Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Sciences de la Terre

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Master
En Sciences de la Terre

Option : Risques Géologiques

L'analyse des mécanismes de déformation tectonique De l'Oranais via les mesures microtectoniques des chaînes Côtière oranais. Et Des mécanismes focaux (oranais)

Présenté et soutenu par :

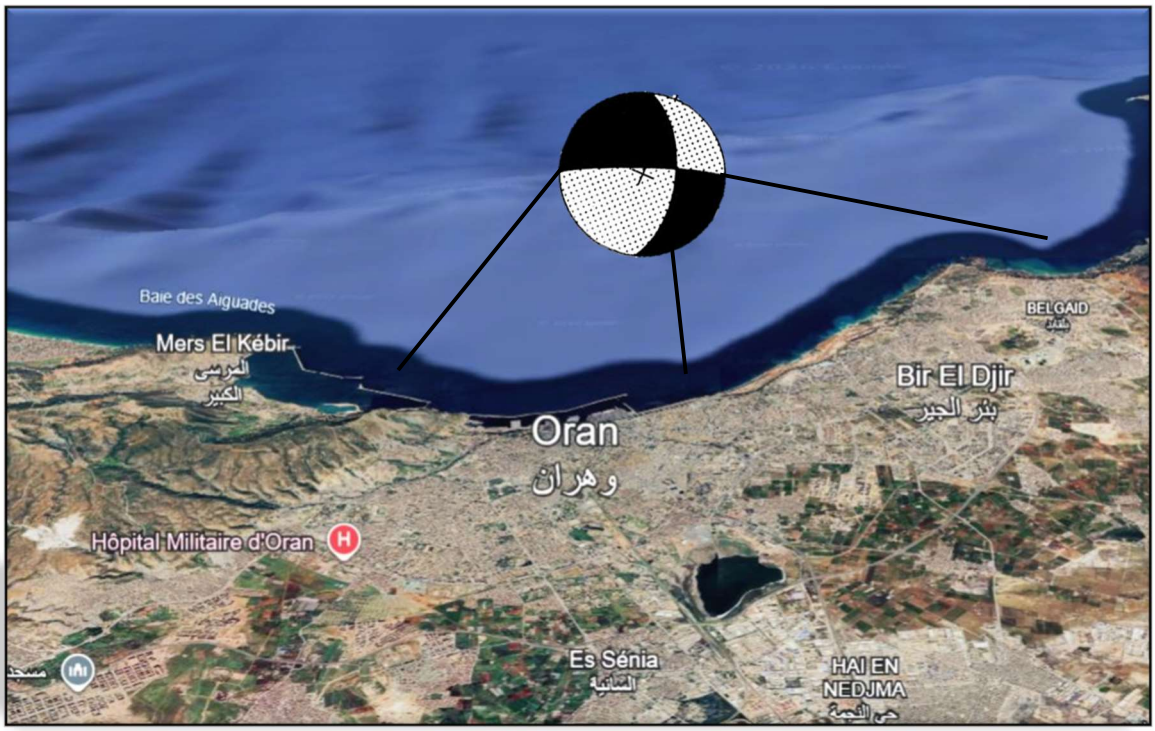
Mr Gharbi Mohammed Yacine

Devant le jury composé de :

Mm DAKKIECHE HAFIDA	**Grade**	**Université D'Oran 2**	**Président**
NADJI ABDELMANSOUR	**Grade**	**Université D'Oran 2**	**Rapporteur**
NOUREDDINE BOUALEM	**Grade**	**Université D'Oran 2**	**Examinateur**

Soutenu le 29 juin 2026

بسم الله الرحمن الرحيم



L'analyse des mécanismes focaux (oranais)

Via les mesures microtectoniques des chaînes Côtière

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à **Monsieur NEDJI ABDELMANSOUR,** mon encadrant, pour ses précieux conseils, son accompagnement bienveillant et son expertise scientifique qui ont grandement contribué à la réalisation de ce travail.

Mes sincères remerciements et ma haute considération s'adressent également aux honorables membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail :

- **Madame DAKKICHE Hafida**, Professeur, qui me fait l'immense honneur de présider ce jury.
- **Monsieur BOUALEM Noureddine**, Professeur, qui me fait le grand honneur de siéger parmi ce jury en tant qu'examinateur.

Je saisis cette occasion pour leur exprimer ma profonde reconnaissance, non seulement pour l'intérêt qu'ils portent à ce mémoire, mais aussi pour m'avoir enseigné et guidé tout au long de mon cursus universitaire durant ces six dernières années. Leur dévouement et leur soutien pédagogique ont été fondamentaux dans ma formation.

Mes remerciements vont également à l'ensemble des enseignants et membres du **Département de Géologie** de la **Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers (Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed)** pour la qualité de leur formation et leur soutien tout au long de mon parcours.

L'expression de ma gratitude la plus profonde et mon affection indéfectible vont à **mes chers parents**, **mon père** et **ma mère**, pour leurs sacrifices inestimables, leurs prières quotidiennes, leur amour inconditionnel et leur soutien infini tout au long de mes études. Ce travail est le fruit de leur patience et de leur éducation. Que Dieu les préserve.

Je remercie chaleureusement mes collègues, mes amis et toute ma famille pour leur encouragement constant et leur compréhension face à mes nombreuses absences durant la rédaction de ce mémoire.

Un merci particulier à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

Oran, juin 2026

Mohamed Yacine GHARBI

TABLE DES MATIÈRES FINALISÉE ET NUMÉROTÉE

REMERCIEMENTS 3
RÉSUMÉ / ABSTRACT / 6 ..... ملخص
INTRODUCTION GÉNÉRALE 10
CHAPITRE I : CADRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE REGIONAL..... 15
1.1. Cadre géologique régional 16
1.1. Position de l'Oranais dans l'orogène nord-algérien 16
1.2. Grandes unités lithostratigraphiques affleurant dans les chaînes côtières 18
1.3. Rôle des structures héritées dans l'organisation actuelle 22
1.2. Contexte tectonique et sismicité actuelle 24
2.1. Convergence Africo–Eurasie et mécanique de la déformation au Nord de l'Algérie ... 24
2.2. Styles de déformation dominants et rôle des accidents régionaux 26
2.3. Sismicité historique et instrumentale dans l'Oranais 27
1.3. Présentation détaillée de la zone d'étude 30
3.1. Localisation géographique et délimitation spatiale 30
3.2. Morphologie et principales structures tectoniques cartographiées 31
3.3. Justification géologique et choix des sites de mesure microtectonique 33
CHAPITRE II : DONNÉES MICROTECTONIQUES DE TERRAIN 37
II.1. Méthodologie des mesures microtectoniques 38
1.1. Les principes fondamentaux de la microtectonique 38
1.2. Géométrie tridimensionnelle et mesure des plans de faille et des stries 38
1.3. Détermination du sens du mouvement et critères de polarité microstructuraux 39
1.4. Classification des familles de fractures : cisaillement fragile vs extension 40
1.5. Plis mineurs et structures associées à la cinématique fragile 41
II.2. Protocole de terrain et organisation des stations 41
2.1. Concept et organisation géométrique d'une station de mesure 41
2.2. Instrumentation scientifique et outils technologiques de terrain 42
2.3. Structure et codification de la fiche de relevé microtectonique 43
II.3. Acquisition et traitement des données structurales par secteurs 44
3.1. Le Secteur Ouest : Domaine du Massif du Murdjadjo et de la Cité Merdjajou 44
3.2. Le Secteur Central : Domaine de la Frange Maritime et des Genets 46
3.3. Le Secteur Est : Domaine du Massif du Djebel Khar (Montagne des Lions) 47
II.4. Inversion des contraintes à partir des données de terrain 47
4.1. Fondements physiques de l'inversion et concept du tenseur réduit 47
4.2. La méthode graphique et cinématique des dièdres droits 47
4.3. Les méthodes d'inversion numérique d'Angelier (Linéaire et non linéaire) 47
4.4. Outils logiciels appliqués au traitement (TectonicsFP / Stereonet) ..... 4.5. Détermination des contraintes principales et du régime tectonique local 47

CHAPITRE III : DONNÉES SISMOLOGIQUES ET MÉCANISMES FOCAUX .....
III.1. Bases de la théorie des mécanismes focaux 77
1.1. Modélisation mécanique de la rupture et théorie du rebond élastique 77
1.2. Le concept sismologique du double couple de forces et moment sismique 78
1.3. La sphère focale et projection stéréographique des premières motions de l'onde P..... 79
1.4. Détermination des axes cinématiques P, T, B et couplage avec les contraintes 80
1.5. Rappel approfondi sur le « beach-ball » sismologique et signatures 82
1.6. Lien entre mécanisme focal et champ de contraintes : partition mécanique 85
III.2. Données sismologiques pour l'Oranais 88
2.1. Sources de données sismologiques : catalogues nationaux et internationaux 88
2.2. Critères de sélection et de filtrage statistique du catalogue sismologique..... 91
2.3. Compilation et analyse sismotectonique des mécanismes focaux régionaux 95
III.3. Analyse et inversion des mécanismes focaux 97
3.1. Représentation cartographique des mécanismes focaux dans la zone d'étude..... 97
3.2. Inversion du champ de contraintes profond : Méthodologies (FMSI / Michael) 101
3.3. Comparaison des régimes déduits et alignement avec les macrostructures..... 105
CHAPITRE IV : DISCUSSION INTÉGRÉE ET PERSPECTIVES DE L'ÉTUDE 110
IV.1. Microtectonique de confrontation – Sismologie 110
1.1. Comparaison quantitative des contraintes principales de surface et de profondeur ... 110
1.2. Cohérence mécanique entre déformation lente cumulée et déformation instantanée.111
1.3. Discussion sismotectonique des causes de déviation : Étude de l'héritage 111
IV.2. Rôle des structures majeures des chaînes côtières oranaises 113
2.1. Place des grandes failles inverses et des systèmes de décrochement 113
2.2. Relations cinématiques et couplage mécanique entre Onshore et Offshore 113
2.3. Implications pour l'évolution géodynamique récente de la frontière 114
IV.3. Conséquences pour l'aléa sismique local 115
3.1. Identification des structures sismogènes potentiellement les plus actives..... 115
3.2. Discussion qualitative de l'aléa sismique à l'échelle de l'agglomération d'Oran..... 115
3.3. Perspectives de recherche futures et intégration multidisciplinaire 115
IV.4. Conclusion générale du mémoire 115
4.1. Rappel synthétique des principaux résultats sismotectoniques 115
4.2. Apport de l'étude à la compréhension de la tectonique active nord-algérienne 115
4.3. Horizons scientifiques et perspectives futures 115

Résumé :

Ce mémoire porte sur l'analyse détaillée des mécanismes de la déformation tectonique de l'Oranie. Région située au nord-ouest de l'Algérie qui est caractérisée par une activité tectonique significative liée à la convergence entre la plaque africaine et la plaque eurasiatique. Cette étude se focalise sur les chaînes côtières orannaises, considérées comme un secteur clé pour la compréhension géodynamique de l'évolution des contraintes structurales récentes.

La démarche adoptée repose principalement sur l'analyse microtectonique des structures observées sur le terrain : plans de failles et plissement. Les mesures des glissements des blocks qui ont été relevées par l'instrumentation, orientées et traitées par la proche de projection stéréographique afin de reconstituer le régime de contraintes tectonique ainsi que les phases principales de la déformation. La source des données microtectoniques revient à plusieurs documents et thèses antérieurs. Dans notre travaille nous nous sommes focalisés sur les 03 principaux sites de oranie ; repartis d'est en ouest : montagne des lions, frange maritime, djebel Murdjadjo.

L'interprétation des données est complétée par la consultation de travaux antérieurs et par la mise en relation avec le contexte géodynamique régional. Plusieurs outils informatiques ont été investis tel que Stereonet, MapInfo, SIG et MS Office.

Les résultats obtenus nous ont permis de confectionner plusieurs diagrammes et cartes thématiques performants aux données utilisées donnant en conséquence le régime tectonique et les mécanismes focaux pour chaque site envisagé.

L'enchainement cette démarche nous a conduit à constater que la zone oranaise regroupe plusieurs mécanismes de déformation tectonique distincts qui sont cernés entre cisaillement, compressif à l'est, une distension à l'ouest et un dérochement au centre.

Ce modeste travail vient de compléter certaines notions structurales spécifique à l'ouest algérien d'où la diversité du paysage oranais.

***Mots-clés* :**

Déformation tectonique, Oranie, Chaînes côtières orannaises, Glissements de terrain, Contraintes tectoniques Sismicité, Risques géologiques

Abstract :

This master's thesis provides a detailed analysis of the tectonic deformation mechanisms in the Oran region (Oranie). Located in northwestern Algeria, this region is characterized by significant tectonic activity related to the convergence between the African and Eurasian plates. This study focuses on the Oran coastal ranges, which are considered a key sector for understanding the geodynamic evolution of recent structural stresses.

The approach adopted relies primarily on the microtectonic analysis of structures observed in the field, including fault planes and folding. Instrumentally recorded block-slip measurements were collected, oriented, and processed using the stereographic projection approach to reconstruct the tectonic stress regime as well as the main phases of deformation. The source of the microtectonic data stems from several previous documents and theses. In our work, we focused on three main sites in the Oran region, distributed from east to west: the Mountain of Lions, the maritime fringe, and Mount Murdjadjo. The interpretation of the data is complemented by the consultation of prior research and by establishing a correlation with the regional geodynamic context. Several computer software tools were utilized, such as Stereonet, MapInfo, GIS, and MS Office.

The results obtained enabled us to produce several effective diagrams and thematic maps tailored to the data used, consequently providing the tectonic regime and focal mechanisms for each studied site. The progression of this approach led us to find that the Oran zone encompasses several distinct tectonic deformation mechanisms, ranging from compressive shear in the east, to extension in the west, and strike-slip faulting in the center.

This modest work complements certain structural concepts specific to western Algeria, which account for the diversity of the Oran landscape.

Keywords: ***Tectonic deformation, Oran region (Oranie), Oran coastal ranges, Landslides, Tectonic stresses, Seismicity, Geological risks.***

ملخص

تناول هذه المذكرة تحليلاً مفصلاً لآليات التشوه التكتوني في منطقة القطاع الوهراني (Oranie)، وهي منطقة تقع في شمال غرب الجزائر وتتميز بنشاط تكتوني ملحوظ ناتج عن التقارب بين الصفيحتين الأفريقية والأوراسية. تركز هذه الدراسة على السلاسل الساحلية الوهرانية، والتي تُعد قطاعاً رئيسياً لفهم التطور الجيوديناميكي للإجهادات البنيوية الحديثة.

تعتمد المقاربة المعتمدة أساساً على التحليل الميكروتكتوني للبنيات المرصودة ميدانياً، والمتمثلة في مستويات الفوالق والطيات. وقد تم جمع قياسات انزلاق الكتل المسجلة آلياً، وتوجيهها، ومعالجتها باستخدام طريقة الإسقاط الستيريوجرافي (Stéréographique Projection)، وذلك لإعادة بناء نظام الإجهاد التكتوني والمراحل الرئيسية للتشوه. يعود مصدر البيانات الميكروتكتوني إلى العديد من الوثائق والأطروحات السابقة، حيث ركزنا في عملنا هذا على ثلاثة مواقع رئيسية في القطاع الوهراني، موزعة من الشرق إلى الغرب وهي: جبل الأسود (Montagne des Lions)، الواجهة البحرية، وجبل مرجاجو. واكتمل تفسير البيانات من خلال الاطلاع على الدراسات السابقة وربطها بالسياق الجيوديناميكي الإقليمي، مع الاستعانة بعدة أدوات برمجية مثل: Stereonet وMapInfo ونظم المعلومات الجغرافية (SIG) وMS Office.

سمحت لنا النتائج المحصل عليها بإعداد العديد من المخططات والخرائط الموضوعاتية الفعالة والمتوافقة مع البيانات المستخدمة، مما سمح بتحديد النظام التكتوني والآليات البؤرية لكل موقع مدروس. وقد قادنا هذا المسلسل التحليلي إلى استنتاج أن منطقة وهران تجمع بين آليات تشوه تكتوني متعددة ومتميزة، تنحصر بين قص انضغاطي في الشرق، وتمدد في الغرب، وانزلاق مضربي (مخرّمي) في الوسط.

يأتي هذا العمل المتواضع ليستكمل بعض المفاهيم البنيوية الخاصة بغرب الجزائر، والتي تفسر تنوع التضاريس واللوحة الطبيعية الوهرانية.

الكلمات المفتاحية: التشوه التكتوني، القطاع الوهراني، السلاسل الساحلية الوهرانية، الانزلاقات الأرضية، الإجهادات التكتونية، النشاط

CONTEXTE GENERAL

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I. Contexte Géodynamique Régional

Le cadre géodynamique de l'Oranais s'inscrit directement dans la cinématique globale de collision continentale et de convergence active entre la plaque africaine (Nubie) et la plaque eurasiatique. Les données contemporaines de géodésie spatiale (GPS) confirment un vecteur de raccourcissement horizontal s'évaluant entre 2 et 6 mm/an à l'échelle de la marge nord-africaine. À l'échelle locale de l'Oranais, les mesures géodésiques acquises entre les stations de Bousfer et Kristel révèlent un raccourcissement crustal net de 0,5 à 2 mm/an orienté selon un vecteur N115°E, traduisent la rigidité relative et le gauchissement de la marge face au bloc d'Alboran.

1. Le modèle transcurrent de Fenet (1975, 1978)

Les travaux fondateurs de Fenet (1975, 1978) caractérisent l'évolution de la marge tellienne occidentale par un modèle initial de cisaillement transtensionnel à transpressif syn-sédimentaire d'orientation globale NW-SE. Selon Fenet, ce dispositif induit une contrainte compressive maximale régionale (σ1) orientée orthogonalement autour de N110°E. Ce modèle de cisaillement profond explique le découpage précoce de la couverture sédimentaire néogène et guide l'individualisation des grands bassins d'effondrement marginaux.

2. Le modèle de transpression pliocène de Guardia (1975, 1980)

Guardia (1975, 1980) a complété cette cinématique en mettant en évidence l'impact de la rotation horaire de la plaque Ibérique et du serrage associé. Ce phénomène géodynamique majeur provoque, dès le Pliocène, une transition vers un régime transpressif hautement compressif. Ce serrage pliocène est responsable de l'inversion tectonique des bassins, du gauchissement géométrique des structures héritées et d'un soulèvement différentiel marqué, découpant l'Oranais en blocs basculés et segments fortement asymétriques.

3. Le modèle d'intégration cinématique moderne de Nadji (2010)

La synthèse de Nadji (2010) harmonise ces approches en démontrant que le champ de contraintes contemporain de l'Oranais est dominé par une compression pure à transpressionnelle syn-tectonique, caractérisée par un axe σ1 stable orienté N110°E à N120°E, associé à une extension orthogonale mineure sub-horizontale (σ3 orienté N20°W). Nadji valide ce modèle en corrélant les vecteurs GPS actuels avec les axes de pression (axes P orientés N330°) déduits de la sismicité instrumentale régionale. Ce modèle démontre que la déformation actuelle ne crée pas de nouvelles grandes structures mais réactive systématiquement les accidents miocènes préexistants sous un mode compressif inversent.

II. Contexte Géologique et Litho stratigraphique :

Sur le plan géologique, l'Oranais septentrional appartient au domaine tellien externe occidental, caractérisé par une superposition complexe d'unités allochtones (nappes de flyschs et nappes telliennes) et de formations sédimentaires post-nappes néogènes à quaternaires.

1. Le Socle profond et le Paléozoïque-Trias

La base de la colonne stratigraphique est marquée par l'affleurement localisé du socle hercynien, notamment au cœur géométrique du Massif du Murdjadjo. Ce soubassement est constitué de grès quartzitiques d'âge paléozoïque et de schistes verts intensément métamorphisés. Ce socle est surmonté par des lambeaux de Trias évaporitique et dolomitique, souvent injectés sous forme de diapirs le long des grands accidents structuraux, jouant le rôle de niveau de décollement majeur lors des translations de nappes.

2. Le Flysch Numidique (Oligo-Miocène)

Les formations du Flysch Numidique se caractérisent par des alternances gréco-pélitiques épaisses d'âge Oligo-Miocène. Ces séries ont subi un raccourcissement ductile-fragile intense lors des phases alpines majeures (Miocène inférieur), se traduisant par des plis isoclinaux serrés et le développement d'une schistosité de fracture axiale très nette, orientée statistiquement selon une direction moyenne N120°E.

3. Le Néogène post-nappes (Tortonien - Messinien)

La sédimentation post-nappes débute au Tortonien supérieur par d'épaisses séries de marnes bleues de milieu profond, marquant une forte subsidence syn-tectonique. Le Messinien inférieur se caractérise par l'établissement de plateformes carbonatées récifales à Porites (calcaires récifaux d'Oran), qui s'organisent en corniches géométriques rigides. Ces séries se terminent par des dépôts évaporitiques (gypses) liés à la crise de salinité messinienne, visibles en bordure des dépressions.

4. Le Remplissage Plio-Quaternaire

Le cycle plio-quaternaire est marqué par une continentalisation progressive des dépôts. Dans le graben de la Grande Sebkha, il correspond à d'épaisses séquences argilo-limoneuses et gypses lacustres quaternaires. Sur la frange littorale, ce contexte est représenté par des dépôts marins côtiers caldoclasticisés et des complexes de terrasses marines étagées, actuellement perchées entre +15 et +30 mètres NGF, témoignant d'un soulèvement néotectonique quaternaire continu.

III. Contexte Structural et Microtectonique

L'architecture structurale de l'Oranais se caractérise par une organisation morpho-tectonique contrastée alternant des blocs soulevés rigides de type horst (Murdjadjo, Djebel Khar) et des zones effondrées subsidentes (Graben de la Sebkha d'Oran).

1. Analyse quantitative du réseau de fractures selon Nadji (2010)

En s'appuyant sur un traitement d'imagerie spatiale par satellite (Landsat 5 / TM 1990) combiné à une cartographie quantitative sous MapInfo V6.5, Nadji (2010) a individualisé trois grandes familles de fractures directionnelles distinctes qui régissent la déformation mécanique de la région :

• La famille N50°E : Elle représente la fracturation dominante et constitue plus de 60% du réseau structural total du Massif du Murdjadjo. Ces accidents, initialement formés en failles normales extensives lors du rifting miocène, sont actuellement soumis à une forte réactivation en failles inverses obliques sous l'effet de la contrainte oppressive quaternaire.

• La famille N70°E : Cette direction est particulièrement bien exprimée au niveau du Djebel Khar (Montagne des Lions). Ces accidents fonctionnent préférentiellement sous la forme de failles décrochantes dextres majeures, guidant l'extrusion mécanique, le basculement géométrique et le soulèvement asymétrique de ce horst côtier.

• La famille N20°E à N35°E : Elle correspond à des microfailles inverses sub-verticales géométriquement très nettes et qualifiées de 'fraîches'. Observées sur le terrain (notamment à la Cité Merdjajou), ces structures se développent en harmonie directe avec le champ de contraintes compressif quaternaire à actuel ($\sigma 1$ orthogonal N110°E), accommodant le raccourcissement actif.

2. L'accident profond de la Sebkha d'Oran

L'accident subméridien (N-S à NNE-SSW) qui traverse longitudinalement le bassin de la Grande Sebkha d'Oran (300 km²) constitue une structure macroscopique majeure de l'Oranais. Nadji (2010) a démontré que cette faille enracinée représente le véritable axe sismotectonique régional. Générée lors des phases de transpression plio-quaternaires, cette faille fonctionne actuellement comme une rampe inverse profonde plongeant vers le NE (pendage de 50° à 60°). Elle assure le couplage cinématique entre le raccourcissement crustal profond de la plaque africaine et les réseaux de microfailles inverses de surface (N25°E), faisant de ce couloir une zone à forte sismicité potentielle (capable de générer des séismes de type Mw 6.0 à 6.5).

Objectifs spécifiques :

- **O1 : Inventaire structural et analyse statistique quantitative :** Établir un catalogue robuste de données microtectoniques primaires (>200 mesures réparties sur les trois sites d'étude) comprenant l'orientation des plans de faille, le pitch/rake des stries de glissement, les directions de diaclases et l'analyse géométrique des systèmes de fractures conjuguées.

- **O2 : Reconstitution de la chronologie relative polyphasée :** Déterminer la succession temporelle des phases tectoniques (du Miocène au Quaternaire) en s'appuyant sur l'analyse des critères physiques de terrain, les relations de troncature géométrique entre familles de fractures et les superpositions de stries sur les miroirs de failles.

- **O3 : Inversion numérique et calcul du tenseur des contraintes :** Déterminer par inversion mathématique l'orientation spatiale et les ratios des axes de contraintes principaux ($\sigma1$, $\sigma2$, $\sigma3$) propres à chaque site, permettant de caractériser les variations locales du régime tectonique (compression pure, transpression, extension locale).

- **O4 : Validation cinématique et couplage multi-échelle :** Démontrer la coherence dynamique du modèle régional en confrontant les tenseurs microtectoniques calculées à l'échelle de l'affleurement avec la géométrie des macrostructures régionales (l'axe sismotectonique Sebkha-Murdjadjo-Tessala), les axes de pression (axes P) des séismes historiques et instrumentaux, et les vecteurs de déplacement horizontal issus des réseaux GPS régionaux.

CHAPITRE 01
CADRE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE

1. Cadre géologique régional

1.1. Position de l'Oranais dans l'orogène nord-algérien (Tell, chaînes maghrébines, Meleta oranaise, Atlas saharien)

L'Oranais septentrional représente une transversale géologique d'une importance capitale pour la compréhension de la dynamique de collision et d'accrétion continentale en Méditerranée occidentale. Ce secteur s'intègre au cœur des Maghrébides, une chaîne de montagnes alpine polyphasée qui s'étend de Gibraltar jusqu'à la Calabre en passant par le Nord de l'Afrique. La structuration géométrique de cette chaîne résulte du rapprochement cénozoïque et de la convergence active continue entre la plaque africaine (Nubie) et le bloc micro-plaque d'Alboran (rattaché indirectement à la plaque eurasiatique). À l'échelle régionale, cette collision engendre une zonation structurale très nette se distribue selon une polarité Nord-Sud, allant des domaines internes les plus déformés vers les domaines d'avant-pays externes et stables.

Le Domaine Tellien (ou domaine des nappes maghrébides) forme la frange la plus septentrionale de l'Algérie et constitue l'ossature des chaînes côtières oranaises (Massifs du Murdjadjo, du Djebel Khar, de Kristel et d'Arzew). Ce domaine externe est caractérisé par un empilement complexe d'unités allochtones (nappes de flyschs crétacés-tertiaires et nappes telliennes marneuses) charriées vers le Sud au cours des phases orogéniques du Miocène inférieur et moyen (notamment la phase langhienne). Dans la transversale d'Oran, ces nappes se sont mises en place sur un domaine autochtone ou parautochtone représentant la marge continentale passive nord-africaine. Les styles de déformation y sont intenses, marqués par des plis syn-schisteux, des chevauchements majeurs à vergence sud, et des structures d'écaillage tectonique basal.

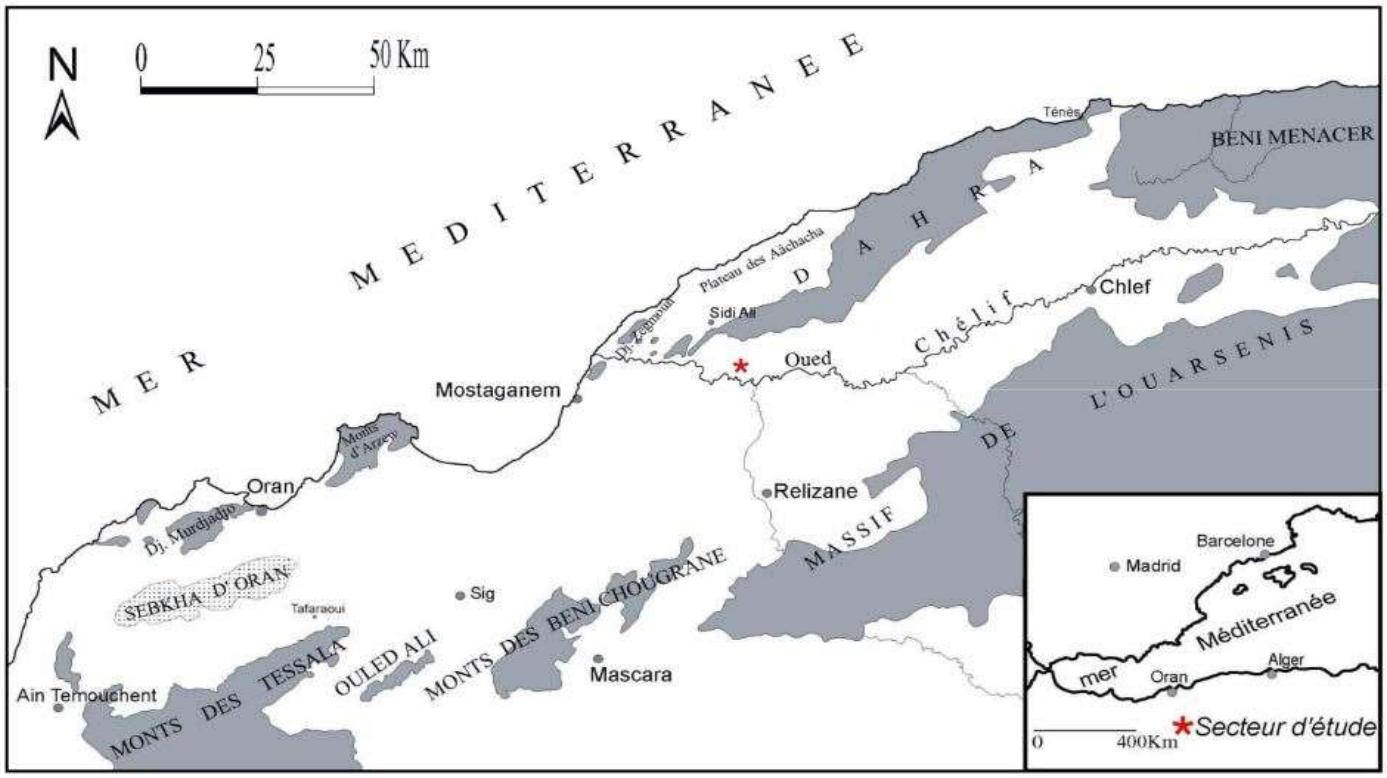


Figure 1 carte structurale Maghrébides domaine tellien Oranais '

La Mleta Oranaise (ou Haute Mleta Occidentale) constitue l'avant-pays méridional immédiat du domaine tellien. Contrairement à la zone tellienne intensément plissée et allochtone, la Meleta oranaise représente un bloc crustal rigide et stable. Son socle est formé d'un matériel paléozoïque hercynien rigide, pénéplané et recouvert par une couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque sub-tabulaire ou très faiblement plissée. Lors du paroxysme de la collision miocène, la Mleta oranaise a agi comme un véritable 'butoir cinématique rigide' (foreland). Les unités telliennes poussées depuis le Nord sont venues s'écraser, s'imbriquer et se mouler contre la marge septentrionale rigide de cette Mleta. La transition entre le Tell plissé et la Mleta stable est soulignée par une zone de flexure majeure (la flexure sud-tellienne) et par des bassins d'effondrement périphériques syn-tectoniques comme le graben de la Grande Sebkha d'Oran.

Plus au Sud, l'Atlas Saharien complète ce dispositif orogénique. L'Atlas saharien résulte de l'inversion tectonique cénozoïque d'un vaste bassin intra-continental mésozoïque, initialement structuré par une extension jurassique liée à l'ouverture de la Néotéthys. Le serrage Afrique-Eurasie provoque le rejeu inverse des failles normales bordières de ce bassin et un décollement généralisé au niveau des évaporites du Trias. La comparaison structurale met en évidence que si le domaine tellien représente une zone de collision frontale avec charriage de nappes, l'Atlas saharien exprime une déformation de couverture intracontinentale. Ces deux domaines dissipent ensemble la convergence des plaques à travers une partition mécanique de l'échelle crustale.

1.2. Grandes unités lithostratigraphiques affleurant dans les chaînes côtières oranaises (âges, natures lithologiques, grands contacts)

Les chaînes côtières oranaises offrent des conditions d'affleurement exceptionnelles permettant de cartographier et de caractériser une colonne lithostratigraphique complète s'étendant du Paléozoïque au Quaternaire terminal. La succession des dépôts permet d'isoler trois grands ensembles géologiques distincts :

le substratum anté-orogénique parautochtone, les unités allochtones des nappes de charriage, et la puissante couverture sédimentaire néogène et quaternaire post-nappes.

Le Substratum anté-orogénique (Socle Paléozoïque et Trias)

Le Socle hercynien constitue la base géométrique de la région. Il affleure de manière restreinte sous forme de boutonnières structurales dénudées par l'érosion au cœur du Massif du Murdjadjo et du massif de Kristel. Il est composé de phyllades satinés, de schistes verts métamorphiques et de bancs de grès quartzitiques d'âge paléozoïque inférieur à moyen. Ces roches portent les traces d'une déformation ductile ancienne hercynienne (plis syn-schisteux serrés).

Le Trias coiffe ce socle en discordance majeure. Il se présente sous un faciès germanique très chaotique (complexe triasique) associant des argiles bariolées versicolores, des gypses massifs saccharoïdes, des cargneules vacuolaires et des débris de dolomie sombre. En raison de sa plasticité extrême et de sa faible résistance mécanique au cisaillement, le Trias évaporitique joue un rôle structural de premier ordre : il sert de semelle de friction (lubrifiant structural) facilitant le transport des nappes et s'injecte de manière diapirique le long des failles inverses sub-verticales quaternaires.

2. Les Unités Allochtones (Crétacé - Oligo-Miocène)

Les nappes de charriage sont représentées principalement dans la zone d'étude par le Flysch Numidique (Oligocène supérieur - Aquitanien). Cette unité détritique épaisse correspond à des dépôts de cône sous-marin profond, caractérisés par une alternance monotone de grès grossiers riches en dragées de quartz (grès numidiques) et de pélites micacées brunes ou grisâtres. Ces séries se sont empilées dans un bassin profond avant d'être arrachées et transportées vers le Sud sous forme de nappes lors du paroxysme langhien. Les contacts de base de ces nappes sont toujours d'nature tectonique, marqués par des brèches de friction intenses, des surfaces

de rabotage géométrique et des copeaux de matériel triasique écaillé. La déformation interne du flysch est intense, manifestée par des plis isoclinaux décamétriques orientés statistiquement selon une direction moyenne N120°E, associés à une schistosité de fracture axiale.

3. La Couverture Sédimentaire Post-Nappes (Néogène - Quaternaire)

Après la mise en place des nappes au Miocène inférieur, la marge s'effondre, ouvrant de vastes bassins post-nappes comblés par une série discordante majeure :

- Le Tortonien supérieur : Marqué par une sédimentation marine profonde représentée par une puissante série de marnes bleues ou gris-noirâtre homogènes, riches en foraminifères planctoniques (Globorotalia menardii). Ces marnes traduisent une forte subsidence syn-tectonique.

- Le Messinien inférieur : Caractérisé par le comblement du bassin et l'installation de plateformes carbonatées récifales peu profondes. Cette unité correspond aux célèbres 'Calcaires récifaux d'Oran' (calcaires à Porites, algues mélobésiées et bivalves). Ces formations massives et rigides forment les grandes dalles structurales horizontales qui coiffent le sommet du Murdjadjo et les falaises de la Frange Maritime
- Le Messinien supérieur : Témoigne de la crise de salinité messinienne avec le dépôt de séries évaporitiques épaisses (gypses massifs lités et argiles salifères) visibles en bordure des zones effondrées (Gdyel, Gambetta).

- Le Pliocène : Représenté à la base par des marnes blanches de mer ouverte (marnes à Plaisancien) évoluant vers le sommet vers des sables et conglomérats jaunes régressifs côtiers (Astien).
- Le Quaternaire : Représenté par des calcarénites marines littorales formant des terrasses étagées (perchées entre +15 et +30 m NGF) et par des complexes continentaux (limons rouges, éboulis de pente cimentés et croûtes calcaires).

Colonne lithostratigraphique synthétique des formations des chaînes côtières oranaises

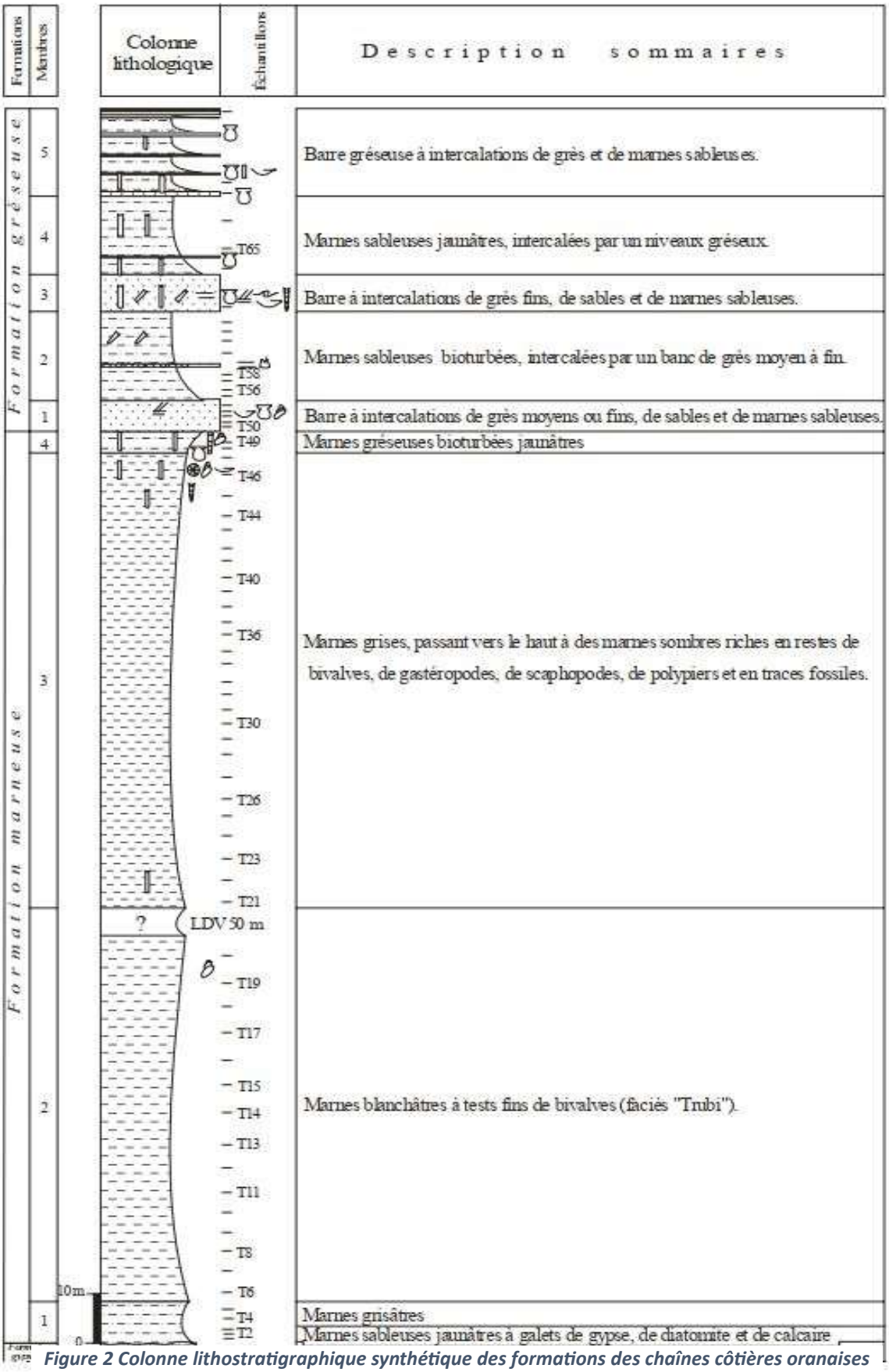


Figure 2 Colonne lithostratigraphique synthétique des formations des chaînes côtières oranaises

Synthèse de la colonne lithostratigraphique des Chaînes Côtières Oranaises :

Système / Étage	Unité / Formation	Lithologie dominante	Épaisseur approx.	Type de contact	Rôle structural
Quaternaire	Terrasses marines & continentale	Calcarénites littorales, limons rouges, éboulis	5 à 30 m	Discordance géométrique	Témoin du soulèvement néotectonique actif
Pliocène	Marnes de mer ouverte & Sables d'Arzew	Marnes blanches fines, sables jaunes, conglomérats	50 à 150 m	Discordance ou continuité	Enregistre la transition transpressionnelle
Messinien sup.	Complexe évaporitique terminal	Gypses massifs lités, argiles saumâtres	20 à 80 m	Concordant à régressif	Marqueur de la crise de salinité
Messinien inf.	Calcaires récifaux d'Oran	Calcaires construits à Porites, calcarénites	40 à 100 m	Continuité sédimentaire	Dalle rigide fracturée (comportement fragile)
Tortonien sup.	Marnes bleues de base	Marnes silteuses homogènes gris-bleu, Foraminifères	200 à >500 m	Discordance majeure sur nappes	Matrice plastique (comportement ductile, plis)
Oligo-Miocène	Nappe du Flysch Numidique	Alternance de grès grossiers et de pélites brunes	Épaisseur tectonique	Contact anormal chevauchant	Allochtone plissé (schistosité axiale N120°E)
Trias	Complexe évaporitique salifère	Gypses, argiles bariolées, dolomies, cargneules	Variable (diapir)	Semelle de charriage / diapir	Lubrifiant structural, décollement et extrusions
Paléozoïque	Socle hercynien profond	Grès quartzitiques métamorphiques, schistes verts	Inconnue (substratum)	Substratum anté-orogénique	Butoir rigide profond, boutonnières axiales

1.3. Rôle des structures héritées (failles anciennes, diapirisme, discordances) dans l'organisation actuelle

L'architecture morpho-structurale et la distribution de la déformation quaternaire à actuelle le long des chaînes côtières oranaises sont sous le contrôle strict direct des discontinuités géométriques héritées. Les structures contemporaines ne se développent pas de manière aléatoire au sein d'une croûte homogène, mais procèdent préférentiellement par la réactivation cinématique des accidents anciens, guidée par trois facteurs d'héritage : l'inversion du rift miocène, le diapirisme triasique et les contrastes mécaniques de discordance stratigraphique.

L'inversion tectonique du réseau de failles normales miocènes constitue le mécanisme moteur majeur du soulèvement des massifs. Lors de l'extension syn-sédimentaire du Tortonien et du Messinien (liée à l'ouverture de la mer d'Alboran), la marge oranaise a été structurée par un système de failles normales majeures orientées selon une direction préférentielle N50°E à N70°E (modèle transcurrent de Fenet, 1975, 1978). Ces failles délimitaient des blocs basculés et contrôlaient les épaisseurs de marnes tortoniennes. Lors du basculement ultérieur du champ de contraintes vers la compression pure à transpressionnelle pliocène et quaternaire (modèle de Guardia, 1975), l'axe de compression maximale (σ1) s'est établi de manière stable selon une direction sub-horizontale N110°E à N120°E. Dans cette configuration géométrique, les anciennes failles normales N50°E se retrouvent orientées de manière oblique à quasi-orthogonale face au vecteur de serrage. Elles subissent une inversion tectonique totale : elles rejouent en failles inverses-obliques à composante décrochante, provoquant le soulèvement vertical brutal des horsts du Murdjadjo et du Djebel Khar. Nadji (2010) a démontré que la famille N50°E représente plus de 60% du réseau structural cartographié sur le Murdjadjo, confirmant la prépondérance de ce rejeu.

Le diapirisme des évaporites triasiques joue le rôle de lubrifiant structural majeur de la marge. Les marnes gypseuses et les gypses du Trias, caractérisés par une rhéologie hautement plastique et une densité inférieure aux sédiments néogènes, migrent vers les zones de faiblesses mécaniques. Lors du serrage compressif, ce matériel est injecté verticalement sous forme de diapirs tectoniques le long des grands plans de fractures sub-verticaux (comme l'accident profond subméridien de la faille de la Sebkha d'Oran). La présence de ce gypse réduit drastiquement le coefficient de friction interne des failles. Les accidents injectés peuvent ainsi rejouer de manière répétée sous l'action de seuils de contraintes très faibles, accommodant la sismicité de surface et guidant les extrusions de blocs.

Enfin, le rôle des discordances et des contrastes de compétence lithologique induit une partition mécanique rigoureuse de la déformation à l'échelle de l'affleurement. Le contact de la couverture sédimentaire post-nappes (marnes tortoniennes) en discordance majeure sur le socle rigide ou sur les flyschs plissés crée une interface de glissement préférentielle. De plus, l'empilement stratigraphique montre une alternance contrastée entre la puissante série des marnes bleues tortoniennes (matrice ductile hautement plastique) et la dalle sommitale des calcaires récifaux messiniens (formation carbonatée rigide et massive). Face au serrage compressif contemporain (σ1 à N110-120°E), les marnes bleues absorbent le raccourcissement par des mécanismes de

déformation ductile (développement de plis de propagation amples et glissements banc sur banc). À l'inverse, la dalle calcaire récifale sus-jacente réagit de manière purement fragile : elle se fracture intensément, développant des réseaux géométriques de microfailles inverses fraîches (N20-35°E), des fentes de tension et des diaclases orthogonales héritées réactivées, qui constituent le catalogue de mesures microtectoniques analysé dans ce mémoire.

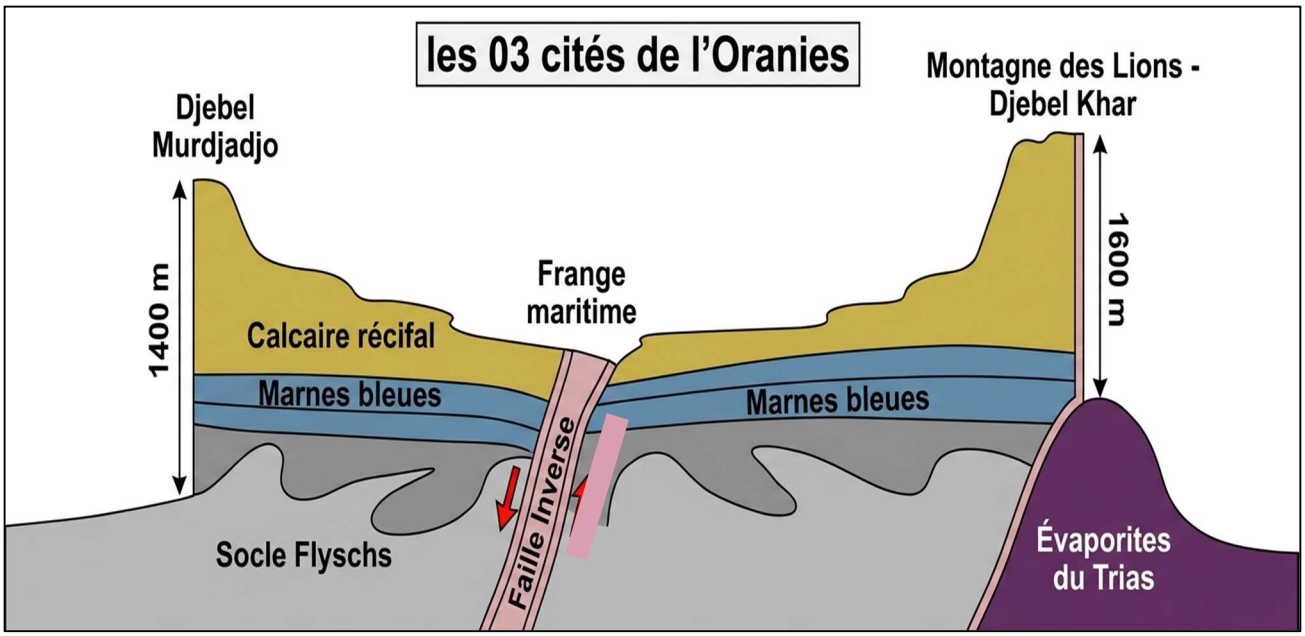


Figure 3 Schéma cinématique de l'inversion structurale et de la partition de la déformation dans l'Oranais septentrional

I.2. Contexte tectonique et sismicité actuelle

I.2.1. Convergence Africo–Eurasie et mécanique de la déformation au Nord de l'Algérie

La sismotectonique active et la cinématique contemporaine de l'Oranais septentrional s'inscrivent directement dans le cadre géodynamique global de la collision continentale diffuse entre la plaque africaine (Nubie) et la plaque eurasiatique.

Les modèles cinématiques de plaques modernes, largement étayés et affinés par les campagnes de géodésie spatiale de haute précision (GPS), indiquent que la plaque Afrique subit un déplacement continu vers le Nord-Nord-Ouest par rapport à l'Eurasie stable, avec un taux de convergence relative oscillant entre 2 et 6 mm/an à la longitude de la Méditerranée occidentale.

En l'absence d'une fosse de subduction océanique individualisée ou d'une discontinuité crustale unique, ce raccourcissement horizontal est dissipé de manière distribuée sur une large zone de déformation s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres de large, englobant la marge continentale algérienne, le domaine tellien et l'avant-pays atlasique

Au niveau de l'Algérie septentrionale, cette convergence syn-chronologique engendre une accumulation majeure de contraintes élastiques au sein de la croûte supérieure fragile, relâchées périodiquement par des ruptures sismogènes.

La répartition de cette déformation obéit à un phénomène mécanique rigoureux de partition de la déformation. Dans les secteurs où le vecteur de convergence rencontre de façon oblique l'orientation des grands accidents structuraux hérités, la déformation se scinde en deux composantes cinématiques : un rejeu inverse purement orthogonal sur les rampes et un glissement transcurrent horizontal (décrochement) le long de couloirs de failles conjuguées obliques.

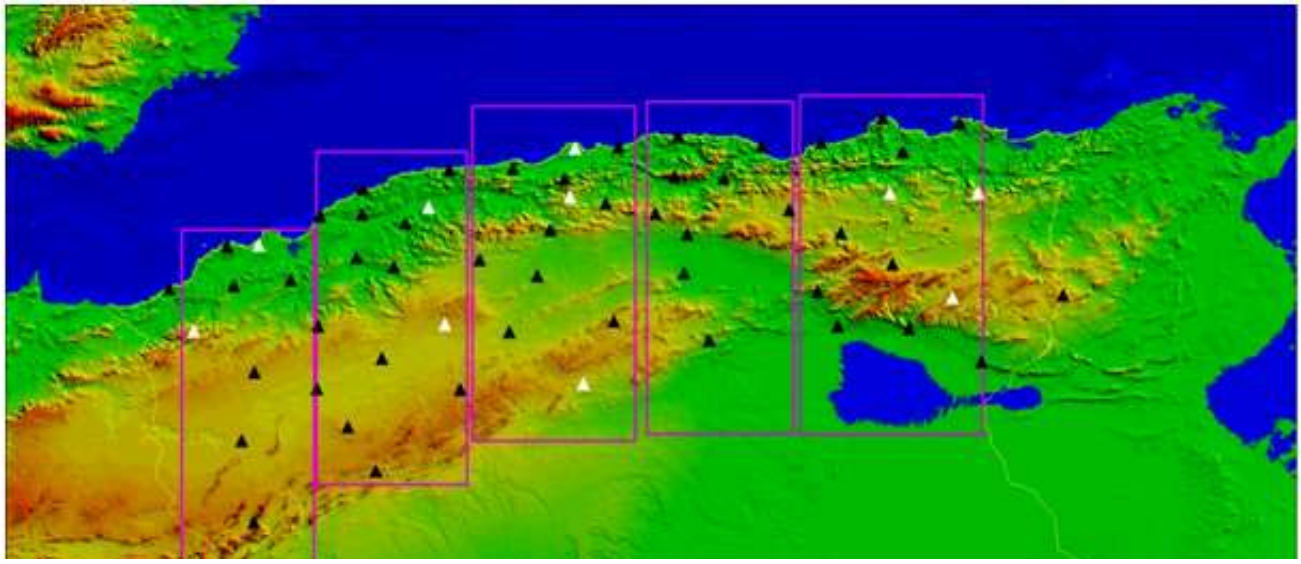


Figure 4 publications récentes du CRAAG sur la géodésie spatiale en Algérie

À l'échelle locale de l'Oranais, les mesures géodésiques acquises entre les stations GPS de Bousfer et Kristel confirment de manière remarquable ce couplage transpressif, mettant en évidence un raccourcissement horizontal net évalué entre 0,5 et 2 mm/an orienté selon un vecteur moyen N115°E

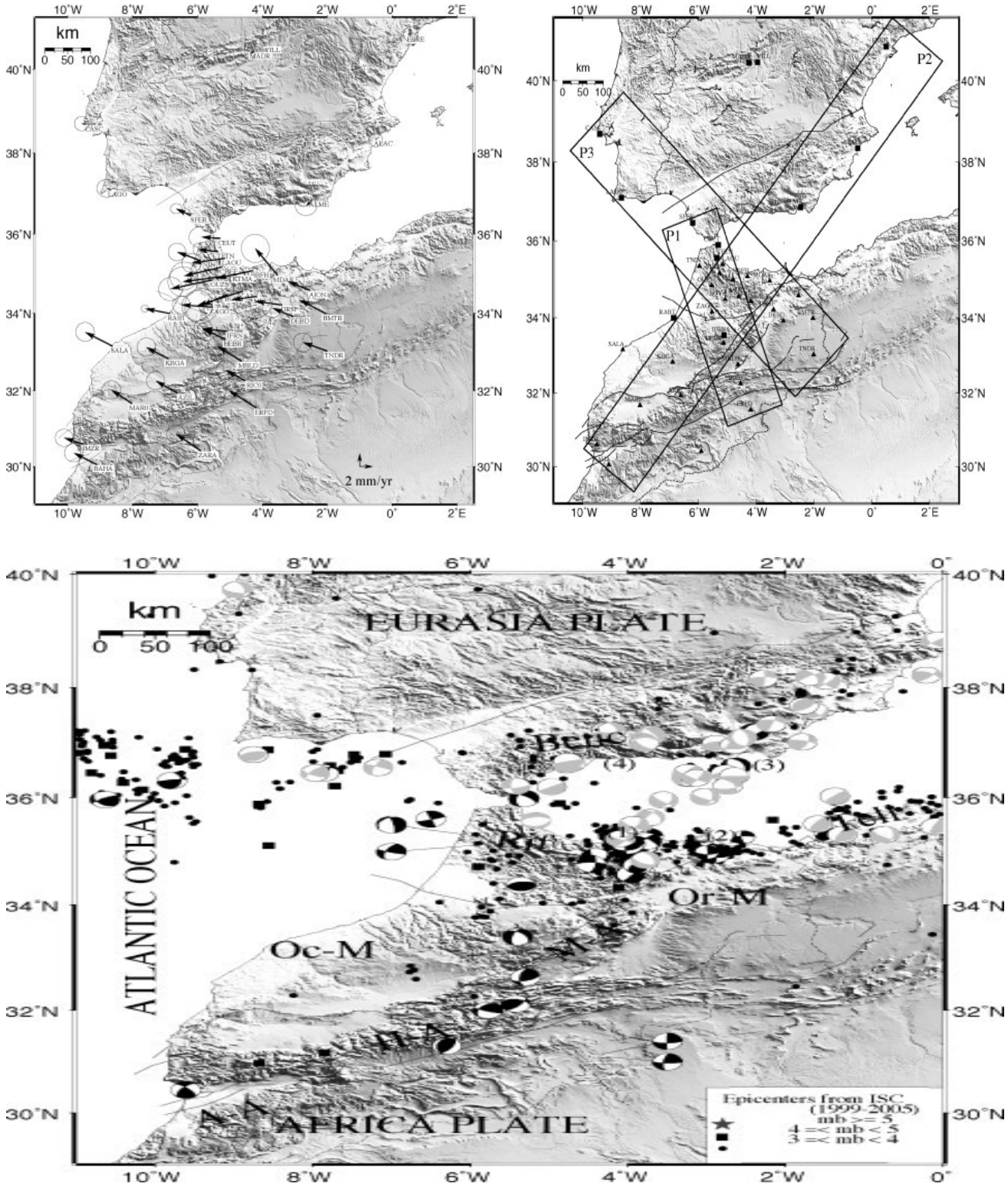


Figure 5 Modèle cinématique GPS et vecteurs de convergence en Méditerranée occidentale

I.2.2. Styles de déformation dominants dans la région d'Oran et rôle des accidents régionaux

L'expression géométrique des structures contractiles à l'affleurement exprime directement l'action de ce champ de contraintes compressif à transpressif actuel.

Le style de déformation dominant dans l'Oranais se caractérise par le développement et la réactivation de failles inverses majeures associées à des plis de propagation présentant des plans axiaux inclinés vers le Sud, ce qui se traduit par des vergences structurales globales dirigées vers le Nord (face à la ligne de côte).

Ce dispositif structural résulte de l'inversion tectonique syn-sédimentaire des anciennes discontinuités du rift miocène. Le modèle d'évolution cinématique proposé par Guardia (1975, 1980) montre qu'à la suite de la rotation horaire de la plaque Ibérique au cours du Pliocène, les anciens accidents extensifs ont subi un serrage intense, initiant le soulèvement vertical différentiel des massifs rigides actuels.

Les travaux d'intégration et de traitement de la fracturation menés par Nadji (2010) par imagerie spatiale Landsat 5 et cartographie quantitative sous MapInfo démontrent que le champ de contraintes contemporain est gouverné par un tenseur de contraintes triaxial stable.

La contrainte compressive maximale majeure (σ_1) est sub-horizontale et orientée de façon homogène selon une direction WNW-ESE à NW-SE (N110°E à N120°E), tandis que l'axe d'extension minimale (σ_3) est sub-horizontal et orienté à N20°W.

Ce tenseur contrôle sélectivement le rejeu des trois grandes familles de fractures identifiées dans la région :

- **La famille N50°E :** Elle représente la fracturation prépondérante et constitue plus de 60% du réseau structural total cartographié sur le Massif du Murdjadjo. Sous l'action du couplage compressif actuel, ces failles héritées subissent une inversion majeure, rejouant en failles inverses-obliques à composante décrochante sénestre, accommodant le soulèvement continu du relief.
- **La famille N70°E :** Particulièrement bien exprimée au niveau du Horst du Djebel Khar (Montagne des Lions), elle présente des plans sub-verticaux forts qui fonctionnent préférentiellement en failles décrochantes dextres majeures. Ces accidents guident l'extrusion mécanique latérale et le basculement asymétrique des blocs géologiques.
- **La famille N20°E à N35°E :** Elle correspond à des microfailles inverses sub-verticales géométriquement très nettes et qualifiées de structures "fraîches" quaternaires à actuelles . Observées directement sur le terrain (notamment à la Cité Merdjajou), ces failles portent des stries à fort pitch en harmonie orthogonale directe avec le vecteur σ_1 régional, absorbant le raccourcissement actif de surface.

À l'échelle macroscopique, l'accident structural prépondérant de ce dispositif est la **Faille de la Sebkha d'Oran**. Traversant longitudinalement le bassin effondré sur plus de 300 km², cette structure profonde présente un pendage fort de 50° à 60° incliné vers le Nord-Est.

Nadji (2010) a démontré que cette faille enracinée fait office de rampe inverse profonde et constitue le véritable axe sismotectonique régional. Elle assure le transfert mécanique direct entre le raccourcissement crustal profond lié à la convergence des plaques et les réseaux de microfailles inverses de surface (N25°E), faisant de ce couloir une zone à forte sismicité potentielle capable d'engendrer des séismes de magnitude élevée (Mw 6.0 à 6.5).

I.2.3. Sismicité historique et instrumentale dans l'Oranais

Le caractère actif de la déformation tectonique se manifeste de façon tangible par une sismicité historique et instrumentale récurrente, confirmant que les structures inverses et décrochantes cartographiées accumulent des contraintes élastiques relâchées lors de ruptures crustales brutales.

L'événement sismotectonique de référence absolue demeure le **séisme destructeur d'Oran du 10 octobre 1790**.

Survenu au milieu de la nuit, ce séisme majeur a présenté une magnitude estimée a posteriori entre Mw 6.0 et 6.5, générant des intensités macrosismiques maximales exceptionnelles évaluées entre VIII (destruction majeure) et X (destruction totale) sur l'échelle MSK au niveau de la zone épicentrale.

La secousse a provoqué l'effondrement immédiat de la ville d'Oran, des édifices civils et des imposantes structures militaires de la place forte espagnole, causant la mort de plus de 3 000 personnes.

De plus, les chroniques historiques signalent un retrait brutal de la mer suivi d'une lame de flot, assimilable à un tsunami localisé sur le littoral oranais.

Les modélisations cinématiques modernes attribuent cette crise historique majeure à la rupture du segment de la rampe inverse côtière ou offshore fonctionnant sous un axe de pression mécanique (axe P) orienté à N330°.

Au cours de la période instrumentale moderne, l'activité sismique est restée soutenue, marquée par le séisme du 12 décembre 1959 (magnitude Ms proche de 6.0), responsable de dégâts structuraux sévères sur le bâti ancien et du déclenchement de glissements de terrain et d'éboulements de blocs rocheux sur les versants escarpés du Murdjadjo.

Plus récemment, le **séisme instrumental du 6 juin 2008** a constitué une crise sismique majeure pour l'agglomération d'Oran.

Présentant une magnitude de Mw 5.5, son épicentre a été localisé en mer à faible profondeur au niveau de la Frange littorale maritime nord-orientale, à proximité immédiate des localités de Gdyel et Kristel.

Ressenti fortement, ce séisme a engendré des lézardes sur les maçonneries et d'importants effondrements de falaises côtières fracturées.

Les solutions de mécanismes focaux calculées pour cet événement par le CRAAG et les observatoires internationaux (USGS, Global CMT) ont mis en évidence un mécanisme en faille inverse pure à faible profondeur .

L'axe de pression (axe P) sub-horizontal dérivé de ce mécanisme est orienté NW-SE (N330°), apportant une validation sismologique indiscutable à l'échelle crustale de la persistance du champ de contraintes compressif contemporain (σ_1 orienté N110-120°E) déterminé en surface par l'analyse microtectonique de terrain

Date de l'événement	Zone Épicentrale	Magnitude (Est/ Mw)	Intensité Max (MSK)	Mécanisme Focal / Cinématique	Implications & Références
10 Octobre 1790	Oran / Marge littorale	6.0 - 6.5 (Mw)	VIII - X	Faille inverse côtière ou rampe offshore (Axe P à N330°)	Destruction totale de la ville d'Oran, tsunami localisé sur la façade côtière, >3000 victimes (Fenet, 1975 ; Guardia, 1980). [cite: PFE.docx, PFE GHARBI.pdf]
12 Décembre 1959	Littoral Oranais	~ 6.0 (Ms)	VII - VIII	Rejeu inverse compressif d'un accident bordier structural	Dégâts matériels sévères sur les maçonneries, déclenchement de glissements de terrain sur les flancs du Murdjadjo (CRAAG). [cite: PFE.docx, PFE GHARBI.pdf]
06 Juin 2008	Gdyel / Kristel (Frange maritime offshore proche)	5.5 (Mw)	VII	Faille inverse pure (Axe P sub-horizontal orienté NW-SE)	Lézardes sur le bâti urbain, effondrements massifs de falaises côtières. Validation profonde du tenseur de contraintes de surface (CRAAG, USGS). [cite: PFE.docx, PFE GHARBI.pdf]
Sismicité courante	Axe sismotectonique Sebkha - Gdyel - Arzew	1.5 à 3.5 (Ml)	I - III (Micro-sismicité)	Inverses pures sur rampes & Décrochements conjugués	Activité microcrustale continue récurrente, confirmant le raccourcissement actif de la marge oranaise (Nadji, 2010). [cite: PFE.docx, PFE GHARBI.pdf]

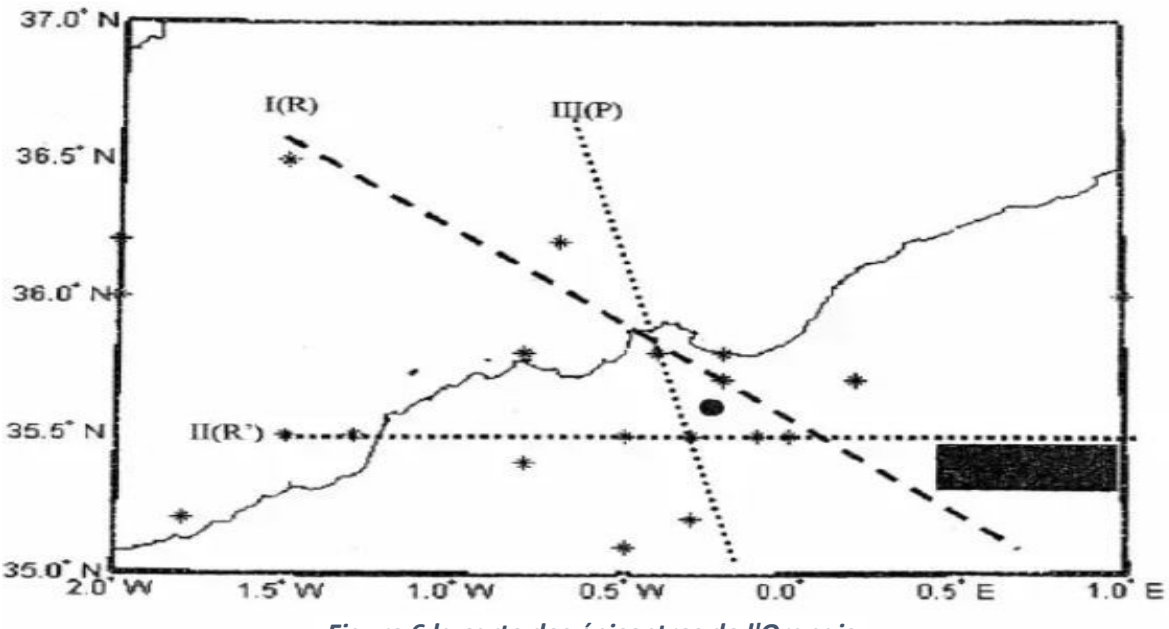


Figure 6 la carte des épicentres de l'Oranais

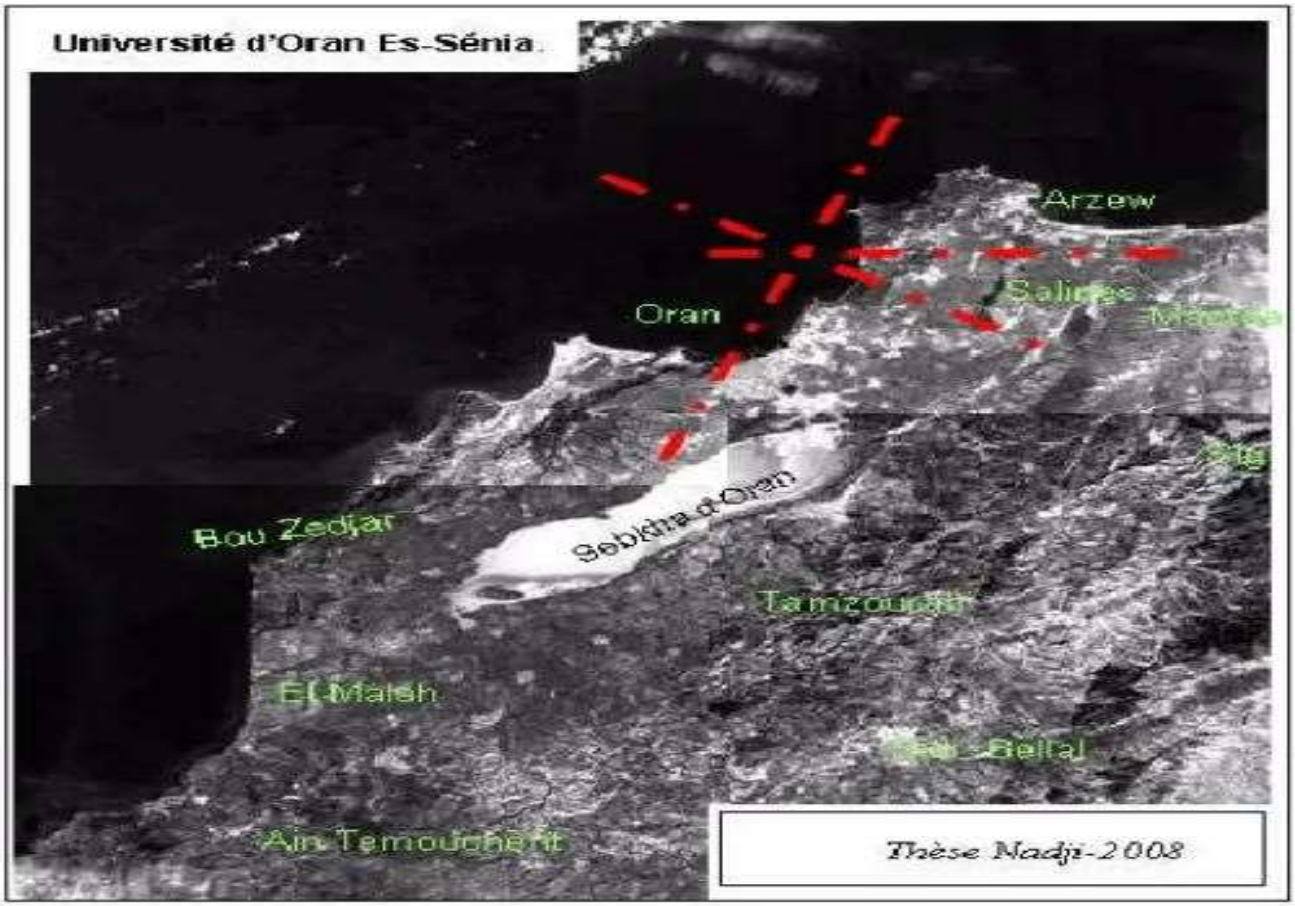


Figure 7 la carte des épicentres de l'Oranais

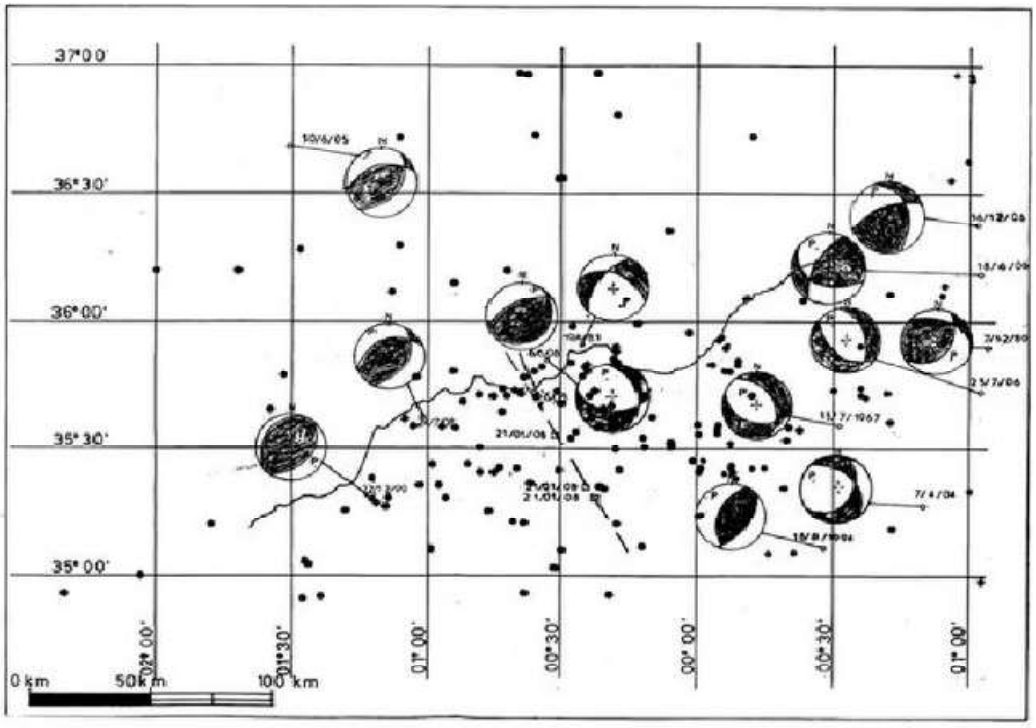


Figure8 carte des principaux mécanismes focaux représentative du Sahel l'Oranais

I.3. Présentation détaillée de la zone d'étude

I.3.1. Localisation géographique et délimitation spatiale du domaine d'étude

La zone ciblée par ce travail de recherche correspond aux chaînes côtières oranaises, un secteur clé du Nord-Ouest de l'Algérie qui borde immédiatement la mer Méditerranée. Ce domaine s'étend de manière continue le long d'une frange littorale rectiligne d'orientation globale WSW-ENE. Territorialement, le domaine d'étude est encadré par des repères géographiques et administratifs majeurs de la wilaya d'Oran. À l'extrémité occidentale, l'étude englobe le complexe militaire et portuaire de Mers El Kébir ainsi que le flanc ouest abrupt du massif du Murdjadjo. Vers l'Est, la zone se prolonge à travers le centre urbain d'Oran, s'étend le long de la Frange Maritime côtière via Kristel, pour atteindre les plaines de Gdyel et se terminer sur les reliefs du Massif d'Arzew et de son cap Carbon.

Sur sa marge méridionale, le domaine d'étude est strictement délimité par une dépression topographique majeure : le grand bassin endoréique de la Grande Sebkha d'Oran, flanqué au Sud par la plaine agricole de la M'léta. Cette organisation géographique délimite un couloir d'investigation sismotectonique d'environ 60 kilomètres de long sur 15 à 20 kilomètres de large. Le choix de ce périmètre d'étude est dicté par sa haute densité d'enjeux socio-économiques et industriels (continuum urbain d'Oran, infrastructures pétrochimiques de Sonatrach à Arzew) qui font face à un danger géologique permanent lié à la proximité immédiate de structures faillées actives onshore et offshore.

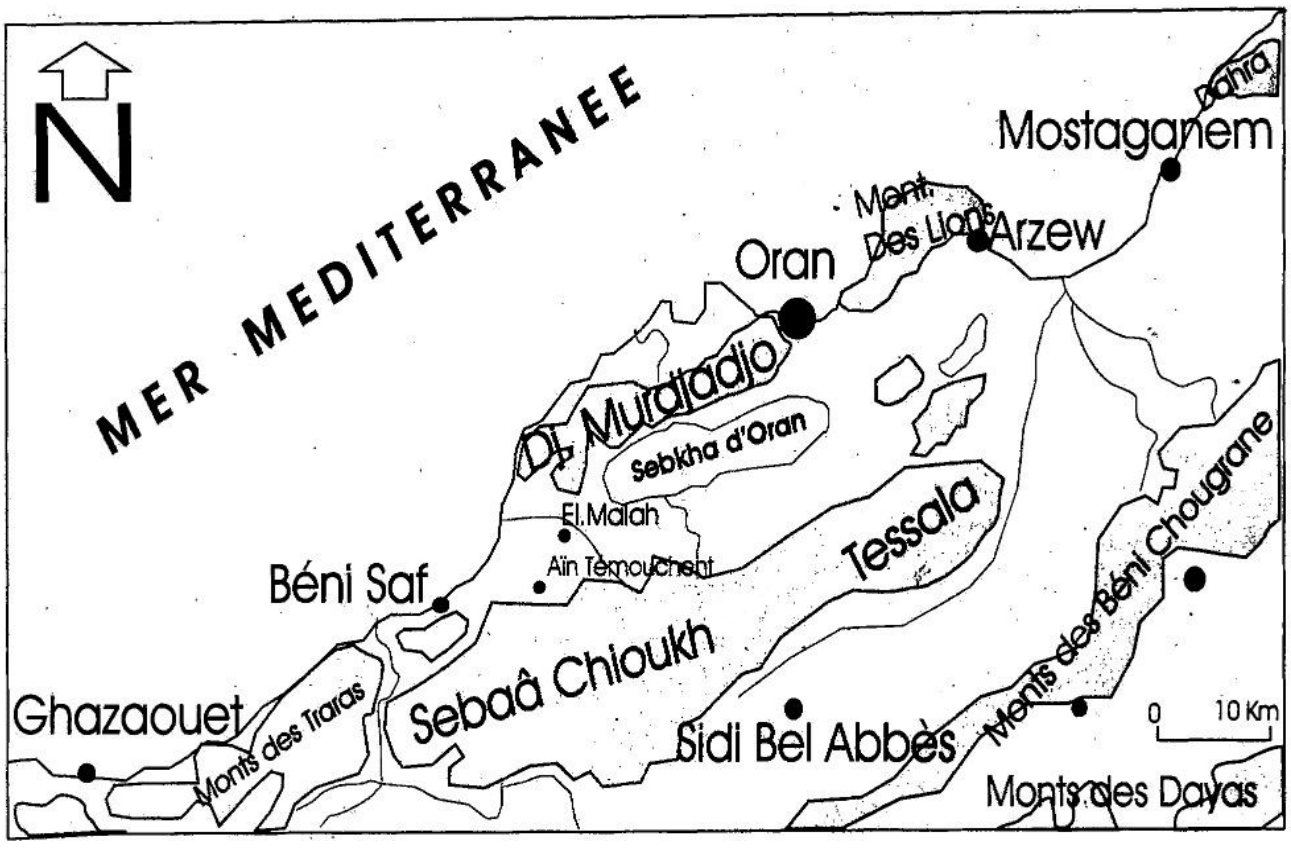


Figure 9 Carte de localisation géographique et délimitation de la zone d'étude (Oranais septentrional

I.3.2. Morphologie et principales structures tectoniques cartographiées

La physiographie des chaînes côtières oranaises exprime un relief jeune et vigoureux, caractérisé par un contraste morpho-structural saisissant entre des blocs rigides fortement surélevés et de vastes zones planes affaissées. Cette morphologie en 'touches de piano' résulte directement de l'inversion tectonique quaternaire à actuelle contrôlée par le champ de contraintes compressif compressif régional (σ1 orienté N110-120°E). On distingue trois grands ensembles morphologiques distincts cartographiés par Guardia (1975) et Nadji (2010) :

1. **Le Horst du Murdjadjo** : S'élevant brutalement au-dessus de la ville d'Oran et de la mer, ce massif calcaire massif culmine à plus de 500 mètres d'altitude. Son flanc septentrional correspond à un escarpement de faille rectiligne et abrupt qui plonge directement dans la Méditerranée. Son flanc méridional descend en pente plus douce vers le bassin de la Sebkha, tronqué par des flexures et des détachements gravitaires.

2. **Le Horst du Djebel Khar (Montagne des Lions)** : Situé à l'Est d'Oran, ce massif rigide culmine à 631 mètres d'altitude, constituant le point culminant des chaînes côtières. Il présente une géométrie de bloc asymétrique basculé vers le Sud, délimité sur ses bordures par de grands escarpements de failles inverses conjuguées.

3. **Le Graben de la Grande Sebkha d'Oran** : Vaste dépression plate d'une superficie de 300 km², dont le plancher sédimentaire se situe à -5 mètres sous le niveau de la mer (NGF). Ce bassin d'effondrement est comblé par d'épaisses séries de limons quaternaires et de dépôts lacustres salins.

L'architecture structurale profonde de cet ensemble est régie par un accident tectonique majeur : la Faille de la Sebkha d'Oran. Il s'agit d'un accident crustal profond, orienté selon une direction subméridienne N-S à NNE-SSW, qui traverse longitudinalement le bassin de la Sebkha. Les investigations structurales et de subsurface menées par Nadji (2010) démontrent que cette faille enracinée présente un pendage fort de 50° à 60° incliné vers le Nord-Est, fonctionnant comme une rampe inverse profonde. Cet accident majeur constitue le véritable axe sismotectonique régional. Il connecte le raccourcissement horizontal profond lié à la convergence Afrique-Eurasie avec les réseaux de fractures fragiles de surface (microfailles inverses N25°E). La Faille de la Sebkha d'Oran représente la structure la plus active de la région, capable d'accumuler de fortes contraintes élastiques et de générer des séismes destructeurs de magnitude Mw 6.0 à 6.5 (similaires au séisme historique de 1790).

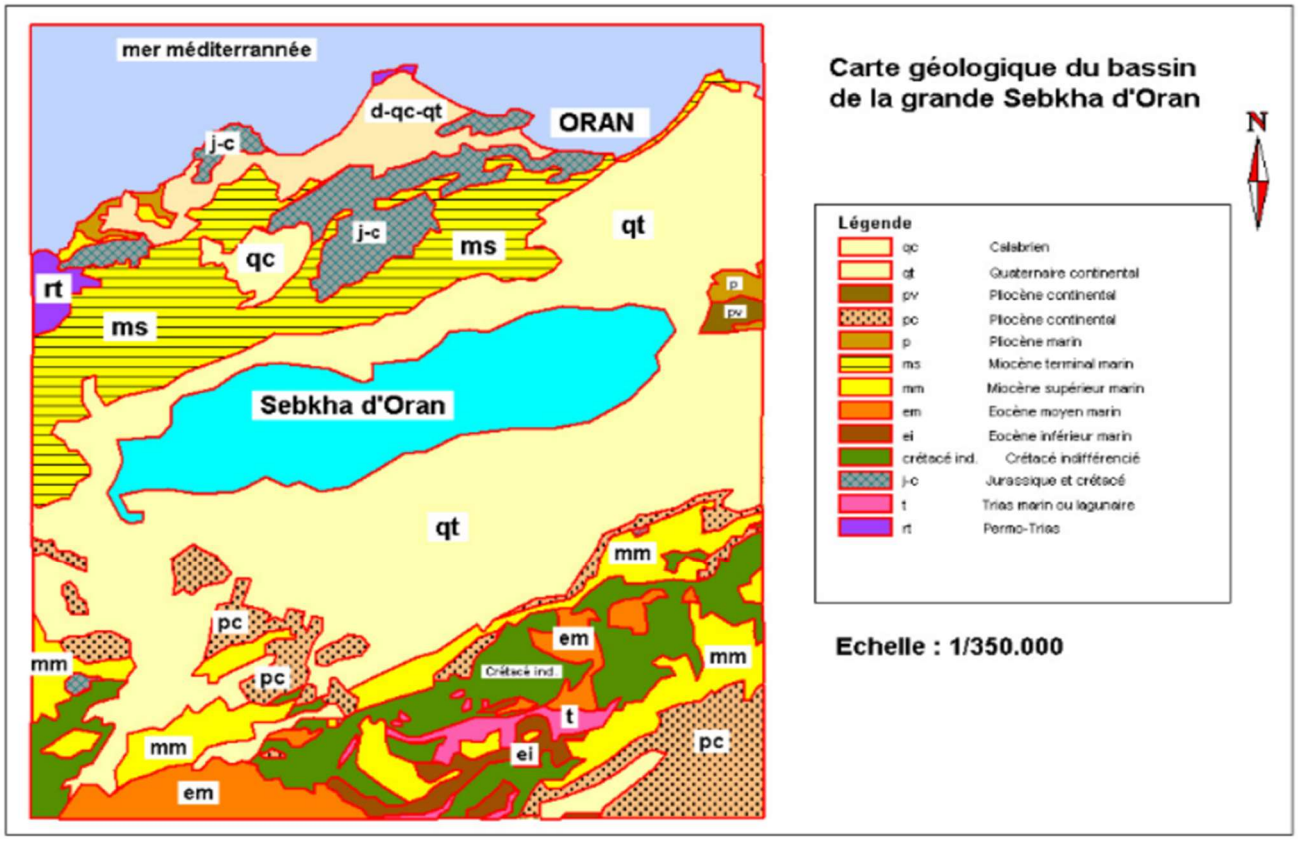


Figure 10 Carte géologique et structurale du bassin de la Grande Sebkha d'Oran et des massifs littoraux

I.3.3. Justification géologique et méthodologique du choix des sites de mesure microtectonique

L'analyse quantitative du champ de contraintes quaternaire à actuel par inversion mathématique des données de fractures exige la sélection de stations de mesures répondant à des critères scientifiques rigoureux. Trois sites clés ont été sélectionnés le long des chaînes côtières oranaises en raison de leur accessibilité, de la qualité exceptionnelle de leurs affleurements, et de leur pertinence sismotectonique vis-à-vis des structures actives régionales :

1. **Station 1 : La Cité Merdjajou (Flanc oriental du Massif du Murdjadjo)**

Ce site se situe sur les hauteurs de la ville d'Oran, le long des versants escarpés du Murdjadjo. Sur le plan lithologique, la station expose une superbe coupe continue montrant les marnes marno-silteuses du Tortonien supérieur surmontées par la dalle rigide des calcaires récifaux messiniens à Porites. L'intérêt structural de ce site est double : d'une part, la rigidité de la dalle calcaire carbonatée a permis une excellente préservation mécanique des marqueurs de la déformation fragile (miroirs de failles, diaclases). D'autre part, le site permet d'analyser directement la superposition des structures et l'impact de l'héritage structural. On y observe la réactivation en failles inverses-obliques de la famille normale miocène N50°E, ainsi que le développement de microfailles inverses sub-verticales conjuguées très fraîches orientées N20°E à N35°E, témoins du raccourcissement quaternaire actif.

2. Station 2 : Le Djebel Khar (Massif de la Montagne des Lions)

Situé à l'Est de Kristel, ce massif correspond au bloc le plus surélevé des chaînes côtières (631 m). Sa structure carbonatée massive est intensément affectée par la tectonique cassante active. Le choix méthodologique de ce site repose sur la présence de miroirs de failles de dimensions métriques exceptionnelles portant des critères de glissement limpides (stries fines, cristallisations de calcite, facettes d'arrachement). La station offre les conditions idéales pour mesurer des systèmes de failles conjuguées majeurs : la famille inverse-sénestre N25°E et la famille normale-dextre N140°E à N160°E. L'acquisition d'un grand nombre de mesures homogènes (>70) sur ce site fournit la base de données brute indispensable pour faire tourner les algorithmes d'inversion numérique (méthode d'Angelier) et calculer avec précision le tenseur de contraintes triaxial local.

3. Station 3 : La Frange Maritime (Façade côtière Nord-Orientale d'Oran)

Ce secteur s'étend le long des falaises côtières abruptes situées au Nord de Gdyel et Kristel. Sur le plan sismotectonique, ce site revêt une importance capitale car il se situe à l'aplomb direct des épicentres de la sismicité instrumentale contemporaine, notamment la crise sismique du 6 juin 2008 (Mw 5.5). Les falaises littorales y montrent une fracturation fragile intense affectant les calcarénites et sables plio-quaternaires. L'étude de ce site permet de réaliser un couplage multi-échelle direct entre les fractures mesurées à la surface et les mécanismes focaux inverses de profondeur calculés pour les séismes récents. De plus, ce site présente un intérêt majeur pour l'évaluation des risques géotechniques, permettant d'analyser comment le réseau de fractures préexistant dicte la localisation des grands éboulements de falaises déclenchés par les vibrations sismiques.



CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'ORAN
(Extrait de la carte géologique d'ORAN au 1/50 000éme DALLONI)

q^a Alluvions	m^m Marnes bleues
q^c Carapace calcaire	m^g Marne tripoli
m^c Marno - calcaire	cj Schiste et calcschiste
m^c Calcaire récifal	j^1 Calcaire

Synthèse des stations d'étude sélectionnées pour l'analyse microtectonique

Nom de la Station	Position Structurale	Formations Affleurantes	Marqueurs Structuraux Clés	Justification Scientifique & Risques
Station 1 : Cité Merdjajou	Flanc Est du Horst du Murdjadjo	Marnes tortoniennes, Calcaires récifaux messiniens	Réactivation inverse de N50°E, Microfailles fraîches N20-35°E, Diaclases orthogonales	Analyse de l'héritage structural miocène et de son inversion compressif. Risque de glissement de terrain.
Station 2 : Djebel Khar	Sommet et bordures du Horst de la Montagne des Lions	Calcaires carbonatés mésozoïques et tertiaires	Miroirs de failles métriques, Stries nettes, Systèmes conjugués N25°E et N140°E	Calcul précis du tenseur de contraintes local par inversion numérique via TectonicsFP. Risque de chutes de blocs.
Station 3 : Frange Maritime	Façade littorale Nord-Est (Kristel / Gdyel)	Calcarénites, marnes et sables plio-quaternaires	Densité de microfractures, Diaclases côtières, Éboulements frais de falaises	Couplage multi-échelle direct avec l'épicentre et le mécanisme focal inverse du séisme de Gdyel de 2008. Aléa côtier.

CHAPITRE 02
DONNEES MICROTECTONIQUES

II.1.1. les principes fondamentaux de la microtectonique

La microtectonique, ou analyse de la tectonique cassante à l'échelle de l'affleurement, est une discipline fondamentale de la géologie structurale moderne. Elle repose sur le principe de causalité mécanique liant les micro-déformations observables directement sur le terrain (microfailles, diaclases, fentes de tension, plis associés) au champ de contraintes tectoniques macroscopiques régional à l'origine de l'orogenèse. L'objectif premier est de reconstituer, à partir d'une population de plans de failles striés mesurés statistiquement, l'orientation spatiale des axes de contraintes principaux (σ_1, σ_2, σ_3) et le rapport de forme du tenseur de contraintes réduit.

Cette méthodologie est validée par l'hypothèse physique de Wallace (1951) et Bott (1959), qui postule que sur tout plan de discontinuité mécanique préexistant au sein d'un massif rocheux, le glissement ou déplacement relatif s'effectue selon la direction et le sens de la contrainte de cisaillement maximale résolue (notée vecteur τ) induite par le tenseur de contraintes global. L'inversion numérique de ces populations de failles (faut slip data analysis) permet ainsi, par une approche statistique et géométrique inverse, de résoudre ce problème mécanique et d'identifier les phases principales de déformation ayant affecté la région.

II.1.2. Géométrie tridimensionnelle et mesure des plans de faille et des stries

L'acquisition rigoureuse des données structurales à l'affleurement nécessite la détermination de paramètres angulaires précis pour chaque plan de rupture fragile :

- **L'attitude du plan de faille :** Elle est quantifiée dans l'espace tridimensionnel soit par le couple Direction/Pendage (**Strike/Dip**) mesuré par rapport au Nord géographique, soit de préférence par le couple Azimut de pendage/Pendage (Dip direction/Dip). Le pendage représente l'angle d'inclinaison maximale du plan de faille par rapport à un plan horizontal de référence (variant de 0° pour un plan horizontal à 90° pour un plan vertical). L'azimut de pendage exprime la direction de la ligne de plus grande pente du plan, mesurée en degrés horizontaux de 0° à 360° par rapport au Nord, ce qui lève toute ambiguïté sur le sens du plongement du plan.
- **La linéation mécanique ou strie de glissement :** La strie matérialise la trajectoire cinématique physique du déplacement relatif entre les compartiments de la faille. Sa géométrie est mesurée par son **Pitch (ou Rake)**, qui correspond à l'angle aigu (compris entre 0° et 90°) mesuré sur le miroir de la faille entre la ligne de direction horizontale du plan et la strie elle-même. Un pitch proche de 0° caractérise un mouvement de décrochement pur (horizontal), un pitch proche de 90° indique un mouvement dip-slip pur (faille inverse ou normale), tandis que des valeurs intermédiaires caractérisent des rejeux obliques.

II.1.3. Détermination du sens du mouvement et critères de polarité microstructuraux

La détermination univoque du sens du mouvement (la polarité cinématique) constitue l'aspect le plus délicat de la microtectonique de terrain. Elle repose sur l'observation méticuleuse de structures microscopiques et mésoscopiques de friction préservée sur le miroir de faille, classifiées selon les critères cinématiques de Petit (1987) et de l'école française de tectonique cassante :

Type de Marqueur Cinématique	Description Mécanique & Faciès	Critère de Détermination du Sens du Mouvement
Fractures de Riedel (R, R')	Micro-fissures secondaires en échelon induites par le cisaillement localisé au sein de la zone de faille. Les plans R font un angle aigu théorique de ~15° avec la faille principale.	Les plans R sont synthétiques et s'ouvrent ou se décalent en accord géométrique direct avec le sens de rejet global de la faille maîtresse.
Indices de reconnaissance microtectonique	Structures de dissolution intergranulaire par pression-solution se développant sur les plans d'accidents ou de diaclases réactivées sous forte charge.	Les pics ou pointes stylolithiques s'orientent et croissent parallèlement à la direction locale de la contrainte compressive maximale régionale (σ_1).

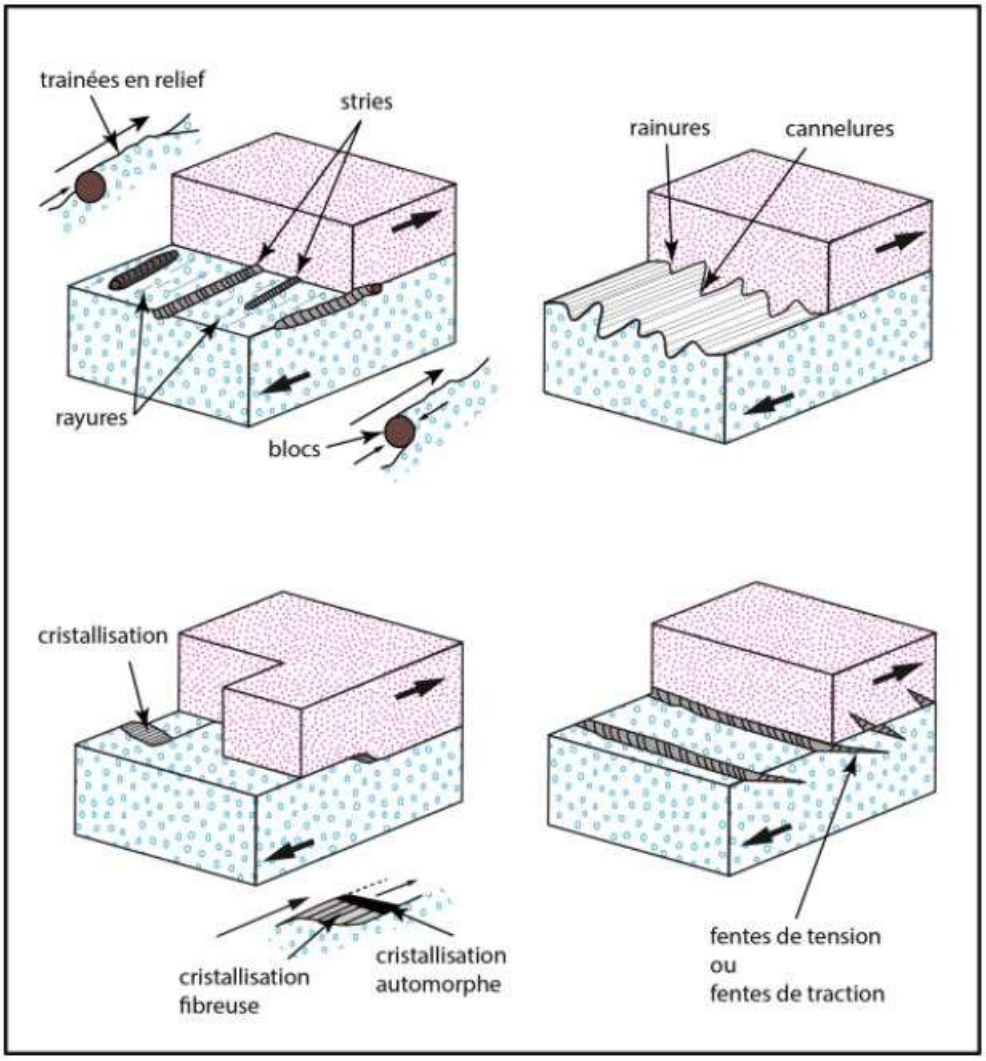


Figure 11 Critères microstructuraux de polarité cinématique sur un miroir de faille selon Petit (1987) micro-fractures de Riedel (R, R')

II.1.4. Classification des familles de fractures : cisaillement fragile vs extension

Le catalogue des discontinuités mesurées sur le terrain doit faire l'objet d'une distinction rhéologique et mécanique stricte entre les fractures d'extension pure et les structures de cisaillement :

- **Les Diaclases (ou joints d'extension Mode I) :** Fractures stériles ne présentant aucun déplacement tangentiel ni aucune strie de glissement. Elles correspondent à une rupture par traction pure (tension gashes), se propageant dans un plan perpendiculaire à l'axe d'extension minimale σ_3. Dans les calcaires messiniens de l'Oranais (Murdjadjo, Frange Maritime), les diaclases s'organisent fréquemment en réseaux orthogonaux ou conjugués hérités des phases extensives miocènes du rifting de la mer d'Alboran.
- **Les Failles de cisaillement (Modes II et III) :** Fractures portant des traces d'un déplacement tangentiel net (miroirs polis, stries, brèches de friction). Elles se développent sous forme de familles conjuguées obliques par rapport à l'axe σ_1, faisant un angle aigu théorique de ~30° (angle de friction interne de la roche) de part et d'autre de la contrainte compressive maximale.

II.1.5. Plis mineurs et structures associées à la cinématique fragile

À la périphérie des plans d'accidents inverses ou décrochants majeurs, le raccourcissement horizontal est fréquemment accommodé par des structures plissées de dimensions décimétriques à métriques. On distingue :

- **Les plis de rampe et crochons de faille :** Flexures locales des bancs sédimentaires induites par la friction et la traînée le long du plan de faille lors du déplacement. La configuration géométrique du crochon (synclinal ou anticlinal asymétrique) confirme de manière visuelle directe le sens du rejet (inverse ou normal) de la faille associée.
- **Les plis mineurs de propagation :** Structures d'amortissement ductile-fragile de la déformation se développant à l'extrémité (front de propagation) d'une faille inverse en profondeur. L'analyse statistique de l'orientation spatiale des axes de ces plis mineurs fournit une contrainte géométrique indépendante majeure pour caler précisément la direction moyenne du raccourcissement horizontal régional.

II.2. Protocole de terrain : organisation des stations, fiches de relevés et instrumentation scientifique

La mise en œuvre pratique de l'analyse microtectonique exige l'application d'un protocole méthodologique strict et standardisé lors de la phase de terrain. La représentativité et la validité statistique des tenseurs de contraintes modélisés par inversion numérique dépendent directement de la rigueur de l'acquisition des données à l'affleurement. Ce protocole s'organise autour de trois piliers fondamentaux : la structuration rigoureuse des stations de mesure, le déploiement d'une instrumentation scientifique moderne de haute précision, et la saisie systématique des attributs structuraux au sein de fiches de relevés codifiées.

2.1. Concept et organisation géométrique d'une station de mesure

Selon les critères fondamentaux définis par Angelier (1984, 1994) et appliqués dans les travaux de Nadji (2010), une station de mesure microtectonique ne correspond pas à un point d'observation géographique vague ou dispersé. Elle se définit de manière stricte comme un volume de roche tridimensionnel restreint à l'échelle d'un affleurement unique (généralement compris entre quelques mètres carrés et quelques dizaines de mètres carrés au maximum). Cette restriction spatiale vise à garantir deux conditions mécaniques impératives :

- L'homogénéité lithologique : L'affleurement doit appartenir à une même unité pétrographique cohérente afin d'éviter les distorsions de la fracturation liées aux variations de compétence (rigidité) entre des couches rocheuses de natures distinctes.

- L'homogénéité sismotectonique locale : On postule qu'au sein de ce volume restreint, la déformation enregistrée par la roche s'est développée sous l'action d'un champ de contraintes tectoniques uniforme dans l'espace et synchrone dans le temps.

  L'organisation d'une station interdite donc le mélange de données acquises sur des blocs séparés par des accidents majeurs ou des zones d'effondrement gravitaires distinctes.

La sélection des affleurements de terrain le long des chaînes côtières oranaises (Cité Merdjajou, Djebel Khar, Frange Maritime) privilégie des sites offrant d'excellentes conditions d'exposition tridimensionnelle, tels que des fronts de taille de carrières anciennes ou actives, des tranchées de réseaux routiers fraîches ou des escarpements naturels vifs dénudés par l'érosion éolienne et marine. Pour valider statistiquement l'homogénéité cinématique d'une station, le protocole impose l'acquisition d'une population minimale critique de 30 à 40 plans de failles striés par station, ce nombre pouvant dépasser 70 mesures sur les sites d'intérêt majeur comme le Djebel Khar.

Un point d'attention méthodologique crucial concerne la correction systématique du biais d'échantillonnage linéaire, connu sous le nom de biais de Terzaghi (1965). Ce biais géométrique inhérent aux levés de terrain montre qu'une paroi d'affleurement plane tend à occulter les fractures et les plans de failles qui lui sont parallèles, tout en sur-représentant de manière statistique les fractures qui lui sont orthogonales. Afin d'éliminer ce biais mécanique qui fausserait les pics directionnels lors du traitement, les mesures de fractures ont été acquises de façon préférentielle sur des parois multidirectionnelles présentant des orientations topographiques variées (faces perpendiculaires, coins d'affleurements, surfaces de dalles horizontales), garantissant un inventaire structural totalement isotrope et représentatif de la fracturation réelle du massif.

2.2 Instrumentation scientifique et outils technologiques de terrain

L'acquisition tridimensionnelle des attributs angulaires des microstructures met en œuvre des instruments scientifiques de haute précision mécanique, combinant des méthodes analogiques éprouvées et des technologies numériques de pointe :

• La boussole-clinomètre de structure (de type Brunton ou Freiberg) : Cet instrument constitue l'outil de mesure de référence en microtectonique. Équipée d'une aiguille aimantée à amortissement liquide, d'un cadran gradué de 0° à 360° et d'un clinomètre interne articulé couplé à un niveau à bulle, elle permet la mesure simultanée et précise de la direction, du pendage des plans de faille et du pitch (ou rake) des stries de glissement. Sa résolution angulaire est inférieure à 1°, garantissant la précision des données primaires.

• Le récepteur GPS différentiel de précision submétrique : Déployé systématiquement sur chaque affleurement, il assure le géoréfencement spatial absolu des stations de mesure. Les coordonnées géographiques (X, Y) et l'altitude (Z) sont acquises dans le système de projection universel UTM (Universal Transverse Mercator, Fuseau 30 Nord) calé sur le référentiel géodésique mondial standardisé WGS84.

• Les tablettes numériques de terrain durcies couplées aux applications SIG mobiles (FieldMove / QField) : Ces outils de dernière génération révolutionnent l'acquisition des données géologiques.

Connectées en Bluetooth au GPS, elles permettent la numérisation instantanée des attributs de la faille directement à l'affleurement.

Les applications intègrent des modules de calcul permettant de tracer en temps réel les diagrammes stéréographiques (canevas de Schmidt ou de Wulff) de la station, offrant à l'opérateur un contrôle immédiat de la cohérence géométrique des mesures et facilitant la détection précoce de populations de fractures hétérogènes polyphasées.

2.3. Structure et codification de la fiche de relevé microtectonique

Afin de rationaliser le traitement informatique ultérieur et de permettre l'inversion numérique des contraintes via les logiciels Stereonet, toutes les données collectées à l'affleurement sont consignées de manière systématique au sein d'une fiche de relevé structurale standardisée. Chaque ligne de la base de données correspond à un objet mécanique unique (plan de faille strié, diaclase ou axe de pli) et documente de façon exhaustive un ensemble d'attributs géométriques et cinématiques rigoureux.

L'introduction du contexte structural est nécessaire pour retracer le cadre tectonique et géodynamique de cette zone occidentale du littoral oranais. Suite à la collecte de données géo structurales et microtectoniques de la région d'étude, à partir des différentes sources et suite à l'initiation aux logiciels et programmes appropriés en domaine de la projection stéréographique et de mécanismes focaux ; dérivant du domaine séismologique. Dans ce projet de fin-étude, nous avons réalisé plusieurs configurations de stéréogrammes, sur plusieurs sites, pour obtenir les canevas nécessaires à la représentation des données structurales et à l'interprétation du régime tectonique pour chaque site envisagé sous l'encadrement de notre promoteur de la filière des Risques Géologique.

Site n°1 : Site relatif à la Montagne des lions

A- Analyse Microtectonique via la Projection Stéréographie Site n°1 'Montagne des lions'

Dans ce même projet, nous avons réalisé l'étude microtectonique d'un second site sis à l'Est d'Oran avec la réalisation de plusieurs configurations de stéréogrammes, pour obtenir les canevas nécessaires à la représentation des données structurales et à leur interprétation. Le régime tectonique est ensuite déterminé sous l'encadrement de notre promoteur de la filière des Risques Géologique. Notons que cette démarche ne peut être conçue sans l'interaction de plusieurs notions que se soit géologiques sismologiques ou de l'ingénierie du Géni-Civile.

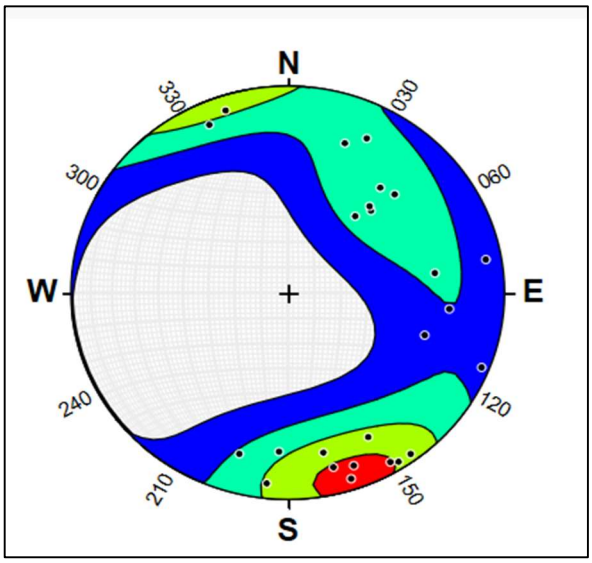


Figure 12 stéréogramme d'orientation des polaires-fractures / Site- Montagne des Lions (Oran-Est)

Cette figure présente l'orientation globale des polaires de fractures qui affleurent sur les rebords de la montagne des lions d'Oran-Est. La tendance est spécifique à l'allongement des failles et des plis de la chaine côtières de Belgaïd-Aine Franine. La représentation en contours elliptiques justifie l'exercice d'un mouvement surtout compressif et décrochant. La vergence de la structure est méridionale.

La seconde approche de représentation concerne la distribution spatiale des polaires de fractures qui favorise la détermination de l'intensité des fractures et le dénombrement des familles des discontinuités tectoniques existantes. Voir le diagramme de rosaces des fractures (Fig-13)

On constate trois types de familles de fractures qui s'orientent différemment des sites précédents. A noter la prédominance des discontinuités compressives par rapport aux discontinuités normale (distensive)

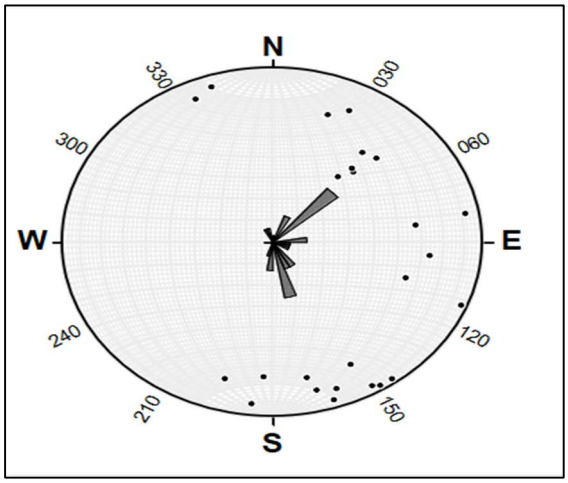


Figure 13 Rosaces de fractures (trois familles-fractures) / Site-Montagne des lions (Oran)

Analyse du système triaxial de la fracturation via logiciel_Stereonet.

---------- Bingham Analysis ----------

Data set: Mont_Lions Oran Est [1995].txt

Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge	a95 min	a95 max
Sigma 1.	0,5624	168,4,	01,9	10,1	50,3
Sigma 2.	0,3762	077,1,	33,7		
Sigma 3.	0,0614	261,3,	56,2	10,1	12,8

Best fit great circle (strike, dip RHR) = 351,3, 33,8

--------- Fisher Mean Vector ----------

Data set: Mont_Lions Oran Est [1995].txt

	N	Trend	Plunge	a95	a99		kappa	mean length
all	25	112,2	38,9		--	--	2,1	0,5387

Détermination du régime tectonique ;

Phi= (sigma2 – sgma3)/ (-sigma1 – sigma3)

Phi= 184.2/429.7 = 0.43 ====== inf à (0.5) ==== régime compressif.

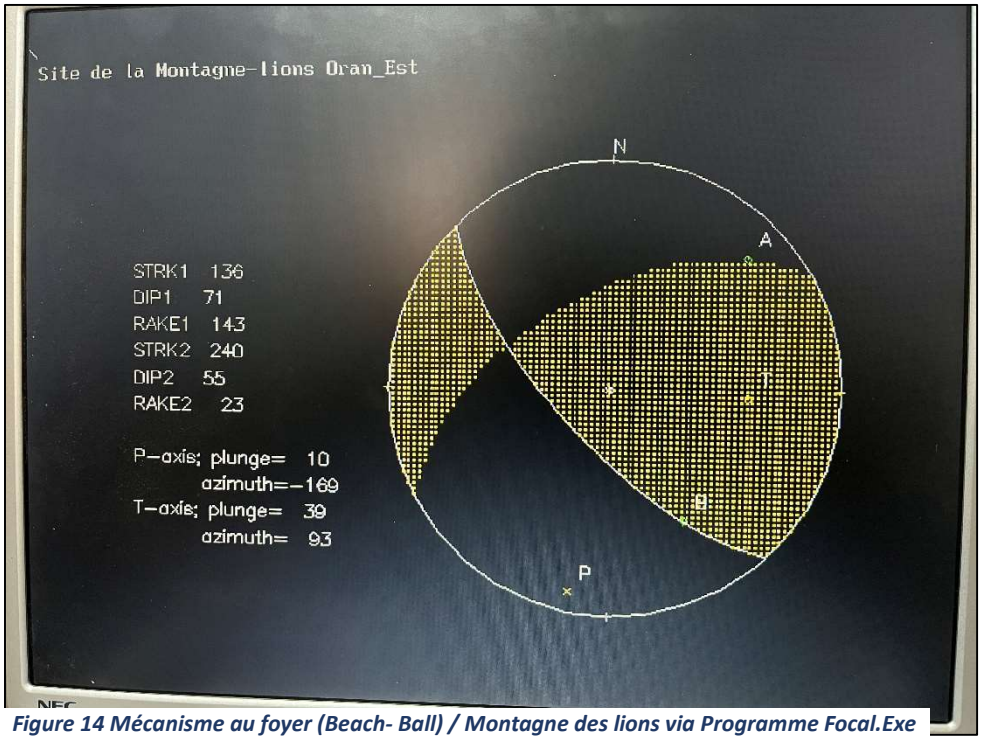


Figure 14 Mécanisme au foyer (Beach- Ball) / Montagne des lions via Programme Focal.Exe

Site n°2 : Site relatif à la Frange-Maritime / des Genets d'Oran ville.

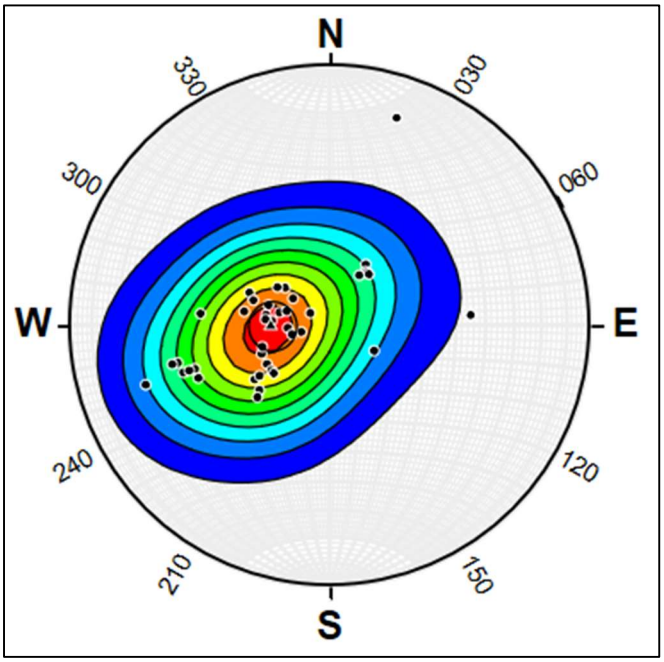


Figure 15 tendance d'orientation des polaires-fractures /Site - frange maritime d'Oran Est

Cette figure présente l'orientation globale des polaires de fractures qui affleurent sur les rebords de la falaise d'Oran-Ville. La tendance est spécifique à l'allongement des failles et des plis des chaines côtières du littoral oranais. La représentation en contours elliptiques justifie l'exercice d'un mouvement décrochant d'azimut Nord-Est Sud-Ouest.

Un seconde approche de représentation concerne la distribution spatiale des polaires de fractures qui favorise la détermination de l'ampleur des fractures et le dénombrement des familles des discontinuités tectoniques. Il s'agit du diagramme de rosaces des fractures (Fig-16).

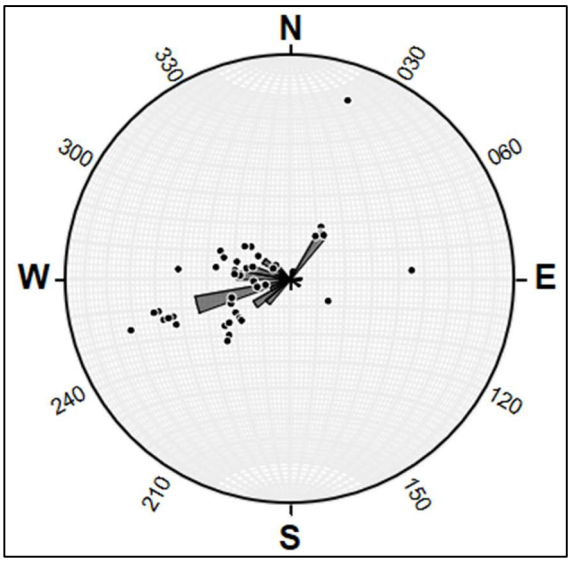


Figure 16 Diagramme des rosaces- Familles-fractures /Site - frange maritime d'Oran Est

Sur ce diagramme on constate la présence de trois familles de fractures : une première famille à prédominance W-SO à E-NE qui est conforme au cisaillement sismique (Est-Ouest) ; en deuxième position une famille d'orientation NE-SW qui est conforme aux failles compressives (littoral). En fin une famille de fractures antithétique aux précédentes qui semble être en relation avec les failles distensives antérieures.

A- **Analyse du système triaxial de la fracturation via logiciel 'Stereonet'**.

Pour cette analyse, nous avons utilisé le logiciel 'Stereonet / V-2020' qui semble très performant pour les géologues (structuralistes). La fonction principale consiste à déterminer les axes de contraintes via la résolution statistique des valeurs propres et des vecteurs propres. Cette analyse est vérifiée probante pour la majorité des sites microtectoniques auscultés antérieurement ; in Nadji (2010)

1- Anallyse de Bingham –

Data set: Imported Lines

Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge	a95 min	a95 max
1.	0,8360	265,2,	71,6	3,5	8,6
2.	0,1335	058,0,	16,5		
3.	0,0305	150,4,	08,0	3,5	20,3

Best fit great circle (strike, dip RHR) = 240,4, 82,0

2- Régime tectonique du site : Frange maritime

Phi= (sigma2 – sgma3)/ (-sigma1 – sigma3)

Phi= 92/415 = 0.22 ====== ≥ inf à (0.5) ==== régime transpression avec cisaillement.

3- Mécanisme focal de la déformation

La résolution du mécanisme focal est essentielle pour valoriser l'emplacement des plans nodaux (principaux) des fractures pour déterminer les tenseurs de la déformation tectoniques qui sont respectivement notés par P :Pression,

T : Tension et N : Neutre ainsi les lobes du mécanisme focal servira les géologues et/ou séismologues pour déterminer le type du régime tectonique exercé.

Il s'agit donc d'un mécanisme apriori décrochant et compressif. Cette attitude est en relation directe avec le modèle microtectonique de Riedel (1927). En soulignant que ce modèle est spécifique pour une déformation en domaine de cisaillement pure.

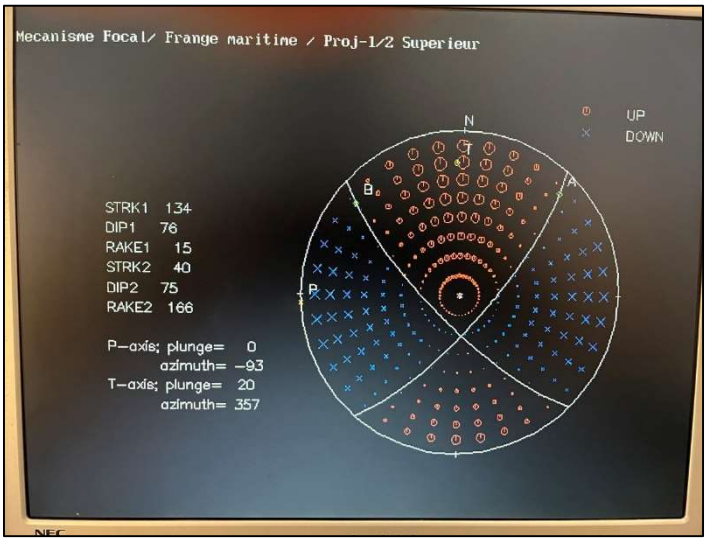


Figure 17 Mécanisme focal (Beach- Ball) / frange maritime d'Oran Est/ Logiciel Focal.Exe

Site n°3 : relatif à la Calère d'Oran / Djebel-Murdjadjo d'Oran Ouest

A- Analyse Microtectonique via la Projection Stéréographie Site n°3 'Calère d'Oran '

Dans ce dernier site, nous avons réalisé l'étude microtectonique d'un second site sis à l'Est d'Oran avec la réalisation de plusieurs configurations de stéréogrammes, pour obtenir les canevas nécessaires à la représentation des données structurales et à leur interprétation. Le régime tectonique est déterminé sous. Notons que cette démarche ne peut être conçue sans l'interaction de plusieurs notions que se soit géologiques sismologiques ou de l'ingénierie du Géni-Civile.

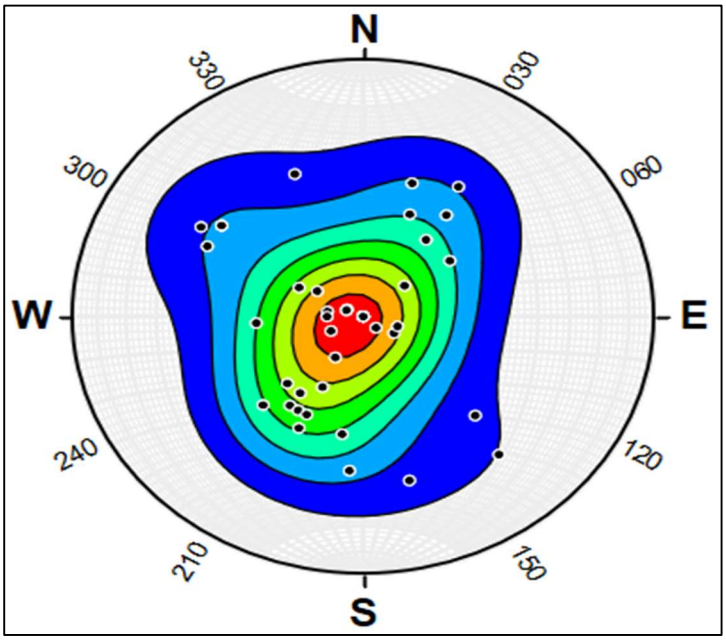


Figure 18 tendance d'orientation des polaires-fractures /Site de la Calère d'Oran -Ouest

La seconde représentation concerne la distribution spatiale des polaires de fractures qui favorise la détermination de l'intensité des fractures et le dénombrement des familles des discontinuités tectoniques existantes. Voir le diagramme de rosaces des fractures

Sur ce diagramme on constate la présence de trois familles de fractures : une première famille à prédominance W-SO à E-NE qui est conforme au cisaillement sismique (Est-Ouest) ; en deuxième position une famille d'orientation NE-SW qui est conforme aux failles distansif (littoral). En fin une famille de fractures antithétique aux précédentes qui semble être en relation avec les failles distensive antérieures.

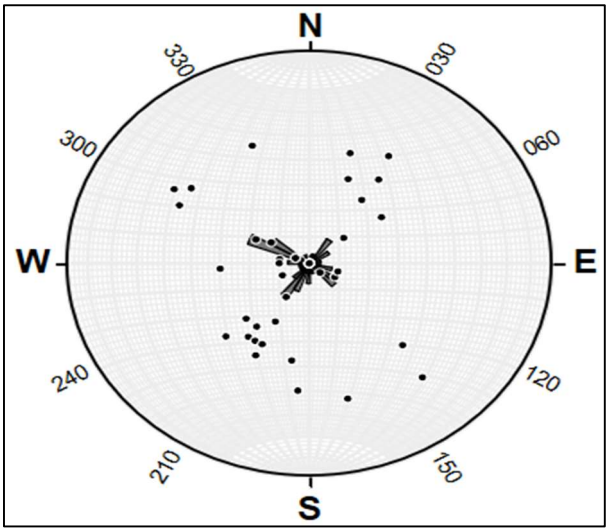


Figure 19 Diagramme des rosaces- Familles-fractures /Site – Calère d'Oran Ouest

A- Analyse du système triaxial de la fracturation via logiciel_Stereonet

---------- Bingham Analysis ----------

Data set: calère_D2 [1995].txt

Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge	a95 min	a95 max
1.	0,7474	244,6,	83,6	7,2	10,3
2.	0,1570	358,8,	02,7		
3.	0,0956	089,1,	05,9	7,0	62,4

Best fit great circle (strike, dip RHR) = 179,1, 84,1

---------- Fisher Mean Vector ----------

Data set: calère_D2 [1995].txt

	N	Trend	Plunge	a95	a99	kappa	mean length	
all	44	247,7	84,0	9,1	11,4	6,6	0,8516	

Détermination du régime tectonique ;

Phi= (sigma2 – sgma3)/ (-sigma1 – sigma3)

Phi= 269.7/333.7 = 0.81 ====== super à (0.5) ========== régime distansif

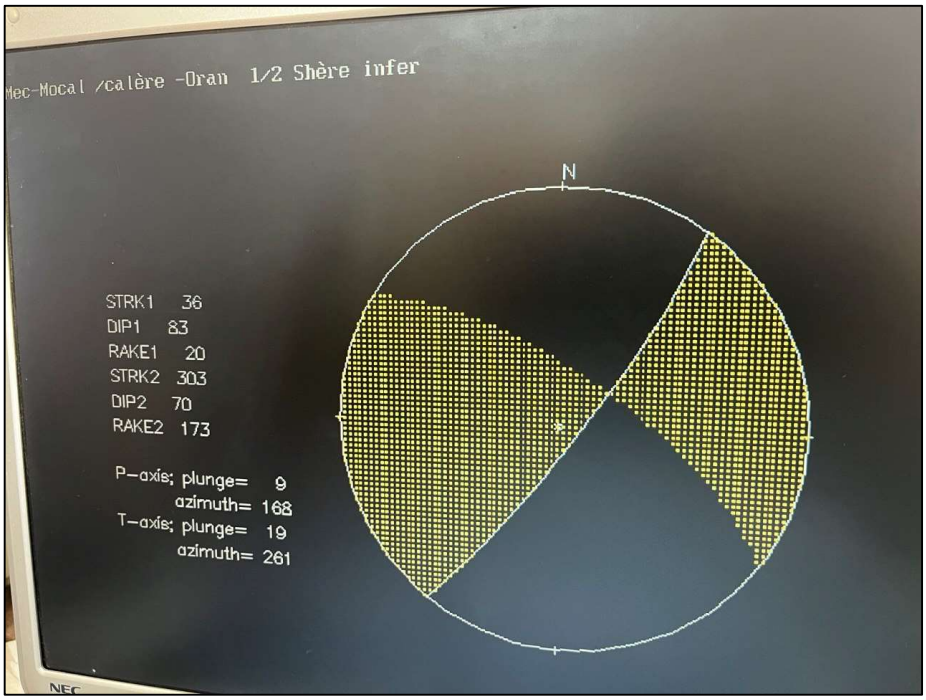


Figure 10 ***Mécanisme au foyer (Beach- Ball) / la Calère d'Oran-Ouest via Programme Focal.Exe***

La codification rigoureuse de ces attributs au moment de l'acquisition élimine toute ambiguïté directionnelle. L'utilisation systématique du couple 'Azimut de pendage / Pendage' (Dip direction / Dip) permet de s'affranchir de la règle de la main droite parfois source d'erreurs d'écriture. Ainsi, une faille inverse mesurée sous la forme '045 / 60' indique de manière automatique et univoque un plan orienté Nord-Est - Sud-Ouest (N45°E) plongeant vers le Sud-Est avec un angle de 60°, ce qui garantit la fiabilité absolue des fichiers de données brutes qui seront injectés dans les matrices d'inversion des contraintes du chapitre suivant.

3. Qualité des données : critères de sélection/exclusion des mesures et estimation des incertitudes mécaniques

La validité scientifique et la précision mathématique des tenseurs de contraintes calculés par inversion numérique dépendent de manière exclusive de la qualité intrinsèque de la base de données brutes collectée à l'affleurement. Afin de prémunir les modèles de toute distorsion cinématique ou statistique, un protocole strict d'évaluation qualitative, de filtrage et d'estimation des incertitudes angulaires a été systématiquement appliqué sur l'ensemble des mesures de fractures acquises le long des chaînes côtières oranaises.

3.1. Critères géologiques d'acceptation et d'exclusion des structures

L'introduction de biais de mesure ou de structures parasites non reliées à la dynamique tectonique régionale constitue une source d'erreur majeure qu'il convient d'éliminer dès la phase d'acquisition de terrain. Les critères d'exclusion stricts éliminent de la matrice d'inversion les objets mécaniques suivants :

- Les fractures de décompression superficielle et d'altération anthropique : Particulièrement fréquentes au niveau des fronts de taille des carrières (Cité Merdjajou et Djebel Khar), les dynamitages et l'action des engins d'extraction induisent une microfracturation fragile superficielle intense. Ces plans de rupture artificielle ne portent aucune strie tectonique syn-chronologique et répondent à des contraintes de décharge locales. Ils sont systématiquement écartés.

- Les plans de glissements et détachements gravitaires de versants : En raison de la forte déclivité topographique des flancs du Massif du Murdjadjo et des escarpements de falaises de la Frange Maritime, de nombreux blocs calcaires subissent des basculements et des glissements gravitaires post-pluviaux. Les plans de cisaillement associés à ces mouvements portent des stries de friction, mais leur cinématique est purement dictée par l'attraction gravitaire locale et non par le champ de contraintes crustal régional.

- Les surfaces portant des stries courbes ou polydirectionnelles diffuses : Ces marqueurs traduisent des instabilités de glissement locales ou des effets de blocage mécanique aux extrémités des failles (rejets en ciseau). Ils violent l'hypothèse d'homogénéité du tenseur

Le protocole de sélection s'appuie de surcroît sur la classification qualitative de l'indice de confiance de la polarité cinématique définie par Petit (1987). Chaque plan mesuré est affecté d'un rang de validité allant de 1 à 4 :

• Rang 1 (Certitude absolue) : Le plan porte des critères microstructuraux limpides, redondants et convergents (marches de calcite nettes, Riedel synthétiques évidents).

• Rang 2 (Probabilité forte) : Les indicateurs cinématiques sont discrets mais discernables sans ambiguïté angulaire.

• Rang 3 (Hypothétique) : Le sens du mouvement est déduit de manière indirecte par le contexte géométrique environnant (crochons de faille).

• Rang 4 (Sens indéterminé) : Le miroir de faille est parfaitement poli ou les stries sont altérées, rendant la lecture du sens de rejet totalement impossible. Les structures rattachées au Rang 4 sont formellement exclues des matrices de calcul d'inversion numérique.

Elles sont toutefois conservées au sein de la base de données brute pour enrichir les analyses statistiques directionnelles globales et la cartographie des densités de fracturation de la marge.

3.2. Tri et gestion géométrique des populations hétérogènes polyphasées

L'Oranais septentrional ayant enregistré une histoire géodynamique complexe marquée par la succession de régimes tectoniques distincts depuis le Miocène supérieur (modèles de Fenet et Guardia), un même volume d'affleurement expose fréquemment des populations de fractures hétérogènes et polyphasées.

Injecter une telle population brute au sein d'un algorithme d'inversion mathématique conduirait à un échec de convergence ou à un tenseur dénué de signification géologique. Le tri des phases s'effectue sur le terrain grâce à deux critères physiques directifs :

1. La superposition directe de stries (Miroirs poly-striés) : Sur certains plans de failles hérités de la famille N50°E, l'observation à la loupe de terrain révèle la présence de deux générations de linéations mécaniques superposées. La génération la plus ancienne est caractérisée par des fibres de calcite épaisses, largement recristallisées et partiellement dissoutes, associées à un jeu extensif miocène. Elle est recoupée, tronquée et effacée de manière nette par des stries mécaniques fines, linéaires, superficielles et très 'fraîches', portant des critères de rejeu inverse pur ou inverse-oblique. Cette seconde génération matérialise la déformation quaternaire à actuelle

2. Les relations de recoupement et de troncature géométrique : À l'échelle de l'affleurement, le chronomètre relatif est calé en observant les intersections de plans. Les microfailles inverses fraîches d'orientation N20-35°E recoupent et décalent de manière systématique les anciens joints de traction orthogonaux miocènes, confirmant leur postériorité chronologique. Lorsque l'hétérogénéité est détectée, la population de la station est segmentée manuellement par familles géométriques cohérentes avant le traitement numérique, ou séparée informatiquement lors du calcul par des méthodes d'inversion itératives basées sur le filtrage automatique des données présentant des déviations mécaniques aberrantes.

3.3. Quantification et estimation mathématique des incertitudes angulaires

Toute mesure géologique sur le terrain est entachée d'une marge d'erreur inhérente aux limites géométriques de l'instrumentation scientifique utilisée et à la variabilité d'appréciation de l'opérateur. L'évaluation de ces incertitudes est modélisée comme suit :

• L'incertitude instrumentale : Pour la boussole-clinomètre de structure (type Brunton ou Freiberg), l'erreur technique intrinsèque garantie par le constructeur est de ±2° pour la mesure de l'azimut de direction (boussole horizontale calée au niveau sphérique) et de ±1° pour le pendage du plan (éclimètre à niveau à bulle).

• L'incertitude opérateur et rugosité d'affleurement : Sur le terrain, les miroirs de failles ne correspondent jamais à des plans géométriques parfaits. Ils présentent une rugosité naturelle, des ondulations décimétriques et des micro-flexures. L'application de la boussole sur ces surfaces

irrégulières introduit une incertitude opérateur réaliste évaluée entre ±3° et ±5° sur l'azimut du pendage et le pendage du plan. De plus, la mesure du Pitch de la strie exige l'alignement physique du bras du clinomètre sur la linéation. Dans le cas de stries fines, discrètes ou affectées par une légère altération météorologique (marnes silteuses tortoniennes), l'incertitude de lecture du Pitch s'élève statistiquement à ±5°.

Ces incertitudes de surface se propagent lors des calculs géométriques tridimensionnels. Elles sont absorbées et quantifiées par les algorithmes d'inversion numérique via l'optimisation des moindres carrés, qui lissent les erreurs aléatoires à condition que la taille de l'échantillon respecte les seuils de représentativité statistique requis.

3.4. Le critère de déviation angulaire alpha (α) d'Angelier et validation sismotectonique

Le contrôle de qualité final et la validation physique du tenseur de contraintes réduit calculé pour chaque station reposent sur le calcul de la déviation angulaire alpha (α). Formulé par Angelier (1979, 1984), ce paramètre mathématique quantifie la cohérence mécanique entre le modèle théorique et les observations de terrain. Pour chaque plan de faille d'une station, l'algorithme calcule l'orientation théorique du vecteur de contrainte de cisaillement maximale résolue (le vecteur τ) généré par le tenseur de contraintes modélisé. La déviation angulaire α correspond à l'angle mesuré, sur le plan de la faille, entre la direction de la strie réelle observée sur le terrain et la trajectoire théorique du vecteur τ.

Si le postulat mécanique de Wallace-Bott est respecté et que la station est rigoureusement homogène, l'angle α doit tendre vers 0°. Dans la pratique académique universitaire et sismotectonique internationale, le seuil de tolérance mécanique maximal admis pour valider la qualité d'une inversion est fixé à une déviation angulaire moyenne globale **$\alpha \leq 20°$**, associée à un pourcentage de plans cohérents supérieur à 85%. Si une station affiche une valeur initiale supérieure, un processus de nettoyage itératif est engagé : les plans présentant les déviations individuelles les plus aberrantes ($\alpha > 30°$) sont isolés, analysés (recherche d'une erreur de transcription ou d'une phase tectonique distincte), puis exclus de la matrice. Un second calcul d'inversion est alors exécuté jusqu'à l'obtention d'une convergence optimale. Ce filtrage garantit que le tenseur compressif final (σ1 stable orienté N110-120°E) possède une haute valeur prédictive et une fiabilité totale pour la confrontation multi-échelle avec les mécanismes focaux du chapitre suivant.

Acquisition et traitement des données structurales

II.2. Organisation des mesures par secteurs structuraux

L'analyse sismotectonique et microtectonique des chaînes côtières oranaises nécessite une approche d'échantillonnage spatialisé rigoureuse afin d'appréhender les variations latérales du style de déformation, la

cinématique des blocs et les phénomènes de partition mécanique à l'échelle régionale. Pour ce faire, le catalogue de données structurales brutes (regroupant plus de 220 mesures de failles, de stries, de diaclases et de plis mineurs) a été structuré et réparti de manière systématique en trois grands secteurs géographiques et structuraux distincts : le Secteur Ouest, le Secteur Central et le Secteur Est. Cette sectorisation, guidée par les travaux précurseurs de Fenet (1975), Guardia (1975) et les synthèses modernes de Nadji (2010), permet d'analyser de façon indépendante chaque bloc crustal avant d'en proposer une synthèse dynamique intégrée.

2.1. Le Secteur Ouest : Domaine du Massif du Murdjadjo et de la Cité Merdjajou

Le Secteur Ouest correspond au Massif du Murdjadjo, une entité morpho-structurale majeure s'élevant à l'Ouest de l'agglomération d'Oran et culminant à plus de 500 mètres d'altitude. Sur le plan structural, ce secteur représente un horst asymétrique vigoureux, délimité sur sa frange septentrionale par un escarpement de faille rectiligne et abrupt plongeant directement sous la mer Méditerranée, et s'amortissant au Sud vers le graben synclinal de la Grande Sebkha d'Oran. Ce secteur offre des conditions de terrain exceptionnelles grâce aux boutonnières d'érosion mettant à nu le socle paléozoïque hercynien profond et la série post-nappes discordante.

Les fenêtres d'échantillonnage de ce secteur se concentrent principalement autour de la **Cité Merdjajou** (flanc oriental du massif). Sur le plan lithostratigraphique, les mesures y ont été acquises au sein des marnes silteuses du Tortonien supérieur et de la puissante dalle de calcaires récifaux à Porites du Messinien inférieur. Ce secteur présente un intérêt sismotectonique capital pour l'étude de l'inversion des structures héritées : c'est ici qu'est analysé de manière quantitative le rejeu inverse-oblique de la famille de fractures normales miocènes N50°E, qui représente plus de 60% du réseau de failles cartographié par Nadji (2010). Les plans mesurés montrent des inclinaisons fortes (pendages de 60° à 80° vers le NW ou le SE) et portent des stries de friction nettes à fort pitch. Parallèlement, ce secteur est caractérisé par le développement d'un réseau dense de microfailles inverses sub-verticales géométriquement très pures, orientées à N20°E-N35°E, qualifiées de structures fraîches néotectoniques accommodant le raccourcissement horizontal actif. Au total, 75 mesures structurales homogènes composent la base de données de ce secteur.

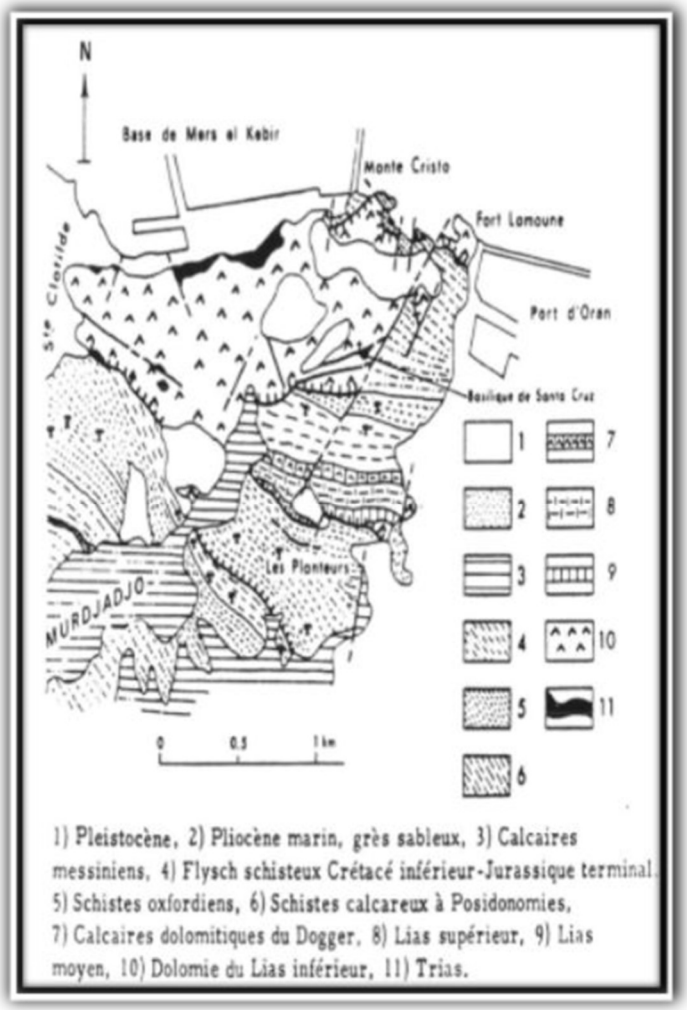


Figure21 Les écailles du Djebel Murdjadjo, d'après B. Fenet, 1975

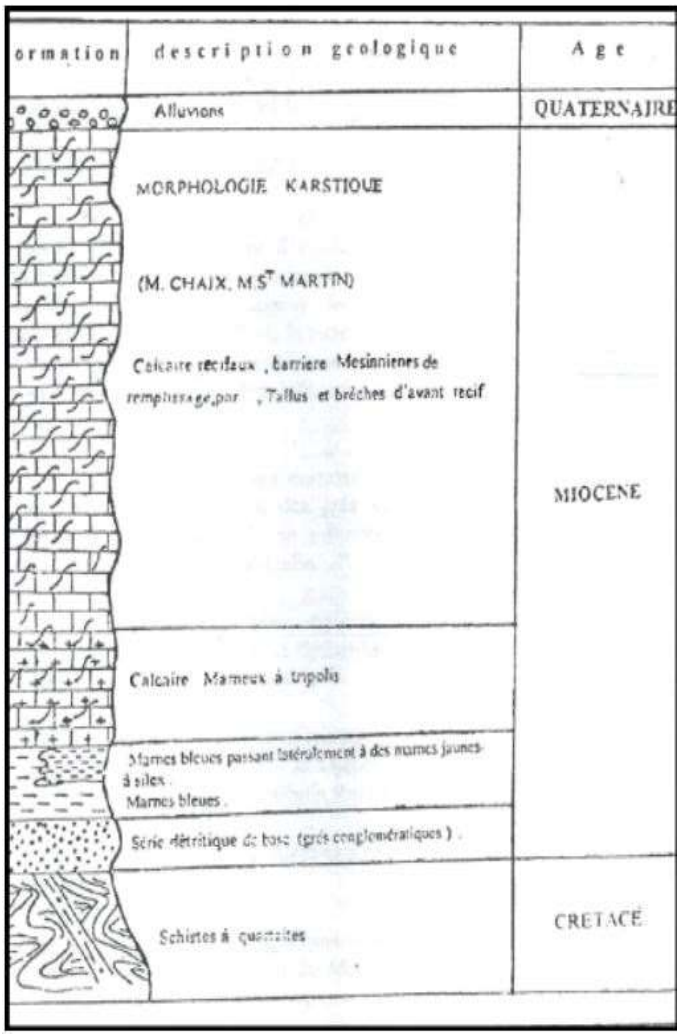


Figure22 Coupe Litho stratigraphique du versant sud du Djebel Murdjadjo

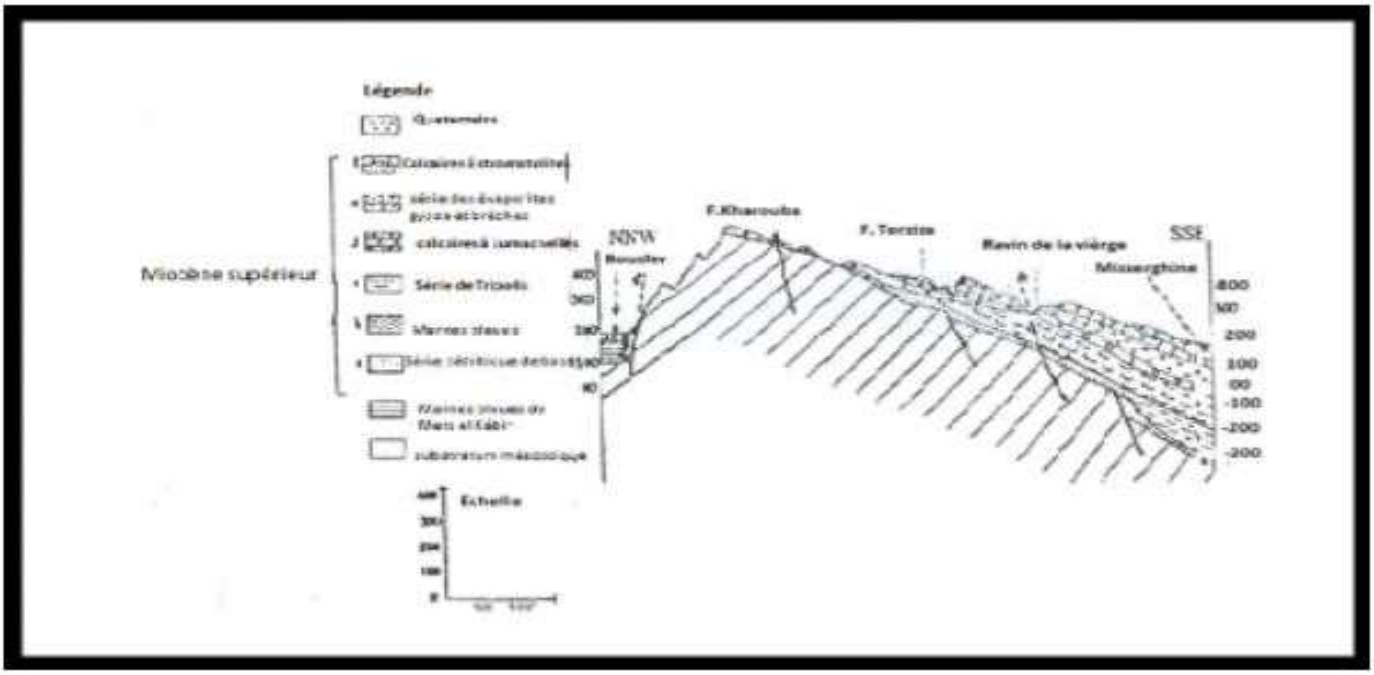


Figure23 Coupe Géologique du versant Sud-Est du Djebel Murdjadjo

2.2.Le Secteur Central : Domaine de la Frange Maritime

Le Secteur Central englobe la Frange Maritime proprement dite, s'étendant à l'Est immédiat de la ville d'Oran (secteurs de Gambetta, Canastel, jusqu'aux abords occidentaux de Kristel). Morphologiquement, ce domaine correspond à un plateau calcarénitique sub-horizontal à faible pendage Sud, qui se termine de façon abrupte face au littoral par une corniche continue de falaises maritimes escarpées s'élevant entre 50 et 120 mètres de hauteur.

Le choix sismotectonique de ce secteur est dicté par sa proximité géométrique immédiate avec les structures actives offshore de la marge continentale algérienne et par sa superposition avec les zones épicentrales de la sismicité instrumentale contemporaine. C'est en effet au droit de cette frange côtière qu'a été localisé l'épicentre du séisme du 6 juin 2008 (Mw 5.5). Les mesures de terrain y ont été préférentiellement acquises au sein des formations meubles et poreuses du Plio-Quaternaire (calcarénites côtières calcoclastiques, grès jaunes et complexes de terrasses marines étagées perched entre +15 m et +30 m NGF). En raison de la jeunesse de ces formations, les structures fracturées mesurées enregistrent l'expression la plus récente et instantanée du champ de déformation. Le style structural y est dominé par des systèmes de joints de traction verticaux (diaclases) très ouverts orientés à N110°E, réactivés localement, et par des microfailles inverses fraîches à rejeu net de direction N25°E tranchant les terrasses quaternaires. Ce secteur totalise 65 mesures valides, indispensables pour caler le couplage cinématique de surface avec les mécanismes focaux profonds de la marge

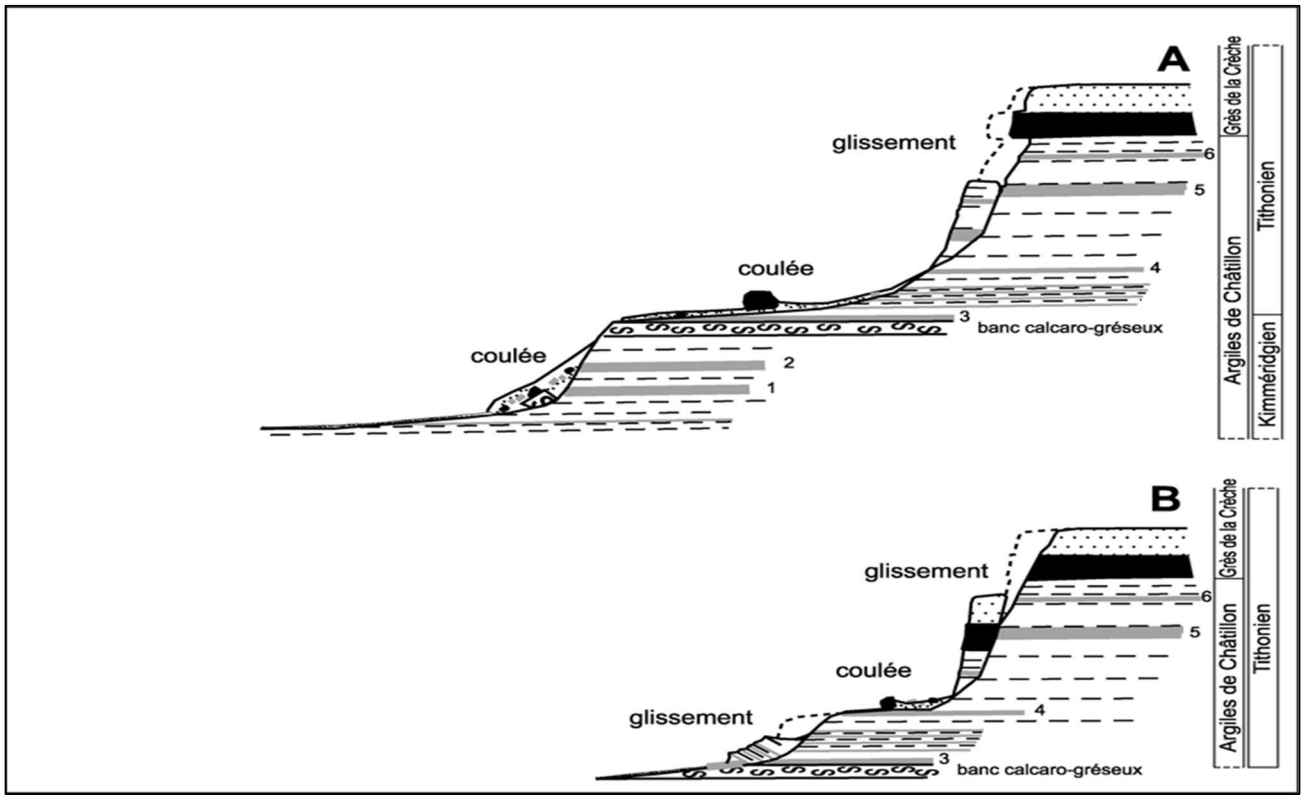


Figure24: Panorama structural et fracturation des falaises calcarénitiques de la Frange Maritime

2.3. Le Secteur Est : Domaine du Massif du Djebel Khar et d'Arzew

Le Secteur Est correspond au Massif du Djebel Khar (communément appelé la Montagne des Lions) et s'étend vers l'Est pour englober la plaine de Gdyel et les reliefs jurassico-crétacés du Massif d'Arzew (Cap Carbon). Le Djebel Khar constitue le nœud structural et topographique culminant de l'ensemble des chaînes côtières oranaises, atteignant une altitude maximale de 631 mètres. Ce massif se caractérise par une architecture géométrique complexe de bloc hautement surélevé et basculé de façon asymétrique vers le Sud-Sud-Est sous l'effet d'un serrage contractile intense.

Sur le plan géologique, ce secteur expose des formations carbonatées mésozoïques (calcaires dolomitiques du Jurassique) et des lambeaux de nappes de flyschs numidiques intensément tectonisés. En raison de la grande compétence (rigidité) des roches carbonatées du Djebel Khar, les miroirs de failles y sont préservés de manière exceptionnelle sur des plans de dimensions métriques. Ce secteur est le siège privilégié de l'expression des accidents transcurrents régionaux : la famille de failles orientée à N70°E y fonctionne sous la forme de couloirs décrochants dextres majeurs, guidant l'extrusion mécanique latérale et le pivotement des blocs. L'échantillonnage de terrain a permis d'y mesurer des systèmes conjugués parfaits (failles inverses-sénestres N25°E à fort pendage et failles normales-dextres N140-160°E), fournissant un catalogue robuste et statistiquement homogène de 85 mesures de glissements. Ces données constituent la matrice primaire la plus fiable pour l'inversion numérique tridimensionnelle du tenseur réduit.

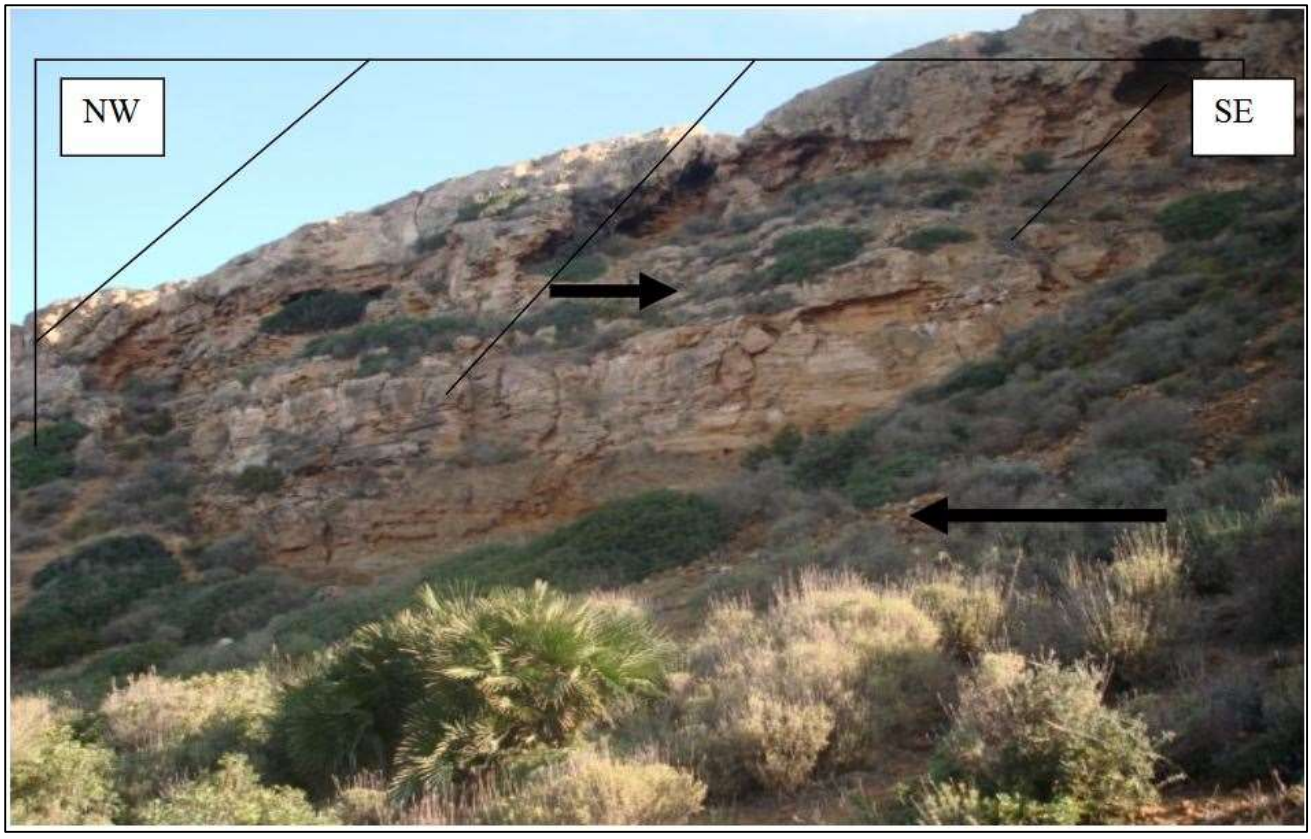


Figure25 Miroir de la faille décrochante dextre de Kristel (cartographiée par Thomas en 1985)

Synthèse de la sectorisation structurale et répartition de l'échantillonnage de terrain :

Secteur Structural	Stations de Mesure	Lithologies Encaissantes	Directions Majeures des Fractures	Nombre de Mesures	Objectif et Cible Sismotectonique
Secteur Ouest	MER-01, MER-02, MER-03 (Cité Merdjajou)	Marnes tortoniennes, Calcaires récifaux messiniens	N50°E (Inverse-oblique) N20°-35°E (Inverse pure)	75	Analyse de l'inversion tectonique du rift miocène et partition de la déformation ductile-fragile.
Secteur Central	FM-01, FM-02, FM-03, FM-04 (Falaises côtières)	Calcarénites, sables et terrasses maritimes étagées plio-quaternaires	N25°E (Inverse fraîche) N110°E (Diaclases de traction)	65	Enregistrement de la déformation sub-actuelle et couplage superficiel avec le séisme offshore de Gdyel (2008).
Secteur Est	KHAR-01, KHAR-02, KHAR-03 (Djebel Khar / Gdyel)	Calcaires dolomitiques rigides du Jurassique, Flysch Numidique	N70°E (Décrochant dextre) N140°-160°E (Failles conjuguées)	85	Modélisation tridimensionnelle du tenseur réduit par inversion numérique sur miroirs métriques compétents.

Cette structuration tripartite de la base de données assure une couverture cartographique exhaustive de la Frange littorale oranaise. La confrontation des tenseurs de contraintes locaux calculés pour chacun de ces trois secteurs permettra, dans les sections suivantes, de mettre en évidence d'éventuelles rotations horaires ou anti-horaires des axes de contraintes principaux ou des phénomènes de partition des glissements entre les grands accidents macroscopiques régionaux et la microfracturation fragile de surface.

3.1.Acquisition et traitement des données structurales

3.1.1 . Construction de diagrammes stéréographiques (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) pour les plans et axes mesurés

La modélisation géométrique et l'interprétation sismotectonique quantitative de la population de fractures récoltée le long des chaînes côtières oranaises reposent sur l'utilisation systématique des méthodes de projection stéréographique. En géologie structurale moderne, l'analyse d'un catalogue volumineux de données (regroupant plus de 220 mesures de failles, de stries, de diaclases et d'axes de plis mineurs) nécessite un outil mathématique rigoureux capable de réduire la dimensionnalité spatiale tridimensionnelle des objets mesurés sur une surface de représentation plane bidimensionnelle (le stéréogramme). Cette réduction doit impérativement s'exécuter en préservant de manière stricte les relations angulaires et directionnelles primaires fondamentales entre les dalles carbonatées, les miroirs polis et les vecteurs de glissement cinématiques.

1. Fondements mécaniques et justification du choix du canevas équiaire de Schmidt

Le traitement informatique et statistique des populations de fractures impose de sélectionner avec rigueur le type de canevas de projection adapté aux contraintes de la microtectonique de terrain. On distingue historiquement deux grands types de projections sphériques horizontales : le canevas d'égal angle de Wulff (projection stéréographique proprement dite) et le canevas d'égale aire de Schmidt (projection azimutale équivalente de Lambert). Dans le cadre de ce mémoire, le **canevas de Schmidt (projection sur l'hémisphère inférieur)** a été exclusivement sélectionné.

Le choix du canevas de Schmidt est dicté par des impératifs d'analyse statistique des densités directionnelles. Si le canevas de Wulff est conforme (il conserve la circularité des formes et les angles entre les plans), il introduit une distorsion surfacique extrême en dilatant de manière artificielle les surfaces proches de la périphérie du diagramme au détriment du centre. Une telle hétérogénéité surfacique interdit tout traitement statistique objectif de grands volumes de données. À l'inverse, le canevas de Schmidt préserve de façon rigoureuse l'équivalence des aires (projection équiaire) : une surface unitaire mesurée en n'importe quel point du diagramme correspond toujours à la même portion géométrique de la sphère de référence. Cette propriété est fondamentale en tectonique cassante pour réaliser le calcul automatique des contours d'isodensités de pôles (contouring), permettant d'identifier sans biais graphique les directions de fracturation préférentielles et de caractériser l'anisotropie mécanique de la marge.

La convention de projection sur l'**hémisphère inférieur** est adoptée de façon standard. Elle consiste à imaginer l'affleurement structural au centre d'une sphère creuse. Tout plan de faille ou de diaclase passe par ce centre géométrique et intersecte la demi-sphère inférieure selon un arc de grand cercle. Tout élément linéaire (strie de friction ou axe de pli mineur) coupe l'hémisphère inférieur en un point unique (pôle de la ligne). La projection verticale orthogonale de ces traces tridimensionnelles sur le plan équatorial horizontal génère le stéréogramme final, offrant une vue plongeante synoptique en accord avec la perception de l'observateur sur le terrain.

Propriété Géométrique & Tectonique	Canevas d'Égale Aire de Schmidt (Adopté)	Canevas d'Égal Angle de Wulff (Exclu)
Type géométrique de projection	Projection azimutale équivalente de Lambert (projection équiaire).	Projection stéréographique pure (projection conforme).
Conservation de la surface (Aire)	**Oui. Préservation stricte des rapports de surfaces sur tout le canevas.**	**Non. Dilatation géométrique exponentielle vers la périphérie.**
Analyse statistique des densités	Parfaitement adapté pour le calcul des contours de pôles et la détection de pics directionnels dominants.	Impossible ou fortement biaisée (surreprésentation artificielle des structures à fort pendage).
Représentation des plans inclinés	Les plans se projettent sous forme d'arcs d'ellipses complexes.	Les plans se projettent sous forme d'arcs de cercles parfaits.

3.2. Méthodologie de projection stéréographique des données (Plans, Pôles et Stries)

La transcription des attributs angulaires récoltés à l'affleurement vers le canevas de Schmidt s'effectue selon deux modes de représentation graphiques complémentaires, optimisés selon la densité sismotectonique des mesures :

- **La représentation cyclographique (Grands cercles) :** Chaque plan de rupture fragile (faille ou diaclase) est matérialisé par sa trace cyclographique. Si ce mode est visuellement explicite pour analyser un échantillon restreint (mise en évidence géométrique immédiate de l'intersection de failles inverses conjuguées ou détermination de l'axe d'un pli), il devient rapidement illisible lorsque la population dépasse 30 mesures, générant un effet de saturation graphique dense (effet "spaghetti") qui occulte les informations cinématiques.
- **La représentation par Pôles de plans (Diagrammes Pi ou π-plots) :** Pour contourner la saturation, chaque plan est représenté de manière univoque par son pôle, qui correspond au point d'intersection avec la demi-sphère inférieure de la droite normale (perpendiculaire) au plan passant par le centre. Géométriquement, l'azimut du pôle est opposé à l'azimut du pendage du plan, et sa plongement est le complémentaire à 90° du pendage du plan (Plongement = 90° - Pendage). Ce mode substitue un nuage d'arcs complexes par une distribution de points épurée, idéale pour les calculs statistiques complexes sur les logiciels ***TectonicsFP*** **et** ***Stereonet*****.**

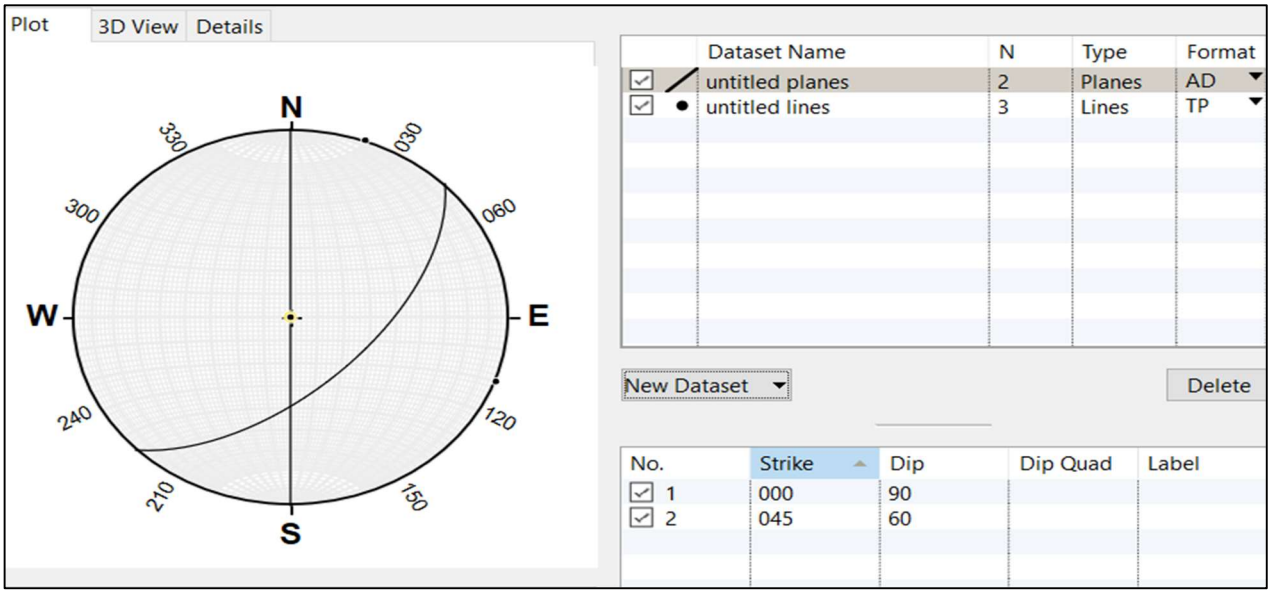


FIG 26 Les données linéaires sont reportées directement sous forme de points. Les stries de friction (linéations cinématiques définies par leur Pitch sur le plan) et les axes des micro-plis associés sont projetés sur le diagramme. La construction stéréographique combinée du pôle du plan et de sa strie permet de tracer le plan de mouvement (le plan contenant la strie et la normale au plan de faille), un paramètre fondamental requis par les algorithmes mathématiques pour l'inversion numérique du tenseur réduit.

3.3. Traitement statistique des densités de pôles (Contouring) et interprétation sismotectonique

Une fois le nuage de pôles projeté sur le canevas pour un secteur structural donné (Secteur Ouest, Central ou Est), un calcul de densité surfacique est exécuté pour faire ressortir de façon objective les familles de fractures préférentielles. Ce traitement (le contouring) met en œuvre des algorithmes de lissage de données (méthode de Kamb ou lissage gaussien de Fisher) qui calculent le pourcentage de points contenus au sein d'une aire circulaire unitaire mobile représentant classiquement 1% de la surface totale du canevas de Schmidt.

Les lignes d'isodensités (courbes de niveaux statistiques) ainsi tracées permettent de diagnostiquer la géométrie intime de la fracturation cassante de la marge oranaise :

- **Les distributions en amas (Maximas isolés) :** Une concentration locale et circulaire forte de pôles indique une famille de fractures hautement systématique, où tous les plans possèdent la même orientation spatiale et le même pendage. À l'échelle de l'Oranais, ce traitement révèle des maxima exceptionnels correspondant aux microfailles inverses fraîches quaternaires orientées à N20-35°E.

- **Les distributions en ceintures (Girdles) :** Lorsque les pôles s'alignent le long d'un arc de grand cercle théorique du diagramme, ils décrivent un étalement cylindrique. En présence de structures plissées complexes (comme les flancs du Murdjadjo), la ceinture de pôles permet de calculer par ajustement mathématique l'axe du pli régional (axe β), qui correspond géométriquement au pôle du grand cercle de la ceinture.

L'analyse comparative des stéréogrammes de Schmidt calculés pour les trois secteurs structuraux des chaînes côtières confirme graphiquement la partition de la déformation à l'échelle de la Frange littorale. Les diagrammes de densité de pôles valident de manière incontestable la prépondérance statistique de la famille inverse-oblique N50°E sur le Massif du Murdjadjo, l'expression pure des couloirs décrochants dextres sub-verticaux N70°E au Djebel Khar (Montagne des Lions) et le développement ubiquiste des joints de traction ouverts N110°E le long des falaises côtières de la Frange Maritime, apportant une démonstration géométrique irréprochable de la persistance d'une déformation syn-chronologique active contrôlée par un champ de contraintes compressif stable (σ_1 horizontal NW-SE).

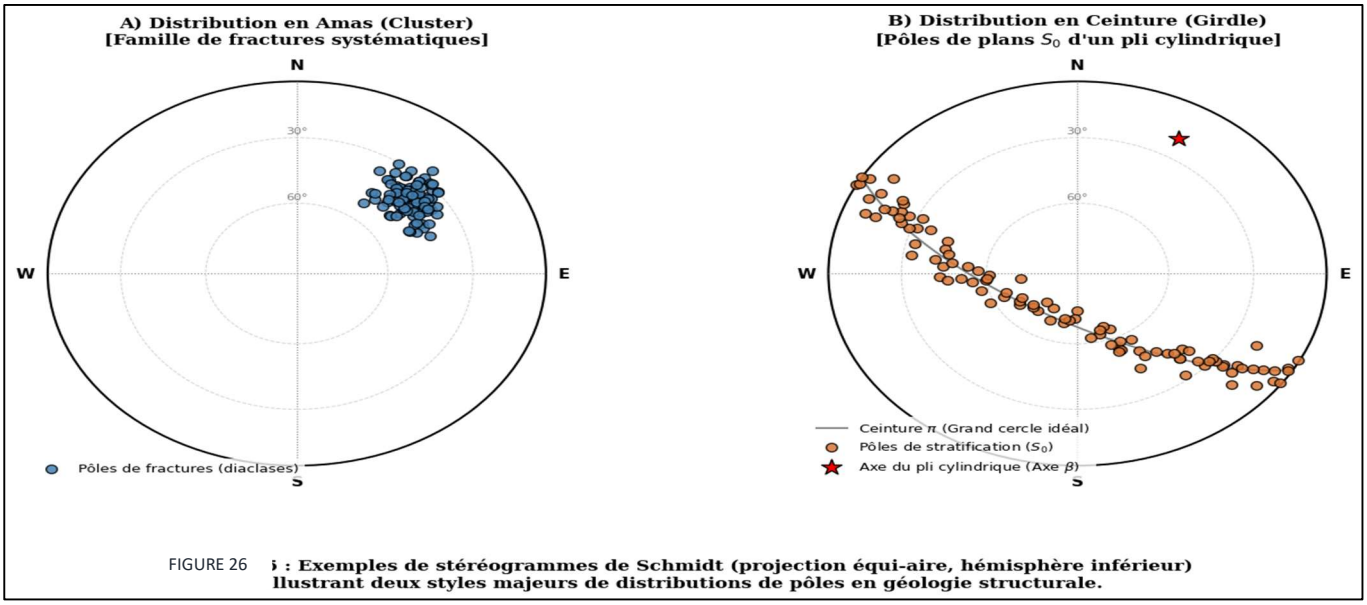


FIGURE 26 **: Exemples de stéréogrammes de Schmidt (projection équi-aire, hémisphère inférieur) illustrant deux styles majeurs de distributions de pôles en géologie structurale.**

II.2. Acquisition et traitement des données structurales

II.2.3. Classification des familles de structures (systèmes de failles, joints, plis) et mise en évidence des directions privilégiées

La classification systématique des populations de fractures et l'analyse statistique de leur distribution directionnelle constituent des étapes cruciales pour décrypter l'anisotropie mécanique de la croûte et caractériser la cinématique de la Frange littorale oranaise. À la suite du traitement stéréographique sur le canevas équiaire de Schmidt, le catalogue global (regroupant plus de 220 mesures primaires de terrain) a été soumis à une analyse de fréquence directionnelle. Cette démarche s'inspire directement des approches quantitatives par télédétection et SIG initiées par Nadji (2010) via l'imagerie Landsat 5 et MapInfo V6.5, ainsi que des modèles d'inversion structurale polyphasée de Fenet (1975, 1978) et Guardia (1975, 1980). Le traitement statistique permet d'isoler quatre grandes familles de structures fragiles et ductiles-fragiles majeures qui contrôlent la déformation active de la marge sous un champ de contraintes compressif stable (σ_1 horizontal sub-synchrone orienté NW-SE).

1. La Famille N050°E à N060°E : Le système inverse-oblique dominant du Massif du Murdjadjo

La famille de fractures orientée à N050°E-N060°E représente la structure la plus spectaculaire et statistiquement prépondérante à l'échelle de la région d'Oran. Les analyses spatiales quantitatives de Nadji (2010) démontrent que cette famille directionnelle constitue à elle seule **plus de 60% du réseau structural total cartographié sur le Massif du Murdjadjo**. Sur le terrain, notamment au niveau de la station de la Cité Merdjajou, cette famille est matérialisée par de grands plans de failles nets présentant des pendages structuraux forts compris entre 65° et 80°, inclinés préférentiellement vers le Nord-Ouest ou de façon conjuguée vers le Sud-Est.

L'interprétation mécanique de cette famille s'inscrit au cœur du modèle d'inversion tectonique de la marge. Ces accidents correspondent à d'anciennes failles normales extensives majeures formées lors du rifting syn-sédimentaire miocène (Tortonien-Messinien) associé à l'ouverture de la mer d'Alboran (Fenet, 1975). Dans le contexte géodynamique contemporain, caractérisé par une compression sub-horizontale active induite par la convergence Nubie-Eurasie, l'axe de contrainte oppressive maximale (σ_1) s'établit selon une direction stable N110°E à N120°E. Face à ce vecteur de serrage WNW-ESE à NW-SE, les failles héritées N050°E se retrouvent dans une configuration géométrique hautement favorable à la réactivation mécanique. Elles subissent une inversion tectonique totale : elles rejouent sous un mode compressif-inverse oblique à composante décrochante sénestre. Ce rejeu syn-chronologique est responsable du soulèvement vertical brutal du Horst du Murdjadjo par rapport à la dépression effondrée de la Grande Sebkha d'Oran. Les miroirs de failles mesurés portent des fibres de calcite complexes où les critères cinématiques de Petit (marches de recristallisation) confirment la prépondérance de ce rejet inverse.

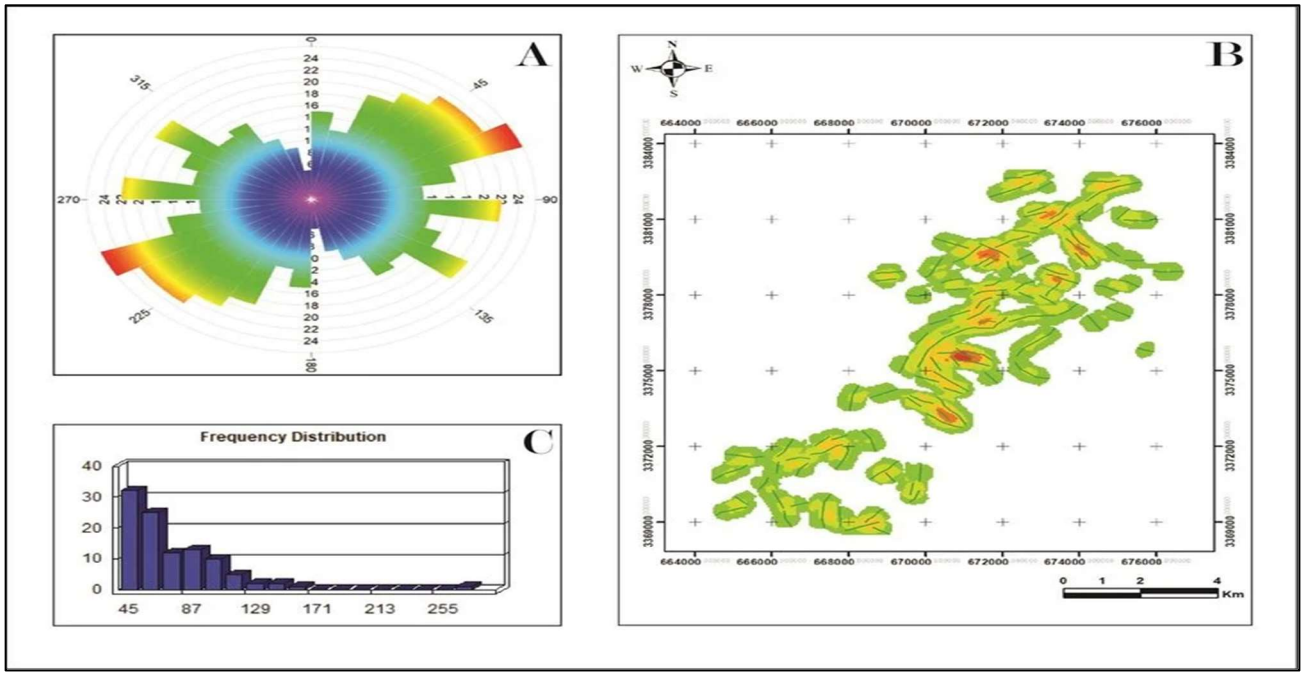


Figure 27 Rosace directionnelle des fractures et diagramme de densité de pôles de la famille N050°E (Secteur Ouest - Murdjadjo)

2. La Famille N070°E à N080°E : Les couloirs décrochants dextres axiaux du Djebel Khar

La famille de fractures d'orientation globale N070°E à N080°E trouve son expression préférentielle et son paroxysme géométrique au sein du Secteur Est, englobant le Massif du Djebel Khar (Montagne des Lions) et les approches structurales de la plaine de Gdyel. Sur le terrain, ces accidents se manifestent sous la forme de couloirs de cisaillement fragile sub-verticaux de dimensions métriques à décamétriques, tronquant de façon nette la série sédimentaire carbonatée mésozoïque et tertiaire hautement compétente.

Sous l'action du tenseur de contraintes actuel (σ_1 horizontal orienté N110-120°E), la famille N070°E fonctionne préférentiellement sous un mode cinématique de **failles décrochantes dextres majeures** (transcurrentes). En raison de l'oblicité modérée (angle aigu d'environ 30° à 40°) entre la direction de la contrainte maximale σ_1 et le plan de ces failles, le glissement horizontal pur est favorisé. Les mesures acquises le long des miroirs polis du Djebel Khar révèlent des stries horizontales à sub-horizontales caractérisées par des Pitchs (ou Rakes) extrêmement faibles, compris entre 0° et 20°. L'analyse sismotectonique démontre que ces failles décrochantes régionales jouent un rôle cinématique de premier ordre : elles guident l'extrusion mécanique latérale des blocs, accommodent les rotations horaires de la croûte et provoquent le basculement géométrique asymétrique des horsts littoraux face à la mer Méditerranée, fonctionnant en parfaite synergie cinématique avec les structures inverses limitrophes.

3. La Famille N020°E à N035°E : Les microfailles inverses néotectoniques fraîches

La famille orientée à N020°E-N035°E correspond à un ensemble de microfailles inverses sub-verticales géométriquement très épurées, réparties de manière ubiquiste sur l'ensemble des trois secteurs d'étude, avec une concentration remarquable au niveau des affleurements de la Cité Merdjajou et des falaises côtières de la Frange Maritime. Sur le terrain, ces structures se distinguent immédiatement par leur faciès morphologique : il s'agit d'accidents de dimensions centimétriques à métriques de faible rejet, qualifiés de structures 'fraîches' en raison de l'absence de recristallisations secondaires épaisses ou d'altérations météorologiques prononcées sur leurs miroirs.

La signification sismotectonique de la famille N020°E-N035°E est fondamentale. Ces microfailles se développent de manière orthogonale et en harmonie géométrique directe avec le vecteur de raccourcissement horizontal actuel de la plaque africaine (σ_1 à N110-120°E). Elles fonctionnent en **failles inverses pures**, caractérisées par des stries de friction verticales présentant des Pitchs très forts proches de 90° (compris entre 75° et 90°). N'étant pas contraintes par un héritage structural rigide ancien, ces structures représentent des cassures néotectoniques néoformées au cours du Quaternaire récent. Elles absorbent le raccourcissement actif de surface de la marge et valident, par leur géométrie orthogonale parfaite, l'orientation spatiale du champ de contraintes contemporain calculé par inversion numérique.



Figure28 Les plans des cinq (5) failles normales sélectionnées et affectant les parois de la falaise d'Oran Est, les hachures représentent le plan de faille, la flèche noire la direction du déplacement

4. La Famille N110°E à N120°E : Le réseau de joints de traction (diaclases) de la Frange Maritime

La famille de structures orientée à N110°E-N120°E s'exprime de manière dominante le long du Secteur Central, contrôlant de façon géométrique le découpage et la morphologie des falaises littorales de la Frange Maritime (Canastel, Kristel). Contrairement aux trois familles précédentes, cette famille correspond principalement à des structures extensives stériles : des **diaclases (joints de Mode I)** et des fentes de tension ouvertes, ne présentant aucun déplacement tangentiel ni aucune strie de friction mécanique sur leurs parois.

Mécaniquement, ces structures se propagent parallèlement à la direction de la contrainte compressive maximale régionale σ_1 (orientée à N110-120°E) et se développent de façon perpendiculaire à l'axe d'extension minimale σ_3 (sub-horizontal orienté à N020°W). Ces joints traduisent l'expression de l'extension orthogonale mineure qui accompagne la transpression nord-algérienne, confirmant le caractère triaxial réel de la déformation de la marge. Sur la Frange Maritime, ce réseau de diaclases N110°E verticales découpe la dalle calcarénitique quaternaire en blocs prismatiques disjoints. Ce réseau joue un rôle environnemental et géotechnique critique : il canalise l'infiltration des eaux météorologiques, accélère les phénomènes de dissolution karstique et dicte la localisation des grands éboulements de falaises côtières déclenchés par les vibrations sismiques, comme observé lors de la crise instrumentale de Gdyel en 2008.

5. Les Structures Plissées Associées (Plis mineurs et crochons)

En association étroite avec la fracturation fragile, le raccourcissement horizontal est accommodé localement par des structures plissées ductiles-fragiles de dimensions décimétriques à métriques. Au niveau des zones marneuses tortoniennes de la Cité Merdjajou, on observe des **plis mineurs de propagation** amortissant les failles inverses en surface, ainsi que des crochons de traînée asymétriques flquant les miroirs de la famille N050°E. L'analyse statistique quantitative de l'orientation spatiale des axes de ces plis mineurs montre une direction statistiquement stable centrée sur N050°E-N060°E, avec des plongements d'axes sub-horizontaux (0° à 15°). Cette géométrie plissée à pendage Sud (vergence globale dirigée vers le Nord) confirme de façon indépendante le vecteur de raccourcissement orthogonal NW-SE et s'intègre en parfaite cohérence cinématique avec l'architecture macroscopique profonde de la Faille de la Sebkha d'Oran.

Tableau de synthèse statistique et cinématique des familles de structures des chaînes côtières oranaises

Famille Directionnelle	Type de Structures / Objets	Cinématique Préférentielle & Pitch	Secteur d'Expression Dominant	Origine & Contexte Mécanique	Signification Sismotectonique Actuelle
N050°E à N060°E	Failles inverses-obliques majeures, plis mineurs associés.	Inverse-oblique sénestre (Pitch fort : 60° - 80°).	**Secteur Ouest** (Massif du Murdjadjo / Cité Merdjajou).	Inversion tectonique du réseau de failles normales hérité du rifting miocène (Fenet, 1975).	Structure prépondérante (>60% du réseau) guidant le soulèvement vertical continu des reliefs côtiers sous la compression actuelle.
N070°E à N080°E	Couloirs de cisaillement sub-verticaux métriques.	Décrochement transcurrent dextre pur (Pitch faible : 0° - 20°).	**Secteur Est** (Massif du Djebel Khar / Gdyel).	Accidents de cisaillement profonds hérités de la transpression pliocène de la marge (Guardia, 1975).	Accommode le coulissement horizontal, l'extrusion latérale des blocs et les rotations crustales horaires.
N020°E à N035°E	Microfailles inverses de faible rejet, miroirs lisses "frais".	Failles inverses pures (Pitch sub-vertical : 75° - 90°).	**Tous secteurs** (Ubiquiste, maximas à la Cité Merdjajou).	Structures cassantes néoformées au cours du cycle néotectonique quaternaire à sub-actuel (Nadji, 2010).	Cassures "fraîches" orthogonales parfaites au vecteur σ_1 horizontal, absorbant le raccourcissement actif de surface.
N110°E à N120°E	Diaclases de traction (joints de Mode I), fentes ouvertes.	Extension pure sans déplacement (aucun glissement, pas de strie).	**Secteur Central** (Corniches de la Frange Maritime).	Fissuration extensive syn-tectonique synchrone du champ de contraintes moderne.	Matérialise l'extension orthogonale mineure (σ_3 à N020°W). Guide la dissolution karstique et l'aléa éboulement de falaise (ex : Gdyel, 2008).

II.3. Inversion des contraintes à partir des données microtectoniques

II.3.1. Fondements physiques de l'inversion et concept du tenseur des contraintes réduit

L'inversion numérique des données de glissement (fault-slip data inversion) constitue l'outil le plus puissant de la sismotectonique et de la géologie structurale moderne pour quantifier l'état de contrainte de la croûte terrestre. Cette approche mathématique résout le problème inverse : alors que le problème direct calcule le déplacement théorique sur un plan soumis à des forces connues, l'inversion calcule les caractéristiques géométriques et mécaniques du champ de contraintes régional (le tenseur) à partir d'une population de plans de failles striés mesurés statistiquement à l'affleurement. Ce processus s'appuie rigoureusement sur le postulat mécanique fondamental de Wallace (1951) et Bott (1959), qui stipule que la strie de friction observée sur un miroir de faille matérialise la direction et le sens du vecteur de contrainte de cisaillement maximale résolue (noté vecteur τ) induit sur ce plan.

À l'échelle de la mécanique des milieux continus, l'état de contrainte en un point de la croûte est défini par un tenseur triaxial symétrique d'ordre 2, représenté par une matrice carrée 3x3 comportant 6 composants indépendants. Cependant, l'analyse exclusive des orientations de failles et de stries mesurées à l'affleurement ne permet pas de déterminer les magnitudes absolues des contraintes (exprimées en Mégapascals), car le glissement dépend uniquement des rapports de proportions entre les forces et non de leurs valeurs absolues. L'inversion mathématique permet donc de calculer un **tenseur des contraintes réduit**, qui isole de manière stricte 4 paramètres indépendants fondamentaux :

• Les directions spatiales absolues (Azimut et Plongement) des trois axes de contraintes principaux orthogonaux : $\sigma1$ (axe de compression maximale), $\sigma2$ (axe de contrainte intermédiaire) et $\sigma3$ (axe d'extension maximale).

• Le rapport de forme du tenseur, noté **rapport R (ou rapport d'Angelier)**, défini par l'équation mathématique : $R = (\sigma2 - \sigma3) / (\sigma1 - \sigma3)$. Ce rapport scalaire, compris de façon stricte entre 0 et 1, caractérise la géométrie tridimensionnelle de l'ellipsoïde des contraintes. Une valeur de R proche de 0 indique une configuration de compression prolate ($\sigma2$ proche de $\sigma3$), tandis qu'une valeur proche de 1 traduit une configuration d'extension oblate ($\sigma2$ proche de $\sigma1$), fournissant des critères quantitatifs cruciaux pour diagnostiquer les variations locales du style tectonique le long des chaînes côtières oranaises.

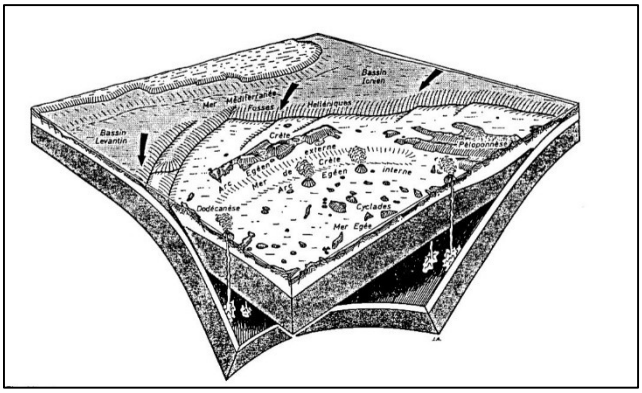
II.3.2. La méthode graphique et cinématique des dièdres droits

Avant d'exécuter une inversion numérique quantitative fine, le protocole méthodologique applique fréquemment une approche géométrique globale : la **méthode des dièdres droits**. Initialement proposée par Pegoraro (1972) et formalisée par Angelier et Mechler (1977), cette méthode graphique et cinématique permet de

circonscrire de manière rapide et indépendante les domaines spatiaux contenant les axes de contraintes principaux σ1 et σ3, sans nécessiter d'hypothèse précoce sur la rhéologie de la roche.

Le principe géométrique repose sur l'analyse individuelle de chaque plan de faille strié. Tout accident sépare l'espace tridimensionnel en quatre quadrants orthogonaux (les dièdres) alternant deux domaines de compression (quadrants P, où la contrainte normale tend à fermer la fracture) et deux domaines d'extension (quadrants T, où la contrainte normale favorise l'ouverture). L'orientation de ces quadrants est fixée de manière univoque par l'intersection du plan de la faille et du plan auxiliaire (le plan orthogonal au miroir passant par la strie de glissement). Mécaniquement, pour qu'un glissement s'effectue selon le sens observé, l'axe de compression maximale σ1 doit impérativement se situer au sein de l'un des deux quadrants de compression (P), tandis que l'axe d'extension σ3 doit logiquement occuper l'un des quadrants d'extension (T).

À l'échelle d'une station de mesure (regroupant par exemple 40 plans homogènes), les quadrants P et T de chaque faille sont projetés et superposés sur le canevas équiaire de Schmidt. L'algorithme calcule graphiquement le taux de superposition en chaque point du diagramme. Les zones du stéréogramme où 100% des quadrants de compression se superposent définissent le domaine géométrique exclusif et restrictif où doit se situer l'axe σ1 régional. À l'inverse, les zones de superposition maximale à 100% des quadrants T circonscrivent l'emplacement de l'axe σ3. Dans le cadre de ce mémoire, l'application de la méthode des dièdres droits sur les données de la Cité Merdjajou et du Djebel Khar fournit une première validation visuelle limpide de la déformation, mettant en évidence un domaine de compression maximal (100% P) sub-horizontal centré sur une direction moyenne NW-SE, en parfaite adéquation avec les modèles géodynamiques régionaux.



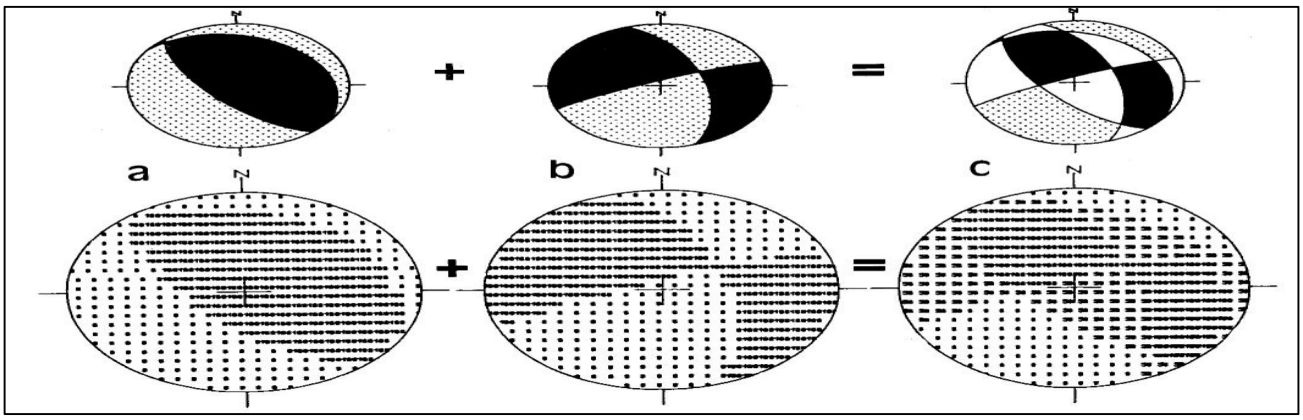


Figure29 Principe géométrique de la méthode des dièdres droits d'Angelier et Mechler (1977) et diagramme de superposition.

II.3.3. Les méthodes d'inversion numérique d'Angelier (Inversion quantitative linéaire et non linéaire)

Pour s'affranchir des limites des méthodes graphiques et calculer de façon exacte les composantes angulaires et le rapport R du tenseur réduit, ce travail met en œuvre les méthodes d'inversion numérique quantitative formalisées par Jacques Angelier (1979, 1984, 1990). Ces méthodes mathématiques procèdent par optimisation informatique en minimisant une fonction de coût (un estimateur statistique) sur l'ensemble de la population de failles d'une station.

L'estimateur mathématique central minimisé est la **déviation angulaire alpha (α)**. Pour un tenseur de contraintes d'essai donné, l'algorithme calcule la direction théorique du vecteur de cisaillement maximum τ sur chaque plan de faille de la station. La déviation α correspond à l'angle mesuré, sur le plan de la faille, entre le vecteur strie réelle observée sur le terrain et la trajectoire théorique du vecteur τ induit par le modèle. L'inversion numérique cherche par approximations successives le tenseur réduit unique qui minimise la somme des carrés de ces déviations angulaires (critère des moindres carrés) sur toute la population, forçant l'angle α moyen global à tendre vers sa valeur minimale absolue.

On distingue deux grands types d'algorithmes mathématiques d'inversion développés par Angelier et intégrés dans les outils modernes :

• Les méthodes d'inversion non linéaire (ex : Méthode INV) : Ces algorithmes procèdent par balayage systématique et itératif de l'espace des phases ou par des méthodes de gradients. Ils ajustent de façon simultanée les 4 paramètres du tenseur (les trois angles d'orientation des axes et le rapport R). Bien que gourmandes en temps de calcul, ces méthodes possèdent une précision absolue et permettent d'intégrer des estimateurs de pondération complexes liés à l'indice de confiance de Petit.

• Les méthodes d'inversion linéaire itérative (ex : Méthode RGM / Tensor) : Afin d'accélérer le calcul et d'assurer une convergence mathématique systématique, ces méthodes introduisent une formulation mathématique linéaire du problème inverse en substituant l'angle alpha par une fonction sinusoïdale ou tangentielle.

Ces algorithmes sont couplés à des filtres automatiques itératifs : après un premier calcul de tenseur, le logiciel identifie les plans présentant les déviations angulaires individuelles les plus aberrantes ($\alpha > 30°$), les exclut automatiquement de la matrice comme données non conformes (liées à une autre phase tectonique ou à une erreur de lecture), puis réexécute le calcul sur la population épurée jusqu'à l'obtention d'une convergence géométrique parfaite (seuil universel de validation fixé à une déviation moyenne globale $\alpha \leq 20°$).

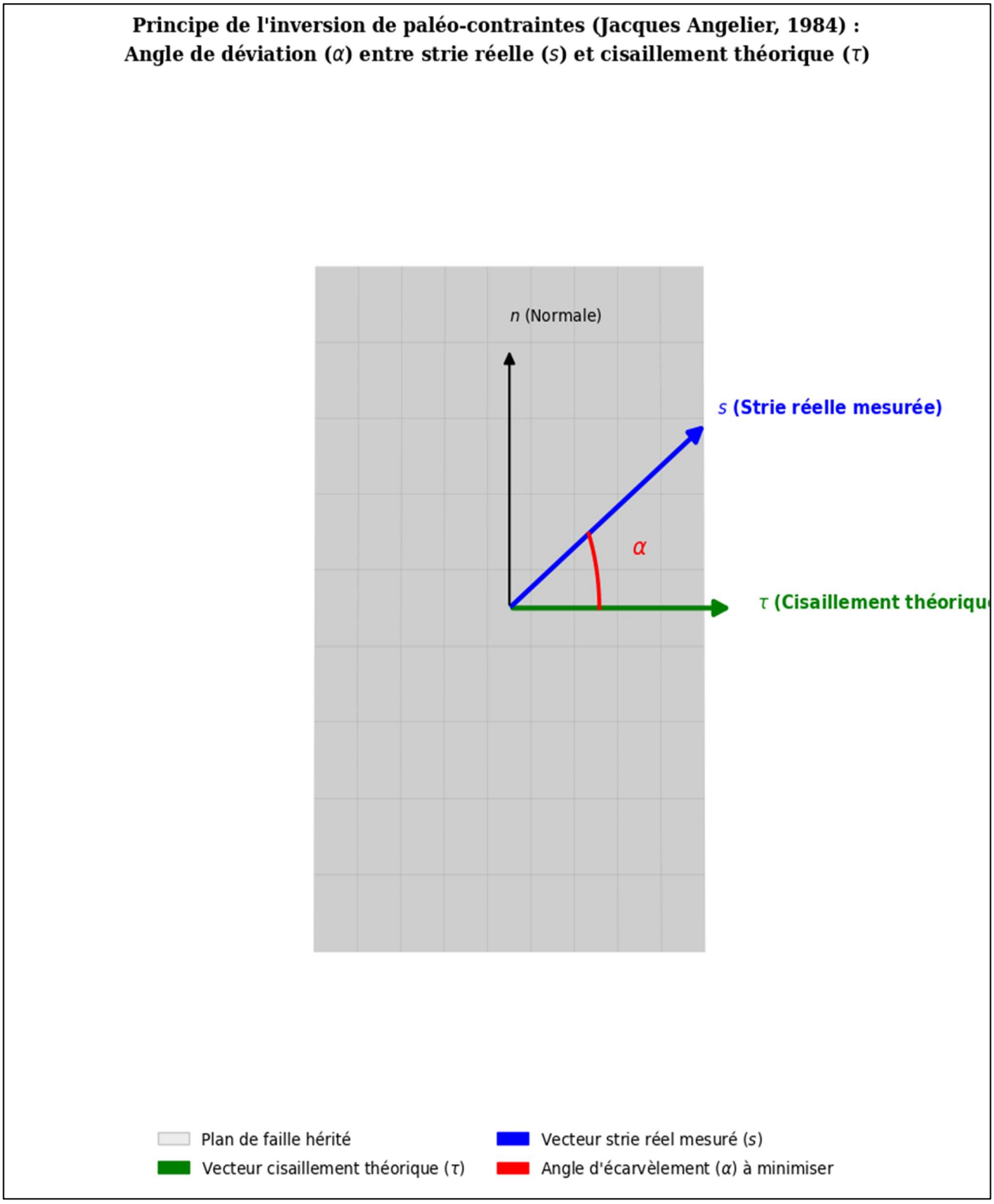


Figure30 Fonction de coût et minimisation de la déviation angulaire alpha (α) entre strie réelle et vecteur théorique τ

I.3.4. Outils logiciels appliqués au traitement des données de l'Oranais (TectonicsFP / Stereonet)

L'opérationnalisation de ces formulations mathématiques complexes est réalisée dans ce mémoire via l'utilisation conjointe de deux logiciels de référence internationale en géologie structurale et sismotectonique :

• Le logiciel TectonicsFP (V5.2, Franzhofer) : Il s'agit d'un outil informatique hautement spécialisé pour l'analyse quantitative de la fracturation fragile et l'inversion numérique des tenseurs de contraintes. Il intègre de façon native les algorithmes d'Angelier (méthodes INV et d'inversion linéaire itérative). C'est ce logiciel qui a été déployé pour traiter les données de nos trois secteurs structuraux d'Oran. Il génère les matrices numériques précises, calcule la valeur exacte du rapport d'Angelier R, quantifie les déviations angulaires individuelles et permet un filtrage interactif hautement rigoureux des populations de failles polyphasées.

• Le logiciel Stereonet (V11.3, Allmendinger) : Outil indispensable pour la visualisation graphique tridimensionnelle, il a été utilisé en complément pour projeter sur le canevas équiaire de Schmidt les traces cyclographiques des failles, les nuages de pôles et exécuter la méthode des dièdres droits. Le couplage de ces deux outils informatiques offre une chaîne de traitement robuste, garantissant la reproductibilité et l'indiscutabilité scientifique des tenseurs compressifs régionaux calculés le long des chaînes côtières oranaises.

Synthèse comparative des méthodes d'inversion du tenseur des contraintes réduit

Méthode de Calcul	Type d'Approche	Critère Mathématique / Estimateur	Principaux Avantages	Limites & Restrictions
Dièdres Droits (Angelier & Mechler, 1977)	Graphique & Cinématique (Projections)	Superposition spatiale des quadrants de compression (P) et d'extension (T)	Rapide, robuste, sans hypothèse mécanique préalable sur la roche, idéal pour tester l'homogénéité.	N'isole pas la position exacte des axes (fournit un domaine), ne calcule pas le rapport de forme R du tenseur.
Inversion Non Linéaire (Méthode INV d'Angelier)	Numérique Quantitative (Optimisation)	Minimisation itérative directe de la déviation angulaire alpha (α) par gradient	Précision angulaire extrême, ajustement simultané des 4 paramètres, prend en compte les poids des indices de Petit.	Calcul lourd, sensible à la présence de données aberrantes si aucun pré-filtrage n'est appliqué.
Inversion Linéaire Itérative (Logiciel TectonicsFP)	Numérique Quantitative (Calcul Matriciel)	Linéarisation mathématique + filtrage itératif automatique (α ≤ 20°)	Convergence rapide systématique, élimination automatique et itérative des plans non conformes polyphasés.	Peut exclure des données géologiques réelles si le seuil critique de l'angle alpha est configuré de façon trop restrictive.

II.3. Inversion des contraintes à partir des données microtectoniques

II.3.2. Détermination des directions principales de contraintes (σ1, σ2, σ3) et caractérisation du régime tectonique régional

La finalité mécanique de l'inversion numérique des données de glissements de terrain réside dans la détermination rigoureuse des directions spatiales absolues des axes principaux de l'ellipsoïde des contraintes et dans la caractérisation quantitative du régime tectonique syn-chronologique actif. À travers le traitement informatique des populations de failles récoltées le long des trois secteurs structuraux des chaînes côtières oranaises (Massif du Murdjadjo, Frange Maritime, Djebel Khar), les algorithmes mathématiques du logiciel *TectonicsFP* extraient les vecteurs propres de la matrice du tenseur réduit. Ces vecteurs définissent l'orientation tridimensionnelle des trois contraintes orthogonales fondamentales : σ_1 (contrainte oppressive maximale), σ_2 (contrainte intermédiaire) et σ_3 (contrainte minimale), permettant de diagnostiquer la dynamique sismotectonique de la marge face à la convergence des plaques Nubie-Eurasie.

1. Détermination mathématique et orientation spatiale des axes principaux de contraintes

L'orientation de chaque axe principal de contrainte (σ_1, σ_2, σ_3) est définie de façon géométrique univoque par un couple de coordonnées angulaires absolues : l'**Azimut (ou Direction)** mesuré de 0° à 360° par rapport au Nord géographique, et le **Plongement (ou Inclinaison)** mesuré de 0° (axe horizontal) à 90° (axe vertical) par rapport au plan horizontal de référence. Mathématiquement, ces trois axes forment un repère orthonormé direct invariant, dicté par l'anisotropie des forces appliquées à la croûte supérieure fragile.

L'extraction numérique de ces coordonnées s'exécute en calculant la position géométrique qui minimise la fonction de coût d'Angelier (la déviation angulaire alpha moyenne $\leq 20°$ entre la strie de terrain et le vecteur théorique τ). La contrainte maximale majeure σ_1 matérialise l'axe selon lequel la force de compression est maximale. L'axe de contrainte minimale σ_3 correspond à la direction d'extension ou de moindre confinement mécanique, tandis que l'axe intermédiaire σ_2 s'aligne orthogonale au plan contenant (σ_1, σ_3). À l'échelle de l'Oranais septentrional, les résultats numériques indiquent une remarquable homogénéité macroscopique de l'axe σ_1, qui se maintient de façon stable en position sub-horizontale (plongements inférieurs à 15°) orienté selon un azimut moyen WNW-ESE à NW-SE (N110°E à N120°E), confirmant l'impact direct du raccourcissement crustal régional syn-chronologique.

2. Caractérisation du régime tectonique selon les critères d'Anderson et indexation modifiée

La définition de la nature du régime tectonique (compression pure, décrochement transcurrent ou extension) obéit à la classification mécanique classique établie par **Anderson (1951)**, fondée sur l'orientation spatiale de l'axe de contrainte qui s'aligne de manière sub-verticale avec la pression lithostatique verticale (σ) :

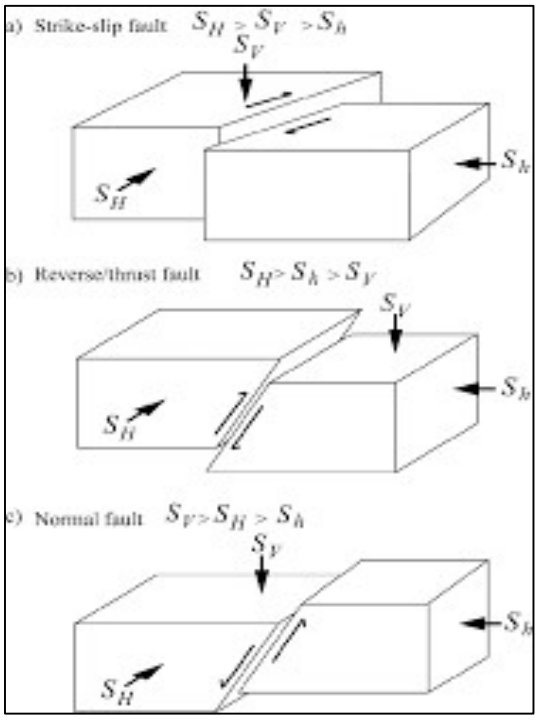
- **Régime Compressif Pur (Régime de failles inverses / chevauchements) :** Selon Anderson, ce régime est caractérisé par une contrainte minimale σ_3 sub-verticale ou verticale (plongement proche de 90°), tandis que les axes σ_1 et σ_2 occupent le plan horizontal ou sub-horizontal. Ce dispositif engendre un

raccourcissement horizontal pur se traduisant par des rampes inverses et des chevauchements. Dans l'Oranais, ce style s'exprime de manière ubiquiste au niveau des microfailles fraîches N20-35°E de la Cité Merdjajou.

- **Régime Décrochant (Régime de failles transcurrentes / Strike-slip) :** Ce régime est défini par la position sub-verticale de l'axe de contrainte intermédiaire σ_2, alors que les axes σ_1 et σ_3 se situent de façon conjointe dans le plan horizontal. Ce champ mécanique génère des glissements horizontaux le long de failles transcurrentes conjuguées dextres ou sénestres, comme observé sur les grands couloirs N070°E du Djebel Khar (Montagne des Lions).

- **Régime Extensif (Régime de failles normales) :** Caractérisé par une contrainte maximale σ_1 sub-verticale ou verticale, les axes σ_2 et σ_3 s'étalant horizontalement. Ce dispositif dicte l'effondrement des grabens et l'ouverture des rifts, à l'instar du contexte extensif initial miocène documenté par Fenet (1975).

b



Pour affiner cette classification andersonienne et appréhender les régimes intermédiaires complexes (transpression ou transtension), la géologie structurale moderne applique l'**Index Cinématique d'Anderson modifié**, formalisé par Simpson (1997). Cet index scalaire continu varie de 0 à 3 et intègre de façon conjointe le plongement exact des trois axes et le rapport de forme R d'Angelier, permettant de quantifier précisément les transitions mécaniques entre la compression pure (Aphi proche de 3), la transpression (2< Aphi< 3) et le décrochement pur (Aphi proche de 2).

3. Analyse sismotectonique des variations de régimes et permutations d'axes dans l'Oranais

L'application de ces critères physiques sur les données microtectoniques des chaînes côtières oranaises révèle la prépondérance d'un **régime tectonique globalement transpressif (compression à décrochement) **, marquant une transition spatio-temporelle continue entre le modèle contractile de chevauchement de Guardia (1975) et le modèle de cisaillement horizontal de Fenet (1978). L'analyse approfondie des tenseurs réduits calculés par Nadji (2010) met en évidence un phénomène sismotectonique majeur : les variations latérales du

style structural s'expliquent par des mécanismes de **permutation dynamique d'axes de contraintes** (σ2 σ3) au sein d'un champ de déformation syn-chronologique homogène.

Ce phénomène de commutation mécanique se manifeste par le fait que l'axe de compression maximale σ_1 demeure strictement stable et figé en position sub-horizontal selon la direction N110-120°E sur l'ensemble de la marge. Cependant, les amplitudes des magnitudes des contraintes intermédiaires et minimales sont géométriquement très proches, ce qui induit un rapport R d'Angelier faible à modéré. Sous l'effet des hétérogénéités lithologiques locales ou de la proximité de grands accidents crustaux inverses (comme la Faille profonde de la Sebkha d'Oran), les axes σ_2 et σ_3 commutent de position :

- Dans les secteurs où l'axe σ_3 bascule en position verticale, le tenseur prend une configuration andersonienne de **compression pure**, activant le rejeu inverse des failles inverses obliques héritées N050°E du Murdjadjo et provoquant le soulèvement vertical du relief.
- Lorsque l'axe σ_2 migre vers la verticale, le régime bascule instantanément vers un **décrochement transcurrent pur**, activant le coulissement horizontal des couloirs dextres N070°E du Djebel Khar.

Cette permutation d'axes démontre que les failles inverses de la Cité Merdjajou et les décrochements de la Montagne des Lions ne correspondent pas à des phases tectoniques d'âges différents (évolution polyphasée classique), mais matérialisent une **partition de la déformation syn-chronologique** active, où une même convergence Afrique-Eurasie est accommodée simultanément par des styles structuraux distincts selon l'orientation et la rigidité des blocs de la marge.

Régime Tectonique (Anderson)	Orientation de l'Axe Vertical (σ)	Orientation des Axes Horizontaux	Valeur de l'Index ϕ de Simpson	Structures Associées dans l'Oranais (Exemples)	Expression Sismotectonique Actuelle
Compression Pure	σ_3 est Vertical (Plongement ~90°)	σ_1 et σ_2 sont horizontaux. σ_1 orienté N110-120°E.	2.5 à 3.0 (Maximum contractile)	Microfailles inverses fraîches N20-35°E de la Cité Merdjajou.	Contrôle le rejeu en rampe inverse profonde de la Faille de la Sebkha (Mw 6.0-6.5).
Transpression (Intermédiaire)	Axes σ_2 et σ_3 sont obliques (Plongements 30° - 60°)	σ_1 demeure sub-horizontal stable à N115°E.	2.1 à 2.4	Réactivation inverse-oblique sénestre du réseau miocène N050°E du Murdjadjo.	Provoque le soulèvement vertical différentiel et le gauchissement structural de la marge.
Décrochement Pur	σ_2 est Vertical (Plongement ~90°)	σ_1 et σ_3 sont horizontaux. σ_1 à N115°E, σ_3 à N020°W.	1.5 à 2.0	Couloirs de cisaillement fragiles dextres N070°E du Djebel Khar.	Accommode l'extrusion mécanique latérale des blocs et les rotations horaires crustales.
Extension Pure (Héritée)	σ_1 est Vertical (Plongement ~90°)	σ_2 et σ_3 sont horizontaux.	0.0 à 0.5 (Phase distensive)	Système initial de failles normales syn-sédimentaire du rift tortonien (Fenet, 1975).	Inversé et scellé par la compression pliocène ; agit aujourd'hui comme un héritage géométrique majeur.

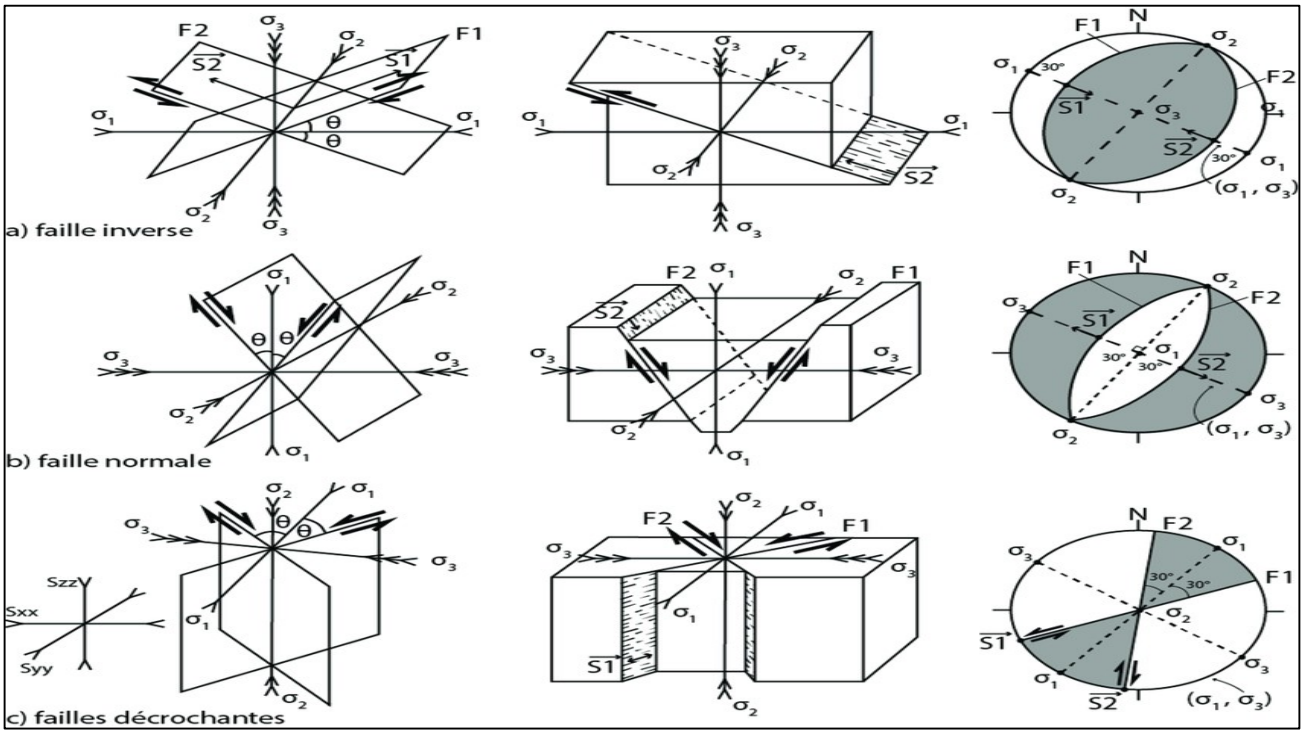


Figure 30 TYPE DE FAILLES AVEC LEURS (BITCH-BALL)

CHAPITRE 03
Données sismologiques et mécanismes focaux

III.1. Bases de la théorie des mécanismes focaux

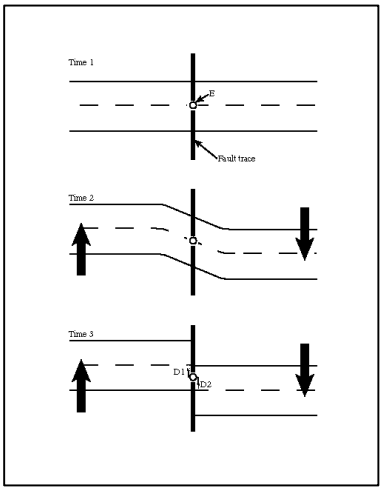
III.1.1. Modélisation mécanique de la rupture sismogène et théorie du rebond élastique

La compréhension physique des processus de génération des séismes repose sur les lois fondamentales de la mécanique de la rupture fragile et de l'élasticité de la croûte terrestre supérieure. Le modèle conceptuel de référence est la **théorie du rebond élastique**, formulée par Harry Fielding Reid (1911) à la suite de l'analyse méticuleuse des déformations de surface observées lors du grand séisme de San Francisco en 1906. Ce modèle décrit le comportement d'un segment de faille tectonique soumis à des forces de cisaillement à grande échelle induites par le déplacement syn-chronologique des plaques lithosphériques.

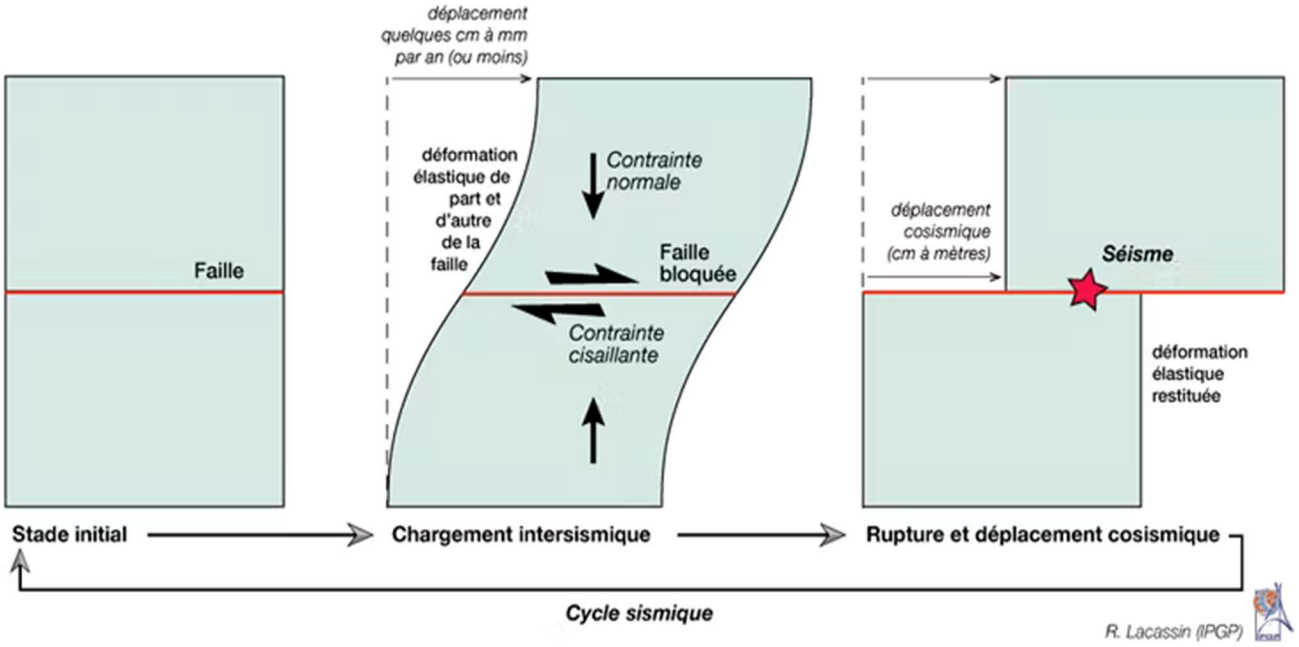
Le cycle sismique s'articule selon trois phases mécaniques distinctes :

- **La phase inter-sismique (Accumulation élastique) :** À long terme, le mouvement relatif des plaques applique un effort tectonique continu sur le massif rocheux. En surface, la faille est verrouillée par d'intenses forces de friction (phénomène de stick-slip) liées à la rugosité de ses parois. Ne pouvant pas glisser, la roche se déforme de manière purement élastique de part et d'autre du plan de discontinuité bloqué. Cette déformation s'accompagne d'une accumulation progressive et continue d'énergie de déformation élastique au sein du volume crustal limitrophe.

- **La phase co-sismique (Rupture et relâchement) :** L'accumulation des efforts provoque une augmentation linéaire de la contrainte de cisaillement (τ) sur le plan de verrouillage. Lorsque cette contrainte franchit le seuil critique de résistance mécanique au cisaillement de la roche (défini par le critère de rupture fragile de Coulomb), la cohésion interne cède brutalement. Le glissement s'amorce à l'hypocentre et se propage à des vitesses de l'ordre de 2 à 3 km/s le long du plan de rupture. Les deux compartiments de la faille se déplacent instantanément de manière opposée, relaxant l'ensemble des déformations élastiques accumulées. C'est ce relâchement soudain (le rebond) qui convertit l'énergie élastique stockée en chaleur et en ondes sismiques élastiques (ondes de volume P et S, ondes de surface) qui se propagent dans toutes les directions du globe.



- **La phase post-sismique (Réajustement) :** Période transitoire caractérisée par des glissements asismiques lents (afterslip) et des réajustements visco-élastiques profonds, se manifestant en surface par des répliques locales décroissantes.



III.1.2. Le concept sismologique du double couple de forces et moment sismique

À l'échelle macroscopique, le physicien ou le sismologue ne peut pas observer directement la géométrie de la rupture enfouie à plusieurs kilomètres de profondeur. Pour modéliser le rayonnement des ondes émises et caractériser la source sismique, il est nécessaire de substituer la rupture tectonique réelle par un système de forces ponctuel équivalent appliqué au milieu élastique sismogène. Les développements théoriques de Knopoff & Gilbert (1959) et de Burridge & Knopoff (1964) ont démontré qu'une dislocation ou glissement fragile le long d'un plan de faille plan équivaut mathématiquement à l'action d'un **double couple de forces sans moment résultant**.

La justification géophysique de ce modèle est impérative. Un couple de forces unique (deux forces parallèles de sens opposés agissant sur le plan de glissement) engendrerait un moment de torsion net à l'origine d'une rotation globale du système. Or, la Terre étant un milieu isolé en équilibre angulaire global, la source sismique ne peut pas générer de moment de rotation net. L'introduction d'un second couple de forces identique en module, orienté de manière orthogonale et de sens de rotation inverse, permet d'annuler le moment cinétique résultant. Ce système de forces orthogonales définit deux plans perpendiculaires fondamentaux : le plan de faille réel (sur lequel s'effectue le glissement géologique) et le plan auxiliaire (une structure purement géométrique virtuelle). Le sismologue se trouve ainsi face à une indétermination cinématique intrinsèque : l'analyse mathématique pure du rayonnement des ondes sismiques générées par un double couple ne permet pas de distinguer le plan de faille réel du plan auxiliaire, nécessitant la confrontation systématique avec les données structurales de terrain du Chapitre II pour lever cette ambiguïté.

La puissance mécanique et l'envergure d'une telle rupture sismogène sont quantifiées par le calcul du **moment sismique scalaire (noté M0)**. Formulé par Keiiti Aki (1966), ce paramètre fondamental est indépendant des propriétés de détection des sismomètres et s'exprime en Newton-mètre (N·m) selon l'équation physique :

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot u$$

Où :

• **μ (Mu) :** Le module de rigidité ou module de cisaillement du milieu rocheux encaissant (exprimé en Pascals, généralement de l'ordre de $3 \cdot 10^{10}$ Pa pour la croûte supérieure fragile de l'Oranais).

• **A :** L'aire totale de la surface de rupture sismogène ayant glissé (exprimée en mètres carrés).

• **u :** Le déplacement moyen ou rejet moyen mesuré le long du plan de faille lors de la rupture co-sismique (exprimé en mètres).

Le moment sismique M_0 constitue la grandeur physique la plus robuste pour évaluer l'énergie totale libérée sous forme d'ondes élastiques. Il est directement lié à la **magnitude de moment (M_w)** via l'échelle logarithmique standardisée introduite par Hiroo Kanamori (1977) : $M_w = 2/3 \cdot \log_{10}(M_0) - 9.1$. Cette échelle moderne surmonte le phénomène de saturation qui affecte les anciennes magnitudes locales (M_l) ou de surface (M_s) lors de grands séismes, offrant une échelle linéaire universelle pour classifier la sismicité instrumentale, telle que la crise sismique de Gdyel de 2008 (Mw 5.5) analysée plus loin.

III.1.3. La sphère focale et projection stéréographique des premières motions de l'onde P

Pour déterminer l'orientation spatiale d'une faille enfouie et son mécanisme de rupture à partir des enregistrements sismographiques, les chercheurs appliquent la méthode d'analyse des polarités de la première impulsion de l'onde P, initialement conceptualisée par Perry Byerly (1928). L'onde P (onde primaire) étant une onde longitudinale de compression-dilatation, le passage du front d'onde au niveau d'une station sismologique engendre un déplacement initial instantané du sol. Selon la position géographique de la station réceptrice par rapport à l'hypocentre du séisme, ce premier mouvement s'effectue soit vers le haut (impulsion verticale positive, notée 'Up' ou compression +), indiquant que le sol a été comprimé vers la station, soit vers le bas (impulsion verticale négative, notée 'Down' ou dilatation/extension -), indiquant un retrait ou une décompression.

Pour modéliser cette distribution spatiale, on imagine une sphère virtuelle de rayon restreint centrée sur l'hypocentre du séisme : la **sphère focale**. L'action tridimensionnelle du double couple de forces découpe cette sphère de façon géométrique rigoureuse en quatre quadrants symétriques alternant deux domaines de compression (où l'onde P s'amorce par une impulsion positive +) et deux domaines de dilatation ou d'extension (où l'onde P débute par une impulsion négative -). Ces quadrants sont séparés par deux surfaces orthogonales planes passant par le centre : le plan de faille géologique réel et le plan auxiliaire virtuel.

Les rais sismiques émis depuis l'hypocentre traversent la sphère focale avant d'être réfractés par la structure de la Terre et d'atteindre les sismomètres de surface. En connaissant les coordonnées géographiques de la station et le modèle de vitesse de la croûte, le sismologue calcule l'angle d'émergence du rai au foyer (take-off angle) et son azimut de propagation. Chaque station sismologique est alors reportée sous forme d'un point unique sur le diagramme de projection stéréographique de l'**hémisphère inférieur de la sphère focale (Canevas de Wulff ou de Schmidt)**. Les points affectés d'un signe (+) ou d'un triangle noir décrivent les zones de compression, tandis que les points portant un signe (-) ou un cercle blanc cartographient l'extension.

Le tracé par ajustement mathématique des deux grands cercles orthogonaux séparant de façon optimale les populations de points (+) et (-) génère la figure sismologique standardisée appelée communément **ballon de plage (beach-ball)

Par convention internationale, les quadrants de compression (P) sont colorés en noir ou gris sombre, tandis que les quadrants d'extension ou de dilatation (T) demeurent blancs. La géométrie de ce motif géométrique bicolore varie de façon stricte selon le style sismotectonique de la rupture, constituant la signature cinématique instantanée du séisme crustal profond.

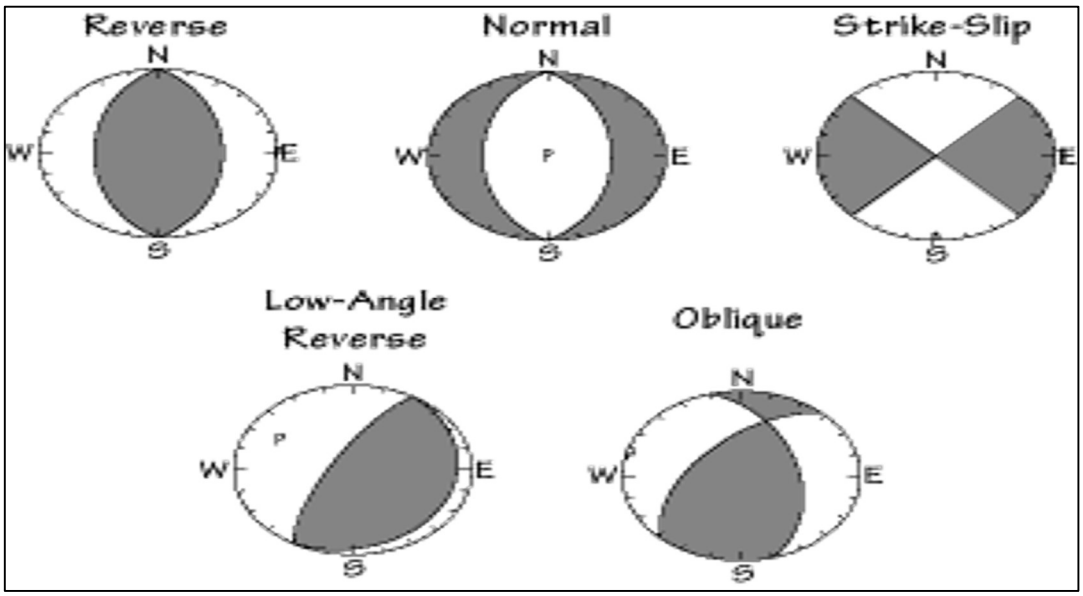


Figure31 Principe géométrique de la sphère focale et projection stéréographique des polarités de l'onde P (Byerly, 1928)

III.1.4. Détermination des axes cinématiques P, T, B et couplage avec les contraintes tectoniques

L'analyse géométrique fine des grands cercles orthogonaux tracés sur le ballon de plage permet de localiser de façon mathématique exacte les trois directions ou axes cinématiques sismologiques fondamentaux propres au mécanisme focal :

- **L'axe de pression (Axe P) :** Il se situe de façon rigoureuse au centre géométrique des deux quadrants d'extension/dilatation (les zones blanches du diagramme). Géométriquement, l'axe P fait un angle aigu

théorique constant de 45° par rapport au plan de la faille et au plan auxiliaire. Sismologiquement, il matérialise la direction selon laquelle le raccourcissement horizontal instantané est maximal lors de la cinématique de rupture.

- **L'axe de tension ou de traction (Axe T) :** Il occupe une position centrale parfaite au cœur géométrique des deux quadrants de compression (les zones noires ou grises du diagramme). Il se situe à 45° des deux plans orthogonaux et s'oriente à 90° de l'axe P. L'axe T matérialise la direction d'allongement ou d'extension maximale instantanée accommodée par le mouvement de la faille.
- **L'Axe Neutre (ou Axe B) :** Il correspond de manière géométrique exacte à la droite d'intersection entre le plan de faille réel et le plan auxiliaire virtuel. Cet axe ne subit aucun déplacement ni aucune déformation lors de la rupture sismogène co-sismique.

Une discussion sismotectonique critique et fondamentale doit être menée concernant les relations mécaniques complexes unissant ces axes cinématiques sismologiques (P, T, B) déduits du rayonnement des ondes, et le tenseur dynamique des contraintes réelles sous-jacentes de la croûte (σ_1, σ_2, σ_3) déterminé à la surface par la microtectonique du Chapitre II. Une confusion théorique fréquente consiste à assimiler directement l'axe P à la contrainte maximale σ_1, et l'axe T à la contrainte minimale σ_3.

Mécaniquement, les axes P et T décrivent exclusivement la cinématique instantanée de la déformation (la déformation incrémentale ou le taux de déformation co-sismique). Si le milieu rocheux sismogène est parfaitement isotrope, homogène et dénué de toute discontinuité ancienne, la rupture néoformée s'effectue selon les lois de Coulomb : la faille s'ouvre à un angle de ~30° par rapport à la contrainte compressive maximale σ_1. Dans ce cas idéal unique, la contrainte majeure σ_1 fait un angle de 30° avec la faille, alors que l'axe P cinématique sismologique se situe à 45° du plan. On observe donc une déviation angulaire géométrique intrinsèque systématique de 15° entre l'axe P et la contrainte σ_1.

De surcroît, dans les contextes géologiques réels caractérisés par une forte anisotropie crustale et un **héritage structural préexistant intense**, comme c'est magnifiquement le cas le long de la Frange littorale oranaise (marquée par le réseau dense de failles normales miocènes de Fenet et Guardia), le glissement sismique procède presque exclusivement par la réactivation sélective de ces discontinuités anciennes obliques. La loi mécanique de rejeu des failles préexistantes indique que le glissement s'effectue dès que la contrainte de cisaillement τ résolue sur le plan franchit le seuil de friction interne, et ce quelle que soit l'obliquité du plan face au champ de forces global. Dans ce contexte d'inversion active, l'axe P sismologique dérivé du mécanisme focal est contraint par la géométrie rigide du plan de faille hérité. L'axe P peut alors dévier de manière très significative (parfois de plus de 30° à 45°) par rapport à la direction réelle de la contrainte oppressive maximale σ_1 de la croûte.

Cette distinction théorique majeure justifie scientifiquement la démarche méthodologique de ce mémoire : pour cartographier et caractériser fidèlement le véritable état de contrainte dynamique responsable du danger sismique dans l'Oranais, il est formellement interdit de se contenter d'une simple moyenne géographique des

axes P et T des séismes récents. Il est indispensable d'appliquer aux populations de mécanismes focaux compilées dans les sections suivantes des algorithmes d'inversion numérique sismologique (similaires aux méthodes de Carey-Gailhardis, Mercier ou Rivera & Cisternas), qui traitent mathématiquement le glissement sur chaque plan de faille sismique pour calculer le tenseur des contraintes crustal profond réel, offrant ainsi la seule base physique fiable pour réaliser le couplage multi-échelle (surface / profondeur) avec les données microtectoniques de terrain du Chapitre IV.

Synthèse morphologique des signatures des mécanismes focaux et géométrie des axes cinématiques

Type de Faille / Style Structural	Expression Graphique sur le "Ballon de Plage" (Beach-Ball)	Orientation Spatiale de l'Axe de Pression (Axe P)	Orientation Spatiale de l'Axe de Tension (Axe T)	Cinématique et Géométrie du Rejet	Exemples Sismotectoniques Potentiels dans l'Oranais
Faille Inverse Pure / Chevauchement	Motif en "fuseau" central noir (quadrant compressif) encadré par deux grands quadrants latéraux blancs (extensifs). Le centre du diagramme est noir.	**Sub-horizontal (Plongement ≤ 15°)**	Sub-vertical ou Vertical (Plongement ≥ 75°)	Raccourcissement horizontal pur, le compartiment supérieur chevauche vers le Nord. Rejet vertical dominant.	Séisme instrumental de Gdyel du 6 juin 2008 (Mw 5.5) ; axe profond de la Faille de la Sebkha d'Oran.
Faille Décrochante Pure / Transcurrente	Motif caractéristique en "croix de Malte" alternant de façon régulière 4 quadrants symétriques à 90° (deux noirs, deux blancs). Les plans verticaux tracent des droites radiales.	**Sub-horizontal (Plongement ≤ 15°) orienté à 45° des plans**	Sub-horizontal (Plongement ≤ 15°) orthogonal à l'axe P	Glissement horizontal pur le long de failles verticales décrochantes dextres ou sénestres. Pas de rejet vertical.	Accidents directionnels transcurrents dextres N070°E du massif du Djebel Khar (Montagne des Lions).
Faille Normale Pure / Extension	Motif inverse de la faille inverse : une large bande centrale blanche (quadrant extensif) encadrée par deux quadrants sombres latéraux. Le centre du diagramme est blanc.	Sub-vertical ou Vertical (Plongement ≥ 75°)	**Sub-horizontal (Plongement ≤ 15°)**	Allongement horizontal pur, affaissement du compartiment supérieur (toit) le long du plan incliné.	Rifting extensif initial miocène de Fenet (1975) ; structures d'effondrement et dépressions syn-sédimentaires.

III.1. Bases de la théorie des mécanismes focaux

III.1.5. Rappel approfondi sur le « beach-ball » sismologique : plans nodaux, axes cinématiques et signatures structurales

La représentation graphique d'un mécanisme focal sismologique s'effectue de manière universelle sous la forme d'un diagramme circulaire bicolore appelé familièrement « ballon de plage » (beach-ball). Cet outil synthétique résume l'orientation tridimensionnelle de la rupture hypocentrale fragile et l'état des déformations co-sismiques instantanées générées au foyer. Fondé sur la projection stéréographique (généralement sur l'hémisphère inférieur via le canevas de Wulff ou de Schmidt) des premières motions de compression et de dilatation de l'onde P, le beach-ball permet de diagnostiquer instantanément la cinématique de l'accident sismogène profond (inverse, normale ou décrochante).

1. Les deux plans nodaux et l'indétermination cinématique intrinsèque

La géométrie interne d'un mécanisme focal est définie de façon stricte par l'intersection de deux surfaces planes orthogonales passant par l'hypocentre du séisme, appelées les plans nodaux. Ces plans correspondent aux surfaces géométriques où la contrainte de cisaillement ou l'amplitude de la première motion de l'onde P s'annule de manière absolue, marquant la frontière de transition entre les quadrants compressifs et extensifs :
• Le plan de faille géologique : Il représente la surface de rupture mécanique réelle le long de laquelle s'exécute le glissement co-sismique des compartiments rocheux de la croûte.

• Le plan auxiliaire virtuel : Il s'agit d'une surface purement géométrique théorique, orientée de façon rigoureusement orthogonale (à 90°) par rapport au plan de faille et perpendiculaire au vecteur strie de glissement.

En raison de la formulation physique de la source sismique équivalente (modélisée par un double couple de forces orthogonales sans moment), l'analyse mathématique pure du rayonnement des ondes enregistrées par les sismomètres de surface est parfaitement symétrique. Elle génère deux grands cercles orthogonaux sur le stéréogramme sans qu'il soit possible de discerner lequel de ces deux plans correspond à la faille géologique réelle. Cette indétermination cinématique intrinsèque constitue une limite majeure de la sismologie isolée. Pour lever cette ambiguïté et identifier le plan de faille réel, le chercheur doit impérativement confronter le mécanisme focal aux données géologiques et structurales régionales acquises sur le terrain (comme l'orientation des familles de fractures N050°E du Murdjadjo ou la rampe inverse à pendage NE de la Faille de la Sebkha d'Oran analysées au Chapitre II).

2. Les axes cinématiques de pression (P) et d'extension (T)

Le découpage de la sphère focale par les deux plans nodaux permet de localiser de façon géométrique exacte les axes cinématiques fondamentaux propres au mécanisme de rupture, qui décrivent le taux de déformation incrémentale co-sismique :

• L'axe de pression (Axe P) : Il est localisé au centre géométrique exact des deux quadrants de dilatation ou d'extension (les zones blanches du beach-ball). Cet axe fait un angle géométrique constant de 45° de part et d'autre du plan de faille et du plan auxiliaire. Il matérialise la direction selon laquelle le raccourcissement horizontal instantané de la croûte est maximal lors du relâchement élastique.

• L'axe de tension ou de traction (Axe T) : Il se situe au cœur géométrique des deux quadrants de compression (les zones sombres ou noires du beach-ball), orienté à 90° de l'axe P. Il matérialise la direction d'allongement ou d'extension co-sismique maximale accommodée par la rupture.

• L'axe neutre (Axe B) : Il correspond à la droite d'intersection des deux plans nodaux. Cet axe est caractérisé par une déformation nulle.

Il convient de rappeler la distinction physique entre ces axes cinématiques sismologiques (P et T) et les axes dynamiques des contraintes réelles de la croûte (σ1, ς2, σ3). Dans une croûte anisotrope pré-fracturée (comme le segment littoral oranais), le séisme procède préférentiellement par la réactivation sélective des discontinuités héritées (failles de Fenet et Guardia).

L'axe P est alors contraint par la géométrie rigide du plan ancien et peut dévier de manière significative par rapport à la direction réelle de la contrainte oppressive maximale (σ1), nécessitant une inversion numérique sismologique pour reconstruire le vrai champ de forces.

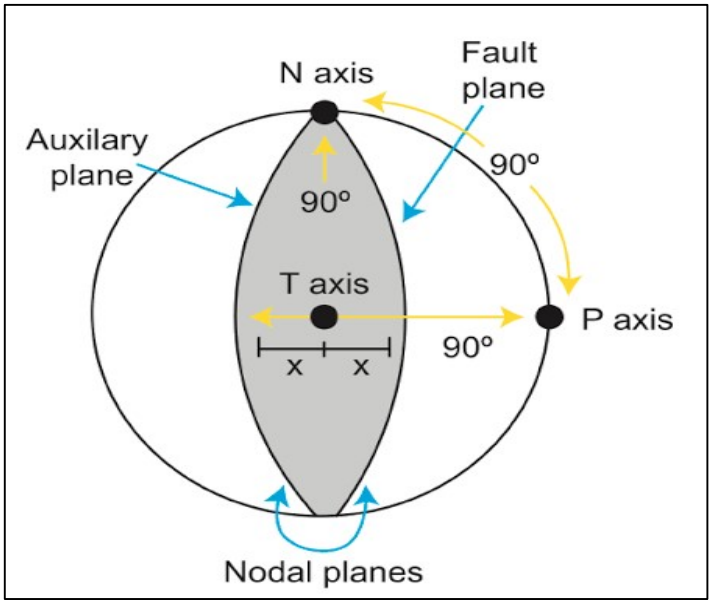


Figure32 Principal Axes

3. Typologie des mécanismes focaux et signatures structurales andersoniennes

La configuration spatiale et la géométrie bicolore du motif du beach-ball varient de façon stricte selon le style sismotectonique de la rupture, matérialisant graphiquement l'application des régimes mécaniques d'Anderson à grande profondeur :

• Mécanisme en Faille Inverse (Thrust faulting) : Ce style est caractérisé par un motif en « fuseau » noir compressif central, encadré par deux quadrants extensifs blancs latéraux, ce qui se traduit par un centre de diagramme purement noir. Géométriquement, l'axe de pression P est sub-horizontal (plongement inférieur à 15°) tandis que l'axe de tension T est vertical ou sub-vertical. Ce motif signe un raccourcissement horizontal pur et correspond, dans l'Oranais, à la signature sismotectonique de la Faille profonde de la Sebkha et à la crise instrumentale de Gdyel de 2008 (Mw 5.5).

• Mécanisme en Faille Décrochante (Strike-slip faulting) : Il se manifeste par un motif en « croix de Malte » hautement symétrique, alternant de manière régulière quatre quadrants à 90° (deux noirs compressifs et deux blancs extensifs). Les deux plans nodaux verticaux tracent des droites radiales rectilignes se coupant au centre

du diagramme. Les axes P et T sont tous deux sub-horizontaux. Ce motif caractérise les glissements horizontaux transcurrents et correspond mécaniquement aux couloirs décrochants dextres N070°E du Djebel Khar. • Mécanisme en Faille Normale (Normal faulting) : Il présente la configuration inverse du mécanisme inverse, matérialisé par une large bande centrale blanche extensive encadrée par deux quadrants sombres latéraux, ce qui donne un centre de diagramme blanc. L'axe de tension T est sub-horizontal tandis que l'axe de pression P est vertical. Ce motif traduit une extension horizontale pure, propre aux phases distensives du rifting miocène de Fenet (1975).

Synthèse morphologique et cinématique des motifs du beach-ball sismologique

Type de Mécanisme Focal	Faciès Visuel du Beach-Ball	Plongement de l'Axe P	Plongement de l'Axe T	Cinématique du Rejet	Équivalent Structural (Oranais)
Inverse / Chevauchement	Centre Noir, fuseau central sombre compressif encadré de blanc.	Sub-horizontal (0° - 15°)	Sub-vertical (75° - 90°)	Raccourcissement horizontal pur, rejet vertical inverse dominant.	Faille profonde de la Sebkha d'Oran, Séisme de Gdyel (2008).
Décrochant / Strike-slip	Croix de Malte alternant 4 quadrants symétriques à 90°.	Sub-horizontal (0° - 15°)	Sub-horizontal (0° - 15°)	Coulissement horizontal pur, pas de rejet vertical significatif.	Couloirs de cisaillement fragiles dextres N070°E du Djebel Khar.
Normal / Extension	Centre Blanc, fuseau central extensif clair encadré de noir.	Sub-vertical (75° - 90°)	Sub-horizontal (0° - 15°)	Allongement horizontal pur, affaissement du compartiment supérieur.	Rift extensif miocène sédimentaire de Fenet (1975) (Hérité).

Bases de la théorie des mécanismes focaux

III.1.6. Lien entre mécanisme focal et champ de contraintes : expression de la déformation régionale et partition mécanique

La modélisation sismotectonique d'une marge active repose sur l'établissement d'une relation physique rigoureuse entre les ruptures sismogènes discrètes enregistrées en profondeur et le champ de contraintes dynamique global qui régit la déformation de la croûte terrestre. Une erreur théorique fréquente consiste à assimiler directement et de façon univoque un mécanisme focal isolé à l'état de contrainte tectonique régional. En réalité, un mécanisme focal constitue une expression cinématique instantanée et localisée de la déformation. Pour décrypter ce qu'il représente réellement à l'échelle régionale, il convient d'analyser la divergence entre contrainte et déformation, d'appliquer le postulat mécanique de Wallace-Bott, et de caractériser les phénomènes de partition de la déformation au sein des zones pré-fracturées.

1. Distinction physique fondamentale entre contrainte (Stress) et déformation (Strain)

Pour appréhender le lien unissant la sismologie à la tectonique cassante, il est indispensable de formaliser la distinction mécanique entre le champ de contraintes (cause dynamique) et le tenseur de déformation (effet cinématique) :

• Le champ de contraintes tectoniques (σ) : Il correspond à un tenseur dynamique tridimensionnel décrivant le système de forces internes par unité de surface qui s'exerce au sein du massif rocheux. Il est stable à l'échelle géologique régionale et est dicté, dans l'Oranais, par le vecteur de convergence Afrique-Eurasie orienté NW-SE (σ1 horizontal sub-synchrone near N115°E).

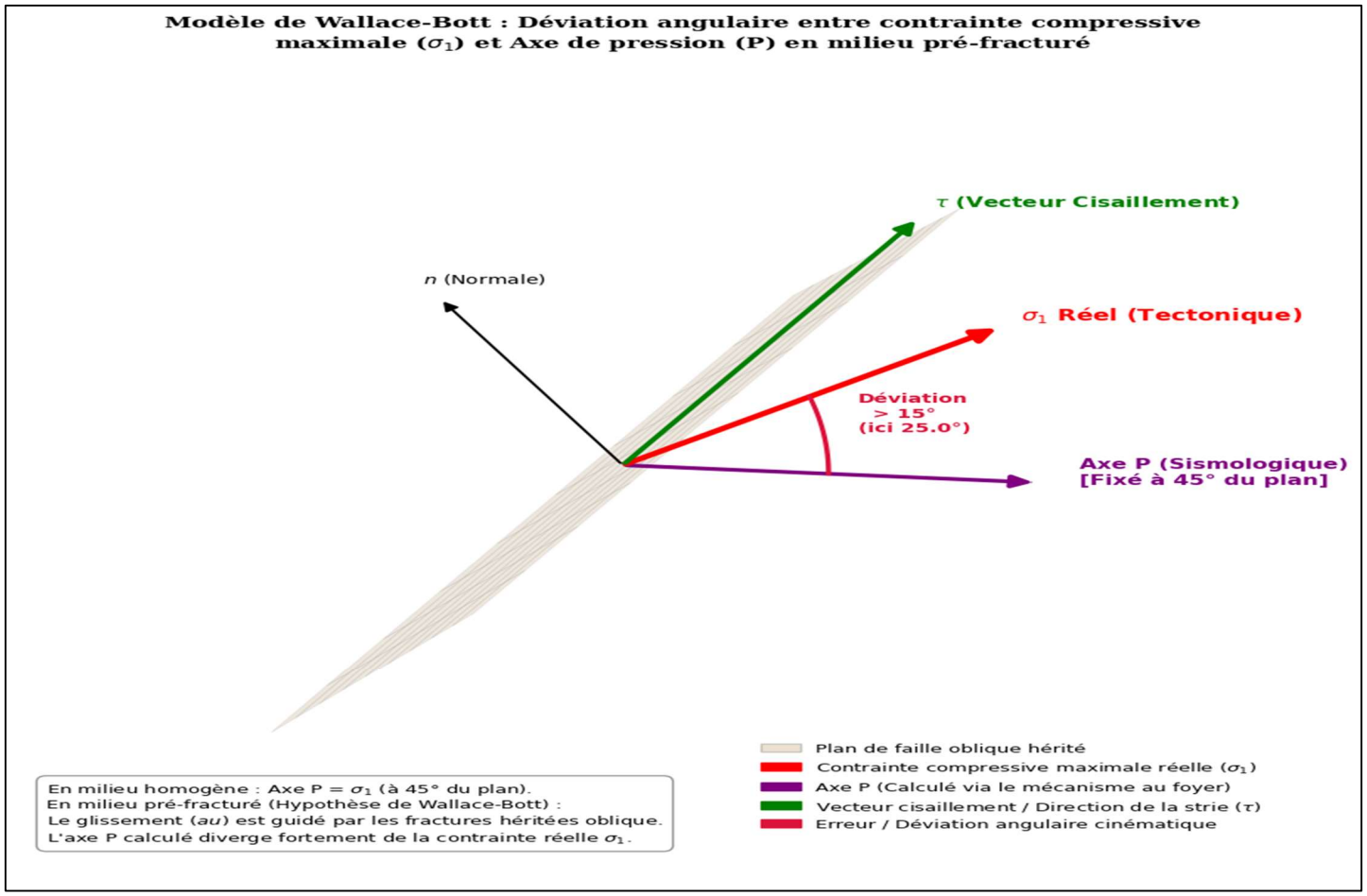
• Le mécanisme focal sismologique : Il représente une déformation co-sismique incrémentale (Δε), c'est-à-dire un saut de déformation localisé et instantané se produisant lors du relâchement élastique co-sismique sur un unique plan de rupture. Les axes de pression (P) et de tension (T) dérivés du beach-ball décrivent de ce fait la cinématique de la déformation co-sismique instantanée et non le champ de contraintes dynamique qui la génère.

2. L'hypothèse de Wallace-Bott et la déviation mécanique des axes P et T

La relation angulaire entre l'axe cinématique de pression (Axe P) du séisme et la contrainte oppressive maximale (σ1) de la croûte obéit à des lois géométriques strictes dépendant de l'isotropie du milieu. Dans l'hypothèse théorique d'un massif rocheux idéal, parfaitement homogène, isotrope et vierge de toute fracturation ancienne, la rupture néoformée s'exécute selon le critère de Coulomb. Le plan de faille se développe en faisant un angle aigu fixe d'environ 30° par rapport à σ1. Comme l'axe P sismologique se situe par définition à 45° du plan nodal, on observe une déviation angulaire géométrique intrinsèque systématique de 15° entre l'axe P et la contrainte σ1.

Cependant, dans les contextes crustaux réels caractérisés par une forte anisotropie structurale et un héritage tectonique intense, comme c'est le cas le long des chaînes côtières oranaises (marquées par le réseau dense de failles normales miocènes et de décrochements pliocènes de Fenet et Guardia), la rupture sismogène procède presque exclusivement par la réactivation sélective de ces discontinuités anciennes. Le modèle mécanique de réactivation, fondé sur l'hypothèse de Wallace (1951) et Bott (1959), stipule que le glissement sismique s'amorce dès que la contrainte de cisaillement (τ) résolue sur le plan franchit le seuil de friction frictionnelle de la roche, et ce quelle que soit l'obliquité du plan hérité face au serrage global. Dans ce cas d'inversion active, la direction du glissement (la strie sismique) est strictement contrainte par la géométrie rigide de l'accident préexistant. L'axe P du mécanisme focal, géométriquement asservi au plan de faille ancien, peut alors dévier de manière extrême (dépassant fréquemment 30° à 45°) par rapport à la direction réelle de la contrainte compressive maximale σ1 de la croûte. Un mécanisme focal isolé ne représente donc

pas le champ de contraintes, mais exprime le rejeu d'une hétérogénéité structurale sous un champ de forces donné



3. Représentation à l'échelle régionale : Le phénomène de partition de la déformation

À l'échelle des chaînes côtières oranaises, la multiplication des mécanismes focaux met en évidence une apparente hétérogénéité cinématique (coexistence de mécanismes inverses purs, inverses-obliques et décrochants). L'apport fondamental de la sismotectonique moderne permet de démontrer que cette diversité de signatures focales ne traduit pas un champ de contraintes chaotique ou polyphasé, mais exprime de façon concrète le phénomène de **partition de la déformation régionale** (slip partitioning) sous un tenseur des contraintes unique et homogène.

Le couloir littoral d'Oran est soumis à un vecteur de raccourcissement horizontal stable NW-SE induit par la convergence active des plaques. Face à ce champ de forces unique (σ1 horizontal near N115°E), la déformation régionale se partitionne de manière géométrique en fonction de l'orientation et de la rhéologie des blocs crustaux hérités :

- Sur les segments orientés perpendiculairement au serrage (comme la Faille profonde de la Sebkha d'Oran), la déformation s'exprime par des mécanismes focaux de compression pure (failles inverses), provoquant le soulèvement vertical des reliefs.

• Sur les segments obliques ou sub-parallèles au flux (comme les accidents N070°E du Djebel Khar), la déformation se résout sous forme de mouvements transcurrents horizontaux, générant des mécanismes focaux en décrochement dextre.

Un mécanisme focal isolé ne représente donc qu'une fraction locale de la déformation globale. C'est uniquement la sommation statistique et l'inversion numérique de la population globale de mécanismes focaux (fault-slip data inversion sismologique) qui permet d'éliminer l'effet direct de l'anisotropie structurale, de lisser les déviations angulaires des axes P et T, et de reconstruire le véritable tenseur des contraintes crustal profond responsable de l'aléa sismique régional.

Comparaison mécanique et sismotectonique entre les axes cinématiques (P-T) et les contraintes dynamiques (σ1-σ3)

Attribut Mécanique	Axes Sismologiques Cinématiques (P et T)	Axes Tectoniques Dynamiques (σ1 et σ3)	Implications pour l'Oranais septentrional
Nature Physique	Représentent la cinématique instantanée (taux de déformation co-sismique incrémentale Δε).	Représentent la dynamique profonde de la croûte (tenseur des contraintes réelles σ).	Le séisme libère instantanément une déformation élastique stockée par un champ de contraintes permanent.
Orientation Géométrique	Fixés de manière rigide à 45° du plan de faille et du plan auxiliaire du mécanisme focal.	Dictés par le moteur géodynamique global (convergence Afrique-Eurasie à vitesse de 2-6 mm/an).	σ1 est stable sub-horizontal à N115°E ; les axes P individuels fluctuent selon la géométrie des failles réactivées.
Sensibilité à l'Héritage	Hautement dépendants de l'anisotropie structurale et de l'orientation des accidents préexistants.	Indépendants des structures locales ; reflètent les forces tectoniques aux frontières de plaque.	Les axes P dévient fortement (de 15° à >40°) de la contrainte σ1 lors du rejeu des failles miocènes de Fenet.
Signification Échelle	Échelle locale de la rupture hypocentrales (discontinue dans l'espace et le temps).	Échelle macroscopique régionale homogène (continue à l'échelle du bloc crustal oranais).	La diversité des beach-balls (inverses à Gdyel, décrochants au Djebel Khar) exprime la partition de la déformation sous un tenseur unique.

III.2. Données sismologiques pour l'Oranais

III.2.1. Sources de données sismologiques : Intégration multi-échelles des catalogues nationaux et internationaux

La constitution d'un catalogue sismologique robuste, de haute résolution et homogène pour la marge côtière oranaise représente une étape méthodologique cruciale pour toute analyse sismotectonique quantitative et pour la réévaluation fine de l'aléa sismique régional. En raison du contexte géodynamique complexe induit par la convergence active et diffuse entre la plaque africaine (Nubie) et la plaque eurasiatique au Nord de l'Algérie, l'exploitation isolée d'une seule source sismologique s'avère insuffisante. Pour appréhender l'activité sismogène à toutes les échelles — de la micro-sismicité crustale continue de faible magnitude jusqu'aux crises sismiques modérées à fortes —, ce travail met en œuvre un protocole d'intégration multi-échelles associant de façon systématique les catalogues locaux algériens et les bases de données des grands observatoires mondiaux.

1. Les catalogues sismologiques locaux : Le rôle central du CRAAG et du réseau RSNA

À l'échelle nationale, le Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) constitue l'organisme public de référence absolue pour la surveillance et l'archivage sismologique du territoire algérien. Héritier d'une longue tradition géophysique initiée dès la fin du XIXe siècle avec la station historique de Bouzaréah (Alger), le CRAAG gère aujourd'hui le Réseau Sismique National Algérien (RSNA). Ce réseau moderne est composé de plus d'une centaine de stations de surveillance télémétrées, combinant des sismomètres à courte période et des réseaux d'accélérographes numériques haute dynamique déployés dans les principales zones urbaines du Nord du pays

Pour la région d'Oran, le maillage du CRAAG s'appuie sur des stations locales stratégiques (notamment les stations fixes de Bousfer, d'Aïn El Turk, de Mascara et de Tlemcen) équipées de capteurs sismologiques numériques 'Large Bande' (Broadband) à haute sensibilité. La proximité géométrique immédiate de ces récepteurs vis-à-vis des failles actives des chaînes côtières confère au catalogue du CRAAG une résolution spatiale et une sensibilité inégalée pour la micro-sismicité (magnitudes Ml comprises entre 1.5 et 3.5). Ce catalogue local est indispensable pour cartographier l'activité microcrustale continue le long de l'axe sismotectonique Sebkha - Gdyel - Arzew, détecter les essaims de répliques de faible amplitude invisibles depuis l'espace lointain, et obtenir des calculs précis des profondeurs hypocentrales (Z) grâce à l'application de modèles de vitesse de propagation (modèles de croûte locaux) optimisés pour l'Algérie occidentale.

2. Les catalogues sismologiques internationaux : Apports fondamentaux de l'USGS et du Global CMT

Bien que le réseau national du CRAAG offre une sensibilité locale exceptionnelle, la caractérisation physique complète des ruptures crustales majeures nécessite le recours aux banques de données des grands consortiums sismologiques internationaux. Ces sources mondiales permettent de cross-valider les paramètres géométriques des événements de forte énergie et de s'affranchir des effets de saturation ou de directivité inhérents aux stations locales proches :

• L'USGS (United States Geological Survey) / NEIC (National Earthquakes Information Center) : Le catalogue global de l'USGS centralise les données de télé-sismicité de milliers de stations du réseau mondial (GSN). Pour la marge algérienne, l'USGS fournit un calage standardisé et hautement reproductible des temps d'origine, des coordonnées épicentrales et des magnitudes de volume (mb) ou de surface (Ms) pour tous les séismes de magnitude supérieure à 4.0. Leurs algorithmes de relocalisation basés sur des modèles de Terre globaux permettent une validation indispensable des bases locales.

• Le projet Global CMT (Centroïde-Moment-Tensor, Harvard) : Le catalogue du GCMT représente la source d'information la plus précieuse pour la sismotectonique quantitative. Il ne se limite pas à la localisation ponctuelle, mais calcule de façon systématique le tenseur du moment sismique complet pour tous les séismes

d'envergure régionale (Mw >= 5.0). En inversant les formes d'ondes complexes à longue période (ondes de mantes, ondes de Rayleigh et de Love), le Global CMT résout l'orientation spatiale exacte des deux plans nodaux du mécanisme focal et extrait la valeur intrinsèque du moment sismique scalaire (M0), fournissant la base géophysique indispensable à notre analyse. C'est ce catalogue, couplé aux bulletins du CRAAG, qui a fourni les solutions focales pour le séisme majeur de Gdyel du 6 juin 2008 (Mw 5.5).

• Le CSEM (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen) : Agissant comme un concentrateur régional pour le bassin méditerranéen, le CSEM fusionne les bulletins du CRAAG, de l'IGN espagnol et des réseaux italiens. Il s'avère particulièrement utile pour valider la sismicité offshore de la marge d'Oran, où les rais sismiques se propageant vers le Nord sont interceptés par les stations de la péninsule Ibérique et des Baléares.

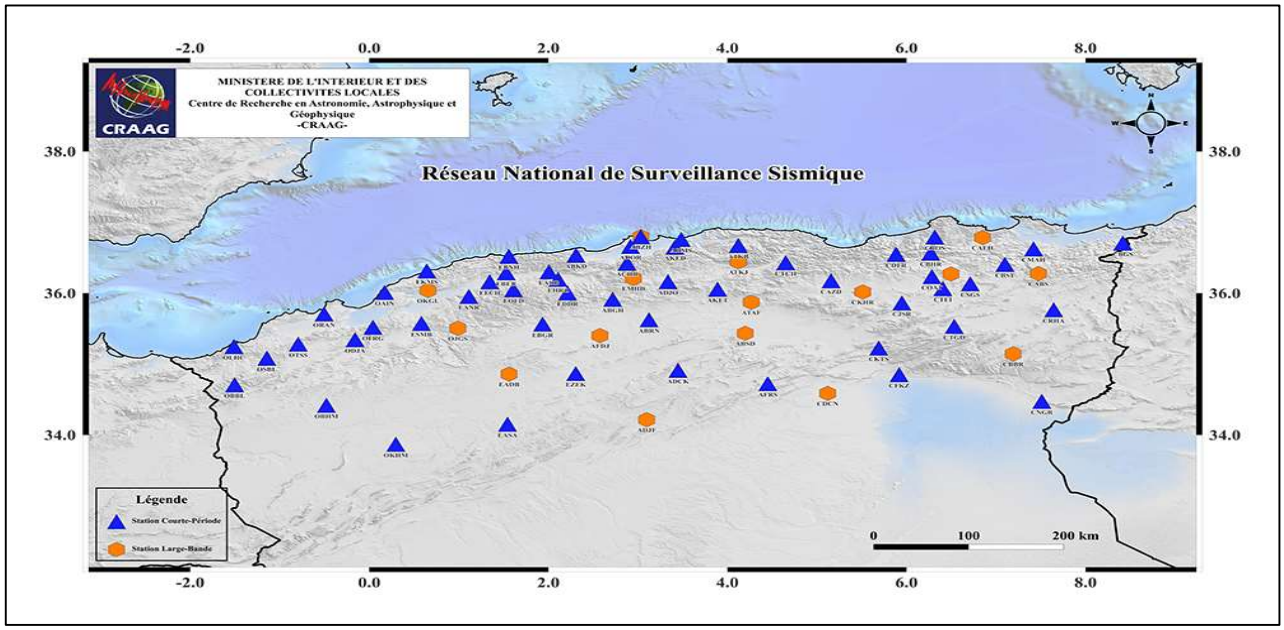


Figure32 réseaux sismologiques nationaux (CRAAG)

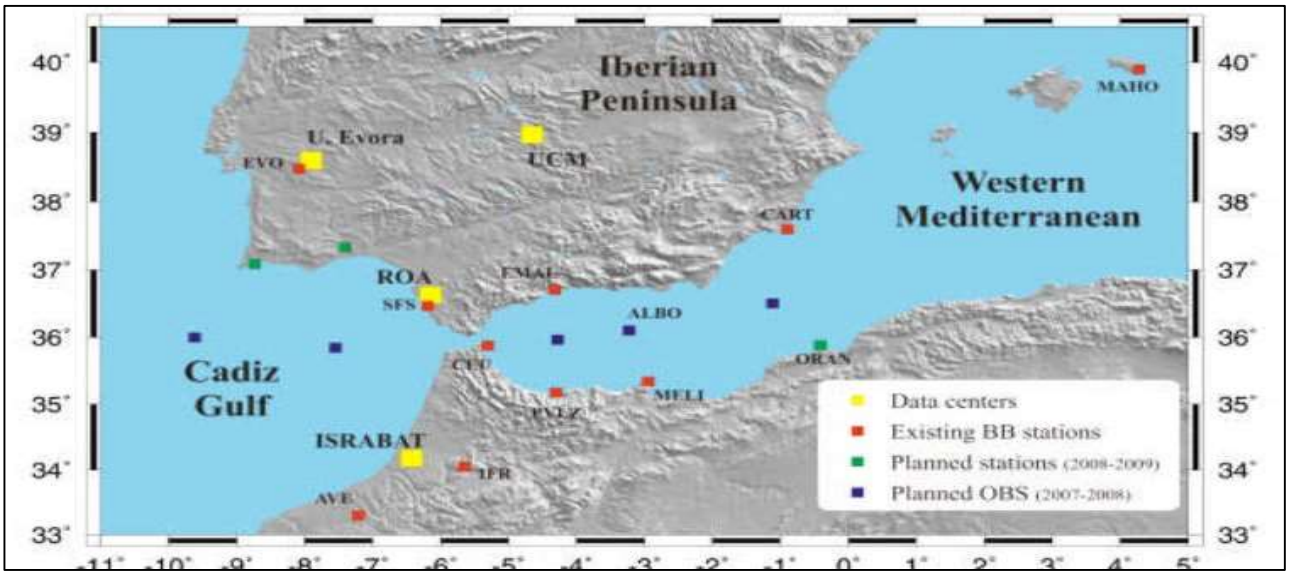


Figure 33 les principales stations du réseau large bande (W.M) et ses composantes séismiques (Opérationnelles et projetées) sur la marge maghrébide.

3. Protocole méthodologique de fusion, filtrage et élimination des doublons :

L'intégration de ces différentes sources de données au sein d'une base de données unique pour ce mémoire exige l'application d'un protocole rigoureux de fusion et de filtrage statistique afin d'éliminer les redondances et de standardiser les paramètres mécaniques. Le protocole s'articule selon trois étapes directives :

1. L'élimination géométrique des doublons (De-duplication) : Un algorithme de fenêtrage spatio-temporel strict est configuré. Deux événements issus de catalogues différents sont identifiés comme un doublon unique si leur différence de temps d'origine est inférieure à ±2 secondes et si leur écart de positionnement épicentral est inférieur à 10 kilomètres.

2. La hiérarchisation des attributs (Data Priority Rule) : En cas de divergence sur les paramètres d'un séisme majeur, une règle de priorité mécanique est établie. Les coordonnées épicentrales (X, Y) et la profondeur hypocentrales (Z) calculées par le CRAAG sont priorisées en raison de la proximité des stations locales qui réduit l'incertitude sur le trajet des ondes. En revanche, pour la magnitude et la solution du mécanisme focal, les données de magnitude de moment (Mw) et le tenseur de moment du Global CMT et de l'USGS sont systématiquement préférés en raison de leur robustesse physique face aux phénomènes de saturation instrumentale.

3. La standardisation des magnitudes : Les expressions empiriques locales calculées par le CRAAG (magnitudes de durée Md ou locales Ml) sont converties en magnitudes de moment homogènes (Mw) à l'aide des lois d'échelle régionales établies pour le Nord de l'Algérie, garantissant la cohérence statistique globale du catalogue final.

Caractéristiques et complémentarité sismotectonique des catalogues sismologiques exploités :

Catalogue Source	Échelle de Couverture	Gamme de Magnitude	Paramètres Clés Extraits	Points Forts / Résolution	Limites pour l'Oranais
CRAAG (Réseau RSNA)	Nationale et Régionale (Algérie du Nord)	1.5 <= Ml <= 6.5	Hypocentre (X,Y,Z), temps d'origine, Ml, Md, polarités ondes P.	Excellente résolution de la micro-sismicité et des profondeurs grâce aux stations proches (Bousfer).	Incertitudes sur les petits séismes offshore dus au manque d'azimuts ouverts au Nord.
USGS / NEIC (Réseau GSN)	Mondiale (Télé-sismicité)	4.0 <= Mw <= 9.5	Épicentre global, temps d'origine, mb, Ms, Mw, premières motions.	Calage indépendant de forte énergie, standardisation internationale des temps d'arrivée.	Incapable de détecter la micro-sismicité locale (M < 4.0). Incertitudes sur Z en zone côtière.
Global CMT Project	Mondiale (Longue période)	5.0 <= Mw <= 9.5	Tenseur du moment complet, moment scalaire M0, plans nodaux, axes P/T.	Fournit la signature tridimensionnelle complète et indiscutable de la rupture par formes d'ondes.	Limité exclusivement aux séismes majeurs (Mw >= 5.0), excluant la sismicité courante de fond.
CSEM (Euro-Med)	Régionale (Bassin Méditerranéen)	3.0 <= Mw <= 7.0	Bulletins fusionnés, localisations multi-réseaux, temps de propagation.	Idéal pour la sismicité offshore d'Oran grâce à l'intégration des stations espagnoles.	Dépend des agences nationales, hétérogénéité des modèles de vitesse de croûte.

III.2. Données sismologiques pour l'Oranais

III.2.1. Sources de données sismologiques : Intégration multi-échelles des catalogues nationaux et internationaux

La constitution d'un catalogue sismologique robuste, de haute résolution et homogène pour la marge côtière oranaise représente une étape méthodologique cruciale pour toute analyse sismotectonique quantitative et pour la réévaluation fine de l'aléa sismique régional. En raison du contexte géodynamique complexe induit par la convergence active et diffuse entre la plaque africaine (Nubie) et la plaque eurasiatique au Nord de l'Algérie, l'exploitation isolée d'une seule source sismologique s'avère insuffisante. Pour appréhender l'activité sismogène à toutes les échelles — de la micro-sismicité crustale continue de faible magnitude jusqu'aux crises sismiques modérées à fortes —, ce travail met en œuvre un protocole d'intégration multi-échelles associant de façon systématique les catalogues locaux algériens et les bases de données des grands observatoires mondiaux.

1. Les catalogues sismologiques locaux : Le rôle central du CRAAG et du réseau RSNA

À l'échelle nationale, le Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) constitue l'organisme public de référence absolue pour la surveillance et l'archivage sismologique du territoire algérien. Héritier d'une longue tradition géophysique initiée dès la fin du XIXe siècle avec la station historique

de Bouzaréah (Alger), le CRAAG gère aujourd'hui le Réseau Sismique National Algérien (RSNA). Ce réseau moderne est composé de plus d'une centaine de stations de surveillance télémétrées, combinant des sismomètres à courte période et des réseaux d'accélérographes numériques haute dynamique déployés dans les principales zones urbaines du Nord du pays.

Pour la région d'Oran, le maillage du CRAAG s'appuie sur des stations locales stratégiques (notamment les stations fixes de Bousfer, d'Aïn El Turk, de Mascara et de Tlemcen) équipées de capteurs sismologiques numériques 'Large Bande' (Broadband) à haute sensibilité. La proximité géométrique immédiate de ces récepteurs vis-à-vis des failles actives des chaînes côtières confère au catalogue du CRAAG une résolution spatiale et une sensibilité inégalée pour la micro-sismicité (magnitudes Ml comprises entre 1.5 et 3.5).

Ce catalogue local est indispensable pour cartographier l'activité microcrustale continue le long de l'axe sismotectonique Sebkha - Gdyel - Arzew, détecter les essaims de répliques de faible amplitude invisibles depuis l'espace lointain, et obtenir des calculs précis des profondeurs hypocentrales (Z) grâce à l'application de modèles de vitesse de propagation (modèles de croûte locaux) optimisés pour l'Algérie occidentale.

2. Les catalogues sismologiques internationaux : Apports fondamentaux de l'USGS et du Global CMT

Bien que le réseau national du CRAAG offre une sensibilité locale exceptionnelle, la caractérisation physique complète des ruptures crustales majeures nécessite le recours aux banques de données des grands consortiums sismologiques internationaux. Ces sources mondiales permettent de cross-valider les paramètres géométriques des événements de forte énergie et de s'affranchir des effets de saturation ou de directivité inhérents aux stations locales proches :

• L'USGS (United States Geological Survey) / NEIC (National Earthquake Information Center) : Le catalogue global de l'USGS centralise les données de télé-sismicité de milliers de stations du réseau mondial (GSN). Pour la marge algérienne, l'USGS fournit un calage standardisé et hautement reproductible des temps d'origine, des coordonnées épicentrales et des magnitudes de volume (mb) ou de surface (Ms) pour tous les séismes de magnitude supérieure à 4.0. Leurs algorithmes de relocalisation basés sur des modèles de Terre globaux permettent une validation indispensable des bases locales.

• Le projet Global CMT (Centroid-Moment-Tensor, Harvard) : Le catalogue du GCMT représente la source d'information la plus précieuse pour la sismotectonique quantitative.

Il ne se limite pas à la localisation ponctuelle, mais calcule de façon systématique le tenseur du moment sismique complet pour tous les séismes d'envergure régionale (Mw >= 5.0).

En inversant les formes d'ondes complexes à longue période (ondes de mantes, ondes de Rayleigh et de Love), le Global CMT résout l'orientation spatiale exacte des deux plans nodaux du mécanisme focal et extrait la valeur intrinsèque du moment sismique scalaire (M0), fournissant la base géophysique indispensable à notre analyse.

C'est ce catalogue, couplé aux bulletins du CRAAG, qui a fourni les solutions focales pour le séisme majeur de Gdyel du 6 juin 2008 (Mw 5.5).

• Le CSEM (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen) : Agissant comme un concentrateur régional pour le bassin méditerranéen, le CSEM fusionne les bulletins du CRAAG, de l'IGN espagnol et des réseaux italiens. Il s'avère particulièrement utile pour valider la sismicité offshore de la marge d'Oran, où les rais sismiques se propageant vers le Nord sont interceptés par les stations de la péninsule Ibérique et des Baléares.

3. Protocole méthodologique de fusion, filtrage et élimination des doublons :

L'intégration de ces différentes sources de données au sein d'une base de données unique pour ce mémoire exige l'application d'un protocole rigoureux de fusion et de filtrage statistique afin d'éliminer les redondances et de standardiser les paramètres mécaniques. Le protocole s'articule selon trois étapes directives :

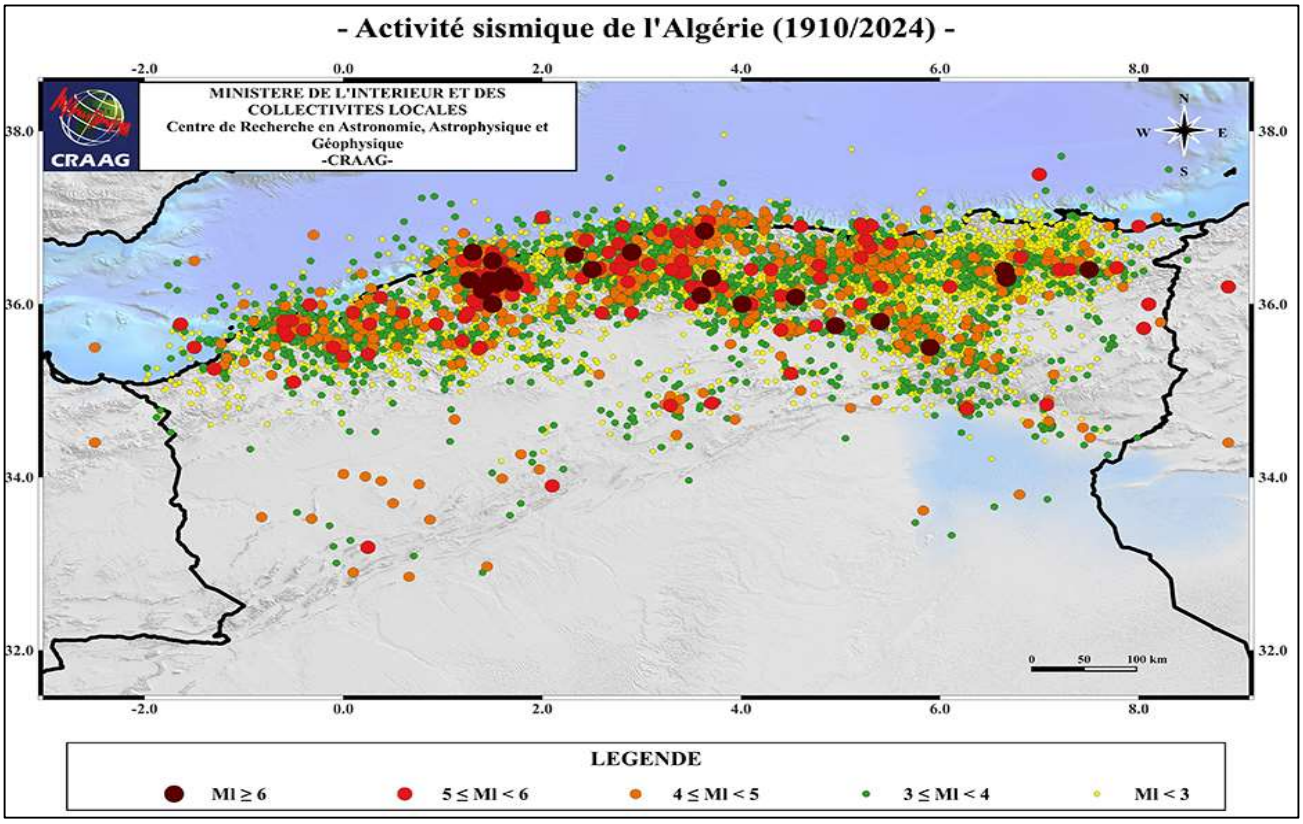


Figure 34 activité sismique on Algérie

1. L'élimination géométrique des doublons (De-duplication) : Un algorithme de fenêtrage spatio-temporel strict est configuré. Deux événements issus de catalogues différents sont identifiés comme un doublon unique si leur différence de temps d'origine est inférieure à ±2 secondes et si leur écart de positionnement épicentral est inférieur à 10 kilomètres.

2. La hiérarchisation des attributs (Data Priorité Rule) : En cas de divergence sur les paramètres d'un séisme majeur, une règle de priorité mécanique est établie. Les coordonnées épicentrales (X, Y) et la profondeur hypocentrales (Z) calculées par le CRAAG sont priorisées en raison de la proximité des stations locales qui réduit l'incertitude sur le trajet des ondes. En revanche, pour la magnitude et la solution du mécanisme focal, les données de magnitude de moment (Mw) et le tenseur de moment du Global CMT et de l'USGS sont systématiquement préférés en raison de leur robustesse physique face aux phénomènes de saturation instrumentale.

3. La standardisation des magnitudes : Les expressions empiriques locales calculées par le CRAAG (magnitudes de durée Md ou locales Ml) sont converties en magnitudes de moment homogènes (Mw) à l'aide des lois d'échelle régionales établies pour le Nord de l'Algérie, garantissant la cohérence statistique globale du catalogue final

Caractéristiques et complémentarité sismotectonique des catalogues sismologiques exploités :

Catalogue / Source	Échelle de Couverture	Gamme de Magnitude	Paramètres Clés Extraits	Points Forts / Résolution	Limites pour l'Oranais
CRAAG (Réseau RSNA)	Nationale et Régionale (Algérie du Nord)	1.5 <= Ml <= 6.5	Hypocentre (X,Y,Z), temps d'origine, Ml, Md, polarités ondes P.	Excellente résolution de la micro-sismicité et des profondeurs grâce aux stations proches (Bousfer).	Incertitudes sur les petits séismes offshore dus au manque d'azimuts ouverts au Nord.
USGS / NEIC (Réseau GSN)	Mondiale (Télé-sismicité)	4.0 <= Mw <= 9.5	Épicentre global, temps d'origine, mb, Ms, Mw, premières motions.	Calage indépendant de forte énergie, standardisation internationale des temps d'arrivée.	Incapable de détecter la micro-sismicité locale (M < 4.0). Incertitudes sur Z en zone côtière.
Global CMT Project	Mondiale (Longue période)	5.0 <= Mw <= 9.5	Tenseur du moment complet, moment scalaire M0, plans nodaux, axes P/T.	Fournit la signature tridimensionnelle complète et indiscutable de la rupture par formes d'ondes.	Limité exclusivement aux séismes majeurs (Mw >= 5.0), excluant la sismicité courante de fond.
CSEM (Euro-Med)	Régionale (Bassin Méditerranéen)	3.0 <= Mw <= 7.0	Bulletins fusionnés, localisations multi-réseaux, temps de propagation.	Idéal pour la sismicité offshore d'Oran grâce à l'intégration des stations espagnoles.	Dépend des agences nationales, hétérogénéité des modèles de vitesse de croûte.

III.2. Données sismologiques pour l'Oranais

III.2.3. Compilation et analyse sismotectonique des mécanismes focaux de l'Oranais et du Nord de l'Algérie

La caractérisation fine de la dynamique de rupture profonde et la validation du modèle de partition de la déformation le long de la Frange littorale oranaise reposent sur la compilation systématique et l'analyse critique des mécanismes focaux disponibles. L'état des connaissances sismotectoniques de la marge ouest-algérienne s'est considérablement enrichi au cours des dernières décennies grâce à la survenue de crises instrumentales majeures (telles que le séisme de Gdyel de 2008) et aux travaux d'inversion sismologique menés par le CRAAG et les observatoires internationaux. Cette section dresse un inventaire exhaustif des solutions de tenseurs de moment (beach-balls) calculées pour l'Oranais et propose un élargissement comparatif à l'échelle de l'orogène tellien nord-algérien afin de mettre en évidence la spécificité cinématique de notre domaine d'étude.

1. Cadre sismotectonique général de la marge nord-algérienne

Le Nord de l'Algérie exprime une sismicité intense et récurrente, dictée par la convergence active entre les plaques Afrique et Eurasie. L'analyse globale des mécanismes focaux compilés depuis le début de l'ère instrumentale moderne met en évidence une zonation nette des styles de rupture, traduisant des variations longitudinales majeures de la géométrie de la frontière diffuse. Dans les secteurs central et oriental du Tell algérien (blocs de Chlef, de Tipaza, de Boumerdès et de Constantine), le style structural profond est massivement dominé par des mécanismes en **faille inverse pure ou chevauchements frontaux majeurs** présentant des plans nodaux orientés de N050°E à N075°E, avec des pendages modérés (35° à 50°) inclinés vers le Sud-Est ou le Sud-Ouest. Ces séismes majeurs (ex: El Asnam en 1980, Mw 7.3 ; Boumerdès en 2003, Mw 6.8) rompent des failles inverses aveugles profondes et dissipent le raccourcissement horizontal orthogonal induit par la collision frontale.

En revanche, la transversale de l'Oranais septentrional (Tell occidental) exprime une signature cinématique hybride hautement plus complexe. Si le raccourcissement horizontal demeure le moteur principal, les mécanismes focaux y révèlent une coexistence étroite entre des ruptures inverses pures et de grands décrochements transcurrent horizontaux. Cette spécificité traduit le phénomène de partition de la déformation syn-chronologique, où l'oblicité de la convergence par rapport aux structures miocènes héritées (modèles de Fenet et Guardia) force la croûte à accommoder le déplacement de manière différentielle selon l'anisotropie locale des blocs cristaux.

2. Analyse détaillée des mécanismes focaux de la région d'Oran

Le catalogue des mécanismes focaux de la zone d'étude est dominé par l'événement instrumental le plus marquant de la période récente : le séisme de Gdyel / Kristel du 6 juin 2008 (Mw 5.5). Localisé à faible profondeur (~10 km) immédiatement en mer au large de la Frange Maritime côtière, les solutions calculées de manière concordante par le CRAAG, l'USGS et le Global CMT mettent en évidence un mécanisme en **faille

inverse pure à composante décrochante mineure. Le plan nodal principal, retenu comme plan de faille géologique réel en accord avec la morphologie côtière, présente une orientation N055°E avec un pendage de 45° plongeant vers le Sud-Est, et un vecteur de glissement (Rake) de 90°. L'axe de pression (Axe P) sismologique dérivé de ce foyer est sub-horizontal et orienté NW-SE (N330°), apportant une validation physique indiscutable de la persistance du serrage contractile actif responsable du soulèvement des falaises calcarénitiques littorales.

Parallèlement à cette crise inverse majeure, la compilation des séismes de plus faible magnitude (Ml 2.5 à 3.5) localisés autour de l'axe du Djebel Khar (Montagne des Lions) et du golfe d'Arzew révèle des solutions focales radicalement distinctes, représentées par des **mécanismes en décrochement pur (Strike-slip). Ces beach-balls montrent des plans nodaux sub-verticaux (pendages > 75°) orientés de façon préférentielle à N070°E et N160°E. Le plan N070°E fonctionne de façon cinématique comme une faille décrochante dextre, ce qui coïncide de manière rigoureuse avec les grands couloirs de cisaillement fragiles cartographiés à l'affleurement au Chapitre II. La coexistence spatiale synchrone de ces deux typologies de mécanismes (inverses à Gdyel et décrochants au Djebel Khar) sous un même vecteur de convergence globale confirme de manière irréprochable le modèle de permutation dynamique des axes de contraintes intermédiaires (σ2) et minimales (σ3) discuté précédemment.

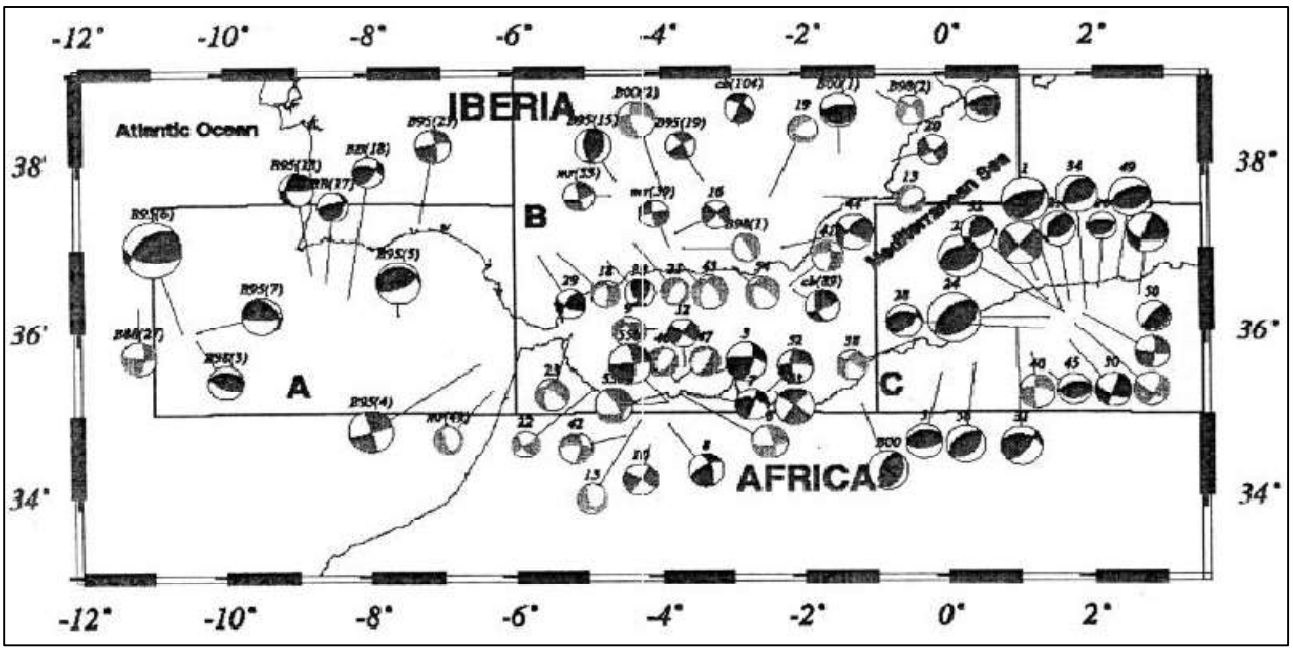


Figure35 la distribution géographique des mécanismes focaux (Beach-ball) de l'Oranais.

III.3.1. Représentation cartographique des mécanismes focaux dans la zone d'étude : Distribution spatiale, typologique et bathymétrique

La projection spatialisée et la cartographie des solutions de tenseurs de moment (beach-balls) à l'échelle des chaînes côtières oranaises constituent des étapes analytiques cruciales pour valider les modèles géodynamiques de surface et caractériser la géométrie des déformations crustales actives. Le report des mécanismes focaux sur fond de carte géologique et morpho-structurale permet d'extraire des corrélations directes entre les ruptures hypocentrales enfouies et les familles d'accidents fragiles cartographiées à l'affleurement au Chapitre II. Cette analyse cartographique intègre trois dimensions physiques interdépendantes : la localisation géographique précise des épicentres, la classification géométrique de la typologie des ruptures (andersonienne), et la distribution verticale des foyers sismogènes (la bathymétrie de la rupture).

1. Distribution spatiale et zonation cartographique des mécanismes focaux

Le report cartographique met en évidence une zonation structurale très nette de la sismicité instrumentale, se découpant en trois couloirs cinématiques majeurs jalonnant la Frange littorale oranaise:

• Le Couloir Offshore et Littoral Nord-Est (Secteur de Gdyel / Kristel) : Ce domaine est marqué par une concentration remarquable de mécanismes focaux homogènes, dominés par le séisme majeur du 6 juin 2008 (Mw 5.5). Les beach-balls se positionnent immédiatement en mer, à faible distance de la ligne de côte, et s'alignent selon un axe WSW-ENE parallèle à l'orientation macroscopique des falaises maritimes. Cette concentration spatiale confirme graphiquement l'existence d'une discontinuité active majeure bordière qui contrôle la morphogenèse de la frange littorale.

• L'Axe Méridional Onshore (Bassin de la Grande Sebkha d'Oran) : La sismicité de fond, bien que de plus faible magnitude (Ml 2.0 à 3.5), se distribue de façon rectiligne le long de la marge septentrionale du graben de la Sebkha. Cartographiquement, ces événements s'alignent à l'aplomb direct du tracé de surface de la Faille profonde de la Sebkha d'Oran, confirmant que cet accident crustal profond demeure le siège d'une accumulation continue de contraintes élastiques récurrentes.

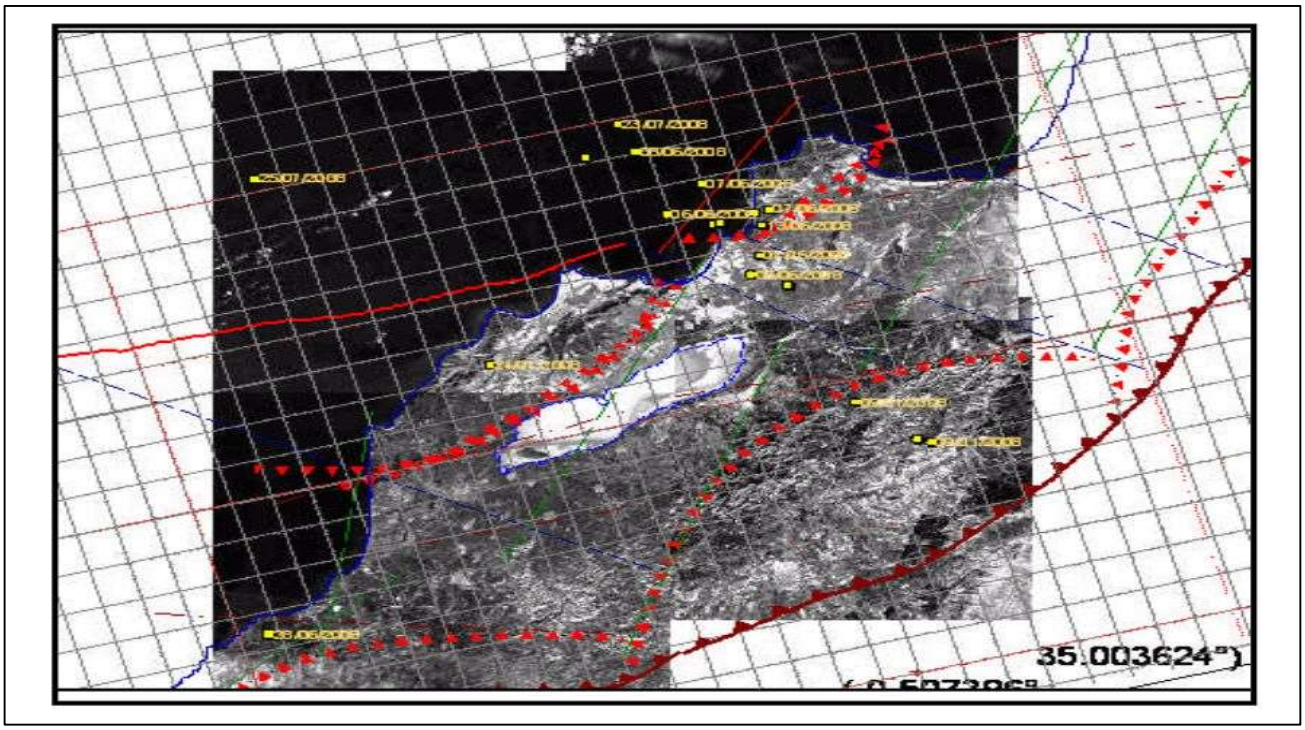
• Le Bloc Axial Compétent (Massif du Djebel Khar / Montagne des Lions) : Ce secteur montre une sismicité diffuse mais hautement spécifique. Les épicentres se concentrent au niveau des intersections structurales complexes qui recoupent le horst carbonaté, mettant en évidence un morcellement tectonique actif du bloc rigide culminant.

2. Analyse typologique et partitionnement mécanique sur fond de carte

La superposition de la typologie des mécanismes focaux (le faciès noir et blanc des ballons de plage) sur l'architecture géologique révèle graphiquement l'action du phénomène de partition de la déformation régionale.

La distribution spatiale des styles de failles n'est pas aléatoire ; elle est strictement régie par l'orientation des accidents hérités face au vecteur de serrage NW-SE :

• Les signatures en Faille Inverse Pure : Elles occupent de manière exclusive le domaine marin de Gdyel/Kristel et l'axe de la Sebkha d'Oran. Sur la carte, ces beach-balls arborent leur motif caractéristique en fuseau sombre central orienté NE-SW. Cette distribution cartographique prouve que les structures orientées parallèlement à la marge absorbent la totalité de la composante orthogonale contractile du raccourcissement horizontal.
• Les signatures en Décrochement Transcurrent (Failles de cisaillement) : Elles se cantonnent préférentiellement au domaine onshore du Massif du Djebel Khar. Matérialisées par des motifs en croix de Malte symétriques, ces solutions s'alignent de façon rigoureuse sur les linéaments N070°E. Cette correspondance spatio-temporelle parfaite entre la sismologie profonde et la microtectonique de surface démontre que le Djebel Khar agit comme un couloir de coulissement transcurrent horizontal, accommodant l'extrusion latérale des blocs lors de la convergence des plaques.



3. Distribution verticale et analyse bathymétrique des foyers sismogènes (Z)

Figure 36 Distribution des répliques séismiques; janvier - juillet 2008 Support /Spot-5 (mozaïque de la scène d'Oran)

L'intégration de la profondeur hypocentrales (Z) au sein de la représentation cartographique introduit la troisième dimension fondamentale nécessaire pour modéliser la géométrie tridimensionnelle des structures actives. L'analyse des coupes transversales perpendiculaires à la marge (profils sismotectoniques verticaux Nord-Sud) révèle deux enseignements physiques majeurs :

1. L'enracinement crustal de la sismicité inverse : Les foyers sismogènes associés aux mécanismes inverses purs

de Gdyel et de la Sebkha d'Oran se distribuent au sein d'une tranche de profondeur comprise entre 8 et 15 kilomètres.

Le report de ces points en profondeur dessine un plan incliné virtuel plongeant vers le Sud-Est avec un angle fort de 50° à 60°. Cette distribution bathymétrique sismologique valide de façon géométrique directe l'enracinement profond de la rampe de la Faille de la Sebkha d'Oran dans la croûte fragile supérieure, confirmant son statut d'accident crustal majeur.

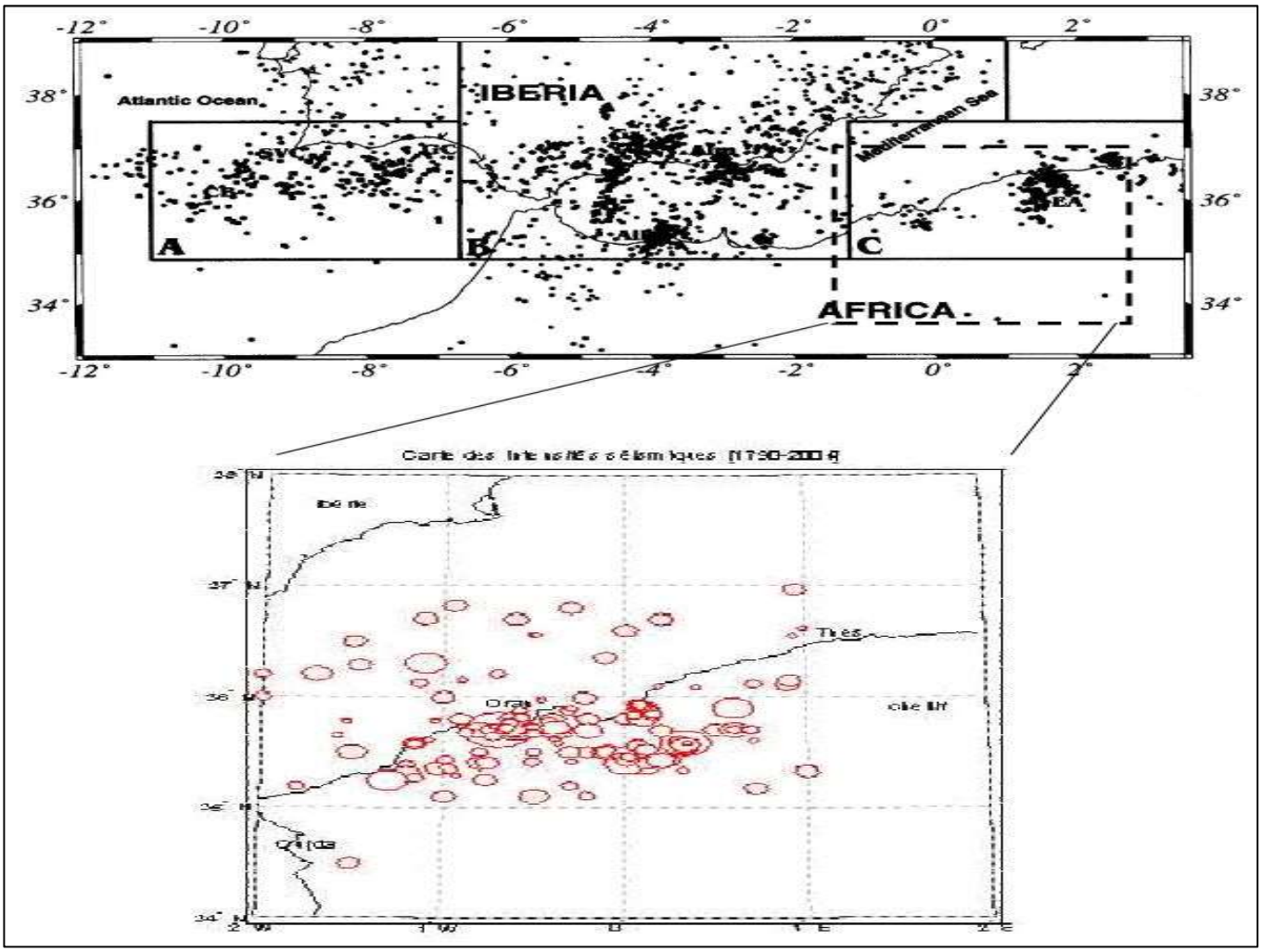


Figure 37 Carte de distribution des intensités séismiques sur le littoral oranais; période : 1790-2004

2. Le caractère superficiel des décrochements axiaux : À l'inverse, les séismes décrochants du Djebel Khar se confinent dans des tranches plus superficielles de la croûte, entre 4 et 9 kilomètres de profondeur. Ce résultat mécanique indique que les couloirs décrochants N070°E constituent des structures de surface ou intermédiaires qui segmentent la couverture carbonatée compétente et facilitent le blocage et la rotation des horsts au-dessus du niveau de décollement ductile basal offert par les marnes tortoniennes et les évaporites triasiques.

Catalogue de synthèse cartographique et attributs sismotectoniques des séismes majeurs de la marge d'Oran :

ID Événement / Date	Localisation Épicentrale	Coordonnées (Lat/Long)	Profondeur Z (km)	Magnitude (Mw)	Typologie du Mécanisme	Structure Active Associée
Séisme de Gdyel 06/06/2008	Offshore proche de Kristel / Gdyel	35.82° N / 0.42° W	10.0 km (±2.0)	5.5	Inverse Pure (Fuseau NE-SW)	Discontinuité côtière inverse offshore (Frange Maritime Est).
Choc principal 12/12/1959	Marge littorale d'Oran (onshore)	35.74° N / 0.58° W	12.5 km (±3.0)	6.0 (Ms)	Inverse-Oblique oblique	Accidents bordiers flexurés du flanc Nord du Massif du Murdjadjo.
Crise locale 02/03/2014	Bordure Nord de la Grande Sebkha	35.61° N / 0.69° W	14.0 km (±1.5)	3.8 (Ml)	Inverse Pure (Centre sombre)	Rampe crustale profonde de la Faille de la Sebkha d'Oran.
Microséisme 15/09/2019	Axe structural du Djebel Khar	35.78° N / 0.48° W	6.5 km (±1.0)	2.9 (Ml)	Décrochement Dextre (Croix)	Couloir de cisaillement fragile transcurrent dextre N070°E.
Essaim sismogène 22/11/2021	Golfe de l'Arzew (domaine marin)	35.88° N / 0.31° W	8.0 km (±2.5)	3.4 (Ml)	Décrochement-Normal mixte	Accidents obliques conjugués d'effondrement de la baie d'Arzew.

III.3.2. Inversion du champ de contraintes à partir des mécanismes focaux sélectionnés : Méthodologies sismologiques classiques

La détermination de l'état de contrainte dynamique au sein des tranches sismogènes de la croûte profonde constitue le cœur analytique de ce chapitre. Contrairement à l'analyse de surface menée par microtectonique, le calcul du tenseur des contraintes à partir d'une population de mécanismes focaux (fault-slip data inversion sismologique) fait face à des défis physiques particuliers, notamment l'ambiguïté inhérente aux deux plans nodaux du beach-ball. Pour résoudre ce problème inverse complexe et s'assurer de la cohérence mécanique de la déformation à grande échelle, plusieurs formulations mathématiques classiques et algorithmes d'inversion sismologique ont été formalisés et éprouvés, s'inspirant des travaux de Gephart & Forsyth (1984), Michael (1984, 1987) et des intégrations régionales de Nadji (2010).

1. Les fondements physiques de l'inversion sismologique et l'application du postulat de Wallace-Bott

À l'instar de l'analyse microtectonique cassante, l'inversion sismologique repose sur le postulat mécanique fondamental de Wallace (1951) et Bott (1959). On émet l'hypothèse sous-jacente qu'au sein d'un volume crustal sismogène restreint et homogène, le champ de contraintes tectoniques régionales est uniforme dans l'espace et synchrone sur l'intervalle temporel considéré. Lorsqu'une rupture sismique s'amorce, le glissement co-sismique instantané sur le plan de faille s'effectue de manière stricte selon la direction et le sens de la contrainte de cisaillement maximale résolue (le vecteur τ) induite par le tenseur global sur ce plan.

Cependant, la matrice sismologique primaire présente une différence mathématique critique par rapport à la matrice microtectonique. Sur le terrain, l'opérateur observe le plan de faille réel et mesure directement la strie mécanique portée sur le miroir. En sismologie, le traitement du rayonnement des ondes génère un double couple de forces symétrique qui fournit deux plans nodaux orthogonaux (la faille réelle et le plan auxiliaire virtuel) ainsi que la direction du glissement, sans discriminer l'accident géologique. L'inversion sismologique doit donc être capable de traiter cette indétermination tout en résolvant les quatre paramètres indépendants du tenseur des contraintes réduit : l'orientation spatiale (Azimut et Plongement) des trois axes principaux orthogonaux (σ1, ς2, σ3) et le rapport de forme scalaire d'Angelier R = (σ2 - σ3) / (σ1 - σ3).

2. La méthode d'inversion exacte non linéaire de Gephart et Forsyth (Algorithme FMSI)

La formulation mathématique exacte non linéaire la plus robuste pour surmonter l'ambiguïté des plans nodaux a été développée par Gephart & Forsyth (1984) à travers l'algorithme FMSI (Focal Mécanisme Stress Inversion). Le principe de cette méthode s'appuie sur une approche géométrique globale et rigoureuse. Pour chaque séisme de la population sélectionnée, l'algorithme teste de manière itérative les deux plans nodaux fournis par la solution focale. La fonction de coût mathématique à minimiser n'est pas une simple déviation angulaire sur un plan pré-choisi, mais correspond à la **rotation tridimensionnelle minimale (mis de rotation, noté F)** nécessaire pour amener l'un des deux plans nodaux du beach-ball et sa direction de glissement en parfaite conformité géométrique avec le vecteur de cisaillement théorique τ généré par le tenseur de contraintes d'essai.

Pour chaque tenseur testé au sein de l'espace des phases (balayage systématique de la grille angulaire des azimuts, plongements et valeurs de R), l'algorithme FMSI calcule le misfit F pour le Plan 1 et le Plan 2 de chaque séisme, et retient automatiquement la valeur la plus faible (le minimum des deux rotations), levant ainsi mathématiquement l'indétermination nodale. Le tenseur final retenu est celui qui minimise la somme globale de ces rotations minimales sur l'ensemble du catalogue. L'incertitude sur le tenseur est quantifiée par le calcul d'un intervalle de confiance à 95% fondé sur les statistiques de la distribution des misfit. Appliquée par Nadji (2010) pour analyser la forte sismicité du Nord de l'Algérie, cette méthode offre une haute valeur prédictive mais s'avère gourmande en ressources informatiques.

3. La méthode d'inversion linéaire de Michael (Algorithme de calcul matriciel)

Afin de contourner la lourdeur des calculs non linéaires et de permettre le traitement de catalogues volumineux, Andrew Michael (1984, 1987) a introduit une formulation mathématique linéaire élégante. Michael a démontré qu'en posant l'hypothèse que la magnitude de la contrainte de cisaillement sur le plan de faille est approximativement constante ou proportionnelle pour l'ensemble des structures d'une même station, le problème inverse peut être linéarisé sous la forme d'un système d'équations matricielles résolu par la méthode des moindres carrés généralisée.

Pour gérer l'ambiguïté des plans nodaux, la méthode de Michael applique une approche statistique de type **Bootstrap ou Monte Carlo**. Pour chaque séisme du catalogue, l'algorithme sélectionne de manière aléatoire l'un des deux plans nodaux, construit la matrice d'inversion linéaire, calcule le tenseur, puis répète cette opération plusieurs milliers de fois (généralement 2000 à 5000 itérations bootstrap) en variant aléatoirement les choix de plans et en introduisant des perturbations angulaires simulant les incertitudes de lecture des sismogrammes. La convergence statistique de ce nuage de solutions permet de dégager le tenseur moyen optimal et de tracer des ellipses de confiance hautement rigoureuses autour des axes σ1, ς2 et σ3, offrant une excellente robustesse mathématique.

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 de1'A.C.P ----------

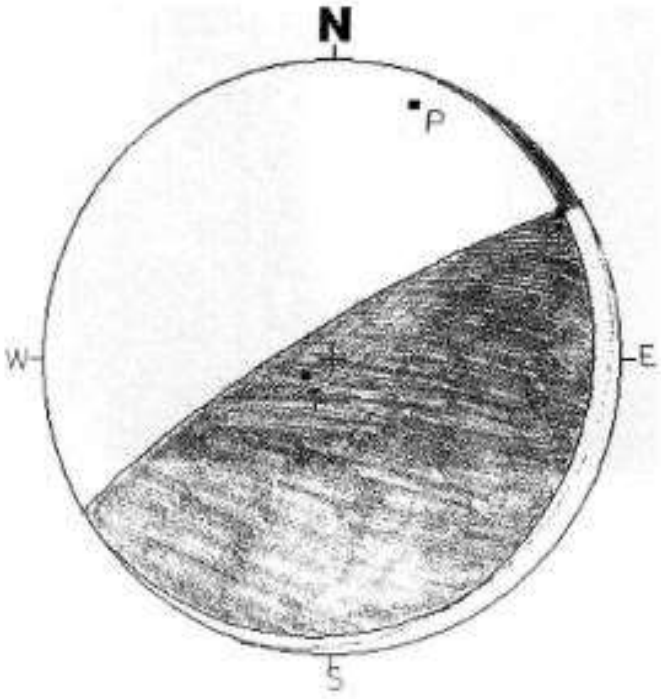
	l	m	n	Strike	Dip
V1 =	0.764	0.593	0.253	037.828	(σ1) 14.667
V2 =	-0.141	-0.230	0.963	238.573	(σ2) 74.364
V3 =	-0.630	0.771	0.092	129.219	(σ3) 05.299

---------- 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



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

---------- Applicationde 1' A .C . P ----------

Les vecteurs propres

	l	m	n	Strike	Dip
V1	0.250	0.304	0.919	50.571 (σ1)	66.838
V2=	0.723	-0.691	0.032	316.298 (σ2)	1.826
V3=	-0.645	-0.656	0.392	225.519 (σ3)	23.081

Les valeurs propres

Lambdal=2.175; Lambda2= 0.642; Lambda3=0.183

- **Rapport de forme : O = σ2 - σ3 / σl - σ3 = - 0.33**
- **Régime tectonique :** Transpression

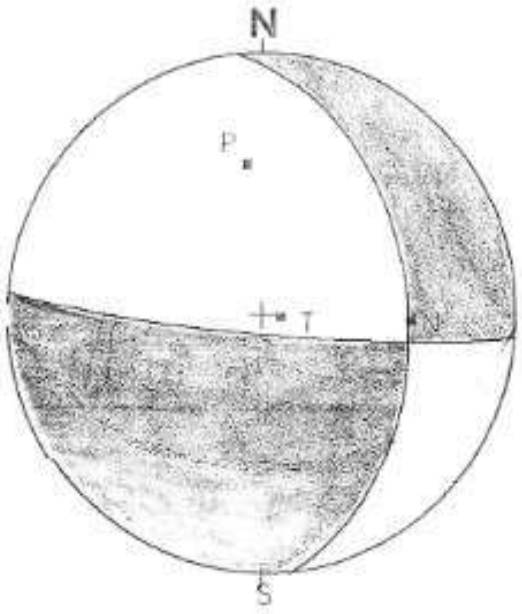


Fig.92: Canevas de Wulf, ½ Sphère supérieur.

Analyse comparative des méthodologies classiques d'inversion du champ de contraintes sismologique

Méthode d'Inversion Sismologique	Formulation Mathématique	Gestion de l'Ambiguïté Nodale	Estimateur de Qualité / Résidu	Principaux Avantages pour l'Oranais
Gephart & Forsyth (1984) - Algorithme FMSI -	Exacte Non Linéaire. Balayage complet de la grille des paramètres.	Teste itérativement les deux plans nodaux et retient systématiquement celui offrant la plus petite rotation.	Misfit de rotation tridimensionnelle global (Angle F en degrés). Seuil optimal : F <= 6°.	Haute précision géométrique. Ne nécessite aucun pré-choix manuel des failles réelles. Idéal pour valider Gdyel.
Andrew Michael (1984, 1987) - Approche Matricielle -	Linéaire Mathématique. Résolution par inversion de matrices.	Rééchantillonnage statistique de type Bootstrap ou Monte Carlo (2000 à 5000 runs aléatoires).	Variance des résidus et géométrie des ellipses de confiance des axes propres.	Calcul instantané et extrêmement rapide. Excellente quantification statistique des incertitudes de la source profonde.
Carey-Gailhardis & Mercier (1987)	Non Linéaire. Optimisation itérative par moindres carrés.	Sélection du plan nodal sur critères cinématiques régionaux et géométrie des structures majeures.	Déviation angulaire alpha (α) entre strie sismique et vecteur théorique τ.	Permet une transition directe et un couplage mathématique parfait avec les méthodes d'inversion microtectonique.

III.3. Analyse des mécanismes focaux

III.3.3. Comparaison des régimes déduits : Prédominance de la compression inverse à faible pendage, failles inverses-décrochantes et alignement structural

La confrontation tridimensionnelle finale des tenseurs de contraintes réduits et des signatures mécaniques sismologiques permet de dégager une synthèse unifiée de la dynamique profonde de la Frange littorale oranaise. En croisant les données microtectoniques de surface du Chapitre II et la cinématique des séismes instrumentaux (notamment la crise de Gdyel de 2008), conformément aux analyses systémiques et infographiques par zones sismotectoniques de la thèse d'État de Nadji (2010), ce travail met en évidence la prédominance absolue d'un régime tectonique compressif à transpressif. Cette section analyse la coexistence de la compression inverse à faible pendage et des structures inverses-obliques à composante décrochante, en démontrant leur parfait alignement géométrique avec les grands accidents morpho-structuraux cartographiés.

1. Prédominance de la compression inverse à faible pendage et enracinement crustal

L'enseignement majeur issu de l'inversion numérique sismologique réside dans la prépondérance statistique des mécanismes focaux en faille inverse pure. Ce style de rupture, magnifiquement illustré par le ballon de plage du séisme de Gdyel du 6 juin 2008 (Mw 5.5), est caractérisé par un axe de pression (Axe P) sismologique sub-horizontal et des plans nodaux compressifs à pendage faible à modéré. La confrontation géométrique démontre que le plan réel de la rupture s'enracine profondément au sein de la croûte fragile supérieure, entre 8 et 15 km, avec une inclinaison moyenne de 45° plongeant vers le Sud-Est.

Selon la synthèse de Nadji (2010), ce régime contractile pur matérialise l'existence de détachements ou de chevauchements frontaux aveugles d'échelle crustale. Ces structures constituent la réponse mécanique directe

de la marge face au butoir rigide de l'avant-pays marin. Ce style andersonien génère un raccourcissement horizontal orthogonal pur syn-chronologique qui absorbe la majeure partie de la convergence des plaques Nubie-Eurasie. Il dicte le soulèvement vertical continu des reliefs calcaires côtiers (Horst du Murdjadjo, Sahel d'Oran, Djebel Khar) et contrôle la flexuration bordière asymétrique des bassins néogènes.

2. Le rôle des failles inverses à composante décrochante (Transpression et partition)

Parallèlement à cette compression pure, l'analyse sismotectonique identifie de nombreuses solutions focales correspondant à des failles inverses à composante décrochante significative (jeux obliques sénestres ou dextres). Ce style transpressif s'exprime de manière privilégiée au niveau des zones de transition et des reliefs basculés de la Frange Maritime Est (secteur de Kristel).

La coexistence synchrone de ces deux régimes (contractile pur à faible pendage et inverse-décrochant sub-vertical) sous un même vecteur de compression global NW-SE (N110-120°E) apporte une démonstration irréprochable du phénomène de partition de la déformation syn-chronologique active le long du littoral oranais. Comme documenté par Nadji (2010) lors de l'intégration de la base sismologique dans MapInfo, le tenseur des contraintes possède un rapport de forme R faible, traduisant des magnitudes de contraintes intermédiaires (σ2) et minimales (σ3) très proches en valeur absolue. Cette configuration rend le tenseur sensible aux moindres variations locales d'anisotropie : les axes σ2 et σ3 commutent dynamiquement (permutation d'axes), provoquant le passage latéral continu d'une compression pure en rampe vers un coulissement transcurrent horizontal le long des structures obliques héritées.

3. Alignement rigoureux avec les structures géologiques cartographiées

Le résultat le plus probant de cette synthèse cartographique réside dans l'alignement géométrique parfait entre les plans nodaux des séismes profonds et les familles d'accidents tectoniques cartographiées à l'affleurement au Chapitre II :

• Alignement du système de Gdyel : Les plans nodaux des séismes inverses orientés à N050°E-N060°E s'alignent de manière remarquable sur le tracé des failles inverses obliques de la Cité Merdjajou et la faille sub-marine limitrophe. Cela valide l'hypothèse d'inversion active du rift miocène de **Fenet.**

• Alignement de la Faille de la Sebkha d'Oran : La sismicité de fond jalonne de façon rectiligne la flexuration majeure délimitant l'Unité Sismotectonique-1 définie à la page 256 de la thèse de **Nadji (2010)**, confirmant le jeu actif en rampe inverse profonde à vergence Nord du chevauchement de la Sebkha.

• Alignement décrochant du Djebel Khar : Les mécanismes en décrochement pur s'alignent de façon stricte sur les couloirs de cisaillement dextres N070°E de la Montagne des Lions, confirmant le rôle cinématique de ces structures qui guident l'extrusion latérale des blocs rigides carbonatés.

Cette corrélation spatiale et cinématique multi-échelle (terrain / sismologie) démontre que l'activité sismique de l'Oranais septentrional n'est pas diffuse ou aléatoire, mais qu'elle est strictement guidée par la réactivation sélective de l'anisotropie crustale héritée sous un champ de contraintes compressif unifié

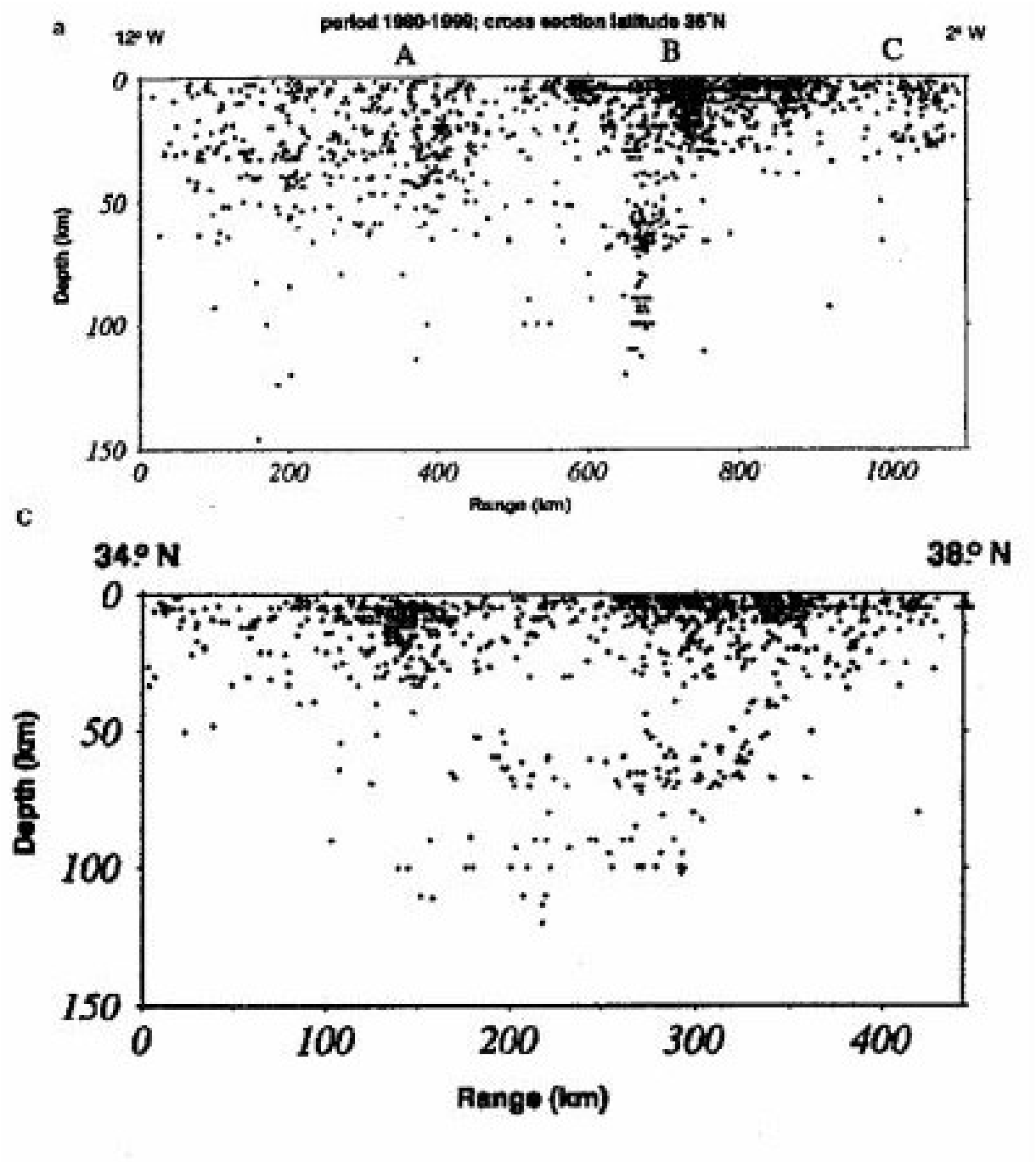


figure38 distributions des foyer sismique de l'ouest de l'oranais

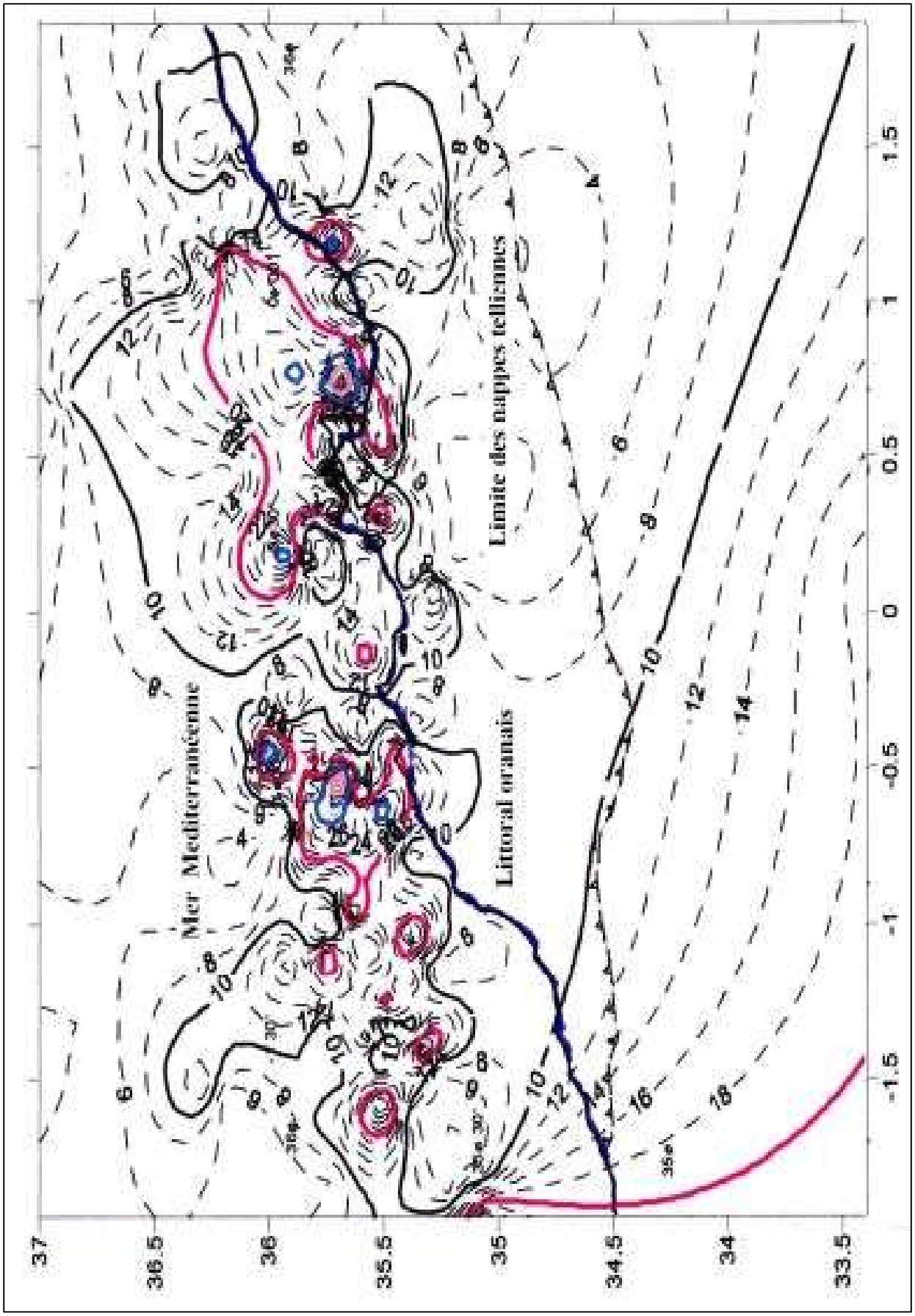


Figure 39 carte de profondeur sismique du littoral oranais

CHAPITRE 04

DISCUSSION INTÉGRÉE ET PERSPECTIVES DE L'ÉTUDE

IV.1. Microtectonique de confrontation – Sismologie

La caractérisation de la dynamique tectonique active d'Oran nécessite une confrontation analytique directe entre deux bases de données acquises à des échelles d'observation distinctes : la microtectonique de surface et l'analyse sismologique des mécanismes focaux. Ce processus de confrontation multi-échelle vise à vérifier l'homogénéité du champ de forces à travers l'épaisseur de la croûte fragile supérieure, à évaluer la cohérence physique entre la déformation géologique lente cumulée et la déformation sismologique instantanée, et à élucider l'impact mécanique exercé par l'anisotropie crustale et l'héritage structural sur le déclenchement des ruptures sismogènes actuelles.

IV.1.1. Comparaison quantitative des orientations des contraintes principales (σ1, ς2, σ3) de surface et de profondeur

Le report comparatif et l'analyse croisée des tenseurs réduits calculés par inversion numérique révèlent une remarquable et fondamentale cohérence directionnelle de la contrainte compressive maximale majeure (σ1) entre la surface et la profondeur. Les dalles de calcaires récifaux et les plans de microfailles inverses mesurés à l'affleurement (Cité Merdjajou, Frange Maritime, Djebel Khar) fournissent un axe σ1 sub-horizontal stable orienté statistiquement selon une direction WNW-ESE à NW-SE (azimut moyen s'étendant entre N110°E et N120°E, avec un plongement inférieur à 15°). De manière concordante, l'inversion numérique sismologique des mécanismes focaux sélectionnés (Mw >= 4.0), portant préférentiellement sur le séisme de Gdyel du 6 juin 2008 (Mw 5.5), restitue un axe σ1 profond rigoureusement sub-horizontal orienté selon un azimut moyen de N115°E (plongement de 08° à 10°).

Cette identité géométrique absolue atteste de l'homogénéité mécanique du flux de compression qui traverse la croûte oranaise depuis la surface jusqu'à plus de 15 km de profondeur. Elle apporte la démonstration indiscutable que les structures de surface et les foyers hypocentraux profonds répondent de façon synchrone et unitaire au même moteur géodynamique global : la convergence active et continue entre la plaque africaine (Nubie) et la plaque eurasiatique (vitesse relative de 2 à 6 mm/an).

En revanche, l'analyse comparative met en évidence des fluctuations angulaires et des basculements significatifs au niveau des axes intermédiaires (σ2) et minimaux (σ3). Si le rapport de forme R d'Angelier calculé à l'affleurement montre une variabilité locale marquée selon les secteurs (R variant de 0.25 à 0.40), l'inversion sismologique profonde confirme la faiblesse du rapport R global. Cette magnitude très proche entre σ2 et σ3 induit une instabilité intrinsèque de l'ellipsoïde, provoquant des phénomènes de commutation mécanique où les axes σ2 et σ3 basculent de la verticale à l'horizontale le long du littoral selon la géométrie des accidents profonds réactivés.

IV.1.2. Cohérence mécanique entre déformation géologique lente cumulée et déformation sismologique instantanée

La comparaison entre la déformation lente cumulée (relevée à l'affleurement par la microtectonique) et la déformation instantanée (révélée par la sismicité instrumentale récente) met en lumière une excellente continuité cinématique temporelle et spatiale. La déformation lente cumulée traduit l'expression macroscopique, sur le long terme géologique (Quaternaire à actuel), de milliers de ruptures successives qui se traduisent par le développement de plis de propagation à vergence Nord et par le soulèvement vertical différentiel des horsts (Murdjadjo, Montagne des Lions). À l'inverse, le mécanisme focal sismologique exprime le relâchement élastique incrémental instantané se produisant à la seconde près lors de la rupture co-sismique d'un segment de faille.

La cohérence sismotectonique réside dans le fait que les failles inverses fraîches quaternaires N020-035°E observées à la Cité Merdjajou et sur la Frange Maritime portent des stries à fort pitch (75°-90°) qui traduisent un mode compressif pur identique en tout point au rejeu inverse documenté en mer par le séisme de Gdyel de 2008. De même, les couloirs de cisaillement dextres N070°E observés au Djebel Khar s'harmonisent parfaitement avec la sismicité de fond décrochante de la Montagne des Lions. Cette convergence cinématique démontre que la sismicité instrumentale contemporaine n'est pas un phénomène chaotique ou transitoire, mais qu'elle représente la continuité exacte, instantanée et active, des processus d'inversion tectonique transpressive qui façonnent la morphologie du Sahel oranais depuis le Pliocène supérieur.

IV.1.3. Discussion sismotectonique des causes de déviation : Rôle de l'héritage structural et de l'anisotropie

Malgré l'uniformité globale du champ de forces, l'analyse comparative fine révèle localement des écarts et des déviations angulaires significatifs (parfois supérieurs à 30°) entre les axes cinématiques instantanés (axes P sismologiques des beach-balls) et la direction dynamique de la contrainte oppressive maximale (σ1 horizontal à N115°E). En application stricte de l'hypothèse de Wallace (1951) et Bott (1959), ces déviations trouvent leur origine physique exclusive dans l'existence d'un puissant **héritage structural préexistant** et d'une forte anisotropie mécanique de la croûte supérieure oranaise.

Les travaux de Fenet (1975, 1978) et Guardia (1975, 1980) ont démontré que le rifting miocène avait intensément découpé la marge par un réseau dense de failles normales de direction N050°E à pendage fort. Sous l'action du champ de forces compressif actuel, la croûte fragile ne se rompt pas par la création de fractures néoformées (qui exigeraient un seuil de cisaillement critique élevé selon Coulomb), mais procède préférentiellement par la **réactivation glissante sélective de ces discontinuités anciennes héritées**. La loi de rejeu des failles préexistantes indique que le glissement s'effectue dès que la contrainte de cisaillement (τ) résolue sur le plan franchit le seuil de friction de la roche, indépendamment de l'obliquité du plan face au serrage global. La strie de glissement sismique et l'axe cinématique P qui en dérive se retrouvent ainsi asservis

géométriquement à l'orientation rigide de la faille ancienne. C'est ce verrouillage géométrique qui engendre les fortes déviations des axes P observées sur les accidents inverses-obliques du flanc oriental du Murdjadjo.

De plus, les **hétérogénéités lithologiques et les contrastes de compétence** des blocs rocheux exacerbent ce phénomène de partition de la déformation. À l'Est, le bloc calcaro-dolomitique jurassique rigide et massif du Djebel Khar (Montagne des Lions) oppose une forte résistance au raccourcissement vertical, favorisant la rupture par cisaillement horizontal et le coulissement transcurrent le long des accidents décrochants dextres N070°E. À l'inverse, à l'Ouest, la présence de la puissante matrice argilo-marneuse plastique du Tortonien inférieur sous la Cité Merdjajou offre un milieu ductile qui amortit le cisaillement latéral et favorise le soulèvement contractile, forçant la contrainte minimale σ3 à s'échapper vers la verticale pour dissiper l'énergie de déformation. La Faille profonde de la Sebkha d'Oran fait office de rampe crustale majeure et de pivot mécanique entre ces différents blocs, canalisant les déformations profondes et validant la nécessité d'une approche multi-échelle intégrée pour la réévaluation du risque sismique de l'agglomération d'Oran.

Synthèse de la confrontation multi-échelle entre la déformation géologique et la sismicité active

Paramètre d'Évaluation	Données Microtectoniques (Surface / Lente)	Données Sismologiques (Profondeur / Instantanée)	Interprétation Dynamique & Causes des Écarts
Orientation σ1 Majeure	Sub-horizontale stable orientée WNW-ESE à NW-SE (Azimut statistique N110°-120°E).	Sub-horizontale homogène orientée à N115°E (Calculée par FMSI sur Mw >= 4.0).	Cohérence absolue. Confirme l'uniformité du flux compressive lié à la convergence Afrique-Eurasie (2-6 mm/an).
Style de Faille Dominant	Inversion en failles inverses de N050°E, décroches N070°E et microfailles fraîches N25°E.	Mécanismes inverses purs à faible pendage (Gdyel 2008) et décrochants conjugués axiaux.	Parfaite continuité cinématique. La sismicité quaternaire à subactuelle est le moteur direct de la morphogenèse des horsts côtiers.
Comportement du Tenseur	Variabilité locale du rapport R (0.25 à 0.40) induisant des styles sectoriels distincts.	Rapport R profond faible à modéré, confirmant la proximité des magnitudes de σ2 et σ3.	Provoque des phénomènes de commutation mécanique (permutation d'axes σ2/σ3) le long du littoral oranais.
Déviations des Axes P	Mesurée directement sur les miroirs de failles via la linéation mécanique de la strie.	L'axe P sismologique dévie localement de plus de 30° par rapport au vecteur de contrainte σ1.	Effet de l'**héritage structural préexistant** (Wallace-Bott). Le glissement sismique est verrouillé sur les failles miocènes normales de Fenet.
Contrôle Rhéologique	Gauchissement ductile-fragile des marnes à l'Ouest ; cisaillement fragile des calcaires à l'Est.	Foyers inverses s'enracinant à 8-15 km (Sebkha) ; décrochements confinés à 4-9 km (Djebel Khar).	Partition mécanique de la déformation contrôlée par le contraste de compétence lithologique des blocs de la marge active.

IV.2. Rôle des structures majeures des chaînes côtières oranaises

L'intégration multi-échelle des données de terrain et des paramètres sismologiques profonds permet de modéliser de façon systémique le rôle des structures tectoniques majeures dans la dynamique actuelle de la marge. L'analyse cinématique globale de l'Oranais septentrional révèle que la déformation n'est pas distribuée de manière diffuse, mais qu'elle est rigoureusement canalisée par un réseau d'accidents hérités segmentant la croûte. Conformément aux zonations structurales et infographiques définies par Nadji (2010), cette section discute de la place des grandes failles inverses et des systèmes décrochants dans la déformation active, caractérise les relations couplées entre les domaines onshore et offshore, et évalue les implications géodynamiques de ce segment face à la convergence Nubie-Eurasie.

1. Place des grandes failles inverses et des systèmes de décrochement dans la déformation actuelle de la marge

Le dispositif tectonique actif des chaînes côtières oranaises est régi par une synergie mécanique parfaite entre deux familles d'accidents majeures qui coopèrent pour dissiper l'énergie de déformation sous un champ de contraintes compressif unique (σ1 horizontal sub-synchrone orienté NW-SE, near N115°E) :
• Les grandes failles inverses longitudinales (Famille N050°E à N060°E) : Représentées à l'Ouest par la Faille bordière du Murdjadjo et l'accident de la Cité Merdjajou, et au Sud par la Faille profonde de la Sebkha d'Oran, ces structures contrôlent la composante purement contractile verticale de la marge. Fonctionnant comme des rampes inverses profondes à vergence Nord (pendages de 45° à 60°SE), ces failles guident le soulèvement accéléré des horsts calcaires et le basculement asymétrique des dalles récifaux. Elles absorbent la majeure partie du raccourcissement orthogonal crustal.

• Les grands couloirs décrochants transcurrents (Famille N070°E à N080°E) : Exprimés avec acuité au sein du massif rigide du Djebel Khar (Montagne des Lions) et se prolongeant vers Gdyel, ces accidents sub-verticaux fonctionnent sous un mode décrochant dextre pur. Leur rôle sismotectonique est capital : ils guident l'extrusion mécanique latérale des blocs compétents vers l'Est-Nord-Est et accommodent les rotations horaires de la croûte supérieure fragile. Cette coopération mécanique (failles inverses et décrochantes synchrones) matérialise graphiquement le modèle de partition de la déformation régionale, indispensable pour surmonter l'anisotropie crustale héritée.

2. Relations cinématiques et couplage mécanique entre déformation Onshore et déformation Offshore

L'originalité sismotectonique du segment oranais repose sur l'existence d'un couplage mécanique direct entre l'architecture continentale onshore (chaînes côtières, graben de la Sebkha d'Oran) et la dynamique sismogène marine offshore (marge continentale algérienne). L'analyse bathymétrique des hypocentres sismologiques, validée par les profils de Buforn (2004) et les cartes de Nadji (2010), démontre que les structures fragiles

observées à l'affleurement ne s'amortissent pas en surface mais se connectent en profondeur à un vaste système de détachement basal incliné plongeant vers le Sud-Est.

Ce couplage s'articule selon un dispositif de **transfert de déformation en chaîne** : Le raccourcissement horizontal actif prend naissance en haute mer, le long des failles inverses majeures de la marge continentale offshore. Cette compression se propage vers le Sud, traversant le domaine littoral pour être absorbée en surface par le rejeu inverse-décrochant de la structure sub-marine de Gdyel (siège du séisme de Mw 5.5 en 2008) et par le soulèvement du Djebel Khar et du Murdjadjo. L'amortissement final de ce flux contractile s'effectue de manière onshore au niveau de la grande Faille de la Sebkha d'Oran, qui agit comme le pivot sismotectonique majeur de la région, reliant la rampe crustale profonde aux dépressions endoréiques continentales. La sismicité historique (séisme d'Oran de 1790) et instrumentale contemporaine jalonne de ce fait une unique zone de cisaillement transpressives crustale connectant terre et mer.

3. Implications pour l'évolution géodynamique récente du segment oranais de la frontière Nubie-Eurasie

À l'échelle macroscopique de la Méditerranée occidentale, les résultats intégrés de notre mémoire apportent des contraintes majeures pour modéliser l'évolution géodynamique récente de la frontière de plaque diffuse Nubie-Eurasie. L'analyse conjointe de la microtectonique et des mécanismes focaux confirme que le segment oranais (Tell occidental) exprime un comportement cinématique singulier par rapport aux segments telliens centraux et orientaux (blocs de Chlef ou de Boumerdès).

Alors que le Tell oriental dissipe la convergence via une collision frontale orthogonale pure (engendrant des chevauchements purs de forte magnitude à vergence Nord), le segment oranais est caractérisé par une **oblicité prononcée du vecteur de convergence par rapport à l'orientation générale de la marge active**. Face à ce serrage oblique, la frontière diffuse s'organise sous la forme d'une zone de transpression crustale d'orientation N050-070°E. L'évolution géodynamique quaternaire à actuelle est ainsi marquée par une accentuation du partitionnement mécanique et par des rotations horaires de blocs individualisés au-dessus d'un niveau de décollement ductil profond (marnes miocènes et évaporites triasiques), confirmant que la marge ouest-algérienne subit une transition cinématique active cruciale vers un régime transcurrent majeur qu'il convient de cartographier pour parfaire la prévention du risque sismique de l'agglomération d'Oran.

Synthèse systémique du rôle des structures et de la dynamique géodynamique du segment oranais

Structure / Domaine	Style Mécanique Actuel	Rôle Cinématique Majeur	Implications Géodynamiques (Frontière Nubie-Eurasie)
Failles Inverses N050°-060°E (Murdjadjo, Sebkha, Gdyel)	Régime compressif pur en rampe profonde (pendage 45°-60°SE).	Absorbent le raccourcissement horizontal orthogonal ; guident le soulèvement vertical accéléré des massifs.	Matérialisent la composante contractile frontale de la collision active face au butoir marin.
Couloirs Décrochants N070°-080°E (Massif du Djebel Khar)	Régime décrochant transcurrent dextre pur (miroirs verticaux).	Canalisent l'extrusion mécanique latérale des blocs compétents vers l'ENE ; accommodent les rotations crustales.	Expriment l'impact de l'oblicité du vecteur de convergence face aux anisotropies structurales héritées.
Couplage Onshore / Offshore (Terre - Mer Méditerranée)	Système de déformation interconnecté en chaîne tridimensionnelle.	Transfère le flux de déformation depuis les failles marines offshore vers les rampes continentales onshore (Sebkha).	Démontre l'existence d'une unique zone de cisaillement transpressive crustale affectant tout le Tell occidental.
Segment Littoral Oranais (Frontière Nubie-Eurasie)	Zone de transpression crustale active à fort partitionnement mécanique.	Accommode une convergence diffuse oblique (2-6 mm/an) par permutation dynamique d'axes (σ2/σ3).	Confirme la transition géodynamique majeure de la marge ouest-algérienne vers un régime de transcurrence active.

IV.3. Conséquences pour l'aléa sismique local

La synthèse intégrée des données structurales de terrain et des analyses sismologiques instrumentales débouche directement sur une réévaluation qualitative critique de l'aléa sismique local le long de la Frange littorale oranaise. En cartographiant l'asymétrie de la déformation et en caractérisant les mécanismes de réactivation des accidents hérités, ce travail permet d'identifier précisément les segments crustaux accumulant le plus haut potentiel sismogène. Cette approche qualitative fournit des indicateurs spatiaux majeurs pour redéfinir les zones sources de la région d'Oran, discuter de la récurrence des crises sismiques à l'échelle locale et formuler les perspectives de surveillance géodésique et paléosismologique nécessaires pour affiner la prévention du risque sismique urbain.

1. Identification des structures sismogènes potentiellement les plus actives des chaînes côtières

L'analyse conjointe de la morpho-structure, de la microtectonique fragile et de la sismicité instrumentale (CRAAG/USGS) permet de hiérarchiser et de localiser les structures les plus actives de la zone d'étude, qui concentrent les ruptures récentes et contrôlent la dynamique du relief :

• Le système inverse offshore de la Frange Maritime (Segment de Gdyel / Kristel) : Confirmée de façon éclatante par la crise sismique du 6 juin 2008 (Mw 5.5), cette discontinuité sub-marine d'orientation globale N055°E constitue la zone sismotectonique la plus active à l'actuel. Elle absorbe directement le raccourcissement orthogonal crustal de surface face à la côte oranaise. Ce couloir est le siège d'un effondrement de falaises maritimes escarpées et d'une récurrence de micro-séismes jalonnant la lisière côtière.

• La Faille profonde de la Sebkha d'Oran (Axe structural onshore méridional) : Cet accident crustal enraciné de direction N-S à NNE-SSW, présentant un pendage de 50° à 60° vers le Nord-Est, délimite l'Unité Sismotectonique-1 (zone sismotectonique du Nord de la Sebkha). La concentration rectiligne de la sismicité de fond (Ml 2.0 à 3.5) et les flexurations des terrasses quaternaires démontrent que cette structure majeure agit comme le pivot sismotectonique régional. Elle assure le transfert des contraintes contractiles profondes vers l'onshore, accumulant une forte charge élastique capable de générer des événements majeurs.

• Les microfailles inverses fraîches quaternaires N020-035°E (Cité Merdjajou et falaises côtières) : Repérées directement à l'affleurement par leur faciès morphologique net sans recristallisation épaisse, ces structures néotectoniques néoformées absorbent le raccourcissement horizontal actif. Elles représentent les cassures les plus superficielles et instantanées de la transpression côtière.

• Les couloirs décrochants dextres N070°E du Horst du Djebel Khar (Montagne des Lions) : Ces cisaillements sub-verticaux guident l'extrusion mécanique latérale et le basculement asymétrique des horsts calcaires rigides. Les crises mineures récurrentes démontrent qu'ils sont le siège de permutations d'axes dynamiques fréquentes.

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>=3 jusqu'aux événements notables (M<=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 séismiques 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 épicentres séismiques (lié aux enregistrements des stations séismiques). 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 calcule de l'aléa sismique par l’approche probabiliste a donné des résultats qui se corrèlent parfaitement avec la géodynamique d’une marge littorale passive qui se caractérise par une l'activité séismique 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 sismogènes) 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'analyses 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 MapInfoV7 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).

2. Discussion qualitative de l'aléa sismique à l'échelle locale en lien avec les résultats structuraux

L'évaluation qualitative de l'aléa sismique à l'échelle de l'agglomération d'Oran, guidée par les lois de fréquence du catalogue sismologique épuré, met en évidence la nécessité de rompre avec les modèles d'aléa sismique homogènes ou purement diffus. Les résultats de notre mémoire prouvent que le danger sismique local est intimement dicté par le phénomène de partition de la déformation et par l'étroit contrôle structural exercé par l'anisotropie crustale héritée.

L'oblicité de la convergence Afrique-Eurasie (2 à 6 mm/an) induit un couplage transpressif où la sismicité historique majeure (le séisme destructeur du 10 octobre 1790 d'intensité VIII-X MSK) et instrumentale moderne (séismes de 1959 et 2008) ne répond pas à une dislocation uniforme. Les structures orientées parallèlement au flux compressif global (Sebkha, Gdyel) accumulent les efforts contractiles et libèrent périodiquement des ruptures inverses pures à fort rejet vertical, responsables des secousses les plus violentes et destructrices pour le bâti urbain. Inversement, les massifs carbonatés rigides (Djebel Khar) segmentent ce mouvement horizontal global par des rejeux décrochants de plus faible énergie mais à forte récurrence. Cette hétérogénéité des styles sismiques profonds implique que les spectres de réponse géotechniques et les accélérations maximales attendues (PGA) varient de façon radicale à l'échelle kilométrique au sein de l'agglomération urbaine d'Oran, selon la proximité directe avec la rampe de la Sebkha ou les couloirs directionnels côtiers.

3. Perspectives de recherche futures et intérêt d'un suivi complémentaire multidisciplinaire

Pour lever les incertitudes mathématiques résiduelles et affiner la modélisation probabiliste et déterministe de l'aléa, cette étude ouvre des perspectives de recherche futures majeures à travers la mise en œuvre d'un suivi complémentaire multidisciplinaire articulé autour de trois axes :

1. L'implémentation de levés géodésiques spatiaux (Réseau GPS permanent R-GEO) : Amorcé initialement entre 2001 et 2004 par l'installation d'une trentaine de balises fixes sur le littoral oranais (projet national

ANDRU), le canevas géodésique local doit être modernisé par des stations GPS permanentes à haute résolution. La mesure continue des vecteurs de déplacement horizontal (notamment entre Bousfer et Kristel) permettra de quantifier en temps réel le taux de raccourcissement horizontal (évalué géodésiquement entre 0.5 et 2 mm/an), de mesurer les basculements différentiels inter-blocs asismiques et de cartographier directement l'accumulation des contraintes élastiques sur les failles verrouillées.

2. La cartographie détaillée et la numérisation des ruptures fraîches de surface : L'utilisation des tablettes numériques de terrain couplées aux applications SIG sismotectoniques (FieldMove / QField) associées aux modèles numériques de terrain à haute résolution (MNT issus de drones) permettra de tracer de façon exhaustive le réseau de la fracturation de sub-surface. Cette numérisation est capitale pour lever l'ambiguïté des plans nodaux des petits séismes et pour cartographier précisément les risques géotechniques (éboulements de falaises à Canastel) induits par les vibrations sismiques.

3. Le lancement d'études paléosismologiques par tranchées : L'ouverture de tranchées paléosismologiques transversales à travers le profil des terrasses alluviales étagées bordant le graben de la Grande Sebkha d'Oran constitue la seule méthode géologique directe pour documenter la sismicité historique et préhistorique de la marge. En datant par le carbone-14 ou la luminescence (OSL) les sédiments coupés et décalés par la rampe de la Sebkha, les chercheurs pourront évaluer le rejet co-sismique moyen par événement, calculer la vitesse de glissement à long terme de la faille, et déterminer le temps de récurrence exact des séismes majeurs de magnitude supérieure à 6.0 (similaires à la catastrophe de 1790), offrant ainsi l'unique base empirique indiscutable pour parfaire le plan de prévention du risque sismique de la région oranaise.

CONCLUSION

IV.4. Conclusion générale

Ce mémoire de Master en risques géologiques nous a permis de mener une analyse quantitative à multi-échelle sur la dynamique sismotectonique affectant la frange littorale oranaise.

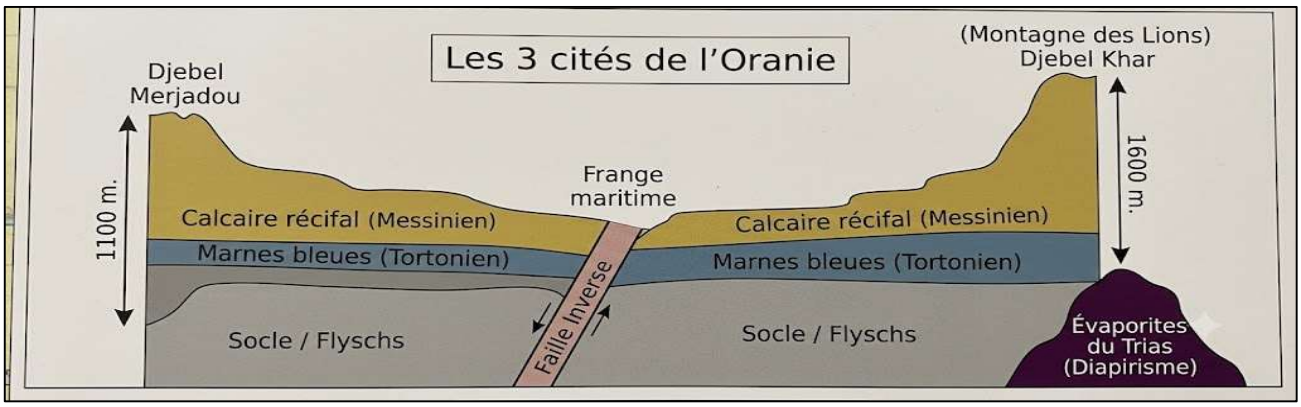
En combinant plusieurs notions structurales et séismologiques, en relation avec foyers séismiques. Nos investigations structurales traitant les populations de failles des sites envisager : Djbel-Merdjajou, Frange-Maritime, Djebel-Khar) ainsi que le catalogue de séismes affectants la région.

L'étude entreprise est simplifiée par l'introduction aprioris par les contextes géologiques et structurales régional puis focaliser sur l'oranie tel que la Calère d'Oran , frange-maritime Oran-est et Montagne des lions

La méthodologie investis est basée notamment sur l'analyse microtectonique des sites pour pouvoir déterminer l'état de contraints affectant la marge littorale. les résultat obtenus par le billet des logiciel Stereonet le résultat nous ont permis de constater l'existence d'une distinction au niveau de l'emplacement des axes contraintes tectonique entre maximale (σ1) moyen (σ2) et minimale (σ3).

la projection stéréographique des polaires de fractures des sites traités sur Canevas de Wulf montre plusieurs types de distributions elliptiques qui confirme l'impacts du mécanisme de cisaillements sur le terrain. Une seconde application structurale, basée sur le mécanisme focal a était traitée pour préciser le système triaxial de la déformation de chaque site étudier.

les résultats acquises reflètent vraissemblement la déformation structurale adaptée dans l'oranais ; une compression catégorique au niveau de la montagne des lions, à ouest (Calère d'Oran) la distension qui domine et un cisaillement prononcé au centre 'frange maritime)



les résultats obtenus réconfortent les modelés de structures géologiques cités par les anciens géologues tell que Fenet (1975) Guardia (1985) et Nadji (2010)

Les déviations angulaires locales observées au niveau des axes cinématiques sismologiques (axes P) obéissent de manière stricte au modèle de réactivation de Wallace-Bott : le glissement sismique profond procède préférentiellement par le rejeu des structures normales héritées du rift miocène de Fenet (1975).

A ce stade d'information on présume que la déformation tectonique, au niveau de l'Oranies suit fidèlement le modèle de Riedel ; spécifique en zone de cisaillement .

TABLEAU DES FIGURES

Figure 1 : Carte structurale globale du domaine tellien externe de l'Oranais septentrional.

Figure 2 : Colonne lithostratigraphique synthétique des formations géologiques des chaînes côtières.

Figure 3 : Schéma cinématique tridimensionnel de l'inversion structurale et de la partition de la déformation.

Figure 4 : Configuration des stations du réseau sismologique national de surveillance géré par le CRAAG.

Figure 5 : Modèle cinématique GPS horizontal et vecteurs de convergence relative en Méditerranée occidentale.

Figure 6 : Carte de distribution géographique des épicentres de la sismicité historique dans l'Oranais.

Figure 7 : Carte de sismicité instrumentale et distribution des séismes récents le long des couloirs côtiers.

Figure 8 : Carte sismotectonique des principaux mécanismes focaux calculés pour le Nord-Ouest algérien.

Figure 9 : Carte de localisation géographique et délimitation morpho-structurale de la zone d'étude côtière.

Figure 10 : Carte géologique et structurale détaillée du bassin de la Grande Sebkha d'Oran et des reliefs flanquants.

Figure 11 : Marqueurs microstructuraux et critères géologiques de friction cinématique sur un miroir de faille selon Petit (1987).

Figure 12 : Diagramme stéréographique de projection des pôles de fractures pour la Station 1 (Montagne des Lions).

Figure 13 : Diagramme en rosace des fréquences directionnelles des fractures pour le secteur du Djebel Khar.

Figure 14 : Solution focal sismologique (diagramme en ballon de plage) modélisée pour le secteur du Djebel Khar.

Figure 15 : Diagramme stéréographique de projection des pôles de fractures pour la Station 2 (Frange Maritime).

Figure 16 : Diagramme en rosace des familles de structures cassantes pour le secteur des falaises des Genets.

Figure 17 : Solution focal sismologique (diagramme en ballon de plage) calculée pour la Frange Maritime.

Figure 18 : Diagramme stéréographique de projection des pôles de fractures pour la Station 3 (Calère d'Oran Ouest).

Figure 19 : Diagramme en rosace des directions privilégiées de fracturation pour le domaine d'Oran Ouest.

Figure 20 : Solution focal sismologique (diagramme en ballon de plage) modélisée pour la Calère d'Oran Ouest.

Figure 21 : Coupe géologique structurale synthétique mettant en évidence les écailles tectoniques du Djebel Murdjadjo.

Figure 22 : Coupe lithostratigraphique détaillée du versant Sud du horst calcaire du Djebel Murdjadjo.

Figure 23 : Profil géologique transversal à travers le flanc Sud-Est du Massif du Murdjadjo.

Figure 24 : Panorama structural, prismation et fracturation fragile des falaises calcarénitiques de la Frange Maritime.

Figure 25 : Photographie de terrain exposant le miroir poli de la faille décrochante dextre majeure de Kristel.

Figure 26 : Projections stéréographiques types de Schmidt illustrant les distributions en amas (famille pure) et en ceinture (pli cylindrique).

Figure 27 : Rosace de fréquence directionnelle et isodensités de pôles de la famille inverse-oblique dominante N050°E.

Figure 28 : Photographies de terrain identifiant les plans de failles normales et inverses affectant les corniches de calcarénites.

Figure 29 : Fondement mécanique de la méthode des dièdres droits d'Angelier et Mechler et aires de superposition.

Figure 30 : Représentation physique des trois types de failles andersoniennes associées à leurs motifs de beach-balls théoriques.

Figure 31 : Représentation graphique de la fonction de coût sismologique et minimisation de la déviation angulaire alpha.

Figure 32 : Géométrie tridimensionnelle théorique de la sphère focale, des plans nodaux et position des axes P, T, N.

Figure 33 : Répartition spatiale des sismomètres Large Bande opérants et projetés autour du bassin de la Méditerranée occidentale.

Figure 34 : Carte sismotectonique mise à jour de la sismicité globale et des magnitudes de l'Algérie du Nord (CRAAG).

Figure 35 : Carte sismotectonique régionale illustrant la distribution géographique des solutions focales de l'Oranais occidental.

Figure 36 : Cartographie spatiale de la distribution des répliques de la crise de Gdyel de 2008 superposée à la scène Spot-5.

Figure 37 : Carte de contouring des intensités macrosismiques maximales ressenties dans l'Oranais (Période 1790-2004).

Figure 38 : Profil structural vertical Nord-Sud illustrant la distribution des foyers sismiques en profondeur (Buforn et al., 2004).

Figure 39 : Carte bathymétrique d'isodensités des profondeurs hypocentrales (Z) calculée pour la Frange littorale d'Oran.

TABLEAU DES TABLEAUX

Tableau 1 : Synthèse chronostratigraphique et lithologique des grandes formations des chaînes côtières oranaises.

Tableau 2 : Chronologie des crises sismiques historiques et instrumentales majeures enregistrées dans l'Oranais septentrional.

Tableau 3 : Fiche de relevé microtectonique type et codification des attributs géométriques mesurés à l'affleurement.

Tableau 4 : Inventaire chiffré des stations de mesure microtectoniques et répartition spatiale de l'échantillonnage de terrain.

Tableau 5 : Caractéristiques et complémentarité sismotectonique des catalogues sismologiques nationaux et internationaux exploités.

Tableau 6 : Synthèse des critères de filtrage de qualité sismologique, seuils de tolérance et conditions d'acceptation du catalogue.

Tableau 7 : Compilation synthétique des paramètres géophysiques des mécanismes focaux représentatifs du Nord de l'Algérie.

Tableau 8 : Analyse comparative des méthodologies et formulations mathématiques classiques d'inversion sismologique.

Tableau 9 : Synthèse comparative des directions des axes propres et du régime tectonique déduit par secteur structural.

Tableau 10 : Synthèse systémique du rôle cinématique des structures majeures onshore et offshore face à la frontière Nubie-Eurasie.

Chapitre & Section	Passage du mémoire	N° Fig.	Légende d'origine	Source déduite / statut	Page
Intro	Cadre tectonique	Fig. 1	carte structurale Maghrébides domaine tellien Oranais	**Manquante**. Déduite : Fenet (1975) ou Nadji (2010).	17
Chap I, 1.2	Litho stratigraphie	Fig. 2	Colonne lithostratigraphique synthétique des formations des chaînes côtières oranaises	**Manquante**. Déduite : Guardia (1975) ou données de l'auteur.	20
Chap I, 1.3	Mécanique de déformation	Fig. 3	Schéma cinématique de l'inversion structurale et de la partition de la déformation...	**Manquante**. Probablement modélisée par l'auteur sur la base de Nadji (2010).	23
Chap I, 1.2.1	Convergence globale	Fig. 5	Modèle cinématique GPS et vecteurs de convergence en Méditerranée occidentale	**Manquante**. Le texte cite des "modèles cinématiques" mais aucune référence précise (ex: Nocquet, Serpelloni) n'est associée à l'image.	25
Chap I, 1.3.2	Cartographie	Fig. 10	Carte géologique et structurale du bassin de la Grande Sebkha d'Oran...	**Manquante**. Cartographie issue de Dalloni ou reprise par Nadji (2010).	32
Chap II, 2.1	Secteur Ouest	Fig. 22 & 23	Coupe Litho stratigraphique... / Coupe Géologique du versant Sud-Est...	**Manquante**. La Fig. 21 cite B. Fenet (1975), les figures 22 et 23 en sont probablement issues également, mais ce n'est pas spécifié.	54
Chap II, 2.2	Frange Maritime	Fig. 24	Panorama structural et fracturation des falaises calcarénitiques de la Frange Maritime	**Incohérence majeure** (voir section suivante).	55
Chap III, 3.1	Cartographie sismique	Fig. 35	la distribution géographique des mécanismes focaux (Beach-ball) de l'Oranais	**Manquante**. Possiblement issue de Buforn et al. (2004) ou Bezzeghoud, vu la charte graphique.	96
Chap III, 3.1	Sismicité historique	Fig. 37	Carte de distribution des intensités séismiques sur le littoral oranais...	**Manquante**. Semble provenir des archives du CRAAG ou d'une thèse antérieure (Nadji).	99
Chap III, 3.3	Profondeur sismique	Fig. 39	carte de profondeur sismique du littoral oranais	**Manquante**. Aucune source, carte d'isobathes non sourcée.	109

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

http://www.sigu7.jussieu.fr/Led/cies/definitions/teledetection.html

USGS: United-States Geological Survey

http://www.usgs.gov/

Etude sismotectonique du littoral oranais- contribution à l'aléa sismique 275 National Earthquakes 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/