Plus à l'Est, après l'abaissement des valeurs, une remontée est perceptible sur les deux profils, entre les marques 180 et 220m. Les sondages géo techniques ont mis en évidence des cavités, ce qui laisse supposer un prolongement de la zone d'anomalie qui regroupe l'espace entre les deux profils.

2 -3 Interprétation des données géo électriques du profil - C

Plusieurs tronçons peuvent être distingués sur ce profil, suivant les résistivités p qui varient entre 33 et 352 $\Omega.m$, l'étalonnage des valeurs maximales est réalisé à la base des échantillons qui affleurent sur site. Ces dernières sont normalement élevées et que les faibles valeurs sont dues aux altérations (karstification). Entre la distance 40 m et 80 m, à partir du point 0 des mesures à l'extrême Ouest : les résistivités ' p ' sont comprises entre les valeurs 106 à 119 $\Omega.m$. Entre la distance 80 et 100 m: ' p ' est égale à 40 - 90 $\Omega.m$. Cette diminution progressive d'Ouest en Est, est due à la karstification et également à la présence d'eau dans les couches inférieures, jusqu'à une profondeur d'environ 15 m. Entre la dist. 100 m et 130 m: p est compris entre 208 et 352 $\Omega.m$. Entre la distance 130 m et 180 m: ' p '; chute et atteint les valeurs de: 30 - 83 $\Omega.m$. Il est possible qu'à cette limite de 130 m, existe un accident différenciant deux compartiments de roches.

entre la distance 180 m et 220 m : [p] est égale de 100 à 180 $\Omega.m$, alors qu'au delà de 220 m, la résistivité diminue de 70 à 40 $\Omega.m$. Ces variations de résistivités sur la frange supérieure peut donc être causées par plusieurs facteurs :

- karstification plus ou moins grande sur une tranche prospectée au maximum de 15 m,
- présence d'eau souterraine ou colmatage des fissures par l'élément argileux
- relèvement des couches schisteuses par endroit.
- présence d'accidents tectoniques séparant des terrains de compacité différente.
- présence de cavités pouvant en principe augmenter la résistivité.



Conclusion et synthèse géophysique

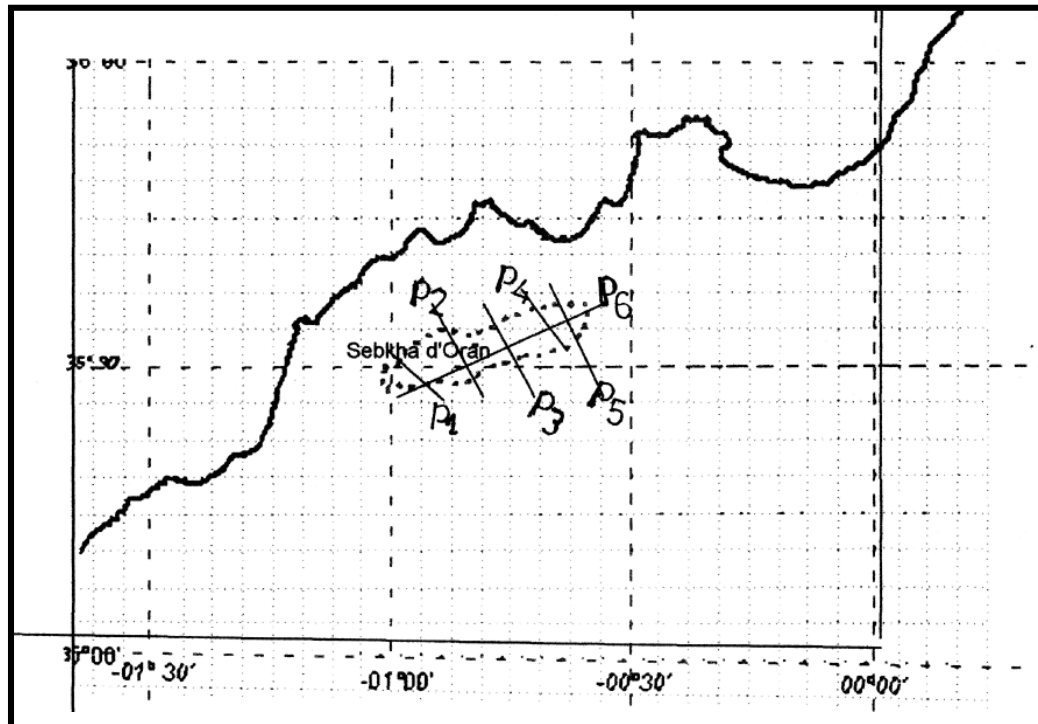
En se basant sur l'intégration des données géologiques liées à la structurale (mesures microtectoniques), les données de la prospection géo sismique réalisées sur site et sur les données géo électriques du même canevas (90%), les anomalies liées à la fracturation se complètent pour exprimer d'abord que le substratum secondaire affleure à la surface avec des pendages souvent supérieur à 20° et avec des traces de la fracturation bien encadrées par la circulation des Eaux en chenaux (canaux étroits) et par une karstification au niveau des formations carbonatées magnésiennes. D'autre part les données géo sismiques ont fait l'objet d'une couverture sismique à pas serrés pour scanner les deux premiers niveaux réfracteurs. En effet la méthode réciproque de palmer utilisé et programmée sous forme de tabulation pour solutionner les temps vitesses et les temps profondeurs pour atteindre l'image profilée sur 300 mètre de longueur moyennant un dispositif sismique long de cent mètre de câbles. L'assemblage des segments de profils, deux à deux, m'a permis d'établir un profil de synthèse intégrant les trois segments pour chaque tracé (A, B et C).

De même les données géo électriques, au moyen du tramer électrique réalisé par des géophysiciens expérimentés, ont livré des résultats très proches de ceux obtenus par la sismique réfraction. Notant compte qu'au niveau des effondrements les valeurs de résistivités apparentes augmentent rapidement, ces anomalies m'ont servi pour corréliser les différentes coupes géophysiques et de définir que ces anomalies électriques s'intègrent conformément avec les variations des vitesses apparentes des ondes élastiques traversant le sous sol, permettant ainsi la détection des zones altérés et/ou fragiles.

L'ensemble des coupes géophysiques m'ont permis de résoudre enfin la géo - structure du site du Port d'Oran Est. L'interprétation géologique de ces coupes mets en relief le type de structure profonde du substratum, révélant l'existence d'une géométrie de type 'rampe décollement' profonde, sur laquelle discord le Tertiaire avec une allure plus ou moins tabulaire. En conséquence, la structurale de ce site marginale situé à la limite orientale de la (zone sismotectonique; zone-2) fait Apparaître la direction et le sens d'un ancien transport tectonique qui plonge vers le Nord Ouest; en opposition contre la (zone sismotectonique; zone-1) connue par un transport tectonique à vergence méridionale.

Chapitre 3. MODELES DE RECONNAISSANCE THEMATIQUE**III-3 : Prospection et interprétation des données géophysiques de la Grande Sebkhâ d'Oran**

Référence des Documents / Données d'ANRH-Oran
Travaux de : SOGREAA-2004.



Introduction

L'étude géodynamique de la sebkha d'Oran a été depuis longtemps sujet de controverse entre les géologues structuralistes et sédimentologues vu la complexité de sa structure et la diversité des phénomènes liés à ces terrains. Ce bassin endoréique regroupe plusieurs phénomènes géologiques tels que: le magmatisme (sources hydrothermales), la présence de décrochements et d'accidents tectoniques (deçà kilométriques), l'existence d'un système de relais de plis et d'emboîtement des terrasses alluviales et des phénomènes hydrogéologiques liés à la communication entre les différentes nappes aquifères. Cette variété de phénomènes géologiques complique toute interprétation spécialisée. Cependant il serait raisonnable d'appliquer plusieurs outils d'investigation pour s'approcher du résultat thématique prospéré.

La recherche structurale vient en amont pour toute interprétation objective; qu'elle soit liée à la sédimentologie à l'hydrogéologie ou bien à la sismotectonique. Cette dernière constitue un axe de recherche fondamental dans la géodynamique des bassins qui permet la délimitation spatiale et temporelle des différentes unités structurales et la définition de la dynamique interne à l'échelle régionale.

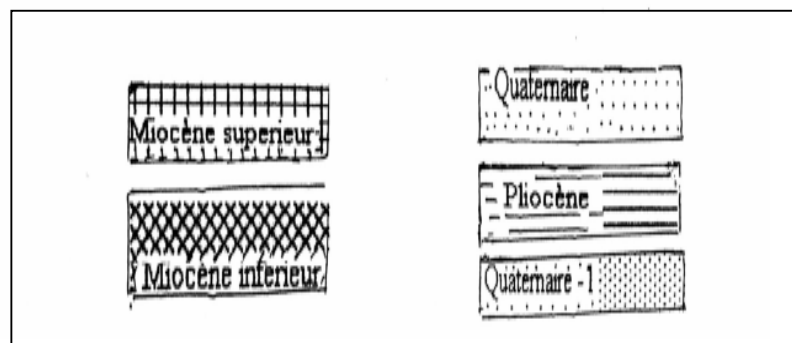
Cette étude est basée notamment sur les données géophysiques et de forages, obtenus par l'I.N.R.H d'Oran, qui m'ont permis la consultation des rapports inédites de SOGREA-2004. Je dois préciser que leurs données sont exploitées dans leur état brut pour résoudre la thématique structurale et d'établir les coupes géo structurales ainsi que les différentes cartes thématiques de la Sebkha d'Oran.

3-1 Coupes géo structurales interprétées

Au total (06) coupes synthétiques ont été levées par la société étrangère 'SOGREA-2004, dont l'objectif était la reconstitution des nappes aquifères de la grande Sebkha d'Oran grâce à l'autorisation du Directeur de FANRH d'Oran, la consultation du rapport géophysique m'a favorisé l'intégration d'une nouvelle conception thématique liée à l'évolution structurale de la Sebkha d'Oran à partir des profils géo électriques (annexes 66-71). L'interprétation géologique de ces profils à la lumière des connaissances géodynamiques et structurales (fig.57- fig.62) m'a permis de retracer les principales cartes isobathes et isopaques qui s'adaptent avec la structure géologique régionale du Sahel oranais. Dans l'optique structurale, j'ai itéré les principales discontinuités structurales liées respectivement aux toits des formations néogènes (Miocène inf., Miocène sup. et du Pliocène sup.) masqués sous les dépôts sédimentaires de la grande dépression régionale qu'est la Sebkha d'Oran.

Les sorties des cartes thématiques sont réalisées par les logiciels 'Surfer et Global Mapper', équilibrées par rapport à l'allure du variogramme (données régionalisées). Rappelant que ces outils sont performants pour les opérations de superposition et d'échanges entre les 'meta-data', travaillant sur les programmes SIG; utilisé notamment par le logiciel *Mapinfo-V.6,5). Le calage des cartes (géo-référencement) par rapport aux amères localisées sur l'imagerie 'Landsat-1990' a permis d'obtenir une représentation cartographique relativement précise pour les valeurs en profondeurs (courbes isobathes) et en valeurs d'épaisseur (courbes isopaches). Ces cartes thématiques ont contribué à la valorisation de la variante structurale profonde de ces terrains subsidés (néogènes). L'interprétation systématique de ces cartes présentées respectivement dans les (fig.63- fig.68) confirme l'existence d'un important cisaillement traversant la grande Sebkhah d'Oran, mettant en relief deux entités géologiques en position de convergence avec d'importants plissements et de chevauchements marquant l'emplacement d'une flexuration tectonique située aux piedmonts du 'Murdjadjo' et au versant Nord des monts de 'Tessala'.

Légende des profils géo-électriques



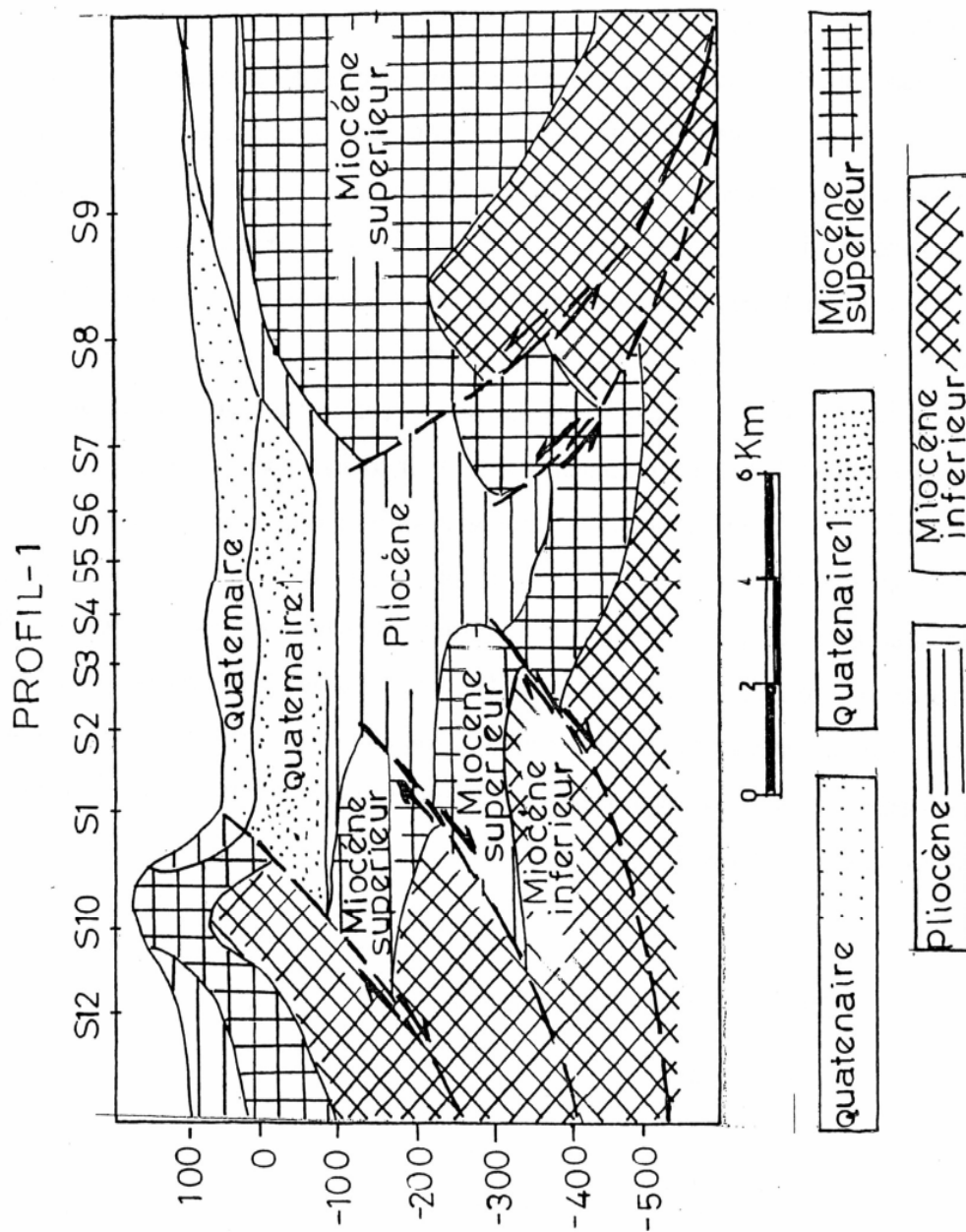


Fig.57 Coupe interprétative du profil géo-électrique N°01

PROFIL -2

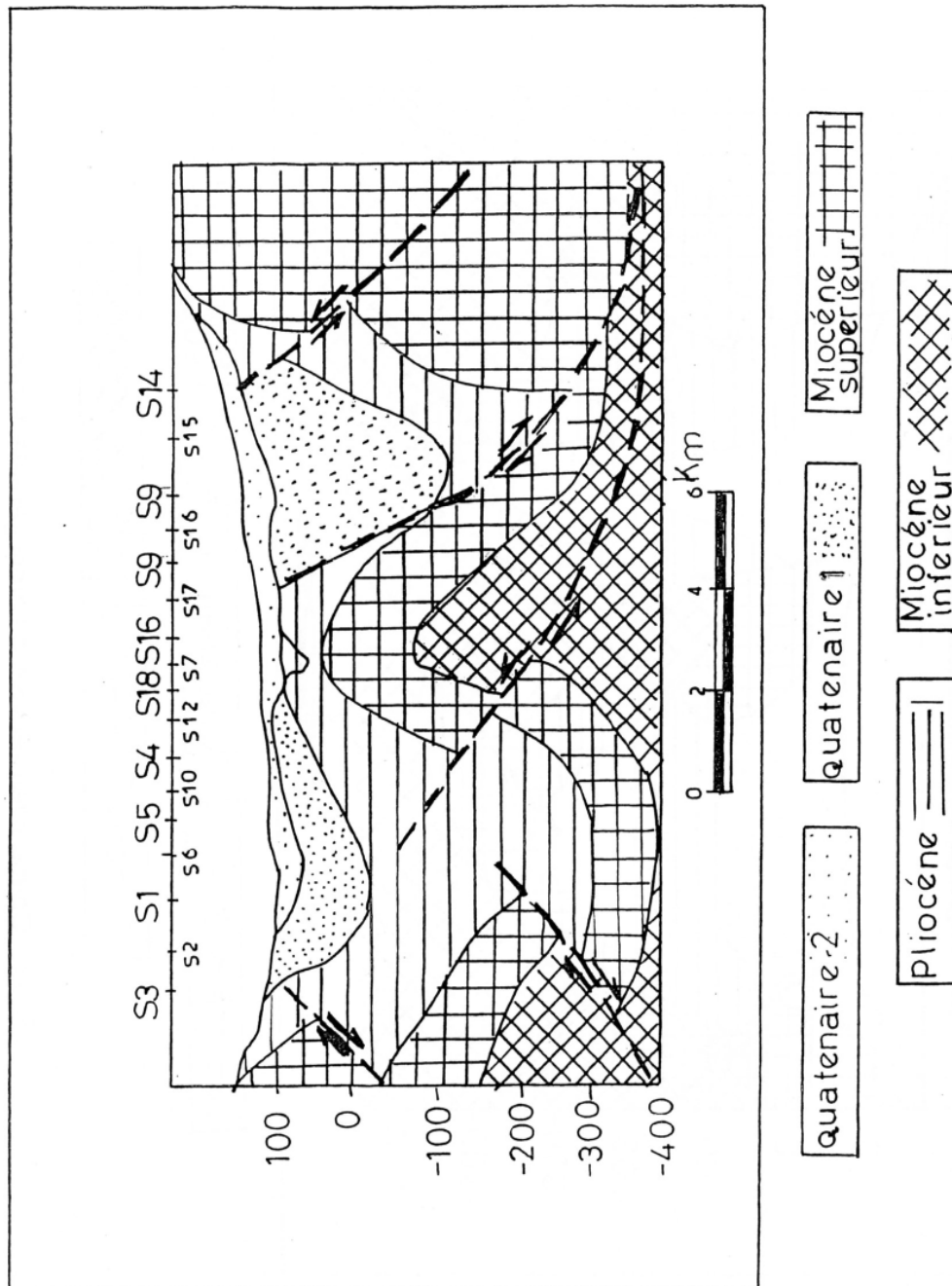


Fig.58 : Coupe interprétative du profil géo-électrique N°02

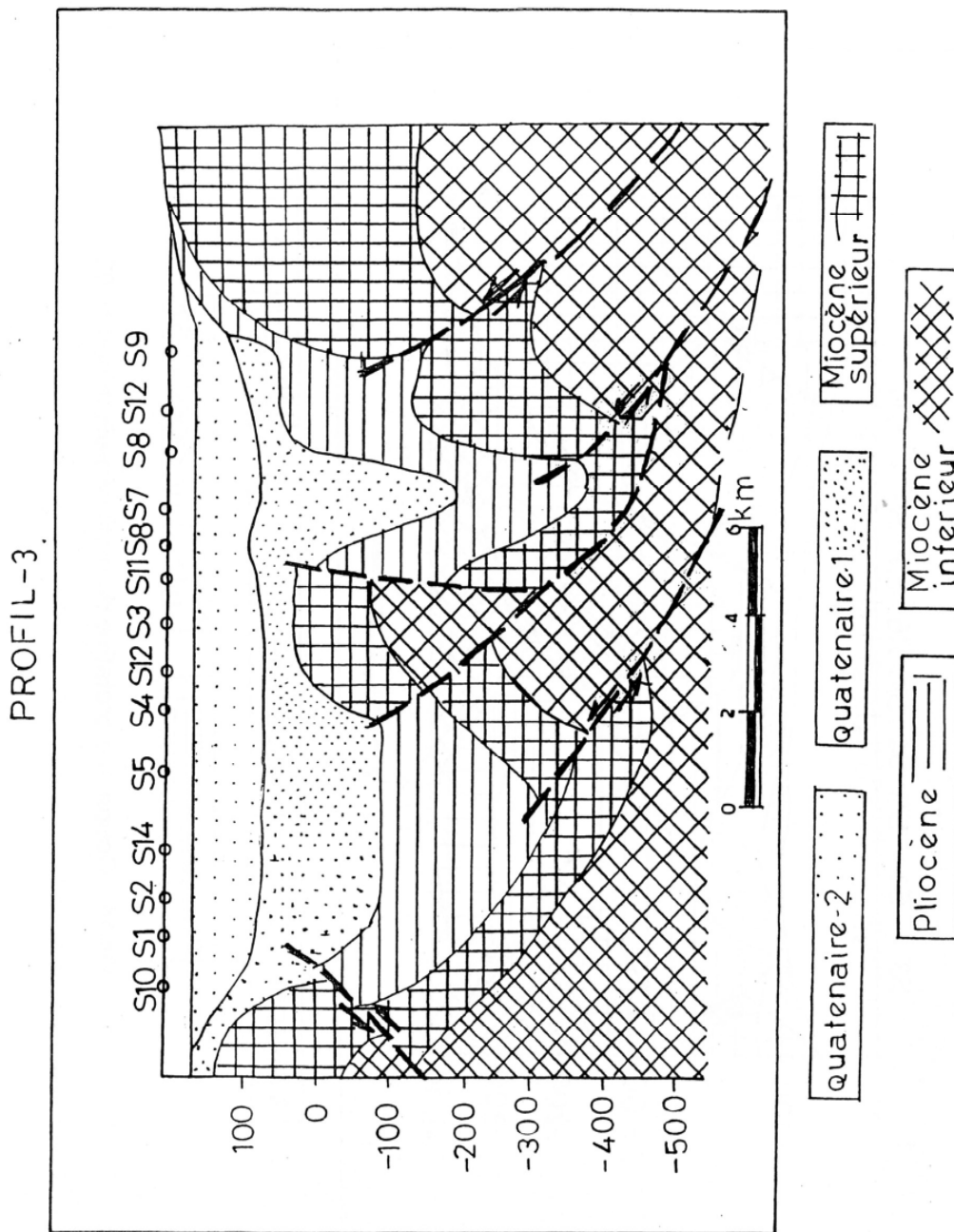


Fig.59 Coupe interprétative du profil géo-électrique N°03

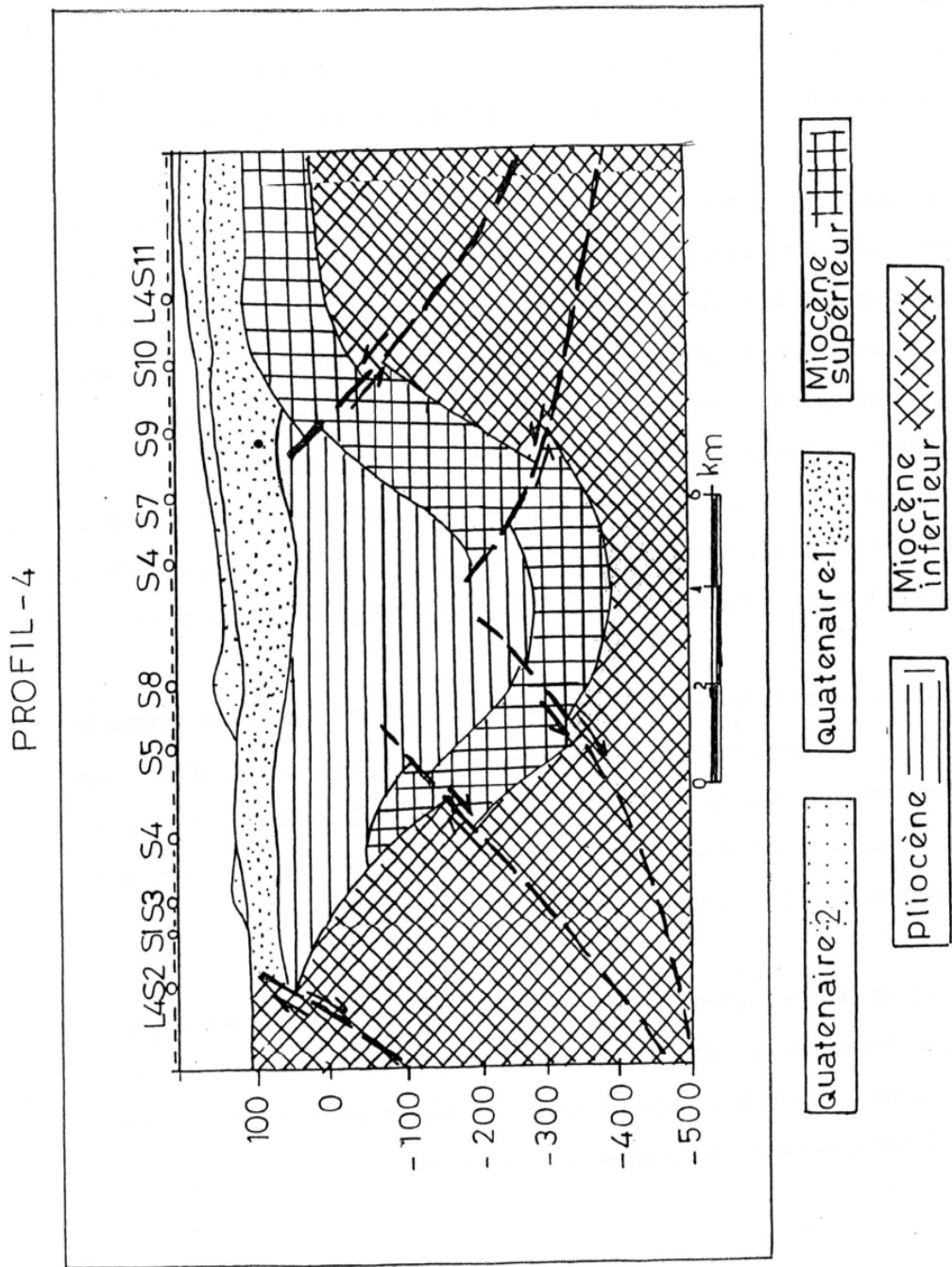


Fig.60 : Coupe interprétative du profil géo-électrique N°04

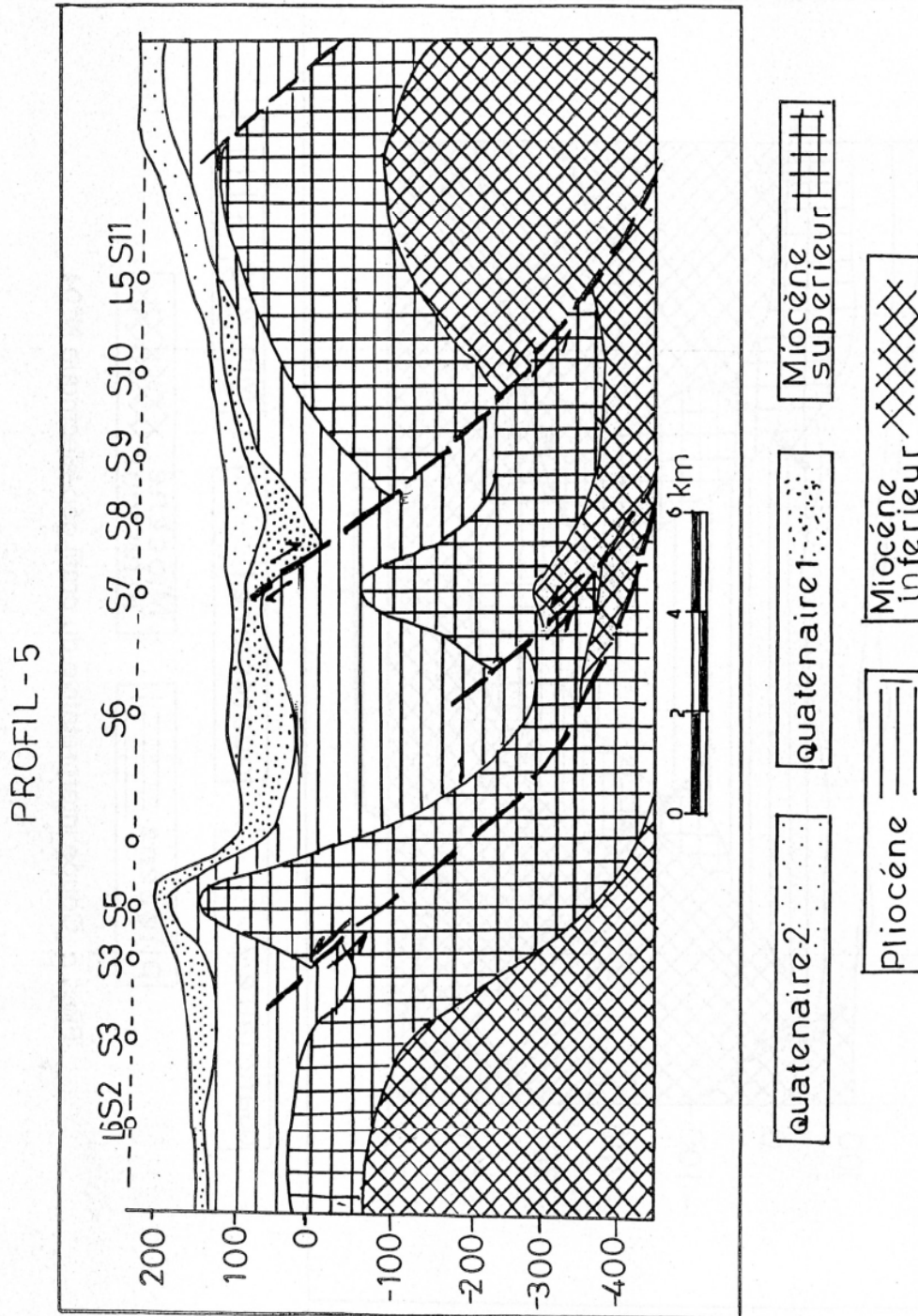


Fig. 61 : Coupe interprétative du profil géo-électrique N°05

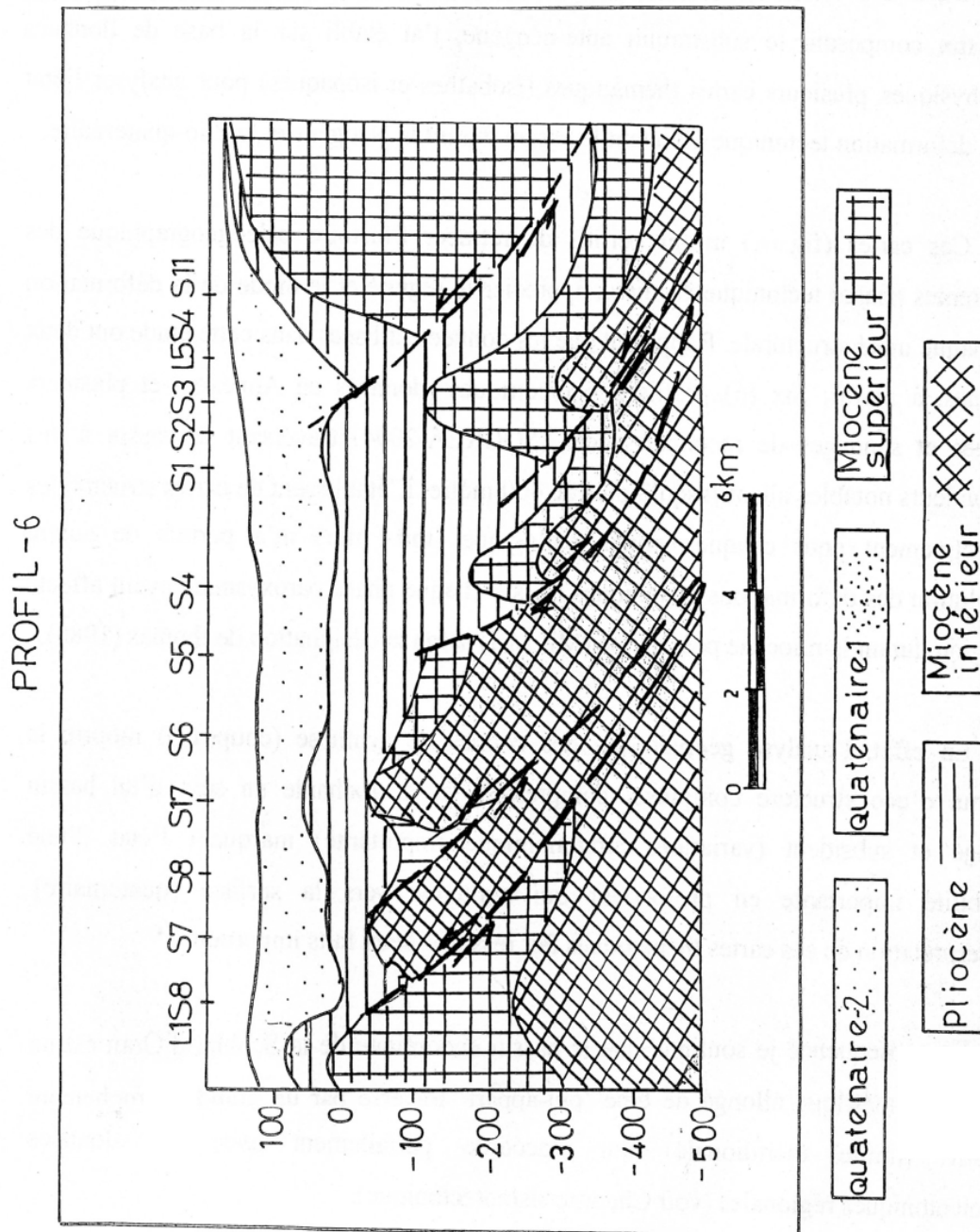


Fig.62 : Coupe interprétative du profil géo-électrique N°06

3 – 2 Interprétation des cartes thématiques

Dans une vision structurale, afin de détecter les mouvements relatifs des blocs crustaux composant le substratum anté-Néogène, j'ai établi sur la base de données géophysiques, plusieurs cartes thématiques (isobathes et isopaques) pour analyser l'état de la déformation tectonique affectant le bassin durant le Néogène et le Plio-quatemaire.

Ces cartes thématiques m'ont permis de retracer l'histoire paléogéographique des différentes phases tectonique et mieux apprécier le régime et le mode de la déformation de chaque unité structurale. Rappelant que les données utilisées dans cette étude ont deux origines, à savoir: Six (6) profils géo électriques (données en Annexes) et plusieurs forages et sondages de reconnaissances (SOGREA-2004) traversant le bassin à des profondeurs notables allant jusqu'à plus de 400 mètre. L'établissement de cartes structurales respectivement pour chaque éponte géologique (toit- mur) m'a permis de suivre l'évolution des déformations tectoniques liées à chaque phase paroxysmale ayant affecté la région durant le miocène post-nappe (MI- Mil) selon la désignation de (Thomas, 1985).

En effet, l'analyse géométrique des coupes de synthèse (coupe 1-6) montre le schéma d'une structure complexe; compressive et décrochante au sein d'un bassin allongé et subsident (variations stratonomique importante) marquant l'état d'une instabilité importante en profondeur qui s'atténue vers la surface (quaternaire). L'interprétation de ces cartes thématiques fait ressortir deux faits importants :

En conséquence je souligne que le bassin endoréique de la Sebkha d'Oran est un bassin dissymétrique allongé de type 'pull-apart' traversé par un grand décrochement sénestre (li mite méridionale) qui s'accorde parfaitement avec les données sismotectoniques régionales (voir Chapitre sismotectonique).

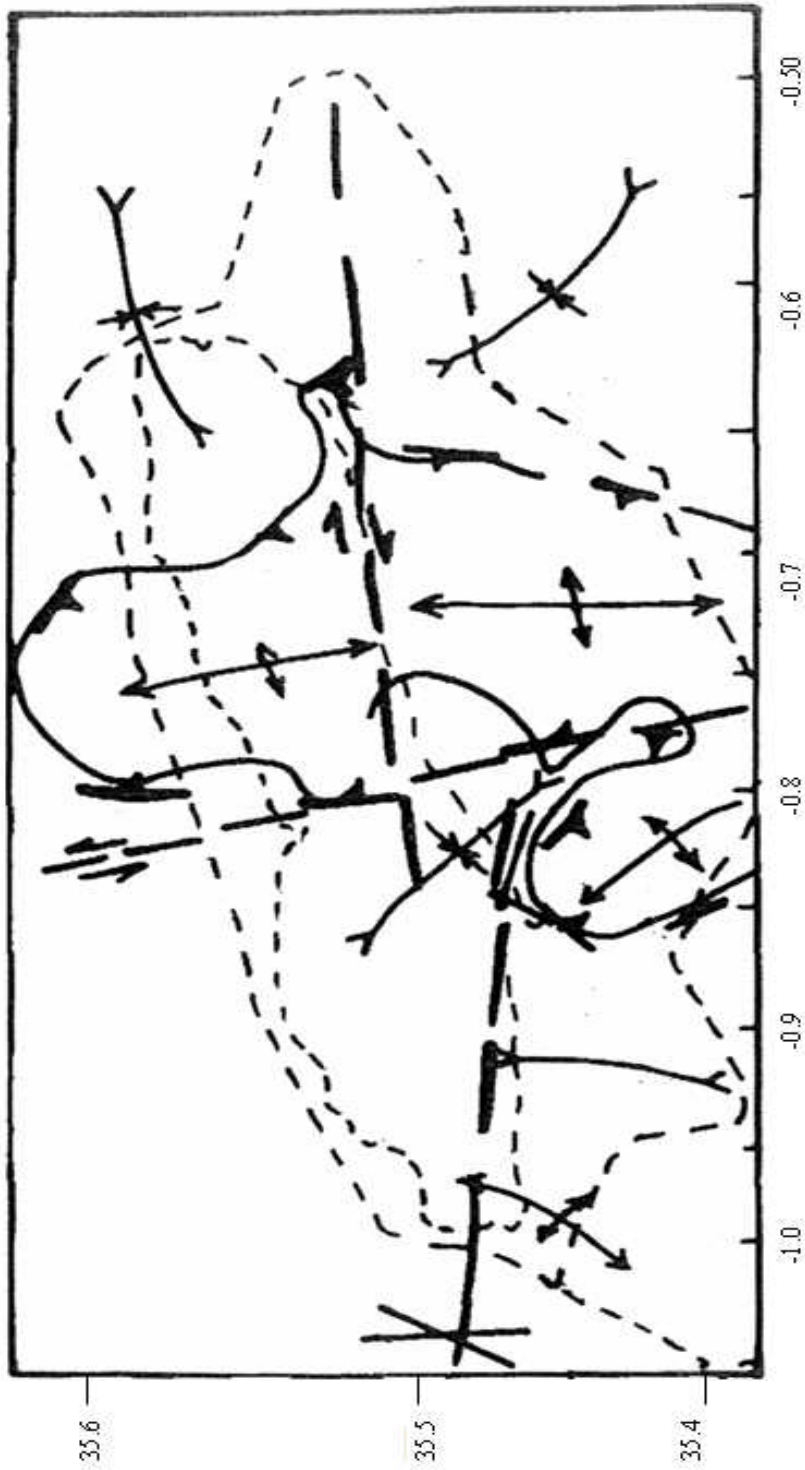


Fig.63 ; Carte Isopaque du Miocène supérieur (Sebkha d'Oran)

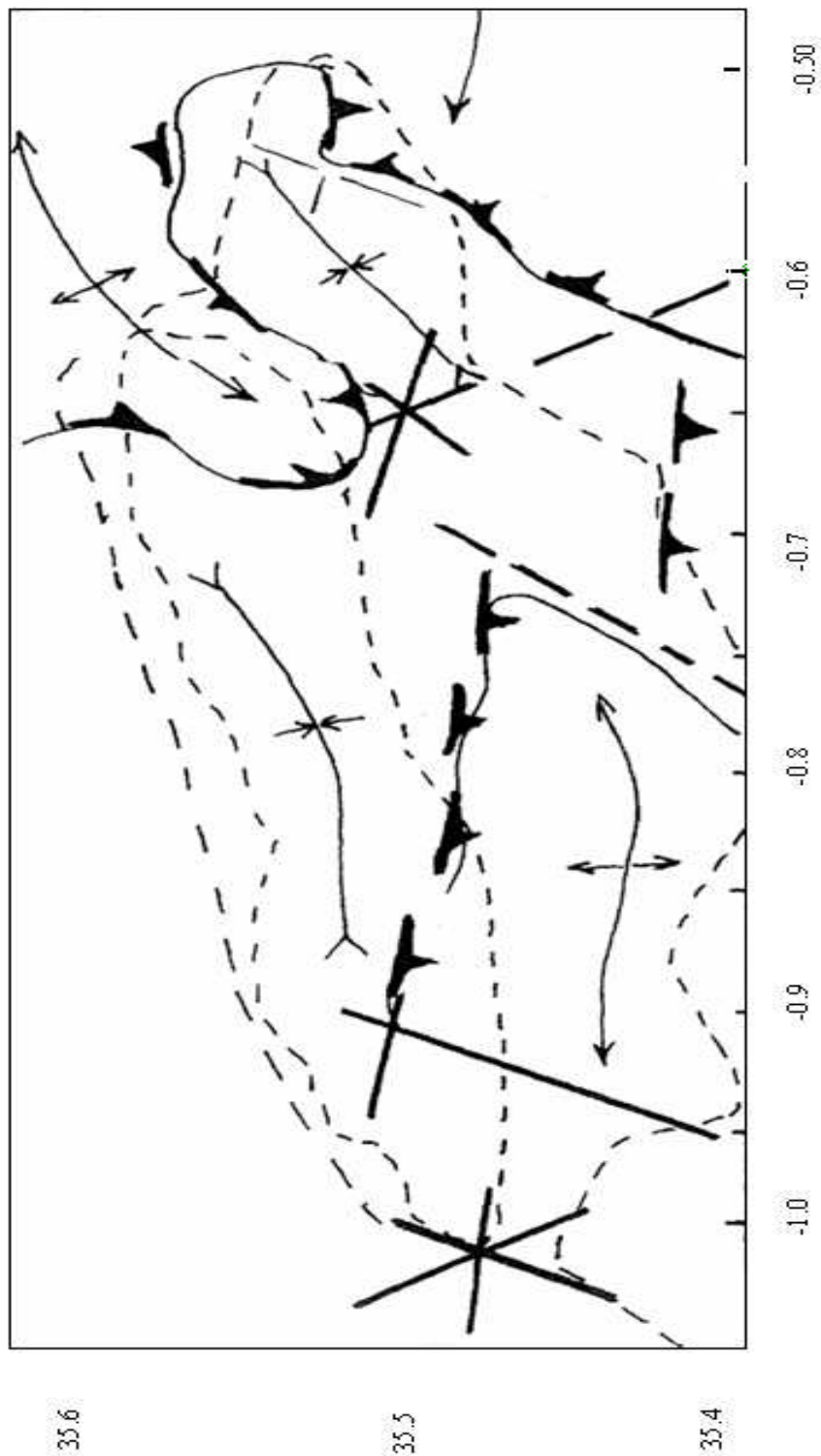


Fig-64 : Carte Isopaque du Pliocène (Sebkhah d'Oran)

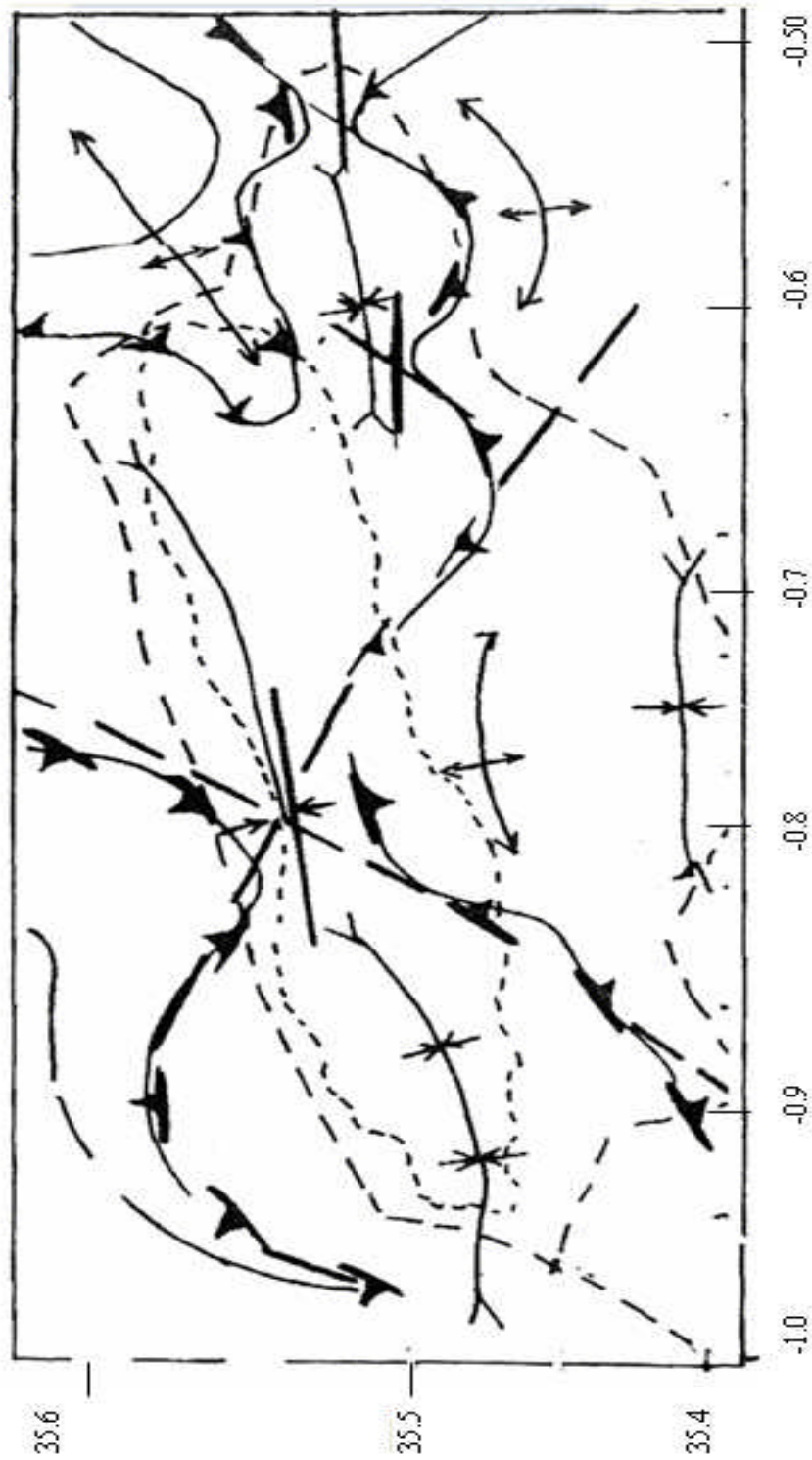


Fig 65 : Carte Isopaque du Quaternaire ancien (Sebkha d'Oran)

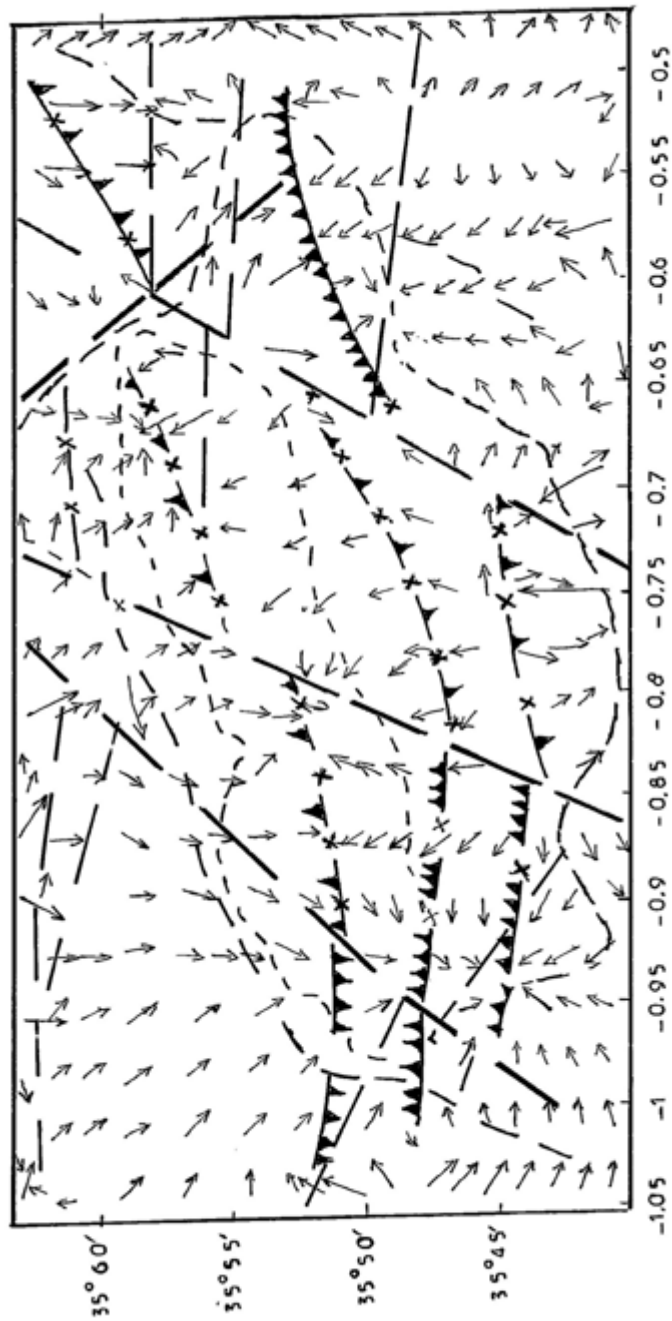


Fig. 66: Carte structurale de la discontinuité relative au toit du Miocène inférieur / Sebkha d'Oran

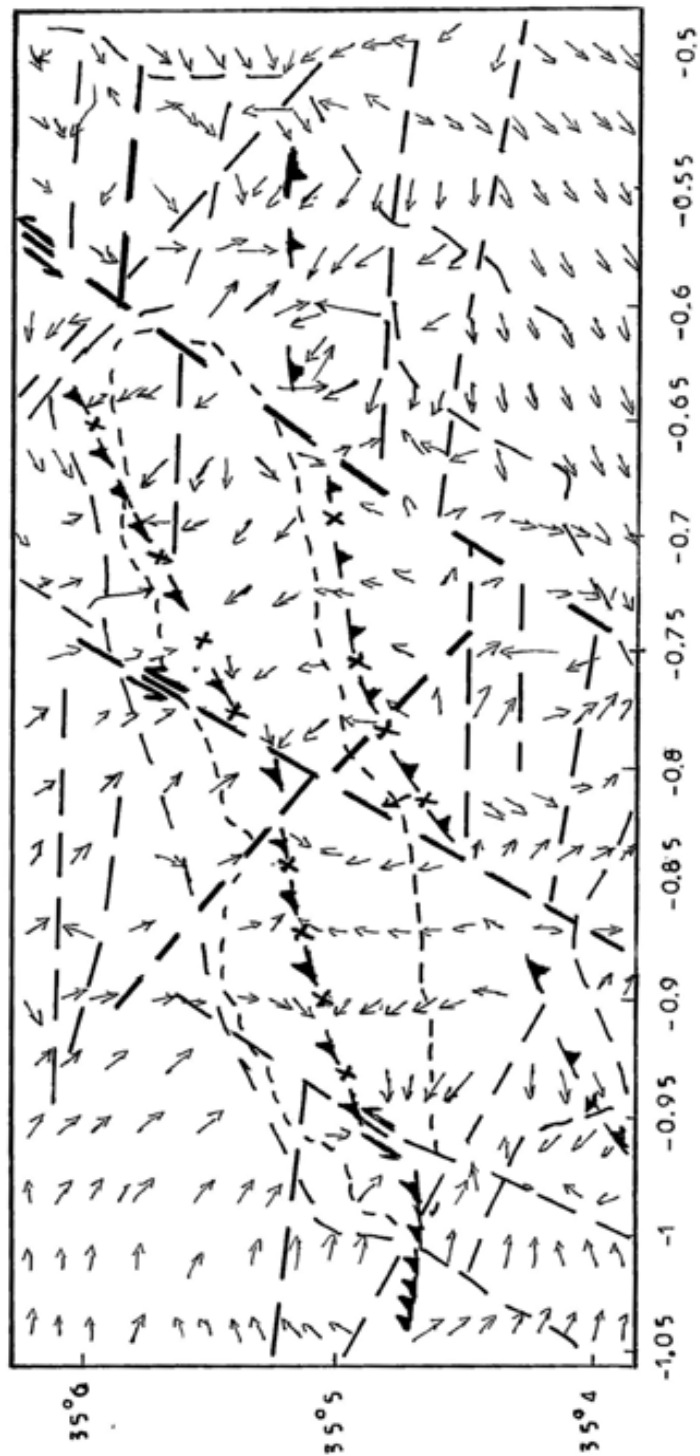


Fig. 67: Carte structurale de la discontinuité relative au toit du Miocène supérieur / Sebkha d'Oran

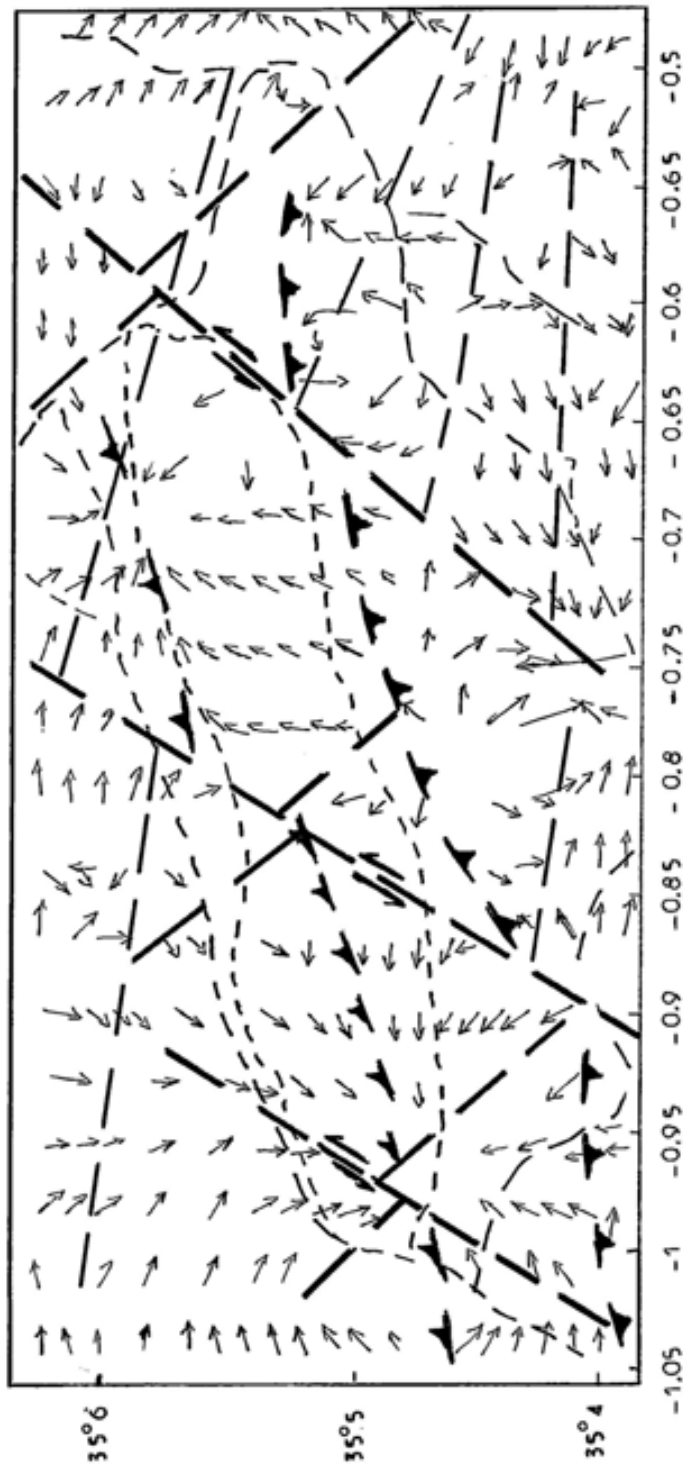


Fig. 68: Carte structurale de la discontinuité relative au toit du Pliocène / Sebkhah d'Oran

3 - 3 Contribution à l'interprétation structurale à partir des données géophysiques

Les investigations profondes des profils géo électriques ont été calées par des dizaines de forages qui montrent parfaitement les déformations du néogène et l'effet de la fracturation sur les variations verticales des faciès sédimentaires. Cette analyse semble moins conforme aux interprétations géologiques et notamment aux explications structurales mettant l'accent sur les nappes de charriage et en particulier sur l'effet d'une tectonique tangentielle. Devant cet aspect fragile pour une interprétation structurale objective j'ai établi des cartes thématiques par l'extrapolation des épontes de chaque niveau stratigraphique pour une reconstitution structurale de chaque horizon. Les cartes établies m'ont favorisé la restitution paléo structurale au sein de la sebkha d'Oran, depuis le miocène inférieur jusqu'au Pliocène supérieur. L'emplacement des axes de plis et des accidents pour chaque étage géologique ma permis de mieux cerner la limite des zones fragiles où l'effet d'interaction entre les contraintes tectoniques est important et correspond à mon avis à l'endroit d'emplacement d'un profond accident de cisaillement dont l'orientation est pratiquement Est - Ouest. En fin je constate que l'effet d'une subsidence différentielle tectonique est clair, ainsi on note l'effet de bombement dans les différentes directions, ce qui confirme l'existence de phase compressives entretenue depuis le miocène inférieur jusqu'à nos jours; les sorties de cartes font preuve de cette état de déformations récentes (quaternaire déformé); (Fig. 69)

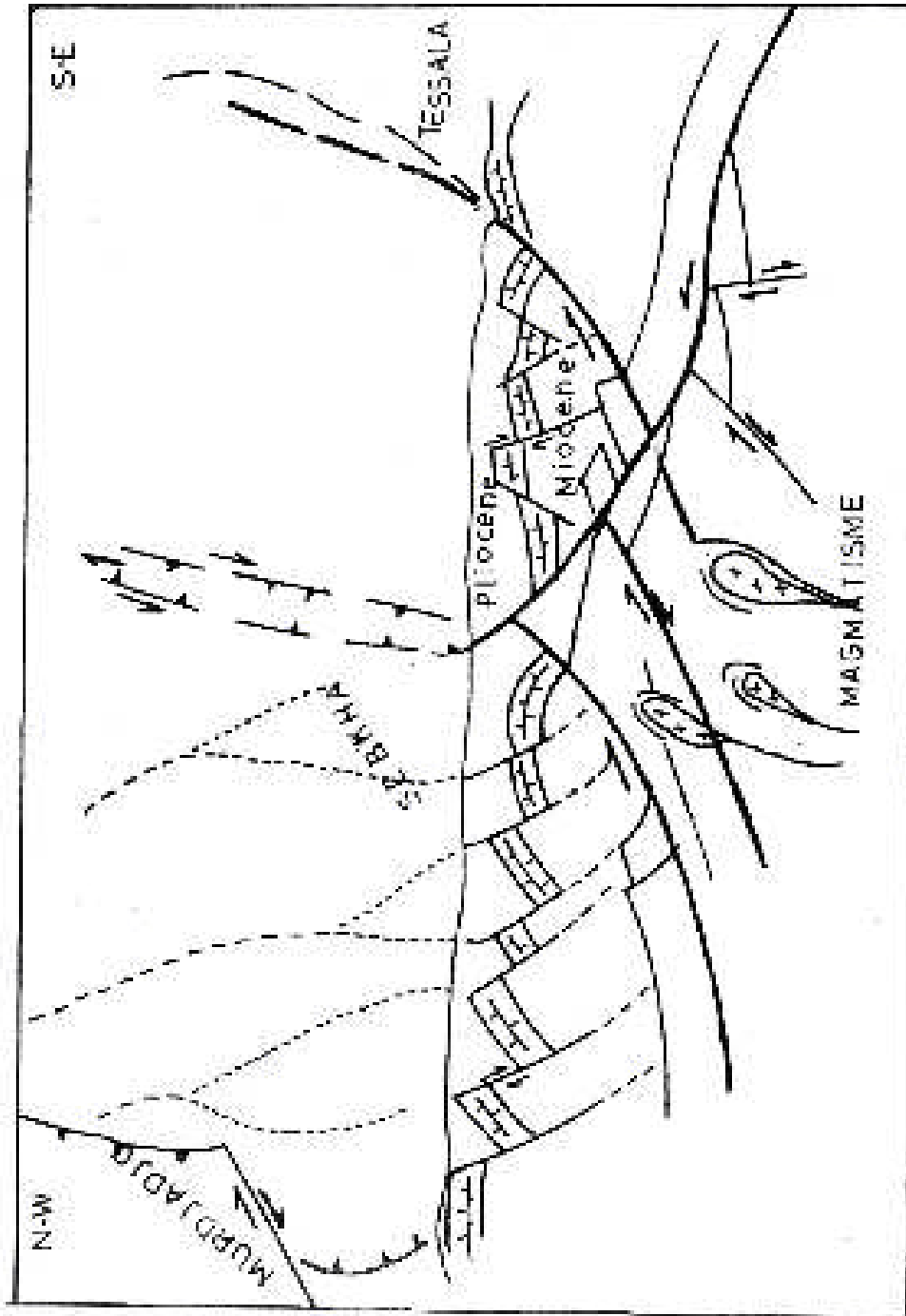


FIG. 05 : Carte géotectonique montrant le régime transpressif sur le bassin de la Saakha d'Oran

IV- Approche géochimique des terrains superficiels (Ville d'Oran).

Pour établir une synthèse régionale sur la répartition des environnements sédimentaires des formations tertiaires du littoral oranais, nous avons utilisé l'outil géochimique pour la caractérisation et la cartographie des faciès géochimiques. Cette approche s'est avérée possible grâce à la résolution rapide de l'outil informatique d'une part et d'autre part, au développement des algorithmes dérivant du domaine des probabilités statistiques. Ces méthodes mathématiques utilisent les calculs d'ajustement de l'algèbre linéaire permettant la représentation graphique des données sous forme de plans factoriels qui présument la thématique étudiée. En associant à ces méthodes de synthèse d'autres algorithmes de classification et d'agencement des individus avec leurs variables, une cartographie thématique est devenue possible pour l'établissement de canes potentielles de faciès géochimiques qu'on utilise ici pour la caractérisation des déplacements latéraux des faciès dans les zones d'agglomération urbaine où les conditions de la prospection géophysique sont pratiquement impossibles. L'association de ces cortèges minéralogiques dépend naturellement des conditions physico-chimiques et paléogéographiques favorables à l'identification des paragenèses (série référentielle d'association minéralogique). Cette dernière est obtenue grâce à l'analyse factorielle des correspondances, qui a permis de résoudre la filiation des faciès géochimiques propres aux terrains Plio-quadernaires constituant le sol pédogénétique de la ville d'Oran ainsi que leur cartographie. En effet, l'application des méthodes statistiques notamment celle de l'analyse hiérarchique ascendante (C.A.H) et celle de l'analyse factorielle des correspondances (A.F.C) se sont avérées déterminantes pour l'interprétation géodynamique des recouvrements superficiels et l'établissement de cartes thématiques potentielles des faciès géochimiques. Pour atteindre cet objectif, deux approches sont envisagées :

1 -L'approche statistique; Elle consiste à effectuer d'abord un classement des individus (échantillons) en fonction des variables (minéraux), puis d'établir au sein d'un espace orthonormé, formé par les principaux axes factoriels, un regroupement optimal des individus et de leurs variables. L'emplacement de ces dernières dans un plan factoriel exprime un gradient évolutif des minéraux qui traduit généralement une distribution paléoenvironnementale qui conserve toute variation spatio-temporelle après son dépôt. Les principaux éléments analysés sont respectivement : les Carbonates de calcium (CaCO_3), les aluminés (Al_2O_3), les éléments ferreux (Fe_2O_3), l'oxyde de magnésium (MgO) et les sulfates (SO_4).

SiO2	CaO	MgO	Al2O3	FeO3	SO4	CaCO3
25.53	3701	0.64	091	2.83	0	6727
10.53	27.44	1.64	0.76	0.56	43.53	10.45
62.56	9.91	1.29	4.47	3.65	0.73	19.09
65.82	15.76	0.71	0.27	0.42	0.14	24.09
25.69	38.21	0.43	0.11	0.36	0.41	69.09
27.49	28.55	0.26	0.36	0.42	22.51	25.91
40.15	24.84	0.57	1.87	1.27	0.76	46.36
17.95	10.23	0.43	0.18	0.7	51.81	19.09
76.65	6.78	0.62	2.34	2.25	0.51	10
23.78	35.01	0.21	4.17	4.68	0.69	63.09
18.73	43.31	0.64	0.27	0.28	0	78.18
17.93	11.1	O.II	1.26	0.81	0.67	75.15
20.01	40.59	0.64	0.72	0.93	0.71	74.57
31.81	32.71	0.32	3.7	1.97	0.41	62
48.49	18.37	2.18	3.30	4.95	0.18	32.07
10.28	47.54	0.43	0.63	0.84	0.17	86.36
86.16	4	0.85	0.9	0.99	0	7.87
62.48	3.11	1.71	6.16	6.07	0.14	7.72
73.57	2.01	0.12	6	4.5	0.77	3.64
68.19	9.02	0.64	3.16	4.23	0	16.36
22.61	40.12	0.57	1.62	1.13	0	72.27
69.97	1.77	1.04	5.08	5.16	0	3.64
67.83	9.16	1.85	3.42	5.51	0.19	17.27
58.3	19.88	0.21	0.63	0.99	0	36.36
46.76	24.06	0.11	1.8	1.4	0.51	46
78.73	3.03	0.78	3.42	5.76	0	5.45
45.49	27.53	0.21	0.21	0.27	0.16	50
24.38	39.06	0.19	1.8	1.55	0.16	72.73
48.96	25.04	0.43	1.62	1.83	0	43.64
30.09	31.28	1.92	111	1.83	0	62.73
28.13	37.42	0.17	0.63	0.84	0.91	67.62
70.56	8.31	1.14	2.89	4.95	0.16	17.59
6.7	50.16	0.71	0.09	0.15	0	90.45
43	27.91	0.91	0.44	0.83	0.36	50.91
13.54	45.77	0.53	1.35	1.13	0	85.64
25.21	39.13	0.64	0.09	0.14	0.17	71.36
29.93	35.6	0.15	0.85	1.02	0.63	64.54
34.01	32.97	0	0.17	1.13	0.82	60.48
64.37	13.12	0.21	3.17	4.36	0.14	24.09
35.58	33.82	0.64	0.27	0.56	0	53

Tableau - 04 : Résultats d'analyse minéralogique des faciès géochimique

Cette notion spécifique au faciès géochimique nous a permis de détecter indirectement les zones fragiles ou la fracturation néotectonique et/ou séismogène a pu être conservé grâce à l'adhésion des contours de faciès aux contraintes tectoniques ayant affectées ces terrains superficiels.

2- L'approche géochimique; Elle est basée sur le mode de la distribution spatiale des teneurs minéralogiques du volume totale de la roche (échantillon) et leur association. La configuration cartographique des ces minéraux montre que le tracer thématique des plans factoriels épouse généralement la forme des variations latérales des faciès géochimiques relatifs aux terrains pédogénisés de la région d'Oran. La superposition des cartes de teneurs géochimiques et celles du plan factoriel synthétique a permis d'arrêter les paléogéographies potentielles propres à chaque faciès (minéral) des terrains analysés par le laboratoire des travaux publics de l'Ouest (LTPO-1994).

- METHODOLOGIE

Dans ce travail, nous proposons une cartographie thématique basée sur la géochimie des minéraux constituant la fraction totale des formations 'Plio-quaternaires' de la ville d'Oran. L'accent est mis sur le lien existant entre la répartition des ces minéraux et leur distribution spatiale en subsurface. Pour des raisons d'homogénéisation des données et de disponibilité des affleurements de sols, les prélèvements des échantillons ont été choisis selon deux référentiels:

- **Un référentiel horizontal:** qui répond au gradient topographique, nécessite une collecte systématique des sols suivant une orientation méridionale (Nord-Sud), depuis la Sebka d'Oran vers la marge littorale.

- **Un référentiel vertical :** qui dépend de l'ordre de dépôt des faciès géochimiques, est recommandé à suivre l'évolution verticale des différentes unités des terrains superficiels de la région étudiée. La succession des prélèvements suivant ce référentiel admet une orientation préférentielle qui est de l'Ouest vers l'Est. L'analyse de la géochimie des recouvrements superficiels (sols) n'a pu être réalisée que grâce à la contribution du laboratoire des travaux publics d'Oran/1994. La technique utilisée est en l'occurrence celle des dosages volumétriques des minéraux spécifique à la caractérisation de ces terrains. Les résultats obtenus sont donnés sous forme d'un Tableau regroupant les teneurs géochimiques exprimées en pourcentage; (Tableau-04).

Les 07 échantillons prélevés sont des oxydes minéralogiques: présentés en pourcentage de leur teneur par rapport au volume total de la roche. Les variables sont données sur le Tableau concernant respectivement: la silice (SiO₂), la chaux (CaO)

3 - Analyse des données

Les résultats d'analyse géochimiques (Tableau-04) sont interprétés par des méthodes statistiques qui dérivent des mathématiques appliquées du domaine des 'Probabilités Statistiques' et qui s'intéressent particulièrement à la réduction du nombre de données multidimensionnelles, telles que la classification automatique et l'analyse factorielle des correspondances; (Laffite, 1972). Dans le cadre du présent travail, nous avons établi deux analyses statistiques complémentaires à savoir:

a) Classification automatique (CAH)

Par définition, la classification hiérarchique ascendante (C.A.H), permet de classer les échantillons selon le critère d'agrégation successif des éléments minéralogiques puis des groupes minéralogiques. L'algorithme de calcul du coefficient moyen de similarité de 'Spearman', permet la construction de l'arbre hiérarchique par fusion moyenne des clusters. Ce coefficient exprime la similarité moyenne entre deux groupes d'éléments séparés par la distance 'euclidienne'. Puisque les méthodes hiérarchiques fusionnent les groupes à des degrés décroissants de ressemblance, les résultats de la classification sont présentés au moyen d'une structure arborescente que l'on appelle diagramme arborescent ou 'dendrogramme de classification'. Les opérations de calcul et de représentation sont réalisées par le logiciel 'Stat'; (Fig 71).

b) Analyse factorielle des correspondances simples (A.F.C)

Cette analyse constitue une méthode de synthèse qui permet de visualiser l'information contenue dans un tableau de données quantitatives sur un plan factoriel. La proximité de deux points (variables) exprime la similarité des observations selon la distance 'Khi-2'. Le principe de base de l'AFC, consiste d'abord à estimer la probabilité d'apparition de couples similaires et de calculer ensuite la distance qui sépare les individus au sein du nuage de points (échantillons).

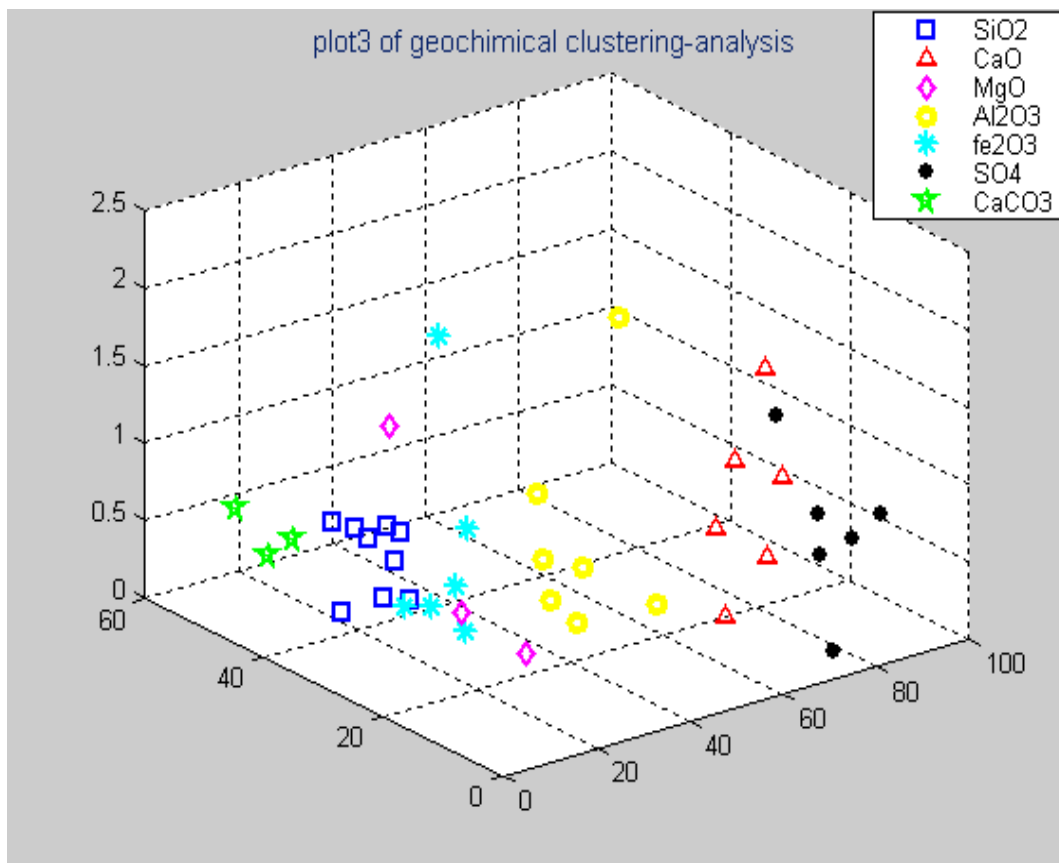


Fig. 70 : Analyse factoriel des correspondances simple (A.F.C)

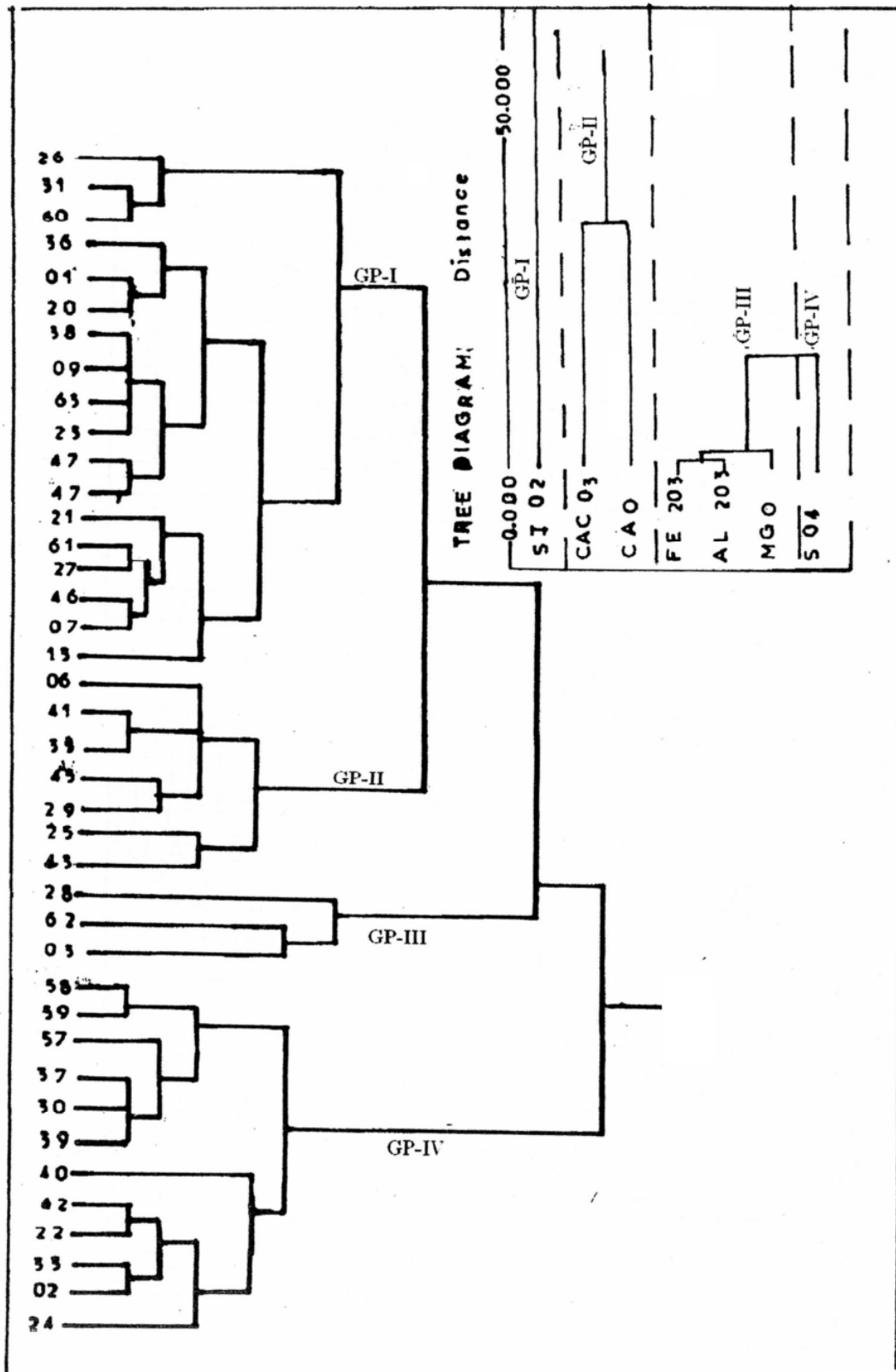


Fig. 71 : Dendrogramme de la classification automatique hiérarchique (cluster)

La représentation des axes principaux ou axes factoriels sur un ou plusieurs plans factoriels et le calcul des valeurs propres de la matrice des probabilités serait donc recommandé pour visualiser le partitionnement vectoriel multidimensionnel correspondant aux différents individus. Dans ce contexte, nous avons entrepris les deux types d'analyses statistiques:

- Une première analyse intéressant la classification automatique réalisée par le programme 'Stat' en introduisant les 06 variables indexées: (SiO₂, CaCO₃, MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃, et SO₄) relatives aux 26 échantillons prélevés sur terrain

- Le résultat obtenu par ce programme se traduit par le dendrogramme de la classification hiérarchique ascendante qui offre une première distribution d'individus sur la base du calcul du plus court chemin des points représentatifs. L'architecture de ce diagramme est basée sur le calcul des fréquences croisées d'associations de variables qui seront transformées en distances suivant la composante horizontale de ce diagramme. Quant à la composante verticale, elle correspond aux positionnements optimaux des différents échantillons analysés

Une seconde analyse, complémentaire à la première, étudie les correspondances existantes entre les différents groupes ou classes. Ce type d'analyse est entièrement réalisé par le même programme avec l'option 'd'analyse factoriel des correspondances simples: AFC'. Le diagramme obtenu représente une double projection regroupant conjointement les points d'individus (1,2,...,26) et des variables étudiées contribuant ainsi favorablement d'une part à la définition des populations minéralogiques (faciès) et d'autre part à la reconstitution des différentes zones paléo- environnementales en fonction de leur emplacement géographique indépendamment de leur ordre génétique; (Fig.72).

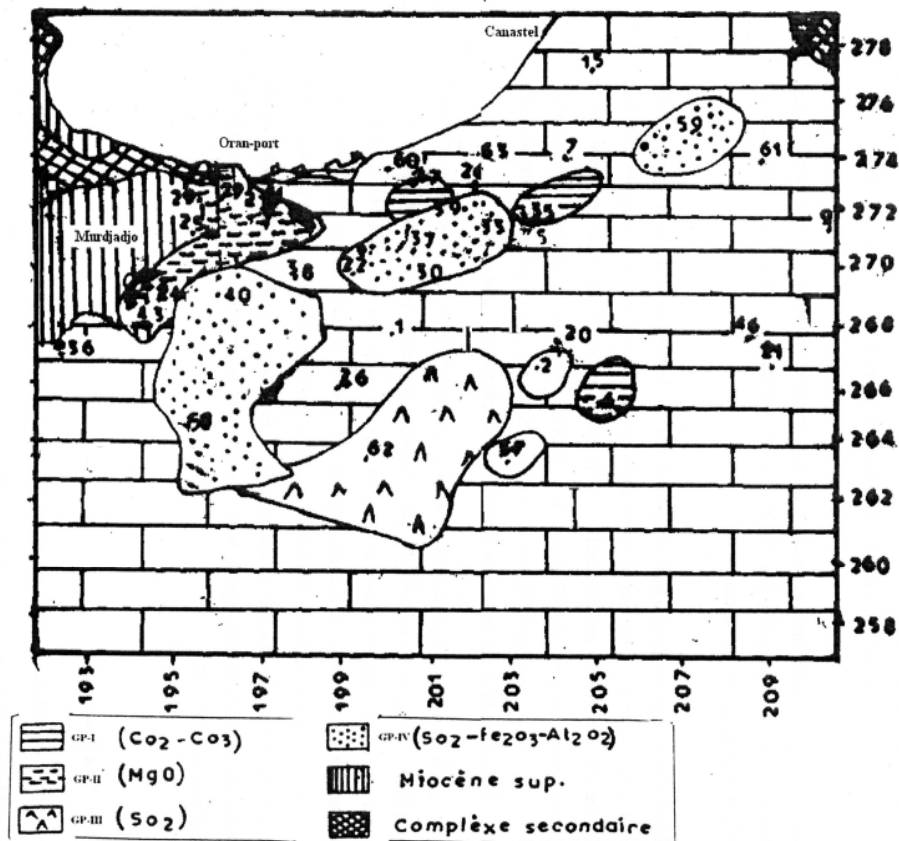
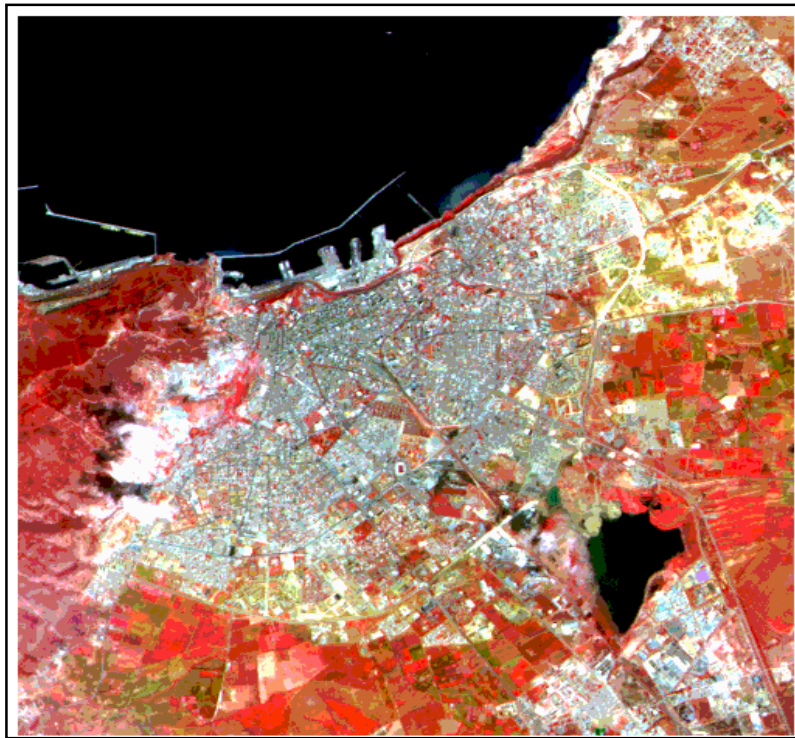


Fig.72 : Carte Factorielle des éléments géochimiques des recouvrements superficiels de la ville d'Oran, Nadji et al (1999)

4 - Synthèse géochimique

L'évolution quantitative des teneurs en minéraux dans ces terrains Plio-quatémaies caractérise les changements dans les conditions sédimentologiques et tectoniques régnautes dans cette région sismiquement instable. En effet, les variations notables en pourcentage des minéraux sont observées ce qui fait apparaître l'accord avec les variations latérales des faciès géochimiques. Ces changements suggèrent des variations importantes des flux sédimentaires, provenant des zones sources, qui sont liées à leur tour aux facteurs géodynamiques qui ont édifié les différentes paléogéographies tertiaires. Dans ce contexte, nous soulignons l'importance des méthodes géostatistiques, appliquées dans le domaine de la géologie appliquée et notamment en géochimie. Pour résoudre la configuration cartographique de la répartition des ces faciès cénozoïques une approche thématique a été appliquée sur la base du zonage des faciès géochimique du à la fréquence d'apparition ou de la disparition de minéraux indexes au sein des paragenèses relatives au lithofaciès. L'analyse du spectre minéralogique montre une compatibilité évidente entre les assemblages des minéraux détritiques et leur paléo environnement durant le Plio-quatémaire. Notons que l'organisation des ces paragenèse géochimique nous a permis d'identifier le tracé des paléo courants 'fluvio-lacustres' traversants la région. L'organisation de ces faciès est compatible avec l'individualisation des dépôts sédimentaires quaternaires qui a gardé son empreinte durant ces dernières décennies. Quant à l'interprétation des mouvements tectoniques ayant affectés la région nous soulignons d'avoir utilisé plusieurs critères et connaissances structurales pour retrouver la direction et le sens de mouvement des faciès qui resteront arbitraires au modelé géologique (faciès géochimique). En effet, les principaux critères de reconnaissance de mouvements sont déduits de la forme lenticulaire de ces assemblages de faciès et des décalages constatés entre les segments de, faciès ayant la même nature géochimique. Pour les variations des teneurs en silice et en carbonates de calcium, nous soulignons l'existence d'un important décrochement senestre qui déforme le contour (faciès) qui est fragmenté probablement par un accident tectonique au niveau de 'Dar El-Beida' d'Oran Est cet accident et connus par d'autres travaux inédites sous la nomination de l'accident 'Oran -port et Oued -Tlélat'. En fin, je dois souligner l'importance d'étude géochimique des éléments minéralogiques du sol dans la prospection indirecte des sites urbains pour la recherche des paléo environnements et l'identification des zones fragiles; l'endroit d'emplacement des principaux résidus d'altération, où se sont agglomérés, à la faveur du fonctionnement d'anciennes failles (séismogènes). La cartographie de ces arrangements latéraux de faciès a permis de restituer le réseau de fracturation traversant en partie la ville d'Oran. Cette

approche pourra constituer une nouvelle technique dans la recherche des paléo chenaux et dans l'estimation d'extension des failles masquées.

QUATRIEME CHAPITRE

ETUDE SISMOTECTONIQUE REGIONALE DU SAHEL ORANAIS

- I – Introduction (Sismicité historique)
- II - Séismologie (données instrumentale)
- III - Paramètres d'une source sismique
- IV - Source sismique et mécanisme focal
- V - Analyse des données sismiques
- VI - Interprétation sismotectonique

Chapitre- 4 : Etude sismotectonique régionale du littoral oranais

Introduction : Bien avant le 17^{ème} siècle, de grandes manifestations sismiques se sont ressenties à travers de longues distances. En 1755, le séisme dévastateur de l'Isbone de magnitude: 9° 'Richter' a fait l'objet de plusieurs études sismologiques qui ont permis de cerner les paramètres sismogènes des Açores et leur liaison avec les failles transformantes. Ces dernières sillonnent la marge Nord africaine depuis l'Atlantique jusqu'à l'Orient. Ces failles actives transmettent le mouvement inter plaque sous forme de déformation cassantes (rupture). Dans l'Ouest algérien on note quelques séismes importants par rapport à une sismicité modérée. Parmi les principaux forts séismes on note celui d'Oran, daté en 1790, de magnitude: 7.5 'Richter'; qui a causé plus de 2000 morts et des dégâts importants; (Benhallou, 1985), notant également celui d'El Asnam, (1980) qui été estimé avec une magnitude de 7.3 qui fait apparaître la rupture en surface sur 40 km de long selon une orientation atlasique (NE-SW). Ce séisme reste gravé dans la mémoire des gens ayant vécu le deuil. Puis, en 1994, le séisme de Hacine (Mascara), de magnitude 5.6 (Bezzeghoud, 1994) a fait l'objet d'un développement important des techniques de localisation des épices et la recherche des mécanismes focaux (Bezzeghoud, 1999). Vers la fin du 19^{ème} siècle, le séisme d'Ain Temouchent du 22 décembre (1999), avec une magnitude de 5.6, a été ressenti sur de grandes distances, malgré sa faible puissance. Enfin, le dernier événement sismique du Nord Est d'Oran atteignant 5.5 'Richter' qui a semé plus de panique que de dégâts. L'étude sismologique de cet événement est introduite dans ce travail pour illustrer l'effet de site que peut causer d'un séisme moyen. D'après ce bref historique événementiel, on constate que la sismicité de la région s'atténue progressivement depuis 1790, Cette calamité sismique constitue une problématique, chez les sismologues et géo dynamiciens, qui leur incite à travailler d'avantage pour comprendre la thématique environnementale de ce comportement. Les études sismologiques, lors des séismes notables ($M > 5$), donneront feu vert pour entamer l'étude macrosismique. Notant que l'élaboration de cartes isoséistes (égale intensité) n'est devenue pratique qu'en 1850 à la faveur de la compréhension de la tectonique des plaques. Cette notion géologique constitue la base de développement de l'outillage sismologique et géodésique.

1 - Sismicité historique

La région d'Oran s'inscrit dans un contexte sismo-tectoniquement instable. L'étude structurale montre l'existence d'une structure complexe qui dérange la compréhension de la géodynamique régionale. Du point de vue géomorphologique les bassins versants de la région littorale notamment ceux des Andalouses, des versants Nord et Sud du Murdjadjo ainsi que ceux des monts d'Arzew présentent de forts gradients de pente avec des paliers successivement étages et allongés suivant un système de rampes tectoniques. En séismologie, la région est marquée par une activité séismogénique importante et irrégulière qui affecte les terrains depuis le tertiaire jusqu'à l'Actuel. L'étude géologique de la région, révèle la présence d'un substratum secondaire de nature sédimentaire à métamorphique et d'une couverture détritique néogène représentée par des couches marno-gréseuses attribuée aux termes "Synchro Nappes" d'âge Miocène. Sur ses terrains se déposent des terrasses alluvionnaires d'âge 'Plio-quadernaire' constituées de grès, des conglomérats et des mames. Ces dernières s'installent généralement au contre bas des vallées et dans les parties basses des bassins versants. L'ensemble 'substratum et couverture' est affecté par une tectonique polyphasée, dont les discontinuités tectoniques portent l'empreinte d'une transpression avec une direction de raccourcissement compatible avec les axes de plis et les failles inverses décrochantes. Cette direction répond conformément à la direction de la fracturation qui est très corrélables avec les composantes de Riedel. Les terrains des secteurs étudiés sont soumis à des efforts tectoniques mixtes: de nature transpressive et transtensive.

La tectonique de ces terrains est essentiellement décrochante, due à un cisaillement principal dextre, qui gouverne les déplacements des blocs crustaux du substratum primaire

a) Etude sismotectonique régionale

Les données des enregistrements séismiques ici utilisés sont tirées du catalogue national de la sismicité algérienne (CRAAG), donné en annexes. La répartition spatiale des épicentres séismiques à l'échelle des zones internes et externes du littoral oranais. (Fig.73)

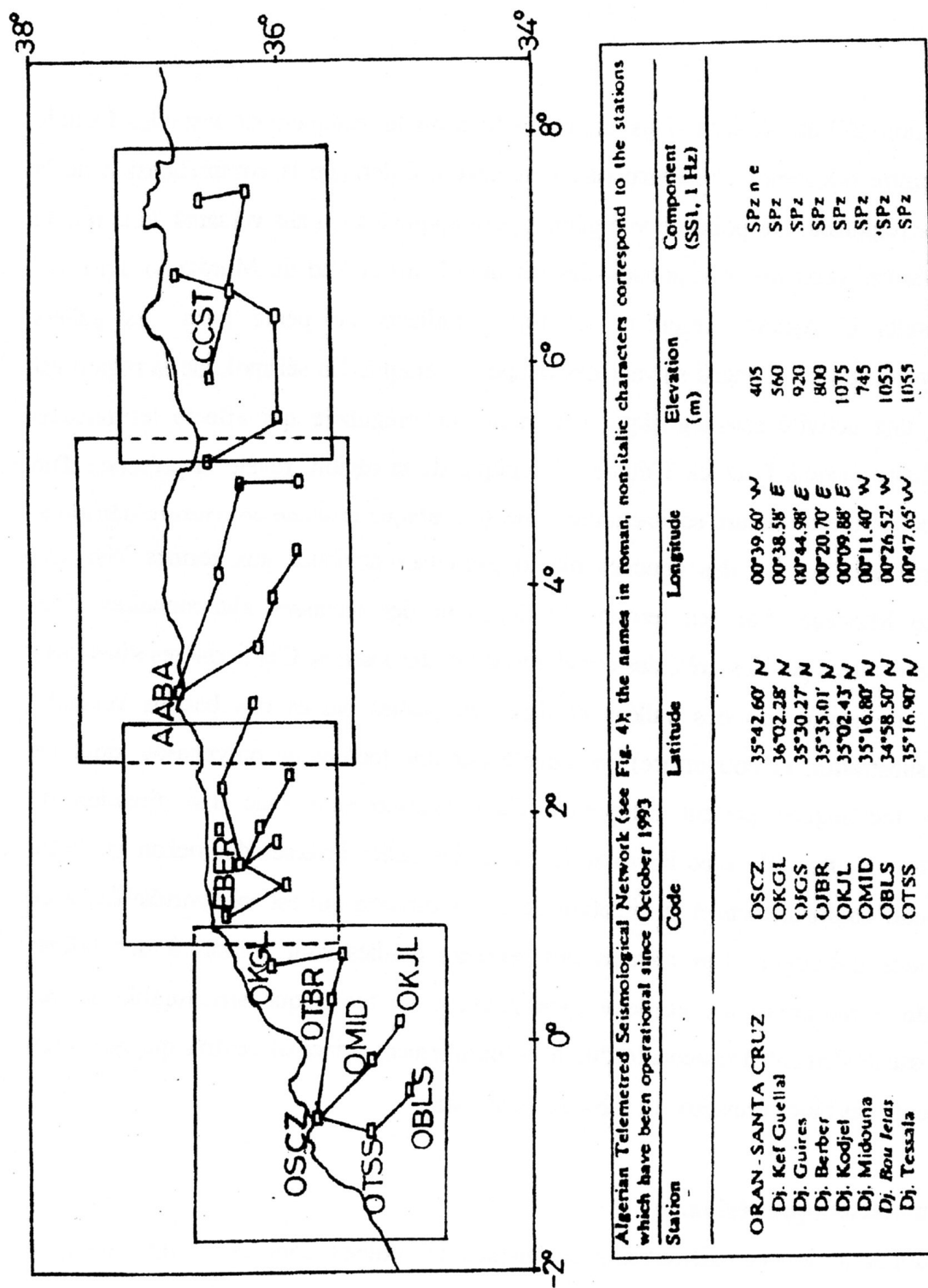


Fig.73 :: Réseau téléométré des stations de surveillance sismique algériens (CRAAG)

b) Intensité locale et cartes isoséistes : par définition, elle mesure en un lieu des effets du séisme, en termes de perception par la population (II à VI), désordres sur les constructions (VI à X), bouleversements sur l'environnement (X à XII). Elle s'écrit en chiffres romains quelle que soit l'échelle utilisée. Après un séisme, on établit les courbes isoséistes ou courbes d'égale intensité (ou égale accélération). La localisation et la géométrie de la source sont des facteurs déterminants des isoséistes. Mais ce ne sont pas les seuls. Les conditions géologiques de la région sont également très importantes. En raison de la propagation radiale des ondes, la profondeur du séisme est un des paramètres de l'espace des isoséistes, donc de l'étendue du territoire concerné par le séisme.

c) La sismicité historique: La localisation des épicentres des séismes passés, à partir de la reconstitution des isoséistes, des lois d'atténuation et des connaissances actuelles sur les plans de faille donne également des informations intéressantes sur les cycles sismiques et les éventuelles zones de 'lacune sismique', zones susceptibles de traduire une accumulation de contraintes sur une durée importante, laissant présumer une catastrophe plus ou moins proche.

d) Échelle de mesure d'intensité:

C'est à Mercalli (1902), que revient l'indexation d'échelle de mesure des effets locaux d'un séisme. Cette dernière a été modifiée en 1931 pour évaluer l'intensité d'un séisme sur une échelle discrète fermée de 12 degrés (de I à XII). L'intensité est déterminée pour chaque site d'observation lors des enquêtes macrosismiques par l'ampleur des dégâts causés par un séisme et par la perception qu'a eu la population du séisme. Il s'agit d'une évaluation qui fait appel à une certaine subjectivité. Mais, à l'époque, on ne possédait pas les moyens d'établir une échelle objective comme la mesure de l'énergie à la source (Magnitude) et l'enregistrement des accélérations sur les sites.

L'intensité de l'échelle Mercalli, présume l'effet ressenti par l'événement, où à l'échelle

'I' : Aucun mouvement n'est perçu.

'II': Quelques personnes peuvent sentir un mouvement si elles sont au repos et/ou dans les étages élevés de grands immeubles.

'III': A l'intérieur de bâtisses, beaucoup de gens sentent un léger mouvement. Les objets suspendus bougent. En revanche, à l'extérieur, rien n'est ressenti.

'IV': A l'intérieur, la plupart des gens ressentent un mouvement. Les objets suspendus bougent, mais aussi les fenêtres, plats, assiettes et portes.

‘V’: La plupart des gens ressentent le mouvement. Les personnes sommeillant sont réveillées. Les portes claquent la vaisselle se casse, les tableaux bougent, les petits objets se déplacent, les arbres oscillent, les liquides peuvent déborder de récipients ouverts.

‘VI’: Tout le monde sent le tremblement de terre. Les gens ont la marche troublée, les objets, tableaux tombent, le plâtre des murs peut se fendre, les arbres et les buissons sont secoués. Des dommages légers peuvent se produire dans des bâtiments mal construits, mais aucun dommage structural.

‘VII’: Les gens ont du mal à tenir debout. Les conducteurs sentent leur voiture secouée. Quelques meubles peuvent se briser. Des briques peuvent tomber des immeubles. Les dommages sont modérés dans les bâtiments bien construits, mais peuvent être considérable dans les autres.

‘VIII’: Les chauffeurs ont du mal à conduire. Les maisons avec de faibles fondations bougent. De grandes structures telles que des cheminées ou des immeubles, peuvent se tordent et se briser. Les bâtiments bien construits subissent de légers dommages, contrairement aux autres qui en subissent de sévères. Les branches des arbres se cassent. Les collines peuvent se fissurer si la terre est humide. Le niveau de l'eau dans les puits peut changer.

‘IX’: Tous les immeubles subissent de gros dommages. Les maisons sans fondations se déplacent. Quelques conduits souterrains se brisent. La terre se fissure.

‘X’: La plupart des bâtiments et leurs fondations sont détruits. Il en est de même pour quelques ponts. Des barrages sont sérieusement endommagés. Des éboulements se produisent. L'eau est détournée de son lit. De larges fissures apparaissent sur le sol. Les rails de chemin de fer se courbent.

‘XI’: La plupart des constructions s'effondrent. Des ponts sont détruits. Les conduits souterrains sont détruits.

‘XII’: Presque tout est détruit. Le sol bouge en ondulant. De grands pans de roches peuvent se déplacer.

II- Séismologie et données instrumentales

Sur le plan de planification d'un réseau sismique 'large bande', dans l'Ouest méditerranéen, d'importants efforts ont été déployés par les partenaires de ce réseau dit: 'Western Mediterranean' constitue une plate forme de travail de coopération permettant d'élargir l'observation et application séismologiques entre les équipes de recherche Scientifique (universitaires) dans un proche avenir. Les potentialités de ce réseau sont importantes en matière technique pour la production de données instrumentales précises. Notant bien, que nouvelles stations sont projetées pour leur installer, dans l'Ouest méditerranéen et notamment dans l'Ouest algérien, dont l'Université d'Oran, sera le privilège de gérer et entretenir une station pilote 'large bande' codifiée sur le nom propre d'ORAN, destinée pour la recherche Scientifique universitaire, qui produit des données séismologiques en temps réelle qui nous permettront de renforcer la recherche séismologique et avoir une propre contribution dans les études co-sismiques sur le littoral oranais (Martín Davila, et al. 2006). Cette station sera le fruit d'une étroite collaboration établit grâce à une collaboration scientifique tripartite entre ROA et UCM et notre Université. L'installation de cette nouvelle station au sein de l'IGMO / UOR, sera exploitée ensuite à une convention Scientifique entre les trois partenaires suscités par ROA et UCM. Egalement une autre station large bande sera installer par l'équipe d'Evora (UEVO), au Sud de Portugal.

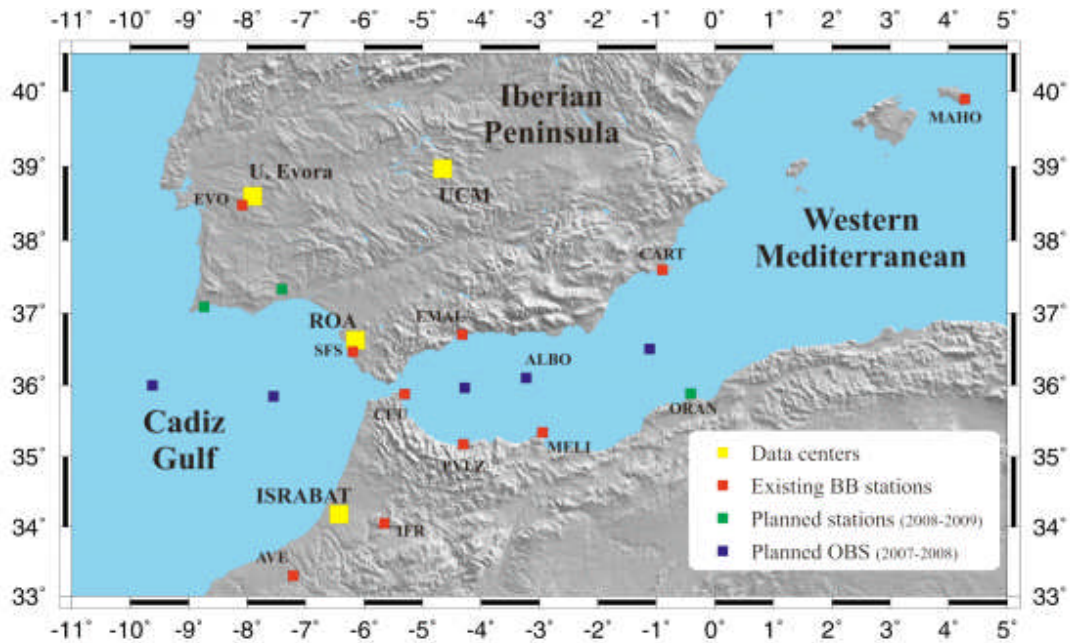


Fig.74 ; Les principales stations du réseau large bande (W.M) et ses composantes sismiques (opérationnelles et projetées) sur la marge maghrébide.

Le réseau sismologique large bande de l'Ouest méditerranéen (WM), opérationnel depuis 1996, est installé par l'observatoire royal d'Armada et l'Universités de Complutense -îv4adrid (UCM), avec le support de GeoforschungsZentrum de Potsdam (GFZ), a installé un réseau sismologique 'large bande' localisés dans le Sud Espagne et des sites espagnol localisés en Afrique du Nord qui entoure la Mer Alboran. Ce réseau, initialement connu comme ROA/UCM ; (Buforn, 2002), a été renommé comme réseau méditerranéen de l'Ouest (WM FDSN codent) à l'année 2005, comme de nouvelles stations ont été ajoutées à l'extérieur de l'Espagne et de nouveaux organismes ont été associés à ce réseau Ouest méditerranéen. À présent, d'autres stations sont projetés pour une proche avenir: San Fernando (SFS), Málaga (EMAL), Cartagène (CHARRETTE), Mahón (MAHO), Melilla (MELI), Penôn de Vêlez-Gomera (PVLZ), et Ceuta (CEU), a installé par ROA/UCM Évora (UEVO), a installé par l'Universidade d'Évora (Portugal) et a associé à filet WM et à l'Ouest algérien, au sein de l'IGMO/ Université d'Oran Es-Sénia la future station proprement dite 'ORAN'. Egalement au Nord marocain à Averroès (AVE) et Ifrane (IFR) a installé en collaboration Scientifique avec ROA et UCM à l'Institut de Rabat (ISRabat) de l'Université Mahomet V-Agdal, (Maroc). Tous les stations du réseau WM ont des sondes 'sismographes' de type 'Streckeisen STS-2', le système d'acquisition -PC est 'SeiscompP'. Les données sont disponibles en temps réel, accessibles soit par lignes spécialisées de téléphone ou via-Internet à l'exception de PVLZ, CEU place qui sera au début disponible 2008. ROA agit comme WM que les données principales centrent, et les données des stations appartiennent aux autres partenaires du réseau 'WM' et sont diffusées par ROA. Aussi qu'une

autre composante des 'GPS' sont co-localisés et associées avec le même réseau permanent installé par ROA.

III- 1 Paramètres d'une source sismique

La source sismique est définie de façon conceptuelle, sur un espace donné et sur une suite récurrente des séismes de magnitude connue. Théoriquement, il existe trois modèles distincts de source sismique par rapport à l'espace à savoir : le point, le linéament et la surface. Lors de la définition de la sismicité locale du site prospecté, on utilise souvent deux types de modèles: linéaire et de surface qui répondent aux conditions tectoniques et sismologiques de la région étudiée. Le modèle de la source de la sismicité est défini sur la base de données sismologiques enregistrées sur les catalogues de la sismicité régionale et des données sismotectoniques déduites des cartes géo structurales associées aux épicentres sismiques. Le modèle sismotectonique régional fait apparaître les dislocations de failles actives qui sont d'âge pliocène à quaternaire, considérées comme des sources de déclenchement des ruptures lors d'un excès de pression ou de contrainte tectonique. Dans l'analyse du risque sismique, ce modèle constitue l'objet d'examen et d'édification permanente en fonction des événements potentiels pouvant affecter d'édifications permanentes en fonction des événements potentiels pouvant affecter la région. Dans l'impossibilité de nommer certaines sources de sismicité, celles-ci sont indexées par une numérotation conformément aux zones sismiques (unités sismotectoniques).

Devant le nombre restreint des données sur la sismicité historique il serait nécessaire de regrouper plusieurs épicentres sismiques en une seule zone sismotectonique. De cette manière on peut résoudre le problème de redondance des calculs déterministes et/ou probabilistes qui resteront indispensables dans l'évaluation de l'aléa sismique et le calcul du risque sismique régional. Notant que la magnitude maximale attendue de certaines sources est définie sur la base des données sismiques enregistrées dans les catalogues et des résultats obtenus lors des investigations géophysiques. les caractéristiques des sources sismiques possibles sur les failles identifiées sont : le foyer ou hypocentre : représentant le point de déclenchement de la rupture, l'azimut de la faille: angle compris entre l'axe du méridien et celui de la rupture, pendage de la faille: ou inclinaison de la discontinuité, surface: superficie du plan de faille concernée par la rupture, déplacement moyen: longueur du glissement de la roche de part et d'autre du plan de faille, magnitude: mesure de l'énergie libérée, dépend du 'moment sismique', donc de la rigidité du milieu, de la surface et du déplacement de la rupture, vitesse de rupture: ou vitesse de propagation de la rupture dans la roche qui dépend

de la nature de terrain, chute de contraintes:différence entre l'état de contraintes dans la roche avant et après le séisme

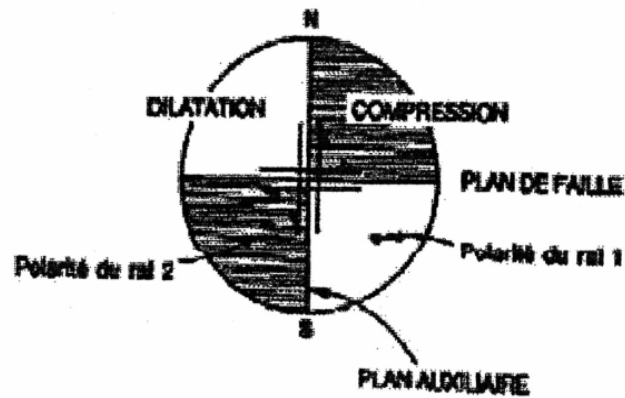


Fig.75 : représentation schématique d'un mécanisme focal,

Ce diagramme se compose de deux paramètres (l'azimut et de leur pendage). A l'intérieur d'une trace cyclographique de 'Wulf' ou de 'Schmidt' (canevas- sphériques) se projettent à la verticale de la zone de rupture, les secteurs de compression naissants lors de déplacement des blocs (compartiments de faille) qui sont ici représentés en sombre; quant aux zones dilatées occupent les dièdres blancs.

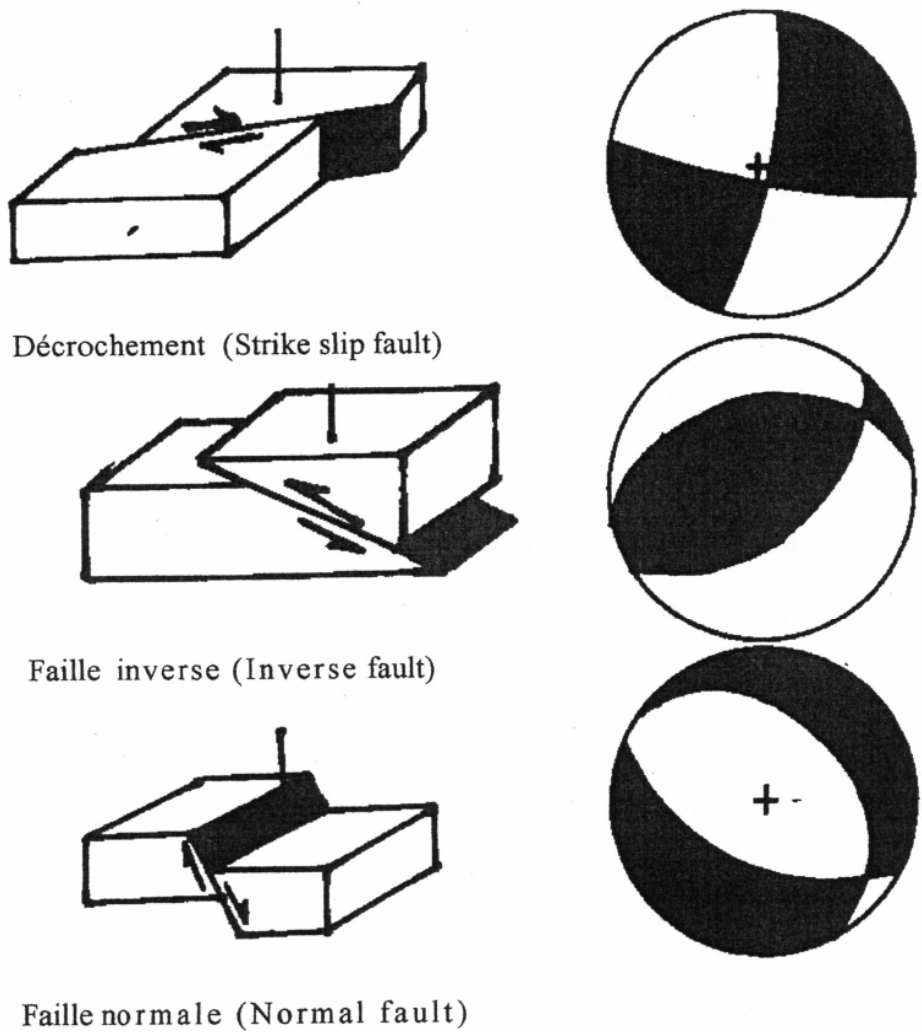


Fig.76 Typologie des mécanismes focaux et leur représentation tectonique.

III - 2 Les magnitudes utilisées en séismologie

Par définition, la Magnitude est une grandeur obtenue par la mesure de l'amplitude des ondes enregistrées par un sismographe ; la magnitude fournit une estimation de l'énergie dissipée au foyer sous forme d'ondes sismiques. Il existe plusieurs définitions de la magnitude (Tableau.5):

La Magnitude locale (MI): est définie à partir de l'amplitude maximale ondes P ou S.

Le LDG utilise l'amplitude maximum de la phase S mesurée sur la composante verticale de la vitesse. Pour une distance épacentrale D :

$$MI (LDG) = \text{Log} (A/T) + B(D) + C$$

A: amplitude maximale; période associée; B(D) coefficient d'atténuation moyen, C: correction de station. La magnitude d'un séisme est la moyenne des valeurs calculées dans les stations situées de 100 km de l'épi centre.

Magnitude locale (M_L)	Utilisée pour des séismes proches (locaux). Elle est définie à partir d'amplitude maximale d'ondes 'P'.
Magnitude de durée (M_d)	Utilise également pour des séismes proches mais elle est définie à partir de la durée du signal.
Magnitude des O-surface (M_s)	Utilisée pour les séismes lointains, dits télé séismes, dont la profondeur est inférieure à 80 km. Elle se calcule à partir de l'amplitude des Ondes de surface.
Magnitude des O- volume (m_b)	Définie pour les télé séismes et en particulier pour les séismes profonds, car ceux-ci génèrent difficilement des Ondes de surface. Elle est calculée à partir de l'amplitude de l'onde 'P'
Magnitude d'énergie (M_w)	Définie pour les très gros séismes. Elle est calculée à partir d'un modèle physique de 'Source sismique', reliée au moment sismique M ₀

Tableau-05 : les principaux types de magnitude

IV - Source sismique et mécanisme focal

A l'origine de toute faille a un niveau de contrainte élevée dans un milieu rocheux plus ou moins homogène; une première rupture qui s'est propagée à partir d'un "point faible" en s'accompagnant d'une chute brutale de contrainte. La faille ainsi créée constitue un plan de rupture privilégié à la faveur d'une contrainte qui continue de progresser jusqu'à atteindre à nouveau un second point de rupture. La faille pourra s'allonger et se ramifier sous l'effet des séismes successifs, à travers les segments de cette faille principale en fonction des niveaux de contraintes accumulées et des forces de friction associées. En raison de ces forces présentes entre les deux parois d'une faille, les déplacements le long de la faille ne se font pas de manière continue et uniforme, mais par à-coups successifs, générant à chaque fois un séisme. Dans une région soumise à un régime de contraintes donné, les séismes se produiront de façon récurrente sur les différents segments d'une même faille.

1 - Cycle sismique d'une faille séismogène

Le processus se déroule en trois étapes : Accumulation de contraintes, déclenchement de la rupture au delà du seuil de résistance des roches et l'arrêt de la rupture sismique (quelques secondes plus tard). Le cycle sismique d'une faille est une succession de périodes d'augmentation des contraintes et de ruptures brutales dont il faut établir la périodicité pour définir son activité. Chaque faille a un cycle sismique qui lui est propre et qui dépend de son mécanisme, de la vitesse de progression des contraintes, de la nature des roches et de sa géométrie. Le cycle de retour des séismes de différentes magnitudes obéit à des lois de probabilité. L'identification de ces lois fait partie des outils de la prévention et du risque sismique. Les régimes de contraintes d'origine tectonique évoluent à l'échelle des temps géologiques, ainsi des nouvelles failles naissent et d'autres cessent leur activité progressivement.

V. Analyses des données sismiques.

Dans cette étude nous avons utilisé les données sismiques du catalogue national (CRAAG) et internationale (USGS) relatives à la zone tellienne (interne) et littorale du Nord-Ouest d'Algérie. La période: 1900-1980 est sélectionnée d'après l'information en données instrumentales bien renseignées sur la Méditerranée occidentale. Les données triées figurent sur le Tableau-06. Associant les méthodes mathématiques dérivant du domaine des probabilités statistiques nous avons appliqué la classification hiérarchique des données sismogéniques pour obtenir un regroupement optimal des épicentres sismiques. Le résultat de cette analyse est donné sous forme d'un diagramme dit 'Dendrogramme' de la classification, basé essentiellement sur le calcul des fréquences croisées d'associations de variables sismogéniques qui sont respectivement listées :

- Les latitudes et longitudes (coordonnées d'épicentres).
- Les dates des secousses telluriques (année -mois).
- Heure du déclenchement (jour-heure -minute).
- La magnitude et/ou intensité du séisme.

Ces variables sont transformées par un programme informatique en distances, suivant la composante horizontale de ce diagramme. Quant à la composante verticale, elle correspond au positionnement optimal des différents épicentres. Notons que cette classification hiérarchique ascendante est souvent appliquée dans la cartographie automatique des variables géostatistique multiples.

Année	Mois	Heure	Jours	Minute	Lat	Long	Mag	Io
1905	2.00	14.00	4.00	0.00	36.30	1.10	5.60	7. (VII)
1907	8.00	7.00	1.00	18.00	35.80	0.00	4.20	6 (VI)
1912	7.00	24.00	18.00	7.00	15.70	0.40	4.90	7 (VII)
1913	1.00	8.00	20.00	35.00	35.70	0.60	5.60	7 (VII)
1913	2.00	26.00	3.00	31.00	35.50	0.50	4.20	7 (VII)
1913	2.00	26.00	3.00	51.00	35.70	0.60	5.00	6 (VI)
1919	6.00	26.00	18.00	58.00	36.70	1.10	4.20	5 (V)
1922	5.00	9.00	7.00	25.00	35.50	1.50	4.40	5. (V)
1925	6.00	19.00	14.00	44.00	35.80	0.40	4.00	6 (VI)
1925	6.00	20.00	12.00	33.00	35.80	0.40	4.20	6 (VI)
1925	6.00	21.00	3.00	0.00	35.60	0.40	4.30	6 (VI)
1925	10.00	23.00	13.00	35.00	35.40	0.10	4.40	6 (VI)
1929	1.00	11.00	1.00	52.00	35.50	0.20	4.40	7 (VII)
1939	4.00	1.00	8.00	2.00	35.90	0.10	4.60	7 (VII)
1941	4.00	28.00	21.00	12.00	35.60	0.00	4.20	6 (VI)
1945	4.00	27.00	14.00	43.00	36.70	0.60	4.20	5 (V)
1950	5.00	21.00	10.00	44.00	35.70	0.20	4.60	5 (V)
1952	10.00	5.00	23.00	2.00	36.20	1.70	5.00	6 (VI)
1952	6.00	20.00	16.00	42.00	35.80	0.20	3.90	5 (V)
1953	8.00	4.00	12.00	55.00	36.70	0.20	4.20	5 (V)
1956	6.00	18.00	4.00	15.00	35.50	0.00	3.90	5 (V)
1957	1.00	1.00	7.00	23.00	35.60	0.30	3.90	6 (VI)
1957	2.00	14.00	6.00	12.00	35.60	0.40	3.50	5 (V)
1957	6.00	8.00	18.00	20.00	35.70	0.50	4.50	5 (V)
1957	10.00	2.00	2.00	46.00	35.70	0.70	3.50	5 (V)
1957	10.00	18.00	16.00	48.00	35.80	0.40	3.90	5 (V)
1958	10.00	24.00	13.00	4.00	35.50	0.10	3.50	5 (V)
1959	6.00	1.00	3.00	16.00	35.50	0.00	3.50	5 (V)
1960	12.00	12.00	20.00	0.00	35.80	0.60	4.50	7 (VII)
1960	6.00	1.00	11.00	40.00	35.70	0.60	3.50	5 (V)
1961	12.00	1.00	15.00	4.00	35.80	0.10	5.00	7 (VII)
1961	1.00	23.00	2.00	46.00	35.20	0.30	3.50	4 (IV)
1962	4.00	29.00	5.00	28.00	36.00	1.00	3.50	5 (V)
1962	3.00	20.00	18.00	15.00	35.10	0.50	5.00	7 (VII)
1964	7.00	15.00	18.00	56.00	36.20	0.70	3.50	4 (IV)
1964	4.00	27.00	2.00	35.00	36.50	1.50	4.40	5 (V)
1964	5.00	13.00	13.00	46.00	35.50	1.50	4.70	4 (IV)
1964	7.00	15.00	11.00	04.00	35.50	0.30	4.10	5 (V)
1966	10.00	2.00	9.00	40.00	35.60	0.30	4.20	7 (VII)
1967	5.00	16.00	15.00	57.00	36.00	2.00	3.50	6 (VI)
1967	5.00	27.00	1.00	54.00	35.70	0.20	4.50	5 (V)
1967	7.00	13.00	2.00	10.00	35.50	0.10	5.10	4 (IV)
1967	7.00	24.00	16.00	37.00	35.40	0.80	4.50	5 (V)
1967	6.00	16.00	13.00	46.00	35.50	1.30	3.50	8 (VIII)
1968	11.00	26.00	7.00	11.00	35.50	0.50	3.50	5 (V)
1968	2.00	10.00	21.00	55.00	35.50	0.10	3.50	4 (IV)
1969	3.00	31.00	21.00	25.00	35.20	1.80	3.50	4 (IV)
1970	4.00	6.00	19.00	57.00	35.50	0.00	3.50	5 (V)
1973	4.00	9.00	7.00	16.00	35.60	0.80	3.50	5 (V)
1973	6.00	64.00	10.00	51.00	36.20	2.00	3.90	4 (IV)

Tableau- 06 : Données utilisées pour l'étude sismotectonique de la région littorale (Période 1900-1980)

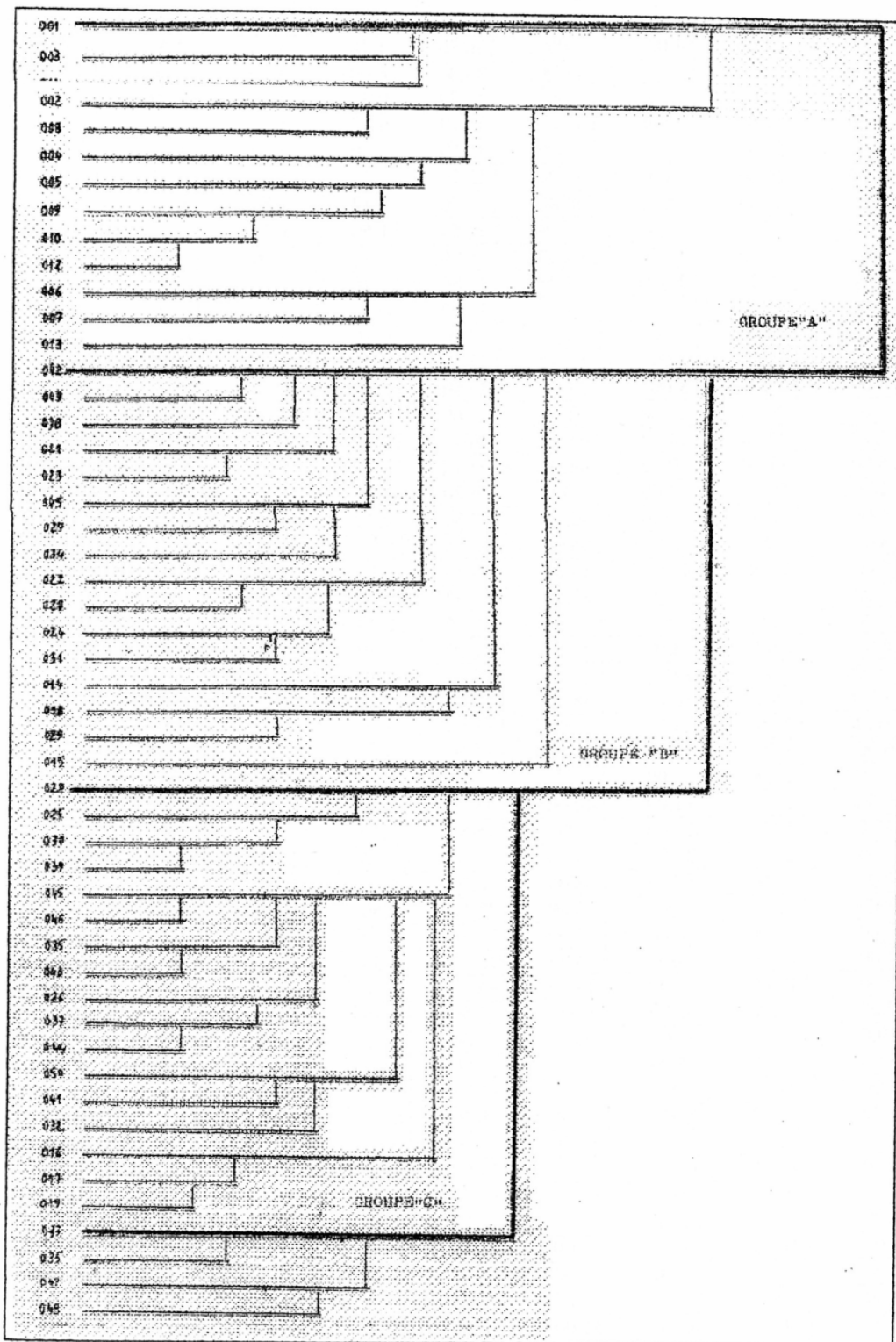


Fig.77 Dendrogramme de la classification hiérarchique ascendante des épicentres sismiques relatif à la période d'étude: 1900-1980

Sur le Dendrogramme Fig-77 on remarque un groupement optimal de trois classes d'épicentres séismiques qui sont respectivement : A, B, et C. Ces groupes forment des répartitions spatio-temporelles correspondantes aux aléas sismiques de la région. La cartographie de ces groupes constitue la base d'une cartographie séismogénique donnée par la projection des valeurs de probabilités statistiques sur un plan factoriel (F1-F2) de l'Analyse factorielle des correspondances dont le résultat traduit l'esquisse sismotectonique de la région. Cette configuration cartographique est illustrée au moyen du logiciel MatlabV6.5, respectivement comme suit:

- Esquisse sismotectonique ; Fig.78 : correspond au groupe A.
- Esquisse sismotectonique ; Fig.79 : correspond au groupe B.
- Esquisse sismotectonique ; Fig.80 : correspond au groupe C.

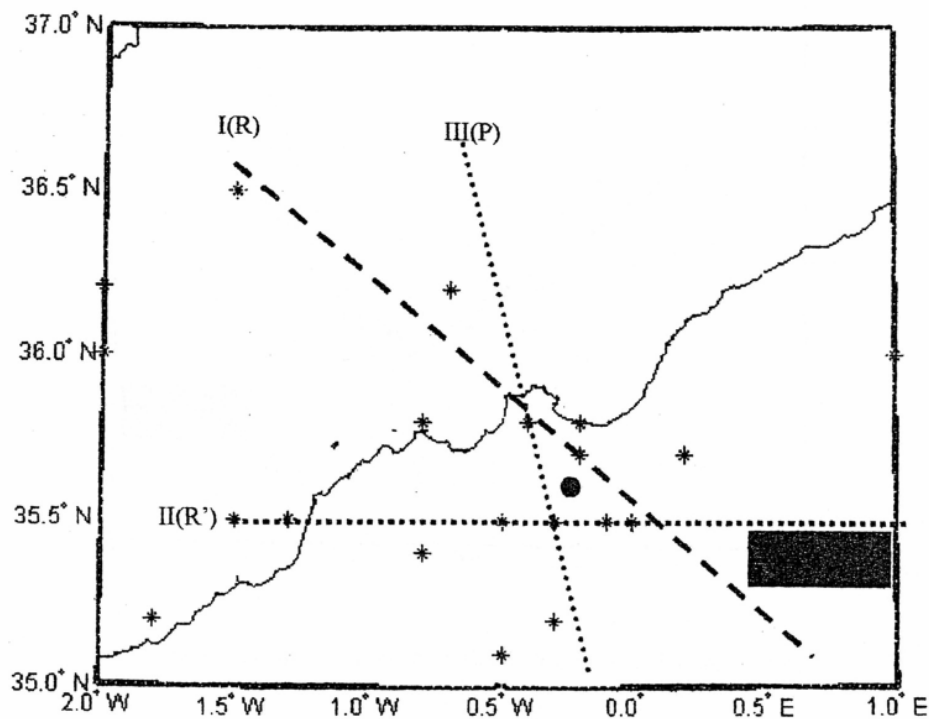


Fig.78 Répartition spatiale des épicentres séismiques sur le littoral oranais/ Groupe-A.

Le report des épicentres sismiques de chaque groupe sur la carte géographique correspondant au plan factoriel nous a permis de schématiser les chemins cinématiques des différentes secousses telluriques qui suivent généralement un alignement rectiligne qui coïncide avec les principales directions structurales occasionnées par le réseau des accidents tectoniques ayant affectés la région. Ces alignements s'organisent suivant trois familles de fractures, à savoir:

- des failles normales dextres (R).
- des failles inverses senestres (R').
- des décrochements dextres (P).

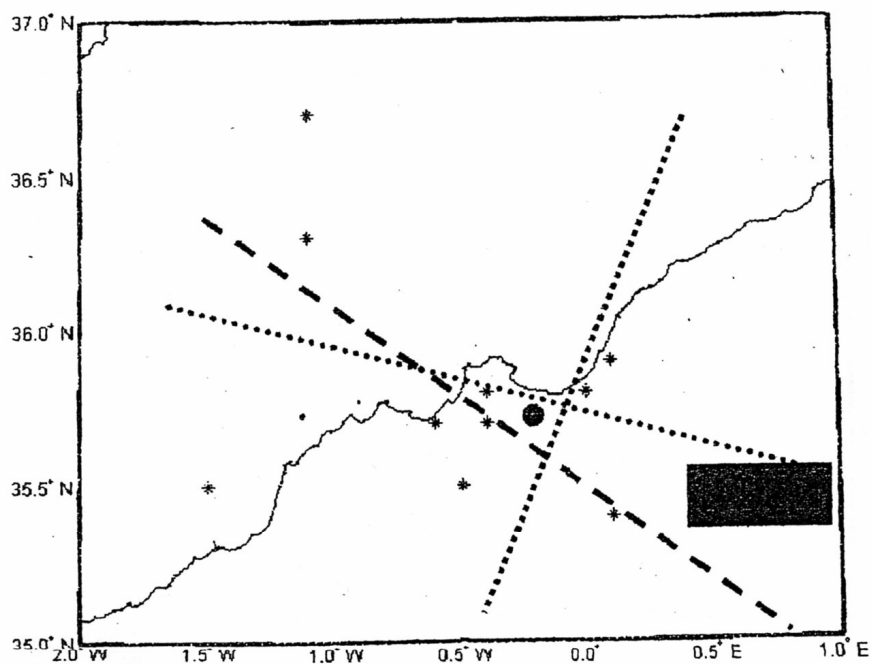


Fig.79 . Répartition spatiale des épicentres séismiques sur le littoral oranais/ Groupe-B.

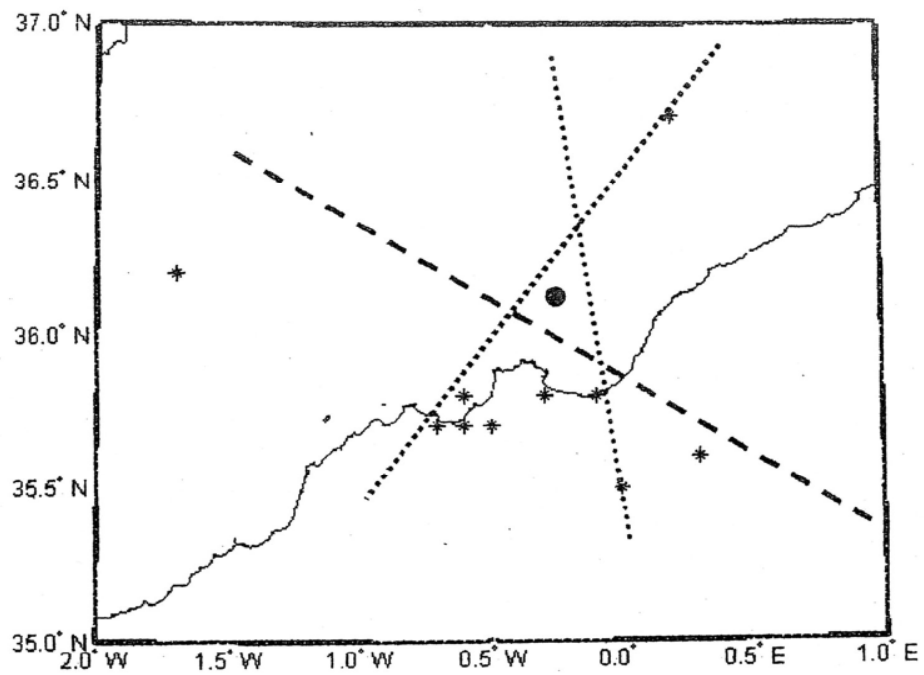


Fig.80 Répartition spatiale des épacentres séismiques sur le littoral oranais/Groupe-C.

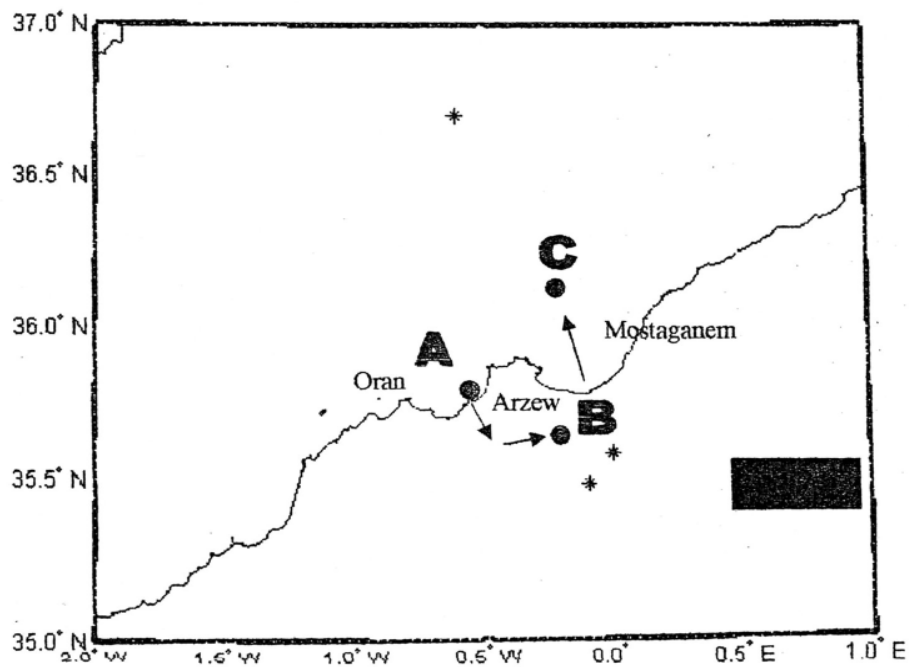


Fig.81 Généralisation d'un mouvement de cisaillement senestre sur le littoral oranais.

M	3.5-4 M1	4-4.5 M2	4.5-5 M3	5-5.5 M4	Σx
3.5-4	11	2	3	3	19
4-4.5	2	8	5	0	15
4.5-5	3	3	0	3	9
5-5.5	3	2	1	0	6
Σy	19	15	9	6	49

M = Matrice des Magnitudes séismiques

M : Matrice des données séismogéniques

M'	3.5-4	4-4.5	4.5-5	5-5.5
3.5-4	7.37	5.82	3.49	2.33
4-4.5	5.82	4.59	2.75	1.84
4.5-5	3.49	2.75	1.65	1.10
5-5.5	2.33	1.84	1.10	0.73

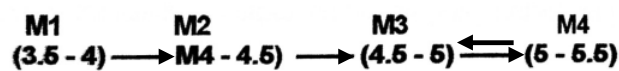
$$M' = \frac{\sum a_i * \sum a_j}{\sum a_{ij}}$$

M' : Matrice calculée.

M''	3.5-4	4-4.5	4.5-5	5-5.5
3.5-4	3.63	-3.82	-0.49	0.67
4-4.5	-3.82	3.41	2.25	-1.84
4.5-5	-0.49	0.25	-1.65	1.9
5-5.5	0.67	0.16	-0.10	-0.73

$M'' = M - M'$

M'' : Matrice des transitions.



Série référentielle des séismes affectant le littoral- oranais

3. Interprétation sismotectonique.

L'étude géostatistique des épicentres séismiques associée à la classification automatique 'Clustering' montre que le groupement optimal des foyers séismiques s'effectue selon une fonction non aléatoire, récurrente suivant une partition ternaire correspondante au de cisaillement 'Riedel: R, R' et P. Cette configuration géométrique correspond aux phases néotectoniques et sismotectonique (déformation contemporaine). La projection spatio-temporelle de ce système répond respectivement aux variantes cinématique et hiérarchique de la tectonique régionale. L'observation sismotectonique à l'échelle régionale confirme que les séismes de magnitude $M > 5.5$ ont un impacte directe sur les mouvements de terrain et sur la fracturation des sites. Quant au mécanisme 'Mégariedel' affectant une grande région (deçà kilométrique) telle que l'unité de zones internes marginale. Cette zone en particulier prouve une rotation senestre suite aux déplacements latéraux résultant de ce mécanisme transformant de la marge littorale du Sahel oranais.

Dans cette optique, je souligne l'existence d'un grand parallélisme entre les résultats des interprétations sismotectonique et ceux relatifs de la microtectonique classique. (Thomas, 1985), a montré l'effet d'une rotation senestre entre la plaque Africaine et celle de Eurasie occidentale durant le Néogène terminal jusqu'au Quaternaire (fig.82). En conséquence, on se rend compte que la région d'Oran connue durant le Plio-quaternaire d'importantes manifestations tectoniques et de grands séismes qui ont tous participé à l'édification du paysage actuel. Ces événements passés, sont responsables de l'atténuation remarquable de l'activité tectonique et séismique de la région. Par ailleurs, la composante géologique (alternances des couches plastiques et meubles sur plus de 5000m) forme un écran de sécurité devant les secousses telluriques et les chutes de contraintes tectoniques. L'ancien réseau de la fracturation régionale est de plus en plus vieux (faible pendage) à cause du rejeu d'anciennes failles, semble ne peut accumuler assez d'énergie pour développer des secousses important ($M > 6$). D'autre part, l'état structurale d'un vieux cisaillement marginal favorise grâce à la connectivité de ces variantes en contraintes transtensives et transpressives pour réduire au maximum les charges de pressions qui se développent aux limites des plaques tectoniques, suivant un réseau de contraintes bidirectionnel: 'NNW-SSE'.

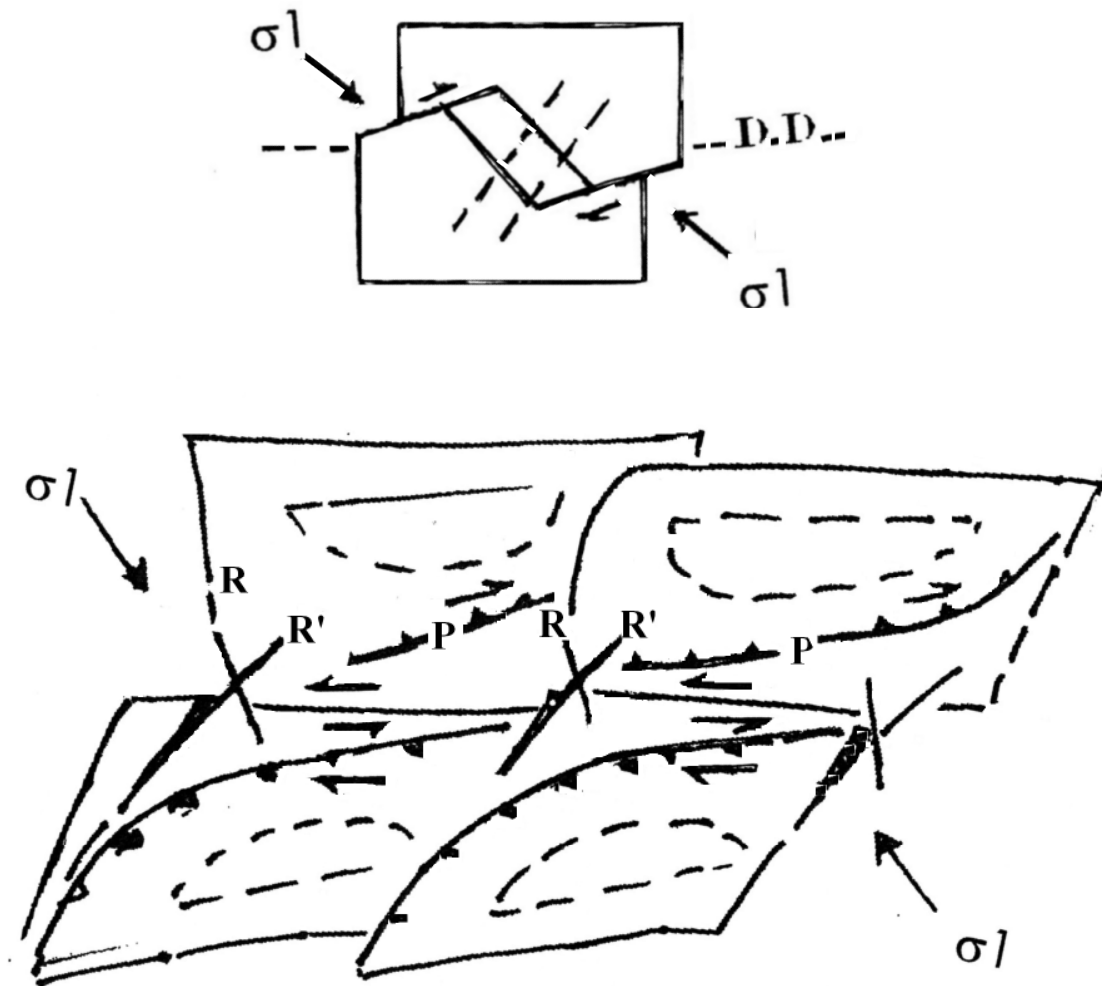


Fig. 82: Déformation transpressive en zone de cisaillement (décrochement dextre D-D); associé au mécanisme de 'Riedel' (R, R' et P).

L'interprétation sismotectonique de cet événement montre l'impacte de la strurale sur la direction de la fracturation régionale (Fig.83)

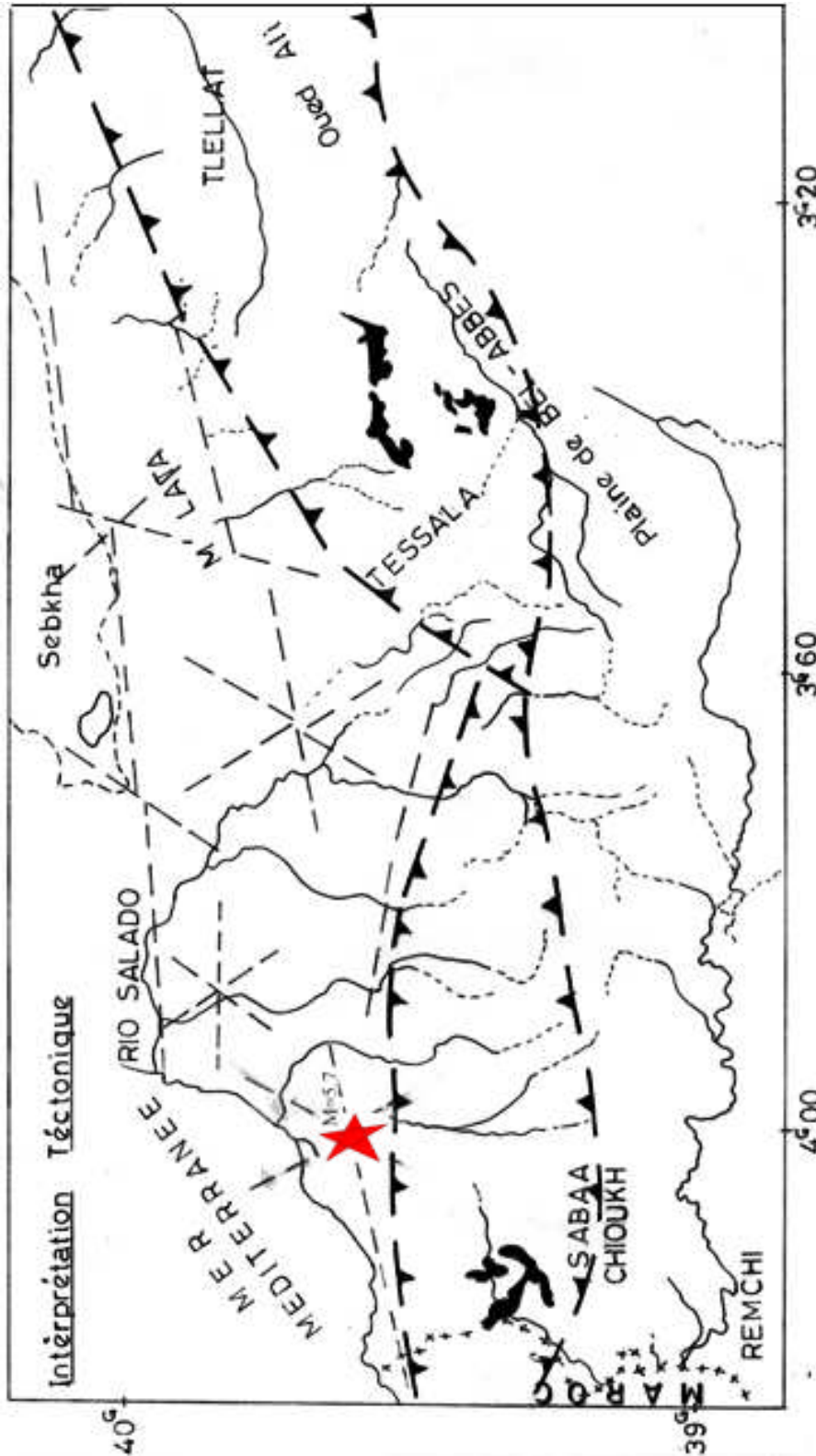


Fig.83: Interprétation sismotectonique du Séisme d' Ain Temouchent: 22/12/1999

En effet, la région étudiée s'inscrit dans un contexte sismo-tectoniquement instable, où depuis la mise en place des nappes telliennes (néogènes) à la faveur de phases paroxysmales compressives, plusieurs phases distensives sont enregistrées depuis la fin 'Burdigalien-Langhien' jusqu'à la fin du Villafranchien, (Thomas, 1985). L'étude structurale montre l'existence d'une structure complexe qui dérange la compréhension de la géodynamique régionale. Du point de vue géomorphologique les bassins versants de la région littorale notamment ceux des Andalouses, des versants Nord et Sud du Murdjadjo ainsi que ceux des monts d'Arzew présentent de forts gradients de pente avec des paliers successivement étages et allongés en rampes tectoniques. Les données sismiques montrent que la région est marquée par une activité séismogénique modérée qui affecte les terrains en superposant les édifications de formes du relief depuis le tertiaire jusqu'à l'Actuel. Sur ses terrains se déposent des terrasses alluvionnaires Plio-quaternaire constituées par des grès, des conglomérats et des marnes. Ces dernières s'installent généralement au contre bas des vallées et dans les parties basses des bassins versants. L'emboîtement des terrasses tectoniques est ternaire, dont les discontinuités latérales portent l'empreinte d'une transpression avec une direction de raccourcissement compatible avec les axes de plis et les failles inverses décrochantes. Cette direction répond conformément à la direction de la fracturation qui est très corrélables avec les composantes de 'Riedel. Les terrains des secteurs étudiés sont soumis à de grands efforts tectoniques lors des alternances 'transpressives' et de 'transtensives'. Marquant ainsi une tectonique tangentielle polyphasée, dissymétrique et essentiellement décrochante due à un cisaillement marginal conjugué avec un système de décrochements : dextre et senestre qui semble responsables de la géométrie de la côte littorale. Cette dernière conserve encore d'importants arguments de déchirement et d'effondrement des terrains marginaux (photo ci-dessous) de la falaise d'Oran Est site d'El-Khemisti; (Photo).



Photo.1 : Exemple d'affaissement de terrains 'Plio-quaternaires' de la falaise marginale d'Oran Est (El-Khemisti).

VI —Sismicité d'Ain Témouchent

VI-1 Séismicité historique

La région de l'Oranie a subi dans le passé plusieurs événements sismiques dont le plus important est celui du 09 Octobre 1790 qui reste gravé dans la mémoire des citoyens pour sa violence et les pertes humaines qui s'élevaient jusqu'à plus de 2000 personnes. Ce séisme, localisé en mer serait probablement du au jeu d'accidents actifs de l'unité sismotectonique (1) et précisément à Djebel Murdjadjo. La ville de Ain Témouchent située à soixante dix kilomètres au Sud-Ouest de la ville d'Oran elle a été frappée par plusieurs séismes mais d'une intensité faible par rapport à **Oran**. On peut citer parmi ces séismes historiques (Tableau-7); Réf-GRAAG-2000. Le faible nombre de séismes est bien entendu dépend du nombre de stations de surveillance sismiques existence. Afin de comprendre l'occurrence du séisme du 22 Décembre 1999, il est important de le replacer dans son contexte géologique. Celui-ci est marqué par diverses structures géologiques tels que des plis et plis failles qui affectent les terrains 'Plio-quat maires'. Les traces causées par cet événement sont détectés en plusieurs endroits; notamment à Aine Laalame, Aine Tolba et au Nord Est d'Aine Témouchent. (Photos-2 et 3).



Photo.2 : fracturation séismogène d'Aine Témouchent / site Aine Djemaï (Mission CRAAG: 1990-2000)

Date	HHMM SS	Latitude	Longitude	Mag	Jo	Observation
13.05.1964	13 46 21	35°50N	01°50W	5.2	VII	Au large de Béni- Saf
16.08.1967	13 46 09	35°50N	01° 30 W	-	-	-
16.01.1950	21 40 00	35°35N	01° 03 W	-	V	Ain-Témouchent
15.07.1985	11 22 0	35°58N	01° 15 W	4.1	V	Ain-Témouchent
18.07.1985	11 44	35°38N	01° 20 W	3.5	IV	Ain-Témouchent (Terga)
17.10.1992	20 21	35° 18N	01 "20 W	4.8	V	A in - Té mouchent
22.12.1999	-	35°7-5N	01° 30 w	5.8	VII	Ain-Témouchent

Tableau-7 : principaux événements sismiques de la wilaya d'Ain Temouchent



Photo.3 : Rejet de faille sismogène de 22 cm / Ain -Témouchent (Mission CRAAG: 1990-2000)

Id	DATE	Heur (to)			lat	lon	h	Rms	Mag
01	24.12.1999	14	25	48	35°38N	01°16W	06.00	0.12	4.1
02	25.12.1999	19	24	18	35°26N	01°21W	10.47	0.15	3.5
03	26.12.1999	11	47	42	35°10N	01°09W	09.03	0.12	2.8
04	28.12.1999	02	17	24	35°15N	01°34W	11.86	0.17	3.2
05	28.12.1999	19	45	53	35°15N	01°16W	07.69	0.09	2.3
06	29.12.1999	16	40	19	35°26N	01°29W	14.35	0.22	2.3
07	30.12.1999	00	50	18	35°31N	01°23W	15.34	0.09	2.2
08	30.12.1999	01	21	18	35°29N	01°25W	06.00	0.09	2.0
09	30.12.1999	20	15	47	35°29N	01°21W	11.42	0.02	2.2
10	30.12.1999	22	43	19	35°30N	01°27W	02.90	0.40	2.1
11	30.12.1999	23	56	57	35°25N	01°30W	09.50	0.26	2.3
12	31.12.1999	01	20	27	35°27N	01°24W	05.60	0.23	2.4
13	31.12.1999	23	56	57	35°30N	01°28W	15.56	0.10	2.0
14	13.12.1999	18	03	48	35°22N	01°24W	13.53	0.16	2.2
15	01.01.2000	03	35	46	35°31N	01°30W	05.95	0.10	1.7
16	01.01.2000	11	55	35	35°28N	01°27W	13.81	0.11	2.1
17	01.01.2000	15	57	28	35°41N	01°25W	05.41	0.24	2.2
18	01.01.2000	21	05	21	35°19N	01°18W	06.01	0.08	2.3
19	02.01.2000	07	05	38	35°21N	01°14W	06.00	0.02	2.5
20	02.01.2000	16	53	08	35°26N	01°10W	05.87	0.12	2.2
21	03.01.2000	07	50	04	35°26N	01°29W	10.50	0.12	3.4
22	03.01.2000	23	35	56	35°26N	01°21W	02.30	0.15	1.7
23	03.01.2000	23	46	02	35°23N	01°22W	11.91	0.16	2.4
24	04.01.2000	18	09	45	35°28N	01°22W	05.51	0.14	2.2
25	05.01.2000	01	13	58	35°27N	01°29W	05.85	0.06	3.4
26	06.01.2000	07	19	26	35°26N	01°27W	04.00	0.11	2.2
27	06.01.2000	11	56	04	35°24N	01°28W	07.95	0.08	3.1
28	09.01.2000	15	33	54	35°26N	01°28W	05.25	0.07	2.0
29	10.01.2000	22	37	57	35°26N	01°26W	07.75	0.21	1.6
30	19.01.2000	01	54	26	35°26N	01°29W	05.33	0.17	2.0
31	19.01.2000	13	54	01	35°41N	01°14W	04.60	0.14	2.0
32	23.01.2000	01	01	35	35°22N	01°22W	22.00	0.44	2.2
33	25.01.2000	14	57	09	35°38N	01°10W	05.41	0.12	2.0

Tableau- 08 : Les principales répliques du séisme d'Ain- Temouchent/ 22/12/1999

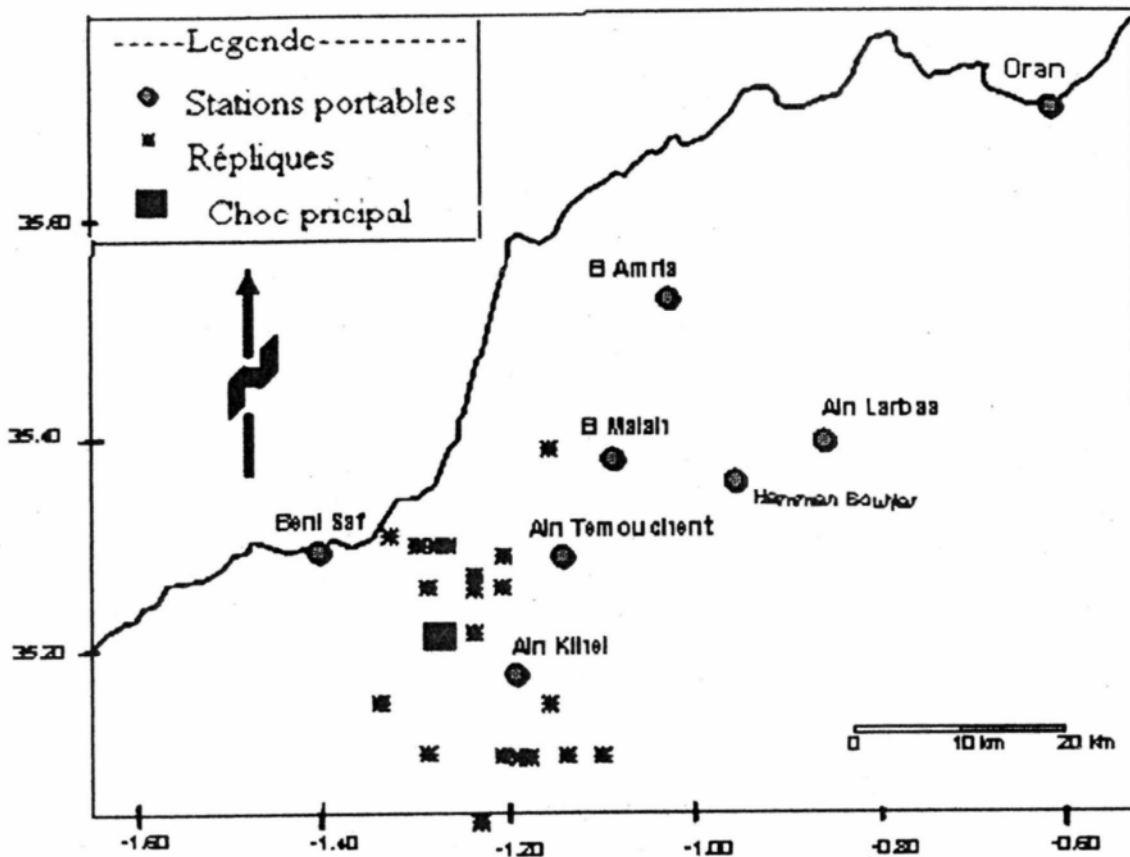


Fig. 84 : Distribution spatiale des répliques de l'événement du: 22/12/1999
 Fig.86

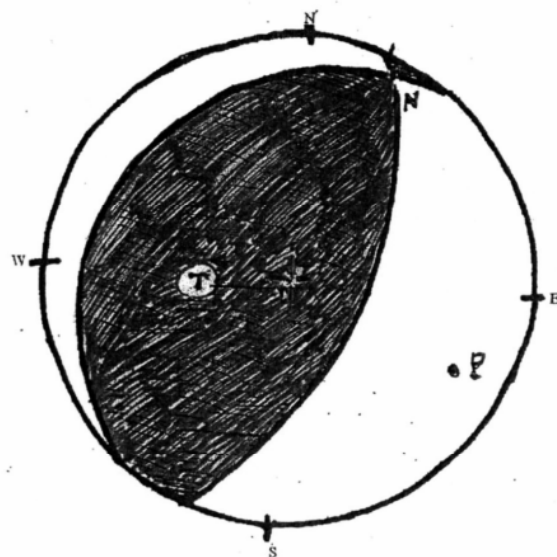


Fig. 85 : Mécanisme focal du séisme d'Ain Temouchent (22/12/1999). Référence: Craag-Laboratoire de sismologie d'Univ-Evora (Portugal)

VI - 2 : Macrosismicité de la Wilaya d'Ain Témouchent: La rupture sismique s'effectue suivant l'axe atlasique (NE-SW), avec un glissement vers l'Ouest (Fig.84). On note une conformité entre les résultats sismologiques; données par le mécanisme focal (Fig.86)

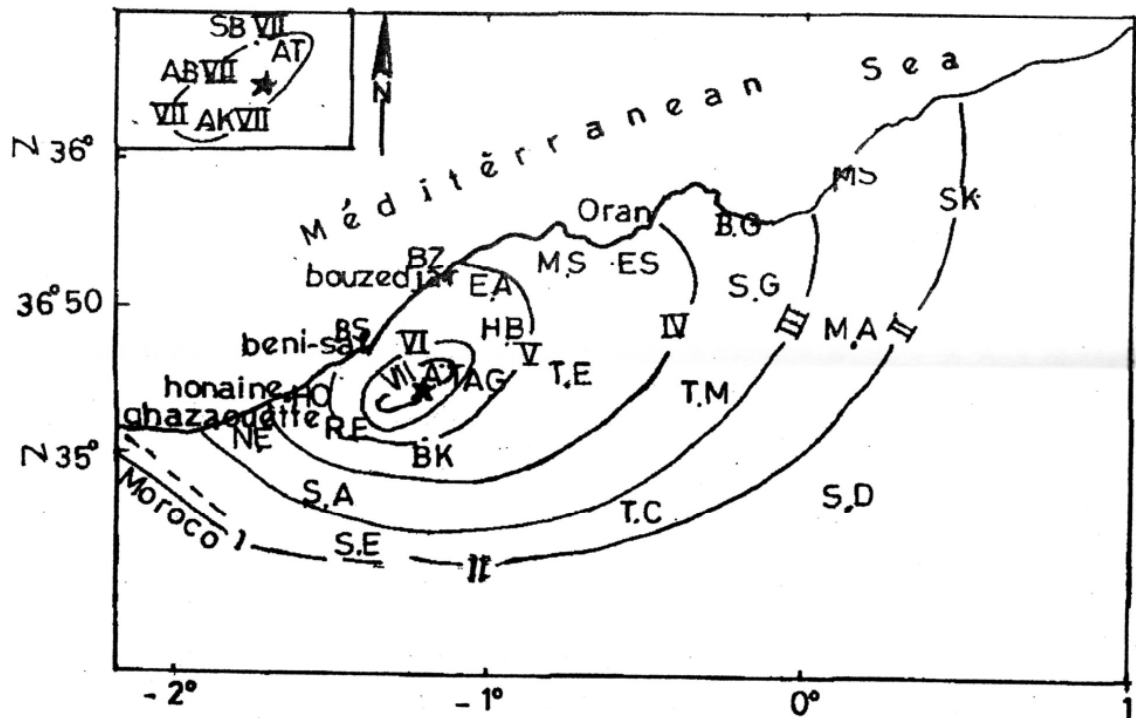


Fig. 86 : Carte d'iso-Intensité, séisme 22-12-1999 ; (d'épicentre VII) (Ref- CRAAG- Bulletin ESS-2000).

Légende des stations macrosismiques	
A.B.A. A-TOLBA	SA. SABRA
AG. AGLAL	SB. SIDI BELABES
A.K. A.KIHHEL	SD. SAIDA
A.T A-TEMOUCHENT	S.E SEBDOU
BG. BOUGHIRAT	SG.SIG
BK. BENSEKRANE	SK. SIDI KHATAB
BS. BENISAF	TE. TESSALA
BZ. BOUZEDJAR	TL. TLAGH
EA. ALAMRIA	TL. TELIOUM
ES. ASSANIA	SA. SABRA
HB. HAMMAMBOUHJAR	SB. SIDI BELABES
HO. HONAINE	SD. SAIDA
MA. MASCARA	S.E SEBDOU

La synthèse régionale d'aléa d'intensité sismique est représentée par la Planche-III, qui englobe les événements sismiques de la période (1790-2006).

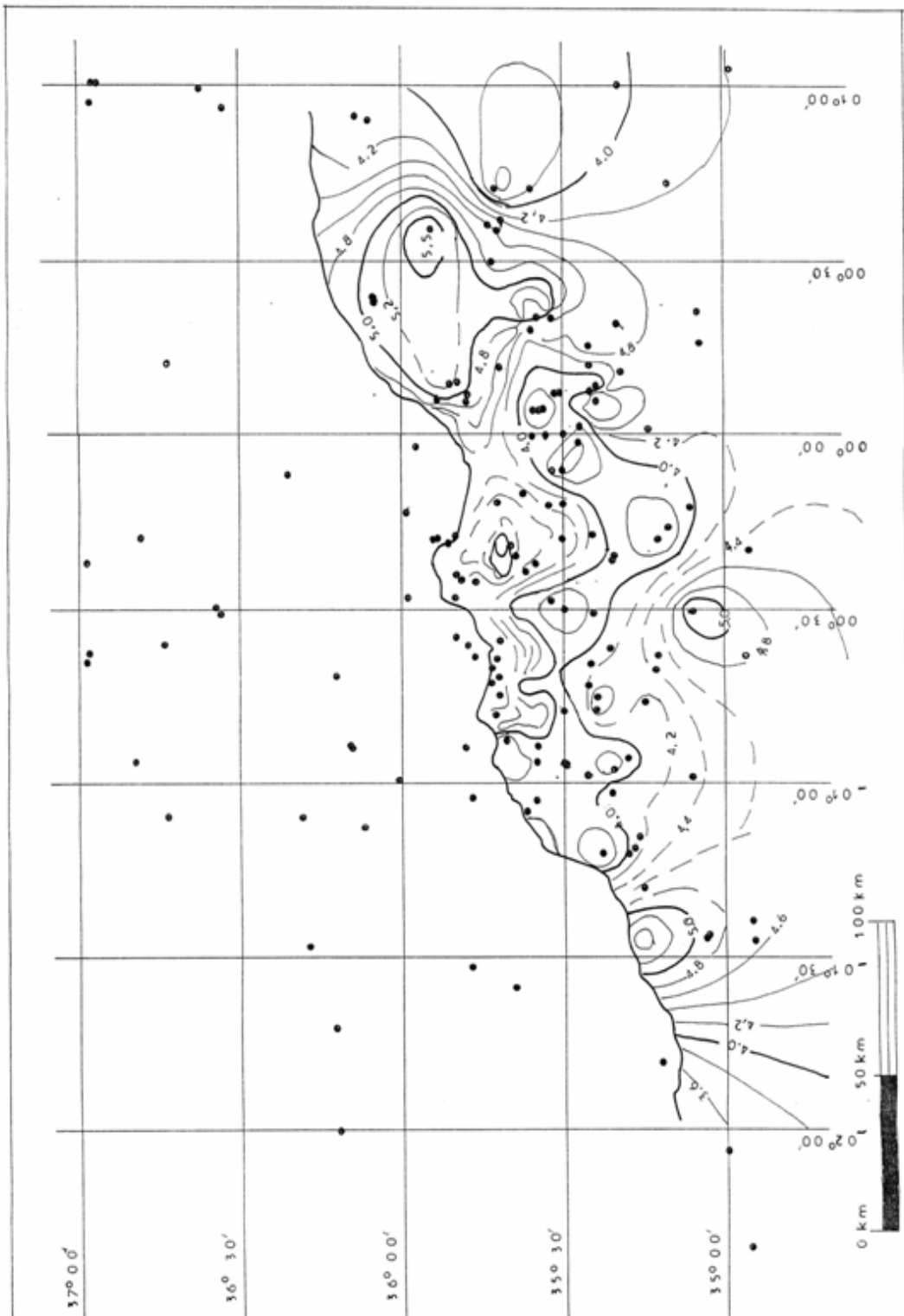


Planche-III: Carte iso intensité sismique du littoral oranais - période (1790-2006)

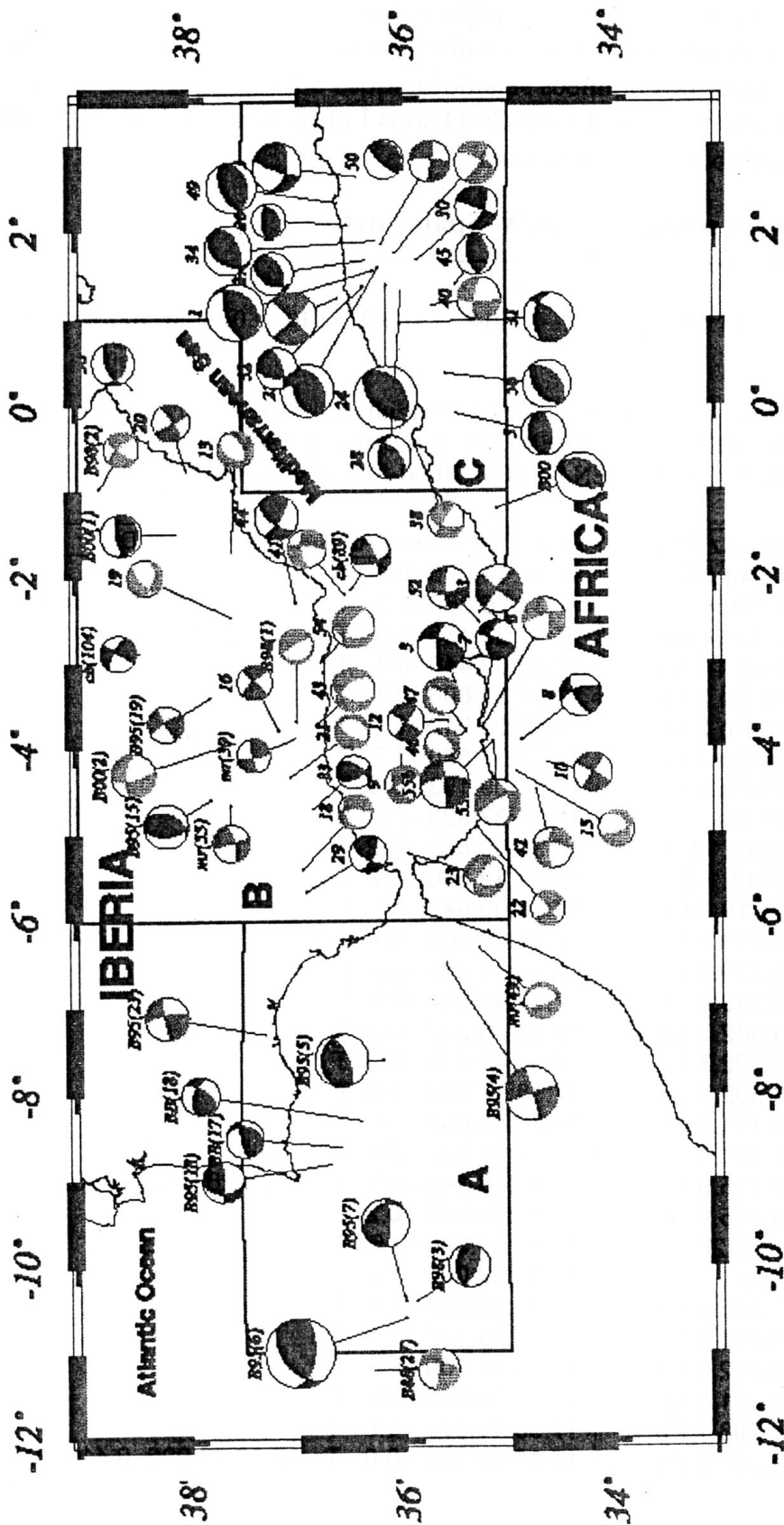


Fig.87 Mécanismes Focaux des séismes peu profonds ($h < 40$ km) et $mb \pm 5.0$; avant 1975 et $mb \pm 4.0$; après 1975. Réf. Buforn & al (2004).

VI-2 Etude séismologique de l'événement de Ain Temouchent

Le séisme du: 22-12-1999 à fait l'objet d'une étude détaillée. Les auscultations de terrain ont contribuées à mieux définir le plan de faille principal ayant rejoué à cette date et d'estimer l'ordre de grandeur de la fracture dite 'Source sismique' au moyen du programme Seisan-V8'. Le traitement des données séismologiques a fait l'objet d'un stage de perfectionnement en séismologie /Evora-2004 sous l'encadrement de mon co-encadreur avec ces collaborateurs du Département de Physique d'Evora (Portugal).

----- Les données source via 'IGN'-----

Aulhor OrigID 1999/12/22 17:36:57.05 0.440.9635.2290 -1.3915 5.3 3.415210.6
0.8126 82152 0.94 15.98 in i uk bull_2 264845

Magnitude Err Nsta Author OrigID mbLg 4.20.1 25 t>ull_2 264845 mb 5.70.1 30bull_2 264845
(EMS: VII AIN-TEMOUCHENT,AIN-ALLEM,AIN-TOLBA) (<CRAAG>)
(III MELILLA, ALMERIA, CARTAGENA) (LOC: BENI-SAF.ARG) (PROXIMO)

Sta /id	Dist Ev Az Phase	Time T Res Azim Az Res Slow SRes Def
TAF	0.94 244.0 Pg	17:37:14.000 -0.1 T_
ENIJ	1.86 339.4 Pn	17:37:26.360 -1.3 T_ 17:37:50.320 -0.3134.4 31.8
ENIJ	1.86 339.4 Sn	17:37:33.135 -0.3 T_
ECH	2.28 65.1 Pn 2.38	17:38:02.440 -0.7 T_
" EGUA	312.9 Sn 2.58	17:37:37.600 -0.1 T_
EQUE	320.6 Pn 2.58	17:38:06.912 -1.1 T_
EQUE	320.6 Sn 2.62	17:37:37.580 -0.7 T_
EALH	359.5 Pn 2.62	17:38:09.193 0.3 T_
EALH	359.5 Sn	17:37:37.320 -1.3 T_
ERON	2.65313.1 Pn	17:38:09.805 0.2 T_
ERON	2.65313.1 Sn	17:37:39.500 0.2 T_
ECOG	2.70 319.9 Pn	17:38:09.642 -1.1 T_
ECOG	2.70 319.9 Sn	17:37:40.560 0.4 T_ 17:38:10.585 -1.6148.4 31.8
EHUE	2.76 339.8 Pn	17:37:41.256 -0.8 T_
EHUE	2.76 339.8 Sn	17:37:48.944 -0.5 T_
EMAL	2.90 302.7 Pn	17:38:16.232 0.9 T_
EMAL	2.90 302.7 Pg	17:37:42.401 -0.3 T_
EMAL	2.90 302.7 Sn	17:38:17.542 1.0 T_
ELOJ	2.94 311.4 Pn	17:37:48.060 0.6 T_
ELOJ	2.94 311.4 Sn	17:38:25.220 0.5 T_
ELUQ	3.29 315.9 Pn	17:37:48.140 -0.5 T_ 17:38:26.040 -0.6203.7 31.8 T_
ELUQ	3.29 315.9 Sn	17:37:50.909 0.2 T_
ACU	3.37 13.2Pn 3.37	17:37:50.300 -0.5 T_
ACU	13.2Sn	17:37:52.000 1.2 T_
EVIA	3.52 345.7 Pn	17:38:30.039 -0.4 T_
EJIF	3.53 291.4 Pn	17:37:54.120 1.7 T_
1FR	3.53 242.1 Pn	17:38:31.700 -1.5 T_
EJIF	3.53 291.4 Sn	17:37:56.920 -0.9 T_
•ELU	3.64 298.7 Pn	17:38:43.396 0.8 T_
ELU	3.64 298.7 Sn	17:38:02.380 0.0 T_ 17:38:49.996 -0.4185.9 31.8

----- Sortie/ seisan-V8 /Evora-2004-----

Sta /id	SNR Amp Per Quai	Magnitude
TAF	a__ 5081000 660.5 0.36 a_mb 5.7	5.7
ENIJ	3513646 776.1 0.40 a_ 3513826	
ENIJ	m_ 5237587 518.0 0.44 a_ 3513627 2142.3 0.43 a_mb 6.0	6.0
ECH	3517567 10991.9 1.22 a_ 3517555 173.3 515.4 0.36 a_mb	
" EGUA	5.5 3513617 7.1 1335.4 0.76 a_ 3513619 314.1 448.1	
EQUE	0.40a_mb 5.4 3513650 4.7 517.1 0.44 a_mbLg 4.3 3513653	
EQUE	1352.8 0.92 a_mb 5.5 3517573 833.9 0.52a_mbLg 4.5 3517554	4.5
EALH	453.0 569.7 0.44 a_mb 5.5 3513632 T__ 571.8 0.44 a_	5.5
EALH	mbLg 4.33513825 86.2 0.32 a_mb 4.9 3517569	4.9
ERON	a_ 3517556 343.7 0.48 a_ 3517553	
ERON	m_ 5237589 484.0 0.52 a_mbLg 4.1 3517552 114.5 510.2	
ECOG	0.36a_mb 752.2 0.48 a_ 599.8 0.72a_mb 445.9 0.44 a__	5.4
ECOG	m_ 649.8 0.52 a_	4.3
EHUE	T_ 499.6 0.50a_mb 6.0 3517563 18.3 0.3TAS 4.7 684.3 0.90	5.5
EHUE	a_ 3513756	4.5
EMAL	T_ a_ 3520108 38.0 14.2 TA_ 338.3 0.70 a_mbLg	5.5
EMAL	4.1	5.1
EMAL	T_ 2366.2 0.50 a_mbLg 5.1 3517575 T_124.1 139.3 0.40a__mb	5.6
ELOJ	5.63513655	4.9
ELOJ	631.9 0.52 a 497.4 0.44 a_ 588.7 0.52 a	4.1
ELUQ	T_ 499.6 0.50a_mb 6.0 3517563 18.3 0.3TAS 4.7 684.3 0.90	5.8
ELUQ	a_ 3513756	4.1
ACU	T_ a_ 3520108 38.0 14.2 TA_ 338.3 0.70 a_mbLg	5.8
ACU	4.1	
EVIA	T_ 2366.2 0.50 a_mbLg 5.1 3517575 T_124.1 139.3 0.40a__mb	5.6
EJIF	5.6 3513655	
1FR		

Sortie/ seisan-V8 /Evora-2004

Tableau - 09 : Données séismologiques du réseau IGN (Spain).

La résolution du mécanisme focal précise que l'événement a eu lieu dans l'unité sismotectonique-5, de la wilaya de 'Ain Témouchent an point géodésique (y:35.2290, x: -1.3915). L'événement est d'une intensité 7 degrés Mercalli et d'une magnitude de 5.7 à 5.8. L'équipe géophysique du CRAAG, c'est déplacé in situ pour enregistrer les répliques qui dureraient plus d'un moins et demi. A mon niveau, où je travaillais encore à la station régionale du CRAAG, j'étais chargé d'une mission de terrain de 10 jours, dont l'objectif était de recenser les traces de mouvement de terrain liés au séisme et la détermination des principales directions de contraintes tectoniques existantes sur l'axe 'Ain L'Alam - Ain Tolba' et au Nord de la ville d'Ain Témouchent. Les résultats obtenus confirment un déplacement vertical de 20-25 cm (rapport interne) et une carte qui localise les endroits affectés par l'événement et la direction moyenne de la trace sismique. Mes travaux ultérieurs suggèrent l'établissement d'une cartographie liée au risque. En fin la longueur potentielle du plan de failles générés par ce séisme régional s'étend sur 10 à 13 km selon une direction atlasique N045-N060⁰, conformément aux résultats du programme 'Seisan-V8'. Sous l'encadrement de mon codirecteur Prof. Bezzeghoud et ces collaborateurs portugais, au 'CGE'; les Professeurs: Borges et Bento. La magnitude sismique obtenue est en accord avec les données empiriques basées sur le paramétrage de la géométrie de la faille. Cet événement régional m'a initié sur les techniques de la prospection sismologique in situ et de traiter les répliques enregistrées par les réseaux locaux et lointains des différentes stations mobiles et permanentes pour l'étude co-sismique d'un important événement affectant la région. Malgré que la magnitude soit d'une moyenne M= 5.7, ce tremblement de terre a déstabilisé la région, donnant en conséquence d'importantes pertes matérielles et d'une dizaine de morts seulement.

Le mécanisme focal représente la rupture tectonique actuelle au moyen des tenseurs de tensions ou de contraintes agissantes sur les plans séismogènes (plan principale de la discontinuité et le plan auxiliaire de la faille). Le mécanisme focal de cet événement régional traduit l'activité tectonique du substratum en précisant que la nature de la déformation est surtout compressive dont la contrainte maximale 'a' est orientée NW-SE. Ce résultat séismologique traduit la projection inverse du triaxial tectonique régional de cette unité sismotectonique (zone-5), ayant comme composante deux failles décrochantes, tangentes au front de chevauchement septentrional qui délimite la rampe tectonique de Ain Témouchent (Fig.- 88) • Le foyer sismique se situe près d'un nœud tectonique situé en profondeur à l'endroit d'intersection des plans de failles décrochantes. On remarque que le décalage existant entre les failles et la position de l'épicentre de l'événement est du notamment à l'effet de la projection en surface d'un foyer.

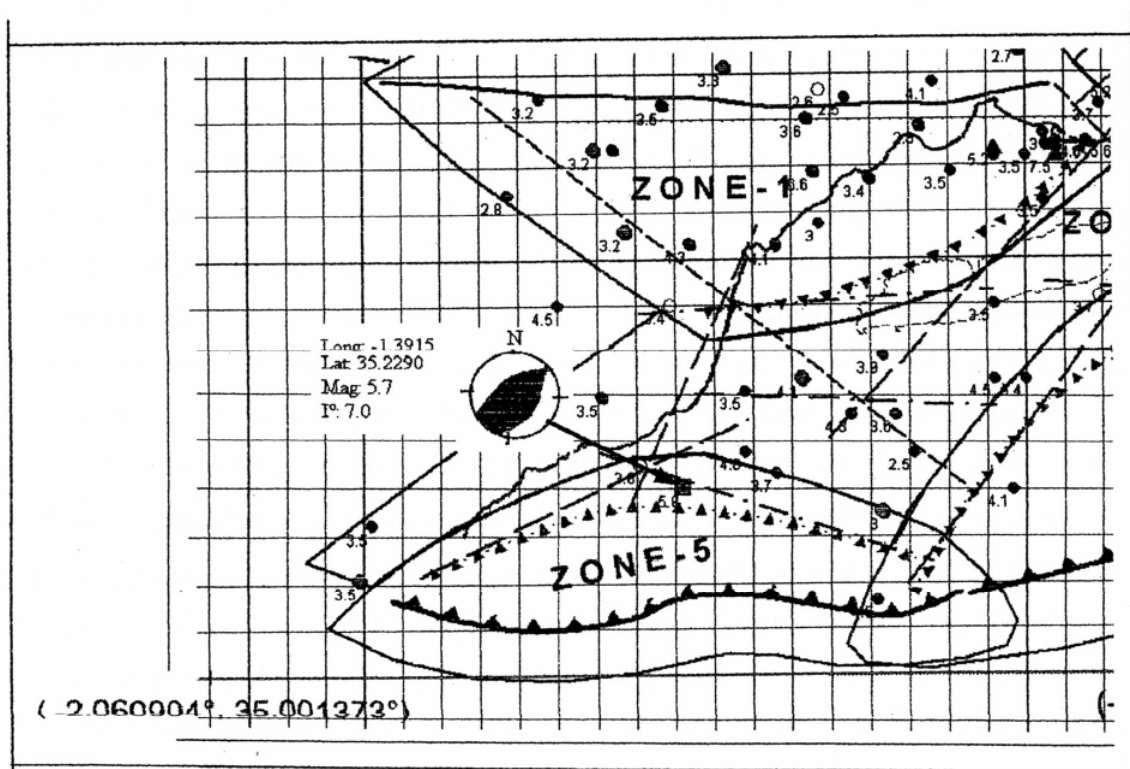


Fig.88 : Localisation du séisme de Ain Témouchent (22-12-1999)

VI-3 Macro sismicité de l'événement d'Oran : 06/06/2008

Le mécanisme focal du dernier événement sismique, affectant la marge littorale d'Oran Est ; localisé à 20 km de la ville, est un séisme de Magnitude moyenne ($M_w=5.5$). La distribution des répliques de ce séisme, durant l'été 2008 répond conformément à notre modèle sismotectonique, selon l'orientation de branches de failles transversales et méridionales du 2^{ème} ordre. Ces failles se croisent en mer dans la partie Nord orientale de Djebel Khar et Bel Gayd (fig.89). Les observations de terrain, réalisées durant juin et juillet 2008 (in situ), et suite à quelques enquêtes menées sur l'axe d'Aine Franine et de Kristel révèlent quelques traces de dislocation de terrain et au niveau de quelques anciens bâtiments et falaises de la frange maritime (Canastel Ain-Franine et Ain-Defla). Sur cet axe long d'une dizaine de kilomètres j'ai enregistré plusieurs cas de tassement de terrain meubles (marnes néogènes) et des dislocations de croûte calcaire 'Calabrien' ayant une direction comprise entre N10 et N120°. Comme j'ai appris, sur le plan hydrogéologique, que le débit de la source de Kristel a augmenté de façon notable. Ces informations convergent vraisemblablement avec l'esquisse cartographique de la macro sismicité du séisme d'Oran du : 12/12/1959; in Benhallou et Roussel, 1971). Malgré la proximité relative du foyer sismique de la ville d'Oran, il n'y a pas eu de dégâts notables dans les sites marginaux ; notamment à (Bel Gaïd). En comparant sa faible intensité, cet événement présente une particularité par rapport aux autres séismes. Ce qui suggère le cas d'un séisme subducté à une profondeur d'environ 30 kilomètres en deux branches de failles. Cette interprétation semble logique avec les deux mécanismes focaux présentés (fig.90 et fig.91), dont le premier enregistre un mouvement de compression affectant la ville d'Oran quant au second il enregistre une distension au Nord Est de la marge littorale, (fig.91). Ce fait marque une atténuation considérable de l'énergie du séisme destinée à la déformation du milieu. Comme on enregistre des perturbations notables au niveau du débit de la source de Kristel. Ces observations de terrain reflètent pratiquement les mêmes signes présentés par la carte d'intensité. Ce séisme vient de confirmer le régime tectonique régional qui se prête à un grand cisaillement qui affecte la région littorale et qui évolue sous différentes échelles en système de failles de Riedel et de méso- Riedel et en méga- (Riedel in Kazi Tani, 1986) à plusieurs et mieux localiser les zones fragiles. Ces dernières sont placées à l'endroit de la déformation par cisaillement et que les contraintes tectoniques peuvent se dissiper à travers plusieurs branches ou discontinuités tectoniques.

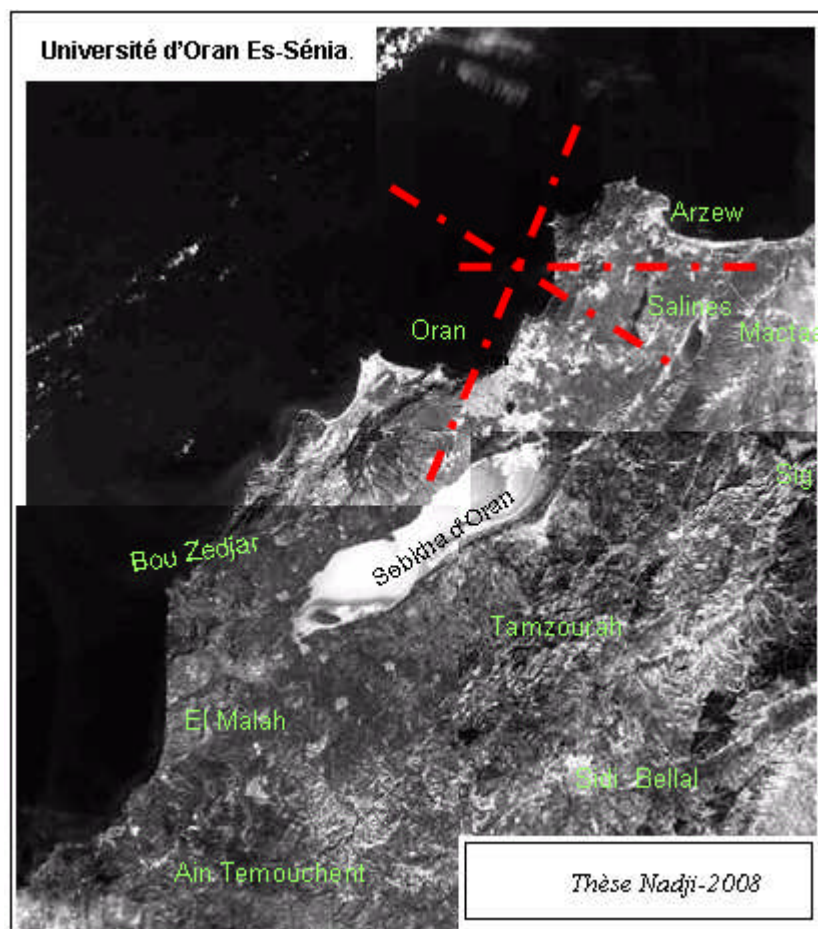


Image satellite (Spot-5) : Localisation de l'épicentre sismique de l'événement
du: 06/06/2008 (IGN.2008; modifié)

id	date	heure	minuit	sec	lat_y	lon_x	Profond	mag	Intensité	localisation
1	09/01/2008	23	55	0	35.46	-0.45	19	3.9	-	-
2	09/01/2008	23	56	40	35.37	-0.36	23	4	0	-
3	09/01/2008	22	24	2	35.38	-0.38	19	5		sidi bel Abbas
4	12/01/2008	0	32	57	37	0.95	9	2.7	0	-
5	06/06/2008	22	48	23	35.8269	-0.6299	30	4	3	N-ORAN
6	06/06/2008	20	2	57	35.7009	-0.5374	30	5.5	3	NE-ORAN
7	18/06/2008	13	23	58	36.1944	1.1542	33	4.5	4	W- Chélif
8	19/06/2008	21	39	58	35.7963	-0.5669	26	3.3	0	NE- Oran
9	28/06/2008	5	15	45	35.2742	-1.4522	11	2.5	0	Ain- Témouchent
10	08/06/2008	16	35	50	35.9389	-0.6441	17	3.5 i	0	N- Méditerranée
11	07/06/2008	13	14	35	35.7955	-0.5542	36	4	0	NE -Oran
12	07/06/2008	7	24	34	35.8023	-0.4744	23	3.9	0	NE -Oran
13	07/06/2008	4	24	42	35.8646	-0.5601	35	3.6	0	NE -Oran
14	07/06/2008	2	18	14	35.6725	-0.4879	31	3.9!	0	Est-Oran
15	07/06/2008	1	39	18	35.7307	-0.5135	28	4.2	0	NE -Oran
16	07/06/2008	1	9	29	35.8023	-0.4995	21	3.9	0	NE -Oran
17	13/06/2008	3	15	17	35.7787	-0.4942	35	3.4	0	NE -Oran
13	19/07/2008	20	2	53	35.0636	-1.9436	0	3.2	0	NW- Tlemcen
19	25/07/2008	20	14	22	35.9898	-0.6527	30	2.4	0	NW- Oran
20	24/07/2008	17	19	52	35.6407	-0.9762	22	4.9	4	W -Oran
21	25/07/2008	21	34	42	36.0203	-1.2257	0	2.1	0	Large méditerranée
22	26/08/2008	1	11	55	35.9472	-0.7209	0	3.8	0	N- Oran

Tableau-10 : Les principales répliques du séisme d'Oran (06/06/2008); référence Données du réseau net d'I.G.N (Espagne) /2008.

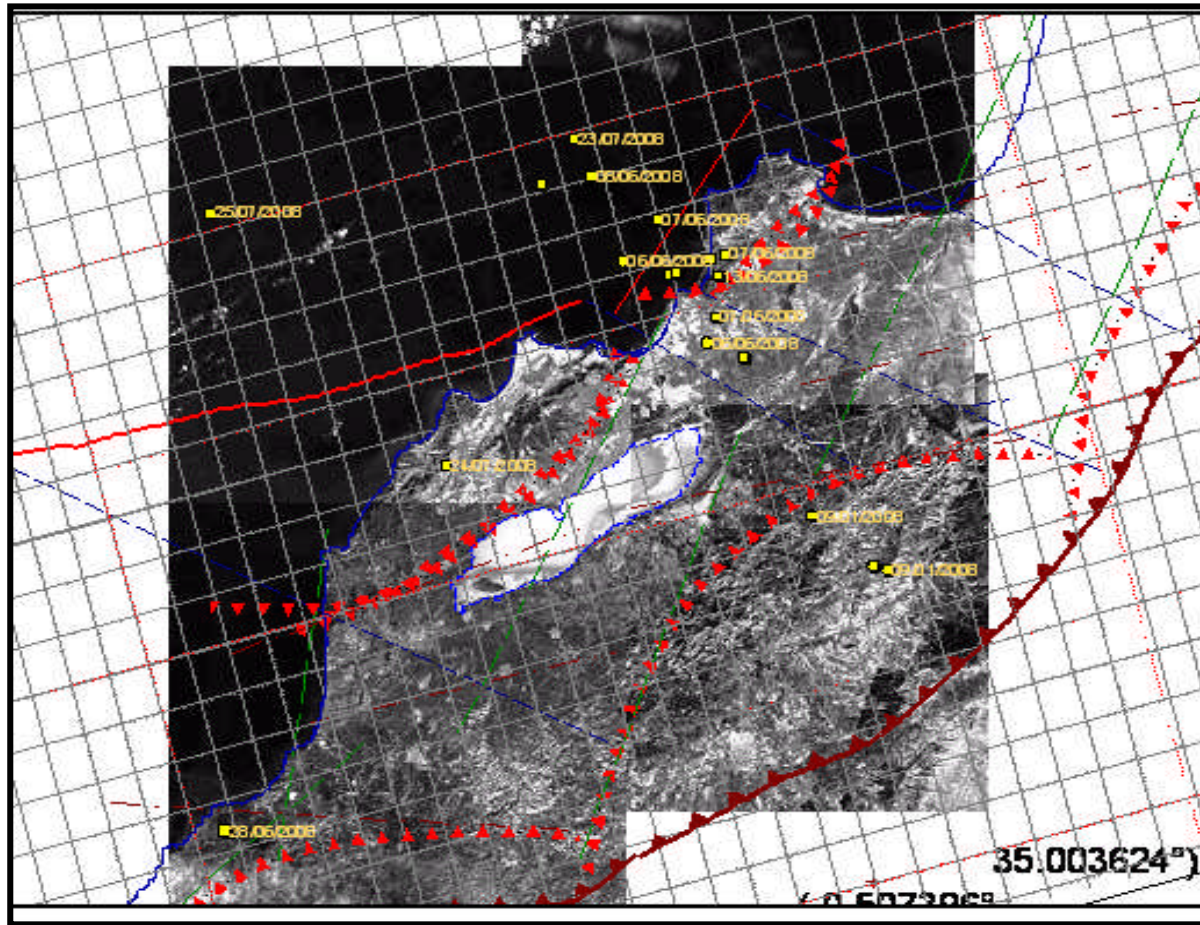


Fig.89: Distribution des répliques séismiques; janvier - juillet 2008 Support /Spot-5 (mozaïque de la scène d'Oran)

1-Données Séismologique de l'événement d'Oran:06/06/2008 /t:22h 48'/ Réf Data: SCE-Séismique d'IGN-(Spain)/Local:(35.826889-0.6299336).

•**Analyse du stéréogramme**

Tenseur (P): 18-12 ; Tenseur (N): 58-09 ; Tenseur (T): 239-81

- 1- **Nature d'événement:** Séisme M= 4.46
- 2- **Contraintes déviatorique des tenseurs**

----- Application de l'A.C.P -----

	l	m	n	Strike	Dip
V1=	0.764	0.593	0.253	037.828 (σ_1)	14.667
V2=	-0.141	-0.230	0.963	238.573 (σ_2)	74.364
V3=	-0.630	0.771	0.092	129.219 (σ_3)	05.299

----- Valeurs propres-----

Lambda 1= 1.778 Lambda2= 1.000 Lambda3= 0.222

Rapport de forme : $\Phi = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3 = -0.65$

Régime tectonique : Transtensif

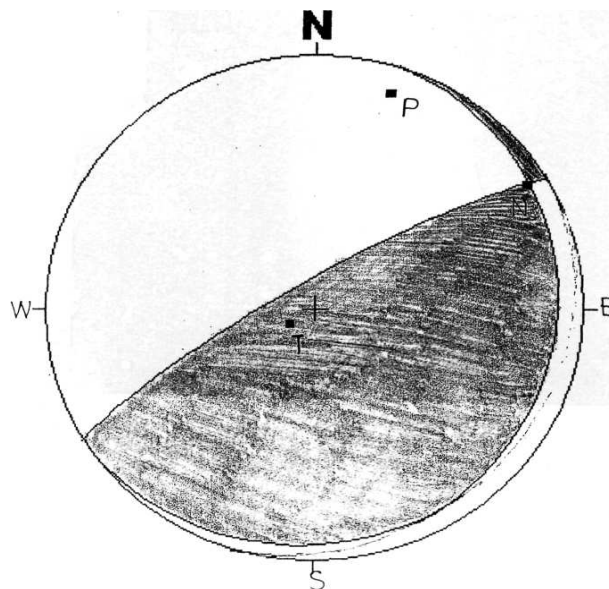


Fig.90: Canevas de Wulf. ½ Sphère supérieur

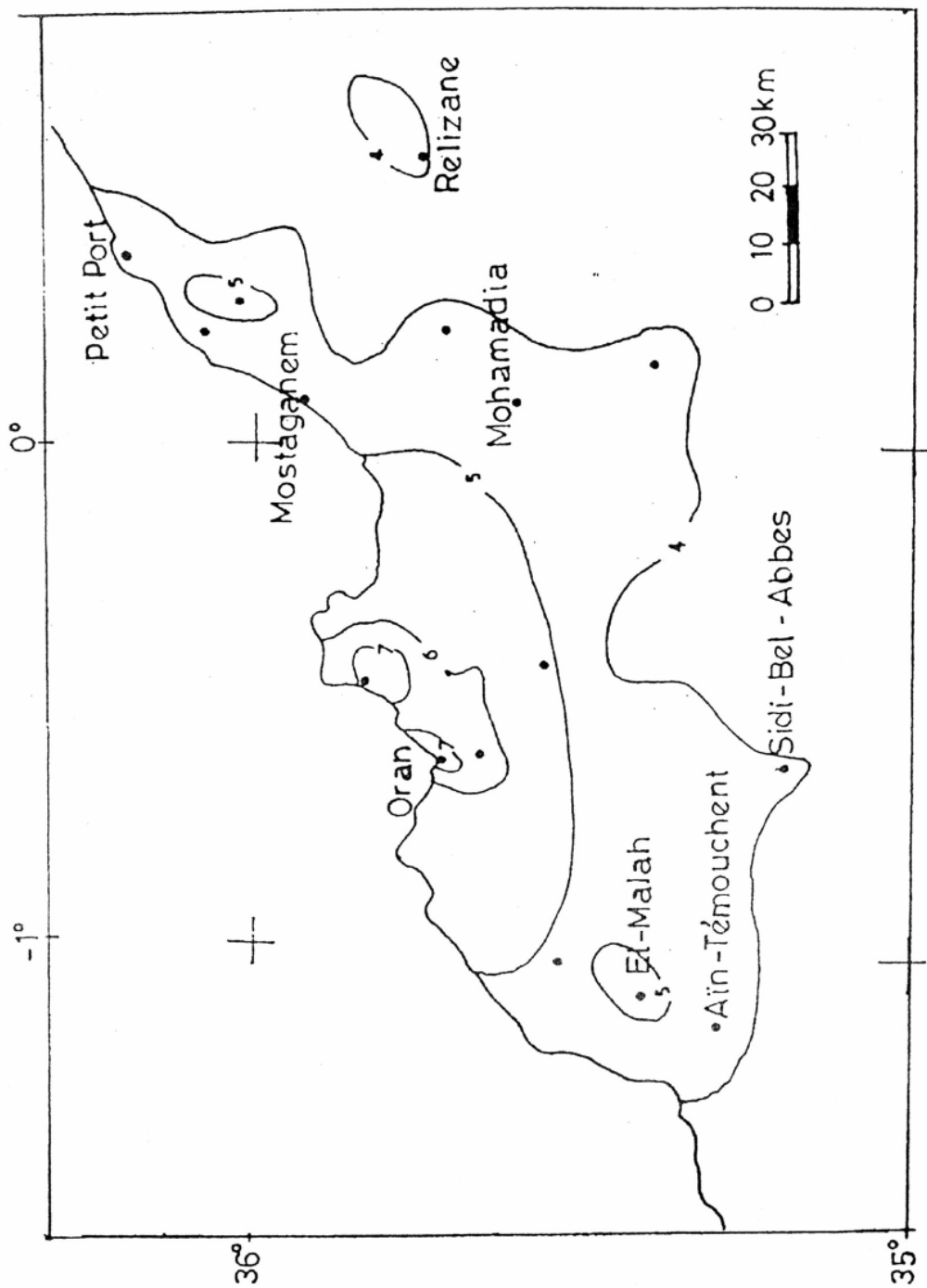


Fig 91 : macro séismicité de l'événement 12/12/1959 à Oran; in Benhallou (1971)

I- Données séismologiques de l'événement d'Oran:06/06/2008/ Réf: IGN(Spain)
Event:N° 847808 (Time : 20h 02' 57"; Localisation : 35.70087, -0.5373808)

PI (089, 86, -131); P2 (354, 41, -006)

- **Analyse du stéréogramme**

1- **Nature d'événement:** Séisme de magnitude moyenne ($M=5.5$);

2- **Contraintes déviatorique des tenseurs:**

Tenseur -P: 354- 42; Tenseur -N: 92-41; Tenseur- T: 95 - 84

----- Application de l'A.C.P.-----

Les vecteurs propres

	l	m	n	Strike	Dip
V1	0.250	0.304	0.919	50.571 (σ_1)	66.838
V2	0.723	-0.691	0.032	316.298 (σ_2)	1.826
V3	-0.645	-0.656	0.392	225.519 (σ_3)	23.081

Les valeurs propres

Lambda1=2.175; Lambda2= 0.642; Lambda3=0.183

- **Rapport de forme :** $O = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3 = -0.33$
- **Régime tectonique :** Transpression

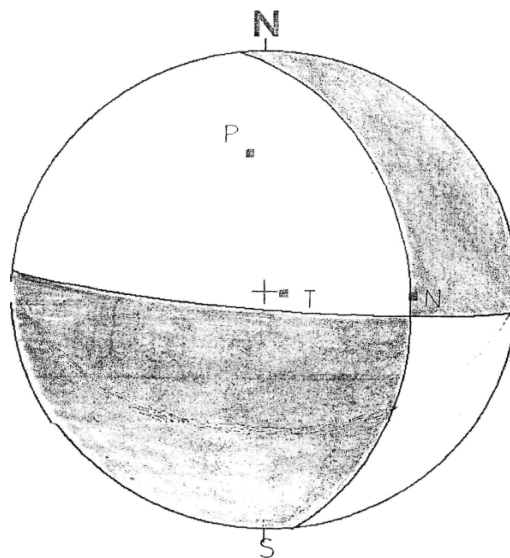


Fig.92: Canevas de Wulf, ½ Sphère supérieur.

La reconstitution des paléo contraintes permet de comprendre la cinématique de chaque type d'accident, ainsi que son évolution structurale. Cette opération, basée sur la méthode d'inversion du triaxial tectonique, correspondant au système de failles à stries en un tenseur de contraintes. Cette inversion utilise la projection stéréographique des plans de la fracturation et leurs polaires pour retrouver les axes de contraintes par le biais d'angles bissecteurs des dièdres droits entre le plan principal de la rupture et de son complément. Les données de cisaillement aboutit au tenseur réduit des contraintes, caractérisé par l'orientation des axes principaux σ_1 , σ_2 et σ_3 ; avec ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), dont la compression est positive et par le rapport ' Φ ' des contraintes :

$$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3).$$

L'analyse des failles à stries en termes de paléo contraintes (Angelier, 1990) repose sur le principe que la strie observée sur un plan de faille est parallèle à la contrainte cisailante exercée sur ce plan. Dans le cas d'un poly phasage, les systèmes de failles sont séparés sur la base de leur compatibilité mécanique et des observations de chronologie relative. La reconstitution des paléo contraintes, fondée sur l'inversion tient compte des projections stéréographiques des plans de failles et des linéaments d'intersection d'autres plans géologiques (clivage, stratification).

Le processus permet de séparer les états de contraintes d'une tectonique polyphasée, mais non de fixer l'ordre chronologique des événements. Il est à noter que dans ces terrains récents, il est difficile de suivre l'état de la déformation avec les méthodes de la microtectonique seule; mais il serait nécessaire d'appréhender d'autres techniques de détermination géométriques des éléments structuraux.

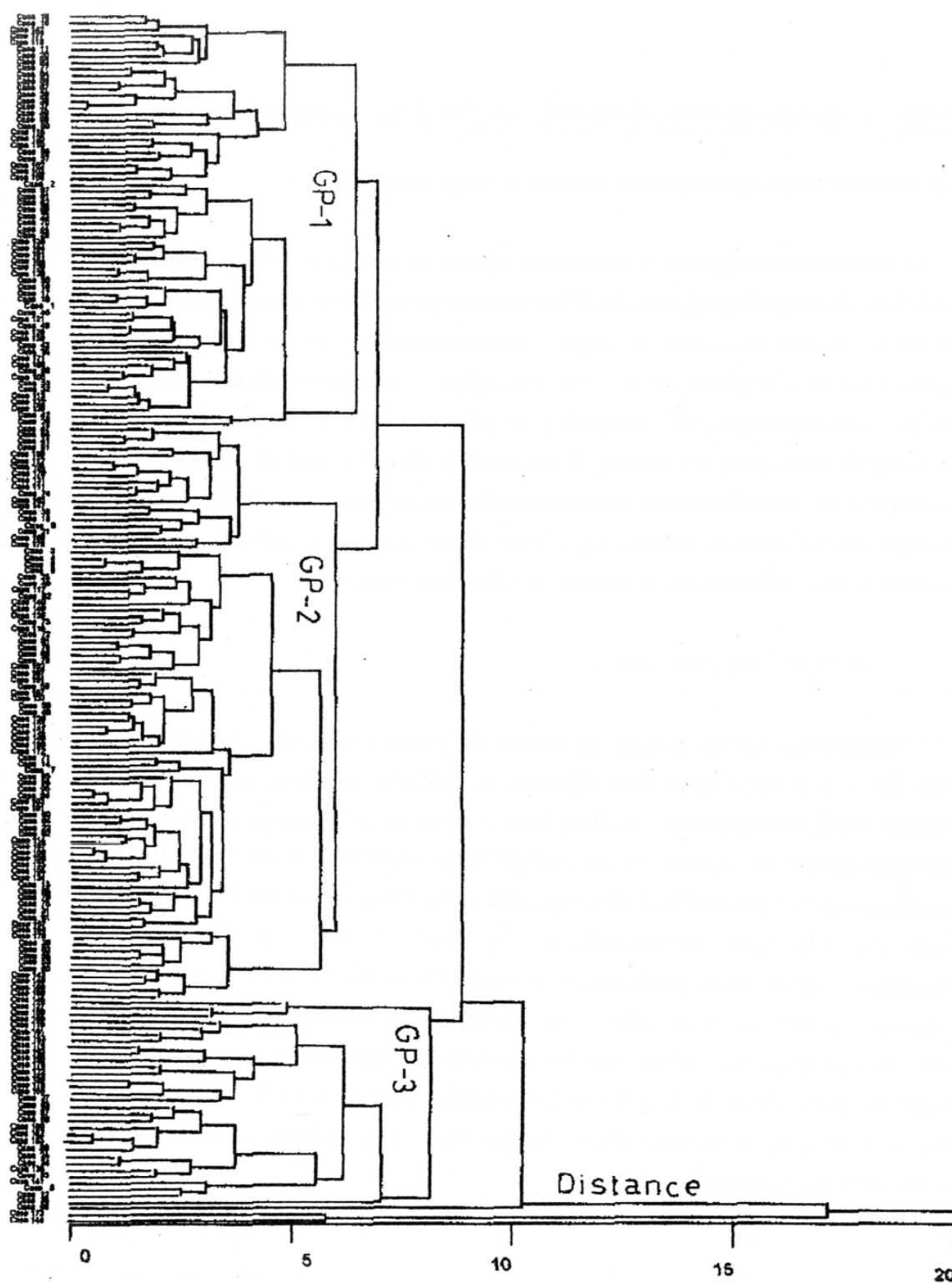


Fig.93 : Dendrogramme de la classification hiérarchique ascendante des épicentres sismiques relatifs à la période: (2000-2008).

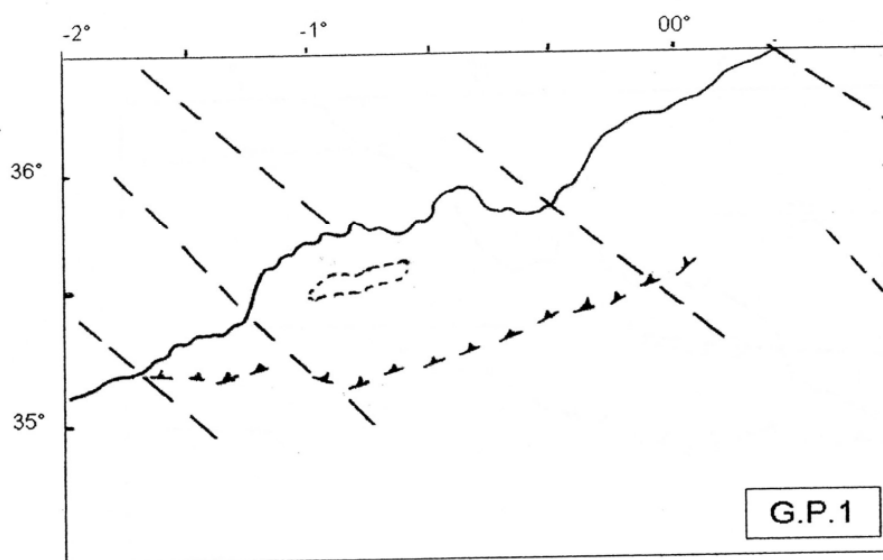


Fig.94 Répartition de la première famille(Gp-1) des événements sismiques sur le littoral oranais.

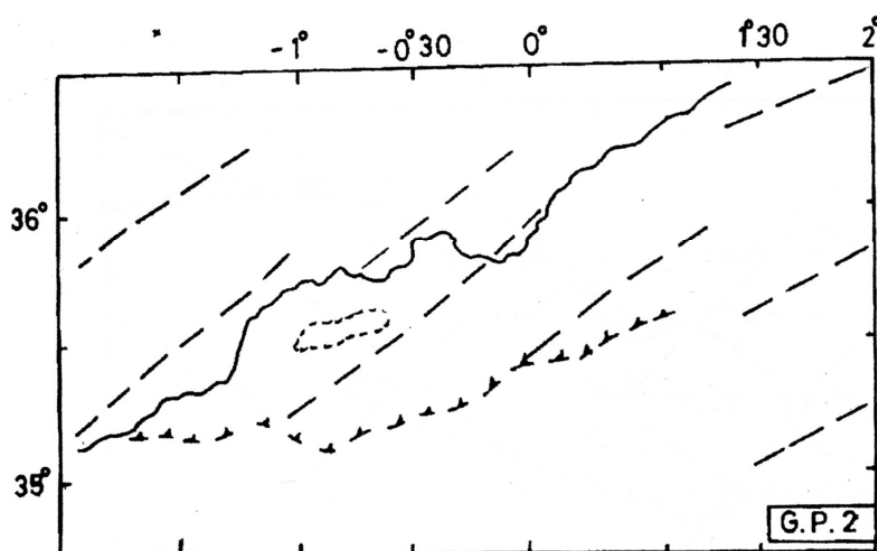


Fig.94 Répartition de la deuxième famille(Gp-2) des événements sismiques sur le littoral oranais.

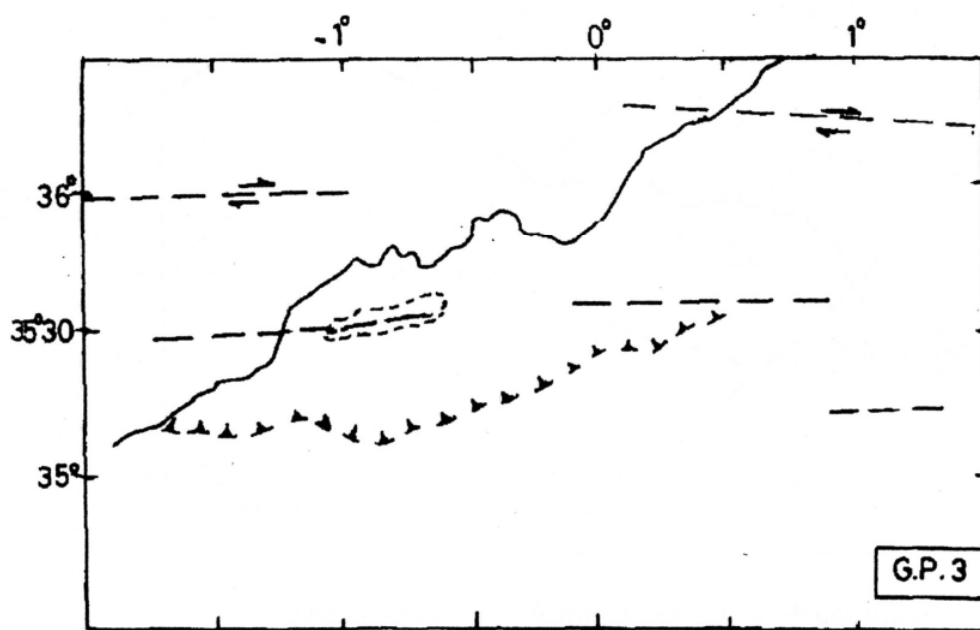


Fig.95 Répartition de la troisième famille(Gp-3) des événements sismiques sur le littoral oranais.

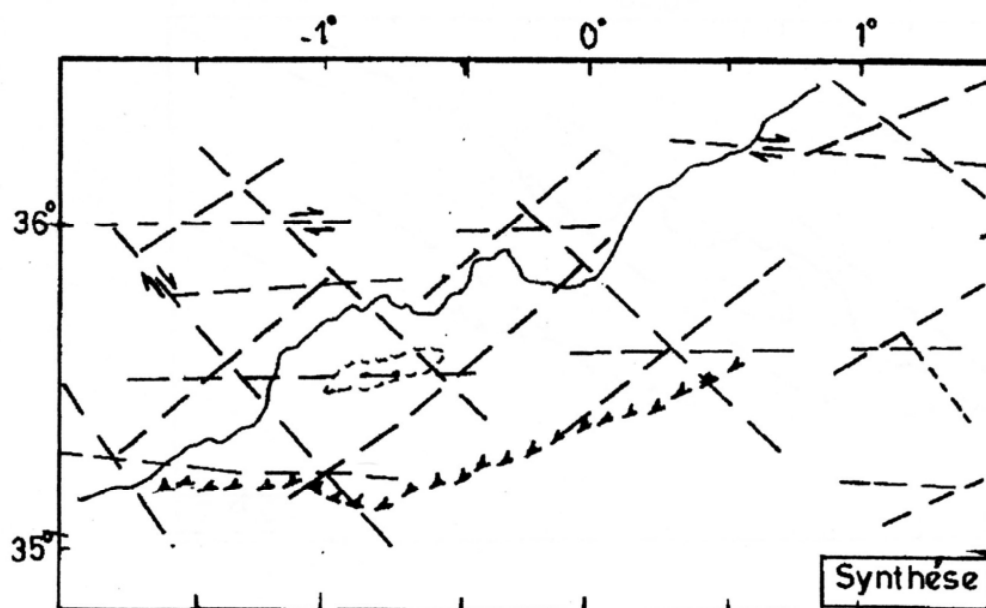


Fig.96 : Superposition des familles directionnelles des événements sismiques sur le littoral oranais. Période 2000-2008

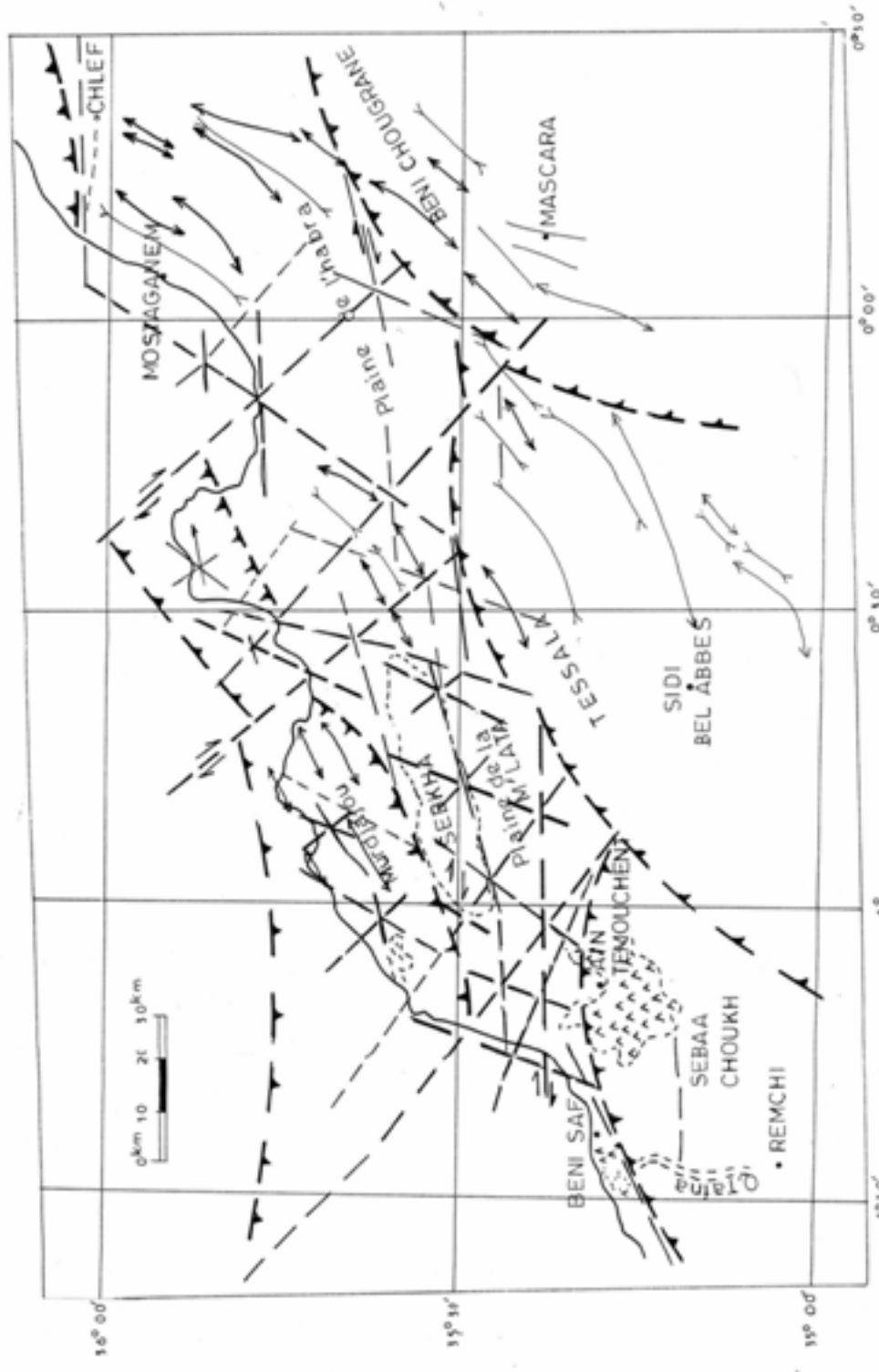


Planche-V: Schéma structural régional synthétique du Sahel oranais

V-5 Répartitions des tenseurs tectoniques sur le Sahel oranais

La cartographie géologique régionale étant incomplète en données structurales, la couverture aérienne en photo géologique, non accessible à notre niveau, j'ai jugé nécessaire d'utiliser d'autres techniques pour étudier le réseau de la fracturation telles que l'analyse du réseau hydrographique associé 'modèle numérique de terrain qui m'ont servi pour restituer les accidents tectoniques plus jeunes, qui sont détectés à la faveur des linéaments et aux virgations du chevelu hydrographique. Ce qui m'a permis de constater deux faits importants marquant la structure de cette région littorale:

- L'orientation des principaux oueds et rallongement des bassins, sont souvent associés avec l'alignement de cônes de déjection, sur de grandes distances, témoignant l'existence de zones fragiles (fracturées).

- La localisation de sources thermo minérales au niveau des dépressions topographiques suit pratiquement la même tendance, permettant d'argumenter l'impact des accidents tectoniques profonds qui permettent ainsi la remontée des eaux thermales vers la surface.

En effet, l'analyse microtectonique de plusieurs sites et quelques mécanismes au foyer, m'ont permis de tracer des cartes thématiques représentatives de la déformation tectonique. La configuration géométrique de la distribution latérale des tenseurs tectoniques justifie que la contrainte intermédiaire ' σ_2 ' épouse les zones fragiles qui longent généralement les massifs littoraux et ceux des Tessala'; dans les zones internes du Tell oranais.

Ces observations renforcent l'hypothèse de la prédominance d'un jeu de cisaillement à la faveur d'autres hypothèses faisant intervenir la subduction dans ces zones de limite de plaques. Le support théorique de ces deux hypothèses est argumenté soit par l'existence de pointements volcaniques d'âge Plio-quadernaires, soit par la cartographie des bassins losangiques 'pul- appart' et les grands accidents décrochants pour argumenter le cisaillement ou encore l'utilisation de la géochimie pétrographique pour expliquer l'évolution des roches magmatique vis-à-vis la composition mantellique.

Les grands failles d'extension affectent la couche séismogénique de totalité semblent généralement à avoir une géométrie d'escarpement important. Des problèmes de l'espace sont résolus en assumant l'écoulement plastique dans la croûte inférieure adaptant à la prolongation fragile dans la couche séismogénique. La plupart des failles normales de faible pendages apparents dans la nature; ne sont pas en activité, mais résultat de la rotation inactive due aux mouvements suivants d'autres failles. Cependant, cette remarque reste à discuter, Ils peuvent être expliqués par le fluage et la rotation aiséismiques de la trajectoire d'effort en profondeur. L'existence des failles de détachement dans les complexes métamorphiques de noyau a été expliquée par l'évolution mûre d'un décollement de base (découplant la zone entre la croûte et le manteau). Les structures asymétriques dans des domaines antiques et modernes d'extension, généralement attribué à la déformation simple de cisaillement avec la rotation de défaut et le développement de détachement, bidon également être interprété comme restes hérités des événements dans la croûte précédents et supérieurs de déformation. Les derniers sont commandés par les défauts entraînés par gravité (balance secondaire séismogénique de couche), qui sont généralement listrique. Dans la présente étude, le de la gravité les défauts sont d'importance primaire dans les domaines d'extension étudiés. Les mécanismes de la prolongation continentale ont été encore élaborés dans plusieurs modèles, combinant McKenzie pur cisailent le modèle [McKenzie, 1978] d'un cisaillement- simple.

En conclusion, il est remarquable de mentionner une confirmation acquise de plusieurs travaux et qui prouve que le contrôle principal dans le graben continental, la géométrie est le rapport de force entre la croûte fragile et inférieure, fortement selon le taux de prolongation. Cette prolongation dans la croûte, fait amincir la lithosphère et la dissolution continentale lors des mouvements d'upwelling asthénosphérique (convection) ou des efforts horizontaux de champs lointains produits par l'interaction de plaques reste à discuter. Les champs de contrainte de tension responsables de la prolongation lithosphérique peuvent être provoqués par l'épaississement dans la croûte et les instabilités consécutives de pesanteur, couvrir d'un dôme thermique, le chargement vertical et l'amincissement élastique du certains endroits renforce les potentialités de la tension de cisaillement pure provoquant ainsi des mouvements de divergence au sein d'un continent ancré de fossé ou la tension secondaire le long d'un bord d'une plaque en phase de compression

CINQUIEME CHAPITRE

I- Approche d'évaluation de l'aléa sismique régional (Introduction)

I-1 Paramètres d'évaluation de l'aléa

I-2 Approche déterministe d'évaluation de l'aléa

I-3 Loi d'atténuation des (PGA)

I-4 Evaluation du maximum crédible 'Earthquake' (MCE)

II - Approches probabiliste d'évaluation de l'aléa sismique

II-1 Sources sismiques (failles sismogènes)

II-2 Unités sismotectoniques du littoral oranais

a) délimitation des zones séismiques

b) calcul des paramètres séismogènes des unités sismiques

III- Calcul de l'aléa probabiliste des différentes unités

Conclusion sismotectonique.

Chapitre - 5 Evaluation de l'aléa sismique régional du littoral oranais

Introduction

Le besoin de définir l'intensité maximale de certaines sources sismiques est nécessaire dans l'étude de l'aléa sismique ou des risques attendus pour certains sites donnés. L'inclusion des paramètres séismogènes dans l'élaboration d'une étude du risque sismique constitue une donnée nécessaire dans les travaux d'engineering du génie civil. Les séismes les plus dangereux sont ceux qui ont un hypocentre peu profond et affectent les zones d'agglomération dense (villes). Leur énergie potentielle peut provoquer d'importantes destructions en peu de temps quelques secondes seulement du temps de leur déclenchement. Il faut signaler que les potentialités d'une catastrophe causée par un séisme peuvent être importantes dans le cas où la faille émerge à la surface ($M \geq 6$), où on enregistre d'importantes formes de destruction (canalisation vitale et réseaux de communication). C'est pour cette raison que l'étude du risque sismique devient de plus en plus demandée. Une bonne connaissance sur la nature des terrains et leur état en matière de stabilité contribueront à l'estimation du risque par le biais du calcul de leur l'aléa et du zonage sismique. Le calcul d'aléa sismique représente une composante importante dans les traitements des programmes socio-économiques d'un pays. Le choix des normes parasismiques devient une nécessité pour l'emplacement des ouvrages qui répondent aux paramètres de la résistance des matériaux, de leur longévité en l'occurrence d'intensité séismique, et de la période de retour de cet événement.

Vu ces conditions, il serait donc nécessaire de prendre toutes les mesures pour le choix de la méthode de calcul d'aléa sismique d'une région vulnérable à cet énigme et le calcul des paramètres géotechniques liés au site. En effet, la question du choix des paramètres sismiques, nécessite une connaissance pluridisciplinaire et intégrée qui permet de faire associer les observations géologiques, sismotectoniques et géotechniques pour la définition d'un canevas relatif aux normes parasismiques dont réagit la forme des ouvrages envers les ondes de volumes, 'P' et 'S' potentielles, affectant un site donné. Pour arriver à réduire des effets d'aléa sismique, il est important de connaître les caractéristiques régionales et locales du site examiné ainsi que son activité séismogène à des échelles distinctes: local et régionale.

I-1 Paramètres d'évaluation de l'aléa

L'un des paramètres fondamentaux dans la définition de l'aléa sismique revient au mouvement du sol; liés notamment aux enregistrements de l'accélération, ou de la vitesse des ondes sismiques, le temps ou durée du séisme, ainsi que la fréquence de sa résonance. La base de l'élaboration des normes parasismique des ouvrages tient compte de la définition des caractéristiques du mouvement du sol; donnés par les 'Puncted Acceleration Ground'; PAG relatifs des futurs séismes à périodes de retours distinctes (50, 100, 250 et 500 ans) qui correspondent généralement à la demi vie de la compétence d'un ouvrage civil ou industriel. La probabilité de la définition de ces paramètres est d'une grande importance pour l'authenticité des résultats qu'on obtiendra par l'analyse de la stabilité sismique envers la construction. C'est pourquoi le problème d'étude de la séismicité du site et la définition des paramètres sismiques d'un projet donné doit être abordé par plusieurs aspects, portant notamment sur l'aspect technique et économique. La nature et les causes de l'intervention de ce phénomène par des méthodes déterministes existantes nécessitent le traitement statistique de données tirées du catalogue régional de la séismicité et du modèle sismotectonique régional. Le calcul de l'aléa se base sur les théories mathématiques du domaine des probabilités statistiques qui ont un grand ressort pour définir le nombres d'événements pouvant se produire durant une période donnée et de calculer la probabilité d'occurrence moyenne et annuelle pour un seuil donné d'intensité et/ou de magnitude pour un site dont il découle l'aléa sismique de ce dernier. Le produit de la valeur d'aléa avec l'intensité ou l'amplitude de l'événement caractérisera le risque recherché. Dans ce travail d'évaluation de l'aléa sismique régional on a opté à la méthode probabiliste faisant intervenir les magnitudes maximales correspondantes à chaque unité sismotectonique. Les éléments de calcul nécessaires pour cette opération sont respectivement:

- Le regroupement des données empiriques selon les caractéristiques sismotectonique régionales.
- La définition des sources de la séismicité.
- La définition du modèle sismotectonique régional.

La détermination de la fréquence des séismes pour chaque source (zone) de la séismicité pour marquer la dépendance des événements en fonction de la relation de Gutenberg et Richter donnée par:

$$\text{Log } N(M) = a - b \cdot M$$

L'aléa sismique correspond au calcul de la probabilité d'occurrence d'apparition d'un séisme ayant une magnitude donnée durant une période de temps donnée. Dans le calcul de l'aléa sismique, on utilise fréquemment une probabilité de dépassement ($p=10\%$) pour estimer dans un temps moyen de $t = 50$ années; qui correspond à une durée de la demi vie d'un bâtiment.

Pour une période du retour ($T_r= 475$ années). L'estimation de la périodicité se réalise par la relation suivante: $T_r = -t / \ln (1-p)$

Notant que cette donnée rentre dans l'évaluation quantitative de la probabilité d'occurrence annuelle d'un séisme ayant une magnitude maximale (M) pouvant affecter une région donnée. Cet aléa peut être cartographié au moyen d'un maillage approprié avec le report systématique de valeurs calculées $P(M)$ sur l'ensemble des unités sismotectoniques étudiées.

I-2 Approche déterministe d'évaluation de l'aléa

Elle a pour but l'évaluation de l'événement sismique le plus violent pouvant atteindre le substrat (rocher) d'un site, ou d'une région. La démarche pour cette évaluation est:

- 1- Analyse sismotectonique de la région (données structural et sismologique)
- 2- Détermination des différentes unités sismotectoniques (Failles, zones ou domaines de failles)
- 3- Identification du séisme maximum connu pour chaque domaine, du Séisme Maximal Historiquement Vraisemblable (S.M.H.V) et de ses paramètres (magnitude M , profondeur focale (h), ...).
- 4- Rapprochement du séisme maximum de chaque domaine sur le point du domaine le plus proche du site étudié.
- 5- Application des lois d'atténuation pour chacun de ces séismes possibles (cf. loi d'Esteva).

L'évaluation déterministe de l'aléa sismique régional est la première étape d'une protection 'totale' des ouvrages contre les séismes. Elle est obligatoire pour les ouvrages à risque spécial, pour lesquels on n'admet pas d'échec.

I-3 Loid'atténuation des(PGA)

La caractérisation dévaluation de l'atténuation du mouvement du sol en fonction de la distance entre la source sismique et un site donné constitue une première étape d'évaluation de l'aléa sismique connaissant de façon précise la magnitude maximale et les paramètres géométriques de la source séismique. Ces éléments d'estimation du risque sismique lié à l'aléa sont souvent mal estimés et font défaut dans des terrains aussi vastes comme pour la région étudiée. L'évaluation s'exprime par des équations calculant les rapports entre l'atténuation du sol, la magnitude et la distance séparant le site de la source. Les mouvements du sol sont répartis selon l'intensité maximale atteinte lors de l'événement. On fait appel à l'accélération (PGA), ou parfois à la vitesse maximum (PGV) selon le type de données instrumentales disponibles. Chaque mouvement correspond à une portion de la bande passante d'énergie rayonnée lors de la durée de l'événement séismique. Le PGA de 0.2, correspondent à une énergie de période courte qui aura le plus grand effet sur une période courte. Les valeurs PGA sont aussi corrélées directement aux forces latérales qui endommagent la courte période (1.0, 2.0, ...ect) Les rapports de l'atténuation du mouvement peuvent être déterminés de deux manières différents: empiriquement, utilisant des mouvements du sol enregistrés dans le passé, ou théoriquement, utilisant les modèles séismologiques pouvant produire des mouvements synthétiques qui expliquent la probabilité de dépassement de 10% dans les 50 années à $T_r = 475$ années, la fonction d'atténuation utilisée dans l'Ibéro- Maghreb et précisément en Algérie correspond à :

$$PGA = 5600 * e^{0.8M} / (R_h + 4.0)^2 \text{ cm/s}^2 \text{ (relation d'Esteva).}$$

Il existe cependant plusieurs abaques permettant d'évaluer ce paramètre lors d'exécution des travaux de planification pour cartographier les sites potentiels les mieux résistant envers les grands événements sismiques, tel que l'abaque de (Esteva, 1973). Cette dernière est la mieux adaptée pour le littoral oranais et au bassin du Chellif.

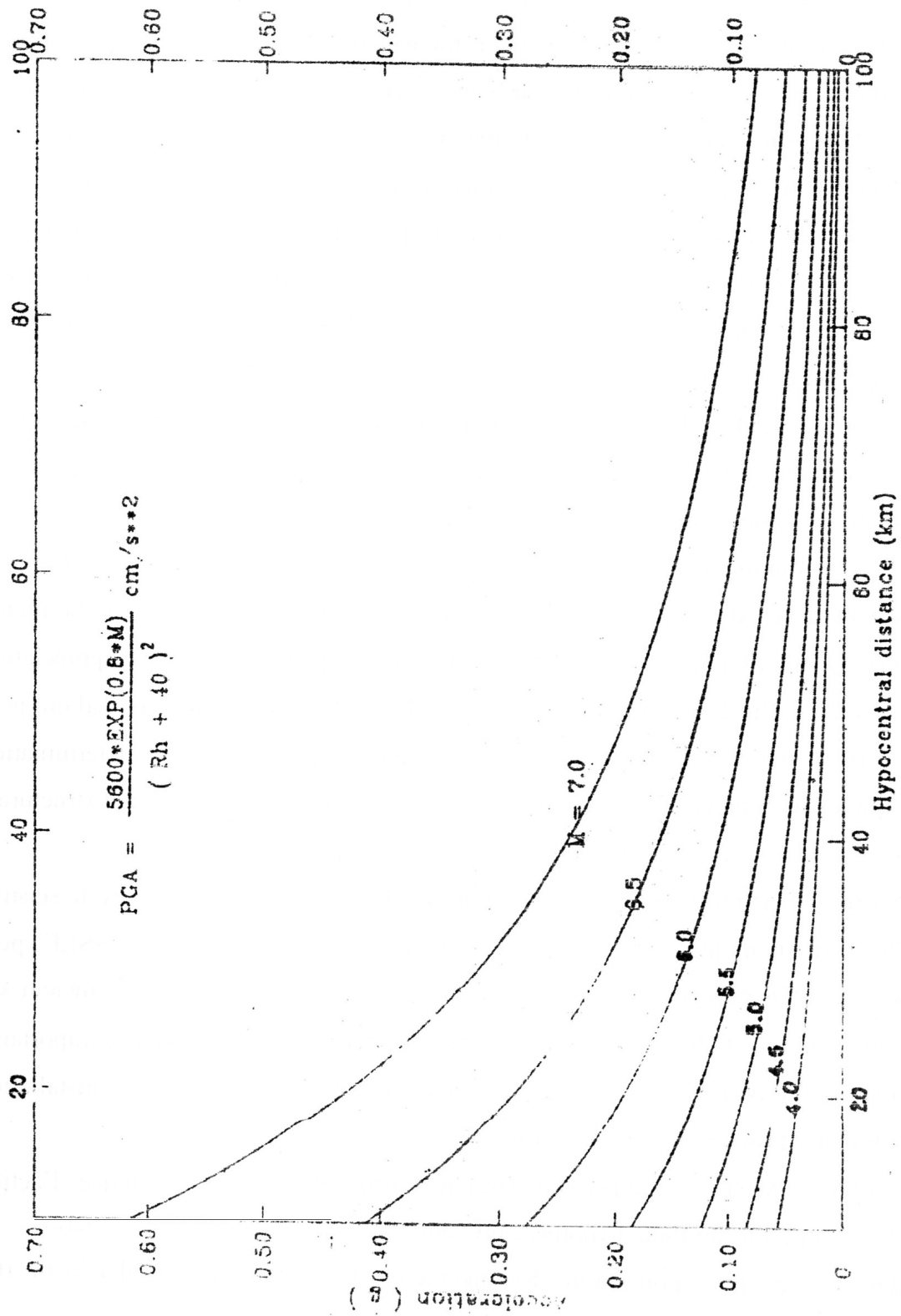
I-4 Evaluation du maximum crédible 'Earthquake'(MCE)

L'aléa sismique est souvent discuté sur le plan de prévention du risque sismique pour estimer la résistance d'un site donné face à l'intensité de l'événement et en le comparant avec la durée de vie des installations urbaines et/ou économiques. On peut formuler la réglementation parasismique qui devient strictement exigeante dans la planification du P.P.R (Plan de prévention de risque). L'évaluation de cet aléa confronte le problème de choix de la méthode de calcul de cet aléa. Rappelant qu'il existe deux approches distinctes à savoir: une méthode déterministe et une autre probabiliste. La distinction entre ces méthodes soulève certaines spécificités liées à l'importance et à l'objectivité de chaque approche. Selon l'incertitude de l'évaluation des aléas on peut citer la classification de (Seed, 1982), donnant une première vision sur l'importance des études de l'aléa sismique. Cet auteur distingua deux facteurs dans sa terminologie de l'évaluation du risque lié aux tremblements de terre:

le MCE; 'Maximum Crédible of Earthquake': ce facteur désigne le plus fort séisme concevable, sur des bases rationnelles dans le contexte tectonique de la région étudiée. Quant à l'adjectif crédible du 'MCE', vise la qualification d'une appréciation objective, à partir des données disponibles sur le potentiel sismique maximal qui peut être produit par le système de failles tectoniques (séismogènes). Sa détermination pratique est non précise (incertitudes) car notre connaissance en géologie structurale et en séismologie reste encore insuffisante.

Le S.S.E.E; 'Séismique Safety Evaluation Earthquake': ce facteur caractérise le séisme, le plus fort, pour lequel la protection parasismique est nécessaire. Le 'S.S.E.E' peut avoir une intensité égale à celui du 'MCE'. Le plus souvent le second facteur est sensiblement plus faible. La définition du 'S.S.E.E' nécessite une expérience importante de maître d'ouvrage des grands projets tels que les barrages et les installations économiques proches des grandes villes.

Le S.E.D.E; 'Séismique Engineering Design Earthquake': qui caractérise l'action sismique et traduisant toute hypothèse préconisée pour la sécurité des installations. Le 'S.E.D.E', est de la responsabilité des ingénieurs du génie civil, car il dépend des facteurs qui s'intéressent aux problèmes techniques de restauration, du type d'ouvrage et du dimensionnement de leur structure.



ABACQUE: PGA Attenuation Law (Esteve-Villaverde, 1973)

II Approches probabilistes d'évaluation de l'aléa sismique

II-1 Sources sismiques (failles sismogènes)

Les principaux accidents tectoniques affectant le sahel oranais, se répartissent généralement en trois à quatre familles de failles (Fig.97):

Une famille de d'accidents ce nature chevauchante de direction moyenne N060, se placent entre nœuds tectonique sous forme arquée marquant une fléxuration profonde de premier ordre.

Une seconde famille de failles normale extensive de direction N140-160 se plaçant souvent au niveau des effondrements ainsi qu'au niveau des cotes littorales marquant les baies du Sahel. Elles sont classées en deuxième catégorie car ils sont d'extension régionale et en nombre supérieur à cinq segments de failles.

Famille de failles inverses de direction N020-030. Elles sont antithétiques aux premières animées par un mouvement senestre.

Se sont des décrochements répartis en relais décrochant d'Est en Ouest (N080-100). Leur mouvement peut être altemé soit en dextre ou en senestre

Ce classement est chronologique et hiérarchique qui suit dans son évolution spatiale le modèle du 'méga Riedel donnant une structure de cisaillement conforme au régime tectonique qui a gouverné la dynamique des bassins sédimentaires depuis le Miocène post - nappe (Thomas, 1985).

Pour qualifier la nature séismogénique de la fracturation régionale et pour une homogénéisation des données et de traitement, je ne peux citer que les principales failles actives ayant rejouées depuis le Plio-quaternaire jusqu'à l'actuel sur la marge et sur le continent :

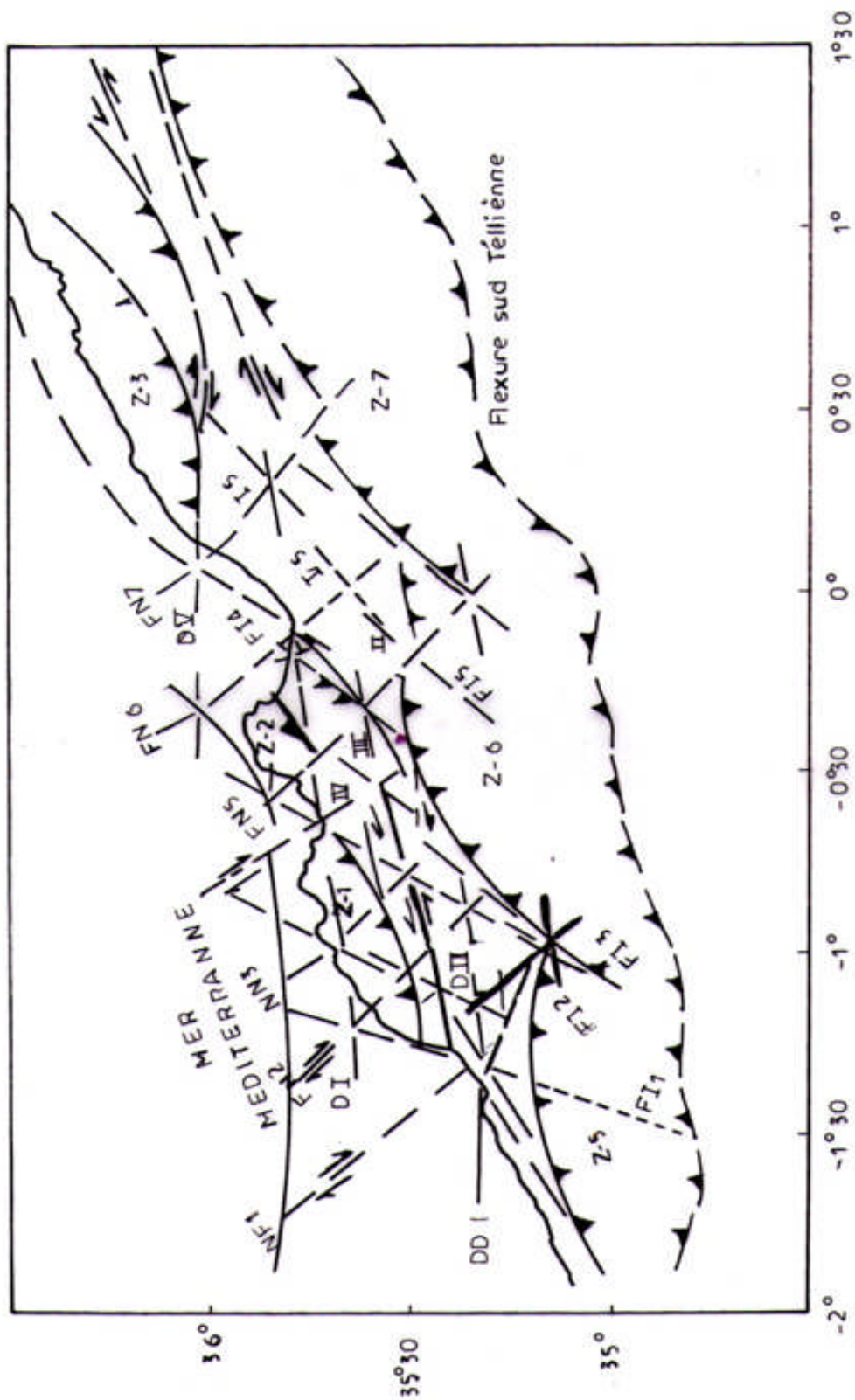


Fig.97: Cartographie des principales failles tectoniques affectants le Sahel oranais

2 - La Faille marginale 'Sahel oranais' :

Elle se prolonge sur une longueur moyenne de 40 km. Sa nature est de type inverse correspondant à une ancienne faille appartenant au bassin d'Alboran méditerranéen. Le paramétrage séismogénique de cette faille a été estimé comme équivalent à un séisme de magnitude ≥ 7 Richter et taux de déplacement compris entre 3-5 mm/an.

3- Faille méridionale de la Sebkhah d'Oran :

Cette faille affleure sur terrain sur une longueur d'environ 30 km (Thomas, 1985) est classée comme un accident de deuxième ordre qui prend départ depuis la flexuration de l'unité sismotectonique-6 traversant la plaine de la M'léta; selon une direction NNE-SSW.

Les dénivelés des escarpements géomorphologiques ont permis d'estimer un taux de déplacement de 1 mm/an. En conséquence, de façon générale, les mouvements de terrains étudiés par plusieurs méthodes: la morphologie, la télédétection, et par la sismologie confirment tous que l'activité tectonique de la marge littorale est importante par rapport à l'activité sismique enregistrée par les stations sismiques (trois fois moins atténués).

II-2 Unités sismotectoniques du littoral oranais

Dans cette région littorale sismo-tectoniquement active, il est possible de délimiter plusieurs zones séismogènes par le biais de grands accidents tectoniques qui sont majoritairement cachées (subhorizontaux). Bien que le sahel occidental se caractérise par une complexité structurale importante (présence de plusieurs phases tectoniques néogènes) l'exercice de modéliser l'activité tectonique soit donc très difficile, et dans cette situation, on ne peut qu'appréhender une démarche indirecte basée sur plusieurs disciplines dont la cartographie thématique constitue la pièce maîtresse du travail à fournir. Les premières investigations géologiques que j'ai effectuées sur le terrain datées des années 80. Ces reconnaissances structurales m'ont permis de constater plusieurs faits intéressants indiquant la présence de variations notables, dans l'aspect morpho structural, hydrogéologique et sismotectoniques de la région étudiée.

a) délimitation des zones séismiques

Le découpage en unité sismotectonique n'a été possible qu'après avoir résolu le modèle tectonique régional qui reste intimement lié à la géologie régionale, où j'ai répertorié sept (7) zones d'aléa sismique, présentant des particularités importantes dans l'évolution structurale du sahel oranais. Le système d'orientation NE-SW qui suit généralement les axes de plis de l'Atlas tellien se distingue des failles normales antithétiques, failles inverses et du cisaillement décrochant (dextre) et sénestre d'orientation globale 'Est-ouest'; (Fig.98).

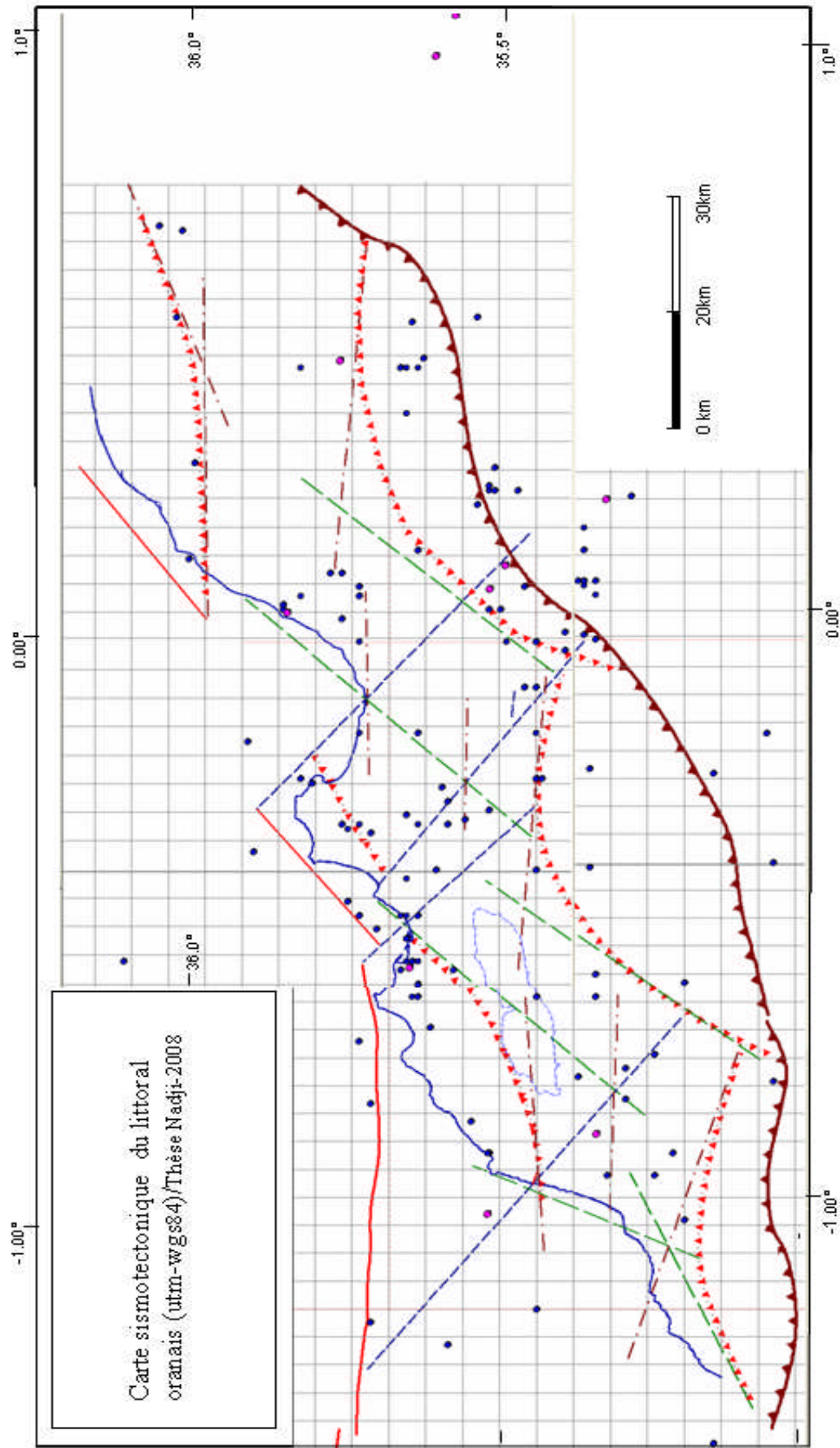


Fig.98 : Modèle sismotectonique régional du littoral oranais (°) : épicentres séismiques; linéaments : accidents 2^{ème} ordre).

Quant à l'activité néotectonique, en analysant la morphométrie des bassins associée aux images satellites (Landsat-1990) j'ai contrastée l'existence de virgations au niveau du chevelu hydrographique qui se relayent suivant des directions caractéristiques aux accidents tectoniques. De même pour les cônes de déjection, ils s'alignent suivant l'axe du dernier événement tectonique (sismotectonique) marquants ainsi, l'effet sismique et asismique des failles régionales. Parmi les failles actives, j'invoque comme exemple, la faille des Jenets; ou celle de la frange maritime d'Oran qui est compressive à nos jours, suivant la direction N022° (Chap-4). D'autres arguments géophysiques ont prouvé l'existence de failles cachées par les recouvrements sédimentaires; dans les vallées et les dépressions de la région. Cette fracturation est en grande partie sollicitée par les événements sismiques fréquents ressentis dans cette province littorale. Notant qu'en moyenne les données sismiques du CRAAG relèvent l'enregistrement de petites secousses en nombre de 08 à 12 secousses ($M_l < 2$) par mois. Cet argument semble confirme la présence de faibles mouvement, probablement profonds dus notamment aux contraintes tectoniques qui s'exercent à la limite des microplaques tectoniques. Cette activité semble être liée à la géodynamique régionale qui est chargé par la tectogenèse des édifices régionaux à la faveur de la transpression entre les deux rides régionaux qui délimitent le bassin allongé de la grande Sebkhah d'Oran. Le rejet vertical du même niveau, estimé entre 13-17 m, des terrasses alluviales du Murdjadjo et des Tessala(s) semble répondre à aux réactivations tectoniques et sismiques.

b) Calcul des paramètres séismogènes des unités sismiques

Pour une approche probabiliste d'estimation de l'aléa sismique régional, j'ai essayé d'homogénéiser au maximum les éléments relatifs à la structure géologique en faisant ombrer les limites des unités sismotectoniques par des zones tampons relative aux incertitudes de localisation les épicentres sismique de façon précise. Les données sismiques utilisées sont sélectionnées à partir du catalogue régional de l'oranais (actualisé: 2006- 2008) et après test d'hypothèse des variables d'estimation de la loi de Gutenberg Richter (G-R) j'ai identifié et répertorié la loi de fréquence de la sismicité relative à chaque zone, dont l'unité carré est de $10 \times 10 \text{ km}^2$; sur l'ensemble du littoral oranais. Les variations notables en superficie relative à chaque unité sismotectonique prouvent l'indépendance du zonage sismique, avec la distribution spatiale des épicentres sismiques. Pour obtenir un bilan équilibré, j'ai normalisé la droite de régression pour moyenniser les paramètres 'a' et 'b' de la relation de G-R.

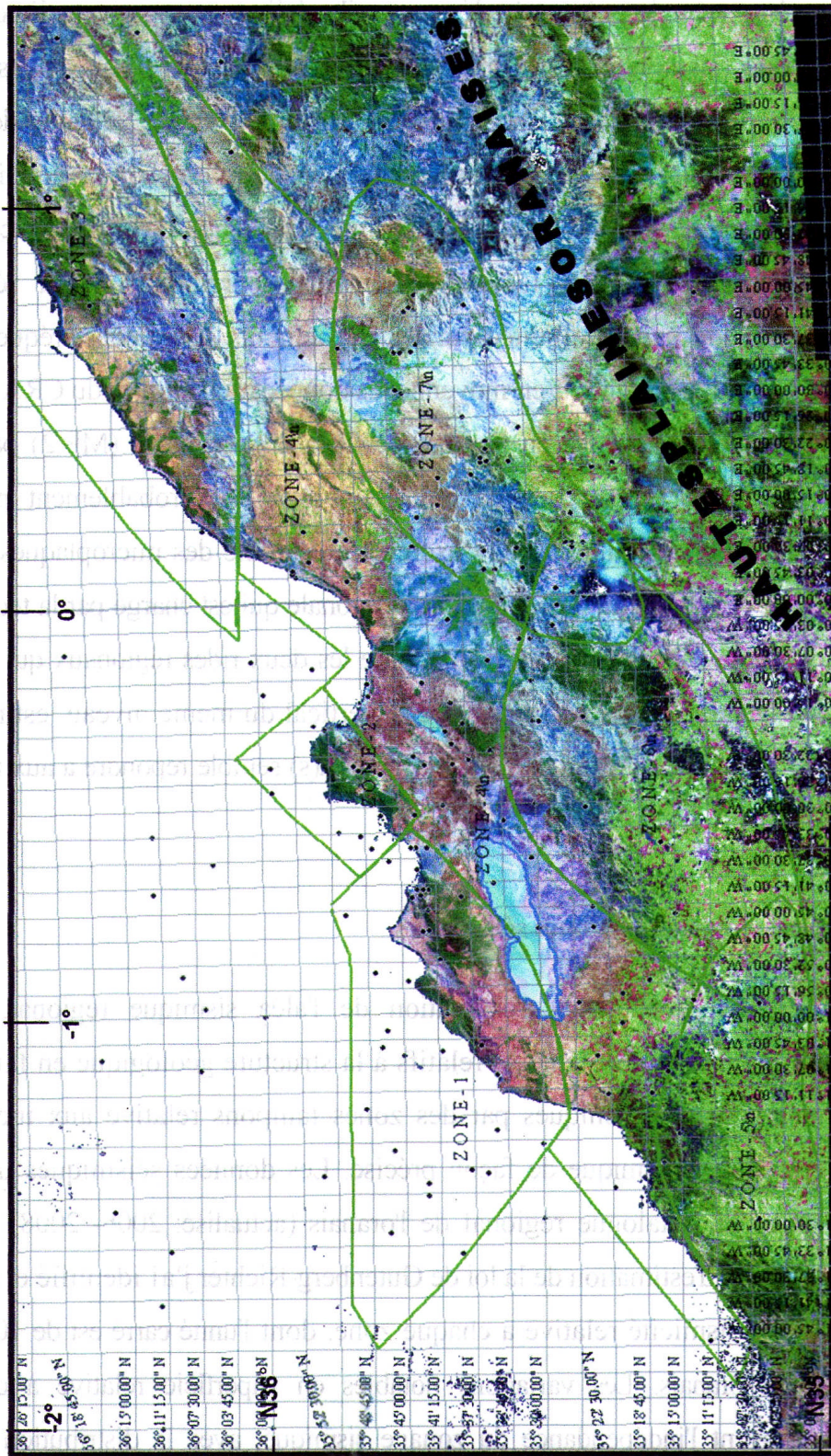


Fig.99 Découpage spatial des unités sismotectoniques sur les chaînes telliennes du littoral oranais.

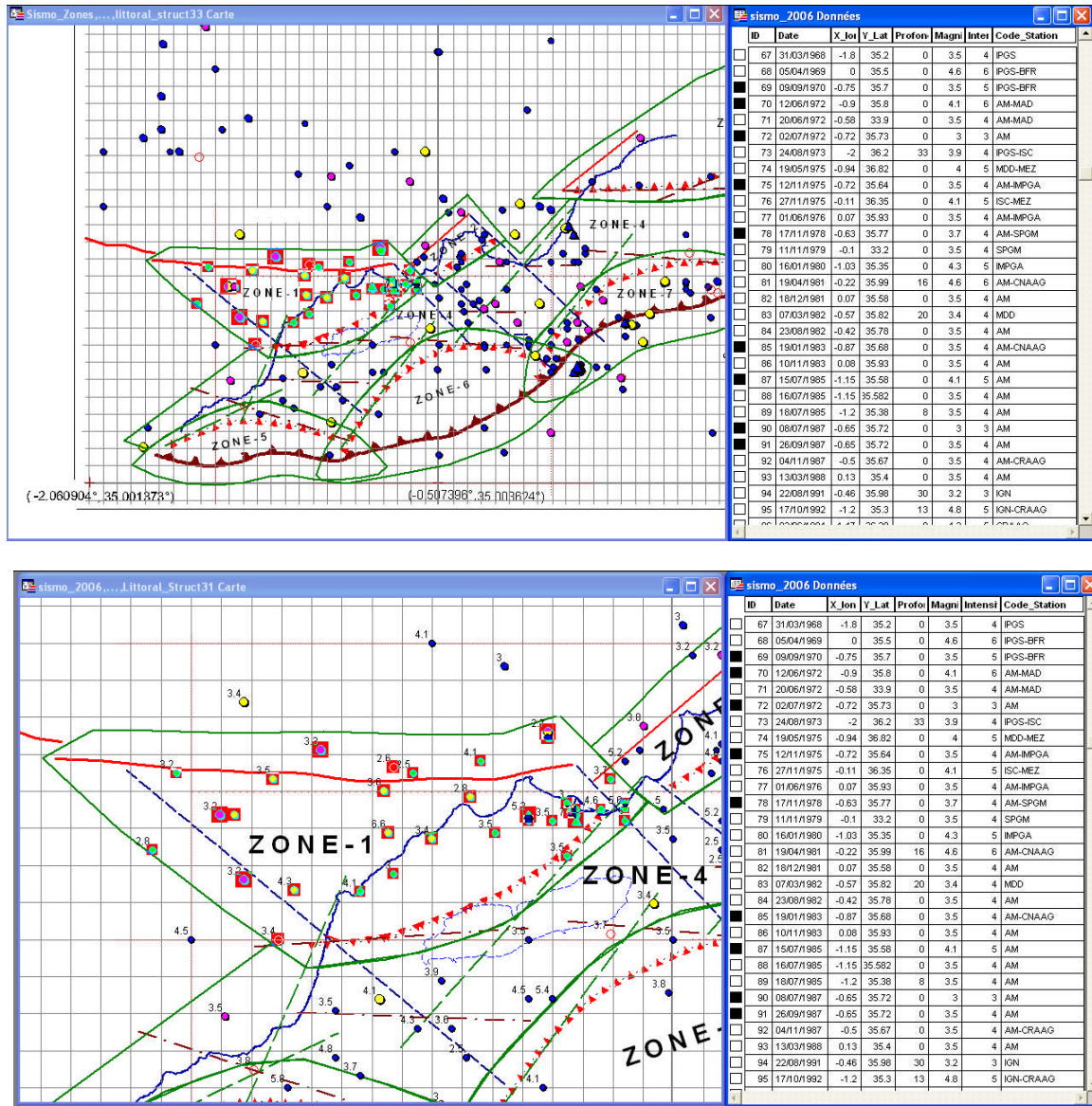


Fig.100 : Base de données relative aux séismes sélectionnés en zone-1

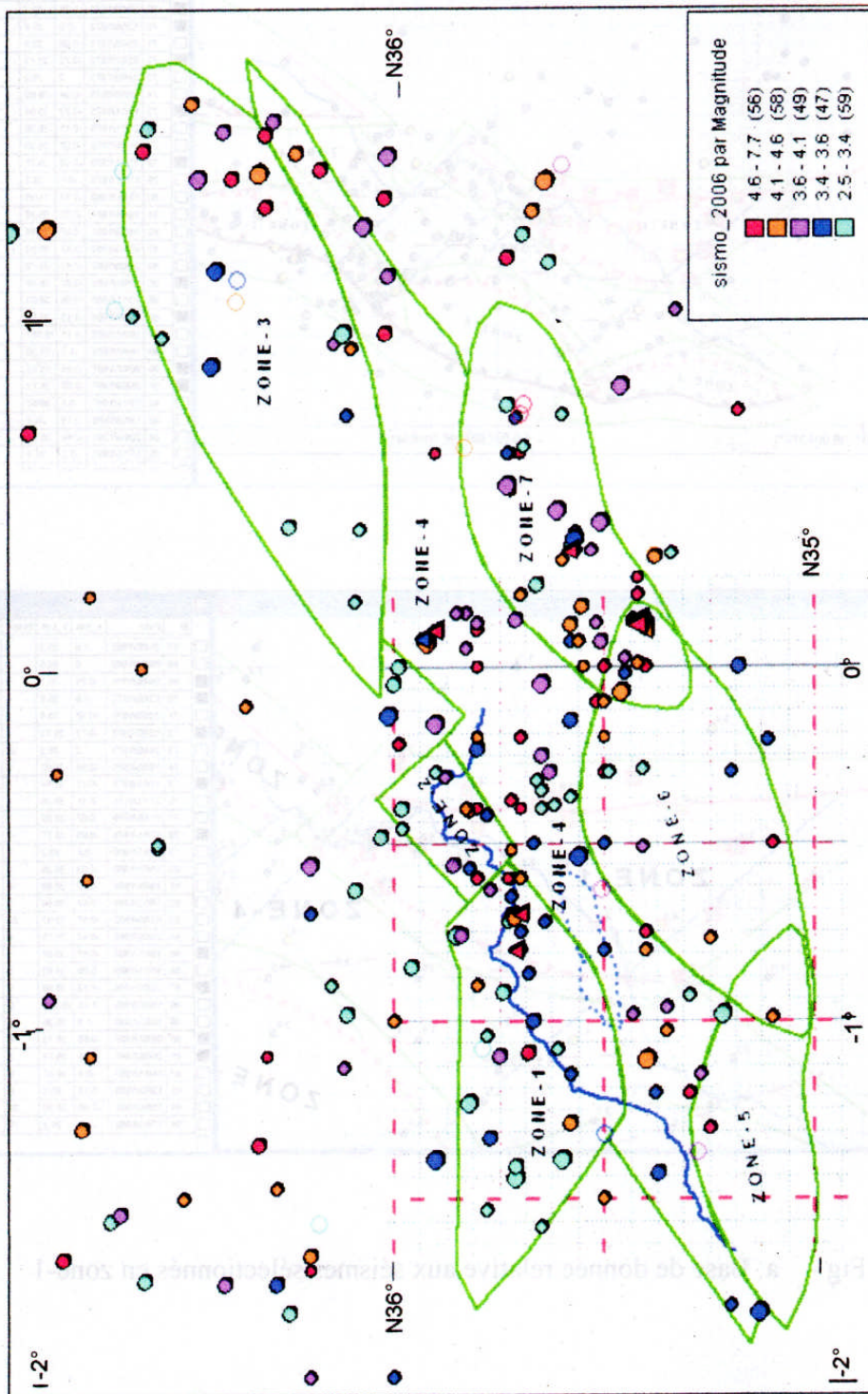


Fig.101 : Sismicité régionale du littoral oranais [1790-2006]

1 - Distribution des fréquences de Magnitudes sismiques de la Zone-1:

Base de données relative à l'unité sismotectonique du 'Sahel d'Oran'

Classement moyen des magnitudes	Log (N)
3.0000	1.322
4.0000	0.954
5.05	0.602
6.55	0.301

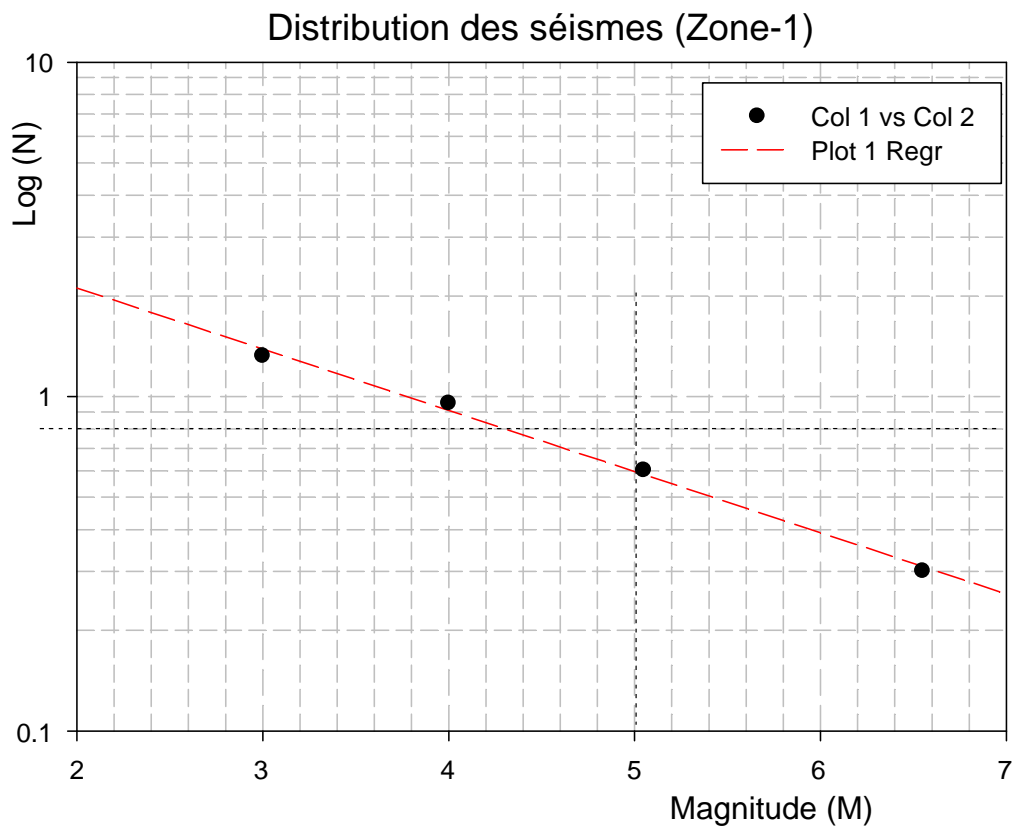


Fig. 102: Droite de régression relative à l'unité sismotectonique (zone-1).

2- Test d'hypothèse (sigma plot programme)

N =4, R= 0.989, Rsqr= 0.979, Adj Rsqr = 0.968 Standard Error of Estimate =0.079

	Coefficient	Std. Error	t	P
Constant	2.132	0.144	14.758	0.005
Coll	-0.288	0.0299	-9.620	0.011

Analysis of Variance:

	DF	SS	MS	F	P
Régression	1	0.572	0.572	92.545	0.011
Residual	2	0.0124	0.00618		
Total	3	0.584	0.195		

The resulted of hypothesis test are:

- Normality Test: Passed (P = 0.427)
- Constant Variance Test: Failed (P = <0.001)
- Power of performed test with alpha = 0.050: 0.744

3 • Régression linéaire:

$$y = 2.132 - 0.29 * x; \text{ (méthode des moindres carrées) } \dots\dots\dots (1)$$

$$b = \text{Log}(e) / [M^* - M_{\min}]; b = 0.336 \text{ (formule d'Ut su)}$$

Avec : $M^* = 3.792$ (moyenne - magnitudes)

Et $M_{\min} = 2.5$ et (minimum-magnitudes)

$$a = \log N (M > M^*) + b (M^*); a = 2.28$$

$\text{Log}(N) = 0.6$ (extrapolé du diagramme pour $M = 5.0$);

La loi d'occurrence des séismes dans la zone-1; serait donc:

$$\text{Log}(N) = 2.28 - 0.34 * m \dots\dots\dots (2)$$

4 - Normalisation de la loi d'occurrence

Pour contraindre la contrainte spatio-temporelle, on utilise la loi de normalisation:

$$\text{Log}(Nk) = a_k - b_k * (m); \text{ (loi de Gutenberg Richter)}$$

Avec, k= intervalle de temps: [2005-1790] = 215 ans

$$a = a_k - \log(k); a_k \text{ (tirée sur la droite de régression à } M_0) = 4.9$$

$$a = 4.90 - 2.33 = 2.57 \text{ et } b_k = b$$

La loi d'occurrence sismique après normalisation de la zone-1:

$$\text{Log}(N) = 2.57 - 0.29 * m \dots\dots\dots(3)$$

On retient donc, comme valeur moyenne des deux dernières relations (2 et 3). La loi d'occurrence sismique spécifique à la zone-1. 'Sahel d'Oran'

$$\text{Log}(N) = 2.42 - 0.31 * m$$

Remarque*: **L'aléa des autres zones sismotectoniques est donné en annexe. (tiré à part)9**

5 - Distribution fréquentielle des événements sismiques sur le littoral oranais

Le diagramme ci-dessous; (Fig.103) montre l'évolution fréquentielle des événements enregistrés durant un siècle de l'histoire d'enregistrement sismique sur la marge littorale de l'Oranais. La première courbe exprime l'augmentation des fréquences de façon progressive avec le temps. Quant à la deuxième courbe (périodogramme) elle résulte de l'inversion de la première pour évaluer les périodes correspondant des chroniques sismiques du littoral oranais. Il en découle que la région de l'Oranais est caractérisée par deux périodes ultimes (T_1 : 6-7 ans et T_2 : 16-17 ans).

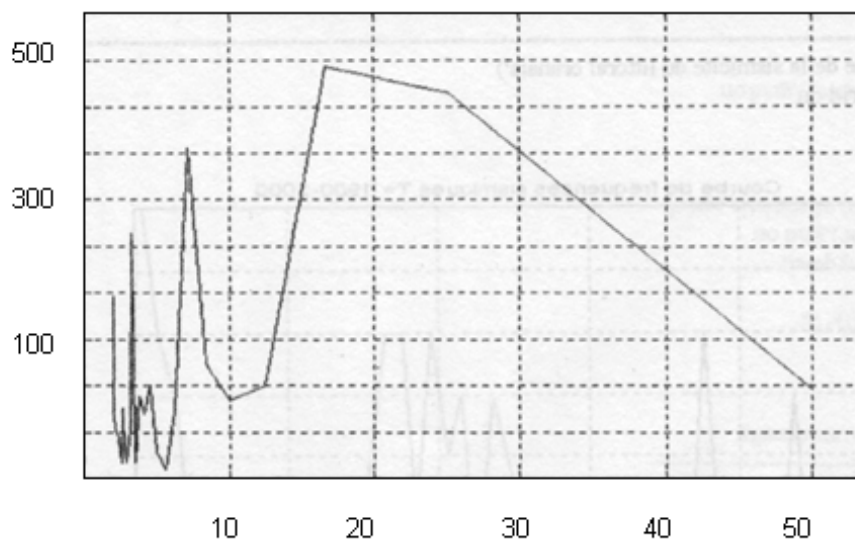
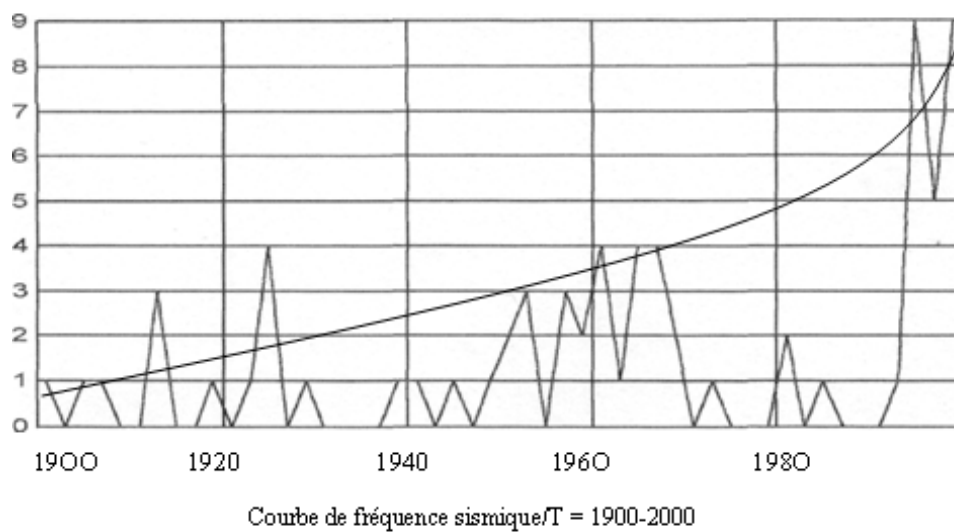
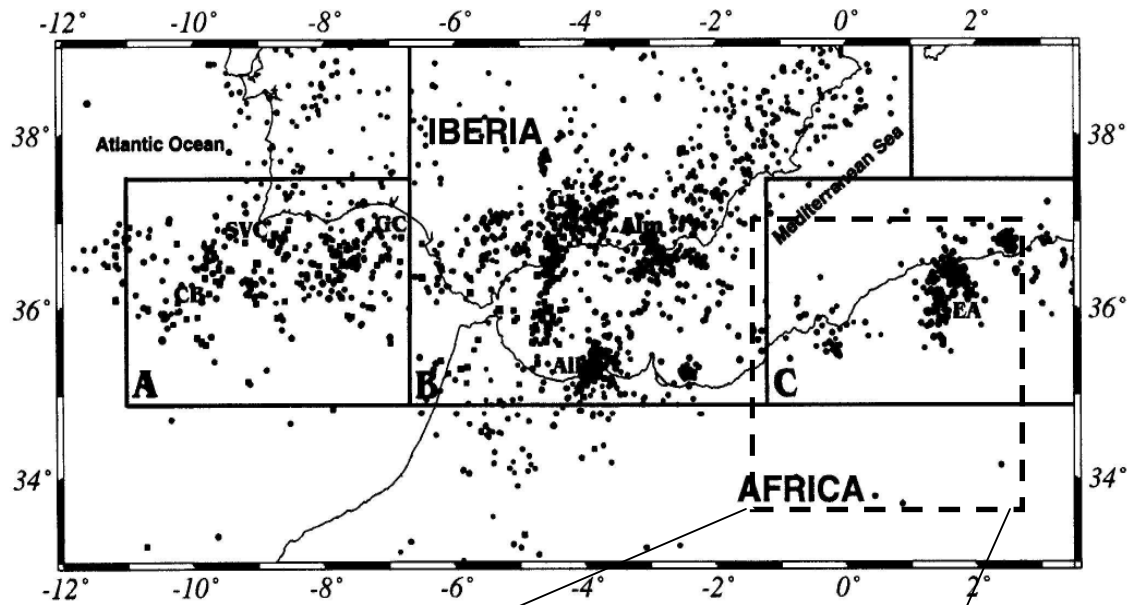


Fig.103: Diagramme des fréquences sismiques et périodogramme des événements



Carte des intensités sismiques (1790-2004)

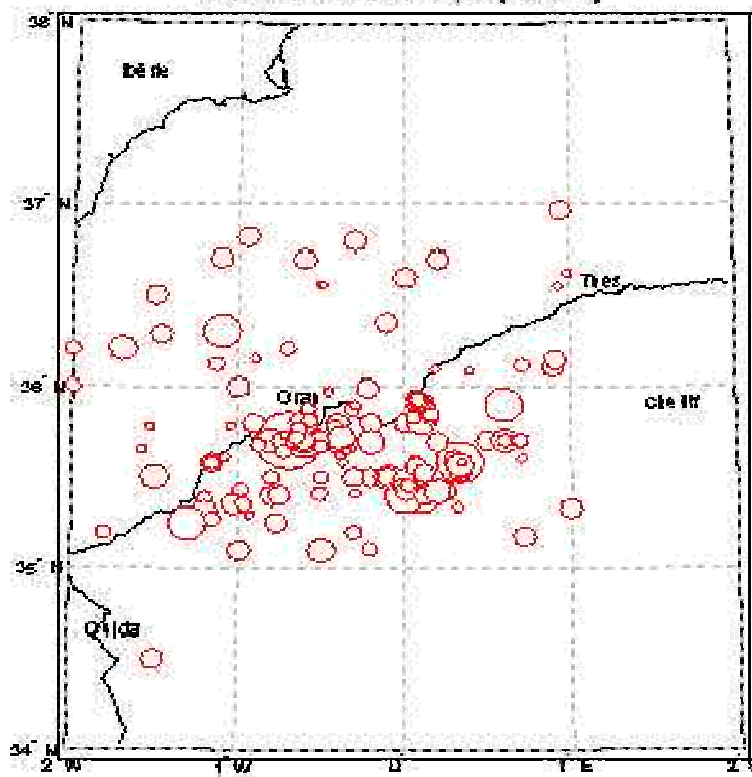


Fig.104: Carte de distribution des intensités sismiques sur le littoral oranais; période : 1790-2004

6- Normalisation de la loi d'occurrence (nord)

Pour contraindre la contrainte spatio-temporelle, on utilise la loi de normalisation:

$$\text{Log}(Nk) = a_k - b_k * (m); \text{ (Gutenberg- Richter)}$$

Avec, k= intervalle de temps: [2005- 1790] = 215 ans

$$a = a_k - \log(k); a_k \text{ (tirée sur la droite de régression à } M_0) = 4.9$$

$$a = 4.90 - 2.33 = 2.57 \text{ et } b_k = b$$

La loi d'occurrence séismique après normalisation

$$\text{Lo g}(N) = 2.57 - 0.29 * m \dots\dots\dots (3)$$

On retient donc, comme valeur moyenne des deux dernières relations (2 et 3). La loi d'occurrence séismique spécifique à la zone du 'Sahel d'Oran'

$$\underline{\text{Lo g}(N) = 2.425 - 0.315 * m}$$

7 - Distribution globale des fréquences de séismes du Sahel oranais

Lors d'une analyse thématique au moyen de "Map-Info-V_6.5"

Plusieurs classes ont été sélectionnées en fonction de leur magnitude, dont trois classes synthétiques ont fait l'objet de cette analyse statistique :

Classement moyen des	Log(N)
3.05	2.025
3.95	1.929
6.00	1.886

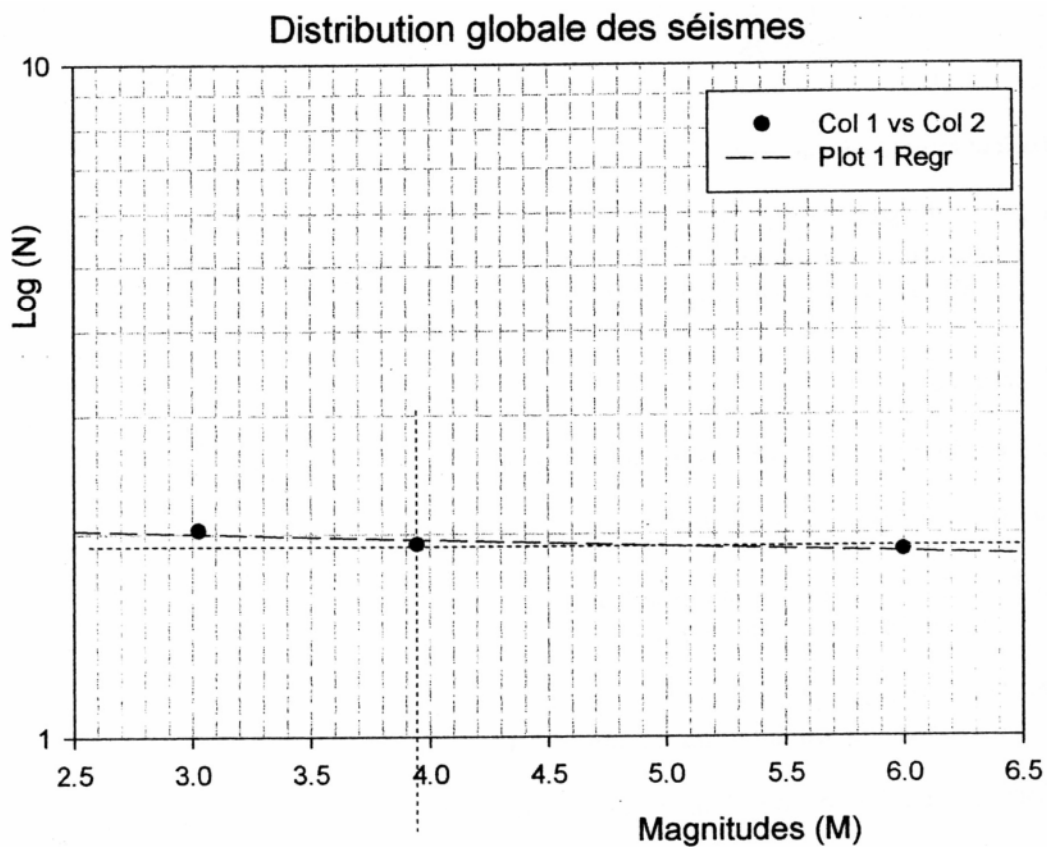


Fig.105 Droite de régression relative à l'ensemble du littoral oranais

Test d'hypothèse (sigma plot programme)

N = 3

R = 0.908 Rsqr = 0.824 Adj Rsqr = 0.648

Standard Error of Estimate = 0.042

	Coefficient	Std. Error	t	P
Constant	2.130	0.0884	24.104	0.026
Coll	-0.0425	0.0196	-2.164	0.276

- Analysis of Variante:

	DF	SS	MS	F	P
Regression	1	0.00835	0.00835	4.682	0.276
Residual	1	0.00178	0.00178		
Total	2	0.0101	0.00506		

-Result of statistical hypothesis test are:

- Normality Test: Passed (P = 0.349)
- Constant Variance Test: Failed (P = 0.001)
- Power of performed test with (alpha :5%) < 0.001

• Régression linéaire

$$y = 2.13 - 0.043 * x; \text{ (méthode des moindres carrées)} \dots \dots \dots (1)$$

$$b = \text{Log}(e) / [M^* - M_{\min}]; b = 0.289 \text{ (formule d'Ut su)}$$

Avec : $M^* = 3.792$ (moyenne - magnitudes) et $M_{\min} = 2.5$ et (minimum-magnitudes)

$$a - \log N (M > M^*) + b (M^*); a = 2.36$$

$$\text{Log}(N) = 1.2 \text{ (extrapolé du diagramme pour } M = 4.0);$$

La loi d'occurrence des séismes dans la zone-1 ; serait donc:

$$\text{Log}(N) = 2.36 - 0.289 * m \dots\dots\dots (2)$$

Normalisation de la loi d'occurrence (régionale)

Pour contraindre la contrainte spatio-temporelle, on utilise la loi de normalisation:

$$\text{Log}(Nk) = a_k - b_k * (m); \text{ (Gutenberg-Richter)}$$

Avec, k= intervalle de temps: [2005-1790] = 215 ans

$$a = a_k - \log(k); a_k \text{ (tirée sur la droite de régression à } M_0) = 4.9$$

$$a = 3.35 - 2.33 = 1.0155 \text{ et } b_k - b$$

La loi d'occurrence séismique après normalisation de la zone-1 :

$$\text{Log}(N) = 2.57 - 0.043 * m \dots\dots\dots (3)$$

On retient donc, comme valeur moyenne des deux dernières relations (2 et 3). La loi d'occurrence séismique pour l'ensemble du littoral oranais

$$\underline{\text{Log}(N) = 1.69 - 0.17 * m}$$

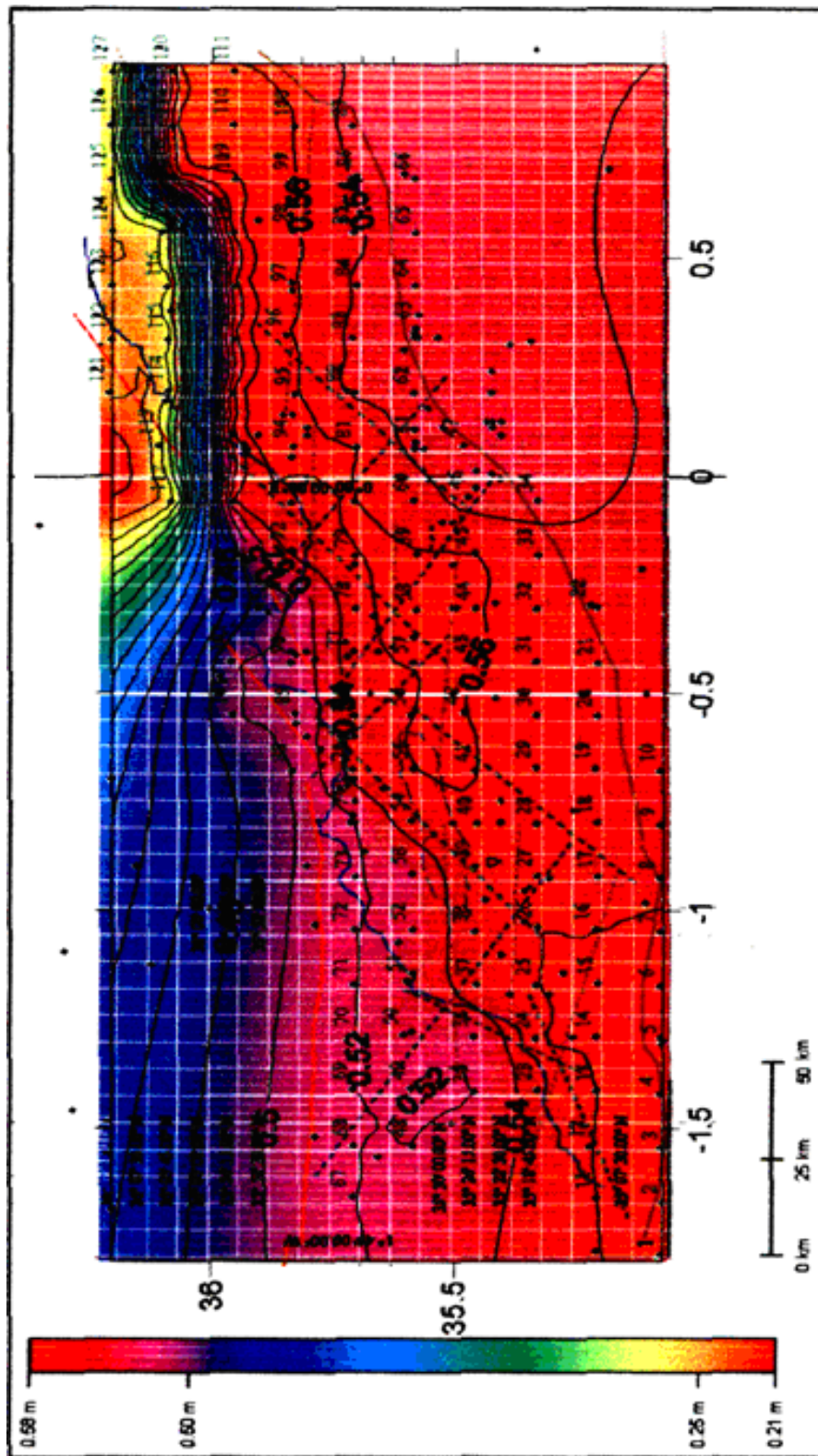


Fig106 Modélisation de l'aléa sismique sur le littoral oranais par l'idrisiw-V2/Période[1790-2006]

III- Calcul de l'aléa probabilistes des différentes unités

Les paramètres sismiques nécessaires au calcul d'aléa sismique pour chaque unité

Sismotectonique sont donc, les magnitudes minimales et maximales M_0 et M_u , le taux annuel des séismes de magnitude supérieure à M_0 et la pente de la relation 'fréquence-magnitude'.

Le modèle de sismicité pris en compte pour chaque zone source est un modèle statistique 'Poissonien'; qui considère que chaque séisme est indépendant des autres séismes. Cette condition n'est respectée que si les catalogues de sismicité de référence ne contiennent pas les répliques ou précurseurs des séismes principaux. A chaque point de la zone source est associée une probabilité identique d'occurrence d'un séisme de magnitude 'M', fixée. Le taux annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à M est donné par la formule suivante :

$$\lambda (M) = \lambda_0 * [e^{-\beta M} - e^{-\beta M_u}] / [e^{-\beta M_0} - e^{-\beta M_u}]; \quad (\text{Mc Guire, 1993})$$

avec: $M_0 \leq M \leq M_u$

λ_0 : est le taux annuel de séismes de magnitude supérieure à la magnitude minimale considérée M_0 ;

$-\beta$: est un paramètre équivalent à la pente b de la relation de Gutenberg et Richter (1944);

$$\beta = b * \ln (10);$$

M_u : est la magnitude maximale possible pour cette zone source.

La probabilité d'occurrence annuelle des séismes à $M > M_0$ et de probabilité de dépassement de 0.10 sera évalué par la relation :

$$P(M) = -d\lambda (M) / dM = \lambda_0 * \beta * e^{-\beta M} / [e^{-\beta M_u} - e^{-\beta M_0}] \quad M_0 \leq M \leq M_u$$

Unités sismotectoniques (Zones- sources)	Lois de fréquence séismique (Gutenberg Richter)	(a)	(b) valeur	m(max)	Magnitude maximale d'occurrence annuelle M.max (p:10%)	Probabilité d'occurrence séismique annuelle à p:10%) (Pm)
Zone-1 (Sahel d'Oran)	Log (N)= 2.425-0.315*(m)	2.425	0.315	7.698	8.174	0.51
Zone-2 (Arzew littoral)	Log (N)= 2.185-0.310*(m)	2.185	0.310	7.048	7.517	0.52
Zone-3 (Mostaganem littorale)	Log (N)= 2.200-0.340*(m)	2.200	0.340	6.470	6.979	0.49
Zone-4 (Bassin du bas-Cheliff)	Log (N)= 2.340-0.275*(m)	2.340	0.275	8.509	8.926	0.54
Zone-5 (Ain Temouchent_Beni saf)	Log (N)= 1.815-0.285*(m)	1.815	0.285	6.368	6.800	0.24
Zone-6 (Tessala Sidi Bel Abbés)	Log (N)= 2.300-0.245*(m)	2.300	0.245	9.388	9.754	0.56
Zone-7 (Mascara-Mohammedia)	Log (N)= 2.045-0.282*(m)	2.045	0.282	7.252	7.680	0.53

Tableau -11 : Paramètres séismogènes des unités sismotectoniques du littoral oranais; période (1790-2006).

SIXIEMECHAPITRE

Base de données sismiques (Littoral oranais)

I - Conception de la base de données (Introduction)

I-1 Les supports d'information infographique

I-2 Caractéristiques spatiales et temporelles des données

II- Recherche multicritère (réalisation de catalogue)

II-1 Module cartographique

II-2 Analyse thématique

II-3 Cryptage des données

III- Catalogue régional des séismes affectant le nord-ouest algérien

IV- Cartographie des zones sismiques

Synthèse infographique

Chapitre-6 : Base de données sismique du Sahel Oranais

I - Conception de la base de données (Introduction)

Cette conception repose sur deux approches méthodologiques qui s'intègrent pour modéliser l'aléa sismique régional. La première approche portera sur la gestion statistique des données sismologiques. Quant à la deuxième, complémentaire à la première, elle contribue à l'orientation de la distribution cartographique des objets associés à leurs attributs. La méthode consiste à développer un système d'information géographique 'SIG' qui permet la création de catalogues sismiques qui favorisent la modélisation des paramètres de l'aléa sismique de sahel oranais. En désignant les attributs des objets sous formes d'enregistrements systématiques avec les champs de la base données qui sont respectivement mentionnées par: la date d'événement et heures du séisme, la localisation, l'intensité d'événement et son identifiant (code), puis on passera à leur gestion au moyen de programmes appropriés pour l'échange avec d'autres logiciels spécifiques au SIG (Accès, Arc View, MapInfo et Idrisiw). Pour cet objectif, j'ai initié une base de données interactive avec le système S.G.B.D (système de gestion de base de données) qui permet la visualisation et le calcul de nouvelles variantes. Le passage entre Accès et Mapinfo est réalisé par les fonctions d'import/export (méta-data) qui admettront la combinaison entre la recherche spécifique des objets par la sélection requête et la localisation spatiale sur un support cartographique géocodé (soit en mode raster et/ou en vecteur). La réalisation de cette base de données repose sur plusieurs logiciels qui s'intègrent pour la complémentarité de l'information liée à la thématique recherchée (aléa sismique). Cette dernière constitue une donnée essentielle pour l'évaluation du risque sismique pour la région entière. La réalisation d'un SIG favorise ainsi la modélisation de l'aléa régional dont sa conception nécessite la réalisation de programmes de calcul et de gestion des données de façon interactive.

I-1 Les supports d'information infographique:

Les principaux programmes opérationnels utilisés dans ce travail sont respectivement: Access-97, Map-Info.V.6-5 et IdrisiwV.2. Ces logiciels sont introduits successivement ou par étapes durant l'élaboration du catalogue de la sismicité régionale à la faveur de la base de donnée; extensible pour la mise à jour et le fonctionnement avec d'autres programmes du risque sismique. La conception d'un SIG lié à cette thématique n'a pu voir le jour sans la récolte systématique de données obtenues grâce aux anciens catalogues nationaux (CRAAG) élaborés par mes directeurs et leurs collaborateurs : Benhallou (1985), Bezzeghoud et al (1993). Rappelant que les données de la magnitude historiques et instrumentales sont souvent vérifiées par la macro sismicité. Dans ce travail, j'ai synthétisé l'information obtenue des différentes sources sous forme d'une banque de données régionales, enregistrée après mise à jour de certains événements sur le fichier (Sismo-2006) relatif à la base de données sismiques du catalogue régional de l'Ouest algérien (proposé). Quant à la modélisation des paramètres sismiques ; tels que l'aléa d'intensité, et les valeurs d'activité sismique (b-valeurs) elles sont obtenues en mode booléen, caractérisant les calculs réalisés par le processeur image d'Idrisiw (fonction essentielle dans le programme des traitement spécifiques). On peut citer d'autres approches similaires travaillant sur la modélisation des risques, tel que: programme 'Merise'. Quant au niveau logique de l'information, on a effectué une transformation du schéma conceptuel en schéma relationnel, en transformant les identifiants en clés primaires. A cette étape d'application, on implémente la structure de données sous un tableur S.G.B.D d'Idrisiw. Le langage utilisé et en l'occurrence le système 'Query-Langage' (SQL); qui permet la réalisation des sélections et le calcul de nouveaux champs infographiques de la base de donnée. Rappelant que le modèle physique de données doit correspondre vraisemblablement à la structure des données enregistrées dans les tableurs des logiciels cartographiques utilisée (MapInfoet Idrisiw),

I-2 Caractéristiques spatiales et temporelles des données : Les données sismiques sont représentées, suivant un niveau de distribution spatiale en fonction de leur localisation géométrie "cartes" en respectant leurs valeurs attributaires d'objets qui sont de type ponctuel. On stocke comme information la localisation (Coordonnées Géographiques et/ou en UTM /WGS-84 soit : "X", "Y"), la projection avec indexation de symboles (épicentres) en fonction de leur taille facilite l'interprétation des thématiques recherchées. Les coordonnées sont donc stockées dans les tables d'accès tandis que les cartes enregistrées en fichier map (méta data), se trouvant au niveau des tables 'MapInfo'. Concernant l'aspect temporel, on peut distinguer l'instant ou l'intervalle de temps ainsi que les variations des paramètres par des requêtes traditionnelles de la sélection. Pour certains cas, on peut effectuer des tris avec croisement de tables portant le même caractère de la recherche. C'est ainsi que le catalogue régional de la sismicité à été établi ainsi que ces compléments (mise à jour jusqu'à 2008). Le dénombrement des événements devient rapide est opérationnel avec la thématique recherchée; (Planche-VI). Dans cette opération on souligne certains problèmes liés à la reconnaissance de la date (dans les tables d'Access) en traitant certain type d'enregistrement des années. Les requêtes spécifiques sont programmées pour éviter cette difficulté et l'établir des catalogues homogènes avec les autres sources d'information (Réseaux Net).

II- Recherche multicritère (réalisation du Catalogue régional)

Les critères de recherche se différencient d'une thématique à une autre. Les anciens catalogues sont établis en fonction des formulaires statistiques. Les critères de recherche sont disponibles sur la base de donnée réalisée 'Simo-2006'; respectivement indexés par: le numéro d'inventaire (clé-primaire: Id) donnée sismique, Date d'événement, Coordonnées d'épicentre (latitude et longitude), Magnitude locale /Mb,s et Mag (en degrés Richter), Intensité sismique (I₀), 'le nom' et/ou le code des stations de surveillance sismique. Quant à la conception de la 'requête de la sélection', elle reste libre au choix de l'utilisateur de la base de donnée, pour exercer les éventuels filtres propres à la thématique recherchée. Notant que sur cette base j'ai établie le catalogue régional de la sismicité; compris entre la période (1790-2008). Ci-joint à ce chapitre, quant aux autres catalogues (complémentaires), ils sont respectivement annexés à la fin de ce manuscrit. Il est à noter l'existence de certaines difficultés rencontrées au niveau des critères liés à la lecture et à la manipulation des dates (jj/mm/aaaa) en particulier avec l'interface d'Accès. Un second problème qui persiste encore,

lors de la formulation des requêtes infographiques, liées à l'emplacement des objets selon les coordonnées de positionnement géographique. Pour éviter ces problèmes on a enregistré les dates d'événements en différé (par champs séparés) qu'on l'enregistre respectivement à la saisie de l'événement.

II-1 Module cartographique : La base de données Access est couplée avec le logiciel MapInfo, au moyen de fichiers '.dbf' qui répondent souvent aux modalités d'une cartographie, plus ou moins précise et souple, en matière de communication avec les autres interfaces tels que Global Mapper, Arc info, Auto cad, Surfer et Idrisiw. Ces logiciels sont d'une grande assistance dans la compilation de données multi sources. Notant que le support de visualisation est basé notamment sur MapInfo-V(6.5), ainsi que sur Idrisiw (V.2) pour la représentation des sorties en mode raster (imagerie) telle que la carte thématique des probabilités d'occurrence des aléas sismiques. Pour visualiser les données, l'opérateur doit procéder par MapInfo en ouvrant la commande 'ouvrir' ainsi d'enregistrer ces données un tableur spécifique (Tab.) L'attribut point, dans une table provisoire servira à stocker l'information, avant d'ajouter d'autres données correspondantes à la sélection, les anciens enregistrements sont automatiquement supprimés. Le chemin d'accès vers le logiciel Map-Info est donné par le path: C:\ Program Files\MapInfo Professional\ Map-Info .exe.

II-2 Analyses thématiques : Les requêtes paramétrées des événements sismiques et les analyses croisées pour l'étude de la fréquence des séismes sur la marge littorale de l'Ouest algérien ont été introduites à la base de données au moyen des requêtes d'Access associées à MapInfo. A partir de ce dernier de nouveaux catalogues sont établis avec une mise à jour par périodes, indexées et enregistrées dans le même fichier de la base (d'Access). Ce catalogue sert à stocker l'information spatiale sur les tables de requêtes infographiques. La réalisation d'une base de données sismiques sera donc accessible à la cartographie des événements en n'importe quel moment et de façon interactive en donnant une nouvelle table avec un tableur d'attribution des données, où une nouvelle ligne s'ajoute dans la table MapInfo-V6.5 pour recevoir de nouvelles données 'méta data'. Une fois que le catalogue de la sismicité régionale, période (1790-2008) a été créé, le cartographe les différentes thématiques liées aux paramètres sismiques sont devenues pratiques au moyen de simples requêtes. Le choix de la projection cartographique est important pour faire admettre la superposition de différentes couches infographiques avec leurs symboles.

II-3 Cryptage des données : Les attributs de la base de données peuvent être auscultées par l'outil 'Bloc notes', si la base de données n'est pas cryptée à l'avance; dans l'Accès. Pour écarter cette invalidité, la base de données peut être cryptée. Par contre si la base de données est recopiée sous un nom de fichier différent. La copie doit être de nouveau cryptée pour une éventuelle sécurité; si c'est nécessaire (modifications), ou tout sorte de suppressions, de mise en page des différents objets Access (formulaires, états, tables) l'utilisateur utilise un mot de passe aux options lors des opérations de paramétrage de la base de donnée définie par le tableur initial (d'Accès).

III - Catalogue régional des séismes affectant le nord-ouest algérien

La réalisation de ce catalogue est basée sur des documents nationaux et étrangers déjà existants. Les périodes et les espaces qu'ils couvrent constituent une problématique pour les géologues. Les données sont organisées sous forme de rapports d'événements enquêtes par les journalistes et les géologues et géographes expérimentés. La mise au point des tableaux est d'un grand secours pour la recherche scientifique (début du 19^{ème} siècle. Actuellement le révolution informatique vient à temps pour développer plusieurs disciplines dérivant des Sciences de la terre, de la géophysique, de l'astronomie et de l'astrophysique. Le facteur commun revient à la surveillance des variations des principales composantes physico-chimiques de notre univers et en particulier la croûte terrestre et la lithosphère. En effet l'excès l'énergie d'une entité donnée se répercute sur une autre, donnant en conséquence une perturbation dite anomalie tel que les séismes dont une partie de leur énergie est quantifiée à la faveur de la propagation des ondes de volume et de surface. Les principales sources utilisées sont notamment celles du CRAAG, d'USGS/NEIC, Benouar, d'IGN/Spain. L'entête du catalogue proposé est constituée de 7 variables (champs) regroupant l'information sismique sous forme de fichier d'entrée de notre base de donnée 'sismo-2006' regroupe les événements sismiques de magnitude ($M \geq 2.5$) sur une période comprise entre 1790-2006 (actualisé jusqu'à 2008), dont leur épicerne est inclus dans l'espace définit entre les coordonnées rectangulaires: longitudes $[-2^{\circ}W$ et $1.5^{\circ}E]$ et les parallèles $[N34^{\circ}$ et $N37^{\circ}]$:

Les principales données du catalogue régional de la sismicité nord occidentale de l'Algérie sont :

- **Id : identifiant (propre à la base de données proposée)**
- **Date (jour/mois/année)**
- **Coordonnées géographiques (X_ long et Y_ lat)**
- **h (Profondeur focale)**
- **Mag (Magnitude de l'événement)**
- **I° (Intensité macro-séismique)**
- **Code_ Station (Source d'information)**

Catalogue régional de la sismicité (données instrumentales et historiques).

Id	Date	X-Long	Y-Lat	h	Mag	I ₀	Code Station
1	1790-10-09	-0770000000	35770000000	0	7.500000000	10	RT
2	1819-03-01	0.100000000	35.400000000	0	5.700000000	8	SSIS
3	1851-11-22	0.120000000	35.420000000	0	5.700000000	8	RT
4	1861-07-26	0.600000000	35.700000000	0	5.200000000	7	SSIS
5	1872-07-29	0.100000000	35.900000000	0	5.200000000	7	RT
6	1878-01-16	0.080000000	35.930000000	0	4.600000000	6	7
7	1887-11-29	0.330000000	35.580000000	0	6.500000000	9	RT
8	1889-05-21	-0.800000000	35.710000000	0	5.200000000	7	RT
9	1890-07-30	0.500000000	35.720000000	0	4.600000000	6	RT
10	25/04/1900	-0.650000000	35.720000000	0	4.600000000	6	VA
11	14/02/1905	-1.100000000	36.300000000	0	5.600000000	7	KV-SSIS
12	07/08/1907	0.000000000	35.800000000	0	4.600000000	6	KV-SSIS
13	29/06/1909	0.600000000	35.730000000	0	3.500000000	4	SSIS
14	02/02/1910	0.600000000	35.720000000	0	5.200000000	7	SSIS
15	24/07/1912	-0.400000000	35.700000000	0	5.200000000	7	KV-RT
16	08/01/1913	-0.600000000	35.720000000	0	5.600000000	7	KV
17	26/02/1913	-0.600000000	35.730000000	0	5.200000000	7	SSIS
18	26/06/1919	-1.100000000	36.720000000	0	4.200000000	5	KV
19	09/05/1922	-1.500000000	34.500000000	0	4.400000000	5	KV
20	19/06/1925	-0.400000000	35.800000000	0	4.600000000	6	KV-RT
21	20/06/1925	-0.410000000	35.820000000	0	4.200000000	6	KV
22	23/10/1925	0.100000000	35.400000000	0	4.400000000	6	KV
23	24/08/1928	0.600000000	35.900000000	0	5.700000000	6	KV
24	11/01/1929	-0.200000000	35.500000000	0	4.400000000	7	KV-RT
25	01/04/1939	0.100000000	35.900000000	0	4.600000000	6	KV-RT
26	08/01/1941	0.080000000	35.930000000	0	4.600000000	6	IMPGA
27	17/03/1941	0.500000000	33.700000000	0	4.600000000	6	IMPGA
28	28/04/1941	0.000000000	36.600000000	0	4.200000000	6	IMPGA
29	27/04/1945	-0.600000000	36.730000000	0	4.200000000	5	KV
30	13/03/1948	0.100000000	33.000000000	0	6.300000000	8	KV
31	27/10/1949	0.250000000	35.420000000	0	4.600000000	6	GJ
32	04/11/1949	-0.700000000	35.720000000	0	4.100000000	5	BCIS
33	21/05/1950	0.200000000	35.700000000	0	4.600000000	5	KV-GJ
34	05/10/1950	-1.700000000	36.200000000	0	5.000000000	6	KV
35	20/06/1952	-0.200000000	35.800000000	0	4.100000000	5	BFR-BH
36	04/08/1952	0.200000000	36.720000000	0	4.200000000	5	BFR-KV
37	18/08/1953	0.000000000	35.550000000	0	4.100000000	5	BFR-BH
38	01/01/1956	-0.300000000	36.800000000	4	4.100000000	6	IPGS-IMPGA
39	14/02/1957	-0.400000000	35.800000000	8	4.100000000	5	IPGS-IMPGA
40	08/06/1957	-0.520000000	35.720000000	0	4.500000000	5	IPGS-IMPGA
41	02/10/1957	-0.700000000	35.710000000	0	3.500000000	5	IPGS-IMPGA
42	04/10/1957	0.600000000	35.730000000	0	3.500000000	5	TPGS-IMPGA
43	18/10/1957	-0.400000000	35.830000000	0	4.100000000	5	IMPGA
44	29/10/1957	-0.100000000	35.500000000	0	3.500000000	4	IMPGA
45	01/06/1958	0.000000000	35.500000000	0	4.100000000	4	IMPGA
46	18/03/1959	0.700000000	35.710000000	0	3.500000000	5	IPGS-IMPGA
47	12/12/1959	-0.600000000	35.800000000	0	5.200000000	7	IPGS-IMPGA
48	01/06/1960	-0.600000000	35.700000000	0	4.100000000	5	IPGS-IMPGA
49	09/06/1960	0.900000000	36.100000000	0	4.100000000	5	IMPGA

50 01/12/1960 0.100000000 35.800000000 0 5.000000000 7 IPGS-IMPGA

Suite-1 : Catalogue régional de la sismicité; période (1790- 2007)

Id	Date	X-Long	Y-Lat	h	Mag	I ₀	Code Station
51	23/01/1961	-0.30	35.2001	-	3.50	4	IPCS-IMPGA
52	29/05/1961	-1.00	36.001	-	4.10	5	IBFR-BCIS
53	20/03/1962	-0.50	35.101	-	5.20	7	1BFR-LCSS
54	15/07/1962	-0.70	36.201	-	3.50	4	IPGA-LCSS
55	27/04/1964.	-1.50	36.501	-	4.40	5	BH
56	13/05/1964	-1.50	35.501	-	4.50	7	BH
57	15/07/1964	-0.30	35.50	-	4.60	6	IPGS-IMPGA
58	02/10/1964	0.30	35.601	-	4.20	5	IPGA-IMPGA
59	18/05/1966	-2.00	36.001	-	3.50	4	1PGA-LCSS
60	27/05/1967	-0.20	35.701	-	4.80	6	BFR-BCIS
61	13/07/1967	-0.10	35.5222	-	5.20	7	IPGS-IMPGA
62	24/07/1967	-0.80	35.401	-	4.50	5	IPGS-BFR
63	16/08/1967	-0.80	35.50	-	3.50	4	IPGS-BFR
64	24/08/1967	-0.75	35.401	-	5.40	6	?
65	26/11/1967	-0.50	35.50	-	3.50	4	IPGS-SPGM
66	10/02/1968	-0.10	35.501	-	4.10	5	IPGS-BCIS
67	31/03/1968	-1.80	35.20	-	3.50	4	IPGS
68	05/04/1969	0.00	35.501	-	4.60	6	IPGS-BFR
69	09/09/1970	-0.75	35.701	-	3.50	5	IPGS-BFR
70	12/06/1972	-0.90	35.801	-	4.10	6	AM-MAD
71	20/06/1972	-0.58	33.901	-	3.50	4	AM-MAD
72	02/07/1972	-0.72	35.731	-	3.00	3	AM
73	24/08/1973	-2.00	36.201	33	3.90	4	IPGS-ISC
74	19/05/1975	-0.94	36.821	-	4.00	5	MDD-MEZ.
75	12/11/1975	-0.72	35.641	-	3.50	4	AM-IMPGA
76	27/11/1975	-0.11	36.351	-	4.10	5	ISC-MEZ
77	01/06/1976	0.07	35.931	-	3.50	4	AM-IMPGA
78	17/11/1978	-0.63	35.771	-	3.70	4	AM-SPGM
79	11/11/1979	-0.10	33.201	-	3.50	4	SPGM
80	16/01/1980	-1.03	35.35	-	4.30	5	IMPGA
81	19/04/1981	-0.22	35.991	16	4.60	6	AM-CNAAG
82	18/12/1981	0.07	35.581	-	3.50	4	AM
83	07/03/1982	-0.57	35.821	20	3.40	4	MDD
84	23/08/1982	-0.42	35.781	-	3.50	4	AM.
85	19/01/1983	-0.87	35.681	-	3.50	4	AM-CNAAG
86	10/11/1983	0.08	35.931	-	3.50	4	AM
87	15/07/1985	-1.15	35.581	-	4.10	5	AM
88	16/07/1985	-1.15	35.5822	-	3.50	4	AM
89	18/07/1985	-1.20	35.38	-	3.50	4	AM
90	08/07/1987	-0.65	35.721	-	3.00	3	AM
91	26/09/1987	-0.65	35.721	-	3.50	4	AM
92	04/11/1987	-0.50	35.671	-	3.50	4	AM-CRAAG
93	13/03/1988	0.13	35.40	-	3.50	4	AM
94	22/08/1991	-0.46	35.981	30	3.20	3	IGN
95	17/10/1992	-1.20	35.301	13	4.80	5	IGN-CRAAG
96	03/06/1994	-1.47	36.281	-	4.30	5	CRAAG
97	08/06/1994	-0.77	35.251	-	4.10	5	CRAAG
98	18/08/1994	0.00	35.401	-	5.60	7	CRAAG

99	19/09/1994	0.33	35.53	-	4.50	5	CRAAG
100	20/10/1994	0.15	35.83	-	3.80	4	URAAG

Suite-2: Catalogue régional de la sismicité; période (1790- 2007)

Id	Date	X-Long	Y-Lat	h	Mag	I ₀	Code Station
101	17/01/1995	0.13	35.40	-	3.50	4	CRAAG
102	27/01/1995	0.13	35.42	-	3.50	4	CRAAG
103	31/01/1995	0.13	35.43	-	4.10	5	CRAAG
104	13/05/1995	-0.02	35.45	-	3.50	4	CRAAG
105	10/06/1995	0.33	35.53	-	3.90	4	CRAAG
106	10/06/1995	0.01	35.42	-	4.50	5	CRAAG
107	03/09/1995	0.13	35.40	-	4.30	5	CRAAG
108	19/09/1995	0.20	35.70	-	4.20	5	CRAAG
109	21/11/1995	0.72	35.18	-	4.70	5	CRAAG
110	07/01/1996	-1.13	36.12	-	3.90	4	CRAAG
112	12/04/1996	0.20	35.42	-	4.90	6	CRAAG
112	21/04/1996	0.02	35.45	-	3.60	4	CRAAG
113	31/05/1996	-0.96	35.35	-	3.60	4	CRAAG
114	01/12/1997	0.05	35.83	-	3.80	4	CRAAG
115	19/12/1997	1.00	35.33	-	4.00	5	CRAAG
116	07/04/1998	0.07	35.56	-	4.20	5	CRAAG
117	19/06/1998	0.91	36.14	-	4.00	5	CRAAG
118	10/12/1998	0.33	35.57	-	4.80	6	CRAAG
119	24/02/1999	0.12	35.52	-	4.00	5	CRAAG
120	24/02/1999	0.15	35.85	-	3.70	4	CRAAG
121	10/07/1999	-0.38	35.72	-	4.70	6	CRAAG
122	03/09/1999	0.95	36.96	-	4.50	5	CRAAG
123	22/12/1999	-1.30	35.25	6	5.80	7	CRAAG*
124	30/07/2000	-1.15	35.27	-	3.70	4	CRAAG
125	23/08/2000	-0.99	35.10	-	4.50	5	CRAAG
126	18/03/2002	0.99	36.62	-	3.00	3	CRAAG
127	10/04/2002	-0.32	35.66	-	2.50	3	CRAAG
128	22/04/2002	-0.90	36.15	-	3.20	3	CRAAG
129	27/04/2002	0.34	35.58	-	2.50	3	CRAAG
130	28/04/2002	0.32	35.34	-	2.50	3	CRAAG
131	30/04/2002	-0.35	35.65	-	2.50	3	CRAAG
132	11/05/2002	-1.08	35.61	-	3.00	3	CRAAG
133	15/05/2002	-0.37	35.58	-	2.50	3	CRAAG
134	12/06/2002	-0.39	35.62	-	2.50	3	CRAAG
135	10/07/2002	0.12	35.80	-	3.60	4	CRAAG
136	13/07/2002	-0.8	35.70	-	3.70	4	CRAAG
137	13/07/2002	-0.29	35.41	-	2.50	3	CRAAG
138	21/07/2002	-1.5	35.65	-	2.80	3	CRAAG
139	07/08/2002	-0.31	35.88	-	3.90	4	CRAAG
140	21/09/2002	0.38	35.57	-	3.60	4	CRAAG
141	21/09/2002	-0.93	35.30	-	2.50	3	CRAAG
142	21/09/2002	-1.53	35.78	-	3.20	3	CRAAG
143	17/10/2002	-0.51	35.41	-	3.80	4	CRAAG
144	22/10/2002	-0.3	35.90	-	2.50	3	CRAAG
145	01/11/2002	0.18	36.09	-	3.00	3	CRAAG
146	01/12/2002	-0.98	35.43	-	3.90	4	CRAAG
147	07/12/2002	0.62	35.69	-	2.50	3	CRAAG

148	29/03/2003	-0.30	35.49	-	2.50	3	CRAAG
149	06/05/2002	-1.04	35.78	-	2.50	3	CRAAG
150	15/06/2003	0.39	36.08	-	3.30	3	CRAAG

Suite-3: Catalogue régional de la sismicité; période (1790- 2007)

Id	Date	X-Long	Y-Lat	h	Mag	I ₀	Code Station
151	29/06/2003	0.71	36.11	-	3.40	4	CRAAG
152	23/09/2003	-0.2	35.11	-	3.40	4	CRAAG
153	30/09/2003	0.93	36.55	-	3.30	3	CRAAG
154	14/10/2003	0.71	35.60	-	3.00	3	CRAAG
155	12/11/2003	-0.51	36.56	-	2.70	3	CRAAG
156	12/11/2003	-0.40	35.65	-	2.50	3	CRAAG
157	23/11/2003	-0.50	36.56	-	2.60	3	CRAAG
158	18/02/2004	1.37	35.636	10	4.10	5	WHDF
159	18/07/2004	-1.11	25.398	11	4.10	5	WHDF
160	06/08/2004	1.39	36.316	-	4.20	5	WHDF
161	08/08/2004	0.06	35.922	10	4.20	5	WHDF
162	03/02/2005	-1.81	37.9332	14	4.60	6	ISCCD
163	04/02/2005	-1.8134	17.8325	3	4.10	5	ISCCD
164	04/02/2005	-1.807	37.87	-	4.00	5	ISCCD
165	07/02/2007	-1.804	37.8697	-	4.00	5	ISCCD
166	14/05/2005	1.539	36.2842	17	4.00	5	ISCCD
167	21/05/2005	-1.2864	35.5823	10	4.30	5	ISCCD
168	30/06/2005	-1.6665	36.7864	10	5.00	6	ISCCD
169	07/07/2005	-0.714	35.714	-	4.30	5	MHDF
170	20/07/2005	0.667	36.867	10	5.00	6	MHDF
171	31/07/2005	0.115	35.579	-	4.20	5	MHDF
172	01/08/2005	0.166	35.552	16	4.20	5	MHDF
173	17/08/2005	0.313	35.382	10	4.30	5	MHDF
174	03/05/2006	1.591	36.477	-	4.10	5	MHDF
175	23/07/2006	0.61	35.811	22	4.50	5	MHDF
176	19/11/2006	0.282	35.67		4.10	5	MHDF
177	16/12/2006	1.032	36.374	17	4.40	5	MHDF
178	09/09/1954	1.50	36.30	33	6.80	8	MOAA
179	22/08/1922	1.300	36.30	4	5.00	6	NOAA
1811	10/10/1980	1.40	36.20	5	7.70	10	NOAA*
181	08/11/1980	1.32	36.02	15	5.10	6	CMT
182	07/12/1980	0.94	36.02	26	5.60	7	CMT
183	15/01/1981	1.38	36.38	15	4.60	5	CMT
184	15/11/1982	1.15	35.73	15	5.00	6	CMT
185	07/04/2004	0.36	35.57	10	3.50	4	LGMDD
186	25/04/2004	0.1	35.51	10	3.90	4	MLALG
187	30/05/2004	0.94	36.12	-	2.90	3	UKMDD
183	01/06/2004	-0.5	36.20	-	3.60	4	UKMDD
189	19/06/2004	-0.98	35.22	10	3.00	3	MLALG
190	09/08/2004	0.14	36.01	-	3.50	4	UKMDD
191	26/11/2004	-0.54	35.56	-	3.40	4	UKMDD
192	29/12/2004	0.510	35.73	10	3.80	4	UKMDD
193	18/10/2004	-1.82	35.13	-	3.50	4	MLALG
194	20/09/2004	1.12	36.42	24	3.50	4	MLALG
195	05/09/2004	1.38	36.46	7	4.00	5	M LALC

196	12/08/2004	-1.23	35.82	-	3.30	3	MLALG
197	13/07/2004	1.44	36.01	-	3.80	4	MLALG
198	22/05/2004	-0.76	36.01	-	2.70	3	MLALG
199	11/05/2004	-0.16	35.90	-	3.60	4	MLALG
200	06/05/2004	0.44	35.61	-	3.70	4	MLALG

Suite-4: Catalogue régional de la sismicité; période (1790- 2007)

Id	Date	X-Long	Y-Lat	h	Mag	I ₀	Code Station
201	18/04/2004	-0.05	35.65	24	3.70	4	MLALG
202	05/04/2004	0.79	35.46	22	3.90	4	MLALG
203	09/03/2004	1.24	36.82	-	4.10	4	MLALG
204	05/03/2004	-1.39	35.90	-	3.40	4	MLALG
205	06/02/2004	-0.07	35.46	21	4.20	5	MLALG
206	27/01/2004	1.23	36.91	-	3.10	3	MLALG
207	11/01/2004	-1.39	35.60	-	3.20	3	MLALG
208	10/01/2004	-0.21	37.17	38	2.50	3	IGN
209	08/01/2004	0.85	36.43	-	3.50	4	IGN
210	06/01/2004	-1.44	35.71	-	3.20	3	IGN
211	14/01/2005	1.51	36.40	-	3.80	4	UKMDD
212	11/03/2005	-0.23	35.80	-	3.50	4	UKMDD
213	18/03/2005	-0.56	35.86	25	3.80	4	UKMDD
214	03/04/2005	-1.33	35.77	-	3.50	4	UKMDD
215	07/04/2005	-0.15	35.58	23	3.50	4	UKMDD
216	10/04/2005	-0.98	36.11	5	3.30	3	UKMDD
217	18/04/2005	-0.25	35.65	-	3.60	4	UKMDD
218	21/04/2005	-0.30	35.63	6	3.70	4	UKMDD
219	12/06/2005	-1.41	35.71	10	2.70	3	MLALG
220	21/06/2005	1.52	36.58	10	3.10	3	MLALG
221	24/06/2005	-1.56	36.67	5	2.80	3	LGMDD
222	26/06/2005	1.14	35.63	14	2.50	3	MLALG
223	07/07/2005	-1.0	35.67	-	3.40	4	UKMDD
224	14/07/2005	1.10	36.01	-	3.90	4	UKMDD
225	20/07/2005	-1.09	35.68	23	6.60	8	UKMDD
226	23/07/2005	-1.43	35.37	-	3.50	4	UKMDD
227	31/07/2005	0.07	35.51	-	3.80	4	UKMDD
228	01/08/2005	0.23	35.66	14	3.30	3	UKMDD
229	01/08/2005	0.13	35.71	5	3.60	4	UKMDD
230	08/08/2005	-1.10	35.75	-	3.60	4	UKMDD
231	17/08/2005	0.31	35.38	10	4.30	5	UKMDD
232	17/08/2005	0.00	35.18	10	3.50	4	UKMDD
233	19/09/2005	0.40	36.25	-	3.30	3	UKMDD
234	23/09/2005	-0.40	35.98	-	3.20	3	UKMDD
235	23/09/2005	-0.63	36.09	-	2.70	3	UKMDD
236	06/12/2005	-0.92	35.74	-	2.80	3	UKMDD
237	18/01/2006	-0.63	35.51	-	3.70	4	UKMDD
238	31/01/2006	-1.08	35.79	-	2.60	3	UKMDD
239	21/11/2006	-1.57	36.18	4	3.00	3	LGMDD
240	06/12/2006	-1.37	35.28	25	3.80	4	UKMDD
241	14/12/2006	1.40	36.64	-	2.90	3	UKMDD
242	22/04/2006	1.16	37.21	-	3.80	4	MLALG
243	25/05/2006	0.90	37.18	20	2.50	3	MLALG
244	18/06/2006	1.09	36.37	-	3.40	4	MLALG
245	23/07/2006	0.74	35.69	7	5.20	6	MLALG
247	04/08/2006	1.01	36.66	-	2.50	3	MLALG

248	15/08/2006	-1.32	35.50	-	3.40	4	ML ALG
249	27/10/2006	1.41	35.60	-	3.90	4	ML ALG
250	07/11/2007	0.65	36.93	37	2.50	3	ML ALG

Suite-5: Catalogue régional de la sismicité; période (1790- 2007)

Id	Date	X-Long	Y-Lat	h	Mag	l₀	Code Station
251	30/06/2005	-1.54	35.65	11	3.70	4	1GN
252	13/07/2002	-0.76	35.84	14	3.90	4	1GN
253	22/04/2004	1.24	36.07	08	3.60	4	1GN
254	13/08/1999	0.74	35.73	12	2.60	3	1GN
255	10/07/1999	-0.85	35.96	10	3.00	3	1GN
256	30/03/1999	1.22	35.69	05	2.70	3	1GN
257	24/02/1999	-0.05	36.00	12	2.70	3	1GN
258	19/04/1994	-1.95	37.31	05	3.60	5	1GN
259	24/09/1992	-1.82	36.25	04	3.30	3	IGN
260	29/01/1985	-1.73	36.59	34	3.30	3	IGN
261	25/07/1979	-1.74	36.40	20	3.60	3	1GN
262	16/11/1978	-1.30	36.74	05	4.10	4	1GN
263	19/05/1975	-0.48	36.03	05	3.00	3	1GN
264	05/04/1969	0.00	35.99	05	3.30	3	1GN
265	08/10/1962	-1.66	36.20	10	4.40	3	1GN
266	28/12/1958	1.45	36.23	05	4.50	6	1GN
267	02/12/1957	1.46	36.59	05	4.80	7	1GN
268	29/06/1957	-1.35	36.32	05	4.60	4	1GN
269	07/01/1957	-1.74	36.28	05	3.50	3	1GN
270	21/11/2007	-36	35.46	10	2.6	3	1GN

La réalisation d'une base de données sismiques reste indispensable pour l'étude et pour la gestion des risques naturels, mais elle doit disposer d'outils informatiques performants pour la mise à jour de données et l'intégration d'autres variantes en relation avec l'intervention à la faveur des facultés scientifiques utilisant les Sig(s) dans leur manipulation quotidienne. Le point commun de ces facultés revient à l'utilisation d'une base de données adhérent à certains paramètres calculés ou dimensionnés pour en dériver d'autres. Cet outil doit avoir la possibilité:

D'une saisie rapide des données (techniques), en évitant les erreurs de frappe et permettant de sécuriser les nouvelles données introduites.

- D'une consultation interactive d'information et un partage des données pour l'ensemble des utilisateurs des cartes infographiques à l'aide d'une interface permettant de générer simultanément des cartes thématiques et graphiques. Toutefois, l'utilisateur doit se limiter à certains accès, pour mieux sécuriser la base de travail (codification de certains champs).

IV - Cartographie des zones sismiques

Dans cette région littorale, de sismicité modérée par rapport à l'activité globale du bassin méditerranéen, je propose une démarche basée sur la détermination des zones séismogènes définis par les accidents tectoniques ayant trait avec l'architecture du modèle tectonique proposé. La répartition des segments de failles reste problématique vu la complexité structurale en nombre et en régime tectonique affectant la région. Une des caractéristiques principales de ces discontinuités revient au changement progressif du pendage en surface comme en profondeur pour donner des failles 'listriques'. Ces dernières traduisent généralement le changement des faciès par rapport à la verticale ascendante du remplissage des bassins. La position et la géométrie des plans de failles expriment aussi bien la nature du régime tectonique que la modalité du transport tectonique (nappes de charriage) consécutive aux phases tectoniques tangentielles; (Cizak, 1993). Dans ces conditions, la modélisation de la fracturation tectonique devient difficile sans faire intervenir les méthodes inverses de résolution structurale. Ces dernières doivent répondre à la question géophysique liée aux données géo électriques et/ou sismiques permettant d'imager les différentes épontes géologiques ou encore d'estimer les paramètres séismogènes qui traduisent l'activité sismique d'une unité structurale active dite 'unité sismotectonique'. Cette résolution indirecte de l'activité sismique régionale et sa distribution spatio temporelle permet de mieux localiser les zones fragiles (à cisaillement) définissant les sillons ou couloirs de transmission d'énergie sismique. Notant que la segmentation de fractures liées aux failles séismogènes est réalisée à la base du schéma structural régional (Planche-V). Cette conception m'a permis de vérifier plusieurs faits liés à la structure et aux paramètres géodynamiques; tels que l'engrèvement et la subsidence tectonique. Ainsi, la recherche d'un modèle sismotectonique de base, sur lequel s'organisent les accidents tectoniques et la zonation (polygones) des unités sismotectoniques devient indispensable. Les investigations géologiques menées dans la région, m'ont permis d'initier un modèle synthétique qui regroupe les principaux éléments structuraux dont leur

arrangement reflète la cartographie thématique de la sismotectonique régionale sur l'ensemble des terrains littoraux de l'Oranais.

Lors des sorties de terrain, j'ai pu constater des variations notables, des aspects : morpho structuraux, hydrogéologies (Sources hydrothermales) et de structures liées aux sites (discordances, décrochements, plissements et flexurations). Ces éléments s'intègrent parfaitement à l'échelle régionale pour exprimer l'architecture du modèle sismotectonique proposé pour le Sahel oranais. Le découpage en unités sismotectoniques n'a été donc possible qu'après avoir résolu le modèle tectonique (géologie régionale). Au total sept (7) zones sismiques ont été définies et géo référencées grâce au logiciel 'MapInfo'. V- 6.5. Un exemple de manipulation de cette base de données sismiques; initiée grâce au catalogue régional de la sismicité de l'Ouest algérien; voir (Planche-VI).

Le report des épicentres sismiques sur la carte réalisée par la table 'fichier sismo -2006', renfermant les paramètres sismogènes de la série d'événements affectant chaque unité pour en déduire la loi de distribution fréquentielle relative à chaque zone. La cartographie des valeurs paramétriques de cette loi, notamment celle du paramètre 'b-value' qui exprime l'activité sismogène de la région est établie à l'aide des interfaces 'Surfer et Global Mapper' (fig.112 et 115). En effet, le contour de la valeur $b = 0.3$ suit conformément le tracé d'une flexuration profonde située aux piedmonts des massifs côtiers et s'allongent parallèlement à la côte du sahel oranais.

Les événements sismiques affectant le littoral oranais ont une caractéristique particulière par rapport aux autres événements affectant d'autres provinces situées à l'Est et à l'Ouest. De ce fait, l'évolution structurale du sahel oranais se complique progressivement du Nord vers le Sud; et d'Est vers l'Ouest. Ce qui confirme l'interaction des contraintes compressives suivant l'axe maximal d'orientation NNW-SSE qui suit généralement l'axe d'une convergence de tenseur affectant l'Atlas tellien; suivant une inclinaison qui constitue une composante essentielle au sens dynamique (plaques). La présence d'un cisaillement profond affectant le substratum 'Secondaire' et en partie la couverture néogène est évidente sur la fig. 104 reflétant la modélisation d'aléa sismique régional. L'alternance de décrochements (dextres et sénestres) est matérialisée par

une succession de bombements et de plissements caractérisant la partie méridionale de la Sebkhah d'Oran où, la couverture Mio-Plio-quadernaire est intensément déformée. Voir les annexes des coupes géo électriques.

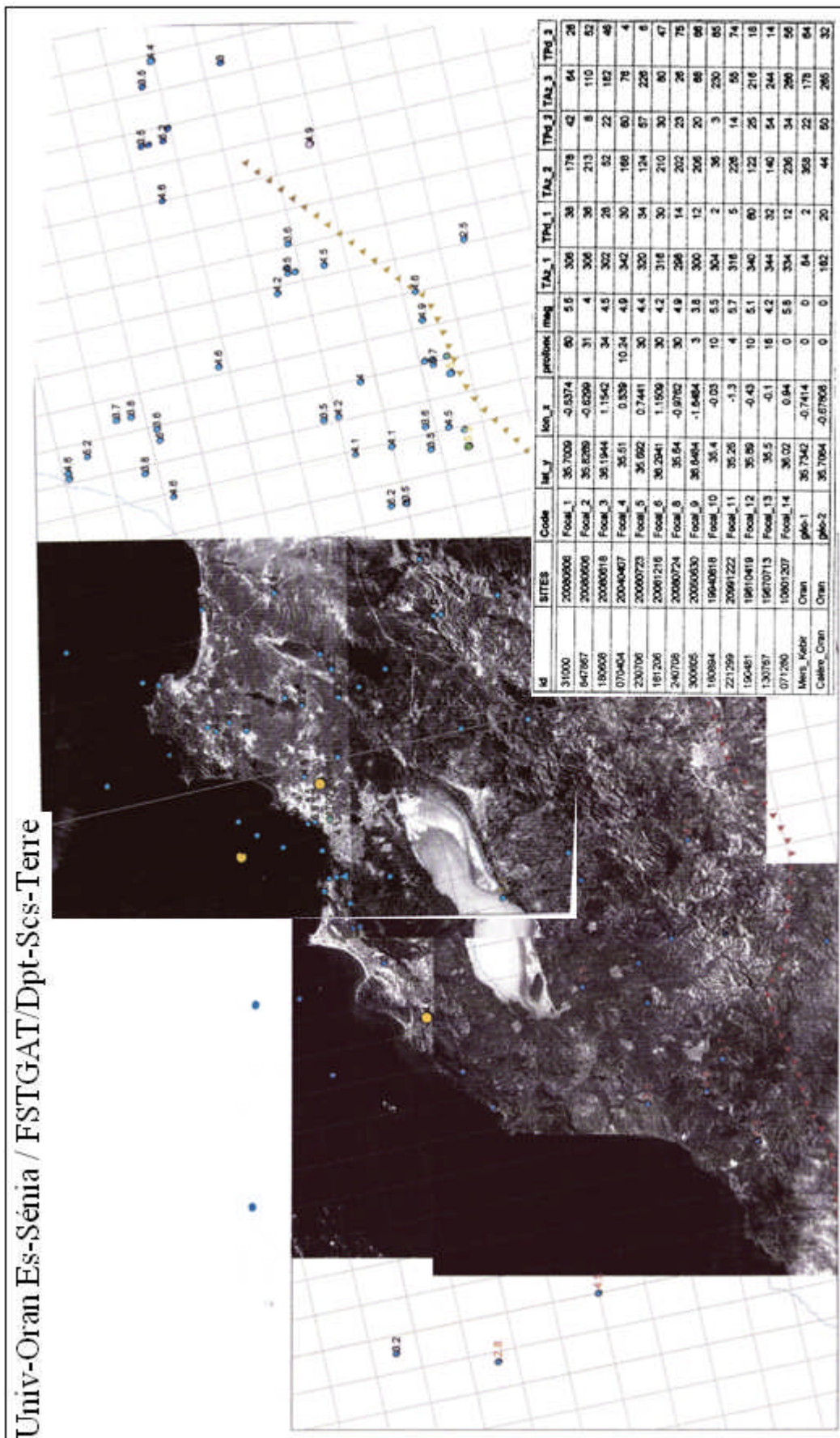


Planche-VI: Exemple de superposition infographique des couches thématiques liées à la base de données sismologiques du littoral oranais (1790-2006)

IV-1 Synthèse info graphique du SIG sismotectonique

Du fait de la grande variété des données à utiliser, la combinaison des logiciels utilisés est très diverse selon les étapes et les tâches à accomplir. Je me suis limité à décrire les caractéristiques les plus importantes des logiciels infographiques qui m'ont permis la sélection et la recherche des thématiques objectives. Dans le tableau suivant

Tableau représentatif des logiciels utilisés			
Logiciels	Applications	Environnement	Auteurs
Idrisiw-V2	SIG	Dos / Windows	J.R. Easman. Clark Univ-Massachusetts
PC- Arc Info	SIG	PC, Ms-Dos	ESRI Institute of California
MapInfo V-6.5	SIG	PC	ADDE- V 6.5, Management
Arc Info	SIG	Unix- Windows	ESRI
Arc View	SIG	PC/Windows	ESRI
Surfer V.8	Zonage d'aléa sismique	Windows	Golden Software, Inc 1993-2002 (Colorado)
Excel	Tableur Microsoft	Windows	Microsoft Corporation
Access-2003	Tableur Microsoft	Windows	Microsoft Corporation 1992-2003
Adobe Photoshop	Correction et édition graphique	Windows	Adobe System Incorporated
Global Mapper V8	Interface metadata	Windows	Viewer Imagery USAAVMS 2002-2006

Idrisiw (V.2) : est composé d'une 100^{aine} de programmes simples appelés modules, regroupés en quelques catégories: la saisie, le stockage et l'édition de données; pour l'analyse et d'opérer les objets événements ainsi que pour le traitement d'images et des utilitaires pour la conversion du format des données, il offre la possibilité d'une couverture complète des étapes de l'élaboration d'un SIG, commençant pour la saisie des données allant jusqu'à la production du documents final.

PC/Arc Info : (Esri) est un logiciel très performant, complexe et très complet. Bien qu'il ne soit pas très convivial, son module Arc-Edit est très commode et simple pour la numérisation des polygones. Nous avons profité de cet avantage pour la numérisation des différentes cartes géologiques, des sols d'infrastructures etc.

ARC VIEW est plus convivial qu'Arc-Info. Il est muni en plus d'innombrables extensions auxquelles on peut accéder gratuitement via Internet. Ce logiciel a été d'une grande utilité pour la correction des plans numérisés.

SURFER-V8 est un système d'analyse graphique performant qui fonctionne sous Windows. Il permet d'interpoler des données importées d'EXCEL, irrégulièrement espacées dans les plans XYZ à une grille régulièrement espacée. Une fois interpolées, ces données sont employées pour produire un type de cartes de découpe et de traçage de surface qui représente mieux nos données. Avec SURFER, nous avons établi les cartes thématiques: de sismicité et d'aléa sismique et autres.

Map Info V.7 est un logiciel infographique et de réalisation de SIG. Fonctionnement sous windows et adapté avec d'autres interfaces graphiques et tableurs /SIG

Excel / Microsoft logiciel de calcul et de graphisme statistique

Access-2003 / Bases de données et requests informationnelles

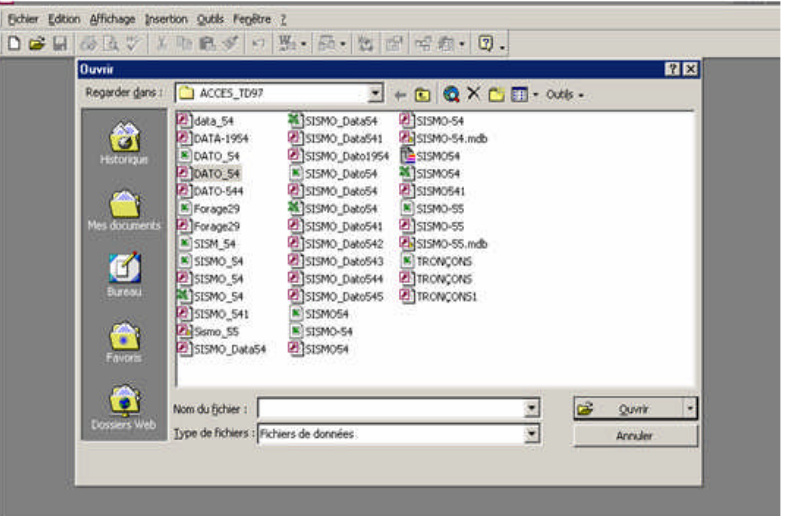
Adobe Photo Shop/ programme d'illustration haut niveau et interface multi support et Dessins techniques

Global Mapper V-8/ Imagerie satellitaire et géo référencement adapté aux metadata d'extension variées.

IV-2 Exemple d'application d'une sélection inpho graphique (Planche- VII et VIII)

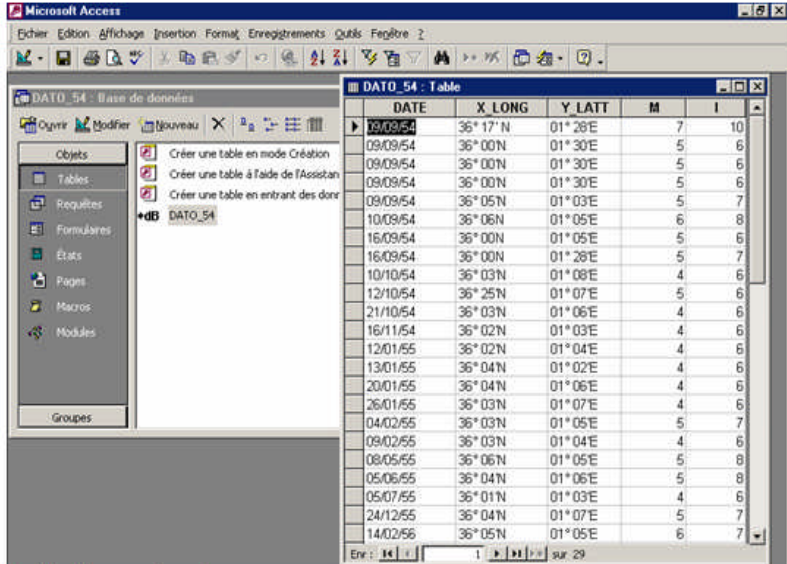
Écran 1 sur 6

OUVRIR TABLE (DATA_1954)



LISTER LA TABLE (DATO_54)

Écran 2 sur 6

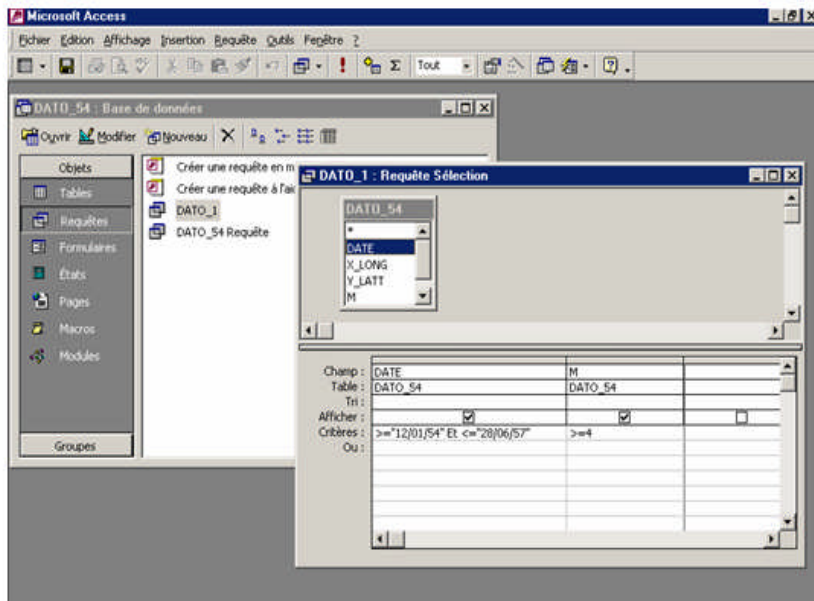


Double cliquer sur Data-Base

SELECTION DATE ET MAGNITUDES > 4 (Richter)

Planche VII- Exemple de sélection des magnitudes $M > 4$ sur la base de données 'Accès', relative à la sismicité littorale

Écran 3 sur 6



Modifier > Or Create Request of Intensity (seismic)

Écran 4 sur 6

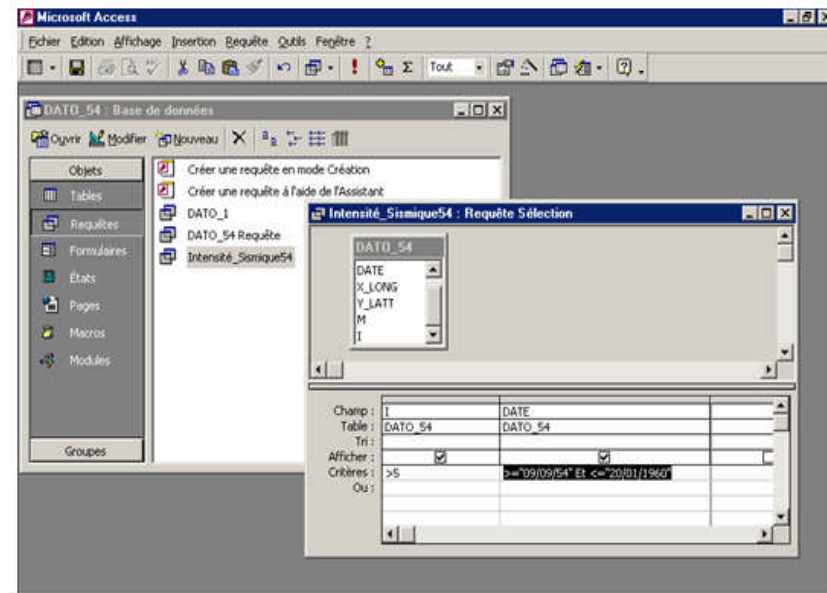


Planche VIII- Exemple de sélection des intensités sismiques >4 sur la base de données 'Accès', relative à la sismicité littorale

SEPTIEME CHAPITRE

Essai de synthèse sismotectonique régionale et risque sismique

Introduction

I - Modèle sismotectonique du littoral oranais

II- modèle chronologique synthétique

III- distribution des foyers sismiques en profondeur

IV- Aléa sismique région

Synthèse sismotectonique régionale

Chapitre - 7 Essai de synthèse sismotectonique régionale

I - Modèle sismotectonique du littoral oranais

Les études géologiques et sismologiques fournissent les données essentielles pour une meilleure connaissance des sources sismiques et du potentiel sismique caractérisant le zonage parasismique. Dans les investigations structurales, l'analyse microtectoniques des terrains secondaires, à matériel cristallophyllien (socle) et à dépôts silico et/ou marno-clastique (couverture) constitue l'étape fondamentale pour étudier l'évolution structurale à travers les phases tectoniques successives enregistrées depuis le 'Lutézien' jusqu'à l'actuel (Quaternaire). En effet, les éléments structuraux affleurant aux abords proches de la ville gardent encore la trace des chemins cinématiques d'un grand cisaillement affectant l'axe médian du sillon du bas-Chellif. Dans cette approche, on met l'accent sur l'existence de plusieurs discontinuités décrochantes (sénestre et dextres) traversants la plaine de la 'M'Léta' à travers la dépression endoréique de la Sebkhha d'Oran, des cuvettes lacustres et des Salines (Arzew). La configuration des cartes géologiques et la description des coupes de terrain initiées par: Thomas, Fenet et Gourinard font appel à soutenir deux hypothèses complémentaires à savoir: celle qui évoque la structure du système 'horst-graben' et celle faisant intervenir le système de nappes de glissements; pour expliquer le transport en masse sous l'effet de la pesanteur.

Notant bien que jusqu'ici les interprétations géologiques été généralement admises par l'apport descriptif des faciès et par l'artefact géomorphologique bien documenté. Quant aux composantes dynamique et chronologique elles restent jusqu'ici sujet de controverses entre les géologues. Compte tenu du développement technologique, imposés par la géophysique (séismologie) et par l'investigation géo spatiale (télédétection), associés aux données géodésiques, et informatiques le champ de connaissance des Sciences de la terre devient important pour l'élaboration d'autres filières de recherche thématique; telle que la sismotectonique qui peut faire associer à la fois: les données structurales et séismologiques pour cartographier l'aléa sismique régional.

La sismotectonique est une nouvelle discipline des Sciences de la terre qui s'intéresse à l'étude de phénomènes séismiques liés à la tectonique des plaques. Elle peut être déduite des occurrences des séismes et de leur périodicité à travers un champ spatio-temporel bien défini. Sachant que les tremblements de terre résultent des manifestations brusques du mouvement des plaques lithosphériques et leur déplacements génère des tensions ou contraintes dues à l'accumulation d'énergie qui se développe lors des changements des conditions physico-chimiques du milieu profond, la sismotectonique par sa vocation dynamique constitue la pièce maîtresse du calcul du risque sismique d'une région donnée.

Dans ce domaine, plusieurs chercheurs travaillant sur le risque sismique de la province tellienne tels que Benhallou, 1985; Benouar *et al.*, 1996; Bezzeghoud *et al.*, 1994; Meghraoui, 1996; Bouhadad, 2002; Boudiaf, 1996), et autres...etc. ont apporté des contributions notables dans cette discipline.

Dans ce contexte, la sismotectonique on doit souligner que pour les d'événements séismiques notable ($M \geq 5$), une partie de l'énergie se dégage sous forme de déformation du terrain à l'endroit de la source sismique donnant en conséquence, des dislocations et des déformations différentielles reflètent l'image d'une vibration séismique, témoins de l'aléa sismique (macro sismicité paramétrique de l'indice I_0) dont le volume déformé exprime le champ de propagation des ondes élastiques (P et S). Il est à noter que la déformation globale suit généralement un régime alterné entre une transtension et une transpression caractérisant ainsi une déformation mixte en zones de cisaillement, (Thomas, 1985). Au niveau des zones fragiles, trois à quatre directions de failles, d'extension déca kilométrique qui s'étaient en fonction de leur taille, suivant une géométrie ternaire de type méso à méga 'Riedel'. Cette fracturation se développe pour donner, à des stades ultimes de leur fonctionnement, un système de rampe tectoniques et/ou des duplexes tectoniques responsables de l'édification des reliefs telliens.

Cet aspect morphologique, est déduit grâce au modèle numérique de terrain (MNT) qui en l'associant au traitement spécifique d'imagerie satellitaire (télédétection) a favorisé l'établissement d'une esquisse cartographique propre à la fracturation tectonique régionale. Quant à l'analyse morpho structurale, elle s'est réconfortée par une numérisation surfacique des cotes altimétrique dont le seuillage des contours a permis d'identifier des formes en lobes dilatés, marquant l'allure et le sens de basculement des blocs crustaux par rapport au plan de la rupture des failles. Les profils (Topo-Mnt), associés aux indices de mouvements, se regroupe pour donner la conservation de la résultante des déformations (séismique et asismique) sous formes de relief.

Dans cette vision multidisciplinaire on propose un modèle sismotectonique régional qui répond respectivement aux conditions géomorphologique, géologiques, et géophysiques. La conception de ce dernier dérive d'une cartographie synthétique qui regroupe les anciens travaux qui ont traité l'aspect structural sur la marge littorale de l'Oranais. Parmi les documents les plus utilisés on cite la thèse de Thomas (1985) qui a bien présenter les régimes antagonistes qui caractérisaient la marge littorale à savoir: le régime transtensif (distension + décrochement) et le régime transpressif (compression + décrochement). Par le présent modèle (sismotectonique) on souligne l'impacte morpho structurale et dynamique des grands segments de failles (potentielles) générées par les traitements de ratio (télédétection) lors de l'étude de la fracturation tectonique. Comme on doit signaler que l'orientation azimutale des différents segments de failles constitue un paramètre déterminant dans la conception du motif structural (nœuds).

La connectivité de ces artefacts (formes) s'accorde linéairement pour donner les branches de failles qui s'emboîtent de façon hiérarchique et progressive avec la fracturation tectonique. Ces différents aspects: géologiques, morphologiques et structuraux s'associent pour confirmer que les motifs structuraux (nœuds tectoniques) représentent généralement l'endroit de dislocation du matériau et/ou des terrains selon la géométrie du modèle de 'Riedel'. caractérisant ainsi également les foyers sismiques de la région étudiée. Une des applications précieuses de ce modèle, on peut évoquer que la donnée topographique permet d'établir (modèle numérique de terrain) qui contribue à la recherche des motifs structuraux qui répondent respectivement aux manifestations néo- tectoniques (asismiques) et sismiques via la trajectoire déviatorique des tenseurs matérialisée des mécanismes focaux (in-situ) s'accordent de façon conforme avec le système triaxial de la déformation surfacique (relief).

L'étude géostrutturale, associée aux données séismologiques, m'ont permis de définir un découpage rationnel des différentes unités structurales qui a servi comme support pour l'établissement de zonation sismotectonique. Il est à noter que la complexité de ces unités montre une évolution progressive depuis la marge vers les zones internes de l'Oranais, en un système de failles directionnelles, qui s'emboîtent et se déforment davantage en allant vers la partie occidentale de la région. Pour plus de détail, on souligne que la marge littorale (en mer) elle est affectée par des failles décrochantes unidirectionnelles, quant à la partie littorale (sur terre) les conditions de la fracturation sont complexes dont on enregistre des ramifications et des terminaisons en formes sigmoïdale, près des zones de cisaillement. A cet endroit les fractures se croisent en créant des nœuds tectoniques cartographiables. En fin, vers les zones externes, à la limite des nappes telliennes, on constate la prédominance de nappes de charriages avec un système de rampe décollement. Dans cette perspective d'évolution des fractures, il semble intéressant d'établir une corrélation entre les données séismologiques et les éléments structuraux pour mieux définir l'endroit des foyers sismiques et de permettre les relocalisations des grands séismes historiques (zones déprimées, et les terrains à dislocations surfacique importante).

En conséquence, les observations géologiques complétées par les données géophysiques ont permis de mieux définir la variante dynamique qui caractérise le modèle sismotectonique régional du littoral oranais. Ce dernier associé au catalogue régional de la sismicité du Nord-Ouest algérien et au traitement d'information, au moyen d'outil informatique ont permis la cartographie des paramètres liés au risque sismique: tels que la profondeur des foyers sismiques (h) et l'activité séismique (b -value) de la marge littorale de l'Oranais. La cartographie des épencentres et le calcul des lois de distribution de la sismicité pour les différentes unités ou zones sismotectoniques ont présenté d'importantes caractéristiques liées à l'activité séismique de cette région littorale. Précisant que la vitesse de l'activité séismique est indexée par les ' b -value'. Ce paramètre, est en rapport avec la spécificité

géodynamique (profonde) de la région. En effet, d'autres données régionales, liés au thermalisme et l'alignement des points chauds, montrent une bonne adéquation avec les 'b-value'.

Les travaux de (Jhon Curtus, 1973) confirment que les valeurs de 'b' décroissent avec la profondeur du substratum et avec le temps géologique; ce qui confirme une relation subordonnée entre la pression et la température du milieu. Parallèlement à ce constat (une l'activité sismique modérée), on retient que le facteur 'b' décroît en zone de haut thermalisme et/ou d'activité volcanique. Ce qui est très corrélable avec l'accumulation des contraintes tectoniques depuis la marge littorale vers les zones internes de la région dont. Les données sur l'activité séismique intéressant les 07 unités sismotectoniques confirment certains faits important, tels que l'interaction dynamique de deux unités sismotectonique par rapport à l'axe de la sebkha où s'allongent des grands accidents de failles profondes chevauchements entre les monts des Tessala (zone-6) au sud de la grande sebkha d'Oran et l'importante fléxuration qui délimite l'unité sismotectonique-1'; du sahel d'Oran au Nord de la Sebha d'Oran

II - Modèle chronologique de la séismicité régionale

Par ailleurs, l'analyse statistique de ces paramètres, appuyée par les méthodes proba-statistiques ont permis de mieux étudier l'aspect aléatoire des événements séismiques. Notant que l'analyse séquentielle (événementielle) a contribué à résoudre la périodicité des événements (chroniques) et de compléter la synthèse régionale qui traite en particulier la fréquence des événements séismiques. La reconstitution des filiations séquentielles des descripteurs séismogéniques est basée essentiellement sur les chaînes de markov qui ont résolu la série référentielle dite 'série naturelle événementielle'. Cette série référentielle représente d'ordre d'apparition logique des événements chroniques, permettant ainsi la codification de l'information dans un contexte évolutif des données séismiques. La grille de décodage des données séismiques constituait la clef de détermination des séries chroniques de la séismicité régionale. L'acquisition de cette dernière a nécessité l'application du processus de calcul matriciel permettant d'avoir les principales transitions (états d'ordre n°1).

Les valeurs obtenues nous ont facilité la reconstituer l'ordre naturel d'apparition des séismes au sein d'une même province géographique. On doit noter cependant que l'apparition ou la disparition de l'événement est une fonction dite 'aléatoire', à période de retour qui suit généralement la fonction de Poisson; liée au temps d'attente (t).

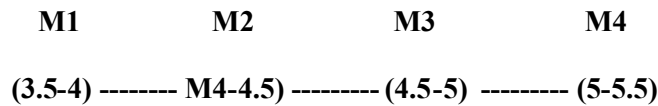
A la lumière de cette introduction, on peut avancer que les paramètres séismiques de cette province occidentale de l'Algérie, tirés des principaux séismes: ceux d'Oran 1790, celui Mascara

(1994), d'El-Asnam (1980) et d'Ain Temouchent (1999) sont tributaires des effets secondaires de la cinématique des microplaques tectoniques du Sahel oranais. Le travail en collaboration avec d'autres équipes de Recherche; nationaux et étrangers (CRAAG, CGE et UCM) a permis de cerner l'affiliation des séismes et mieux compléter le catalogue régional de la sismicité. Les principales sources d'information enregistrent des événements de magnitude $M \geq 2.5$ avec de valeur minimale ' M_0 ', constituant le seuil d'une donnée paramétrique de la sismologie régionale. Cette dernière est intégrée dans le calcul de l'aléa sismique des différentes unités sismotectoniques dans l'oranaï. D'autres données exogènes, liées à la structure de marge littorale, ont été approuvées lors des travaux géophysiques de la 'MARADJA' (compagnie) associée avec le centre nationale de la surveillance sismique 'CRAAG'. Les résultats de leurs études ont été exploités, pour vérifier la donnée morpho structurale au large de la côte occidentale de la région. Notant que la facturation marginale suit parallèlement la délimitation morphologique du rivage (externe) du Sahel oranais.

Le traitement spécifique de l'imagerie satellitaire, ainsi que la cartographie du modèle numérique de terrain (N.O.A.A) m'ont facilité le tracé des failles régionales qui suivent parallèlement la marge littorale juste à la base du talus continental. Bien que ces accidents se trouvent peu éloignées de la cote, leur manifestation reste modérée par rapport à ceux qui se localisent dans les zones plus ou moins internes (sur terre). Leur nature tectonique profonde et leur activité sont déduites des interprétations des mécanismes focaux. L'organisation du dimensionnement des sources sismiques est constat difficile pour établir le zonage sismique suivant les aires séismogènes (polygones) et non pas à la base des tracés linéaires des segments de failles. La compilation de l'ensemble de données tectoniques, sismologiques et géomorphologiques, sont tous intégrés dans le découpage des unités sismotectoniques, qui ont permis d'arrêter le modèle sismotectonique régional du littoral oranais.

Ce dernier répond favorablement à la géologie régionale et à l'hypsométrie des édifices morpho-structuraux de la région. Les premiers résultats de synthèse sismotectonique ont été obtenus lors du traitement géostatistique pour résoudre la chronologie des événements sismiques et la cartographie factorielle des principales directions récurrentes en sismicité de la région; (Nadji, 1997). Les données utilisées dans ce premier essai de synthèse dérivent du rapport (D'Iziis-Skopje, 1985), intéressant notamment les événements de la période (1905-1980).

La généralisation de cette série séismogénique nécessite l'acquisition d'un nombre suffisamment important des données micro séismiques relatives au Nord Ouest algérien. Les données, intéressent en particulier les magnitudes moyennes à élevées des tremblements de terre ($M \geq 3.5$) affectant le littoral oranais, durant la période (1900-1980). Le comptage discret des couples séismiques juxtaposés à la verticale ascendante de Taxe de temps en fonction de leur intensité ou magnitude (M) constitue la première démarche analytique pour résoudre la magnitude transi probabiliste. Cette dernière révèle une suite séismogénique de type cyclique, croissante à la base et décroissante au sommet de chaque séquence séismogénique; formant ainsi la série référentielle des séismogènes littoraux en Oranie.



Série référentielle des séismes affectant le littoral oranais.

1 - Analyse séquentielle de la série séismogène

L'analyse séquentielle de la série séismogénique consiste à transformer l'information micro séismique $X(t, M)$ en un signal analytique séquentiel. La trace de ce dernier permet de suivre l'évolution des composantes dynamiques; des magnitudes séismiques en fonction du temps (une série chronique). Cette analyse est structurée latéralement en fonction des tranches de magnitudes; désignées par la série référentielle, et verticalement en fonction du temps d'enregistrement séismique.

Sur le graphe séquentiel, on distingue l'existence de six séquences séismogéniques (de 1^{er} ordre) de périodicité moyenne comprise entre. $T1 = 10$ à 12 ans, ainsi une seconde période $T2$ estimée entre de 16 à 17 ans. Le traitement graphique du signal séquentiel traduit en fait l'évolution ou le passage d'un phénomène restreint à un autre phénomène plus important. L'interprétation morpho séquentiel nous a permis de mettre en évidence une séquence séismogénique de 2^{ème} ordre, qui prédite probablement la chronique des bouleversements telluriques affectant la région étudiée qui semble surgir (probablement) tout tes demi-siècle ($T3 = 50$ ans).

II - Distribution des foyers sismiques en profondeur.

L'examen des coupes représentatives de la distribution des séismes en profondeur la marge littorale Nord africaine, (Buforn, 2004) et celle (Boughacha, 2005), effectuées selon les directions Est-Ouest et Nord-Sud, révèle l'existence d'une sismicité mixte : profonde et peu profonde d'origine crustal qui est répartie sur l'ensemble de la marge septentrionale du sahel oranais (Fig. 108). La caractéristique de cette sismicité est de type intermédiaire affectant la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère; sur la province occidentale du Nord-Ouest africain et d'Ibérie occidentale; côtes méridionales du Portugal, de l'Espagne et une partie restreinte de l'océan Atlantique. La profondeur des hypocentres est en moyenne de 30 km. Les foyers se répartissent selon une guirlande à vergence occidentale, en position asymétrique dont leur géométrie exprime un plongement courbe qui épouse le promontoire d'une langue de subduction (fig.109). Cette dernière met en évidence un d'enfouissement méridionale dont le frottement avec la croute continentale génère un réchauffement voir une fusion lithosphérique sous le continent africain; notamment sur les Maghrébides (Algéro-Marocains).

Par ailleurs, la mise en évidence de cycles séismiques a fait l'objet d'une étude géo statistique à la faveur d'une simulation chronique donnant des diagrammes représentatifs d'analyse factorielle dont l'évolution séquentielle souligne que les événements séismiques sur cette province littorale sont du type cycliques non périodique. Le découpage des séquences chroniques (séismes) fait distinguer trois périodes de retour qui sont respectivement: $T_1 = 11-12$ ans, $T_2 = 16-17$ ans et $T_3 = 25-34$ ans. Quant à l'analyse physionomique de l'enveloppe supérieur de ces séquences a permis de mettre en évidence la trace d'une évolution cyclique dont la périodicité ultime (des grands séismes) est de d'ordre $T \geq 50$ ans. Rappelant que cette donnée est importante dans l'étude du risque sismique qui nécessite la connaissance de la récurrence des forts séismes à l'échelle d'une région donnée.

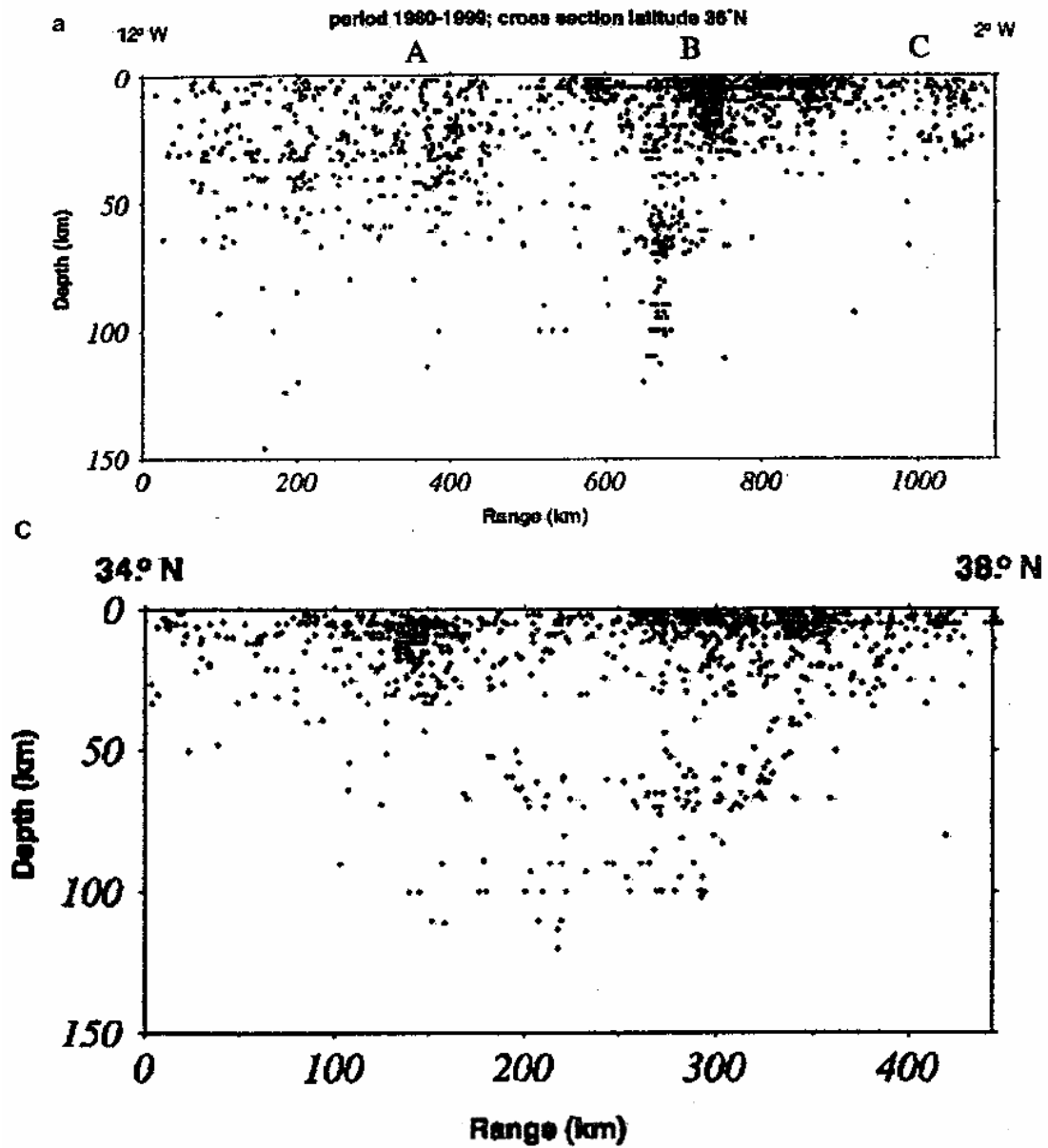


Fig. 108 Distribution des foyers sismiques en profondeur dans l'Ouest-Méditerranéen ; in Buforn et al, (2004)

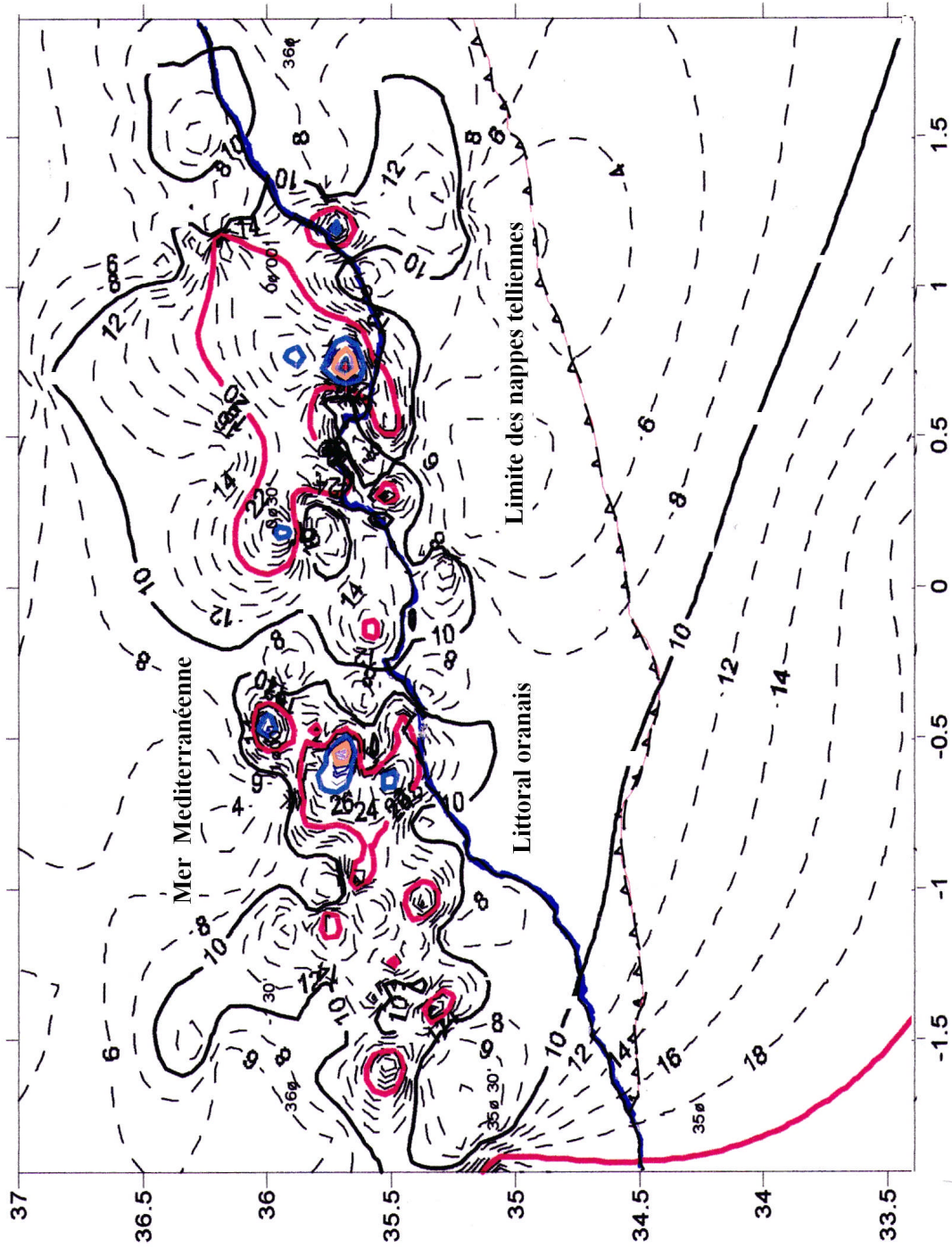


Fig. 109 : Carte des profondeurs séismiques du littoral oranais; période (2000-2008)

Conclusion sismotectonique

L'étude des paramètres séismogènes des tremblements terre: Intensité et magnitude séismiques a permis de mieux caractériser la sismotectonique du littoral oranais. L'aspect structural de la région sera justifier par un argument complémentaire aux éléments structuraux (données séismologiques) qui définiront la nature et le régime tectonique des terrains étudiés. Les observations de la sismicité à une échelle régionale témoignent que les séismes se focalisent essentiellement aux endroits des frontières de plaques tectoniques (micro plaques méditerranéennes). Un séisme est considéré comme témoignage de la présence d'une rupture, par contre un accident tectonique ne se produit pas forcément un séisme.

En effet, la distribution spatiale de la sismicité n'est pas aléatoire. La variation de la profondeur des hypocentres souligne la présence des zones fragiles où les tenseurs de contraintes tectoniques sont importants. L'auscultation appropriée des événements séismiques à différentes échelles: méga, méso tectonique apporte d'importantes indications sur leur distribution et le mode de la fracturation ainsi que sur la nature des terrains traversés. L'installation de différentes stations de surveillance séismiques, réparties autour d'un séisme, contribue favorablement à la détermination des paramètres physiques de la fracturation. Le mécanisme focal d'un séisme permet la l'identification de la nature de la faille et de son glissement. Notant qu'à partir de l'analyse des sismogrammes, on déterminer au moyen de la projection stéréographique l'orientation du plan nodaux et le régime de la déformation. L'étude des répliques d'un événement séismique notable est indispensable pour la recherche des éléments structuraux..

La localisation précise des séismes nécessite une connaissance détaillée sur les variations de la vitesse des ondes sismiques traversant les terrains depuis l'hypocentre jusqu'aux stations de mesure (sismographes). Rappelant que les vitesses de propagation des ondes de volume sont directement liées aux propriétés élastiques et physiques du milieu traversé. Certaines failles, ou segments de failles, peuvent être inactifs, à sismicité diffuse ou de très faible intensité, elles sont désignées par le terme 'asismiques'. Le mouvement sur le plan de faille fonctionne très lentement; estimé à quelques millimètres par an. Cette déformation est souvent associée à une néotectonique qui peut être détectée par les canevas de mesures géodésiques ou par le biais d'imagerie satellitaires 'diachroniques'. Les contraintes tectoniques s'accumulaient, lors d'un cycle séismique, jusqu'au seuil de la rupture; où le relâchement brusque des tenseurs déclenche un autre événement séismique. Ainsi, sur un système de faille où la charge en contrainte est homogène, la faille ou les segments de failles n'ayant pas subi des efforts séismiques depuis longtemps sont probablement énoncées pour les prochains événements.

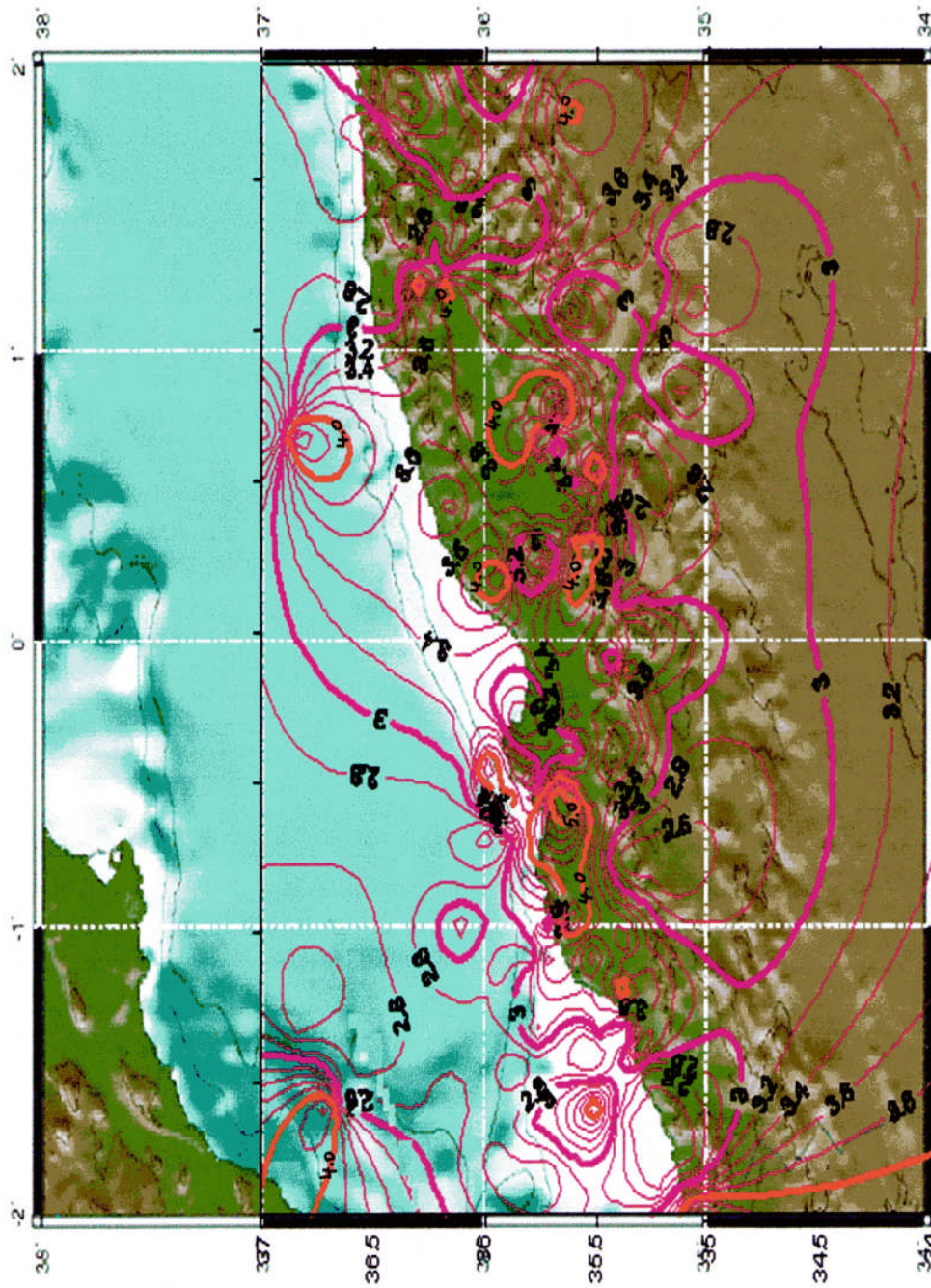


Fig. 110: Carte de magnitudes séismiques du littoral oranais; période [2000-2008]

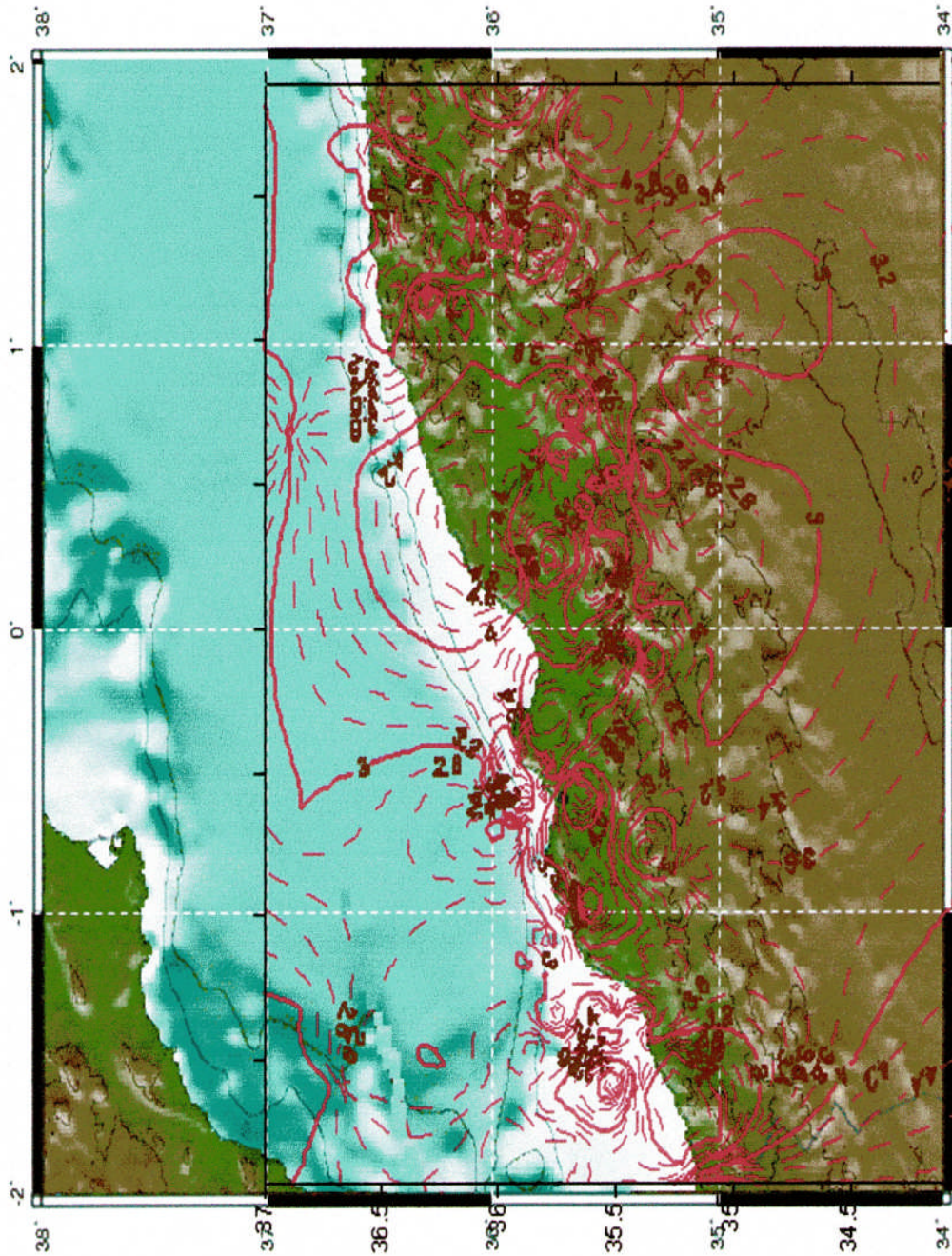


Fig 111: Carte d'iso-intensité sismique sur le littoral oranais, période [200-2008]

La sismotectonique étudie non seulement les paramètres séismogènes liées à la structure géologique mais aussi de tenter d'appréhender les conditions spatio-temporelles; associées au déclenchement d'un séisme. La source séismique peut être considérée comme un point représentant la position de l'hypocentre (foyer) sur le plan de la rupture. Le travail du sismologue consiste à trouver la position de ce point qui définit la localisation du séisme à la surface de la terre (épicentre). Le rayonnement d'énergie du séisme à basse fréquence correspond à celui d'un double couple de force, dont l'un des deux plans nodaux correspond au plan de faille et l'autre plan est dit auxiliaire (complémentaire). L'orientation spatiale de ce couple de plans est appelée mécanisme focal. Ce dernier permet de définir la nature tectonique de la faille: inverse, normale ou décrochement (cisaillement).

La première étape d'une étude d'un séisme est donc de trouver la localisation et le mécanisme au foyer correspondant. La disponibilité des données sismologiques en temps réel par la surveillance sismique 'Réseaux Net' à l'échelle universel, permet d'obtenir les informations de façon rapide lors d'un événement régional (moins d'une heure pour les séismes $M > 6$). Ces séismes sont générés par des ruptures ou de segments de failles qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de kms. Cependant le sismologue utilise le terme de source étendue quand il décrit le séisme non plus comme un point (nucléation) mais comme étant une surface à deux dimensions. L'approche cinématique représente le séisme à partir de changement d'état de la déformation qui constitue la dynamique de la source étudiée établie grâce à la vitesse de propagation des ondes élastiques et du glissement d'un point de rupture sur ta faille (d'ordre centimétrique).

La seconde représentation est dynamique de la rupture qui se développe suivant des lois empiriques reliant le taux de glissement, du au frottement mécanique, à la puissance du séisme exprimé par le moment séismique (M_0).

III - Aléa sismique régional

L'aléa sismique est souvent confondu avec le risque sismique qui exprime l'estimation probabiliste de pertes humaines et matérielles d'une zone sismique lors d'un événement notable. La série référentielle de la séismicité obtenue indique l'existence d'une séismicité cyclique non périodique, exprimant une séquence croissante des magnitudes qui se relaient d'un seuil à $M \geq 3$ jusqu'aux événements notables ($M \leq 5.5$). Cette attitude est vraisemblablement concordante avec la récurrence des répliques des séismes modérés affectant l'Oranie. Quant au risque sismique il ne peut être définitivement résolu qu'avec une connaissance parfaite de la structure profonde de la marge littorale et l'ajustement de la base de données sismiques régionale (actualisée). En effet le premier obstacle qui entravait l'approche déterministe d'évaluation de l'aléa était l'incertitude d'affectation des failles séismogènes; telle que la désignation de la faille séismogène qui s'est manifestait en 1790 (Ville d'Oran). Autre problème lié à la localisation douteuse des épacentres sismiques (lié aux enregistrements des stations sismiques). En conséquence beaucoup d'efforts se sont déployés pour remédier ces lacunes, notamment la résolution du présent modèle sismotectonique du littoral oranais qui a permis d'ajuster les aires séismogènes en fonction des unités structurales (en nombre de: 07); dites 'zones sismotectoniques'. Le calcul de l'aléa sismique par l'approche probabiliste a donné des résultats qui se corrélaient parfaitement avec la géodynamique d'une marge littorale passive qui se caractérise par une l'activité sismique modérée. Les données sur la géologie structurale confirme une superposition des milieux qui s'emboitent parfaitement selon un régime compressif et décrochant (transpressif) et qui s'alterne depuis le Néogènes jusqu'à l'actuel avec un second régime transtensif sur l'ensemble du littoral oranais.

- Calcul probabiliste de l'aléa sismique

On justifie ce choix pour deux raisons à savoir: d'une part, la nature du modèle sismotectonique régional le permet (aires séismogènes) et d'autre part, pour avoir une pondération de magnitudes maximales normalisées par la relation fréquentielle de 'Gutenberg-Richter'. Les calculs des probabilités d'occurrence annuelle sont calculés pour chaque zone, tenant compte que la probabilité de dépassement ($p = 0.10$) pour un temps $t = 50$ années (équivalant à une période de retour de 475 ans). Le résultat de ce calcul est projeté au moyen du logiciel 'Global-Mapper V.8' pour donner une cartographie thématique de l'aléa sismique.

Rappelant que ce travail a nécessité plusieurs opérations : de calage et de présentation interactive (bidimensionnelle) m'ont permis d'établir la superposition de plusieurs couches infographiques tous intégrés dans la cartographie de l'aléa sismique régional. Ces opérations sont jugés nécessaires pour une représentation de l'aléa sismique qui représente l'étape fondamentale du calcul de risque sismique d'une région. Ce travail est élaboré grâce au logiciel 'd'Idrisiw-V.2', qui m'a permis d'analyser et de représenter les paramètres sismiques et la cartographie des aléas en mode raster. La formulation mathématique des champs paramétriques et le calcul de nouvelles variables spécifiques à cette recherche a été résolue lors du 'géo-référencement' des supports graphiques et après affectation paramétrique des différentes zones sismique.

Ces paramètres sont respectivement: la localisation des épicentres séismiques, les intensités et les magnitudes (min, max) et les probabilités d'occurrences séismiques calculées à l'échelle régionale. (Fig.104). L'intégration de la base de donnée (Sismo-2008) dans le programme MapInfo-V7 a été bénéfique pour effectuer les opérations de sélection et de transferts des données (*.dbf) par rapport à d'autres interface de logiciels. L'analyse géo spatial de ces paramètres a permis la réalisation de plusieurs combinaisons thématiques par la voix interactive (échange) entre les logiciels utilisés (Surfer Idrisiw et MapInfo).

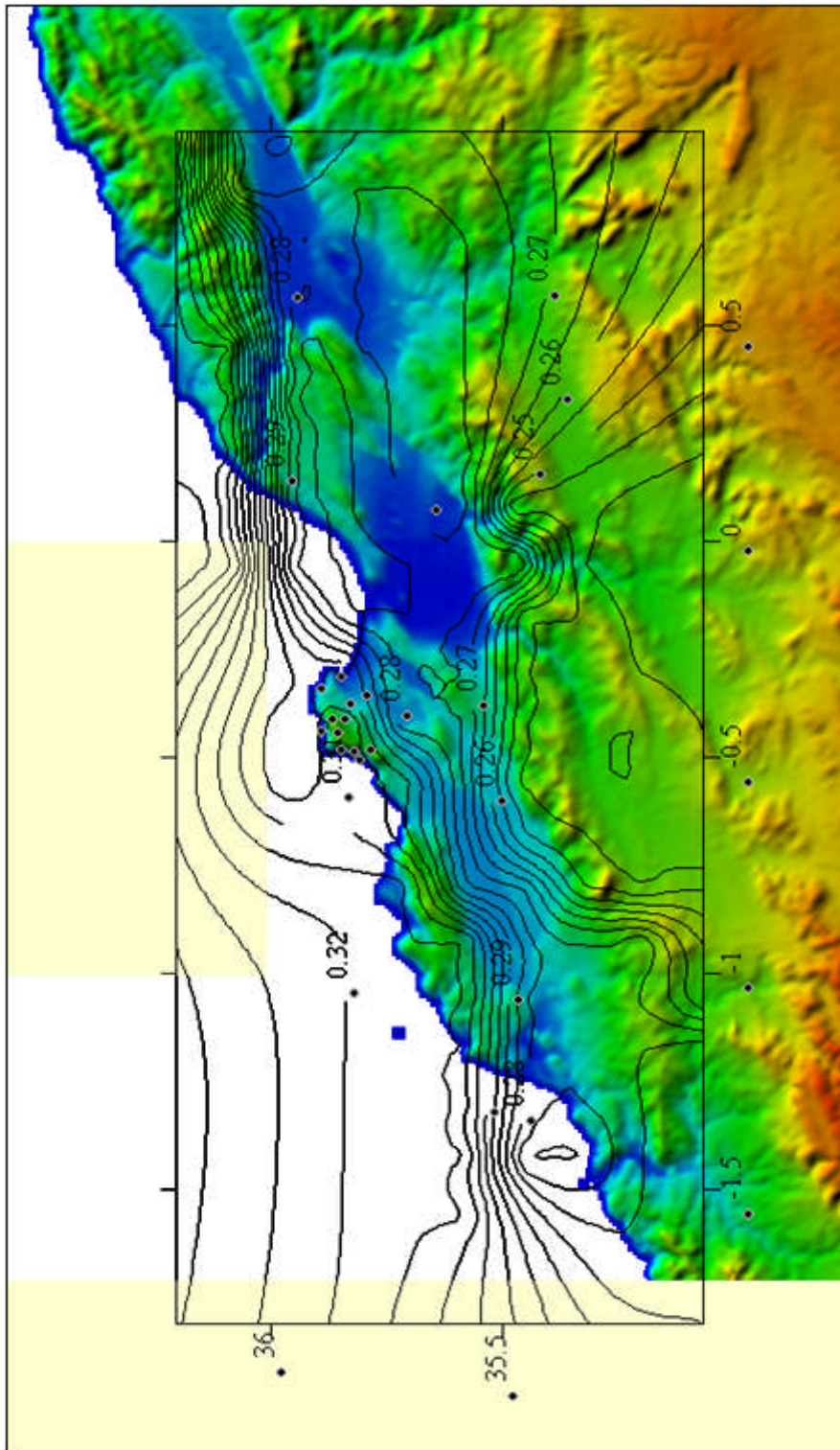


Fig.112: Cartographie d'activité sismique du littoral oranais, exprimée en valeurs 'b_value'.

Par ailleurs, l'analyse des images satellites de Spot et de Landsat-5/1990 montre, après traitements spécifiques, l'existence de linéaments sur l'ensemble des terrains étudiés. La vérification in situ de ces linéaments m'a apporté une donnée importante sur leur nature et sur leur dimension. Comme par exemple la faille néogène des falaises des 'Jenets d'Oran'; fracturation inédite sur laquelle j'ai effectué une auscultation microtectonique donnant un système de déformation par cisaillement, où les tenseurs tectoniques indique une bonne corrélation avec les mécanismes focaux des séismes affectant l'Oranie. D'autres arguments géophysiques prouvent l'existence de failles cachées dans les vallées et les bassins endoréiques de la région. Cette fracturation est sans doute la réponse des événements sismiques fréquemment ressentis en Oranie (8-12 secousses/mois) sont enregistrée par les stations régionales de surveillance locale. Cette activité semble être liée à la continuité géodynamique de la formation des édifices morpho structuraux et des bassins sédimentaires subsidents dans la région. Le rejet de 10-15m entre les mêmes niveaux des terrasses alluviales entre le Murdjadjo et les Tessala(s) reliefs semble répondre à la question sismotectonique.

A la base de ces données j'ai délimité plusieurs zones séismogènes par le biais de grands accidents tectoniques, dont la majorité déterminées (géophysique). Sachant que le sahel occidental se caractérise par une complexité structurale importante (plusieurs phases tectoniques antérieures), l'opération de recherche systématique de la fracturation pour définir le modèle tectonique régional serait donc impossible. Dans ce cadre de ce travail j'ai envisagé d'appliquer les méthodes indirectes d'investigation et en l'occurrence la cartographie thématique (télédétection) et la réinterprétation des données géophysiques des différentes sociétés et notamment données sismologiques qui constituent l'axe de cette recherche sismotectonique.

Conclusion générale.

L'étude structurale basée sur les observations de terrain, des mesures microtectoniques et sur les données géophysiques de la région m'a permis de définir une zonation des terrains en plusieurs unités sismotectoniques. Ces dernières évoluent depuis la marge vers les zones internes de l'Oranais en un système de failles directionnelles, qui semble se compliquer davantage en allant vers le Sud de la région. Sur la côte littorale on enregistre des fractures majoritairement unidirectionnelles, au centre de la fracturation se multiplie voir se tripler en dessinant des formes sigmoïdes, notamment en zones le croisement qui se localise au niveau de la virgation de cette sigmoïde. Tout à fait vers Ses zones externes régionales, on constate la prédominance de nappes de charriages avec un système de rampe décollement. Dans cette perspective d'évolution des fractures, il semble intéressant d'établir une corrélation entre les données séismologiques et les structurale pour mieux définir les foyers sismiques historiques ayant affecté la région. Le calcul des lois de distribution de la séismicité pour les différentes zones montre une caractéristique importante liée aux faibles valeurs de 'b'. Ce paramètre, indice d'activité séismique, montre une spécificité géodynamique importante. Les données régionales sur le thermalisme et l'alignement des points chauds sont très corrélables avec la cartographie de cet indice. Les travaux de (Jhon Curtus, 1973) confirment que les faibles valeurs de 'b' décroissent avec la profondeur du substratum et avec le temps géologique.

Parallèlement à d'autres travaux sur l'activité sismique en zones thermique, on ne retient que le facteur 'b' décroît en zone de haut thermalisme et/ou d'activité volcanique. Ce qui est très corrélable avec l'accumulation des contraintes tectoniques depuis le marge littorale de faible altitude vers les zones internes de la région dont l'altitude et l'édification des morpho structures est importante. La séismicité régionale des 07 unités sismotectoniques vient de confirmer l'interaction dynamique de deux unités sismotectonique en opposition d'axe de vergence matérialisé par des grands chevauchements des monts des Tessala (zone-6) au sud de la grande sebkha d'Oran et d'une importante flexuration qui délimite l'unité sismotectonique-1'; du sahel d'Oran au Nord de la Sebha d'Oran (voir les coupes géophysiques interprétatives du Chapitre-3).

Par ailleurs, l'analyse microtectoniques de plusieurs sites, liés au socle et à la couverture, de la région d'Oran confirme l'existence d'une complexité tectonique importante. Les abords proches de la ville d'Oran conservent encore d'importants arguments marquant la trace de superposition de plusieurs phases tectoniques qui ont affecté l'ensemble des terrains secondaires et tertiaires du Sahel oranais. Les documents géologiques des anciens auteurs, notamment ceux de Guardia, Fenet et de Gourinard, confirment ce fait, mais avec des scénarios distincts; car il semble d'après leurs esquisses cartographiques et leur description qu'ils ont généralisé leurs observations, parfois restreinte, à l'ensemble du littoral oranais.

Bien que leur approche interprétative soit localement admise, elle montre désormais, un désaccord considérable pour d'autres structures; d'orientation globale. Dans ce travail, je propose un modèle tectonique régional, basé sur la restitution du réseau de la fracturation tectonique et sur la cartographie de la distribution du champ de contraintes. La conception de ce modèle est basée notamment sur les paramètres géométriques des segments de Mies ainsi que sur la connectivité latérale entre les nœuds morpho structuraux qui, par endroits, dessinent des motifs correspondant aux dislocations des terrains souvent altérées par l'érosion et par les mouvements asismiques.. L'étude de l'aspect morphologique, réalisée par le modèle numérique de terrain, associé aux traitements spécifiques d'imagerie satellitale (télédétection) a favorisé l'établissement d'une esquisse cartographique propre à la fracturation tectonique régionale- Quant à l'analyse morpho structurale, elle s'est réconfortée par une numérisation surfacique des cotes altimétrique, dont le seuillage des contours m'a permis d'identifier des formes en lobes dilatés, marquant l'allure et le sens de basculement des blocs crustaux par rapport au plan de la rupture (faille). Les profils (Topo-Mnt), associés aux indices de mouvements, se regroupe pour donner la conservation de la résultante des déformations (séismique et asismique) sous formes de relief.

Les observations, m'ont permis d'identifier et de positionner les principaux nœuds morpho structuraux sur l'ensemble des terrains étudiés pour obtenir la cartographie de la facturation (Planche- 1). L'interprétation cartographique de ces motifs fait apparaître une affinité entre les tenseurs des mécanismes focaux et à ceux des systèmes triaxiaux générant les cartes thématiques des variations du champ de contraintes de la fracturation de Coulomb, indexées 'ACFF', (Boughacha, 2005).

Dans ce même contexte sismotectonique, il est à souligner que lors d'événements notable ($M > 6$), une partie de l'énergie se déjuge sous forme de déformation du milieu par rapport à k source sismique donnant en conséquence, des dislocations et des déformations différentielles.

Ces derniers reflètent l'image de la vibration sismique qui reflète généralement l'aléa sismique d'intensité (I_0). Ce dernier reflète en effet, le champ de proportion des aides élastiques qui suivait généralement l'allure des contraintes tectoniques, En fin, est à noter que la déformation globale suit un régime alterné entre une transtension et une transpression caractérisant la déformation en zones de cisaillement, (Thomas, 1985). Ce régime produit généralement, au niveau des zones fragiles, trois à quatre directions préférentielles d'extension déca kilométrique reflétant ainsi la géométrie du méga Riedel; qui développe lors des stades ultimes de son fonctionnement un système de rampe tectoniques puis des duplexes tectoniques donnant en conséquence d'importantes édifications du relief. Cette déformation en rampe tectonique se généralise sur l'ensemble des terrains néogènes et Plio-quadernaires à l'échelle des Atlas (telliens et atlasiques). Les résultats obtenus en séismologie sont encourageants pour aborder l'interprétation de l'activité sismique et sismotectonique de la région littoral de l'oranais. La cartographie des courbes d'iso intensité sismique exprime une bonne corrélation avec l'emplacement des édifices morpho structuraux de la région, où on constate que la densité des épacentres sismiques suit parallèlement la marge littorale. L'établissement de cartes thématiques, notamment celle des valeurs de b^* et d'aléa sismique devient nécessaire pour identifier la sismicité dans l'oranais, qualifier l'activité séismogène de la région et calculer l'aléa sismique de la régional. Vu la complexité structurale du littoral, il est très difficile de définir des sources sismogènes par la présence de failles actives cartographiables qui restent mâles connus jusqu'à présent dans toute la région d'étude. Pour rendre cette tâche plus efficace, j'ai tenu compte des paramètres géologiques, morpho structuraux et géophysiques pour l'encadrement des unités sismotectoniques qui regroupent plusieurs concentration d'épacentres sismiques, ayant des magnitudes ($M \geq 2.5$). Ces unités sont indexées respectivement, du Nord au Sud, par différentes zones (1-7), en forme de surfaces de polygones regroupant les 7 unités sismotectoniques. La méthode utilisée pour la délimitation de chaque zone assume plusieurs conditions jugées utile à savoir:

- que l'occurrence des séismes suit la loi de distribution de Poisson.
- que l'évaluation du paramètre b' , d'activité séismogène, soit propre à la zone concernée.
- que la superficie de chaque zone doit être suffisamment grande pour établir le maillage cartographique (maille élémentaire est: 10×10 km).
- que les accidents tectoniques majeurs et les grandes failles, spécifiques à la régionale, constituent le périmètre de la zone qui délimite l'unité sismotectonique.
- et que l'impact de ces failles sur la sismicité régionale doit être notable au sein de chaque zone.

Pour cette zonation régionale, je propose l'organigramme de calcul des paramètres liés au modèle sismotectonique de cette région littorale. Les valeurs calculées de 'b' étant estimées ainsi que la probabilité d'occurrence sismique annuelle (à un taux de dépassement de $p=10\%$).

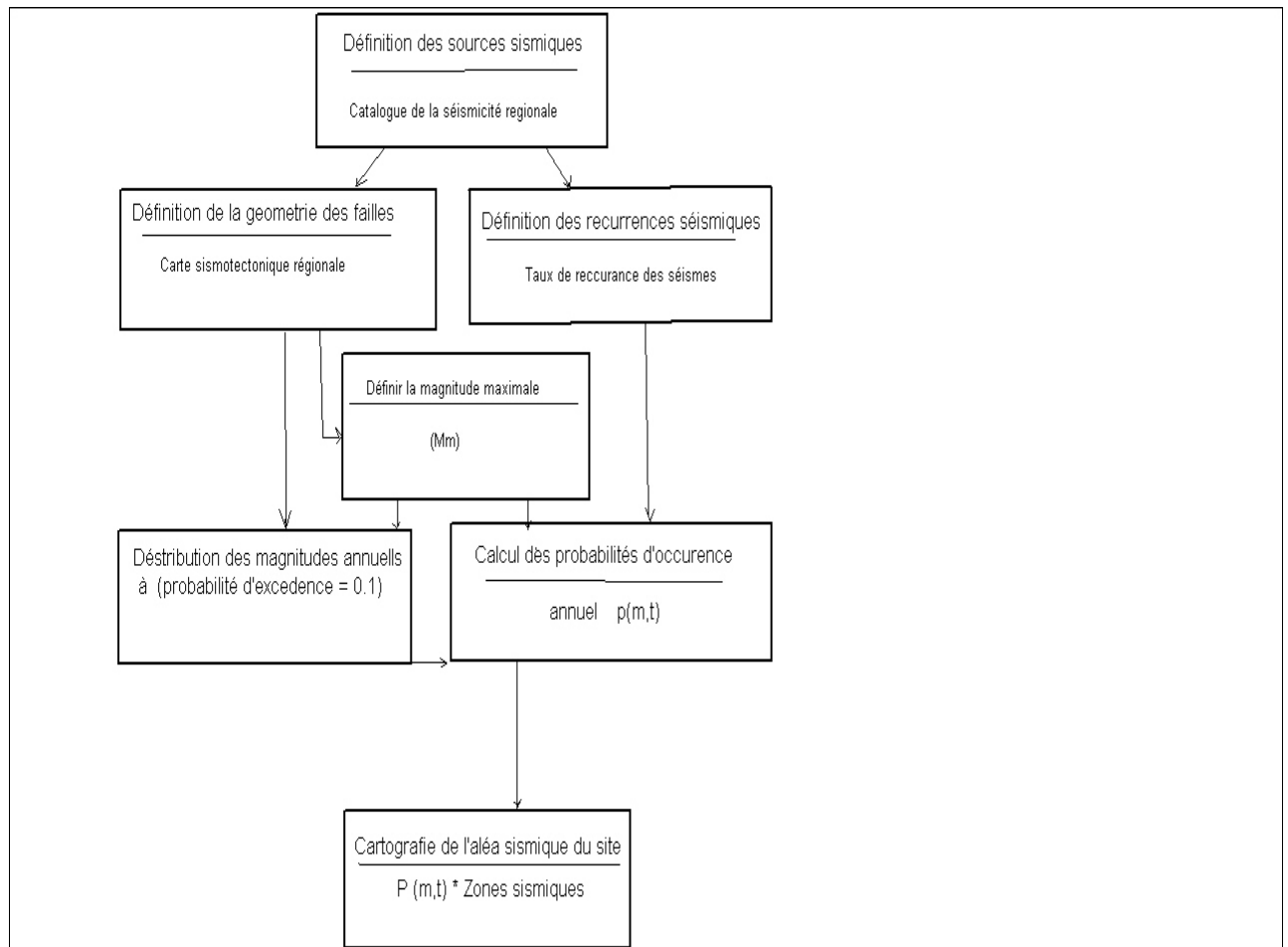


Fig.113 : Organigramme de calcul de l'aléa sismique

Cette zonation régionale proposée comme modèle sismotectonique régional m'a permis de projeter les valeurs calculées, du paramètre b^1 et de la probabilité d'occurrence sismique annuelle pour un taux de dépassement de 10%. Quant à la définition de la sismicité régionale, (Guardia, 1975) souligne la présence d'une faible activité sismique par rapport à celle rencontrée à l'échelle du domaine tellien. Cette particularité semble être liée à une instabilité tectonique. En effet, les résultats obtenus en cinquième chapitre, confirment que les faibles valeurs de 'b', ne dépassent le seuil : $b=0.34$, par rapport à toute la région du Nord-Ouest de l'Algérie; qui présente une activité sismique modérée à notable.

Pour expliquer cette anomalie, j'ai établi une carte thématique relative au paramètre 'b', projetée est drapée sur l'image satellite de la région (Lansat-5/ WGS-84), ce qui permet d'avoir une vision claire sur la répartition des contours de b^1 sur l'ensemble de la zone étudiée. Par ailleurs, d'autres observations géologiques et hydrogéologiques confirment la concordance de cette thématique.

De nombreux auteurs travaillant sur l'évolution des valeurs de 'b', tels que (Philippe Volant, 1992) ; Jean Robert Grassol, et Scholtz, 1968) confirment que les variations de cette constante sont en relation avec les changements des contraintes tectoniques contribuant au déclenchement d'une fracturation séismogène. Sur la carte thématique des valeurs de 'b' on peut facilement distinguer le parallélisme existant entre la marge littorale oranais et le gradient de valeurs de 'b' dont la courbe ($b=0.30$) correspond une ligne de flexuration tectonique (profonde) longeant la côte du Sahel oranais. D'autre part, on doit souligner un autre fait important soulignant que l'atténuation des valeurs de 'b' est fonction de la variation de pressions (Mogi, 1980 et Hirata, 1987). L'observation hydro géologique sur l'ensemble de zone-4, exprime l'allongement d'une zone meuble à potentiel hydrothermal important ; communication orale du Professeur Verdeil - 1983. L'atténuation de 'b', depuis la marge littorale vers les zones internes s'accompagne d'un hydrothermalisme croissant qui répond indirectement à l'existence d'une accumulation importante de pression en zone-5 (Ain Témouchent- Hammam Bou'Hadjar) et en zone-6 Hammam Bou-Hanifia (Macara) où les affleurements géologiques et les résurgences hydrothermales sont bien connues dans la région.

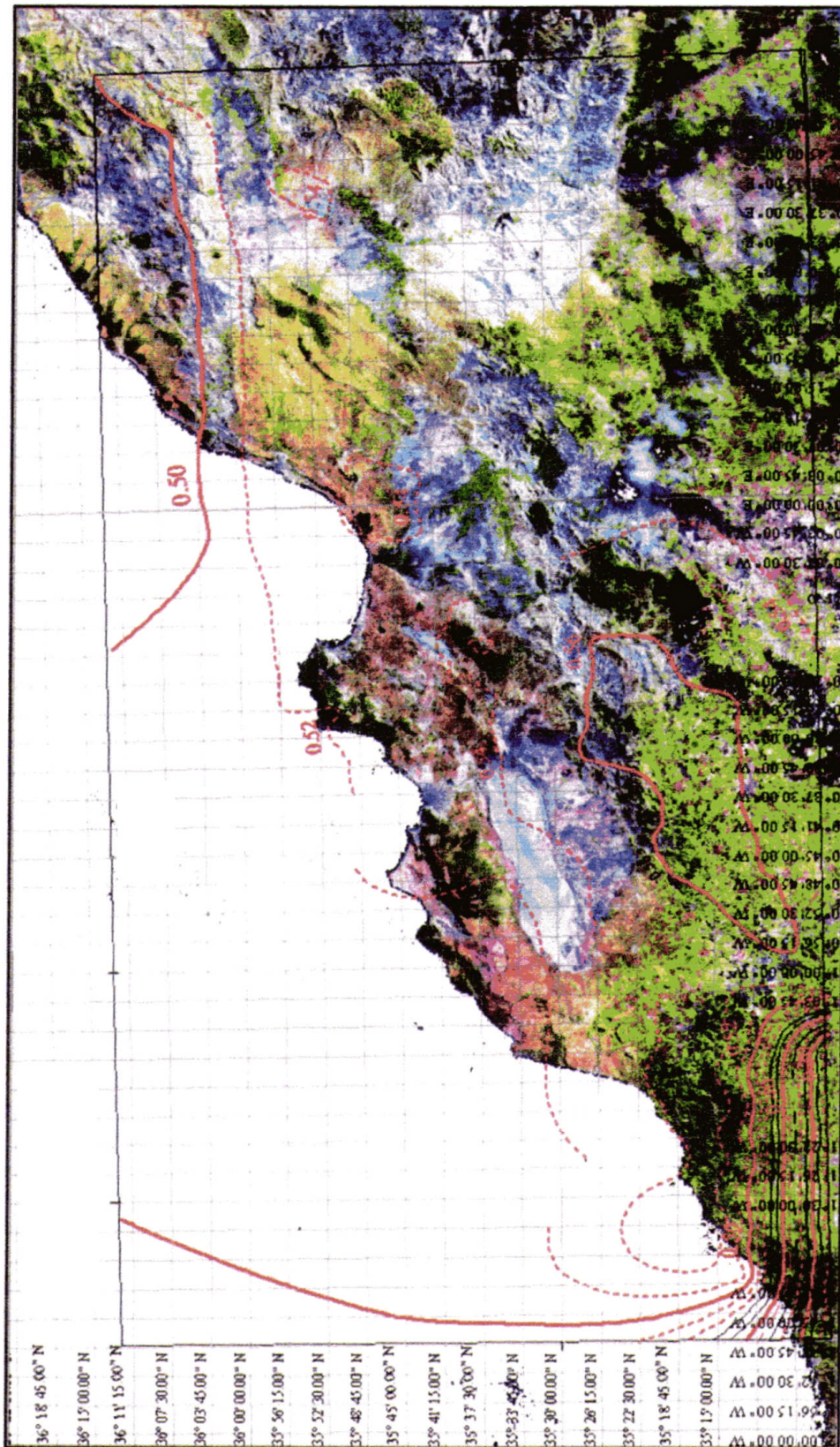


Fig.114 : Distribution de l'aléa sismique relatif à la probabilité d'occurrence l'excédence des séismes (p:0.1) du littoral oranais; période (1790-2006)

L'étude de l'évolution du paramètre 'b-valeur', contribue indirectement à supposer que l'instabilité de la zone-4 correspondante au bassin occidental du 'Bas-Chellif est probablement due à l'enfoncement d'une longue de subduction venant du Nord, en forme d'auréole, à vergence Sud. Cette langue de subduction a tendance à s'enfoncer sous les zones internes avec une accumulation excessive de pressions magmatiques suivant l'axe sismotectonique de direction globale Est-ouest qui fait associer plusieurs alignements tels que les bombements, les grands décrochements (dextre: et senestres) ainsi que plusieurs sources hydrothermales.

En fin, le calcul d'aléa sismique régional est basé notamment sur les données séismogènes de la période (1790-2006) confirme que la probabilité d'occurrence des séismes de Magnitudes $M \geq 2.5$ annuelle, avec une probabilité de dépassement ($p=0,1$) varie de ($0.56 > P > 0.24$). Rappelant que cet aléa sismique a été estimé par la méthode probabiliste. (Fig.115, 116)

Les trois éléments majeurs de la méthode probabiliste sont :

- Les paramètres caractéristiques des sources sismogènes
- La caractérisation d'une loi d'atténuation des ondes sismiques
- et Calcul de la probabilité d'occurrence séismique.

Pour mieux expliquer l'évolution de l'aléa sismique sur l'ensemble du littoral oranais, le calcul des magnitudes maximales de chaque région constituait la première démarche pour le calcul des magnitudes d'occurrences maximales par zone, utilisant les relations mathématiques de (Curtis, 1973) qui m'ont permis d'estimer en fin la Probabilité d'occurrence (de poisson) qui évalue le taux annuel pour qu'un événement ultime puisse dépasser le seuil d'une probabilité minimale de 10%. Cette dernière, peut prendre d'autres valeurs pour encadrer la sécurité des ouvrages, C souligne qu'en Génie Civil, on prend souvent une probabilité de dépassement de ($p=0.10$) pour un temps ($t= 50$ ans); paramétrer les normes parasismiques entrant dans la notice technique < l'architecte qui préconise une résistance de l'ouvrages pour période de retour estimée à 475 années.

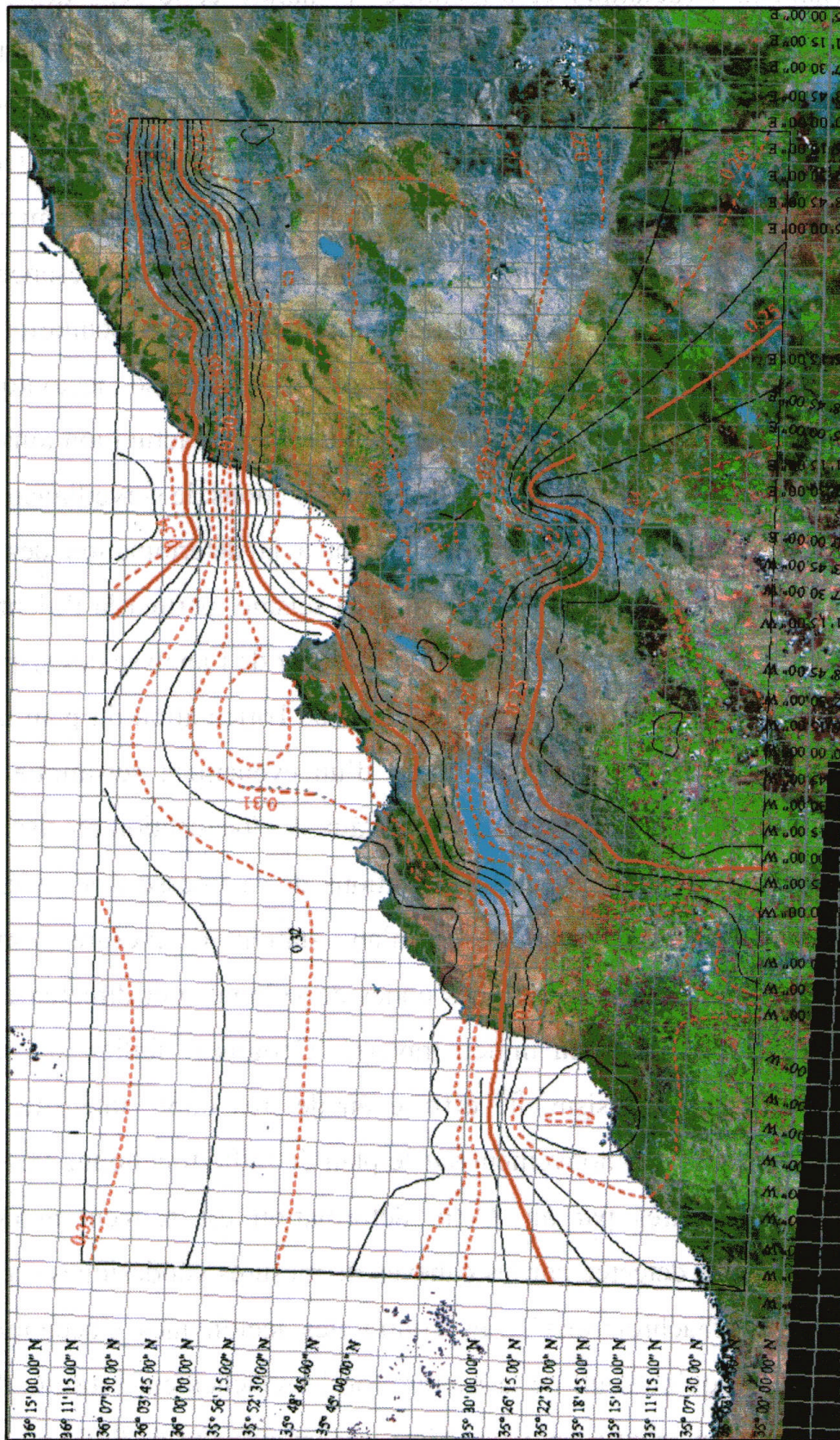


Fig.115 : Distribution du paramètre séismologique (b-value) sur le littoral oranais; période (1790-2006)

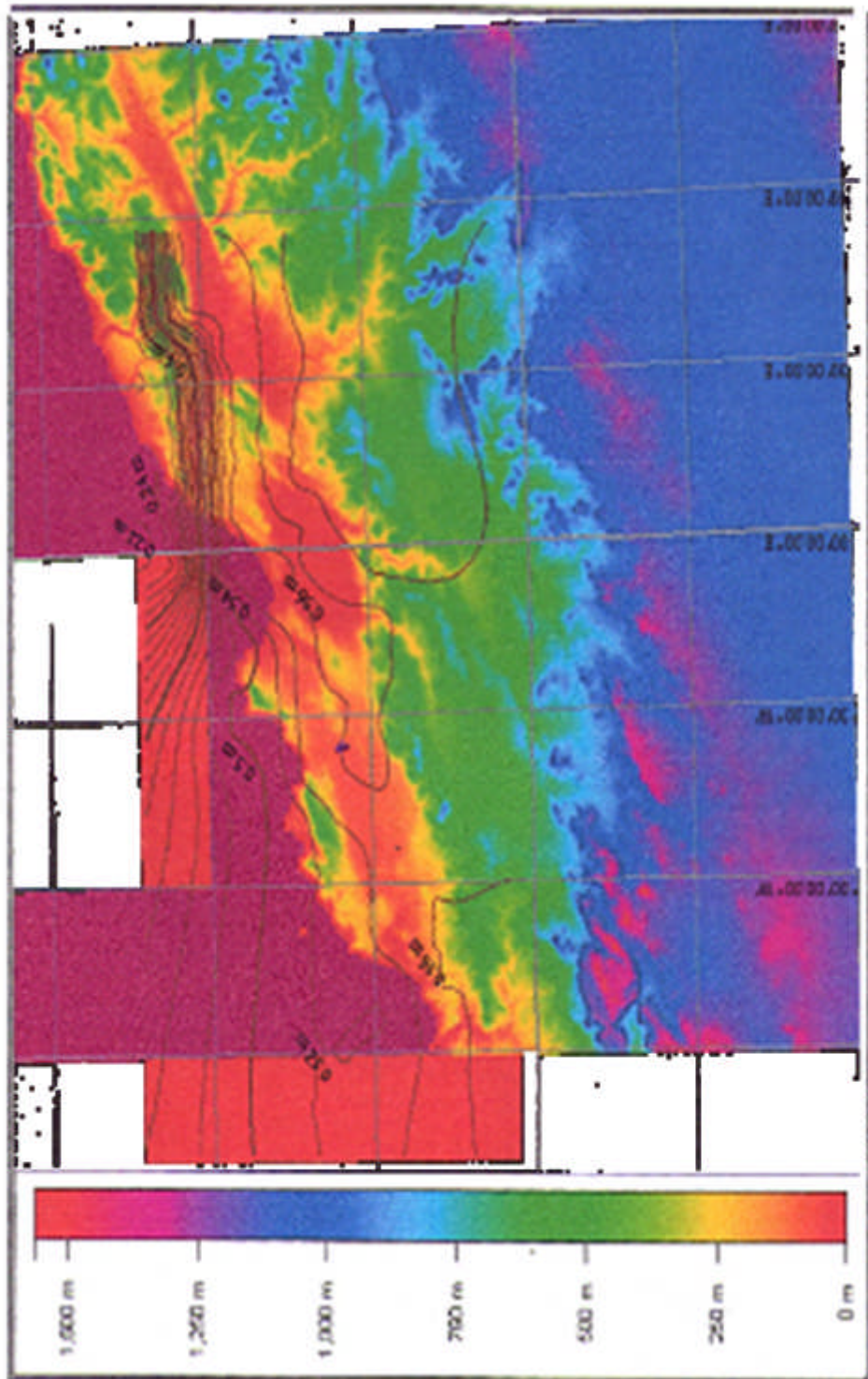


Fig 116: Distribution de l'aléa sismique régional (1790-2006); drapé sur le MNT 51/100.000 du littoral oranais

Bibliographie

AKI, K. A; CHRISTOFFERSON, E & HUSEYBEY, S (1977). – Determination of the three dimensional seismic structure of the lithosphere. *Journal of geophysical research*, vol.82, N°2, p.277 - 296.

ALLMENDMGER, R. W; MARRETT, R. A & CLADOUBOS, T (1989). - Fault Kinematics version 2.0; *A program for analyzing fault slip data*, (nonepublished document).

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 chaîne alpine. *Thèse Sc. Paris. Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 150 p.

ANGELIER, J (1982). – Inversion of field data in fault tectonics to obtain regional stress . I. Single phase fault population: a new method of computing stress tensor. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 69, 607p

AOUDIA, A & MEGHRAOUI, M (1995). - seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria : The Tenes –Abou El Hassan earthquake of 25/08/1922 M= 6.0. *Tectonophysics*. 248. p263-276.

AYADI, A ; DORBATH, C; ESQUER, A; BEZZEGHOUD, M & BENHALLOU, H (2002). - Sur le caractère normal du bombement du Hoggar: Tomographie télé sismique de la croûte et du manteau supérieur (*submitted Elsevier*).

AYADI, A (2005). - Sur le caractère anormal de la lithosphère du Hoggar (Algérie): Tomographie télé sismique, structure tri dimensionnelle de la croûte et du manteau supérieur. *Thèse d'état en Géophysique USTHB-Alger*, 170 p + Annexes

BENHALLOU, H (1971).- Catalogue des séismes algériens de 1951-1970. Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie (IMPGA). *Univ-ALGER Alger*, pp.198.

BENHALLOU, H & ROUSSEL J. (1971): Sur les séismes et la séismicité de l'Algérie (1951-1970). *Note IMPGA, n° 4, Alger*.

BENHALLOU, H; HAMEG Z & HADIOUCHE, O (1980): Note préliminaire sur le séisme d'El Asnam du 10 octobre 1980 Actes des journées Scientifiques sur le séisme d'El-Asname. *ONRS/juin-1981, Alger*.

BENHALLOU, H (1985). - les catastrophes séismiques de la région d'echellif dans le contexte de la séismicité historique de l'Algérie. *Thèse de doctorat d'état Es-sciences, USTHB , Alger , 294p*.

BENOUAR, D (1994). - Materials of the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twenty century. *Instituto nazionali di geofisica. annali di geofisica*, vol.36; n°4, 860p.

BENOUAR, D; MOLAS, G. L & YAMAZAKI, F (1996). - Earthquake hazard mapping in the Maghreb countries, Algeria, Morocco, Tunisia. Earthquake Engineering. *Structural Dynamics*, 1996, vol 25, n° 10, p 1151-1164.

BERNARD, C (1997). – Géo référencement; comment maîtriser l'intégration des données multi sources dans un SIG. CIRAD (*Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement*). Montpellier, 76p.

BEZZEGHOUD, M & BENHALLOU, H (1994). – les séismes en Algérie de 1365- 1992. Bulletin du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique. *CRAAG, département étude et surveillance sismique*.

BEZZEGHOUD, M (1994).- Séismicity of Algeria between (1365-89) map of maximum observed intensities (MOI). *Revista di Geofisica y Geodesia*.

BEZZEGHOUD, M & BUFORN, E (1999). – Source parameters of the 1992 Mellila (Spain, Mw=4.8) alhoceima (Morocco, Mw =5.8) and Mascara (Algeria, Mw =5.7). 'Earthquakes and seismotectonics implications'. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89(2), p359-372.

BOCKEL, M (1972). - Structure de la croûte terrestre en Algérie après les sismiques. *Ann. Di. Geofisica*, 25, n° 3, p. 339-358.

BONN, F & ROCHON, G (1992). - Précis de télédétection Vol I : Principes et méthodes. *Presses de l'Université du Québec / AUPELF*, 485P.

BOUDIAF, A (1996). – Etudes sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie; utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques active. Contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. *Doct. Thesis Univ. Montpellier-II, France.* pp. 274.

BOUHADAD, Y (2001). - The Murdjadjo, Western Algeria, fault-related fold : implications for seismic hazard. *Journal of Seismology.* vol.5 : p.541-558

BOUHADAD, Y & LAOUAMI, N (2002). - Earthquake hazard assessment in the Oran region (Northwest Algeria); Natural Hazard vol. 26 p.227-243. *Kluwer Academic Publishers-Netherlands printed*

BUFORN, E ; BEZZEGHOUD, M; UDIAS, A & PROC, C (2004). – Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure appl.geophys* p161

CENTENE, A ; CISZAK, R ; DUBEL, C; GREVELLEC, J & LACAS, J.L (1980). – Microtectonique dans la série à faciès verrucano des massifs côtiers oranais et géodynamique récente de la méditerranée occidentale. *8^{ème} R.A.S.T., Marseille*, p. 88

CHEBANCE, M.(2001). - Les méthodologies d'évaluation de l'aléa sismique, période 1995-2001; DESS Ingénierie Documentaire Rapport de Recherche Bibliographique; *Ecole Nationale Supérieure Université Des Sciences de l'Information: Univ-Claude Bernard, Lyon 1.*

CISZAK, R (1993). – Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *STRATA , Série 2, Vol.20 – p.1-513, 107 fig., 17 pl*

DELFAUD, J (1973). - Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne : Evolution de la région oranais (Algérie) au Miocène supérieur. *Conséquence stratigraphique*, 241pp.

DELTEIL, J., FENET, B., GUARDIA, P. ET POLVECHE, J. (1971).- Géodynamique de l'Algérie occidentale, *Comptes Rendus. Société Géologique France*, 8: 414-417.

DELTEIL, J. (1974) . – Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental (monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). *Thèse Sciences Nice*, 294 p.

ELGHOBRINI, M (1986). – Evolution morpho structurale de la marge algérienne (méditerranée occidentale) influence de la néotectonique et de la sédimentation. *Thèse doct., University of Sorbonne, France; 164p.*

ETCHECOPAR, A (1981). – An inverse problem in micro-tectonics for determination of tectonic phase. *J. Struct. Geol.*, 3 , p. 51-65.

FENET, B (1975). - Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse nord maghrébine : les monts de djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse de doctorat. Université de Nice*, 301pp.

FRIZON DE LAMOTTE, D (1982). - Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc. vol.314. p239-309.*

GUARDIA, P. (1970).-Etude structurale du Djebel 'Fillaoussène' et aperçu sur la tectogenèse atlasique dans l'autochtone oranais (Algérie occidentale). *Bulletin Société Géologique France, série 7, tome 12: 220-225.*

GUIRAUD .R (1973) . – Evolution post-triasique de l'Avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse Sciences, Nice*, 270 p.

GIRARDINI, N; HATZFELD, D & GUIRAUD, R (1977). – la sismicité du Nord Algérie. *C. R. Somm. Soc. Géol. France, vol.2 p,95-100.*

GOGUEL, J (1965). – traité de tectonique . edition Masson & Cie; Paris 457p.

GUARDIA .P (1975). – Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-occidentale (relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique). *Thèse Sciences, Nice*, 289 pp.

GUTEMBEG, B; RICHTER, C. F (1954). – Seismicity of Earth and Associated Phenomena, *Princeton University Press, NJ. 310 pp.*

GOURINARD, Y. (1958). - Recherche sur la géologie du littoral oranais. Publication du service de la carte géologique de l'Algérie. *Nouvelle série, 6, Alger, 111P.*

HATZFELD D. (1976). - Etude sismologique et gravimétrique de la structure profonde de la mer d'Alboran : mise en évidence d'un manteau anormal. *C. R. A. S. Paris ; t. 283 ; série D ; n° 9 ; pp : 1021-1024.*

HASSANI, M. I. (1987). - Hydrogéologie d'un bassin endoreïque semi-aride. Le bassin versant de la grande sebkha d'Oran (Algérie). Doctorat 3^{ème} cycle. *Université de Grenoble, 303P.*

HAMDACHE M., BEZZEGHOUD M., MOKRANE A (1997). - Estimation of seismic hazard parameters in the northern part of Algeria. *Pure and Applied Geophysics; vol 151, n° 1, p 101-117.*

IZIIS- SKOPJE, (1982).- Study of Elaboration of the Code for Repair and Strangthening of Damages buildings in the Region of El Asnam, Institute of Earthquake Engineering and Engineering Seismology, University 'Kiril and Metodij' Skopje, Report IZIIS 82-55 (1-13).

JIMENEZ, M. J; GARCIA-F & GSHAP, I.M.W.G (1999). – Séismic hazard assessment in the Ibero-Maghreb. *Annali di Geofisica vol. 42. p1057-1066*

KANAMORI, H; HAUKSSON, E & HEATON, T (1997). - Real-time seismology and earthquake hazard mitigation. *Nature; vol. 390, n° 6659, p461-464.*

KARNIK, V. (1969).- Seismicity of European Area, Part-I. Scechoslovakian Academy of Science, D. Reidel Publishing Company, *Dordech-Holland.*

KAZI-TANI, N. (1986).- Evolution géodynamique de la bordure afraicaine: le domaine intraplaque Nord algérien. Approche mégaséquentielle. *These Doct. Es-Sci, Univ. de Pau, 871 p.*

LESQUER, A; TAKHERIST, D; DAUTRIA, J.M; HADIOUCHE, O (1990). -Geophysical and petrological evidence for an 'Anoulamous' upper mantle beneath the Sahara basins (Algeria). *Earth Planet. Sci. Lett., vol. 96, p407-418.*

MARTIN, DAVILA; PAZOS, A; BUFORN, E; UDÍAS, A; HANKA, W; BENZZEGHOUD, M; HARNAFI, M; NADJI, A; PRIAN, J; QUIJANO, J; PEÑA, J. A; GALLEGRO, J; AND MUÑOZ-DELGADO, G (2006). - On land broad band "Western Mediterranean" and ocean bottom "FOMAR" seismic networks. Meeting (San Fernando), *Earthquake monitoring and Earthquake Risk.*

MAURY (2000). - Volcanisme alcalin quaternaire d'Oranie (Tell Algérie occidentale), témoin d'une lithosphère cisailée et amincie. *Comptes rendus des Géosciences, Paris,334 : 387-394.*

Mc GUIRE, R. K (1993). – computations of seismic hazard, *Annali di geofisica. vol. XXXVI (3-4), p181-200*

Mc KENZIE, D (1967). – The relation between fault plane solution for earthquakes and the directions of the principal stress *Bull. Seismol. Soc. Am., 59, p. 591-601*

Mc KENZIE, D (1967). – The relation between fault plane solution for earthquakes and the directions of the principal stress. *Bull. Seismol. Soc. Am., 59, p. 591-601*

Mc KENZIE, D. (1972). - Active tectonic of the Mediterranean region. *Géophysics. J. R. Astr. Soc. vol 30, p 109-185*

MERABET, A. et SEBAA, N. (1995).- Synthèse hydrogéologique de la carte d'Oran « région comprise entre Kristel et Madegh » Carte au 1/50.000^{ème}. *Mémoire d'ingénieur en hydrogéologie. Université d'Oran, 146 P.*

MERCIER, J & VERGELY, P (1972). – Décrochements d'âge ante-crétacé sup. *Z. Deutch. Geol. Ges., vol 123 , p. 469-489.*

- MERCIER (1991).** - Paleostress determination from fault kinematics : application to the neotectonic soil of the Himalaya – Tibet and Central Andes. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 337, p.41-52.
- MEGHRAOUI, M (1991).** - Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algérie), *Terra Nova* 3, p84-93.
- MEGHRAOUI, M ; MOREL, J. L; ANDRIEUX, J & DAHMANI, M (1996).** -Tectonique Plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent – continent, *Bull. Soc. Géol. Fr.* 141-157.
- MEGHRAOUI, M & DOUMAZ, F (1996).** - Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res. Vol.101*, p17617-17644.
- MOGI, K (1962).** -Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems to earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo-Universit*;vol. 40; p.125-173
- MOGI. K. (1980).** - Review of "Rock friction and earthquake prediction; edited by J. D. Byerlee and M. Wyss. *Tectonophysics*, vol. 65, p378-379.
- MOKTEFI, N (1999).** - Apport de la télédétection à l'étude géologique du secteur Arbal-Tafraoui (Oran). *Mémoire d'ingénieur en géologie. Université d'Oran / CNTS*, 58P.
- MOUSSA, K (2000).** - Quelques aspects géologiques, géomorphologiques, hydrogéologiques, biologiques et chimiques de la sebkha d'Oran (Algérie). Implications environnementales. *Fifth International. Conference on the Geology of the Arab World (GAW-5), February 2000, Cairo-University.*
- NADJI A.M, (1997).**- chronologie des événements sismiques du littoral oranais (1900-1980). Séminaire Maghrébin organisé par I G C d'USTO (Oran) et le CRRAG (Alger)
- NADJI A.M, FOUKRACHE. M, MANSOUR. H, BEKRATTOU. M & LABIADH. K (1999).**- Reconstitution paléo-structurale de la couverture superficielle de la ville d'Oran par le biais d'analyse géochimique et de cartographie thématique. 'CN.GPA-99'. *Colloque National de Géophysique-Parasismique et phénomènes aléatoires.*
- NADJI, A.M; MAHBOUBI, M; BENSALAH, M; MEBROUK, F & MOUSSA, K (2001).** - Reconstitution des séries référentielles du Tertiaire continental ancien de l'Algérie, par l'analyse markovienne. Essai d'interprétation géodynamique. *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*;vol.12 n°2 / 2001/ORGM /Algérie.
- NADJI, A.M; MANSOUR, H; MAHBOUBI, M & ZEROUAL, I (2003).** - installation d'un réseau de surveillance des mouvements de terrain 'RGEO' sur le littoral oranais. *2^{ème} Semaine Scientifique Nationale des Universités/ Sciences, Technologies & Environnement.*
- NEURDIN-TRESCARTES, J (1992).** -Le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chellif; modèle de référence de bassins 'intra montagneux' du bassin de Chellif. *Thèse d'état, Pau-France).*
- PERRODON, A. (1957).** - Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. Publication du service de la carte géologique de l'Algérie. Nouvelle série, *bulletin n°12, Alger*, 323P.

PHILIP, H & THOMAS, G (1977). -Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie). *Revue de Géogr. Phys. et Géol. Dynam.* XIX(4),315-324.

PHILIP, H & MEGHRAOUI, M (1983). -Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El-Asnam earthquake of October 1980. *Tectonics* 2,17-49

PHILIP, H & MEGHRAOUI, M (1983). -Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El-Asnam earthquake of October 1980. *Tectonics* 2,17-49

PRICE, N.J & COSGROVE J.N (1990). – Analysis of Geological structures. *Cambridge Univ. Press,U.K, 511 p.*

REITER L. (1999). - Earthquake hazard analysis: issues and insights. New-York: Colombia.*University Press, 253 p.*

ROUSSEL, J (1973).- Activité sismique en Algérie de 1951 à 1970 inclus. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord., t.64 f.3 et 4 Alger*

SHAW, J. H; HOOK, S.C & SUPPE (1994). - Structural trend analysis by axial surface mapping. *A.A.P.G. Bulletin, V. 78, N° 05 p: 700-720.*

SWAN, F. H (1988). - Temporal clustering of paleoseismic events on the Ouest Fodda fault, Algeria, *Geology* 16, 1092-1095.

TAPPONIER, G (1985). – Tectonique des plaques méditerranéennes; *Bull. Soc. geol.Fr;* vol.7, p437–460.

THOMAS, G. (1985). - Géodynamique d'un bassin intra-montagneux, le bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plioquaternaire, thèse d'état en géodynamique des bassins. *Univ-Pau(France). 594p.*

THOMAS, G. (1976). - Mise en évidence de décrochements dextres Est-Ouest d'âge quaternaire en Algérie Nord occidentale. *C. R Acad. Sci. Paris, t. 283 sér. D. p. 896-898.*

SEED, H.B & IDRIS I. M (1969). – influence of soil conditions on ground motions during earthquakes; *Journal of soil mechanics foundations. Division of American Society of Civil Engineers, vol 95, pp 1199-1218.*

SCHOLTZ. C. H (1968). - The frequency-magnitude relationship of micro fracturing in rock and its relationship to earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, p. 399 - 415.

UDIAS, A; LOPEZ, A; ARROYO A & MERZCUA, J (1976). - Sismotectonic of the Azores-Alboran Région. *Tectonophysic. 31. p. 259-289*

WELLS, D.L & COPPERSMITH, K.J(1994). -Newempirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull, Seismol. Soc. Am., 84, 6, 974-1002.*

WILDI, W (1983). – Reconstitution palinspastique et évolution paléogéographique de l'Afrique du Nord et de la Téthys occidentale du Trias au Miocène. *Revue Géodynamique et Géographie Physique, N° Spécial. Vol.24- p258-298.*

ZAITRA, S (2000). - Application de la télédétection, des modèles numériques de terrains et des systèmes d'informations géographiques à la caractérisation du milieu physique, cas de la plaine de la Mlèta (B.V de la grande sebkha d'Oran). *Mémoire d'ingénieur en hydrogéologie. Université d'Oran / CNTS, 85P.*

ZERKA, M (2004). – Le manteau sous la marge maghrébine: relations 'infiltrations-réactions-cristallisations' et cisaillements lithosphériques dans les enclaves ultramafiques du volcanisme alcalin Plio-quaternaire d'Oranie, exemples des complexes d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna (Algérie nord occidentale). *Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Oran : 234 p.*

Liens Internet

Cartographie assistée et SIG, logiciel de cartographie et SIG : Principes d'utilisation :
<http://membres.tripod.fr/ajei/seb/carto03.htm>

Digitaliser à partir d'une carte, logiciel de cartographie et SIG:Principes d'utilisation (doc1) :
<http://membres.tripod.fr/ajei/seb/carto01.htm>

Géoréférencement d'une carte, logiciel de cartographie et SIG: Principes d'utilisation (doc2) :
<http://membres.tripod.fr/ajei/seb/carto02.htm>

Introduction aux modèles numériques de terrain :
<http://plante.scg.ulaval.ca/MNT/intro.htm>

Méthodes de mesures
<http://www.swisstopo.ch/fr/geo/messverf.htm>

Modèles Numériques de terrain, aspects techniques :
<http://www.certu.fr/sitcert/geomat/minisi01/signatur/dossier8/dossier8.htm>

Qu'est ce que la télédétection ? Définition et historique :
<http://www.sigu7.jussieu.fr/Led/cies/definitions/teledetection.html>

USGS: United-States Geological Survey
<http://www.usgs.gov/>

National Earthquake Information Center (Colorado)

<http://neic.usgs.gov/>

USGS national seismic hazard mapping

<http://gldage.cr.usgs.gov/eq/>

Centre National américain d'information sur les séismes appelé aussi "World data center for Seismology, Denver".

<http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/epic/references.html>

International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI)

<http://www.iaspei.org/>

The Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)

<http://www.iris.edu/>

Logiciel Seisan. V8: The earthquake analysis software (For Windows, Linux and MacOSx)

Editors : Jens Havskov and Lars Ottemoller, University of Bergen

<http://www.geo.uib.no/Seismologie/Software>

Global Seismic Hazard Program

<http://seismo.ethz.ch/GSHAP>

BSGS World seismic hazard service

<http://www.gsrn.ac.uk/hazard/hazard2.htm>

Introduction aux modèles numériques de terrain :

<http://plante.scg.ulaval.ca/MNT/intro.htm>

Cartographie assistée et SIG, logiciel de cartographie et SIG : Principes d'utilisation :

<http://membres.tripod.fr/ajei/seb/cart03.htm>

Cartographie assistée et SIG, logiciel de cartographie et SIG : Principes d'utilisation :
<http://membres.tripod.fr/ajei/seb/cart03.htm>