

Chapitre 3

TECTONIQUE & NEOTECTONIQUE

3.1. Cadre tectonique

L'analyse tectonique essaye d'étudier, à un niveau régional, les contours des différentes plaques, sous plaques ou failles, et permet en conséquence de connaître leur genèse et leur évolution actuelle. A l'échelle locale par contre, l'investigation tectonique s'intéresse fondamentalement à la recherche, au droit du site et de ses environs immédiats, des éléments structuraux majeurs. Ces deux approches permettent, d'une part, d'aboutir à des modèles géologiques décrivant les grandes unités structurales du site prospecté, d'autre part, elles fournissent les hypothèses de base pour répondre aux questions relatives à la localisation des séismes potentiels et à leur intensité maximale.

3.1.1. Les phases tectoniques de l'Oranie

La structure, à laquelle appartient l'Oranie, a été agencée durant le Mésozoïque grâce à trois phases tectoniques importantes :

3.1.1.1- Phase Infra-Crétacée :

Elle correspond à une compression connue dans tout le domaine tellien par ses plis orientés NE-SW à EW. Cette phase a été restreinte par Fenet (1975) à certains secteurs du Barrémien supérieur et de l'Aptien.

3.1.1.2-Première phase alpine :

Cette phase à composante tangentielle serait responsable d'une partie des phénomènes attribués à la tectonique miocène. Elle intervient après le dépôt des formations marneuses au Sénonien et au Paléocène (Fenet, 1975).

3.1.1.3-Deuxième phase alpine :

Cette phase compressive est responsable d'une tectonique profonde et dynamique génératrice d'un nouvel épimétamorphisme.

Pendant tout le Néogène, le bassin du Chéelif est soumis à une tectonique importante rattachée par Perodon (1957) et Fenet (1975) à des mouvements épirogéniques qui structurent en horsts et grabens les massifs littoraux. Pour Thomas (1974; 1976 ; 1977; 1985), on assiste à une tectonique polyphasée:

3.1.1.4-Transtension pendant le premier cycle sédimentaire post-nappe (Serravalien – Tortonien) :

Cette phase, bien marquée dans les massifs littoraux, est responsable de la mise en place d'une structure en horsts et grabens. Fenet (1975) distingue trois directions principales d'accidents normaux bien exprimés sur des miroirs orientés N20°E, N60°E et N80°E.

3.1.1.5-Transpression au cours du deuxième cycle post-nappe (Tortonien supérieur-Messénien) :

D'après Thomas (1985), le bassin subit au cours de ce cycle une tectonique syn-sédimentaire compressive. Les failles inverses N50°E et les failles E-W, à jeu décrochant dextre, sont associées aux plis orientés NE-SW.

3.1.1.6-Transtension au cours du Pliocène et du Plio-Pléistocène inférieur :

D'après Thomas (1985), cette compression qui donne naissance à des plis kilométriques recoupant les fossés d'âge Mio-Pliocène et faisant rejouer les flexures et les failles décakilométriques plus ou moins complexes d'orientation moyenne N50°E, permet la structuration des massifs littoraux.

31.1.7-Transpression au cours du Pléistocène moyen à l'actuel :

Les mouvements de cette phase diminuent d'intensité avec stabilisation de la direction de contrainte de la phase précédente avec un jeu de décrochement dextre. Cette tectonique transpressive continue à l'heure actuelle.

Il résulte de l'ensemble de ces événements tectoniques un alignement général des reliefs (axes des plis et des chevauchements) dans la direction N60°. Ces derniers sont recoupés par des accidents de direction N20° et N80° (Thomas, 1985)

3.1.2. Les marqueurs de la déformation

3.1.2.1. Les déformations à terre

Sur le plan structural, le secteur étudié fait partie d'une zone fortement touchée par la déformation. Parmi les accidents les plus étudiés, on peut citer :

3.1.2.1.1. Les principaux accidents

3.1.2.1.1.1. Accident de Kristel

Au Sud-Ouest du village de Kristel (X= 213.000, Y=285.000), nous avons un accident qui est considéré comme le trait structural majeur de la région. En effet, le décrochement (fig.88) affecte et les grès du Pliocène et les dépôts calcaires du Miocène. L'analyse des tectoglyphes (stries de friction et sigmoïdes) traduit un coulissage dextre. La direction de déformation est en compression et s'oriente approximativement NNW-SSE (azimut de $\sigma_1 = 163^\circ \pm 10^\circ$). Cette direction s'observe également dans les calcaires du Miocène grâce à l'orientation des pics stylolithiques. Il y a lieu de rappeler que les phases compressives intra-pliocène et plio-pléistocène inférieure se caractérisent par une diversité des directions de raccourcissement (z). Le Pliocène inférieur se particularise par la valeur 148°E, les formations du Plio-Pléistocène inférieur ont pour valeurs N169°E et N163°E. Cette variation pourrait être liée à une légère rotation de la direction de σ_1 entre les deux phases (Thomas, 1985)

Enfin, l'extension de cet accident sur plusieurs kilomètres en fait un accident actif capable de menacer toute la région d'Oran en cas de séisme. Il constitue par ces caractéristiques structurales un paramètre inéluctable pour toute étude d'aléa sismique.

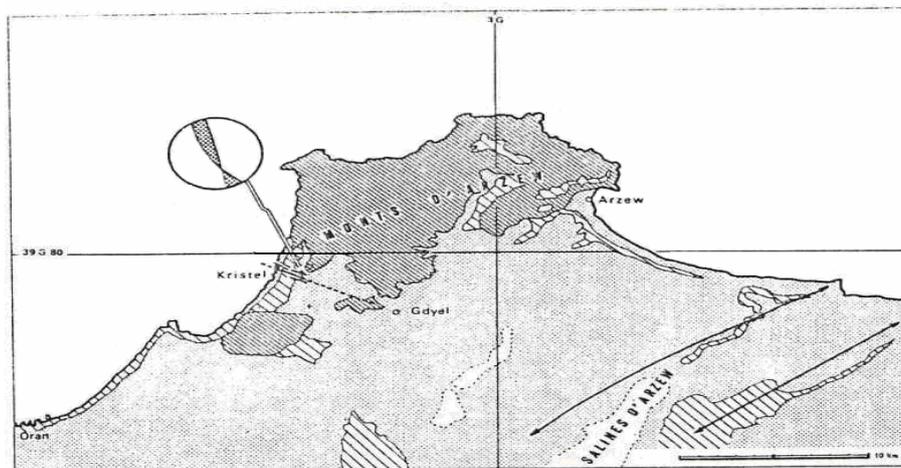


Fig. 88 : Localisation de l'accident décrochant dextre de Kristel (Thomas, 1985)

3.1.2.1.1.2. Accident Ain Franin-Arbal

Entre Ain Franin et Arbal, une faille transversale existe probablement. Son rejeu horizontal, mis en évidence par le décalage des deux anticlinaux affectant le Pliocène inférieur affleurant en bordure Est de la Sebkha, atteint 5 Km (fig.89). Constituant la bordure Est du fossé d'Oran, ce décrochement senestre d'orientation N10°- 20° E, joue depuis le Miocène supérieur le rôle d'une frontière paléogéographique (Thomas, 1985).

3.1.2.1.1.3. Accident de Ras El Ain - Château Neuf :

Le linéament, passant par la rue des jardins et débouchant vers l'ancienne usine à gaz, est un contact sédimentaire devenu tectonique. Il apparaît clairement intra-miocène dans son tracé Sud. Il coïncide avec le ravin de Rouina.

3.1.2.1.1.4. Accident de Murdjadjo :

Le massif du Murdjadjo a été décrit par plusieurs auteurs (Fenet, 1975 ; Thomas, 1985; Maghraoui, 1988) comme un pli alpin (anticlinal) dont la « voussure » constitue le dos. Sur son flanc Nord, nous avons un accident de type normal expliquant les dépressions de l'Oued Sidi Hammadi et de Mers El Kébir. Son flanc Est est limité par un accident d'orientation N50°- 55°SE dont l'histoire remonterait au moins au Miocène : il met en contact le Miocène supérieur et le massif à schistosité d'âge Jurassique (fig. 90).

Au niveau de la falaise dominant l'ancien port d'Oran, la faille présente un mouvement en décrochement dextre et son miroir est oblitéré par un mélange cimenté de brèche de faille et d'éboulis fins de 1 à 2 mètres d'épaisseurs encroûté en surface. Au niveau de la rue Jean Bart, la dénivelée visible de l'escarpement de faille, entre la rupture de pente et le fossé de la Calère, est d'environ 70 mètres.

Plus au Sud, là où le décrochement dextre entrecroise l'accident E-W affectant les schistes jurassiques, la direction de la faille passe de N20° à N50°. Le miroir de faille présente plusieurs générations de brèches à éléments de quartzites et de schistes emballés dans une matrice sablo-silteuse jaunâtre (Miocène gréseux). Ces générations forment en fait plusieurs miroirs parallèles légèrement décalés entre eux, déterminant ainsi des couloirs brêchiques pouvant témoigner de rejeux successifs de l'accident. La faille disparaît ensuite sous le cône d'éboulis (falaise rouge) dominant le site de la Calère (SOCOTEC, 1986).

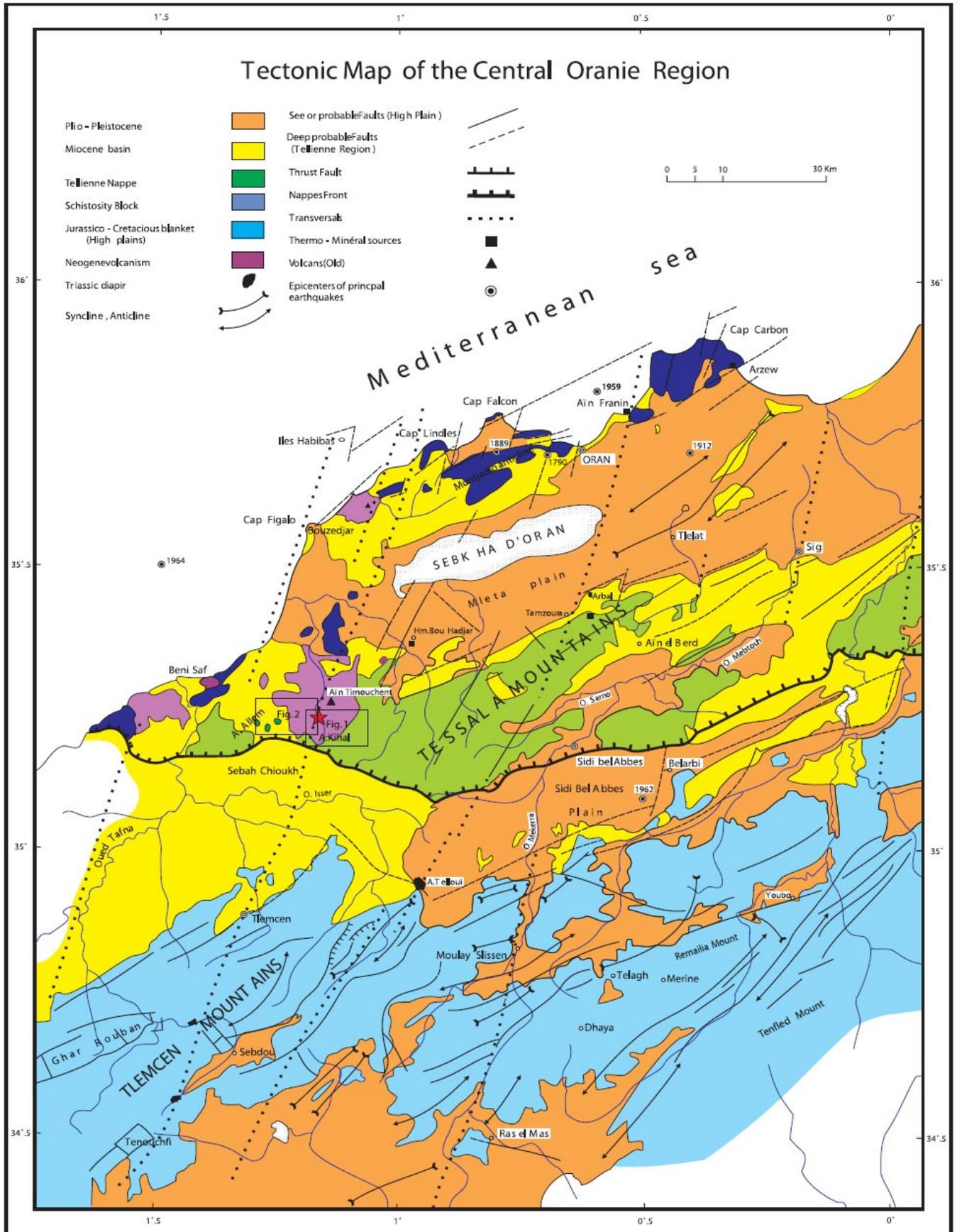


Fig. 89: Carte géologique de l'Oranie centrale . La légende donne des informations sur l'âge des formations et des structures (In Yelles-Chaouche *et al* , 2004).

D'après la carte géologique de détail, établie par SOCOTEC (1986) le long de cette faille, on note que l'accident réapparaît, dans le talus de la route des planteurs, en faisant décrocher suivant la direction N50 un paquet de schistes du Lias supérieur et de calcaires dolomitiques du Dogger; la brèche associée caractérise probablement un accident décrochant majeur entre le Jurassique et le Miocène. Au niveau du virage de la route de la Casbah, l'accident met en contact les dolomies noires du Lias inférieur et le Miocène gréseux. Il s'agit d'une faille normale avec une composante décrochante dextre. La direction est N30° à N40° et les pendages 60 ° vers le Sud-Est. Des stries inclinées de 20° à 30 ° sur la verticale ont été également observées (SOCOTEC, 1986).

Par ailleurs, la nature des dépôts du Pliocène (conglomérats et brèches de pentes) et leur position accolée aux formations miocènes par le biais du plan de la faille permettent d'affirmer que l'accident a un jeu normal. Ce dernier a, donc, eu lieu après le Miocène et pendant les dépôts du Plio-Quaternaire discordants sur le Miocène : à proximité de l'accident, le Pliocène montre des discordances progressives qui laissent penser que ce dépôt s'est accumulé sur un fond subsidant, probablement en liaison avec le fonctionnement normal de l'accident à cette époque (SOCOTEC, 1986).

Il devient évident que les rapports structuraux entre le Miocène et le Pliocène ne peuvent s'expliquer que par un jeu polyphasé de l'accident. C'est-à-dire en débutant son activité vers la fin du Miocène, cet accident installerait un régime distensif durant le Pliocène (le rejeu est en dérochement transpressif dextre). L'activité de cet accident remonterait au Miocène post nappe lui-même car cette série montre de nombreuses failles syn-sédimentaires, d'orientation statistique Nord-Sud à pendage tantôt Est, tantôt Ouest, compatibles avec une **distension générale E-W**, identique à celle qu'on lit à partir de l'accident du Murdjadjo.

L'activité de cet accident qui se prolonge jusqu'à la période quaternaire d'une manière plus discrète, est marquée par le basculement des terrasses continentales du Quaternaire ainsi que par des failles inverses N180° - 60°W, auxquelles s'associent des micro-plissements déversés vers l'Est Sud Est. Aussi, la disposition en discordance du Quaternaire sur le Pliocène montre que l'accident a continué de jouer après les dépôts continentaux (dépôts de piémonts) d'âge quaternaire à subactuel.

3.1.2.1.1.5. La faille de Bousfer (F3)

Au Sud de Bousfer, la structure faillée de direction approximativement Nord-Est aurait, d'après les travaux de Thomas (1985), 11 Km de long. Cependant, elle se prolonge de 6 km environ vers le Sud-Ouest ce qui lui confère une longueur totale de plus de 17 km (fig. 91). Elle aurait un taux de déplacement de moins 1mm/an ce qui est faible comme valeur (Yelles-Chaouche *et al.*, 2004). Mais d'après Bouhadad et Laouami (2002) (In Geomatrix-Me2i-TTi, 2003), elle serait inactive.

3.1.2.1.1.6. La faille de la Sebkhia Nord (faille d'Oran) (F4).

Cette faille correspond à un linéament très prononcé qui s'étend sur environ 15 km suivant une direction NE-SW (fig.91). Elle délimite les monts du Murdjadjo au Nord et la plaine de la grande Sebkhia au Sud (bassin de la M'leta). A l'Ouest, cette faille vire brusquement vers le Nord-Ouest, sur environ 4 km. Elle est interprétée comme une faille inverse à pendage Nord.

Plus au Nord, vers les hauteurs, le déplacement le long de la faille est associé au plissement et soulève le Murdjadjo, qui domine ainsi le bassin de la Mléta. Cette faille est supposée active, car les épaisseurs des séquences sédimentaires d'âge Quaternaire, rencontrées immédiatement au Sud, sont en faveur d'une importante subsidence tectonique du bassin de la Mléta. Son taux de déplacement serait, d'après les travaux de Bouhadad et Laouami (2002), de 0.3 à 1.8 mm/an (In Geomatrix-Me2i-TTi, 2003). Cette faille, qui a une longueur totale de 55 km, est parfois le siège d'une micro-activité sismique, comme en témoigne le dernier petit séisme ($M_l : 3,1$) qui s'est produit le 26/11/2004. Elle pourrait être aussi à l'origine du séisme d'Oran en 1790 (Yelles-Chaouche *et al.*, 2004).

3.1.2.1.1.7. La faille de la Sebkhia Sud (F5).

Cet accident, correspondant à un système de faille d'orientation NE-SW, présente un plan sur lequel des stries ont été observées. Ces dernières sont en faveur d'une cinématique en faille inverse, générant un chevauchement oblique vers le Sud et le Sud-Est. Ce système de failles se prolonge le long des monts du Tessala, sur une longueur d'environ 30 km. D'après Thomas (1985), il se prolonge d'au moins 35 km supplémentaires vers l'Est, le long de la limite méridionale de la plaine de Habra, soit une longueur totale de 65 km environ.

La faille recoupe les surfaces de piémonts représentées par des niveaux alluvionnaires de Pléistocène inférieur à Holocène qui séparent la grande Sebkhia d'Oran (bassin de la Mléta), au Nord, des monts du Tessala au Sud (fig. 91).

«Des profils topographiques de ces escarpements ont été réalisés, afin de localiser l'emplacement précis de la faille sur les terrains alluviaux holocène et pléistocène.

La partie Nord du profil, recouverte en grande partie par des alluvions du Pléistocène, est recoupée par deux escarpements. L'âge de ces dépôts alluvionnaires n'est pas connu avec précision, mais ne dépasserait probablement pas 35 000 ans. Le déplacement vertical cumulé à travers les escarpements sur les profils réalisés est de $17,1 \pm 1,0$ m. Ces données sont en faveur d'un taux de déplacement (à long terme) sur la faille de la Sebkhia sud d'au moins $0,49$ mm an⁻¹. La surface du deuxième profil topographique est recouverte par des dépôts colluviaux de l'Holocène. Des datations au carbone 14 d'échantillons de charbon, collectés dans un ravin d'oued situé à 10 m environ du premier profil, montrent que l'âge des dépôts colluviaux est de moins de 3000 ans. Le déplacement vertical cumulé à travers les deux escarpements serait ainsi d'environ $1,4 \pm 0,5$ m.

Ces données indiquent des déplacements (à court terme) estimés à $0,46$ mm an⁻¹, similaires à ceux évalués sur le long terme. Les failles associées à l'un des escarpements sont visibles dans un ravin d'oued situé immédiatement à 10 m à l'Est du profil. La faille est montrée en coupe le long de la paroi du ravin et se traduit par deux ruptures très proches, présentant un pendage de 55° vers le Sud. Le déplacement vertical cumulé est de 1,6 m. Trois datations au carbone 14, effectuées sur des échantillons prélevés sur ces plans de faille, indiquent que les failles ont été générées durant les 3000 dernières années. Elles indiquent un taux de déplacement à court terme de $0,53$ mm/an » (In Yelles-Chaouche *et al.*, 2004).

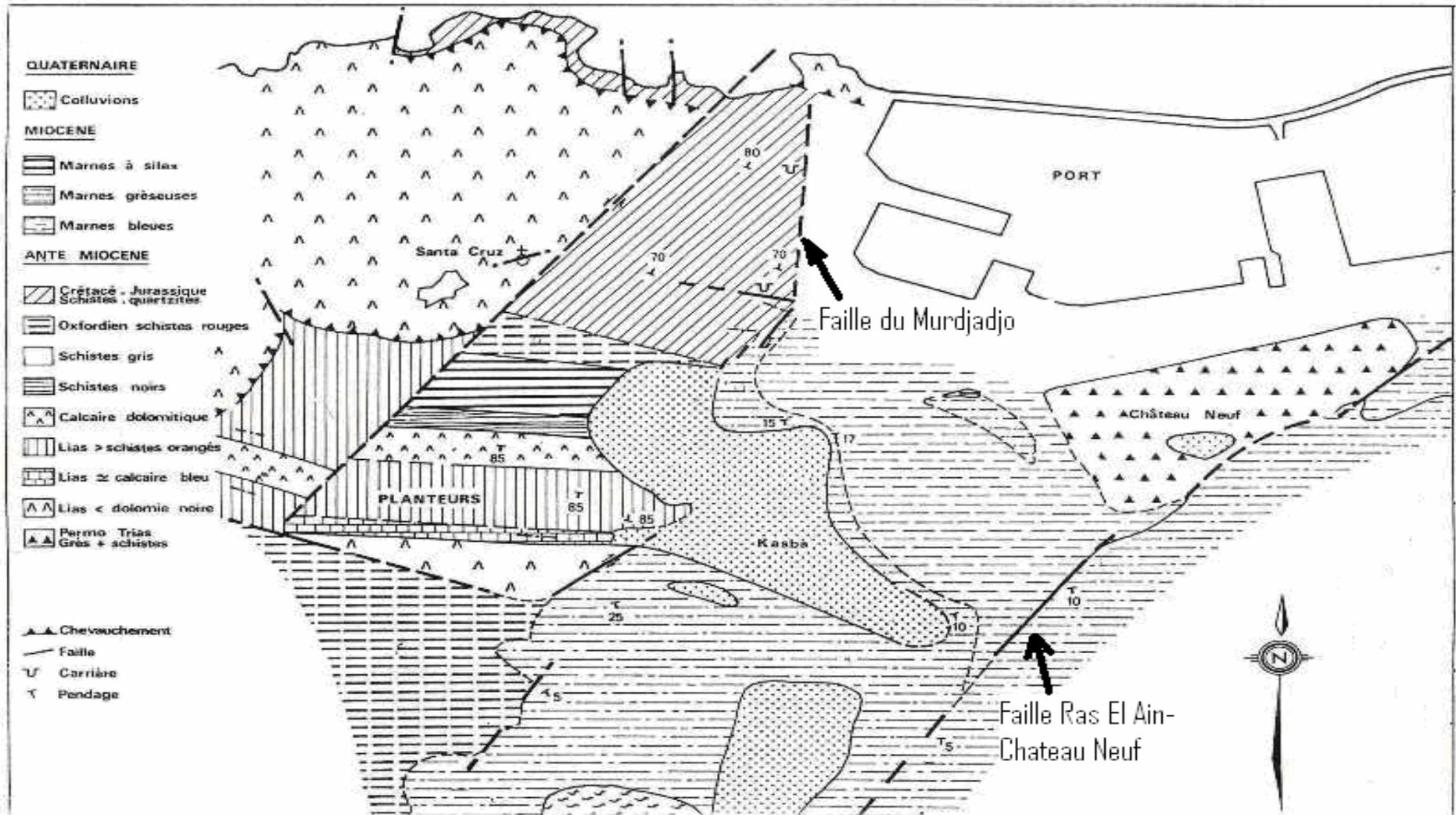


Fig. 90: Accident du Murdjadjo, échelle de la carte 1/10.000, (modifiée d'après SOCOTEC, 1986)

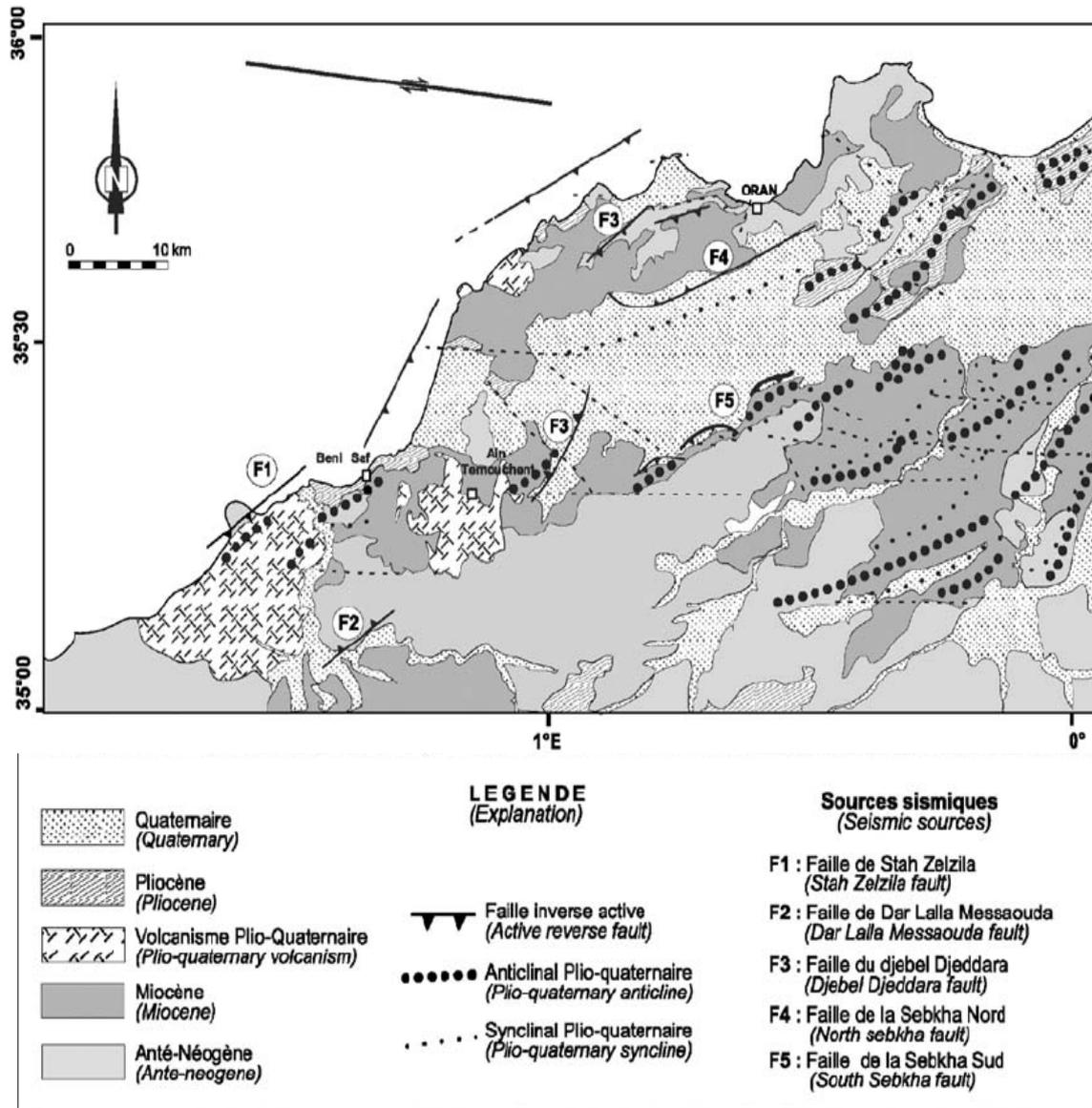


Fig. 91. Les accidents actifs de la région oranaise (en haut : structures actives ; en bas : MNT) (Yelles-Chaouche *et al.*, 2004).

3.1.2.1.2. Diaclases et fractures:

Partout le long du plateau de la frange maritime, les formations géologiques affleurantes présentent des fracturations. En décrivant ces fractures naturelles dans leur environnement, nous essayerons d'identifier les caractéristiques structurales et géométriques de ces roches.

Afin de faciliter la distinction entre les différents types de fractures, les géologues les ont classés en fonction du déplacement relatif de leurs lèvres pendant la propagation de la rupture. Deux principaux groupes ont été identifiés : les fractures ne montrant aucun mouvement cisailant et les fractures cisailantes au sens large (fig.92).

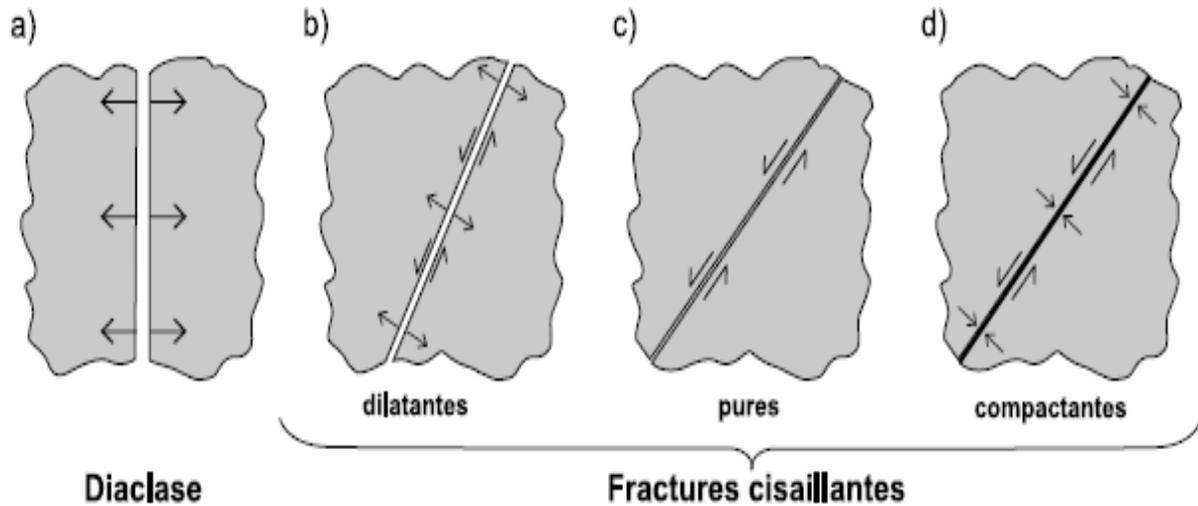


Fig.92 – Dénomination “géologique” des fractures en fonction de la cinématique.

a) Diaclases (mouvement en ouverture uniquement) ; b) fractures cisailantes dilatantes (en plus du mouvement en ouverture on a un mouvement cisailant) ; c) bandes de cisaillement (mouvement principalement cisailant) ; d) fractures cisailantes compactantes (en plus du mouvement en fermeture, on a un mouvement cisailant).

Le premier groupe représente le Mode I, dit “en ouverture”, et où le déplacement des surfaces de la fissure se fait dans des directions opposées et perpendiculairement au plan de fissure. Par contre, le deuxième groupe englobe les fractures en mode II et III. Le mode II (glissement de translation) se caractérise, quant à lui, par des surfaces de fissure qui se déplacent dans le même plan et dans une direction perpendiculaire au front de la fissure, alors que pour le mode III (glissement de rotation ou anti-plan), le déplacement se fait dans le même plan et dans une direction parallèle au front de la fissure (Irwin, 1960; Lawn, 1993) (fig. 93).

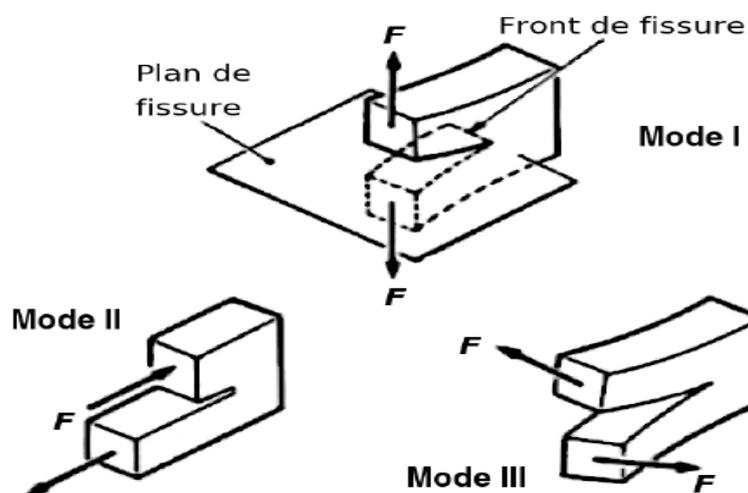


Fig. 93 – Les trois modes de propagation d’une fissure.

Cependant, l'identification de la cinématique des blocs en mouvement n'est possible qu'en présence des témoins micro- ou macro-structuraux (remplissage calcitique, stries sur les surfaces de rupture cisailante, décalage de structures pré-existantes (bancs, hétérogénéités...etc). En leur absence, toute reconstruction chronologique relative des phases de déformation successives menant à l'état actuel de la déformation serait inconcevable.

Parmi ces deux groupes de fractures, les cassures en ouvertures (diaclasses), indépendamment de leur origine et de leur degré de déformation, sont les plus observées sur le terrain (Pollard et Aydin, 1989). Rarement individuelles, les diaclasses se développent le plus souvent en réseau étendu à l'échelle régionale. C'est ce type de développement qui affecte profondément la morphologie de la surface de la terre et contrôle la forme des côtes maritimes (Nilsen, 1973), des systèmes de drainages naturels (Daubrée, 1879), des lacs (Plafker, 1964) et des linéaments continentaux (Nur, 1982).

En fonction de leur modalité d'apparition, deux types de diaclasses peuvent être distingués :

- Diaclases "tectoniques" (les plus courantes) :

Ces diaclasses, orientées perpendiculairement aux strates, sont réparties sur l'ensemble d'une province et sont liées à l'évolution du régime des contraintes et des déformations à l'échelle régionale.

- Diaclases de relaxation ou décompression (les plus rares) :

Ces diaclasses, d'orientation variable et de présence ponctuelle, apparaissent suite à une réduction locale des contraintes induite par l'érosion du relief sus-jacent.

Cependant des questions s'imposent : Au sein des roches sédimentaires, quelles sont les formes et les dimensions d'une diaclase ? Les diaclasses et les fractures cisailantes sont-elles capables d'affecter la dynamique des roches sédimentaires ? Quels sont les paramètres qui contrôlent la formation et la distribution des diaclasses ? Comment les diaclasses s'organisent-elles ? Quelle est la chronologie d'apparition de ces diaclasses ?

En milieu sédimentaire stratifié, les discontinuités sédimentaires (limites de bancs par ex.) constituent un facteur essentiel dans la propagation des diaclasses. L'extension verticale de la diaclase apparaît être dépendante de l'épaisseur et des propriétés mécaniques des couches limitrophes et de la nature du contact à l'interface. Ces discontinuités peuvent, donc, se comporter soit comme des freins, soit comme des sources de propagation pour les diaclasses (Petit *et al.*, 1994).

A cet effet, les diaclasses affectant l'unité mécanique, **strate fragile (calcaires, grès, sables...)** comprise entre deux couches marneuses d'épaisseur semblables, sont cantonnées à l'épaisseur de cette strate (fig. 94). Au contraire, l'assemblage de plusieurs strates de nature similaire semble être propice à une propagation verticale au-delà de la taille d'une strate.

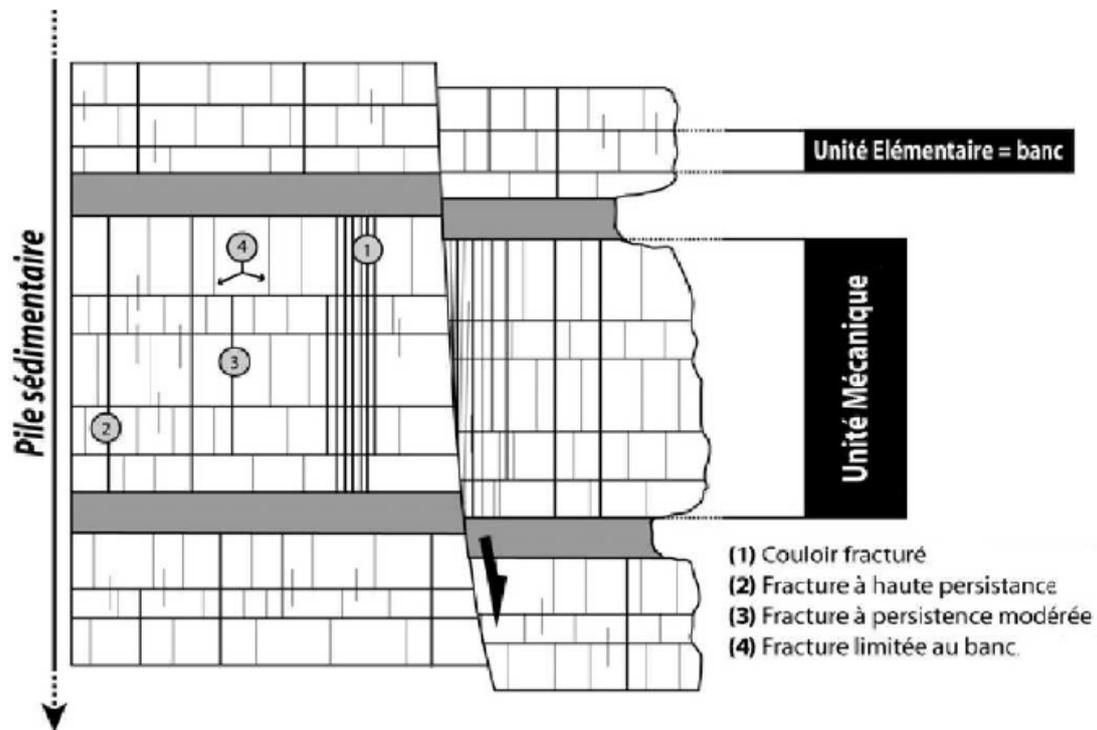


Figure 94 – Principaux types de diaclases, rencontrés à l’affleurement, définis en fonction de leur persistance verticale (Bazalgette, 2004).

Au niveau de la frange maritime d’Oran Est, l’épaisseur importante des différentes unités mécaniques formées essentiellement par les sables peu consolidés du Pliocène favorise le développement de la fracture verticale. Cette dernière est ralentie ou bloquée quand les discontinuités stratigraphiques (argiles) empêchent toute propagation vers le bas. A ce moment, l’accommodation de la déformation extensive ne peut alors se faire que par la coalescence de failles alignées contiguës ou alors par la formation de fractures nouvelles.

En fonction de leur persistance verticale, deux populations de fractures sont identifiées.

- Les fractures traversant plusieurs bancs (fig. 95)

Cette population de fractures, plus rare, se caractérise par une échelle verticale plurimétrique. Localement, ce type de fractures peut s’agencer en faisceaux denses appelés couloirs fracturés.

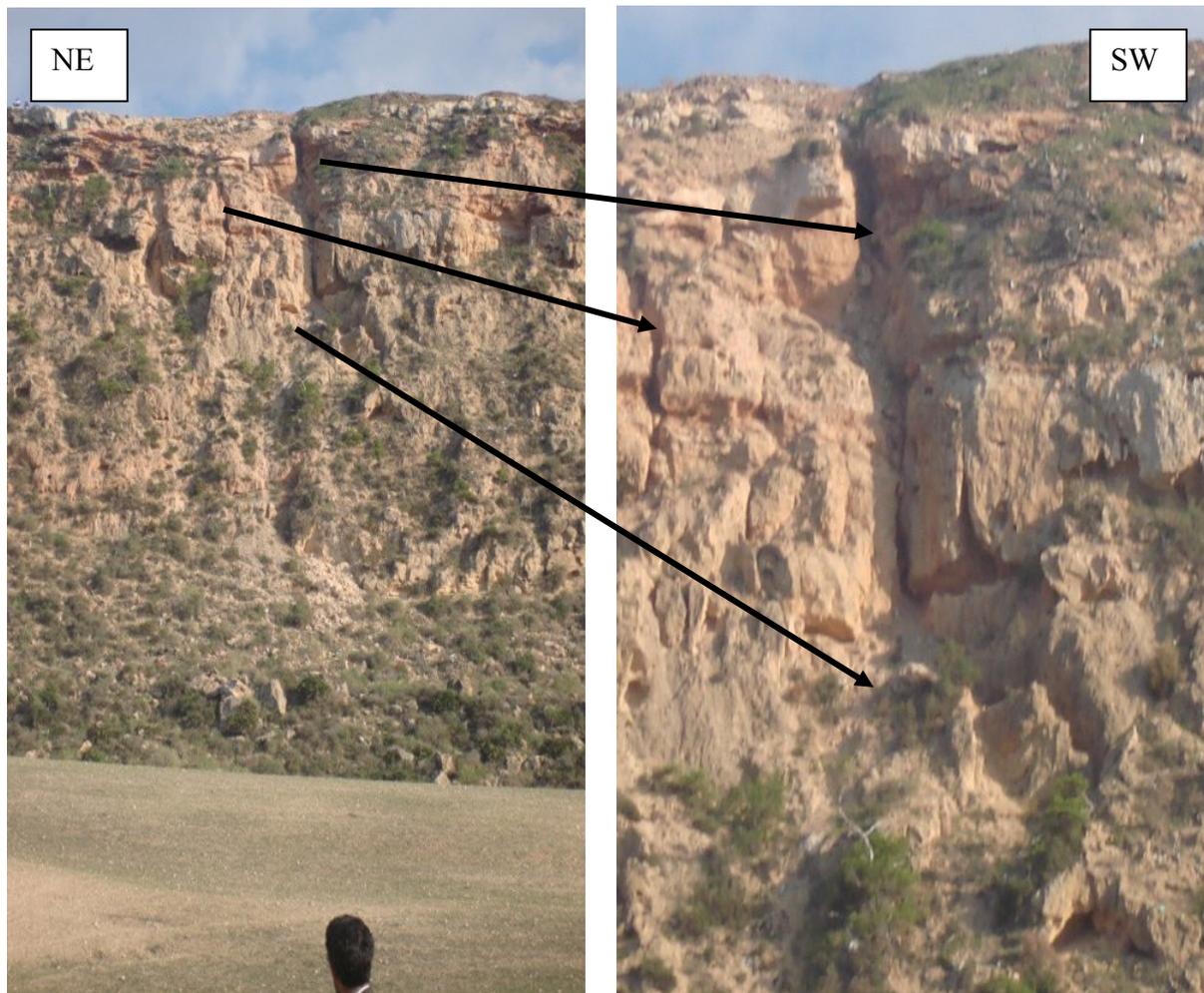


Fig.95: Fractures traversant plusieurs bancs.

- Les fractures limitées à l'épaisseur d'un banc (fig. 96)

Cette population de fractures, la plus représentée, est caractérisée par une **extension verticale** limitée à l'**épaisseur d'un banc** sédimentaire. L'extension verticale est alors de l'ordre du **mètre**. Ce type de fractures montre des espacements plus ou moins régulier.

L'organisation des diaclases, dans une couche sédimentaire, se fait soit en famille de fractures parallèles dont l'espacement est relativement régulier, soit en famille de fractures courbes irrégulières s'arrêtant sur les précédentes avec un angle variable (fig. 97). Ces deux familles de fractures sont respectivement appelées "systématiques" et "non-systématiques".

Les diaclases systématiques constituent la famille la plus rencontrée et se particularisent par leur linéarité et leur continuité sur de longues distances tout en recoupant les limites de couches à angle droit. Néanmoins, au sein d'une même strate il peut coexister, **indépendamment du contexte structural**, jusqu'à 6 familles de diaclases, dont 4 systématiques, caractérisées chacune par leur orientation moyenne et leur espacement propre (Eyal *et al.*, 2001; Forestier et Verez, 1978).

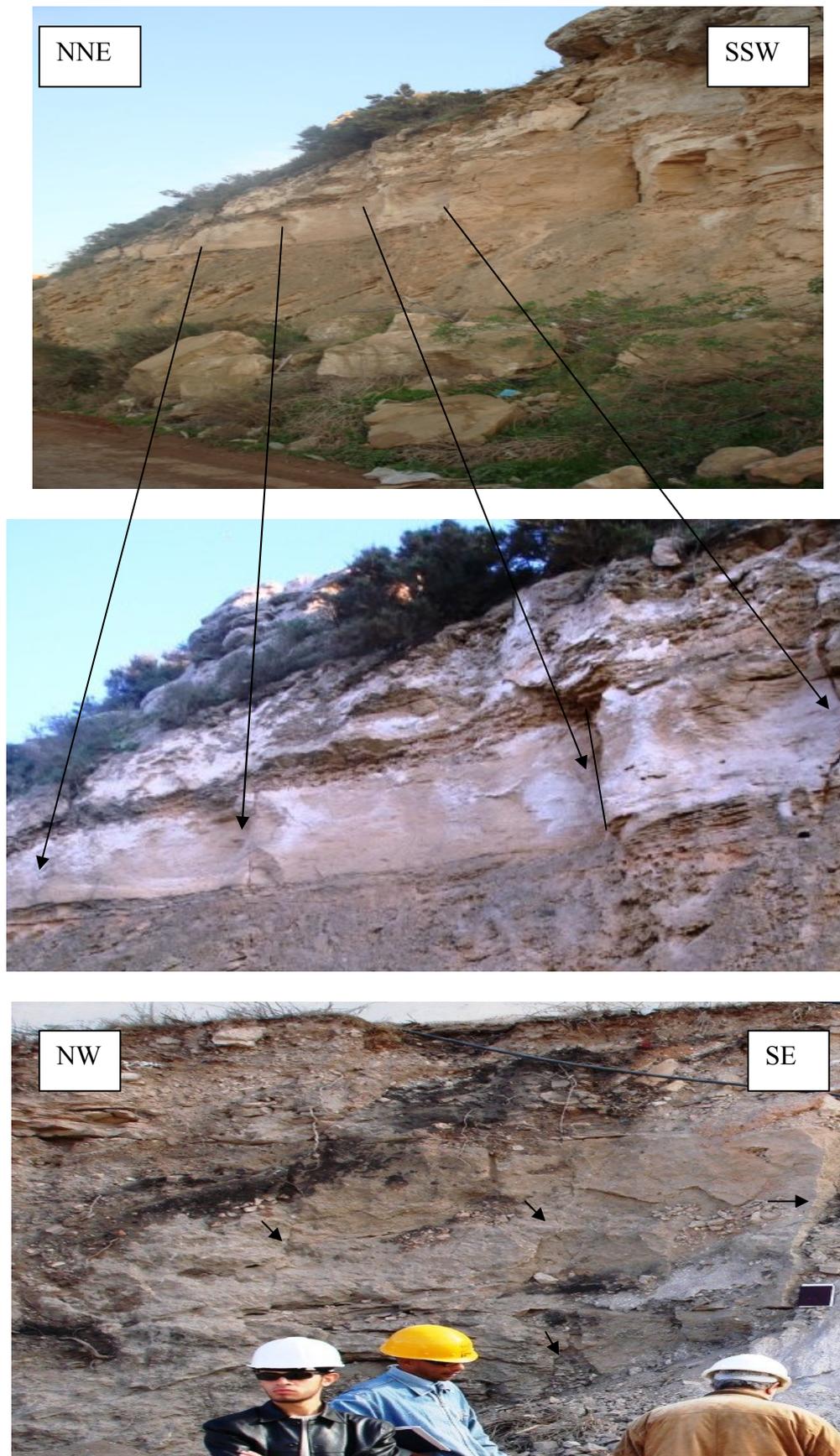


Fig. 96 : Fractures limitées à l'épaisseur d'un banc (les 2 photos du haut sont situées au contrebas de Seddikia sur la route menant vers Takhira, la photo du bas a été prise à proximité de la falaise du Ravin blanc)

Par ailleurs, les angles relatifs entre chacune des familles observées en surface de banc, ainsi que la chronologie d'apparition, varient d'un site à un autre et dépendent notamment de la tectonique régionale et de l'héritage tectonique prévalant avant la formation du réseau.

En revanche lorsque qu'il n'existe que deux réseaux de fractures systématiques, des tendances peuvent, alors, apparaître : les réseaux les plus courants qui peuvent se former sont :

- Les réseaux orthogonaux sont formés par des angles de 90° (fig. 97 a et c) et particulièrement présents au sein des strates tabulaires ou monoclinales.
- Les réseaux conjugués sont formés par des angles de 60° (fig. 97 b et g) et semblent apparaître lorsqu'il intervient un plissement des couches. Ils se surimposent quelquefois à des réseaux orthogonaux préexistants (Ouaïmi, 2003).

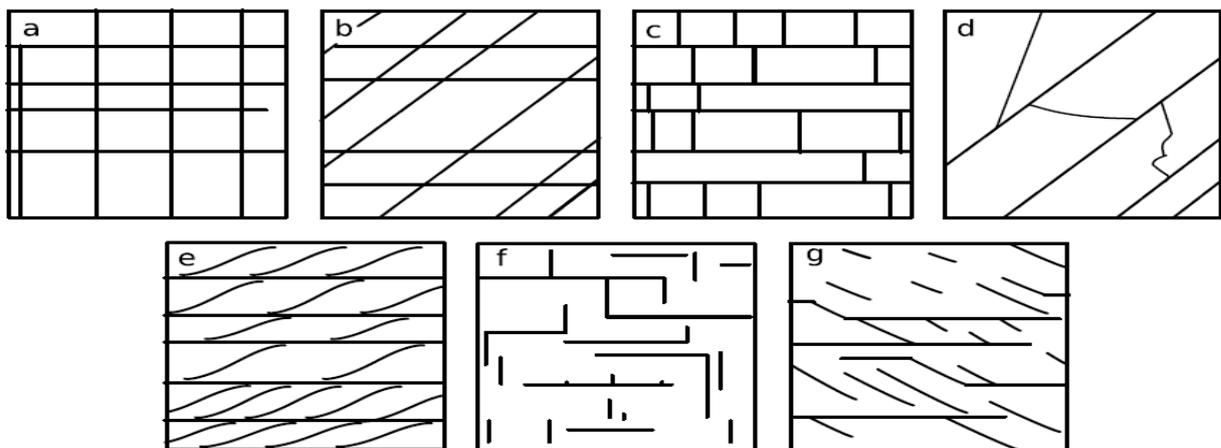


Figure 97 – Illustration schématique des relations géométriques et classifications des familles de diaclases observées en plan.

a) Systématiques continues et orthogonales; b) systématiques continues et non orthogonales; c) Orthogonales, une continue systématique précoce, l'autre discontinue (intersection en T) secondaire; d) une famille systématique précoce; e) une famille systématique continue précoce, l'autre non orthogonale discontinue postérieure; f) Deux familles orthogonales discontinues ; h) Deux familles discontinues non orthogonales.

D'après les mesures de la direction des fractures, affectant une dalle lumachellique quaternaire située sur un bloc qui a glissé au contrebas du plateau de la frange maritime, on constate que les diaclases s'organisent en un réseau orthogonal avec des angles de 90° se surimposant à une famille systématique précoce (fig.98) ce qui est normal pour une dalle caractérisée par une stratification tabulaire et pour une phase compressive responsable du plissement actuel des couches.

Les réseaux conjugués, formés par des angles de 60° , sont bâtis par les fractures ($N0^\circ$ et $N60^\circ$) et ($N40^\circ$ - $N50^\circ$ et $N110^\circ$ - $N120^\circ$). Dans notre cas, les réseaux conjugués se surimposent aux réseaux orthogonaux préexistants. L'existence de ce réseau confirme le plissement des couches.

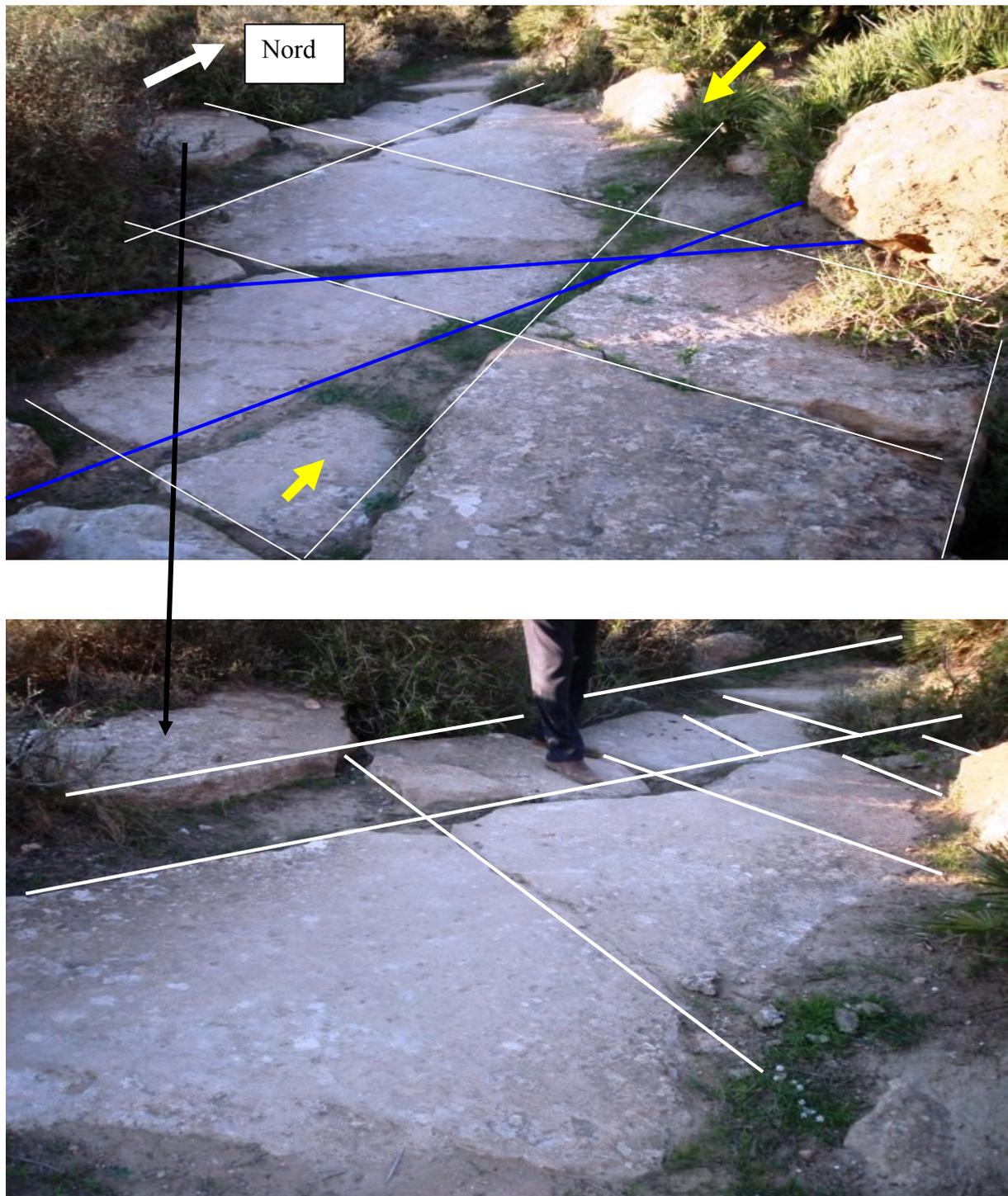


Fig. 98 : les lignes blanches représentent une famille systématique continue et orthogonale se surimposant à une autre famille continue systématique précoce, les lignes discontinues (intersection en T) étant secondaires. Les lignes bleues sont des fractures obliques faisant partie d'un réseau systématique continu et non orthogonal. Les flèches jaunes : direction du raccourcissement.

Par ailleurs, afin d'étendre le champ de notre investigation, nous avons jugé utile de mesurer, dans plusieurs sites, les directions principales de la fracturation. Les populations de fractures, verticales et obliques décimétriques à métriques (parfois plurimétriques) arborent les directions principales suivantes :

Au niveau de la station de la Calère, les fractures montrent une orientation principale comprise entre 50° à 60° E suivie par celles ayant une direction comprise entre 0° et 10° E (fig. 99).

Au Ravin Blanc (fig.100), la fracturation relevée sur les formations géologiques qui affleurent le long de la route du Port d'Oran dévoile une direction principale de 50° - 60° E suivie par 0° - 10° E et 20° - 30° E. Les fractures approximativement E-W (70° - 90° E) font leur apparition. La direction 140° - 150° E devient plus significative.

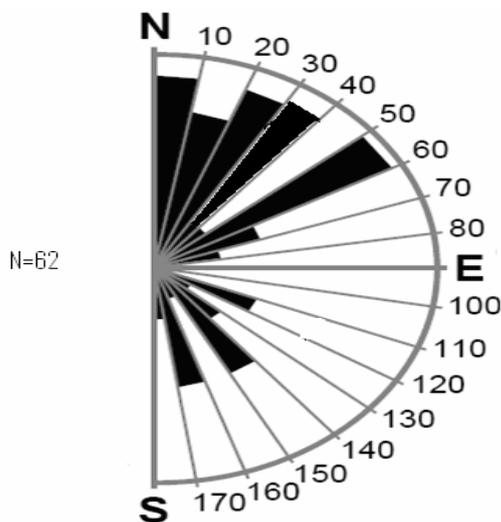


Fig. 99: Station de la Calère, Port d'Oran

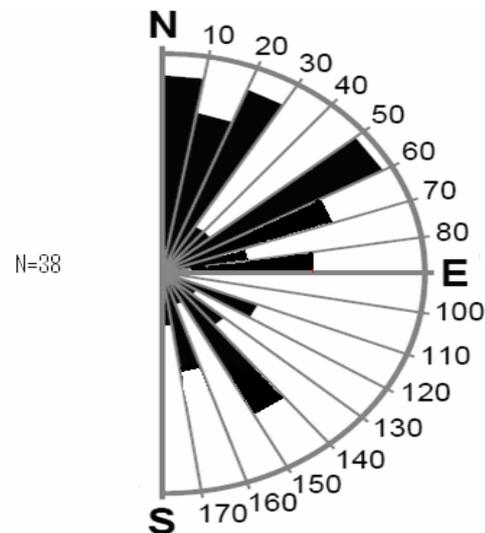


Fig. 100: Station du Ravin blanc, Nouvelle route du Port d'Oran

Au niveau du secteur de la Station de "Sidi M'hamed" (fig.101), nous avons relevé la prédominance des directions 40° - 50° E et 110° - 120° E.

Enfin, les mesures effectuées au contrebas de la falaise de Canastel (fig.102) montrent la prédominance des directions 40° - 50° E et 110° - 120° E. Dans ce secteur, la direction 130° - 140° E devient plus manifeste.

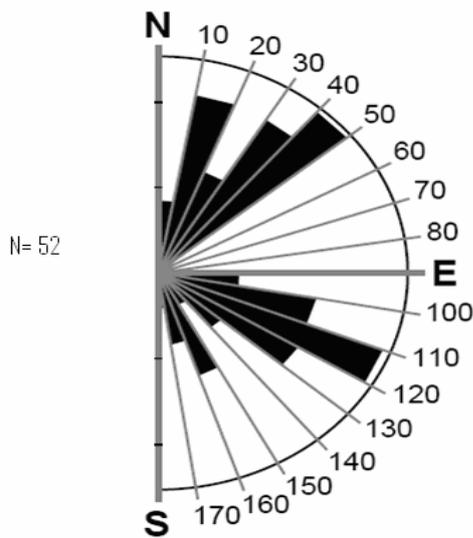


Fig. 101: Station de Sidi M'hamed,

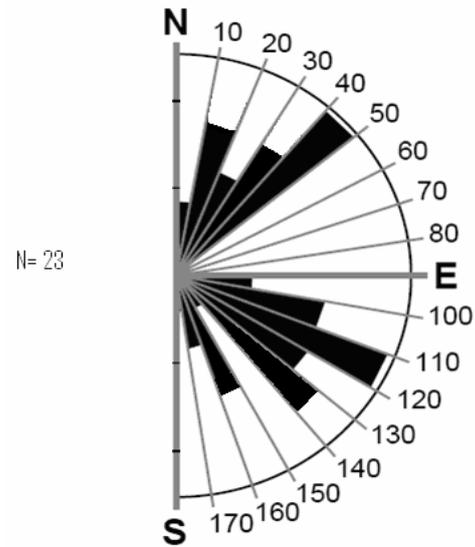


Fig.102 : Station Contrebas de la falaise de Canastel

Ces résultats nous permettent de relever que la direction principale N50°E est présente dans toutes les stations où les mesures ont été effectuées. Elle remonterait jusqu'au Miocène en passant par le Plio-Quaternaire. Les directions N 20°-35° et N140°-160° correspondent à des microfailles organisées en système conjugué. Les directions N60°-N80°E, rencontrées aux niveaux des stations de la Calère (Port d'Oran) et du Ravin blanc (nouvelle route du Port d'Oran), peuvent remonter au Serravalien -Tortonien en passant par le Pléistocène moyen-Actuel. Par contre, aux niveaux des Stations de "Sidi M'hamed" et au Contrebas de la falaise de Canastel, cette direction (N60°-N80°E) n'a pas été enregistrée car les formations sont probablement antérieures au Pléistocène moyen ou tout simplement les fractures ont été colmatées tardivement par des remplissages de recristallisation. Les dissolutions des parois ont pu aussi perturber l'observation (fig.103).



Fig. 103: Dissolution des parois calcaréo-gréseuses.

Cependant, les directions principales révélées par les mesures de terrain ne nous permettent pas de faire la distinction entre les diaclases tectoniques et les diaclases de décompression. Néanmoins, nous pensons que les fractures relevées le long de la frange maritime au niveau de l'affleurement constitué par un empilement de couches calcaires intercalées d'interbancs d'argiles sont des diaclases tectoniques car l'érosion, affectant les formations quaternaires de très faible puissance surplombant le Mio-Pliocène, n'est pas en mesure d'induire une réduction locale des contraintes. La réduction des contraintes locales est la condition nécessaire pour l'apparition des diaclases de relaxation.

Ce secteur d'étude se caractérise par des directions que nous pouvons rattacher soit à des failles inverses, soit à des failles normales. La direction N140°-150° correspondrait à des failles normales décrochantes dextres. La direction N20°-35° est attribuée à des failles inverses décrochantes senestres. La direction N70°-80° se rattacherait à des décrochements dextres.

La présence des failles inverses associées à des failles normales est une configuration qui conforte l'hypothèse de l'existence, le long de la bordure littorale, de mouvements cisailants dextres. Cependant, à notre avis, l'origine de ce cisaillement n'est pas forcément tectonique car les glissements rotationnels qui affectent la frange maritime d'Oran Est peuvent facilement l'engendrer (chapitre 5).

Pour conclure, nous pouvons avancer que les différentes directions mesurées dans le secteur d'étude confirment le caractère polyphasé de la tectonique : les fractures dépendent essentiellement de la tectonique régionale et de l'héritage tectonique prévalant avant la formation des réseaux actuels.

Cette histoire polyphasée de la fracturation occasionne une somme de déplacements, en ouverture, en fermeture et en cisaillement :

3.1.2.1.2.1. Les Diaclases

Les ouvertures en mode I (diaclases) (fig. 93) ont une direction principale Nord-Sud. Elle est apparemment celle du réseau le plus récent affectant la formation calcaréo-gréseuses du Quaternaire. Ce réseau, se développant parallèlement à la direction de la contrainte horizontale majeure actuelle (σ_H), est également perpendiculaire à la contrainte principale mineure σ_h . Les diaclases étant majoritairement perpendiculaires au banc, l'orientation de la contrainte mineure ($\sigma_h = \sigma_3$) serait alors horizontale. Mais est-il possible que les diaclases se forment sous (σ_3) compressif ou alors (σ_3) doit-il être nécessairement extensif ?

A notre avis, on peut invoquer deux origines tectoniques capables de générer des contraintes extensives au sein d'une strate ou à l'échelle d'un bassin sédimentaire. Ces cas sont :

3.1.2.1.2.1. Plissement local des couches :

L'extension locale peut être générée en zone d'extrados d'un pli (fig.104) sous un régime de contrainte globalement compressif parallèle à l'extension. Dans notre cas, les diaclases résulteraient de l'accentuation de la courbure d'un pli admettant une direction de raccourcissement orientée approximativement Nord-Sud à NNW-SSE. Ce qui est conforme avec le champ des contraintes actuel.

Par ailleurs, il y a lieu de noter que des ondulations similaires ont été signalées dans le bassin cénozoïque de la mer rouge (Plaziat, 1992) et considérées comme des indices de sismicité.



Fig. 104: Diaclases au niveau des zones extradors et intrados d'un pli (près du pont Zabana)

3.1.2.1.2.2. Près des failles normales (régime distensif):

Etant donné que l'intensité de la contrainte extensive diminue avec la profondeur et l'augmentation de la pression lithostatique, la traction vraie ne peut, donc, exister, que proche de la surface (Paquin et Froidevaux, 1980). Cependant, les contraintes principales sont en grande majorité compressives dès lors que l'on ne se situe plus en subsurface (Engelder, 1993; McGarr, 1982). Donc, au voisinage immédiat des failles normales (ou listriques) et des glissements rotationnels de grande taille, les diaclases peuvent être rencontrées.

3.1.2.1.2.2. Les fractures cisailantes

Parmi les populations de fractures ayant affecté les sédiments de la formation plio-quadernaire le long de la frange maritime d'Oran Est, nous pouvons citer les familles de microfailles (N030° et N160°) organisées en système conjugué. Ces fractures, considérées comme cisailantes (fig.105), apparaissent généralement dans des contextes tectoniques variés. On les observe d'une manière courante au niveau des mouvements décrochants (Aydin et Johnson, 1978) et très rarement en jeux inverses (Wibberley *et al.*, 2006). En jeu normal, on les retrouve dans un contexte extensif tels que rifts, grabens (Fossen et Hesthammer, 2000), (Ackermann et Schlische, 1997) et marges actives (Steen et Andresen, 1999).

Dans notre cas, le littoral oranais se caractérise par un régime décrochant dans un contexte tectonique compressif (fig.106). Le contexte extensif pourrait être du, entre autres, à l'accentuation d'une courbure, accommodée par l'ouverture de la fracturation de fond et par le rejet sur des plans de glissement incurvés issus de la coalescence de certaines de ces fractures de fond favorablement alignées (Bazalgette, 2004).



Fig.105: Fractures cisailantes affectant la dalle calabrienne à proximité de Sidi M'hamed.

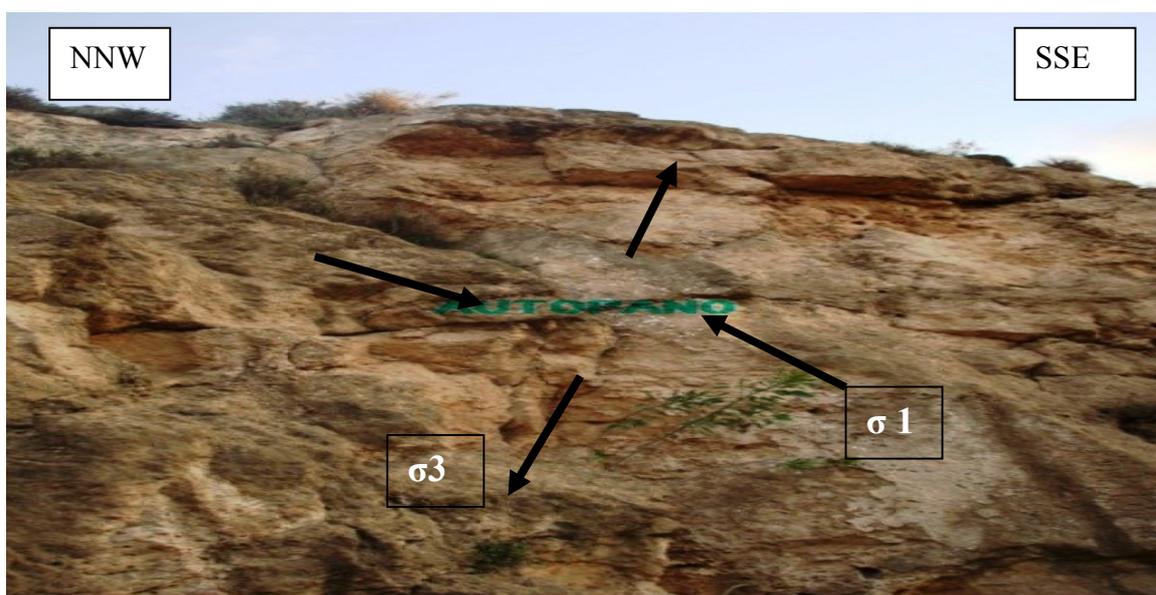


Fig.106: fractures cisailantes conjuguées (flèches convergentes : Compression, flèches divergentes : extension) enregistrées par la dalle calabrienne (falaise d'Oran)

3.1.2.2. Déformation en mer

D'après Domzig (2006), nous avons, dans la partie occidentale de la marge algérienne, une « signature » tectonique décrochante qui semble active uniquement à l'Ouest d'Oran dans le prolongement de la ride de Yusuf, une faille décrochante dextre. A l'Ouest d'Arzew, on rencontre une autre structure active probablement reliée, en échelon, à la faille de Yusuf (fig. 107).

Au large d'Arzew et de Mostaganem, le pied de pente abrupt représenterait, sans doute, une ancienne marge transformante témoin relique de la migration du bloc Alboran vers l'Ouest. Toutefois, cette structure semble, actuellement, inactive. Ailleurs, la déformation active est clairement compressive et la composante décrochante, si elle existe, est négligeable ou très faiblement exprimée (Domzig, 2006).

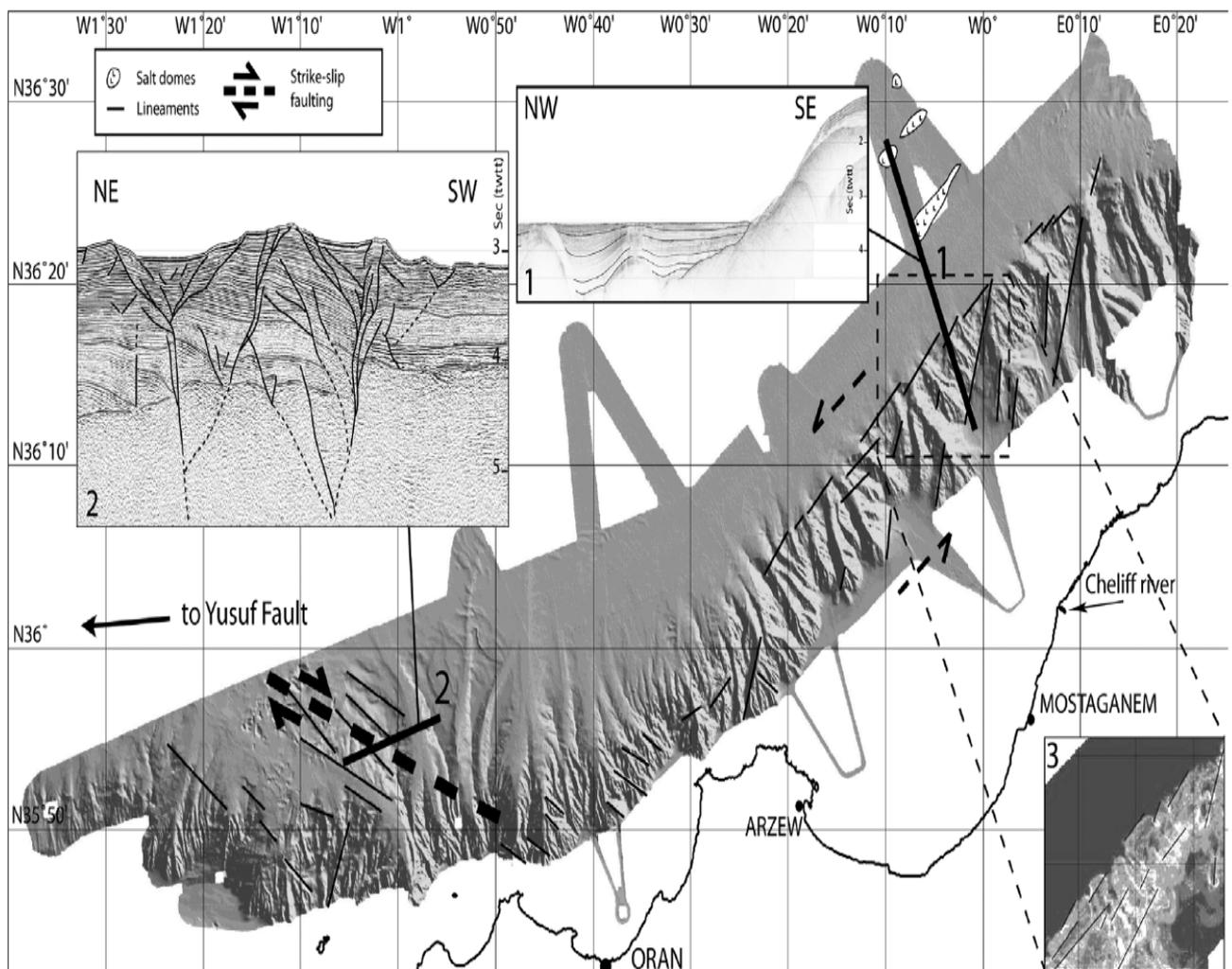


Fig. 107 : Carte bathymétrique ombrée de la région d'Oran, avec les principales structures géologiques identifiées (dômes de sel, linéaments, failles en décrochement). Lignes noires épaisses : position des profils sismiques 6 traces et 24 traces (profils 2 et 1 respectivement) sommés et migrés en temps (exagération verticale = 4). En bas à droite : carte de pentes, calculée à partir du MNT à 50 m (la pente augmente du foncé au clair) (Domzig, 2006).

Quoiqu'il en soit, ces nouveaux résultats abrogent, en partie, les anciens modèles de la marge qui décrivaient une marge transpressive avec la présence de grandes failles décrochantes actives le long de la marge (par exemple: Mauffret *et al.*, 1987 ; Morel et Meghraoui, 1996). Les structures décrochantes actuellement actives ne sont présentes qu'à l'Ouest d'Oran. Plus à l'Ouest, la déformation est compressive. Cette dernière est accommodée sur la marge espagnole et à terre en Algérie (Domzig, 2006).

Au large d'Oran, parmi les accidents sous-marins actifs les plus réputés nous pouvons citer les structures suivantes :

3.1.2.2.1. La faille active offshore de Yusuf

Cet accident est localisé au niveau du bourrelet de Yusuf (fig.108a). Mauffret *et al.* (1992) et Comas *et al.* (1999), l'ont décrit comme un décrochement dextre orienté E-W (fig.108b). Cette faille, dont le rejet vertical dépasse les 2 Km, se prolonge très loin à l'Ouest sur environ 160 km (longueur cartographiée). Son segment oriental (segment s'étendant à l'Est du bassin en pull-apart de Yusuf) présente une longueur de 75 km environ. Le bassin de Yusuf est susceptible d'être une limite de cette faille (fig. 108).

Sur la faille de Yusuf, source sismogène active (probabilité d'activité = 0.9), le taux de déplacement (cosismique et intersismique) du Quaternaire récent n'est pas connu. Néanmoins, l'important rejet vertical post-pliocène admis pour cette structure ainsi que les taux de subsidence déduits à partir des dépôts sédimentaires suggèrent des glissements horizontaux le long de la faille d'au moins quelques dizaines de millimètres par an (Yelles-Chaouche *et al.*, 2004).

3.1.2.2.2. La faille supposée active Offshore (F1)

Entre Oran et Beni Saf, le plateau continental de la région côtière, marquée par un brusque changement de pente, s'étend parallèlement à la ligne de côte sur environ 39 km. Les travaux géophysiques et bathymétriques (El Ghobini, 1986; El Robrini *et al.*, 1985) et les études d'aléas sismiques antérieurs (Woodward - Clyde, 1985; Boudiaf, 1996 ; Boudiaf *et al.*, 1998) ont interprété l'anomalie bathymétrique constatée comme une faille inverse active (fig.91). Plusieurs analyses ont supposé que les failles assez courtes, comme celle de la faille présumée active offshore, présentent une rupture en surface maximale ne dépassant pas sa longueur totale soit 30 km. Le taux de déplacement sur la faille offshore a été estimé par Bouhadad et Laouami (2002) (In Geomatrix-Me2i-TTi, 2003) entre 0.3 et 0.5 mm/an malgré le manque d'évidence pour l'âge du déplacement.

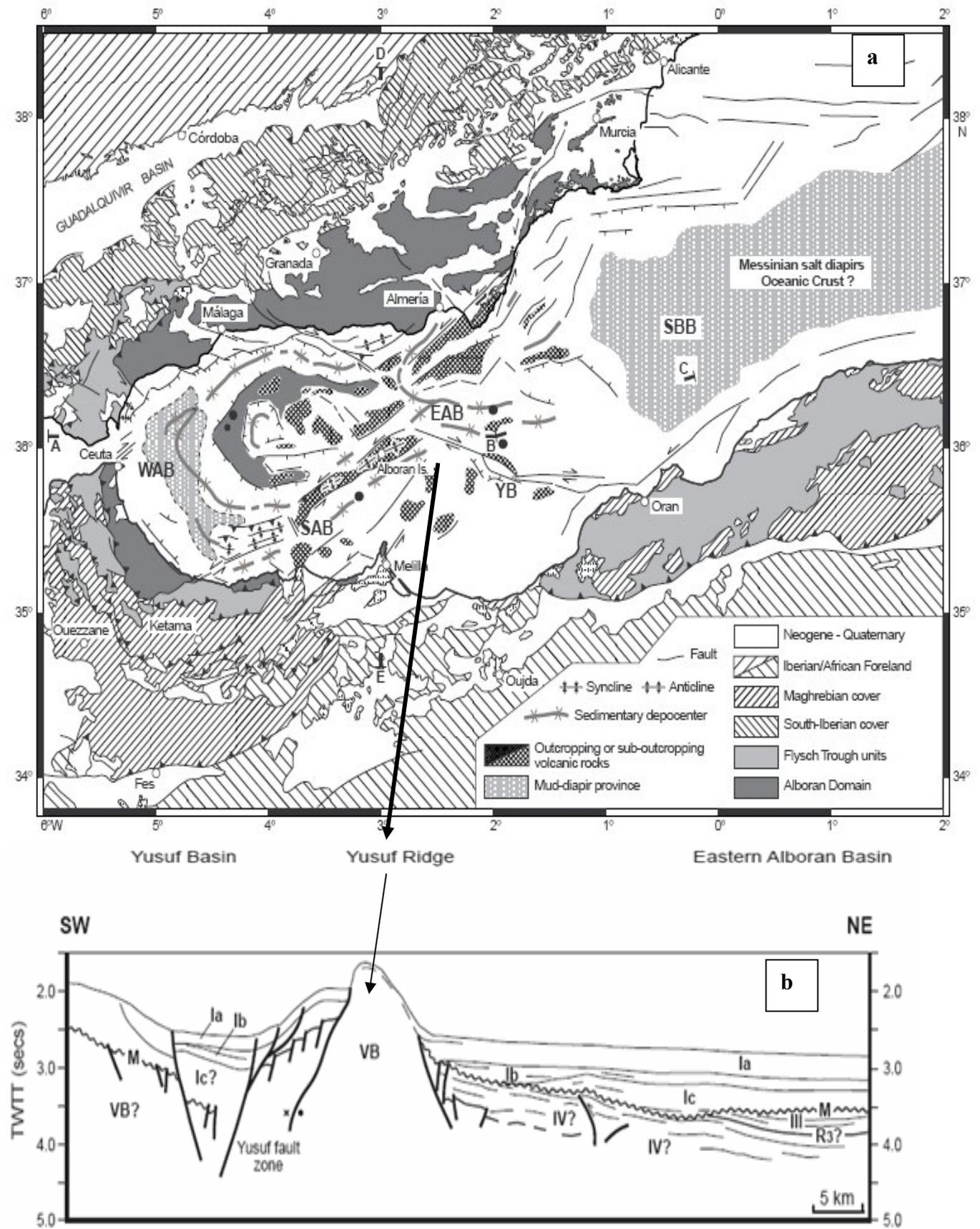


Fig : 108: a) Carte tectonique de la méditerranée occidentale ; b) Schéma interprétatif du profile 3S basé sur les données du forage 977 (M.C. Comas *et al*, 1999). VB = Acoustic basement (roches volcaniques).

3.2. Cadre microtectonique

3.2.1. Tectonique cassante

Dans le cadre des études géologiques réalisées dans la région d'Oran, plusieurs sites situés le long du littoral oranais ont fait l'objet d'une analyse microtectonique. Pour la compléter, nous avons opté pour trois (3) sites supplémentaires situés, dans leur ensemble, le long des falaises d'Oran. Les analyses, indispensables à la compréhension de la nature des mouvements tectoniques ayant structurés cette partie du littoral oranais, ont été réalisées, pour notre part, à l'aide de la version démonstrative du logiciel FaultKin (1990). On s'intéressera particulièrement au régime de contraintes s'exerçant sur les structures superficielles : les contraintes maximales, σ_1 en régime compressif ou (σ_3) en régime extensif. Les sites ayant fait l'objet d'une analyse microtectonique sont:

3.2.1.1. Site de Mers El Kébir (Djebel Santon)

Localisé à quelques kilomètres à l'Ouest de la ville d'Oran (fig.109), le site prospecté correspond à une formation schisto-quartzitique secondaire située au nord du Djebel Santon (X=276.400, Y=191.000).

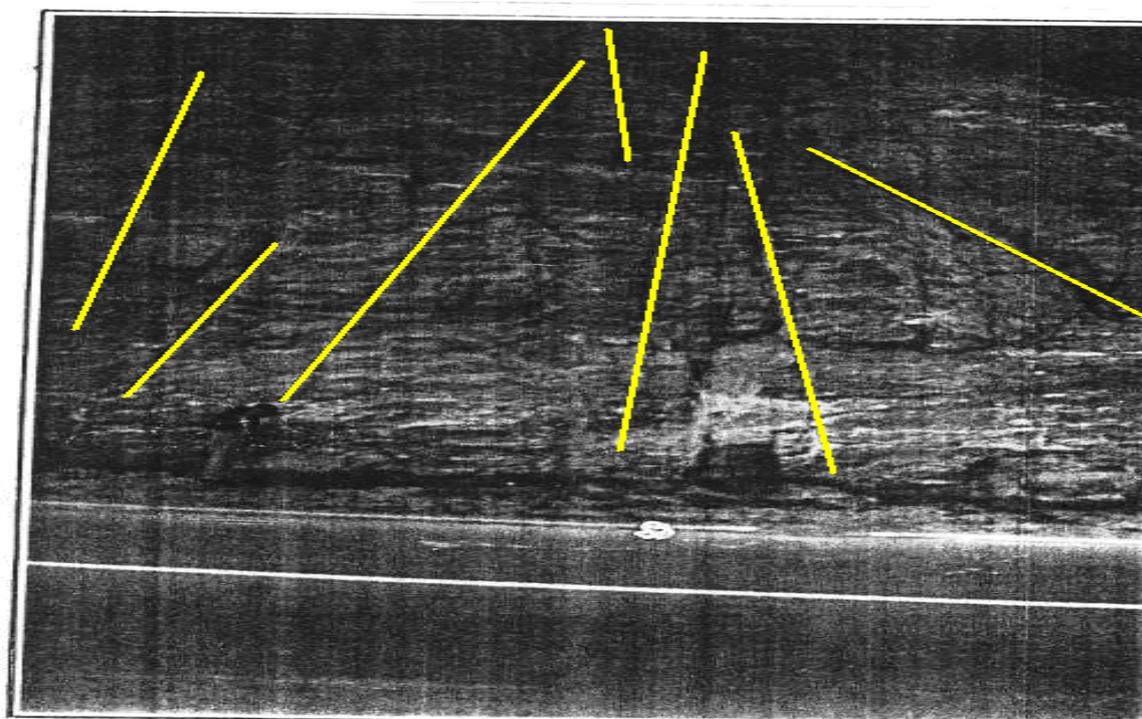


Fig. 109: Trace des joints du site de Mers El Kebir (Tahri, 2003)

Les discontinuités mesurées sont jointives et sans aucune trace de mouvement entre les compartiments. Leur analyse révèle que le site est soumis à une phase tectonique compressive moyenne de direction NNW-SSE. La répartition du champ des contraintes triaxiales (fig. 110) se fait comme suit (Nadji *et al.*, 1996) :

- X = σ_3 = N 264°- 47° (contrainte minimale, distensive).
- Y = σ_2 = N 42°- 39° (contrainte intermédiaire).
- Z = σ_1 = N 150°- 22° (contrainte maximale, compressive).

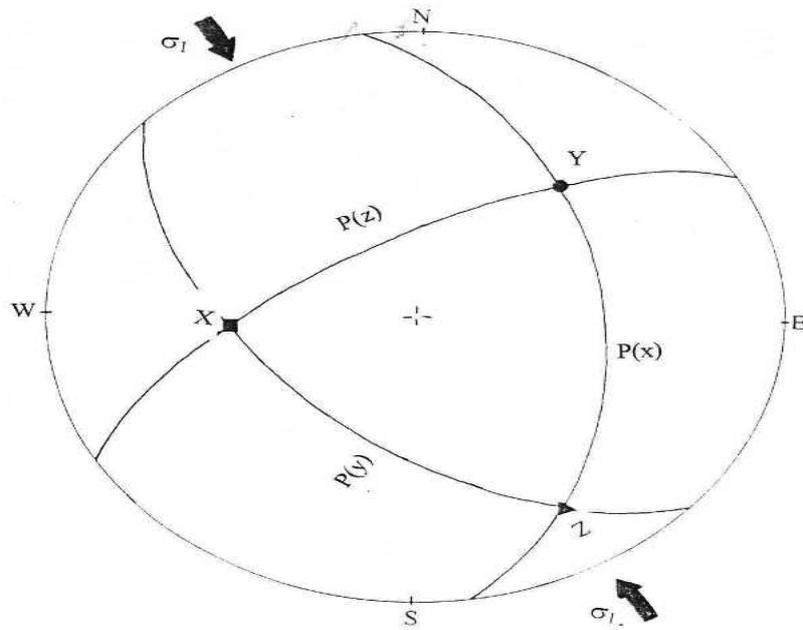


Fig.110: Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D3 (In Tahri, 2003)

3.2.1. 2. Site de la Calère d'Oran (Oran Ouest) :

Le site, déjà prospecté et par SOCOTEC (1986) et par le LTPO (1995), correspond à une formation sédimentaire schisto-gréseuse dolomitique d'âge secondaire (fig. 111).



Fig.111 : Site de la Calère

Les mesures microtectoniques ont concerné les fissures visibles sur deux affleurements de 15 mètres de long, situés le long du petit chemin creusé dans le rocher, surplombant la rue de l' Arsenal ($X=273.000$, $Y=196.600$).

L'analyse des données concernant les discontinuités (D4) a permis à Tahri (2003) de tracer les principaux axes des contraintes triaxiales (fig.112). Les axes des contraintes majoritaires sont :

- $X = \sigma_3 = N 266^\circ - 33^\circ$ (Contrainte minimale, distensive).
- $Y = \sigma_2 = N 46^\circ - 51^\circ$ (Contrainte intermédiaire).
- $Z = \sigma_1 = N 162^\circ - 20^\circ$ (Contrainte maximale, compressive).

On constate, donc, que les formations de ce site ont subi une phase tectonique analogue à celle affectant le site de Mers El Kebir (NNW-SSE).

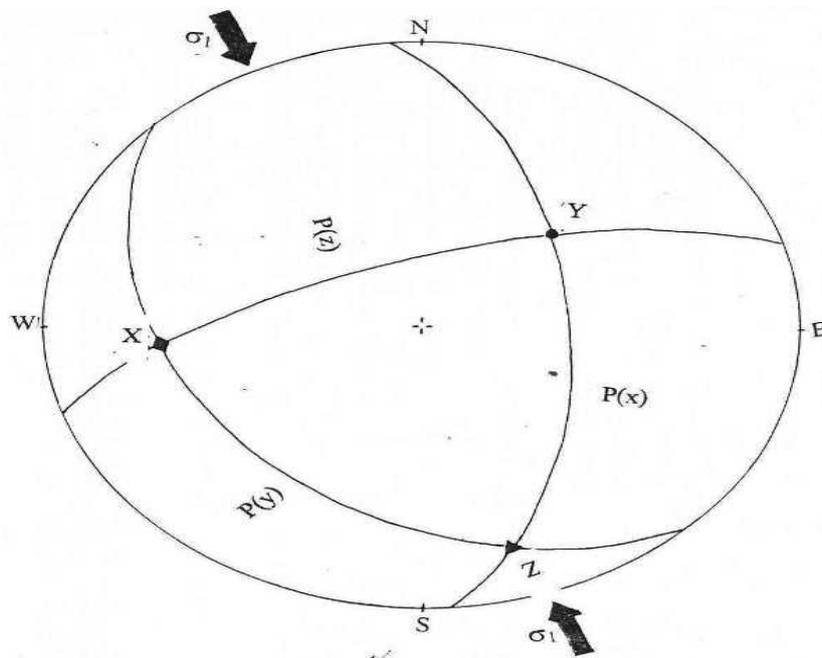


Fig. 112: Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D4 (Tahri, 2003)

3.2.1.3. Site de la Frange maritime Oran Est (Seddikia)

Le site en question, situé à quelques kilomètres à l'Est de la ville d'Oran, correspond à une formation essentiellement gréso-carbonatée d'âge Plio-Quaternaire (fig. 113) où la fracturation est restée bien visible ($X=274.250$, $Y=201.600$).



Fig. 113: plan de faille inverse senestre des Genets d'Oran (LTPO, 1995)

L'analyse microtectonique des discontinuités D2 (=d3) a permis à Tahri (2003) de tracer les axes des contraintes majoritaires (fig. 114) :

- $X = \sigma_3 = N 168^\circ - 64^\circ$ (Contrainte minimale, distensive).
- $Y = \sigma_2 = N 42^\circ - 20^\circ$ (Contrainte intermédiaire).
- $Z = \sigma_1 = N 300^\circ - 20^\circ$ (Contrainte maximale, compressive).

Au niveau de cette région, caractérisée par la présence de failles inverses associées à des failles normales, la contrainte maximale est compressive (σ_1) avec une orientation NW- SE.

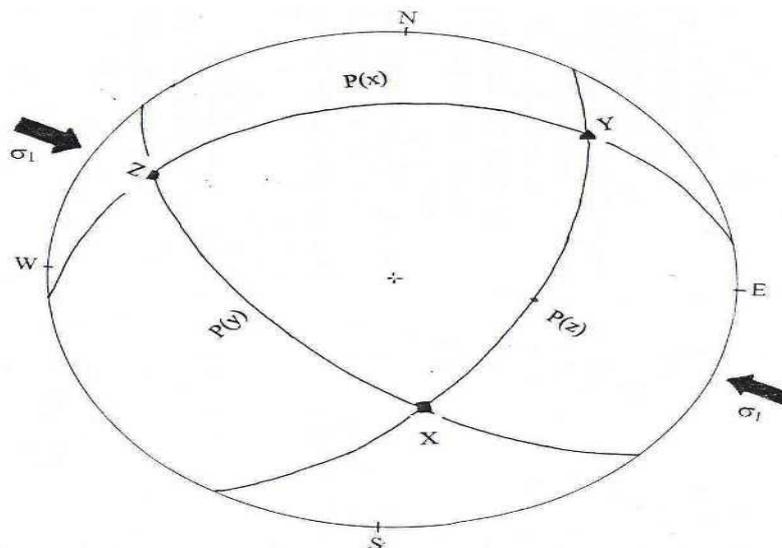


Fig. 114 : Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D2 (Tahri, 2003)

3.2.1.4. Site de la Frange maritime Oran Est (Les Genets)

Le site en question, situé à quelques kilomètres à l'Est de la ville d'Oran, correspond à une formation essentiellement grés-carbonatée d'âge Plio-Quaternaire (fig .115) où la fracturation et la striation sont restées bien visibles (X=275, Y=202, 000).



Fig.115: a) plan de faille normale des Genets, b) striation verticale.

L'analyse microtectonique des discontinuités D2 (=d3) a permis au laboratoire du LTPO (1996) de tracer les axes des contraintes majoritaires suivants (fig.116) :

- $X = \sigma_3 = N 188^\circ - 27^\circ$ (Contrainte minimale, distensive).
- $Y = \sigma_2 = N 32^\circ - 40^\circ$ (Contrainte intermédiaire).
- $Z = \sigma_1 = N 300^\circ - 20^\circ$ (Contrainte maximale, compressive).

Au niveau de cette région, caractérisée par la présence de failles inverses associés à des failles normales, la contrainte maximale est compressive (σ_1) avec une orientation NNW- SSE.

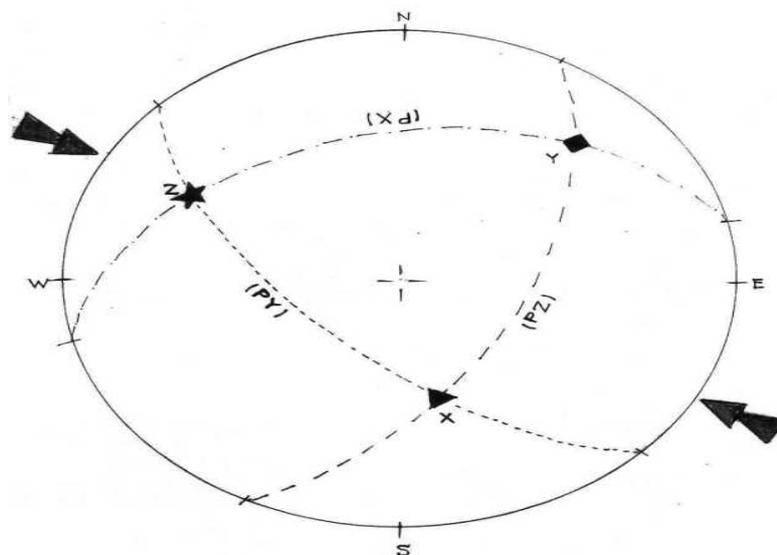


Fig. 116: Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D2 (LTPO, 1995)

3.2.1.5. Site d'Ain Franin (montagne des lions)

Au niveau de ce site (X=280.300, Y= 210.500), les mesures microtectoniques ont concerné les plans des discontinuités (D1) affectant le socle primaire (fig. 117). Les formations ayant fait l'objet de mesures sont constituées par du schiste gréseux quartzitique à bancs conglomératiques. La schistosité est associée à différentes phases polyphasées dont le nombre et la nature restent indéterminés.

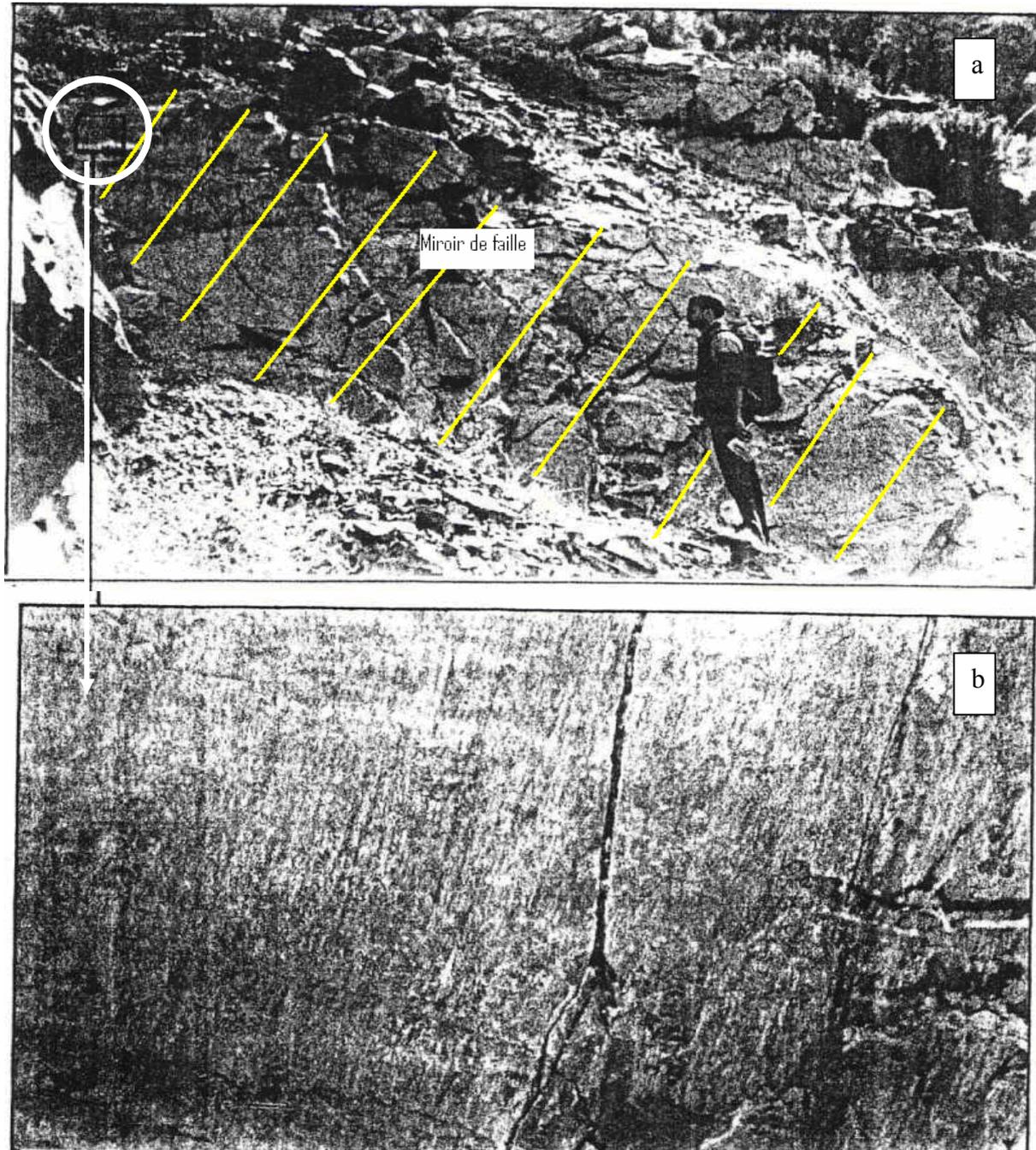


Fig.117 : a) Miroir de faille inverse senestre, b) stries verticales sur le bloc fixe (Tahri, 2003)

L'analyse des polaires de ces plans a permis à Tahiri (2003) de tracer les plans des contraintes principales ainsi que leurs axes. Les axes des contraintes majoritaires sont :

- $X = \sigma_3 = N 034 - 36^\circ$ (Contrainte minimale, distensive).
- $Y = \sigma_2 = N 267 - 40^\circ$ (Contrainte intermédiaire).
- $Z = \sigma_1 = N 147 - 30^\circ$ (Contrainte maximale, compressive).

A la lumière de ces résultats, il a été avancé que la tectonique affectant la formation primaire d'Ain Franin est compressive. Sa direction de raccourcissement est orientée NNW-SSE, alors que la contrainte de distension est orientée NNE-SSW (fig 118).

Etant donné que cette direction est conforme au champ de contrainte actuel, il a été suggéré que le socle primaire a été le siège d'une phase polyphasée. Apparemment, les mouvements de distension sont remplacés au Quaternaire par des mouvements de compression associés à des décrochements E-W.

Cette conclusion rejoint celles déjà formulées par Perrodon (1957), Gourinard (1958), Delfaud et Thomas (1972) et Thomas (1974).

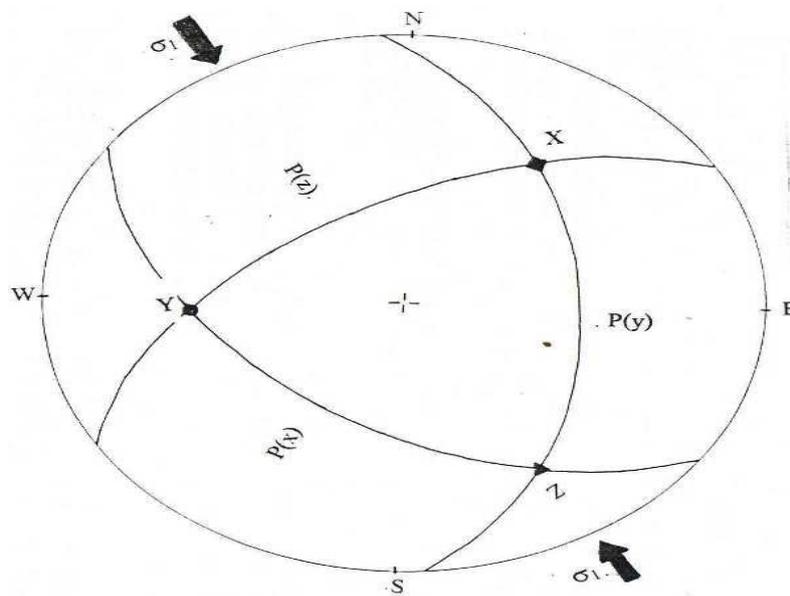


Fig. 118 : Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D1 (Tahiri, 2003)

3.2.1.6. Site de Kristel

3.2.1.6.1. Décrochement de Kristel

Cet accident est visible au Sud-Ouest du village de Kristel aux coordonnées Lambert (X=213.000, y=285.000). Il est considéré comme un trait structural majeur de la région car il affecte les grès du Pliocène supérieur et les dépôts calcaires du Miocène qui leur sont sous-jacent (fig.119).



Fig.119: Miroir de la faille décrochante dextre de Kristel (cartographiée par Thomas en 1985).

L'analyse des tectoglyphes (recristallisation de la calcite, joints stylolithiques, stries de friction...) révélées par les nombreuses fractures accompagnant ce décrochement traduit un coulissage dextre (Thomas, 1985). La majeure partie des fractures matérialisant ce décrochement sont subverticales et montrent une génération de stries à pitch faible ou franchement horizontal (fig.120).

L'intense fracturation associée à cet accident a montré que l'angle d'ouverture contenant la direction (σ_1) de raccourcissement est de 20° . Le plan bissecteur de cet angle dièdre est orienté $N163^\circ E$. La direction de déformation est donc en compression et s'oriente approximativement NNW-SSE ($\sigma_1 = 163^\circ \pm 10^\circ$) (fig.121). Cette direction se retrouve également compatible avec l'orientation des pics stylolithiques observés dans les calcaires du Miocène (Thomas, 1985).

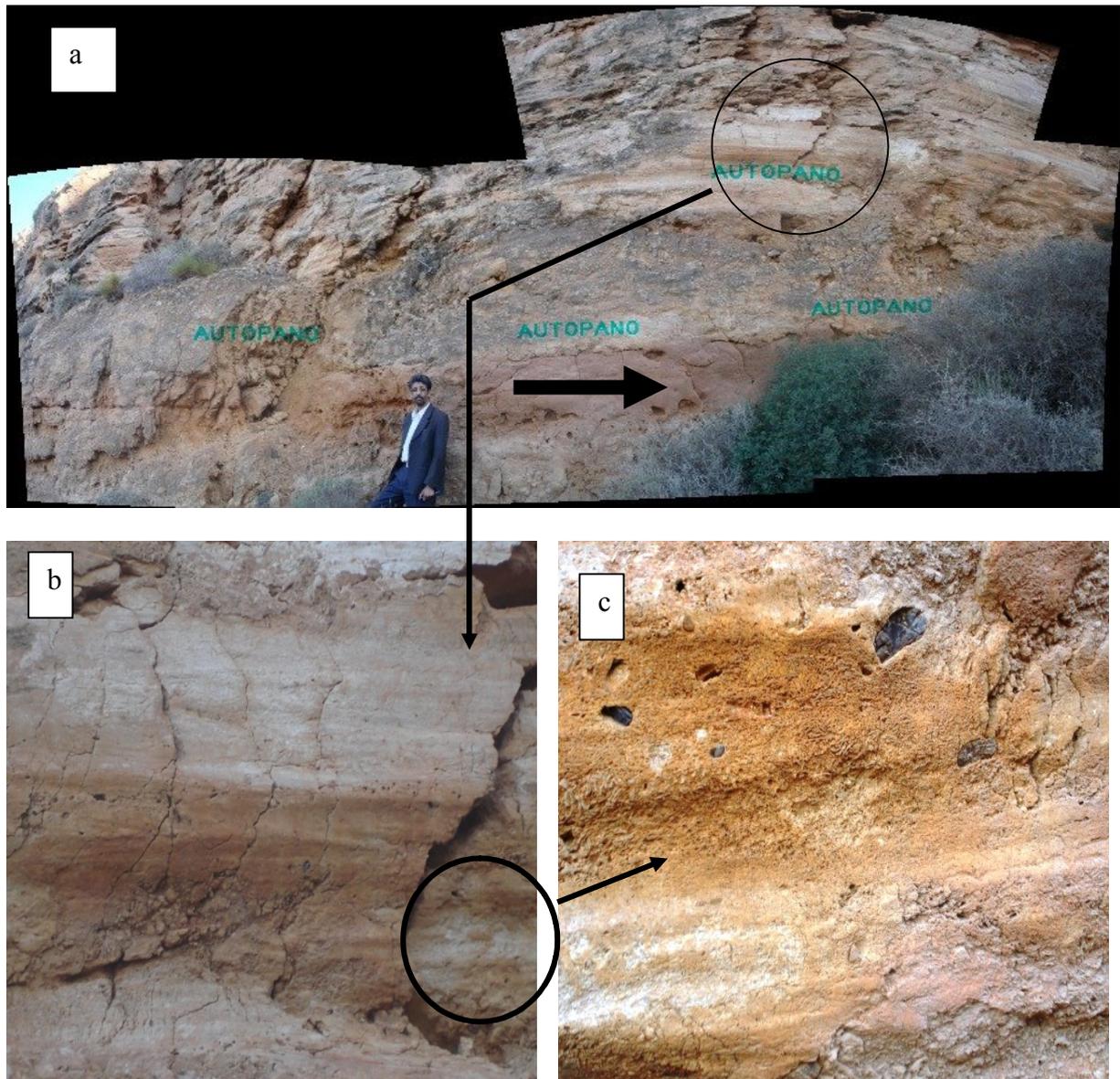


Fig.120: a et b : Striation et ancres à pitch horizontal, c : inclusions cisillées

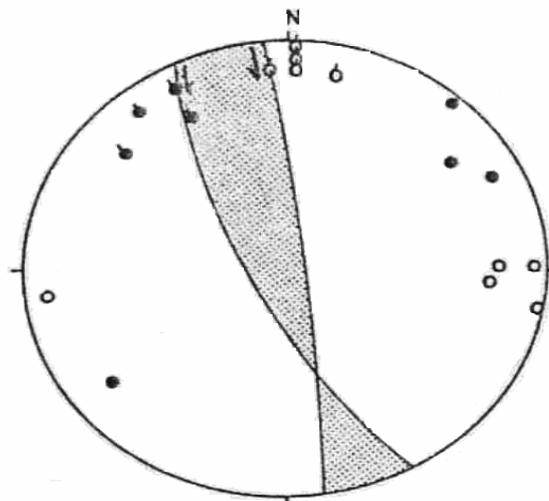


Fig.121: Le plan bissecteur est de $163 \pm 10^\circ$ (Thomas, 1985).

3.2.1.6.2- Les fibres de gypse des fentes de tension

Ces fibres de gypse des fentes de tension sont observables dans les marnes intercalées entre les assises calcaires du Miocène moyen post nappe ($X= 213.000$, $y=285.000$). Dans la région de Kristel, elles sont parfois longues de plusieurs mètres et larges de quelques centimètres (fig.122)



Fig.122: Les fibres de gypse des fentes de tension dans les formations du Miocène.

Les fibres de gypse de première génération, fines et régulières, sont souvent orthogonales aux épontes. Elles résultent d'un écartement pur. La direction d'allongement (σ_3) est, d'après les mesures microtectoniques, $N65^\circ E$ (le mode des mesures), $N65^\circ E$ (la médiane) et $N59^\circ E$ (la moyenne) (Thomas, 1985). Les fibres de deuxième génération, en raison de leur obliquité par rapport aux lèvres des fentes, indiquent un angle dièdre contenant la direction du raccourcissement. Le plan bissecteur est de $145^\circ E \pm 10^\circ$ (Thomas, 1985) (fig. 123).

Ces deux générations de fibres ont apparemment évolué dans un champ de contrainte stable. Selon H. Philip et A. Etchecopar (1978) (In Thomas, 1985), un tel phénomène doit être attribué à l'évolution de la déformation qui passe d'un stade "anélastique dilatant" (Tapponier et Brace, 1978) à un stade cassant.

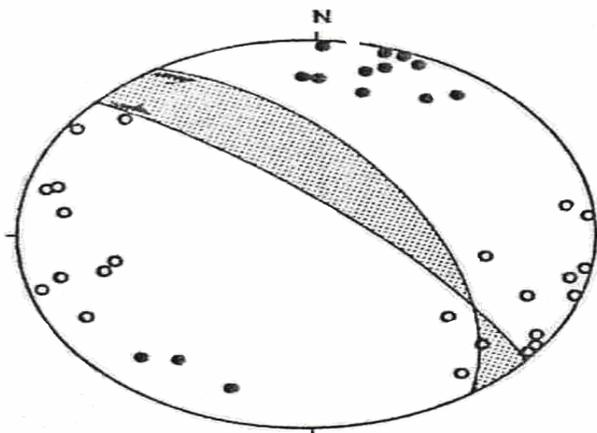


Fig.123: Le plan bissecteur est de $145^\circ E \pm 10^\circ$ (Thomas, 1985).

3.2.1.7. Site du Ravin Blanc (carrière)

Au niveau de l'ancienne carrière d'extraction de la chaux (X=199.900, Y=272.300), les mesures microtectoniques ont concerné les plans des discontinuités (D1) affectant les formations d'âge Miocène supérieur- Pliocène inférieur (fig.124).



Fig.124: Les failles affectant le Miocène supérieur - Pliocène basal (carrière du ravin Blanc)

L'analyse des polaires de ces plans a permis de tracer les plans des contraintes principales ainsi que leurs axes. Les axes des contraintes majoritaires sont (fig.125) :

- $X = \sigma_3 = N133^\circ - 09^\circ$ (Contrainte minimale, distensive).
- $Y = \sigma_2 = N039^\circ - 23^\circ$ (Contrainte intermédiaire).
- $Z = \sigma_1 = N244^\circ - 65^\circ$ (Contrainte maximale, compressive).

Ces résultats permettent d'avancer que les formations du Miocène supérieur sont mobilisées par un régime distensif de direction NW-SE ($\sigma_3 = N133^\circ E - 09^\circ$) (fig 126). On peut supposer que la distension NW-SE coexiste avec la compression ou bien qu'elle est engendrée par une subsidence localisée entre deux accidents non parallèles. Dans ce cas, l'oued du Ravin Blanc emprunterait probablement une faille décrochante orientée NW-SE. L'accentuation de la cuvette Sebkhia d'Oran-Habra peut en être également responsable.

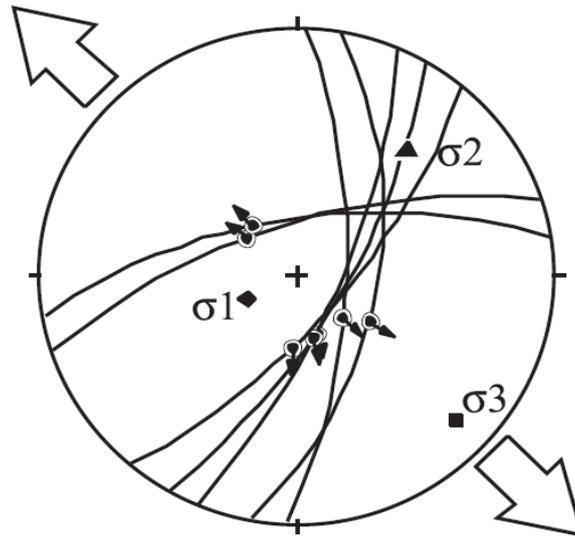


Fig. 125: Répartition du champ des contraintes triaxiales carrière

3.2.1.8. Site Passerelle de l'Hôtel Sheraton

Au niveau de ce site, situé à l'entrée de la route menant vers la Frange maritime ($X= 201.000, Y=273.700$), les mesures ont concerné une population de fractures composée de 9 failles caractérisées par des déplacements de quelques millimètres à quelques centimètres. Ces failles affectent les formations gréso-sableuses du Pliocène supérieur – Quaternaire ??) (fig.126).

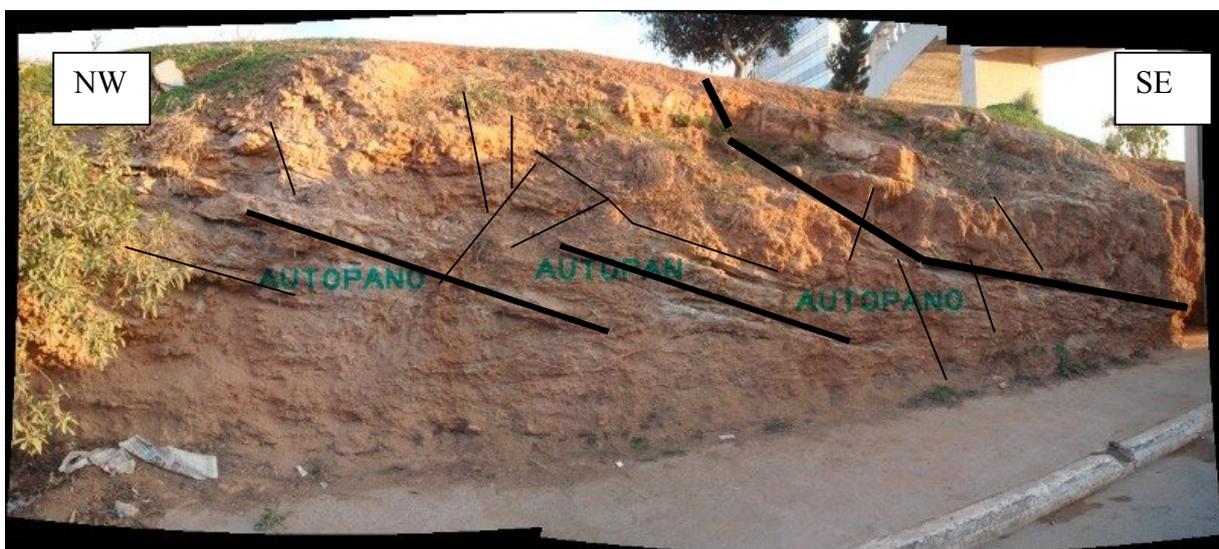


Fig.126: Failles inverses affectant les couches sablo gréseuses du Plio-Quaternaire

L'analyse des polaires des plans mesurés a permis de tracer les plans des contraintes principales ainsi que leurs axes. Les axes des contraintes majoritaires sont (fig. 127) :

- $X = \sigma_3 = N213^\circ - 59^\circ$ (Contrainte minimale, distensive).
- $Y = \sigma_2 = N050^\circ - 32^\circ$ (Contrainte intermédiaire).
- $Z = \sigma_1 = N 314^\circ - 06^\circ$ (Contrainte maximale, compressive).

Le régime tectonique affectant les formations échantillonnées est clairement compressif (σ_1). La compression est orientée NW- SE alors que la distension est NNE-SSW (fig. 127).

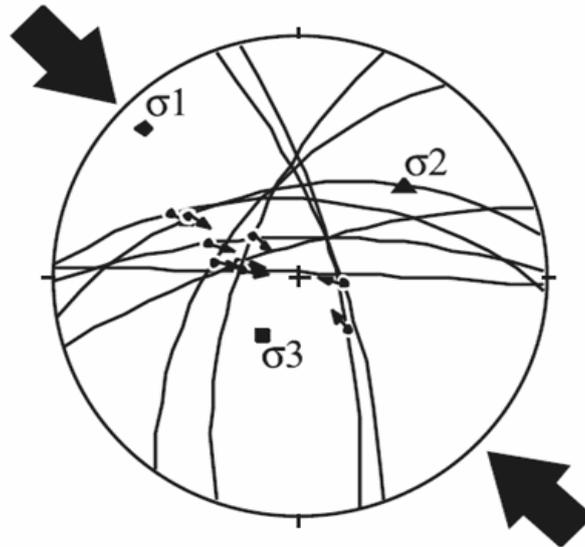


Fig. 127 : Répartition du champ des contraintes triaxiales hôtel Sheraton

3.2.1.9. Les failles normales inventoriées le long de la frange maritime Est.

Au contrebas de la frange maritime Est, nous avons jugé utile de sélectionner un certain nombre de failles normales pour essayer de reconstituer leur histoire tectonique. Parmi les structures identifiées, notre choix s'est porté sur 05 failles normales bien espacées et affectant presque la même formation grés-sableuse probablement du Pliocène inférieur. Les déplacements (centimétriques à métriques) sur ces failles sont bien visibles (fig.128).

L'analyse des polaires des plans mesurés a permis de tracer les plans des contraintes principales ainsi que leurs axes. Les axes des contraintes majoritaires sont (fig.129) :

- $X = \sigma_3 = N303^\circ - 23^\circ$ (Contrainte minimale, distensive).
- $Y = \sigma_2 = N212^\circ - 01^\circ$ (Contrainte intermédiaire).
- $Z = \sigma_1 = N120^\circ - 67^\circ$ (Contrainte maximale, compressive).



Fig. 128 : 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 .

On remarque que le régime tectonique est défini par une phase distensive d'orientation NW-SE (fig. 130). On constate que la phase n'est pas cohérente avec le champ de contraintes actuel dominé par la compression. Cependant dans un contexte compressif les déformations en distension peuvent localement exister (Rampnoux et al, 1979, In Thomas, 1985).

Cette distension pourrait, donc, être le résultat d'une réorganisation locale des contraintes à proximité de failles décrochantes, à l'accentuation de la cuvette du synclinal de la Sebkhia d'Oran-Habra sinon à une courbure, accommodée par l'ouverture de la fracturation de fond et par le rejet sur des plans de glissement incurvés issus de la coalescence de certaines de ces fractures de fond favorablement alignées. L'inclinaison, vers le Nord, de la mince formation (plioquaternaire ?) au niveau de la pointe de Canastel milite pour l'existence, probable, d'un pli forcé se formant classiquement à l'aplomb d'une faille, d'un réseau de failles, ou d'un diapir, sous-jacents. Leur géométrie se trouve très influencée par la géométrie de la faille en question (Bazalgette, 2004).

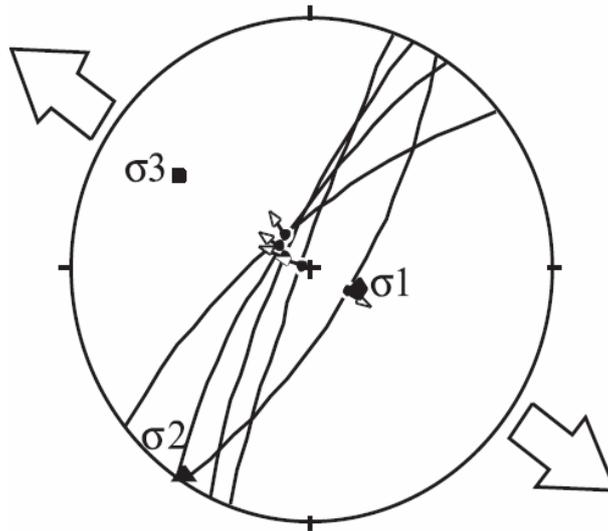


Fig. 129: Répartition du champ des contraintes triaxiales failles normales

3.2.1.10. ESSAI DE SYNTHÈSE STRUCTURALE :

Il faut être attentif au fait que l'interprétation, à l'échelle des falaises, a ses limites. Pour cette raison, nous avons tenu à examiner la **cohérence régionale** des résultats obtenus. Cette démarche devait vérifier que le schéma structural et les déformations impliquées sont cohérents avec les déformations connues régionalement (cohérence cinématique), et que les structures décrites s'intègrent dans un système tectonique d'échelle régionale (cohérence mécanique).

Les observations microtectoniques réalisées entre Mers el Kébir et Kristel montrent que la contrainte principale est, en grande partie, compressive (fig.130). La direction de cette compression, qui varie légèrement de NNW-SSE à NW-SE, est aussi celle de la convergence Afrique-Europe. Cependant, des déformations distensives ont été identifiées à une échelle locale. Ces déformations dont l'allongement est NW-SE affectent les formations du Miocène terminal et du Pliocène basal.

Par ailleurs, il y a lieu de signaler que dans un régime compressif, un coin de réajustement ou d'accommodation en failles inverses, associé à la formation ou la réactivation de failles en extension peut exister. A cet effet, des phases distensives peuvent, grâce à une réorganisation locale des contraintes à proximité de failles décrochantes, coexister localement avec la compression.

En effet dès 1977, Tapponnier a montré, dans ses travaux de tectonique effectués en Asie, la coexistence de mécanismes en compression et en distension dans des régions soumises à un champ de contraintes régional identique (Molnar et Tapponnier, 1977; Philip, 1983, 1987). Ces observations ont été une nouvelle fois confirmées à une grande échelle par les mécanismes au foyer des deux événements sismiques majeurs que sont les séismes d'El Asnam ($M_s = 7.3$, 10 octobre 1980) et d'Irpina ($M_s = 6.9$, le 23 novembre 1980) qui montrent respectivement une solution en relation avec des champs de contraintes **compressifs orientés NNW-SSE** (Ouyed *et al.*, 1981) et en **distension orienté NW-SE** (Giardini *et al.*, 1984, In Geomatrix-Me2i-TTi, 2003)

Dans notre cas, la phase distensive que nous avons identifié présente, elle aussi, une direction similaire au régime compressif actuel NW-SE.

Au niveau des falaises Est d'Oran, cette phase distensive pourrait être due à :

- La compression locale NE-SW créée éventuellement par les toits en mouvement des accidents majeurs cartographiés à savoir celui du Dj. Murdjadjo (faille de la Calère) à l'Ouest et de Kristel à l'Est, soit par un contexte gravitaire.
- L'accentuation, au niveau des falaises est, d'une courbure, accommodée par l'ouverture de la fracturation de fond et par le rejet sur des plans de glissement incurvés issus de la coalescence de certaines de ces fractures de fond favorablement alignées.
- L'existence, probable, d'un pli forcé se formant à l'aplomb d'une faille sous-jacente (Bazalgette, 2004) passant, à notre avis, en mer non loin de la côte des falaises Est d'Oran. Cette faille reste probable (théorique).

Par contre au niveau de la carrière du Ravin Blanc, elle pourrait être générée par la subsidence localisée entre deux accidents non parallèles (voir fig. 140 et 141).

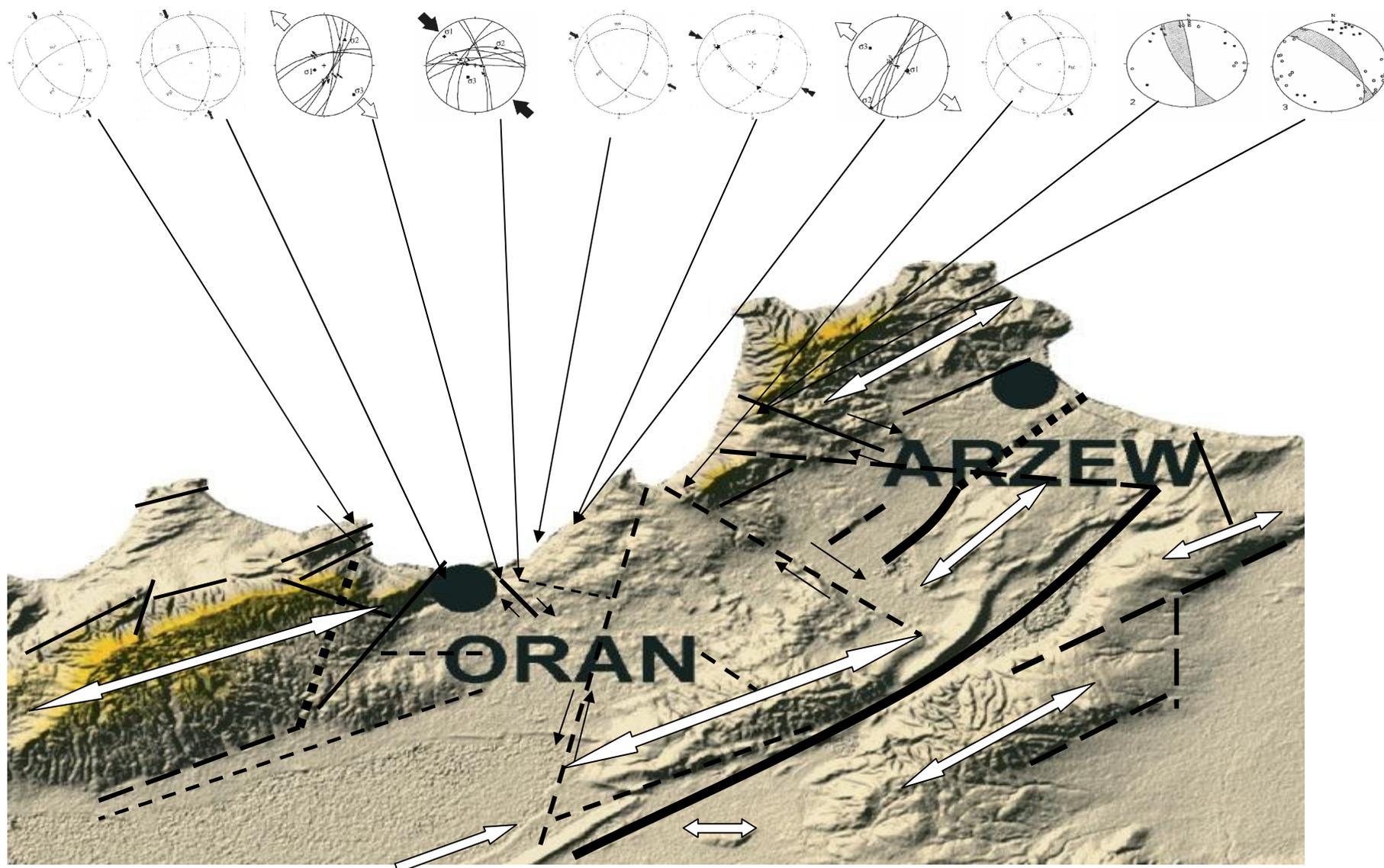


Fig. 130: Distribution spatiale du champ de contrainte le long du littoral d'Oran (| failles, - - - failles probables, ↗ anticlinal, ↘ synclinal)

Les stations de Mers El Kebir, de la Calère, d'Ain Franin et de Kristel sont très corrélables. Subissant une tectonique polyphasée, ces stations enregistrent probablement l'influence des structures héritées. Cette influence est particulièrement forte car la sédimentation plioquaternaire sur les structures réactivées est, en général, très faible (fig.131).

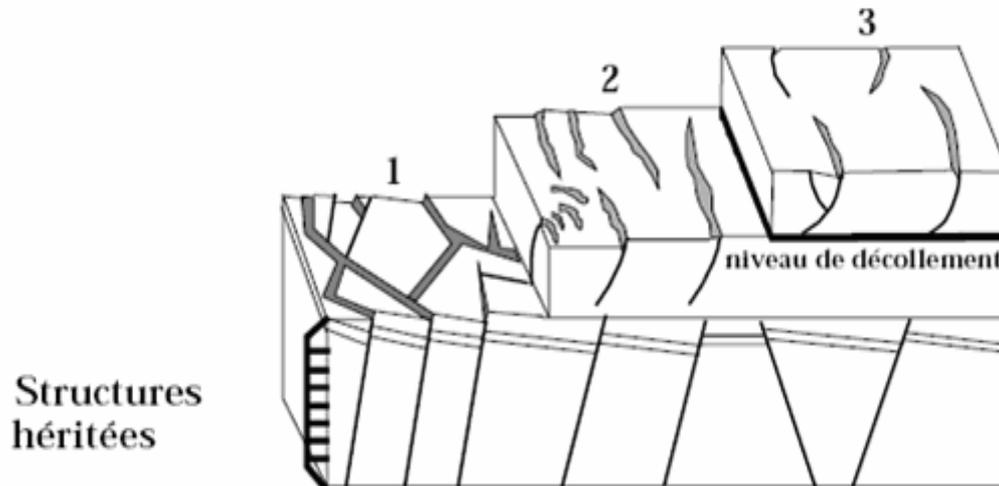


Fig. 131: La sédimentation joue un rôle lors de la tectonique polyphasée.

(1) forte influence lorsque la sédimentation sur les structures réactivées est faible, (2) l'influence est plus diffuse si l'épaisseur des sédiments augmente ou si les roches sont compétentes ;(3) l'influence disparaît au-dessus d'un niveau de décollement.

Concernant les accidents de la frange maritime, ils se détachent nettement de ceux des autres sites prospectés confirmant ainsi leur caractère particulier sur le plan structural. Cette particularité serait, à notre avis, la conséquence de différentes réorganisations locales au voisinage de failles décrochantes existantes ou nouvellement créées.

D'après les travaux de Thomas (1985), la direction de raccourcissement $N148^{\circ}E \pm 7^{\circ}$ constitue une valeur régionale caractérisant l'intra- pliocène et le Plio-Pléistocène inférieur. La direction de raccourcissement $148^{\circ}E$ caractérise les formations antérieures au Pliocène inférieur, alors que les directions $N163^{\circ}E$ à $N169^{\circ}E$ sont propres au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur.

Les stations d'Ain Franin ($N147^{\circ}E$) et de Mers el Kébir ($N150^{\circ}E$) se distinguent par une direction de raccourcissement très proche de la valeur régionale ($N148^{\circ}E \pm 7^{\circ}$) car on a respectivement ($N148^{\circ}E \pm 1^{\circ}$) et ($N148^{\circ}E \pm 2^{\circ}$). Aussi, la première station (Ain Franin) se situe à proximité de la faille NW-SE du Dj. Khar et celle de Mers el Kébir près de l'accident inverse $N80^{\circ}E$ du Dj. Santon.

Au niveau des décrochements dextres de Kristel ($N140^{\circ}E$) et de la Calère ($N50^{\circ}$ à $N55^{\circ}E$), la direction du raccourcissement est respectivement $N163^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ et $N162^{\circ}E$. Ces deux directions de raccourcissement correspondent en réalité à une direction $N148^{\circ}E \pm 15^{\circ}$.

Par contre au contrebas de la frange maritime, parallèlement aux failles normales la direction du raccourcissement est de $N120^{\circ}E$. Cette orientation, correspondant à $N148^{\circ}E \pm 28^{\circ}$, se localise à proximité des décrochements $N70^{\circ}E$.

On remarque que le champ de contraintes enregistre des déviations locales, une trentaine de degré de part et d'autre d'une valeur régionale voisine de N148°E. Elles paraissent suffisantes pour expliquer la diversité des directions de raccourcissement (σ_1) relative aux phases compressives intra-pliocènes et plio-pléistocène. On constate, aussi, qu'à chaque fois où nous avons une direction de raccourcissement qui s'écarte de la valeur régionale moyenne N148°E \pm 7°, nous avons un décrochement d'ampleur plurikilométrique qui influence le champ de contrainte principal.

En revanche, les stations de la passerelle Hôtel Sheraton, du contrebas de Seddikia et les Genets, montrent respectivement une direction de raccourcissement (σ_1) de N314° E, N300° E et N300° E. Cette direction se dévoile encore une nouvelle fois au niveau de la station de la frange maritime (5 failles) mais cette fois sous un régime distensif (σ_3 = 303°E).

Enfin, au niveau de la carrière du Ravin Blanc, le champ de contraintes est principalement distensif (σ_3 = N133°E) alors que la contrainte maximale régionale est compressive.

Il semble que la région a enregistré les effets d'une tectonique polyphasée. La direction (σ_1) est proche de NE-SW lorsque la déformation est décrochante distensive ; elle est voisine de NW-SE lorsque la déformation est décrochante compressive.

Tableau n°1 : Mesures microtectoniques relatives à la région d'Oran.

Sites étudiés	Localisation du site		Z (σ_1)
	X Lam	Y Lam	
Kristel 2 (décrochement dextre de kristel)	213.000	285.000	N163° E \pm 10°
Kristel 3 (première génération de fibre de gypse)	213.000	285.000	N145°E \pm 10°
Ain Franin	280.300	210.500	N 147°E
Ravin Blanc (carrière)	199.900	272.300	N 244°E (σ_3 distensive = 133° E)
Frange maritime, passerelle Hôtel Sheraton	201.000	273.700	N 314° E
Frange maritime (5 failles)	-	-	N 120° E (σ_3 distensive = 303°E)
Frange maritime (contrebas de Seddikia)	274.250	201.600	N 300°E
Frange maritime (Genets)	275.000	202.000	N 300°E
Calère d'Oran	273.000	196.600	N 162°E
Mers el Kebir	276.400	191.000	N 150°E

Mais l'événement distensif NW-SE déterminé dans une partie du littoral oranais, peut-il expliquer à lui seul l'existence de failles en extension sur la côte ? Est-il possible que des failles normales (ou listriques) puissent se former dans un contexte tectonique régional compressif ? Quelles pourraient être les origines possibles pour la formation de ces failles normales (listriques) ? Quelle est leur relation avec le cycle sismique ?

Avant d'avancer une quelconque réponse, il faudrait rappeler que dans tous les exemples réels que les géologues ont eu à étudier, le contexte tectonique des failles normales (ou listriques) correspondait toujours à une **extension**. L'origine des ces failles est soit mécanique, soit cinématique ((Shelton, 1984 ; Dula, 1991 ; Vendeville, 1991).

Dans le cas de l'origine cinématique, nous avons une initiation de **failles de croissance** avec un pendage de 60° . Par la suite, l'extension provoque un basculement des blocs, puis de nouvelles failles sont initiées avec un pendage de 60° . En fin de processus, on obtient des failles listriques avec un pendage de 60° en surface et environ 30° en profondeur (fig. 132).

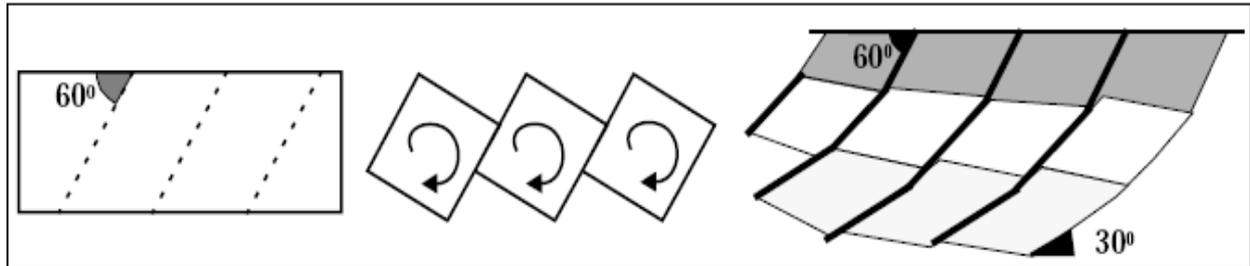


Fig. 132 : Origine cinématique des failles de croissance

On notera de plus la formation de failles normales axiales basculées pendant un plissement local des formations géologiques superficielles. Ces fractures axiales sont localisées au niveau d'une charnière de pli de longueur d'onde pluridécamétriques. L'aspect irrégulier de ces fractures peut être probablement lié à des fluctuations locales des directions des contraintes principales développées au niveau de la charnière.

En extension, les failles normales ou listriques sont donc conditionnées par la mécanique des roches constituant l'ensemble déformé: en effet, la déformation d'un niveau ductile mince donnera dans la plupart des cas des failles listriques. Néanmoins, leur déclenchement nécessite la présence d'un contraste lithologique (gypse, sel, argile...).

Ces événements extensifs pourraient représenter encore un relâchement cosismique des contraintes compressives intersismiques qui sont associées au soulèvement de la côte. Donc, les failles normales qu'on observe le long des falaises d'Oran plio-pléistocènes, sont, en plus, des failles de réajustement ou de mouvements tectoniques verticaux co-sismiques, avec des mouvements verticaux de la côte et sans contrainte latérale, donc avec un régime de contrainte extensif ($\sigma_1 = \sigma_v$) pendant le co-sismique.

3.2.2. Tectonique souple

Le long de la frange maritime Est, des antiformes décamétriques à hectométriques peuvent être observées. Parmi ces antiformes, le LTPO a étudié le pli situé au droit de la piste menant à la plage des Genets (fig.133). Cette structure bien développée se caractérise par une charnière à grand rayon de courbure et des flancs tangents à la base de ce plissement.



Fig.133 : Pli des Genets, LTPO (1995).

D'après l'analyse des plans de la stratification (S_0), le long de cette antiforme par les méthodes de la projection stéréographique, le pli serait de type conique (fig. 134) à axe fortement incliné (80°) (LTPO, 1995).



Fig .134: Pli cône. Photo supérieure (LTPO, 1995), la photo inférieure (2007)

Un pli cône est un pli dont les flancs ont des génératrices convergentes vers un point, qui est l'endroit où se termine le pli. On parle donc de terminaison périclinale du pli lorsque celui-ci dessine un périclinal du fait qu'il devient conique (fig.135 a), alors qu'il montre ailleurs des flancs plus ou moins parallèles qui résultent d'une forme cylindrique d'un axe à peu près horizontal (fig.135 b).

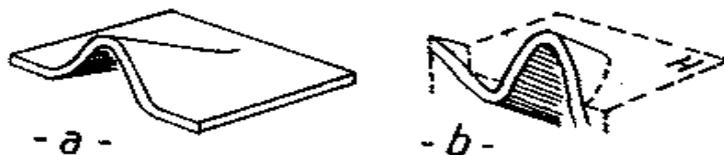


Fig.135 : Les deux sortes de dispositions périclinales :

a= terminaison conique d'une antiforme;

b = ennoiement d'une antiforme cylindrique, sous la surface du sol, ici horizontale (H).

D'après le LTPO (1995), l'apex du pli conique (terminaison aigüe) est orienté vers le S-E à l'azimut $N128^\circ$ (fig. 136), alors que l'angle d'ouverture du cône avoisine 66° d'où un angle apical de la charnière du pli de 33° . Nos mesures de terrain confirment ce constat. La compression serait alors NNE-SSW. Cette orientation a caractérisé le Miocène supérieur - Pliocène inférieur (Thomas, 1985). Il est donc clair que ce pli n'est pas la conséquence d'une phase compressive plioquaternaire comme avancé, en 1995, par le LTPO.

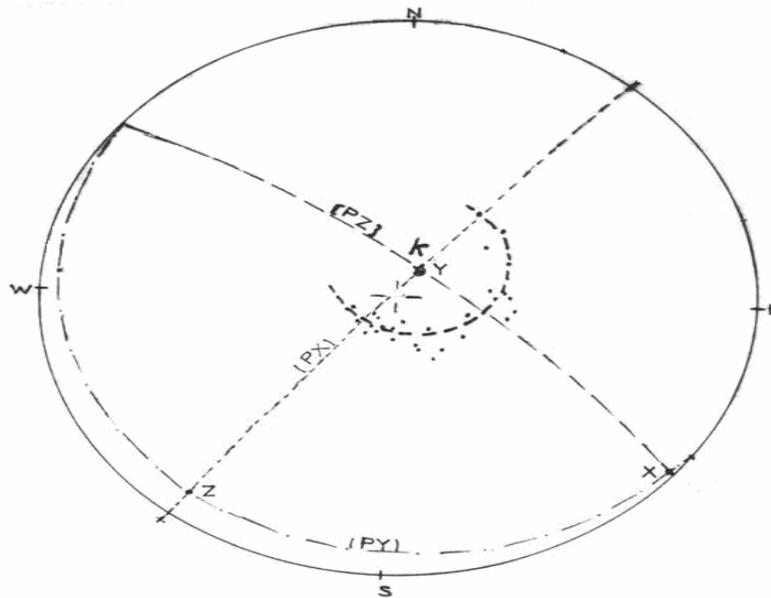


Fig.136: Canevas de Schmidt (LTPO, 1995)

En effet, les ondulations (fig. 137) post - Pliocène inférieur au niveau du site localisé par les coordonnées Lambert ($X=199.100$ et $Y= 272.700$) présentent une contrainte minimale (σ_3) orientée $N50^\circ E$. Ce qui veut dire que les ondulations ont été formées par des contraintes compressives NW-SE conformes au champ de contraintes actuel.

Devant cet état de fait, nous pouvons dire que le pli conique n'a pas été activé sous le régime tectonique actuel et par conséquent n'est pas lié au soulèvement des falaises. Toutefois, des ondulations similaires ont été aussi signalées dans les terrains jurassiques français, et interprétées comme d'origine sismique (communication Orale de Ouali-Mehadji,). Dans ce cas, cette déformation (ondulations) serait liée à un événement sismique dont la propagation (de l'onde) a été fossilisée sur un matériel encore non lithifié (non induré) et serait donc synchronique à la sédimentation. Le sol rouge (contraste sur la photo) est postérieur à l'événement : on peut penser à une pédogenèse différentielle. En effet, la partie inférieure, touchée par le séisme, a vu ses grains réarrangés alors que celle située au dessus n'a pas le même arrangement granulaire et donc cette différence de compacité s'est répercutée sur la pédogenèse (per descendum) dont la roche saine (mère) coïncide avec l'ondulation.

Ces deux interprétations nous conduisent à une seule lecture : une déformation sans relation nette avec le soulèvement des falaises.

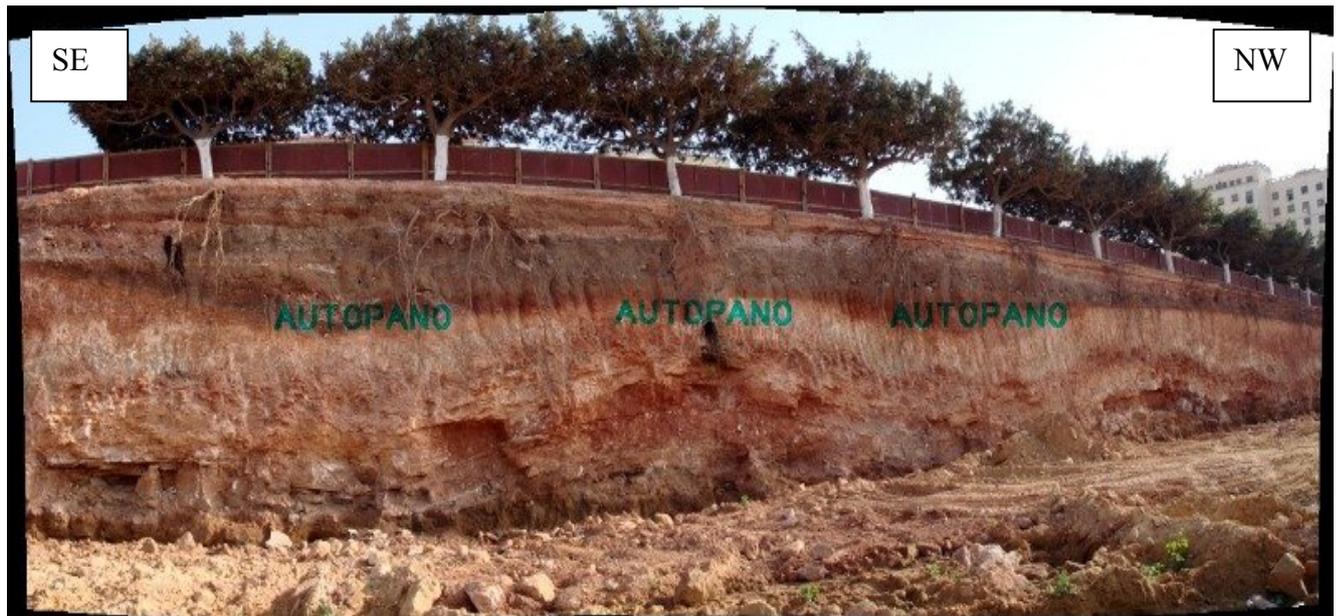


Fig.137 : Ondulations affectant les formations plioquaternaires

3.3. Néotectonique en Oranie

Au Maghreb, le Miocène post-nappes a été, dès le départ, considéré comme une base de référence pour la Néotectonique (Glangeaud *et al.*, 1952; Guiraud, 1977; Philip, 1977) car celle-ci a été définie comme étant l'étude des déformations tectoniques post-nappes observées dans les niveaux du Néogène (Langhien) et du Quaternaire, c'est-à-dire, de -18 Ma à l'actuel.

Devant le peu de traces sûres dans la région d'Oran sur la tectonique quaternaire, nous avons opté pour une analyse de l'allure du chevelu hydrographique. Cette méthode nous a permis de constater que l'écoulement des cours d'eau subissait des changements brusques et brutaux de direction. Ces perturbations ne pouvaient être interprétées que par le jeu ou le rejeu probable de failles néogènes ou anténéogènes. L'extension de ces failles est cependant hypothétique.

Les cartes interprétées que nous avons établies pour le domaine oranais (Massifs Côtiers et plateau d'Oran) montrent l'existence d'une tectonique cassante et décrochante. Les directions majeures révélées par l'analyse sont N20°, (N50° à N60°), (N110 à N145°) et (N160° à N180°E). Ces directions ne sont pas typiquement quaternaires ce qui veut dire que les structures (failles normales, failles inverses et décrochements) anté-quaternaires ont vraisemblablement la possibilité de se reconduire. La néotectonique quaternaire ne pouvait, donc, que respecter les grandes directions déjà en place.

Le schéma structural mis en évidence par l'analyse du chevelu hydrographique montre l'existence de failles principales découpées en panneaux (fig. 138). De ce découpage, résulte des ensembles hachés qui ne peuvent correspondre qu'à des horsts et grabens. Et c'est ce double mouvement de surrection et de subsidence qui a pu porter les gradins à des altitudes différentes. Au niveau du Murdjadjo, les altitudes occupées par les terrasses calabriennes varient de 30 m jusqu'à 378 m ce qui prouve que la tectonique verticale est active (Remaoun, 1981).

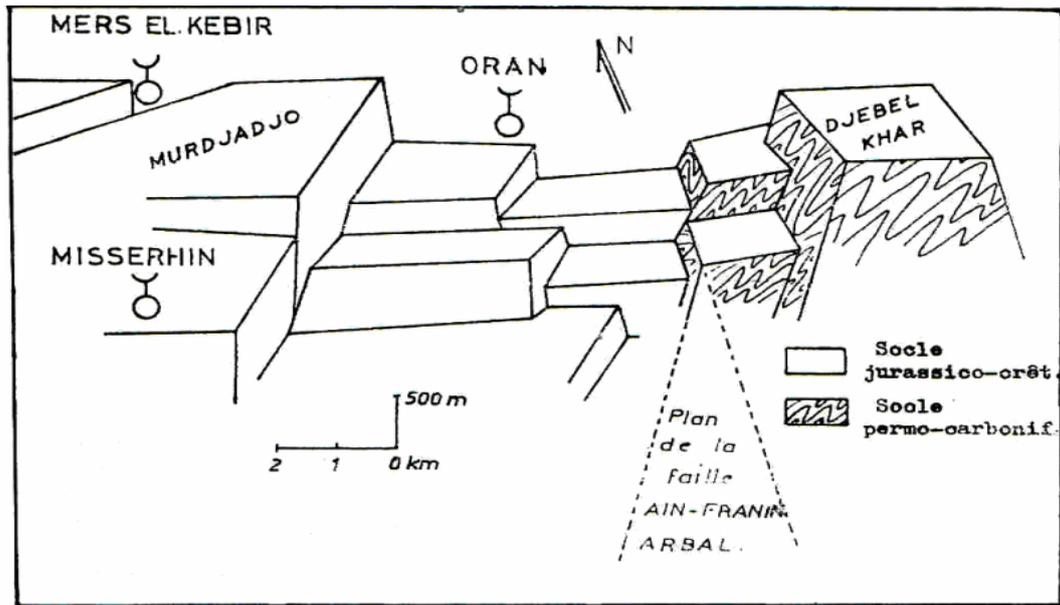


Fig. 138: Schéma explicatif montrant le jeu différentiel des horsts du socle de la ride littorale (Joseph, 1979)

En se basant sur des arguments géomorphologiques, la présence, au contrebas du versant Nord-Ouest du Murdjadjo (qui est un escarpement de ligne de faille) et du massif de M'sila, de cônes de déjection enveloppant souvent des blocs décimétriques, soulignerait probablement un relèvement de ces Djebels au Quaternaire ancien. Aussi, les segments de failles détectés, par l'analyse du réseau hydrographique, parallèlement au pied du Murdjadjo suggèrent la présence d'un début de chevauchement de flanc (fig. 139). Ce dernier est à peine visible à la carrière de Kouchet El Djir (fig.76).

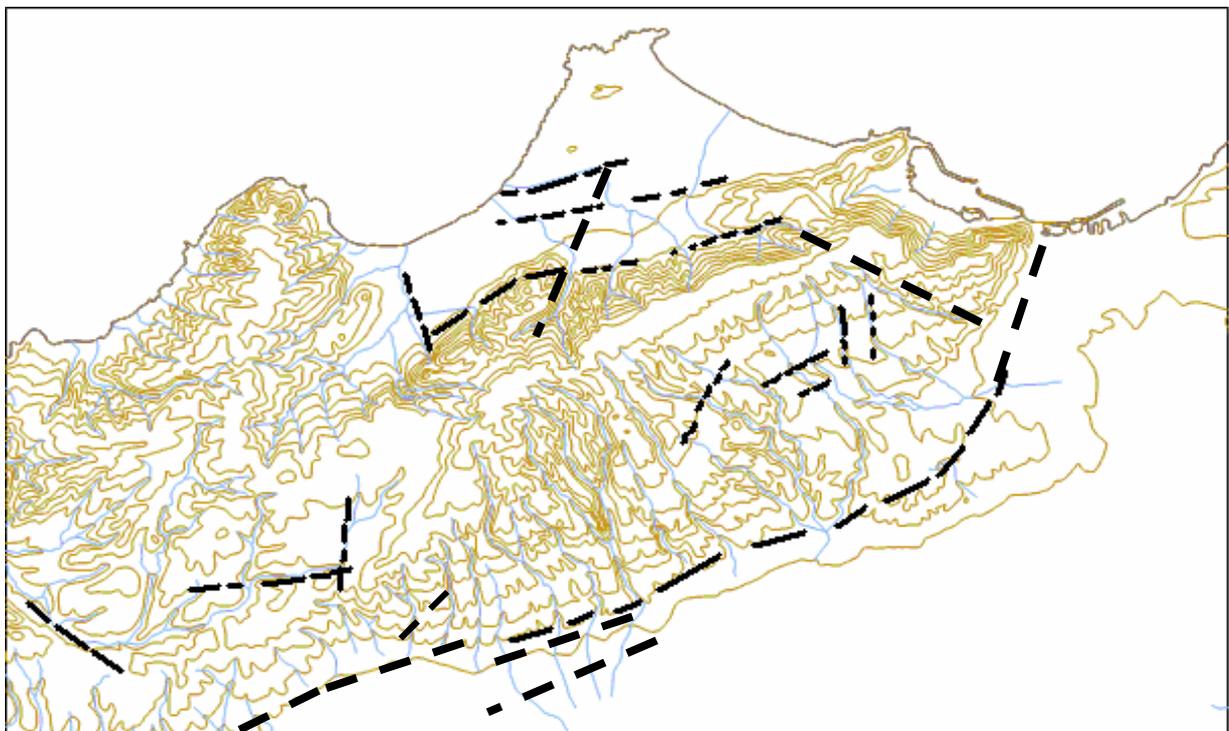


Fig.139: Carte de la fracturation déduite à partir du chevelu hydrographique parcourant le massif du Murdjadjo (Failles probables - - -)

Au Quaternaire moyen, peu de signatures tectoniques sûres existent. Néanmoins, nous pouvons avancer que les grabens esquissés pendant la période antérieure continuent à évoluer dans le même sens : les horsts restent, d'une manière générale, animés de mouvements positifs tandis que les grabens conservent leur subsidence. Les failles décrochantes dextres N90°E singularisent le Quaternaire moyen caractérisé par une direction de raccourcissement N145°E. Cette phase compressive favorise la formation de failles inverses ainsi que des plis à N50°E.

Localement, des phases distensives semblent exister et les panneaux jouant en petits horsts ou en petits grabens démontrent que les mouvements ont été plus ou moins intenses selon les secteurs. Le coin en extension NW-SE détecté, à l'aide de l'analyse du chevelu hydrographique, au niveau de la carrière du lac du Ravin blanc (fig. 140) a été étayé par l'analyse microtectonique. Le comportement du cours d'eau du ravin blanc qui commence son écoulement de l'Est vers l'Ouest puis du Sud vers le Nord suggère la présence d'une faille décrochante dextre de direction N145°E. Parallèlement à ce décrochement, on remarque un autre linéament de même direction qui est emprunté par la partie amont du ruisseau traversant l'ex. Route nationale n°4.

Ces deux décrochements serrent un petit panneau effondré bien visible à l'extrémité N-W du Ravin Blanc (fig.141). Sur la photo, on arrive à distinguer l'effet de l'effondrement sur les formations géologiques supérieures (plioquaternaires). On observe des couches localement ondulées et légèrement affaissées. Ces traits sont spécifiques aux plis forcés.

Ces décrochements, parallèles à ceux de Kristel (fig.142), sont en cohésion avec le contexte tectonique régional du littoral oranais. Si ces décrochements sont établis, ils pourraient se révéler sismogènes vu leur longueur plurikilométriques.

Même si la fracturation déduite par le biais de l'analyse du chevelu hydrographique (fig. 139, 140 et 142) reste généralement hypothétique et incertaine, le schéma structural obtenu trouve facilement sa place dans le contexte structural régional décrit, ci haut, en détail. Ce qui lui procure une certaine crédibilité.

Aussi, les changements brusques dans les directions d'écoulement des petits cours d'eau parcourant le domaine oranais montrent que la zone côtière d'Oran a été soulevée d'une manière désordonnée et hétéroclite (Fig.140 et 143).

Sur le plateau d'Oran, on distingue des cours d'eau qui s'écoulent du Sud vers le Nord en direction de la mer, et du Nord vers le Sud en direction de la Daïa Morsly.

Le premier écoulement a été apparemment provoqué par un léger basculement des blocs portant les bassins de l'oued Er'rhi et du Ravin Blanc vers le N-E et le N-W respectivement (fig.143).

Le secteur étroit, s'étalant de la Calère jusqu'au Pont albin, n'est pas drainé. Les cours d'eau sont stoppés nettement au pied du Dj. Murdjadjo probablement par le relèvement du plateau supportant les quartiers d'Eckmuhl et de Kerguenta. La partie Nord de ce panneau s'incline vers la mer pour donner naissance au cours d'eau de l'Oued Er-Rhi. Ces observations confirment encore une fois que le secteur de la Calère est un panneau effondré (fig.77) qui se retrouve serré entre le Murdjadjo et le plateau d'Eckmuhl-Kerguenta (fig.140 et 143).

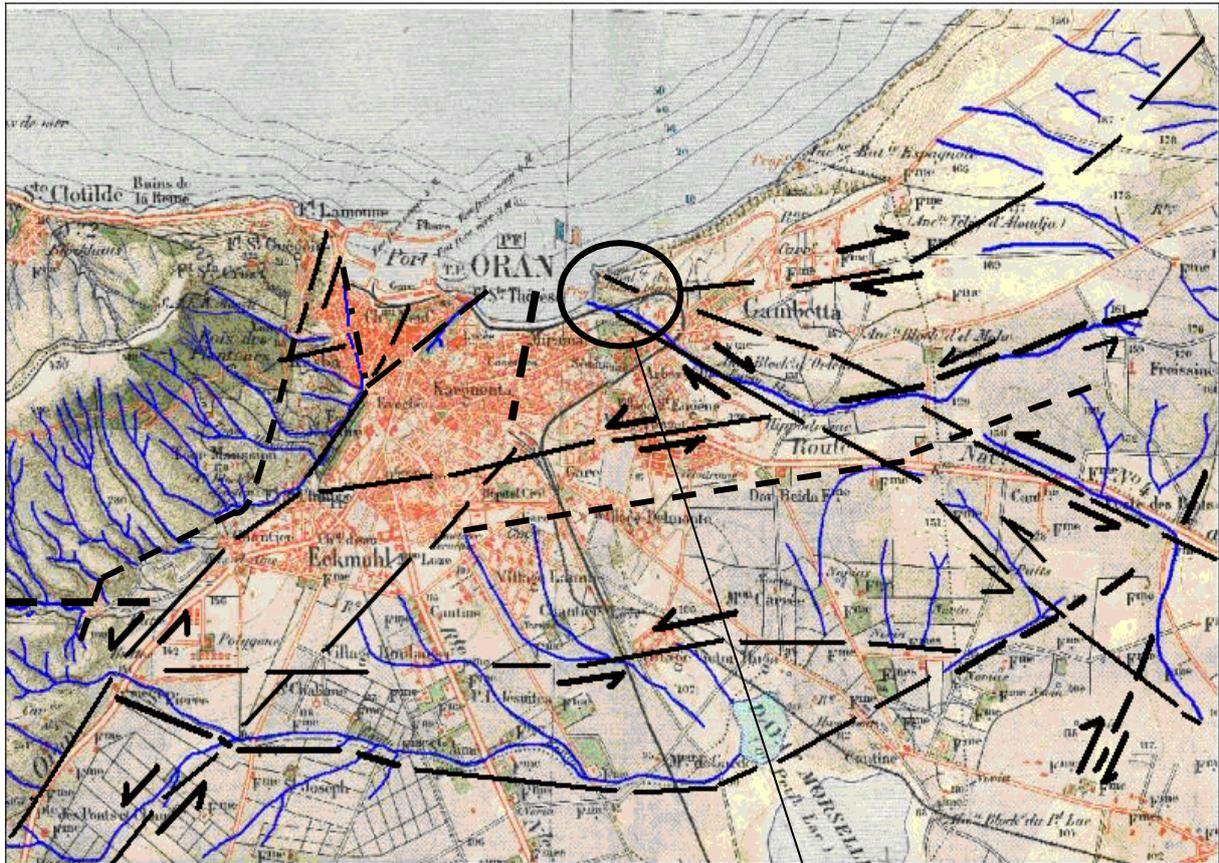


Fig.140 : Carte de la fracturation déduite à partir du chevelu hydrographique du plateau d'Oran à l'échelle 1/50.000 (failles probables - - -)

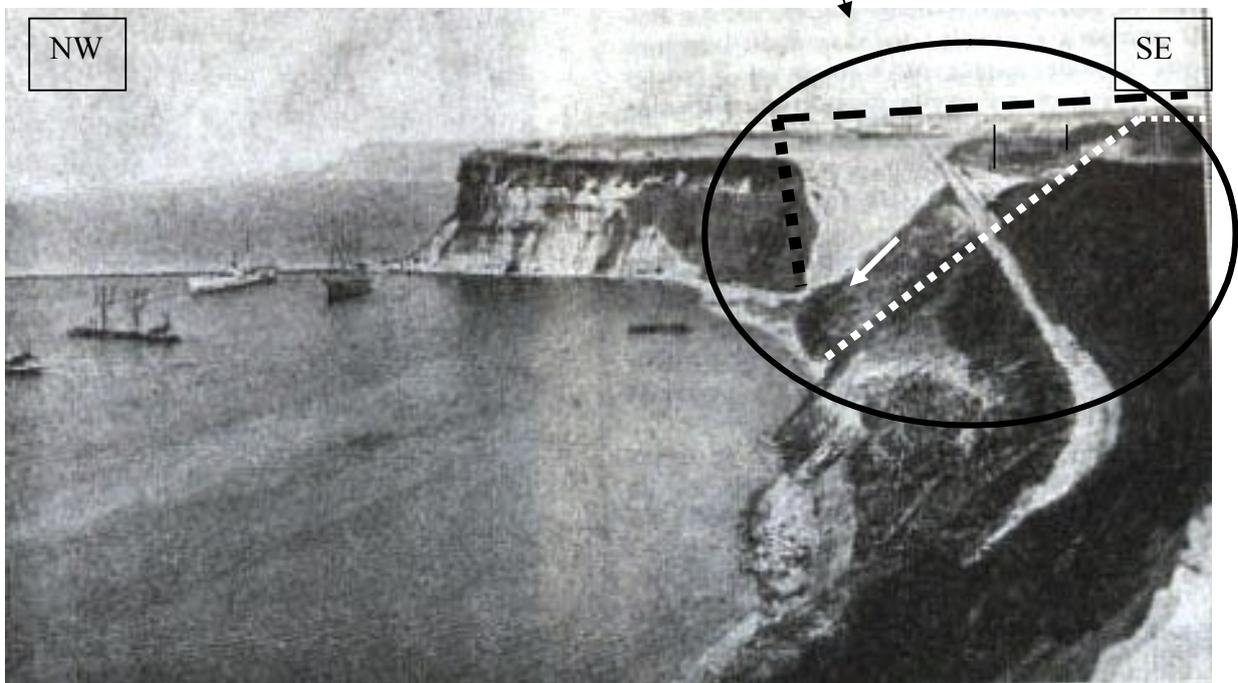


Fig. 141: Les traits discontinus représentent des plans de failles probables (les falaises du Ravin Blanc avant les travaux d'aménagement, 1870). Entre les deux plans, un petit glissement est visible (flèche : sens du mouvement).

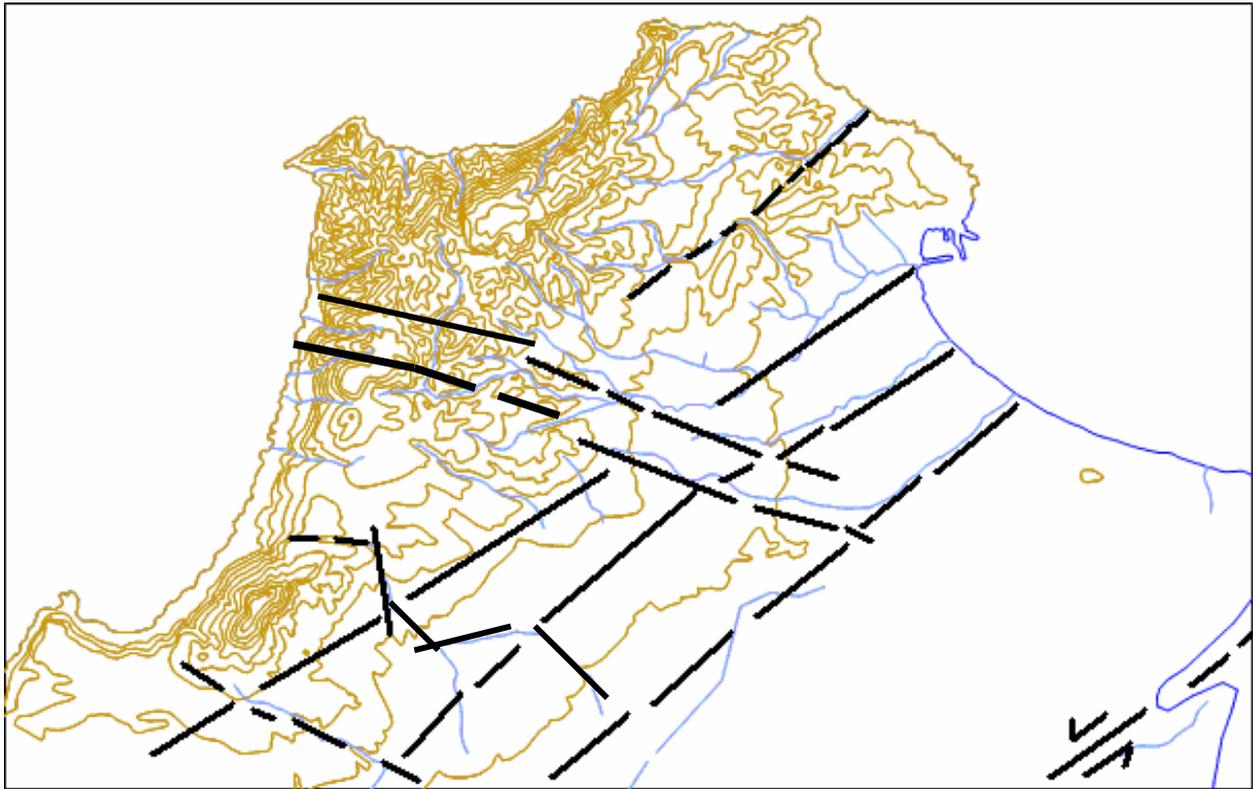


Fig.142: Carte de la fracturation déduite à partir du chevelu hydrographique parcourant le massif d'Arzew (failles probables )

Le deuxième écoulement superficiel est vraisemblablement engendré par un basculement des blocs vers le Sud (Sebkha d'Oran). Dans les environs du domaine agricole Si Chaabane, l'écoulement, grâce au basculement vers l'Ouest du compartiment portant les cours d'eau, se fait du Djebel Murdjadjo à l'Est vers la Daïet Morsly à l'Ouest. Alors qu'à l'Est de la Daïa Morsly, nous avons des écoulements qui se font soit vers le Sud-Ouest soit vers le Sud-Est. Ces deux écoulements ont été influencés, apparemment, par le basculement respectif des Blocs en question vers le Sud-Ouest et le Sud-Est (fig.143).

Sur le plan hydrogéologique, l'écoulement souterrain au niveau de la région d'Oran devait, en principe, se faire en direction du Sud car le littoral oranais est réputé incliné vers le Sud (l'inclinaison de 3° à 4° vers le Sud-Est du massif du Murdjadjo est un autre argument en faveur du basculement). Dans la réalité, la carte piézométrique montre que les écoulements souterrains sont caractérisés par des directions totalement différentes. A titre d'exemple, nous avons un écoulement souterrain NNE-SSW en direction du rivage Nord de la grande Sebkha d'Oran. Un autre écoulement souterrain de direction W-E se fait en direction de l'agglomération de Sidi Chahmi à partir de l'Est d'Es Senia. Parallèlement à la frange maritime d'Oran Est, nous avons un écoulement de direction NE-SW qui se fait à partir du Dj. Khar vers le Ravin Blanc. Dans la région de Sidi Maarouf, l'écoulement est N-S s'épandant du Dj. Khar en direction de Hassi Bounif. A partir d'Es senia, l'écoulement souterrain se fait vers le Nord en direction de la Mer en passant par la ville d'Oran. A l'Ouest, à partir d'El Hassi (Dj. Misserghin), une partie de l'écoulement, de direction SSW-NNE, se fait vers la mer l'autre partie en direction d'Ain Beida située au S-E.

Comme on le constate, l'écoulement souterrain est, à l'instar de l'écoulement superficiel, grandement perturbé.

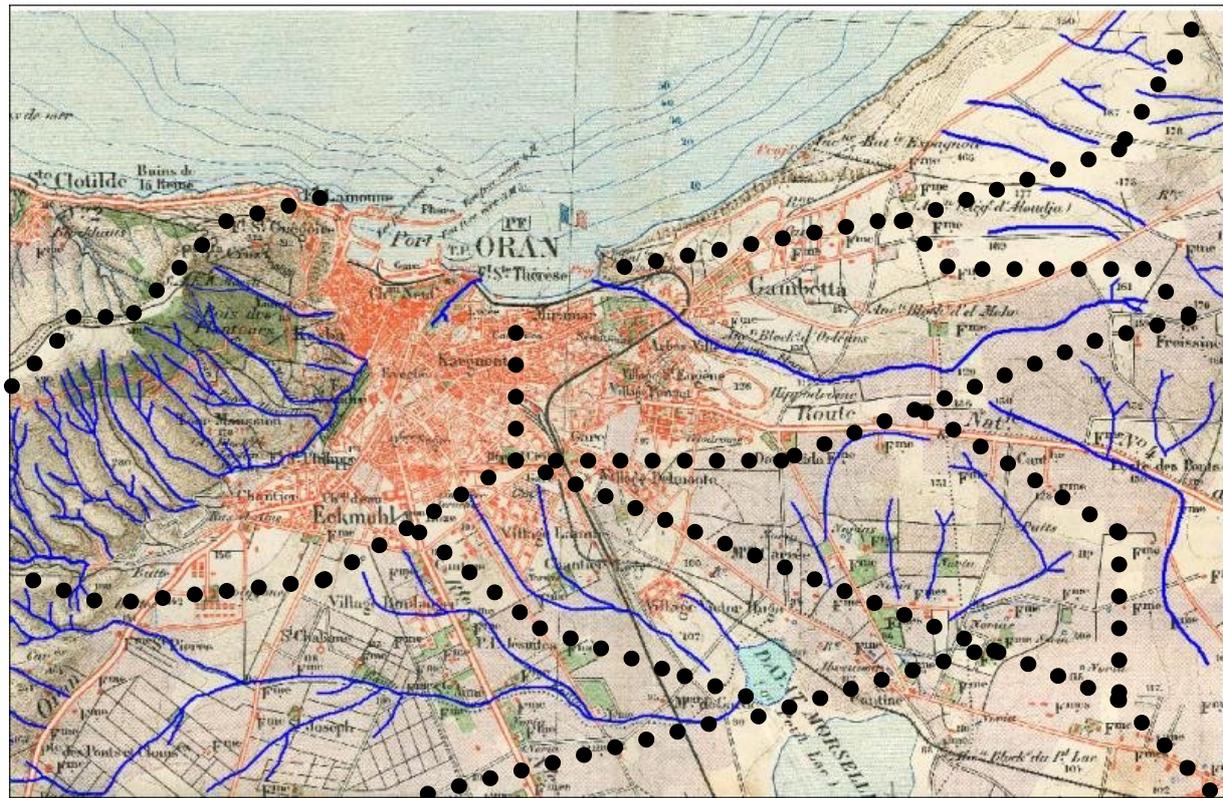


Fig.143: Carte des sous bassins versants hydrologiques du plateau d'Oran
 (••• limite du BV ,  cours d'eau)

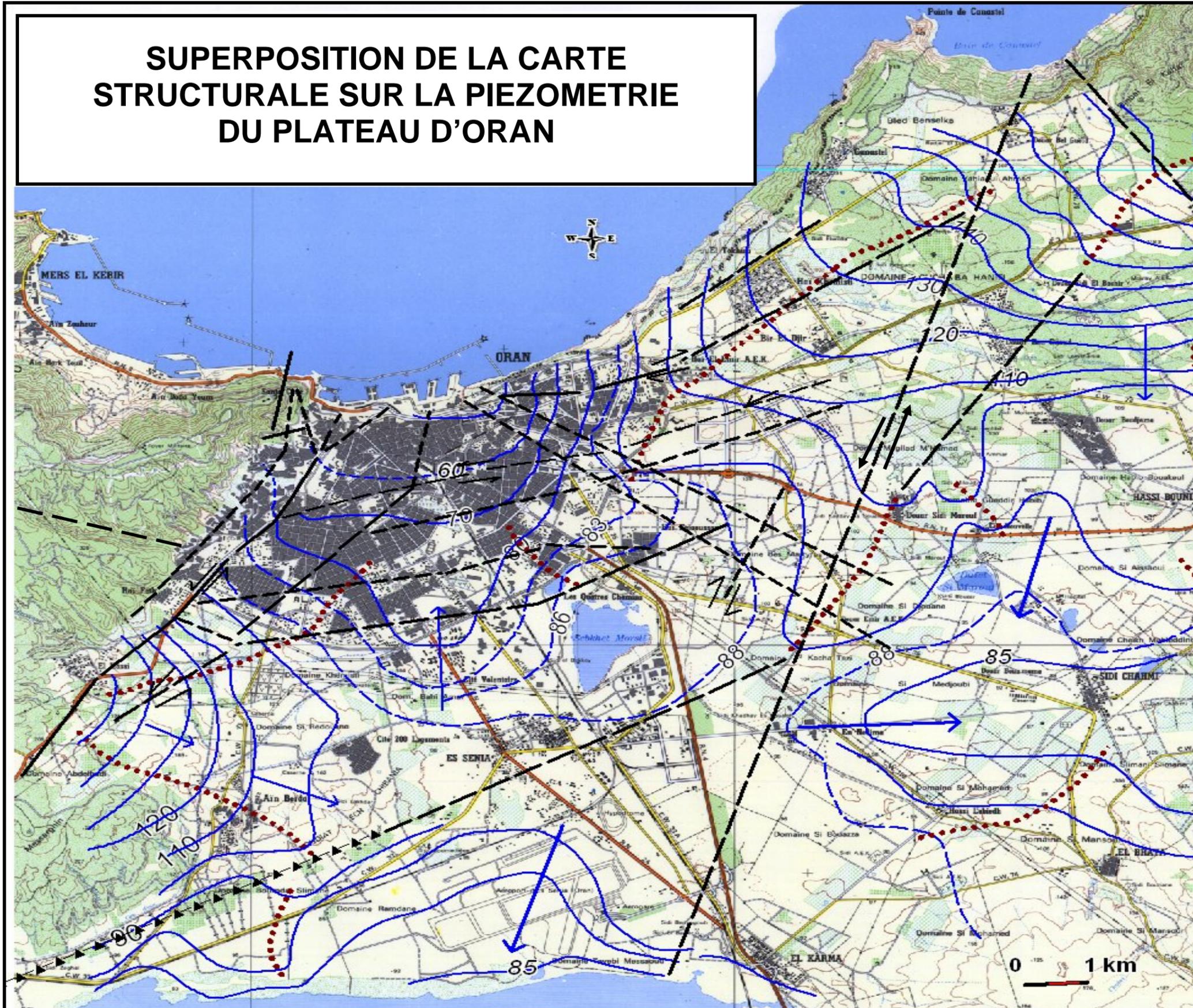
Cette perturbation dans l'écoulement souterrain est certainement liée à l'anisotropie des indices hydrauliques eux-mêmes fonction, entre autres, de la déclivité des formations aquifères. Ces écoulements divergents prouvent que les formations aquifères ne sont pas inclinées de la même façon.

Par ailleurs, la superposition de la carte piézométrique sur celle de la fracturation déduite à partir de l'analyse du réseau hydrographique (fig.143 Bis) révèle d'une part une certaine concordance entre les zones de partage des eaux et les supposées failles. D'autre part, les courbes hydro-isohypses sont dérangées au passage de ces mêmes failles. Il est à signaler que les zones de partage des eaux coïncident généralement avec des ondulations dans le substratum ou avec des zones faillées car les failles peuvent aussi bien jouer le rôle de drains que de barrières vis-à-vis des circulations de fluide.

Avant de conclure, nous tenons à signaler au passage que le chevauchement observé dans la région de Boutlélis-Misserghin se prolonge vers le Nord-Est pour entrer en contact avec le chevauchement observé au pied des monts d'Arzew par le biais de la transformante senestre Arbal- Ain Franin. Le cheminement obtenu à la suite de notre analyse est différent de celui proposé par Bouhadad en 2001. En conséquence, la longueur de ce chevauchement serait encore plus grande.

De ce qui précède, on peut conclure que les écoulements irréguliers reflètent le basculement chaotique et inégal des différents blocs qui ont tendance, sous la contrainte tectonique, à se réorganiser à proximité des accidents affectant le domaine oranais.

SUPERPOSITION DE LA CARTE STRUCTURALE SUR LA PIEZOMETRIE DU PLATEAU D'ORAN



MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT
SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE D'ORAN

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

DEPARTEMENT DES SCIENCES
DE LA TERRE

FIG :143 Bis

LEGENDE

-  FAILLE
-  FAILLE PROBABLE
-  CHEVAUCHEMENT
-  COURBE ISOPIEZE
-  COURBE ISOPIEZE INTERMEDIAIRE
-  LIGNE DE PARTAGE DES EAUX
-  SENS D'ECOULEMENT

CARTE
DRESSEE SUR FOND TOPOGRAPHIQUE
AU 1/50 000 ème

3.4. Conclusion

Les différentes directions mesurées dans le secteur d'étude confirment le caractère polyphasé de la tectonique car les fractures dépendent essentiellement de la tectonique régionale et de l'héritage tectonique prévalant avant la formation des réseaux actuels.

Il résulte de l'ensemble des événements tectoniques qui ont agencé l'oranie, du Mésozoïque au Néogène, un alignement général des reliefs (axes des plis et des chevauchements) dans la direction N60°, recoupés par des accidents de différentes directions (le décrochement de Kristel, l'accident d'Ain Franin-Arbal, l'accident de Ras El Ain - Château Neuf, l'accident de Murdjadjo, la faille de Bousfer (F3), la faille de la Sebkha Nord (F4) et la faille de la Sebkha Sud (F5). Parmi ces derniers, ceux de Kristel, du Murdjadjo et d'Oran (F4) sont des accidents actifs capables, en cas de séisme, de menacer toute la région d'Oran. Ils constituent, par leurs caractéristiques structurales, des paramètres inéluctables pour toute étude d'aléa sismique.

En général, les fractures affichent une direction principale de N50°E qui pourrait remonter jusqu'au Miocène en passant par le Plio-Quaternaire.

Parmi les fractures, les diaclases tectoniques, liées généralement à l'évolution du régime des contraintes et des déformations à l'échelle régionale, sont les plus courantes au niveau du plateau de la frange maritime. Au niveau des formations calcaréo-gréseuses du Quaternaire, les diaclases présentent une direction principale Nord-Sud qui est apparemment celle du réseau le plus récent. Ces fractures en mode I ont, habituellement, pour origine le plissement local des couches et le régime distensif.

Les fractures en mode I (diaclases), observées sur terrain, s'organisent en deux (2) types de réseau de familles "systématiques" :

- Les réseaux orthogonaux qui se forment entre les fractures de directions ([N10°- N20°] et [N110°- N120°]).
- Les réseaux conjugués formés par les fractures ([N0°] et [N60°])

Les réseaux orthogonaux sont présents principalement au sein des strates tabulaires ou monoclinales, alors que les réseaux "conjugués" semblent apparaître lorsqu'il intervient un plissement des couches, se surimposant quelquefois à des réseaux orthogonaux préexistants.

Par ailleurs, l'histoire polyphasée de la fracturation occasionne une somme de déplacements, en ouverture, en fermeture et en cisaillement. Parmi les populations de fractures en cisaillement ayant affectés les sédiments de la formation plio-quaternaire le long de la frange maritime d'Oran Est, nous pouvons citer les familles de microfailles (N 030° et N 160°) organisées en système conjugué.

Les directions N20°-35° et N140°-160° correspondent à des microfailles organisées en système conjugué. La première direction (N20°-35°) est attribuée à des failles inverses décrochantes senestres. La direction N70°-80° se rattacherait à des décrochements dextres. La direction N140°-150° correspondrait à des failles normales décrochantes dextres. Les directions N60°-N80°E, rencontrées aux niveaux des stations de la Calère (Port d'Oran) et du Ravin blanc (nouvelle route du Port d'Oran), peuvent remonter respectivement au Serravalien -Tortonien et le Pléistocène moyen-Actuel.

En domaine marin au large d'Oran, les accidents actifs ou supposé comme tel sont la faille Yusuf (décrochante dextre probablement reliée avec l'accident de kristel) et la faille inverse Offshore (F1). Au large d'Arzew et de Mostaganem, les failles normales détectées seraient une ancienne marge transformante témoin relique de la migration du bloc Alboran vers l'Ouest.

Sur le plan microtectonique, les mesures relatives à la tectonique cassante effectuées entre Mers el Kébir et Kristel montrent que le champ de contraintes est de $N148^{\circ}E \pm 30^{\circ}$ ce qui explique la diversité des directions de raccourcissement (σ_1) relative aux phases compressives pliocènes et plio-pléistocènes. Il semble que la région a enregistré les effets d'une tectonique polyphasée. La direction (σ_1) est proche de NE-SW lorsque la déformation est décrochante distensive ; elle est voisine de NW-SE lorsque la déformation est décrochante compressive.

La phase distensive dévoilée au niveau des falaises d'Oran Est pourrait correspondre, entre autres, à la présence, à ce niveau ou en mer non loin de la côte, d'une charnière de pli forcé de longueur d'onde pluridécamétriques qui s'est formée à l'aplomb d'une faille sous-jacente. L'accentuation de cette courbure est accommodée par l'ouverture de la fracturation de fond et par le rejet sur des plans de glissement incurvés issus de la coalescence de certaines de ces fractures de fond favorablement alignées.

La tectonique souple est révélée, le long de la frange maritime Est, par l'existence de pli de type conique à axe fortement incliné (80°). L'apex du pli conique (terminaison aigüe) est orienté vers le S-E à l'azimut $N128^{\circ}$, alors que l'angle d'ouverture du cône avoisine 66° d'où un angle apical de la charnière du pli de 33° . Ce pli aurait été formé par des contraintes de direction compressive NE-SW alors que les ondulations post - Pliocène inférieure ont été formées par des contraintes compressives NW-SE. Ces ondulations seraient liées à un événement sismique dont la propagation (de l'onde) a été fossilisée sur un matériel encore non lithifié (non induré) et serait donc synchrone à la sédimentation. Ces déformations sont sans relation nette avec le soulèvement des falaises.

La contrainte principale est, donc, majoritairement compressive. Sa direction, qui varie légèrement de NNW-SSE à NW-SE, est aussi celle de la convergence Afrique-Europe. Cependant, des déformations distensives (NW-SE) ont été identifiées à une échelle locale au niveau des formations du Miocène terminal, le Pliocène et le Quaternaire.

Par ailleurs, l'analyse de l'allure du chevelu hydrographique, pour le domaine oranais (Massifs Côtiers et plateau d'Oran), montre l'existence d'une tectonique cassante et décrochante dont les directions majeurs sont $N20^{\circ}$, ($N50^{\circ}$ à $N60^{\circ}$), ($N110$ à $N145^{\circ}$) et ($N160^{\circ}$ à $N180^{\circ}E$). Ces directions ne sont pas typiquement quaternaires ce qui veut dire que les structures (failles normales, failles inverses et décrochements) anté-quaternaires ont vraisemblablement la possibilité de se reconduire.

La néotectonique quaternaire ne pouvait, donc, que respecter les grandes directions déjà en place. Les horsts restent, d'une manière générale, animés de mouvements positifs tandis que les grabens conservent leur subsidence. Les failles décrochantes dextres $N90^{\circ}E$ singularisent le Quaternaire moyen dont la direction de raccourcissement est $N145^{\circ}E$. Cette phase compressive favorise la formation de failles inverses ainsi que des plis à $N50^{\circ}E$.

Au niveau du Ravin Blanc, il existerait un panneau effondré serré entre deux failles décrochantes N145°E, parallèles à celui de Kristel. Ses observations sont en cohésion avec le contexte tectonique régional du littoral oranais. Si ces derniers décrochements sont établis, ils pourraient se révéler sismogènes vu leur longueur plurikilométriques.

En se basant sur l'analyse tectonique, microtectonique et de l'allure du chevelu hydrographique de la région d'étude, on peut résumer l'histoire **néotectonique** du secteur étudié par les étapes suivantes :

Au Miocène supérieur, les formations marneuses subissent, à la suite des mouvements compressifs NE-SW, une déformation plastique se traduisant par la formation de plis de direction E-W à WNW-ESE.

Au Pliocène inférieur, cette phase compressive s'intensifie et provoque la formation des plis de direction 110°. Après les dépôts du Pliocène inférieur, la compression atteint un niveau paroxysmal. A cet effet, les structures plissées du Miocène supérieur se plissent davantage. A ce moment, les anciennes failles normales sont réactivées en décrochements sénestres.

Au Pliocène supérieur, les niveaux continentaux se déforment en plis de direction E-W révélant par là un épisode compressif N-S à NNW-SSE.

Enfin au Quaternaire, les dépôts sédimentaires se plissent et se déforment sous l'action d'une importante deuxième phase de compression orientée NNW-SSE à NW-SE.

Ces changements de la dynamique, correspondant à une évolution polyphasée, s'accompagnent aussi d'une rotation antihoraire du champ de contrainte. Le moteur prépondérant de cette dynamique est la convergence Europe/Afrique.