

N° d'ordre :

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

Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du Grade de :

Magister en géodynamique des bassins sédimentaires

Option : Risques naturels

Mise en évidence des phénomènes dynamiques contrôlant le littoral oranais (de la Calère à la Pointe de Canastel) : étape fondamentale pour une cartographie des risques géologiques

Par

BENABDELLAH MOHAMMED

Soutenu le : 10/02/2011, devant le jury :

M. BOUHAMEUR Mansour, Maître de conférence, Univ. d'Oran	Président
M. OUALI MEHADJI Abdelkader, Maître de conférence, Univ. d'Oran	Rapporteur
M. NADJI Abdelmansour, Chargé de cours, Univ. d'Oran	Co-Rapporteur
M. REMAOUN Khadidja, Professeur, Univ. d'Oran	Examineur
M. HAMIDI Mansour, Maître de conférence, Univ. d'Oran	Examineur

Oran, 2011

Remerciements

C'est avec grand plaisir que je présente mes sincères remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé à réaliser ce travail.

Je commencerai par exprimer ma profonde gratitude envers Ouali Mehadji Abdelkader et Nadji Abdelmansour pour m'avoir proposé ce sujet et de l'avoir encadré.

Je tiens également à remercier Ouali Mehadji, mon encadreur et ami, pour avoir lu et corrigé les cinq chapitres de ce mémoire. Merci pour avoir suivi l'ensemble de mon travail, pour son dévouement, pour son aide, pour ses conseils, et qui a été toujours à l'écoute lorsque je me remettais en questions. Merci Kaki!

Je remercie Mr Nadji Abdelmansour dont l'énergie et les idées m'ont fait fortement progresser. En m'orientant à chaque prise importante de décision, tes discussions m'auront transmis ta passion de la structurale et de la sismologie.

Je tiens à remercier Mr Mansour Bouhameur d'avoir accepté de présider mon jury ainsi que Madame Remaoun Khadidja, M. Meghraoui Mustapha et M. Hamidi Mansour pour le temps accordé à l'évaluation de ce travail.

Je remercie Mr Bezzeghoud pour les publications d'un grand intérêt qu'il nous a concédées.

Ce travail a été l'occasion de collaborations avec un certain nombre de personnes.

Merci à Bekhdadi Abdelkader (Chef de service à l'ANRH/Oran), les discussions que nous avons eues à propos des grandes lignes de l'hydrogéologie en milieu instable, du rôle de l'eau dans la mécanique de la rupture et les grands principes de l'hydromécanique avaient une touche de poésie.

Merci à Kebdani Saad (Chef de section à l'ANRH/Oran) pour son aide technique mais aussi pour avoir été là tout simplement.

Merci à Mr Benali (Chef de département au LTPO), pour son aide précieuse en ce qui concerne l'interprétation géotechnique et surtout sa grande générosité.

Merci à Noureddine (chef de service à la DUC d'Oran) et les membres de son service pour m'avoir offert de leur temps ainsi que de très précieux renseignements.

Merci à Mr Benzeguir Amar (Directeur Général de l'ABH Oranie-Chott Ech Chergui) et Mr Dakiche Ali (Directeur régional Ouest de l'ANRH) pour m'avoir ouvert leurs archives et pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail tout en me faisant part de leur expérience.

J'ai une pensée toute particulière envers mon ami Abbes Snouci, avec qui j'ai découvert la communauté des architectes d'Algérie. Grâce à cette communauté, j'ai pu consulter un nombre impressionnant de publications pluridisciplinaires anciennes et récentes, nationales et internationales. Les discussions que nous avons eues, à différents moments, n'ont pas manqué de m'ouvrir les yeux sur les « angoisses » et les « délires » de cette communauté.

Merci à mon ami Bengoufa Sid Ahmed (Génie-Forage, entreprise de réalisation de forage) pour m'avoir, par amour de la géologie, permis de consulter les ouvrages de son inestimable collection scientifique.

Merci à mes amis Bezza Yacine et Hadj Mohammed du bureau d'études CAGEP pour leur ouverture d'esprit, leur disponibilité, leur patience et leur professionnalisme.

Merci à Bouabdelli Sahraoui (ANRH/Oran), Belhadj Houari (ANRH/Oran) et Tahrour Houari, amoureux des grands espaces ou des grasses matinées, d'avoir été mes compagnons de terrain.

Un grand merci à mes collègues du Magister "risques naturels" à l'IST/Oran : Serradj Amira (pétrogaphe), Abbas Snouci (doctorant en architecture et hydrogéologue), Zaagan Mansour Kennan Youcef, Mahfoudi (sédimentologues) et Salhi Abdellah (hydrogéologue), avec qui nous avons beaucoup échangé sur les paradigmes de nos différentes spécialités.

Malgré quelques moments un peu difficiles, j'ai toujours eu beaucoup de plaisir à travailler dans une ambiance chaleureuse avec Djebbari Fatima, Mariem Abed, Sebaa Nawel, Médioni Lamia Achachi Abdelhamid, Benabid Salim, Benali Amar Djilali, Djeraba Mohamed, Hammoum Abdelhamid, Hadj Khouane, Mahidi Mohammed, Matar Said, Sidiyakoub Abdelouahab et Sekkal Habib.

Un merci tout particulier à mon oncle Driss pour ses encouragements tout au long de ce travail.

Pour finir, un merci plus grand que tout à mes parents, mes sœurs, mes frères et ma petite famille qui m'ont accompagné, soutenu, supporté et qui ont partagé mes moments de joies et de doute.

Encore merci à vous tous.

Table des matières

Résumé	18
Introduction générale	19
Chapitre 1 :	
GENERALITES : HISTOIRE PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA PROVINCE MEDITERRANEENNE.....	21
1.1. Histoire géologique péri téthysienne.....	22
1.2. La cinématique des plaques (convergence Afrique – Eurasie).....	34
1.3. Structurale régionale.....	39
1.3.1. Cadre structural de la méditerranée occidentale	39
1.3.1.1. Le domaine saharien.....	39
1.3.1.2. Le domaine atlasique.....	39
1.3.1.3. Le domaine des Hautes Plaines steppiques.....	39
1.3.1.4. Le domaine tello-rifain.....	39
1.3.1.5. Le domaine occidental : La plaque Alboran et bloc rifain	40
1.3.1.6. Le couloir Nekor – Melilla.....	40
1.4. Cadre structural de la marge nord algérienne.....	43
1.4.1. Structure crustale	44
1.4.2. Structure lithosphérique.....	45
1.4.3. Structure mantellique	46
1.4.4. Mécanismes lithosphériques Influençant la déformation de la marge,.....	47
1.4.4.1. Carte des anomalies à l'air libre	47
1.4.4.2. Carte des anomalies isostatiques pour la marge algérienne.....	48
1.4.5. Modèle structural de la marge algérienne	48
Chapitre 2 :	
CADRE STRUCTURAL DU LITTORAL ORANAIS.....	51
2.1. Géologie régionale	52
2.1.1. Géologie des structures à terre	52
2.1.1.1. Cadre géologique général du littoral oranais	52
2.1.1.2. Cadre lithostratigraphique du littoral oranais.....	54
2.1.1.2.1. Les formations anté à synchro nappes	54
2.1.1.2.1.1. Paléozoïque.....	54
2.1.1.2.1.2. Secondaire.....	54
2.1.1.2.2. La couverture cénozoïque.....	55
2.1.1.2.2.1. Le Miocène.....	55
2.1.1.2.2.2. Le Pliocène.....	55
2.1.1.2.2.3. Le Quaternaire.....	55
2.1.1.3. Cadre géologique local.....	56
2.1.2. Géologie des structures en domaine marin.....	80
2.1.2.1. Stratigraphie du domaine marin.....	80
2.1.2.1.1. Plateau continental.....	80
2.1.2.1.2. Pente et plaine abyssale.....	80
2.1.2.1.3. Bassin profond algérien.....	84
2.1.2.1.4. Le socle.....	85
2.1.2.1.5. La pile stratigraphique.....	85
2.1.2.1.5.1. Un niveau infra-salifère.....	85
2.1.2.1.5.2. Un niveau évaporitique et salifère messinien.....	85
2.1.2.1.5.3. La pile sédimentaire plio-quaternaire.....	85
2.1.2.2. Les processus sédimentaires identifiés dans la zone d’Oran.....	86

2.1.3. Paléogéographie du littoral Oranais.....	88
2.1.3.1. Premier cycle (PI).....	88
2.1.3.1.1. Stade PIA.....	88
2.1.3.1.2. Stade paléogéographique PIB.....	89
2.1.3.2. Deuxième cycle (PII).....	90
2.1.3.2.1. Stade paléogéographique PII A.....	90
2.1.3.2.2. Stade paléogéographique PII B.....	92
2.2. Structurale locale.....	93
2.2.1. Structurale locale à terre.....	93
2.2.1.1. Morphostructures de soulèvement.....	93
2.2.1.1.1. Morphostructure du Murdjadjo.....	93
2.2.1.1.2. Morphostructure d'Arzew.....	98
2.2.1.2. Morphostructures d'enfoncement.....	100
2.2.1.2.1. Les plateaux d'Oran.....	100
2.2.1.2.2. La plaine des Andalouses.....	102
2.2.1.2.3. La dépression Mléta-Habra.....	104
2.2.1.3. Les accidents majeurs à terre.....	105
2.2.1.3.1. Direction N10°- N30° E.....	105
2.2.1.3.2. Direction N50°-N70° E.....	105
2.2.1.3.3. Direction E-W et N140°E.....	105
2.2.2. Structurale marine de la zone d'Oran.....	107
2.3. Relation entre les structures à terre et en mer.....	107
2.4. Conclusion.....	112
Chapitre 3 :	
TECTONIQUE & NEOTECTONIQUE.....	114
3.1. Cadre tectonique.....	115
3.1.1. Les phases tectoniques de l'Oranie.....	115
3.1.1.1. Phase Infra-Crétacée.....	115
3.1.1.2. Première phase alpine.....	115
3.1.1.3. Deuxième phase alpine.....	115
3.1.1.4. Transtension pendant le premier cycle sédimentaire poste nappe (Serravalien – Tortonien).....	115
3.1.1.5. Transpression au cours du deuxième cycles poste nappe (Tortonien supérieur- Messénien).....	115
3.1.1.6. Transtension au cours du Pliocène et Plio-Pléistocène inférieur.....	115
3.1.1.7. Transpression au cours du pléistocène moyen à l'actuel.....	116
3.1.2. Les marqueurs de la déformation.....	116
3.1.2.1. Les déformations à terre.....	116
3.1.2.1.1. Les principaux accidents.....	116
3.1.2.1.1.1. Accident de Kristel.....	116
3.1.2.1.1.2. Accident Ain Franin-Arbal.....	117
3.1.2.1.1.3. Accident de Ras El Ain - Château Neuf.....	117
3.1.2.1.1.4. Accident de Murdjadjo.....	117
3.1.2.1.1.5. La faille de Bousfer (F3).....	119
3.1.2.1.1.6. La faille de la Sebkh Nord (faille d'Oran) (F4).....	119
3.1.2.1.1.7. La faille de la Sebkh Sud (F5).....	120

3.1.2.1.2. Diaclases et fractures.....	122
3.1.2.1.2.1. Les Diaclases.....	132
3.1.2.1.2.1. Plissement local des couches.....	132
3.1.2.1.2.2. Près des failles normales (régime distensif).....	133
3.1.2.1.2.2. Les fractures cisailantes.....	134
3.1.2.2. Déformation en mer	135
3.1.2.2.1. La faille active offshore de Yusuf.....	136
3.1.2.2.2. La faille supposée active Offshore F1.....	136
3.2. Cadre microtectonique.....	138
3.2.1. Tectonique cassante.....	138
3.2.1.1. Site de Mers El Kébir (Djebel Santon).....	138
3.2.1.2. Site de la Calère d’Oran (Oran Ouest).....	139
3.2.1.3. Site de la Frange maritime Oran Est (Seddikia).....	140
3.2.1.4. Site de la Frange maritime Oran Est (Les Genets).....	142
3.2.1.5. Site d’Ain Franin (montagne des lions).....	143
3.2.1.6. Site de Kristel.....	145
3.2.1.6.1. Décrochement de Kristel.....	145
3.2.1.6.2. Les fibres de gypse des fentes de tension.....	147
3.2.1.7. Site du Ravin Blanc (carrière).....	148
3.2.1.8. Site Passerelle de l’Hôtel Sheraton.....	149
3.2.1.9. Les failles normales inventoriées le long de la frange maritime Est.....	150
3.2.1.10. Essai de synthèse structurale.....	152
3.2.2. Tectonique souple.....	157
3.3. Néotectonique en Oranie.....	160
3.4. Conclusion.....	167

Chapitre 4 :

SEISMOTECTONIQUE & ALEA SISMIQUE.....	170
4.1. Généralités.....	171
4.1.1. Séismicité historique de l’Algérie du Nord.....	171
4.1.2. Séismicité historique de l’Oranie.....	174
4.1.3. Séismicité instrumentale de l’Oranie.....	176
4.1.4. Caractéristiques de la séismicité.....	178
4.1.4.1. Séismicité actuelle de la région Ibéro-Maghrébine.....	178
4.1.4.2. Séismicité actuelle dans l’Oranie.....	184
4.2. Séismotectonique.....	188
4.2.1. Aperçu général.....	188
4.2.2. Séismotectonique régionale.....	188
4.2.2. 1. Mesta oranaise.....	188
4.2.2. 2. Zone Tellienne.....	188
4.2.2. 3. Moyen Atlas.....	189
4.2.2. 4. Zone rifaine.....	189
4.2.2. 5. Bassin algérien.....	189
4.2.2. 6. Zone Sub-Bétique – Baléares.....	189
4.2.2.7. Le couloir Nekor-Melilla.....	189
4.2.2.8. Sous plaque Alboran.....	189
4.2.3. Séismotectonique locale.....	190
4.2.3.1. Massifs côtiers et Tell méridional.....	191
4.2.3.2. Dépression Mleta-Habra.....	191

4.2.3.3. Bassin du Bas Chélif.....	191
4.2.3.4. Massif des Béni-Chougrane.....	191
4.2.3.5. Sillon sud tellien.....	191
4.2.3.6. Chaîne orientale des horsts.....	191
4.2.3.7. Bordure du bassin nord algérien.....	191
4.2.4. Conclusion.....	191
4.3. Aléa sismique.....	195
4.3.1. Aléa sismique de l'Algérie du Nord.....	195
4.3.1.1. Carte des intensités maximales observées.....	195
4.3.1.2. Carte des intensités maximales calculées (ICM).....	197
4.3.1.3. Paramètres du mouvement du sol en Algérie du Nord.....	198
4.3.2. Aléa sismique local.....	199
4.3.2.1. Approche probabiliste.....	199
4.3.2.2. Approche déterministe.....	201
4.3.3. Conclusion.....	202

Chapitre 5

LA MORPHOLOGIQUE ACTUELLE :

RESULTAT DE LA SYNERGIE NATURELLE.....	203
--	-----

5.1. Cadre morphologique de la région d'Oran à terre.....	204
5.1.1. Aperçu général.....	204
5.1.2. Pente et altitude des terrains.....	205
5.1.2.1. Indice des pentes.....	205
5.1.2.2. Altitude des terrains.....	206
5.2. Morphologie sous-marine de la marge algérienne.....	207
5.3. Mouvements de terrain.....	210
5.3.1. Instabilités à terre.....	210
5.3.1.1. Généralités sur les mouvements de terrain.....	210
5.3.1.2. Classification des causes des mouvements de terrain.....	211
5.3.1.2.1. Classification de Flageolet.....	211
5.3.1.2.2. Classification de Gervreau.....	212
5.3.1.3. Morphologie et dynamique des mouvements de terrain.....	213
5.3.1.3.1. Chutes, écroulements et basculements.....	214
5.3.1.3.2. Les glissements de terrain.....	216
5.3.1.3.2.1. Les glissements rotationnels.....	216
5.3.1.3.2.2. Les glissements plans ou translationnels.....	222
5.3.1.3.2.3. Les glissements quelconques.....	223
5.3.1.3.3. Les affaissements et effondrements.....	227
5.3.1.3.4. Le fluage.....	230
5.3.1.3.5. Les coulées et les avalanches (de débris, de boue, de blocs, de terre).....	230
5.3.1.4. Cinématique.....	233
5.3.1.4.1. Origine des glissements de terrain.....	233
5.3.1.4.1.1. La pesanteur.....	233
5.3.1.4.1.2. La loi de comportement du matériau susceptible de glisser.....	233
5.3.1.4.1.3. Les conditions aux limites.....	233

5.3.1.4.2. Genèse des glissements de terrain.....	234
5.3.1.4.2.1. Les facteurs de préparation.....	236
5.3.1.4.2.1.1. Facteurs géologiques.....	236
5.3.1.4.2.1.2. Facteurs géomorphologiques	241
5.3.1.4.2.1.3. Facteurs physiques	241
5.3.1.4.2.1.4. Facteurs anthropiques	243
5.3.1.4.2.2. Facteurs de prédisposition.....	243
5.3.1.4.2.3. Facteurs déclenchants.....	248
5.3.1.4.2.3.1. Rôle des secousses séismiques.....	248
5.3.1.4.2.3.2. Rôle de l'eau.....	249
5.3.1.5. Influence des hétérogénéités sur la localisation et la dimension des mouvements de terrain	251
5.3.2. Instabilités en mer.....	263
5.4. Evolution du littoral	264
5.5. Conclusion	266
Conclusion générale.....	268

Table des figures

Fig.1:Schéma tectonique général de la Méditerranée Occidentale (Domzig, 2006: d'après Alvarez-Marron, 1999, MediMap Group, 2005, et Gracia et al., 2006).

Fig.2:Enchaînement des événements du début du Mésozoïque à l'époque actuelle.

Abbréviations : CSM: Crise de Salinité Messinienne, calc-alc.: calco-alcalin.

Fig.3:Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique _ Permo -Trias (d'après Marthaler, 2001).

Fig.4:Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique_Jurassique (d'après Marthaler, 2001).

Fig.5:Evolution géodynamique - rifting au Lias inférieur - moyen (d'après Bouillin, 1986 ; Le Roy, 2004).

Fig.6:Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_110 Ma (Dercourt et al., 1986).

Fig.7:Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_80 Ma (Dercourt et al., 1986).

Fig.8:Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_65 Ma (Dercourt et al., 1986).

Fig.9:Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique_Eocène (d'après Marthaler, 2001).

Fig.10:Modèle cinématique de la structuration de la chaîne des Maghrébides, illustrant le scénario proposé sur une transversale allant de la marge des Baléares jusqu'à la Plateforme saharienne (Vergès et Sàbat, 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000).

Fig.11:Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_35 Ma (Dercourt et al., 1986).

Fig.12:Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_20 Ma (Dercourt et al., 1986).

Fig.13:Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_10 Ma (Dercourt et al., 1986).

Fig.14:Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_ Actuel (Dercourt et al., 1986).

Fig.15:Carte de l'évolution paléo-tectonique Méditerranéenne (30 Ma), (Carminati et Doglioni, 2004).

Fig.16:Carte de l'évolution paléo-tectonique Méditerranéenne (Présent). (Carminati et Doglioni, 2004).

Fig.17:Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie ; les nombres sur les dorsales indiquent les vitesses relatives entre les plaques ; les chiffres entourés indiquent les vitesses dans un référentiel lié aux points chauds d'après Tarling [1982] et Trümpy [1985]; les chiffres dans les Alpes étaient ceux attendus avant que les mesures géodésiques ne débutent. D'après Mueller et Kahle, 1993.

Fig.18:Vitesse calculées par les modèles NUVEL1A et Model 1 dans les Maghrébides.

Fig.19:Zone de la limite de plaque Afrique-Europe en Méditerranée Occidentale, et quantité de déformation dans les zones sismiquement actives (en surbrillance) (Nocquet et Calais, 2004). Les flèches blanches indiquent le régime de contrainte et les flèches grises, la direction de mouvement par rapport à l'Europe stable.

Fig.20:Principaux régimes cinématiques et tectoniques de la limite de plaque Nubie-Eurasie (Serpelloni et al., sous presse). Les vitesses de déformation sont exprimées en mm/an.

Fig.21:Mouvements de l'Afrique par rapport à l'Eurasie le long de la limite de plaque en Atlantique oriental et en Méditerranée occidentale d'après des données GPS (McClusky et al., 2003). B.M: Bétiques, A.S: Mer d'Alboran, R.M: Rif, S.G: Détroit de Gibraltar, C.T: fosse de Calabre, T.B: bassin tyrrhénien.

Fig.22:Carte structurale de la Méditerranée occidentale (SOCOTEC, 1986)

Fig.23:Profil schématique Nord-Sud (Profil 1 sur la fig. 22) (D'après SOCOTEC, 1986)

Fig.24:Principales structures tectoniques actives en Méditerranée (Nocquet, 2002).

Fig.25:Carte de la profondeur du Moho (Panza, 1984).

Fig.26:Carte de l'épaisseur lithosphérique obtenue à partir de la dispersion des ondes sismiques de surface (Panza, 1984). Les chiffres en gras indiquent les vitesses des ondes S dans la lithosphère (inférieure et supérieure) ; les chiffres plus petits indiquent l'épaisseur de la lithosphère.

Fig.27:Coupe tomographique du manteau supérieur à travers le Massif Central, le bassin Algéro-Provençal et l'Atlas tellien (Spakman, 1990).

Fig.28 : Carte des anomalies à l'air libre de la marge algérienne à partir des données mondiales dérivées de l'altimétrie satellitaire et des données MARADJA 2003 (Domzig, 2006).

Fig.29:Carte des anomalies isostatiques le long de la marge algérienne (Domzig, 2006)

Fig.30:Modèle de densité utilisé par Domzig (2006) pour le calcul des anomalies isostatiques.

Fig.31:Schéma montrant la formation de failles néoformées par rapport à l'ancienne suture Zones Internes – Zones Externes à pendage vers la mer. Les nouvelles failles inverses sont supposées enracinées en profondeur sur une faille traversant toute la croûte et décalant le Moho (Domzig, 2006).

Fig.32:Carte géologique du nord de l'Afrique montrant les différentes unités géologiques (Wildi, 1983 ; Domzig *et al.*, 2006).

Fig.33 : Géologie au 1/50.000 du secteur d'étude (Extrait de Carte)

Fig.34:Formations du jurassique (photo du haut) en contact anormal avec le Cénozoïque (photo du bas : marnes vertes du miocène) au niveau du site de la Calère (Port d'Oran)

Fig.35:Plan d'implantation des sondages géotechniques réalisés par le LTPO (SOCOTEC, 1986)

Fig.36:Profile 1 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

Fig.37:Profile 2 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

Fig.38:Profile 3 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

Fig.39:Profile 4 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

Fig.40:Profile DD' de direction E-W (SOCOTEC, 1986)

Fig.41:Lumachelles pliocènes (Ravin Blanc)

Fig.42:Coupe géologique de Gambetta (Thomas, 1985)

Fig.43:Niveau à stratification alternativement parallèle et oblique surmontée par un sol rouge

Fig.44:Sable dunaire grésifié à stratification oblique scellé par une croûte calcaire.

Fig.45:Schéma du Ravin Blanc (A. Claire, 1958)

Fig.46:Surface d'érosion SP1 (site de la Carrière du Ravin Blanc)

Fig.47:Coupe géologique au niveau du lac de la carrière du Ravin Blanc (voir fig.45)

Fig.48:Marnes blanches du Miocène supérieur (Gauche: Aval du pont Zabana ; Droite: Tour de Zabana)

- Fig.49: Coupe géologique BB de direction N-S (Demena, 1944)
- Fig.50: Coupes géologiques des fondations de l'immeuble EGA du stade Ex. Turin à Oran (Clair, 1952)
- Fig.51: Affleurement d'un banc de grès dur au niveau du Pont de la route du Port
- Fig.52: Coupe géologique schématique des deux piles du pont sur le prolongement de la nouvelle route du port vers le Ravin Blanc à Oran. (Clair, 1959)
- Fig.56: Contact anormal "Miocène -Permotrias" (Montagne des Lions)
- Fig.57: Coupe géologique au niveau du petit port de Kristel (Thomas, 1985)
- Fig.58: Sondage de la raffinerie (X=228.650, Y=286.450)
- Fig.59: Le massif dunaire pléistocène moyen et supérieur (?) séparé en deux fois par le sol rouge (Bahia Center)
- Fig.60: Coupe géologique dans la région du port de Kristel (Thomas, 1985)
- Fig.61: Schéma montrant la répartition des sédiments sur le plateau continental algérien (Leclaire, 1970).
- Fig.62: Carte des contours bathymétriques montrant la localisation de carottes disponibles dans la zone d'Alger (Mercator, WGS 1984).
- Fig.63: Distribution des espèces de foraminifères planctoniques et interprétation hydrologique et climatique dans la carotte C4 - Géomède 1 (d'après Leclaire, 1970).
- Fig.64: Schéma montrant la stratigraphie du Quaternaire en Méditerranée Occidentale (d'après Leclaire, 1970).
- Fig.65: A : Plioquaternaire, B1 : évaporites supérieures, B2 : sel, B3 : évaporites inférieures, C : séries infrasalifères.
- Fig.66: Coupe sismique-réflexion - 6 traces montrant la stratigraphie sismique typique de la région. PQ: Plio-Quaternaire, UE: Evaporites supérieures, S: Sel Messinien, IM1 et IM2: Séries Infrasalifères, B: Socle (Polymède II)
- Fig.67: Carte des processus sédimentaires identifiés dans la zone d'Oran (Domzig, 2006).
- Fig.68: Paléogéographie du bassin du Bas Chéelif occidental, Cycle PI : stade initial A (Tabianien inférieur), (Thomas, 1985)
- Fig.69: Paléogéographie du bassin du Bas Chéelif occidental, Cycle PI : stade final B (Tabianien supérieur), (Thomas, 1985)
- Fig.70: Paléogéographie du bassin du Bas Chéelif occidental, Cycle PII : stade initial A (Plaisancien et Calabrien), (Thomas, 1985)
- Fig.71: Paléogéographie du bassin du Bas Chéelif occidental, Cycle PII : stade final B (Pléistocène inférieur), (Thomas, 1985)
- Fig.72: Extrait de la Carte géologique de la région d'Oran (SOCOTEC, 1986)
- Fig.73: Profile géologique 2A sur la fig.62, fossé de Mers El Kebir (SOCOTEC, 1986)
- Fig.74: Coupe géologique du Dj. Murdjadjo (d'après Joseph, 1987)
- Fig.75: Profile géologique 1 sur la fig.62, fossé d'Oran (SOCOTEC, 1986)
- Fig.76: Inclinaison des calcaires miocènes du Murdjado vers le SE (Sebkha d'Oran), carrière Kouchet el Djir

Fig.77:Profil géologique 2B sur la fig.62, fossé d'Oran (SOCOTEC, 1986)

Fig.78:Carte géologique de la région montrant la morphostructure d'Arzew (Fenet, 1974)

Fig.79:Formes plicatives et linéamentaires du plateau d'Oran déduites du MNT (pas de 50m) (Traits noirs discontinus : faille probable, losange : limite de la zone effondrée)

Fig.80:Image des pentes du Murdjadjo et de la plaine des Andalouses, IFTENE *et al.*

Fig.81:Graben de l'Oued Sidi Hammadi (NW de la plaine Bousfer-les Andalouses)

Fig.82:La dépression Mléta – Habra, MNT (pas de 50 m)

Fig.83:La trame structurale du bassin du Bas Chélif occidental (Thomas, 1985)

Fig.84:MNT ombré de la zone comportant des linéaments, au large de Mostaganem.
a : localisation du profil Chirp en Figure86, b : localisation du profil 24-traces en fig. 87 (Domzig, 2006)

Fig.85:Extrait du profil Chirp 63 (localisation : Figure 75) (figure de Bernard Mercier de Lépinay, Geoazur Sophia-Antipolis). Exagération verticale : 50. Les traînées blanches ou noires sont des artéfacts (Domzig, 2006)

Fig.86:Profil (b sur Figure 85) sismique 24-traces n°65 à travers la paleo-zone transformante au large de Mostaganem. E.V. :6. En vert : évaporites supérieures, en bleu : sédiments plio-quadernaires, en rouge : socle acoustique (Domzig, 2006)

Fig.87:Schéma structural très simplifié de la mer d'Alboran et du bassin ouest algérien, Domzig, 2006 (modifié de Comas et al., 1999, Masana et al., 2004, Domzig et al., 2006, et Gracia et al.,2006). La flèche indique la direction de convergence, avec la vitesse de convergence approximative à cette longitude.

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

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).

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 : (a) MNT, (b) structures actives.

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)

Fig.93:Les trois modes de propagation d'une fissure.

Fig.94:Principaux types de diaclases rencontrées à l'affleurement définis en fonction de leur persistance verticale (Bazalgette, 2004).

Fig.95:Fracture traversant plusieurs bancs.

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 au niveau chantier de Bahia Center)

Fig.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.

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.

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

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

Fig. 101: Station du Sidi M'hamed.

Fig. 102: Station Contrebas des falaises de Canastel

Fig. 103: Dissolution des parois calcaréo-gréseuses.

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

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)

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) (A. Domzig, 2006).

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

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

Fig. 110: Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D3. Nadji et al (1996)

Fig. 111: Site de la Calère

Fig. 112: Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D4 (Nadji et al., 1996)

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

Fig. 114 : Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D2 (Nadji *et al.*, 1996)

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

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

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

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

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

Fig. 120: a et b : Striation et ancrures à pitch horizontal, c : inclusions cisailées

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

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

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

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

Fig. 125: Répartition du champ des contraintes triaxiales (carrière)

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

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

Fig.128:Les plans des cinq (5) failles normales sectionnées et affectant les parois de la falaise d'Oran Est, les hachures représentent le plan de faille, la flèche noire la direction du déplacement du toit de la faille

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

Fig. 130: Distribution spatiale du champ de contrainte le long du littoral d'Oran

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.

Fig.132:Origine cinématique des failles de croissance

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

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

Fig.135:Les deux sortes de dispositions périclinales :a= terminaison conique d'une antiforme; b = ennoisement d'une antiforme cylindrique, sous la surface du sol, ici horizontale (H).

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

Fig.137:Ondulations affectant les formations plioquaternaires

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

Fig.139:Carte de la fracturation déduite à partir du chevelu hydrographique parcourant le massif du Murdjadjo

Fig.140:Carte de la fracturation déduite à partir du chevelu hydrographique du plateau d'Oran

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

Fig.143:Carte des sous bassins versants hydrologiques du plateau d'Oran

Fig.143 bis : superposition de la carte structurale sur la piézométrie du plateau d'Oran

Fig.144:Extrait de la carte isoséiste du séisme du 09/10/1790 (Ambraseys, 1982)

Fig.145:Extrait de la carte isoséiste du séisme du 12/12/1959 (Benhallou et Roussel, 1971)

Fig.146:Localisation des stations sismiques dans la région Ibéro - Maghrébine

Fig.147:Statistique sur des données de la région d'Oran 1920-1993 (CRAAG).

Fig.148:Sismicité de la région ibéro maghrébine (ME2i, GEOMATRIX Consultants Inc et Tti Production, 2003).

Fig.149:Activité sismique intermédiaire ($30 < h < 150$ km) pour la région Ibéro-Maghrébine. La période représentée est 1965-1985 et les magnitudes >3.5 , (Buforn et al, 1994). C = Cadiz; M = Malaga; Gr = Granada (Instituto Geográfico Nacional, Seismicity Data File, Spain),

Fig.150:Coupe transversale verticale de la surface jusqu'à 150 km correspondant au profile AA' de la Fig. 149 (Instituto Geografico Nacional, Seismicity Data File, Spain), (Buforn et al, 1994).

Fig.151:Coupe transversale verticale de la surface jusqu'à 150 km correspondant au profile BB" de la Fig. 149 (Instituto Geografico Nacional, Seismicity Data File, Spain), (Buforn et al, 1994).

Fig.152:Solution des plans de failles des séismes de la région Ibéro -Maghrébine. (Buforn et al, 1994). Les numéros se réfèrent aux séismes. Les diagrammes représentent les hémisphères sud de la sphère focale avec des cadrans assombris pour la compression et blancs pour les dilatations.

Fig.153:Mécanismes au foyer des principaux séismes instrumentaux du Maghreb (ANSS, NEIC, CRAAG)

Fig.154:Carte de localisation du séisme d'Oran du 06/06/2008

Fig.155:Glissement déclenché par le séisme d'Oran du 06/06/2008, au contrebas de Canastel

Fig.156:Carte de localisation du séisme d'Oran du 24/07/2008

Fig.157:Solution du plan de faille du séisme 06/06/2008 (IGN, 2008).

Fig.158:Carte séismotectonique de la Méditerranée occidentale, SOCOTEC (1985).

Fig.159:Carte séismotectonique locale (Echelle de la carte 1/1.000.000), SOCOTEC EXPORT (1985).

Fig.160:Carte des intensités maximales observées (Roussel, 1973).

Fig.161:Carte des Intensités Maximales Observées (modifiée par Bezzeghoud et al., 1996).

Fig.162:Carte des Intensités Maximales Calculées (IMC), (Boughacha et al 2000)

Fig.163:Carte d'aléa sismique (CRAAG) produite avant le séisme de Boumerdès.

Résultat obtenu en terme de PGA avec 10% de probabilités de dépassement en 50 an (période de retour de 475 ans), P.G.A. : « Peak ground acceleration ».

Fig.164:Carte d'aléa sismique pour la période de retour T=50 ans

Fig.165:Carte d'aléa sismique pour la période de retour T= 200 ans

Fig.166:Carte d'aléa sismique pour la période de retour T= 500 ans

Fig.167:Carte morphologique de l'Algérie.

Fig.168: Carte des pentes de la Wilaya d'Oran

Fig.169: MNT tiré de la carte topographique d'Oran à l'échelle 1/50.000

Fig. 170: Bathymétrie ombrée (résolution du DEM : 50 m) avec courbes (toute les 400 m)de la zone dOran (Domzig, 2006).

Fig.171: La carte des gradients de pente pour la zone d'Oran. Les valeurs sont en degré (Domzig, 2006).

Fig.172:Chutes de blocs

Fig.173:Ecroulement d'un pan rocheux en formation (près de Fernand ville).

Fig.174:Début d'écroulement d'un pan rocheux (voisinage de la pointe Canastel).

Fig.175:Modèle idéalisé d'un slump montrant la variété et la distribution de différentes structures de déformation interne (Martinsen, 1989).

Fig.176:Structure de déformation interne (faille inverse tardive). Flèche noire épaisse : sens du mouvement de terrain

Fig.177: Glissements rotationnels (failles listriques) au contrebas de la mutuelle Canastel

Fig.178 : Glissement et chute de blocs (cercle : tributaires à l'amont du glissement, flèche noire:sens du mouvement)

Fig.179:Un mouvement de terrain complexe de grande taille près d'Ain Franin

Fig.180:Glissement rotationnel d'Ain Franin (les rides d'extension menacent des habitations)

Fig.181:Glissement secondaire fossile (stabilisé)

Fig.182:Glissement rotationnel près d'Ain Franin avec nid d'arrachement (Son déclenchement pourrait être lié au décrochement Arbal-Ain Franin)

Trait en pointillé (blanc) : limites du glissement, Trait noir discontinu: ride d'extension

Fig.183:Rides d'extension plurimétriques au contrebas de la batterie de Canastel

Fig.184:Modèle de la désintégration initiale des sédiments montrant l'apparition de rides d'extension (Laberg et Vorren, 2000).

Fig.185:Glissement plan au niveau de la Pointe de Canastel

Fig.186:Glissements quelconques au contrebas de l'agglomération de Canastel (glissements et glissements secondaires, glissements actifs et inactifs)

Fig.187:Glissements quelconques au N de Canastel (près de la pointe de Canastel)
(Glissements et glissements secondaires actifs et inactifs)

Fig.188:Glissement au contrebas du Bahia Center

Fig.189:Glissement au contrebas du palais de Justice d'Es Seddikia

Fig.190:Glissement près des Genets

Fig.191:Glissements quelconques à coté du premier canal des eaux usées sur la frange

Fig.192:Glissement déclenché par l'activité anthropique (extraction du sable)

Fig.193:Glissement quelconque près des Genets

Fig.194:Glissements déclenchés par l'activité anthropique (ex. sablière des Genets)

Fig.195:Affaissements

Fig.196:Effondrement au niveau du rivage (près des Genets).

Fig.197:Carte des zones anomaliques, LTPO (1995)

Fig.198:Fluage des marnes miocènes à la Calère (pêcherie d'Oran)

Fig.199:Ecoulement de boue

Fig.200:Coulée de débris et de blocs.

- Fig.201:Coulées de boues et de débris imbriquées les unes sur les autres
- Fig.202:Coulées de débris et de terre le long du chemin menant aux Genets.
- Fig.203:Coulées de débris, de boue et de terre.
- Fig.204:Coulées de débris, de boue et de blocs au contrebas de Sidi M'Hamed (à l'Est du port d'Oran)
- Fig.205:Débris et blocs.
- Fig.206:Coulée de sable (Pliocène) au contrebas du front de mer de Canastel
- Fig.207:Genèse d'un glissement de terrain par un graphique montrant les vitesses de déplacement du versant en fonction du temps (In pollet, 2004)
- Fig.208:Essai de cisaillement à court terme (non drainé et non consolidé)
- Fig.209:Essai à l'Oedomètre
- Fig.210:Carte piézométrique de la région d'Oran (Joseph, 1979)
- Fig.211:Effets de l'érosion torrentielle sur la morphologie du sol (accentuation de la pente, escarpement, ravinement régressif...)
- Fig.212:Evolution des pluies- station d'Oran - série 1905-2005 (ANRH)
- Fig.213:Suppressions partielles de la butée en pied de talus (cercle noir : zone d'excavation de sables et grés)
- Fig.214:Coupe géo-électrique AA' de direction W-E
- Fig.215:Coupe géo-électrique BB' de direction W-E
- Fig.216:Coupe géo-électrique CC' de direction W-E
- Fig.217:Schéma structural (minute) de la frange maritime Est, projet -1ere tranche (LTPO, 1995).
- Fig.218:Glissement de terrain déclenché par le séisme d'Oran du 06/06/2008 (Mw=5.6)
- Fig.219:Modification de la contrainte intergranulaire (Desvarreux, 1970).
- Fig.220:Développement d'une déstabilisation profonde, selon Feda (1973), a – fentes de tension, b- plans de cisaillement, c- zone de cisaillement avec comportement contractant.
- Fig.221:Expérience 1. Modèle avec parties homogènes, $g_m = 500 \text{ m/s}^2$. a) Résultat expérimental, b) coupe verticale du modèle (Bashmann, 2006).
- Fig.222:Expérience 2. a) expérience avec des failles préexistantes (lignes discontinues) traversant tout le modèle de la surface à la base et plongeant avec un angle $\alpha = 60^\circ$ et $\sigma_c = 4500 \text{ Pa}$ (Bashmann, 2006), b) expérience avec des failles préexistantes (ligne discontinue) traversant entièrement le modèle de la surface à la base et plongeant avec un angle $\alpha = 30^\circ$ et $\sigma_c = 5300 \text{ Pa}$. (Bashmann, 2006)
- Fig.223:Expérience 3, $\sigma_c = 4000 \text{ Pa}$. Modèle avec une zone faible superficielle localement plane, circulaire et parallèle à la surface de pente. (b) Après 100 pas d' accélération (Bashmann, 2006)
- Fig.224:Expérience 2. Modèles avec des failles préexistences de grande échelle (Bashmann, 2006), Les fractures sont perpendiculaire à la surface de pente et recoupent la surface de pente avec différentes orientations : a) Plongement des fractures parallèle à la pente, b) Fractures horizontales, c) Fractures obliques.

Fig.225:Expérience 4. Modèle contenant à la fois une zone de faiblesse locale subparallèle à la surface de pente et des fractures différemment orientées perpendiculaires à la pente, $g_m = 250 \text{ m/s}^2$ (Bashmann, 2006) . a) Fractures avec des traces de surfaces horizontales, b) Fractures verticales, c) Fractures obliques.

Fig.226:Failles hypothétiques déduites de l'analyse de la forme des masses glissées (Au contrebas de Canastel)
Trait noir : failles subverticales N90° à 100°E

Fig.227:Failles hypothétiques déduites de l'analyse de la forme des masses glissées (SW de la pointe Canastel),
Trait en tiré blanc : failles N80 à N90°E, Trait en tiré noir : failles N110 à N140°E

Fig.228:Failles hypothétiques déduites de l'analyse de la forme des masses glissées (Partie Ouest d'Ain Franin),
Direction des failles : N80 à N90°E et N140° à N145°E

Fig.229:Failles hypothétiques déduites de l'analyse de la forme des masses glissées (Région d'Ain Franin),
Directions des failles : N40 à N50°E et N140 à N140°E

Fig.230:Expérience 24 : Coupe verticale d'un modèle fracturé composé de deux couches d'épaisseur différentes : 1cm (a) et 2cm (b). Le couplage entre les couches est maximal $\sigma_1 = 1,5 \text{ MPa}$; $\sigma_3 = 0,43 \text{ MPa}$; $\delta d = 1,36 \text{ mm}$ (C. Jorand, 2007)

Fig.231 – Expérience 27 : Coupe verticale des modèles fracturés : $H = 1 \text{ cm}$. $\sigma_1 = 1,5 \text{ MPa}$; $\sigma_2 = 0,55 \text{ MPa}$; $\sigma_3 = \text{const} = 0,45 \text{ MPa}$. (a) $\delta d = 0,32 \text{ mm}$; (b) $\delta d = 0,78 \text{ mm}$; (c) $\delta d = 1,36 \text{ mm}$.

Fig.232:Carte de localisation des dépôts provenant des mouvements de masse récents sur la marge algérienne (Domzig, 2006). Données pour la région d'Alger: Gaullieret al., 2004.

Fig.233:Schéma montrant la propagation des surfaces de rupture (Torres, 1995 ; Mulder et Cochonat, 1996).

Fig.234:Propagation des surfaces de rupture au niveau de la frange maritime d'Oran.

Liste des tableaux

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

Tableau n°2:Séismicité historique (CRAAG, Roussel, Ambrasey,...)

Tableau n°3:Principaux séismes historiques de l'Oranie ($I \geq VII$)

Tableau n°4:Coordonnées Hypocentrales des séismes de la région Ibéro-Maghrébine.

Tableau n°5:évaluation déterministe de l'accélération horizontale maximale (g) :

Tableau n°6:Les surfaces de séparation avec le substratum (Millies-lacroix, 1981)

Tableau n°7:Tableau des causes directes de mouvements de versant (Flageolet, 1989).

Tableau n°8:Causes de rupture de glissements de terrain (Gervreau, 1991).

Tableau n°9:Vitesses des mouvements de terrain (Varnes, 1978 et Crozier, 1986).

ER: extrêmement rapide, TR: très rapide, R: rapide, M: modéré, L: lent, TL: très lent, EL: extrêmement lent.

Tableau n°10 : Analyse physicochimique des eaux souterraines de la frange maritime d'Oran

Tableau 11:Causes d'initiation des glissements gravitaires (Hampton et al., 1996).

Mise en évidence des phénomènes dynamiques contrôlant le littoral oranais (de la Calère à la pointe de Canastel) : étape fondamentale pour une cartographie des risques géologiques.

Résumé

Ce mémoire vise, tout d'abord, à identifier les phénomènes dynamiques qui contrôlent le littoral oranais, de la Calère à la pointe de Canastel. Cet espace, présentant un fort héritage structural, a subi une histoire géodynamique complexe. Afin de caractériser le style tectonique prévalant dans la région, la dimension de ses structures, leur fonctionnement, ainsi que l'influence potentielle de son héritage géologique, on s'est basé sur une démarche qui s'appuie principalement sur l'analyse morphostructurale, microtectonique et séismo-tectonique du secteur d'étude. L'enjeu de la compréhension de ces phénomènes s'avère important, tant du point de vue de la géologie structurale ou de la géomorphologie que de celui de la prévention des risques naturels.

Dans cette région, la déformation tectonique est l'expression de la convergence des deux plaques Africaine et Eurasiatique. Le long de la marge ouest algérienne, on trouve une portion de marge rectiligne et abrupte sur plus de 100 km sur la pente à l'Est d'Oran, interprétée comme la trace de la migration, au Miocène, du bloc Alboran vers l'Ouest, et une zone d'activité décrochante dextre potentiellement active à l'Ouest d'Oran. Au niveau de la pente et sur le plateau continental, la sismicité est générée par des accidents qui se prolongent parfois à terre. Sur le continent, la sismicité s'exprime surtout le long des bordures des bassins néogènes qui longent la côte. Ces bassins se déforment en donnant des structures plicatives (synclinaux, anticlinaux) et parfois cassantes (pli-failles, failles inverses, chevauchements) orientées NE-SW à NNE-SSW. Ces dernières sont le plus souvent à l'origine des violents tremblements de terre superficiels que connaît la région. En plus, la tectonique cassante concentre les instabilités sédimentaires préférentiellement au niveau des escarpements, remodèle la morphologie par la création de bassins perchés sur la pente et dévie les cours d'eau et les petites ravines. Des perturbations morphologiques sont également engendrées par la croissance des plis.

Pour ces raisons, les mouvements de terrains observés au niveau de la frange maritime d'Oran- Est, ont été considérés, par plusieurs auteurs, comme la conséquence directe de la sismicité régionale et des soulèvements affectant le littoral. Cependant, l'analyse morphologique de ces mouvements de terrain a montré que leur mise en mouvement est généralement consécutive au vieillissement d'un massif de sols ou de roches favorisé par l'interaction entre les phénomènes combinant à la fois les effets cumulés de l'érosion, de la fracturation, du travail corrosif de l'eau, de la nature du sol, de la pesanteur et des secousses séismiques. Il ressort des modèles physiques que les hétérogénéités parallèles à la pente ont la plus grande influence sur la localisation des déstabilisations gravitaires. Les fractures perpendiculaires à la surface de la pente n'ont, quant à elles, pas d'effet aidant la déstabilisation alors que les fractures verticales limitent latéralement les unités et les fractures obliques guident la direction du glissement. L'application de ces constatations aux différentes formes géométriques créées par les masses glissées, a permis de mettre en évidence des failles hypothétiques. L'accroissement du nombre de ces failles hypothétiques en direction du glissement de Ain Franin laisse penser, d'après les modèles mécaniques, qu'au niveau du glissement d'Ain Franin nous avons affaire à un bloc mobile pouvant correspondre à la transformante Arbal-Ain Franin. Les mouvements gravitaires peuvent, donc, être à l'origine des failles normales observées au contrebas des falaises d'Oran.

Parmi les types de risques naturels, ceux spécifiques à Oran relèvent des contextes géomorphologiques propres au littoral méditerranéen. À la contrainte topographique (bande côtière ravinée et pentue) s'ajoute la présence de failles actives, les mouvements de terrain, le ruissellement superficiel et souterrain des eaux, l'érosion et les secousses séismiques.

Mots clefs : littoral oranais, marge algérienne, phénomènes dynamiques, convergence, diaclases, fractures, plissement, microtectonique, néotectonique, séismotectonique, aléa séismique, morphostructurale, mouvements de terrain, facteurs déclenchants, Hydrogéologie, Hydrochimie.

Introduction générale

La région d'Oran est caractérisée par une frange abrupte et ravinée suivie d'un «plateau» qui culmine vers 110 mètres. Ses caractéristiques géologiques, tectoniques, hydrologiques, hydrogéologiques et météorologiques forment un système physique complexe où le risque de catastrophes naturelles est omniprésent.

Au cours de son histoire, le littoral algérien a connu des séismes des plus violents, voire des plus meurtriers et c'est grâce aux études de sismicité historique que différents catalogues de sismicité et différentes cartes (cartes de sismicité, d'intensité maximale, de séismotectonique et d'aléa sismique) ont pu être élaborés. La cartographie des événements historiques, la surveillance sismique, ainsi que les différentes investigations de terrain, menées après l'occurrence des séismes importants qui ont touché l'Algérie du Nord, ont permis la collecte d'importantes indications sur l'activité sismique et la localisation des régions sismogènes.

Par rapport aux séismes, les mouvements de terrain sont très variés, par leur nature (glissements de terrains, éboulements rocheux, coulées de boues, effondrements de vides souterrains, affaissements, gonflement ou retrait des sols, ...) et par leur dimension (de quelques mètres cubes à plusieurs dizaines de millions de mètres cubes). Leur répartition spatiale, assez diffuse, est guidée par l'environnement physique c'est-à-dire la topographie (régions montagneuses, régions à relief plus modéré...), l'hydrogéologie (sens d'écoulement, transport hydraulique souterrain,...) et la géologie (nature et fracturation des formations affleurantes, régions à érosion côtière, régions de dissolution karstique...). Leur occurrence est très marquée par les variations climatiques (périodes de fortes pluies, fonte des neiges, sécheresse) mais peut aussi être liée aux contrecoups de séismes ou encore conséquences d'interventions humaines. Leur dynamique répond naturellement aux lois de la mécanique.

La recherche des facteurs défavorables (géologiques, morphologiques, etc.) et l'identification des indices de mouvement ou d'instabilité (fractures ouvertes, blocs ou masses rocheuses déchaussés, petits chenaux, sous-cavages, surplombs, ...), dans notre secteur d'étude, se sont basées sur les informations géologiques de base, les renseignements historiques sur les événements passés, les observations de terrain et les photographies aériennes (images google earth).

Si certains grands phénomènes sont bien connus à Oran, il n'est pas certain que tous soient répertoriés. Réaliser un inventaire exhaustif de l'ensemble de ces phénomènes qu'ils soient potentiels, actifs ou historiques était devenu un acte nécessaire. Notre inventaire s'intéressera en premier lieu à l'identification, la localisation et la caractérisation des phénomènes dynamiques affectant la région en question.

Pour atteindre cet objectif, nous avons jugé utile de traiter la problématique à partir de l'analyse des phénomènes d'origine géologique (sismicité active) et géodynamique (tectonique, mouvements de terrain...).

Cette démarche constituera une étape fondamentale pour la cartographie des risques géologiques nécessaire à un aménagement du territoire, tenant compte de la prévention des catastrophes naturelles.

Ce mémoire comporte cinq chapitres :

Le **premier chapitre** a été consacré d'une part à l'évolution géodynamique de la zone d'étude dans le contexte de l'histoire de la convergence Afrique-Eurasie en tenant compte de leur cinématique. D'autre part, le cadre structural de la Méditerranée occidentale, ainsi que les différents aspects de la marge nord algérienne ont été précisés.

Le **deuxième chapitre** vise la présentation de la zone d'étude à travers ses composantes géologiques terrestres et marines, locales et régionales et la discussion de la relation éventuelle qui peut exister entre les structures à terre et celles en mer.

Le **troisième chapitre** s'intéresse au contexte tectonique, microtectonique et néotectonique du secteur étudié. Il essaye de préciser et l'évolution des éléments structuraux majeurs et la nature des mouvements tectoniques ayant structurés cette partie du littoral algérien. Ces éléments fournissent les hypothèses de base pour la localisation des séismes potentiels et l'estimation de leur intensité maximale.

Le **quatrième chapitre** aborde les particularités des séismes qui frappent la région d'Oran, examine les correspondances qui se dégagent entre traits structuraux (failles, chevauchement, plis...) et activité séismique (épicesentres des séismes connus, magnitudes, profondeur focale,...), délimite les provinces et les caractérise en fonction de la spécificité de leur activité séismique. Ces approches sont d'une importance capitale pour l'évaluation de l'aléa séismique à Oran.

Le **cinquième chapitre** analyse la morphologie des instabilités affectant les falaises d'Oran-Est. La démarche suivie pour l'identification des mécanismes et des processus qui les génèrent a révélé que, en plus de la gravité, les mouvements gravitaires sont influencés par des paramètres divers, depuis la structure géologique (lithologie, anisotropie, failles), les paramètres climatiques (précipitations), l'écoulement souterrain ou encore le champ des contraintes tectoniques, les sollicitations sismiques ou le rééquilibrage isostatique.

Par ailleurs, l'application, à notre secteur d'étude, des justifications avancées pour la validation des modélisations physiques réalisées par Bashmann, a permis, malgré la couverture quaternaire et l'érosion, de dévoiler au grand jour l'existence probable d'un réseau de fractures très complexe. Ce type de réseau, déduit théoriquement à partir de la forme des glissements, révélerait, à la lumière des modèles expérimentaux de Jorand, que le glissement d'Ain Franin coïnciderait avec une bordure mobile.

Chapitre 1

HISTOIRE PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA PROVINCE MEDITERRANEENNE

1.1. Histoire géologique péri téthysienne

La zone d'étude, s'étendant de la pointe de Canastel jusqu'au port d'Oran, appartient au littoral oranais lui-même partie intégrante de la marge algérienne. Cette dernière, située au Nord de l'Afrique, dans le bassin de la Méditerranée Occidentale, est limitée à l'Ouest par la marge marocaine et à l'Est par la marge tunisienne. Au pied de la pente continentale oranaise, nous avons le bassin algéro-provençal délimité à l'Ouest par la mer d'Alboran (fig.1)

On peut, donc, avancer que l'évolution géodynamique de notre zone d'étude est étroitement liée à l'histoire du mouvement relatif de l'Afrique, de l'Eurasie et de l'océan qui les sépare, la Téthys.

La configuration actuelle des bassins méditerranéens (fig.1), est le résultat de l'imbrication de multiples orogénèses successives. Dans le détail, il est extrêmement complexe d'établir les reconstructions paléogéographiques et tectoniques (Stampfli & Borel, 2004).

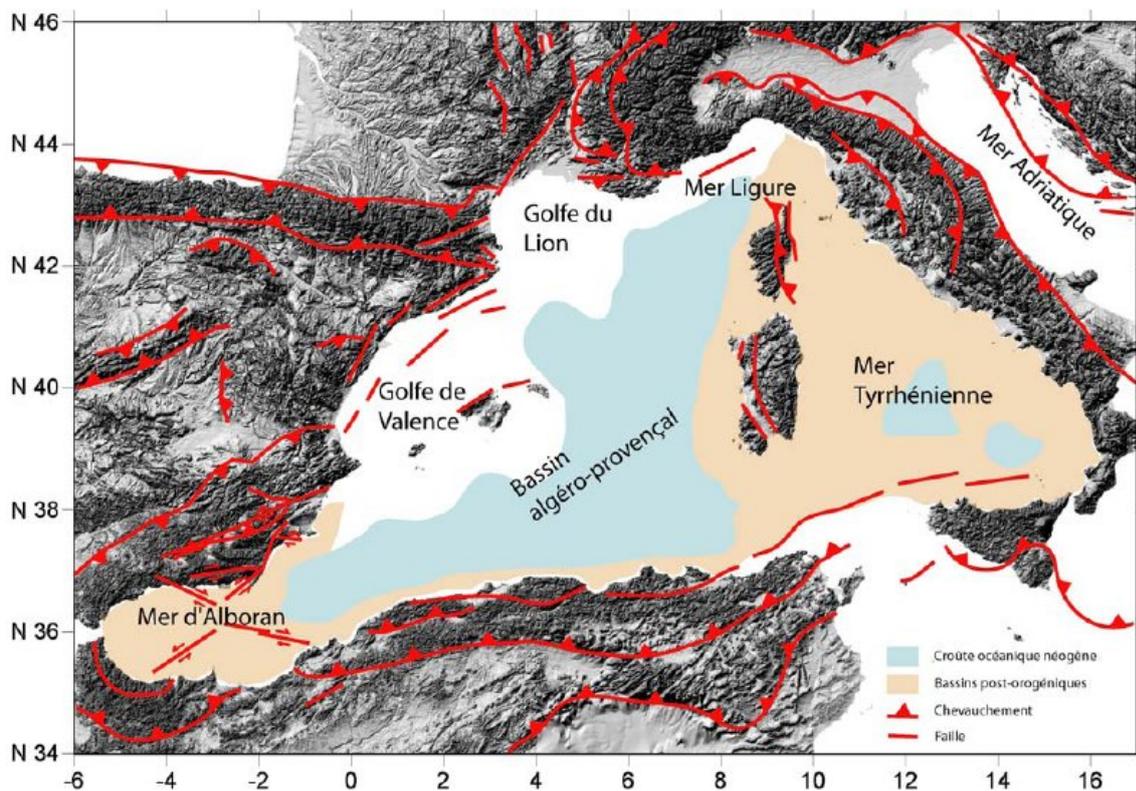


Fig.1: Schéma tectonique général de la Méditerranée Occidentale (Domzig, 2006 : d'après Alvarez-Marron, 1999, MediMap Group, 2005, et Gracia *et al.*, 2006).

Néanmoins, les reconstitutions géodynamiques, tentées à ce jour, s'appuient dans leur majorité sur des faits (fig.2) qui sont, actuellement, admis par la plupart des scientifiques même s'il subsiste des divergences sur l'âge des événements, la position initiale des blocs ou micro-plaques (AlKaPeCa) ou bien de leurs déplacements (ampleur, direction).

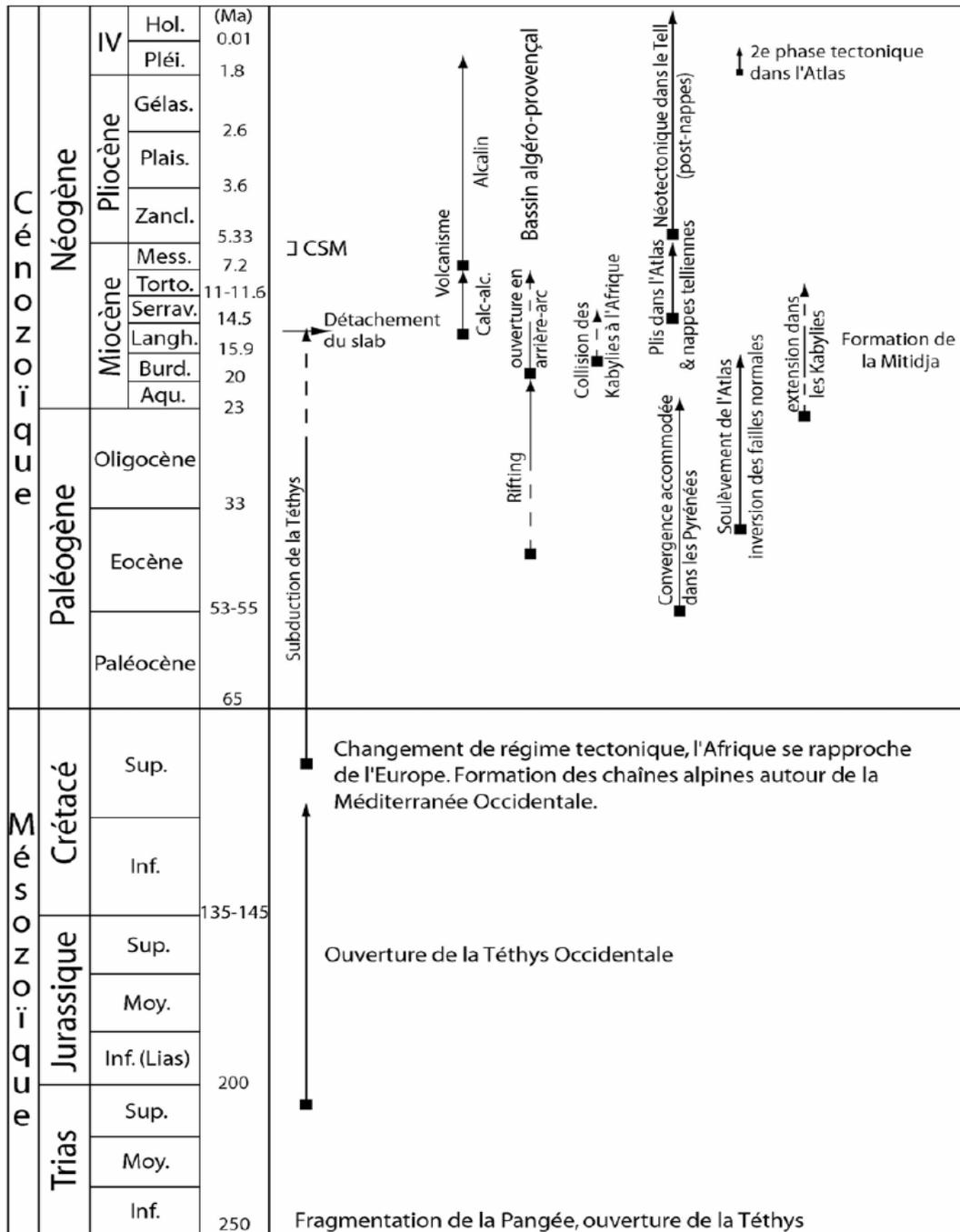


Fig. 2 : Enchaînement des événements du début du Mésozoïque à l'époque actuelle. Abréviations : CSM: Crise de Salinité Messinienne, calc-alc.: calco-alcalin (Domzig, 2006).

Le schéma de l'évolution paléo-tectonique de la méditerranée tel que nous le proposons dans ce mémoire est une synthèse des principaux travaux publiés par Illies, (1975), Bouillin, (1986), Dercourt *et al.*, (1986), Dewey *et al.*, (1989), Mueller & Kahle (1993), Jolivet (1997), Gueguen *et al.*, (1998), Marthaler (2001) et Carminati & Doglioni (2004). Il est bien entendu que cette synthèse essaiera de hiérarchiser l'enchaînement des événements géologiques les plus marquants qui ont affecté la Méditerranée en général et l'Afrique du Nord en particulier, et ce depuis la fragmentation de la Pangée jusqu'à l'actuel.

Elle servira à la compréhension de l'histoire géologique de notre zone d'étude dans un contexte régional, ensuite nous présenterons les caractéristiques de cette zone.

En conséquence, les grands épisodes, ci-dessous abordés, constituent les événements les plus marquants durant la longue histoire géodynamique de la Méditerranée :

a. Rifting et ouverture d'un bassin profond

Au début du Trias, la Pangée commence à se scinder générant un début d'ouverture de la Téthys entre le Gondwana et l'Eurasie (fig.3)

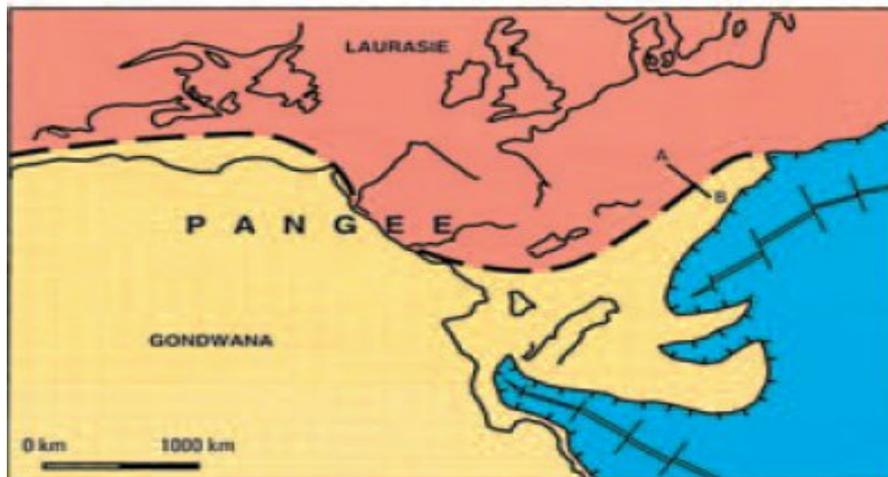


Fig 3 : Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique _ Permo -Trias (Marthaler, 2001).

A la fin du Trias et début Jurassique, la Téthys occidentale, sous l'effet des contraintes extensives, continue à s'ouvrir. Les failles normales de l'Atlas seraient les indices de cette extension (Yelles-Chaouche *et al.*, 2001).

Pendant le Jurassique (fig. 4), l'ouverture de l'Atlantique central entraîne un mouvement décrochant senestre entre l'Afrique et l'Ibérie, créant une zone transformante à ce niveau (Roca *et al.*, 2004). La plaque africaine se déplace, donc, vers l'Est d'une manière latérale. Le mouvement, de composante coulissante senestre, persiste jusqu'au Crétacé supérieur.

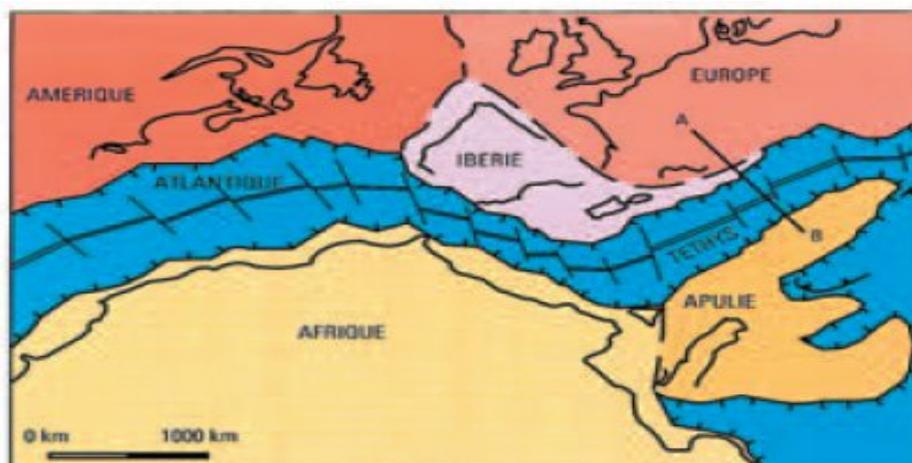


Fig. 4 : Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique_Jurassique (Marthaler, 2001).

Du côté africain, la marge du bassin coïncide avec les zones externes de la chaîne des Maghrébides, alors que du côté européen nous avons la marge dorsale (fig.5) qui se développait à la bordure méridionale d'un domaine formé par l'AlKaPeCa (domaine Alboran, Kabylies, Péloritains, Calabre) lui-même rattaché aux Baléares et à la Sardaigne (Bouillin, 1986).

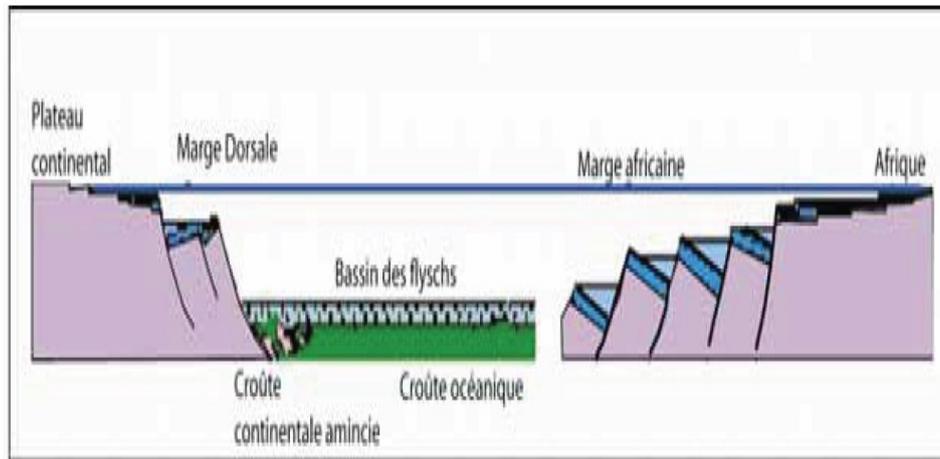


Figure 5 : Evolution géodynamique - rifting au Lias inférieur - moyen (Bouillin, 1986 ; Le Roy, 2004).

b. Au cours du Crétacé inférieur (130 M.a), l'Espagne se sépare du bloc Amérique-Europe. Par ailleurs, **entre 118-84 Ma (fig. 6)**, le régime passe en raccourcissement avec un mouvement de l'Afrique, par rapport à l'Eurasie, vers le NE. Cette convergence de l'Afrique vers l'Europe entraîne la formation des chaînes alpines autour de la Méditerranée occidentale ; en Algérie, les socles des zones internes kabyles auraient subi un épisode tectono-métamorphique éo-alpin. La subduction continue et restreint le domaine téthysien même si des bassins continuent de s'ouvrir. A ce moment, le bassin maghrébin commence à recevoir la sédimentation profonde des flyschs. Par contre dans la partie nord de l'océan alpin, la collision démarre et les premiers éléments compressifs sont enregistrés dans les Alpes orientales.

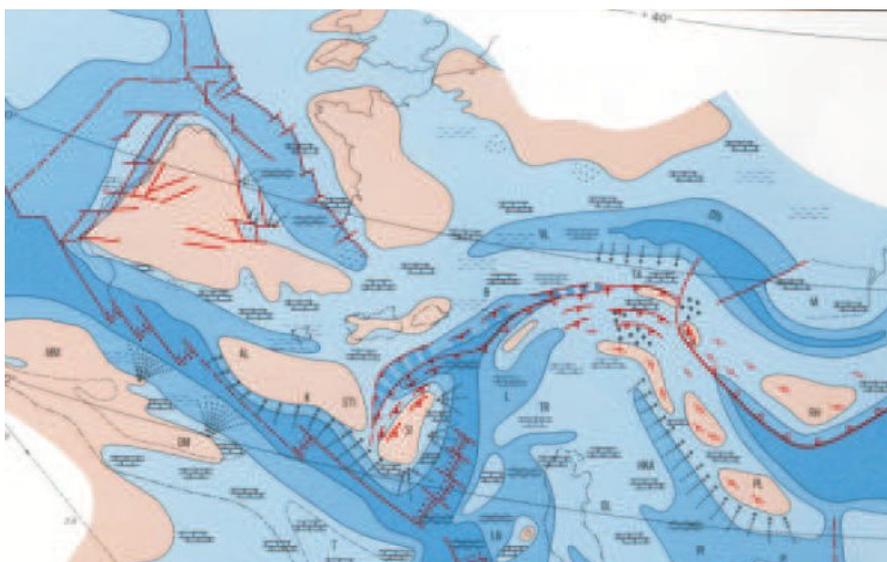


Fig. 6 - Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_110 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Dans le domaine alpin, **durant la période 84-65 Ma** (fig.7), la lithosphère océanique a été subductée et le raccourcissement continue en domaine continental. Une branche du rift medio-atlantique pénètre dans le Golfe de Gascogne et la péninsule ibérique commence sa dérive vers le Sud : la dérive de l'Espagne est responsable de la phase de compression fini jurassique -éocène dont témoignent les plissements rencontrés dans le Moyen Atlas. Cette ouverture se prolonge à l'Est à l'emplacement des futures Pyrénées.

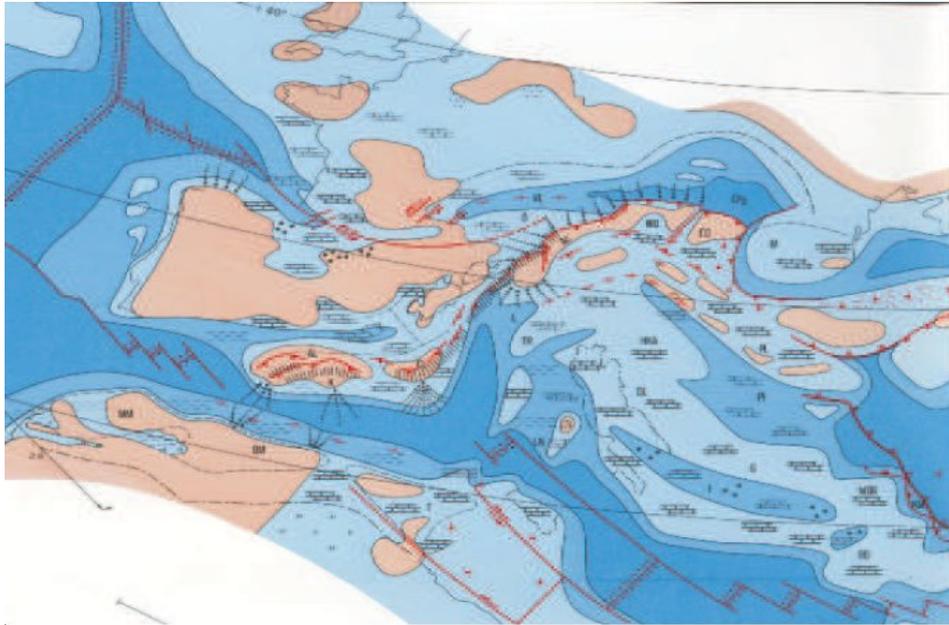


Fig. 7 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_80 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Aussi, à partir de la fin du Crétacé, la Téthys maghrébine entre progressivement en subduction (Lonergan et White, 1997 ; Vergès et Sabat, 1999 ; De Lamotte, 2000 ; Jolivet et Faccenna, 2000; Bracène et De Lamotte, 2002,) sur une période s'étalant, selon Gelibert *et al.*, (2002), de 84 Ma à 35 Ma. Bien qu'il n'y ait pas de preuves de déformation à cette époque dans les Kabylides, des minéraux de haute pression ont été retrouvés en Alboran, ce qui atteste de l'existence de cette subduction, du moins à l'Ouest (Roca *et al.*, 2004). Les arguments géochimiques (Maury *et al.*, 2000 ; Coulon *et al.*, 2002) et tomographiques (Spakman *et al.*, 1993 ; Carminati *et al.*, 1998 ; Spakman et Wortel, 2004) vont également dans ce sens.

Au passage **Crétacé -Tertiaire (65 Ma)**, une forte réduction de la vitesse absolue vers le Nord de l'Afrique s'initie, et le régime tectonique change de façon importante (Jolivet et Faccenna, 2000) : la convergence est relativement E-W (Dewey *et al.*, 1989), permettant une convergence faible sous les domaines calabrais, maghrébins et sous le futur domaine d'Alboran (fig.8). L'ensemble du domaine alpin est en compression, frontale dans les Alpes septentrionales et orientales, oblique dans les Alpes franco-italiennes.

Le ralentissement du mouvement serait dû probablement à la première collision des blocs situés le plus à l'Est (Arabie, Anatolie) avec l'Eurasie.

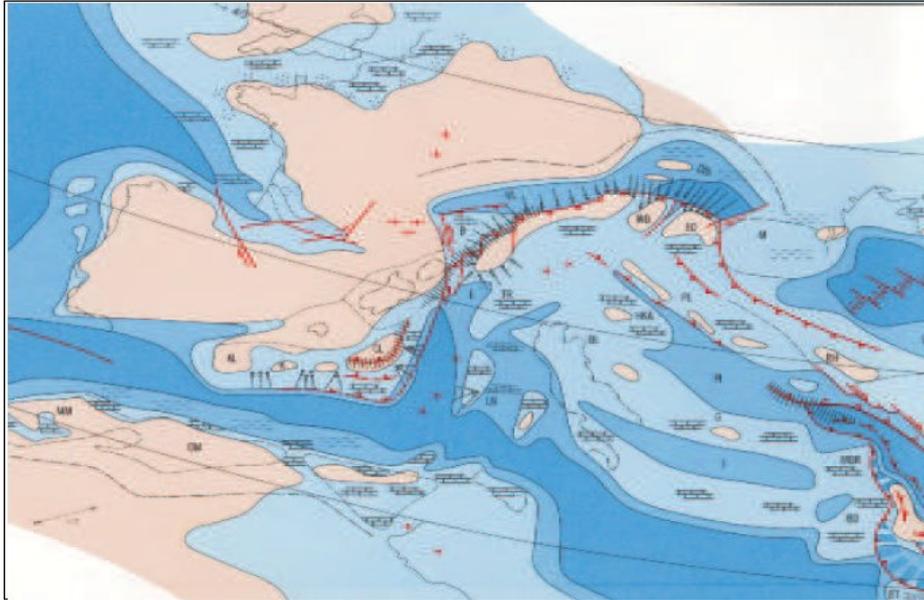


Fig. 8 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_65 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Dans ce contexte géodynamique, pourtant relativement simple, l'évolution au Cénozoïque de la Méditerranée apparaît très complexe, évoluant avec une dynamique propre qui n'est pas uniquement liée à la convergence. En effet, des rémissions et reprises de convergence alternées de phases plus ou moins distensives ont été enregistrées.

c. Pendant l'Eocène (51-38 Ma), Il ne subsisterait, en Méditerranée occidentale, aucune zone de subduction active et le front de collision s'étend de l'Ouest vers l'Est sur toute la longueur des Pyrénées (fig. 9). Ce sont les zones présentant une faiblesse lithosphérique, principalement les zones des déformations du Crétacé, qui absorbent les effets de la collision (formation des chaînes Pyrénéo-provençales par réactivation des structures extensives du Crétacé et du Paléogène). Cette compression SSW-NNE généralisée provoque des déformations intracontinentales importantes sur le bloc européen et sur l'Afrique nord-continentale : décrochements, plis et chevauchements.



Fig. 9 : Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique_Eocène (Marthaler, 2001).

Durant la période **Eocène moyen – Aquitaniens**, la chaîne de l'Atlas est soulevée et **dès la fin du Paléogène**, la plupart des failles normales triasiques de l'Atlas sont inversées (Bracène et De Lamotte, 2002). Cependant, à partir de l'Eocène supérieur une subduction de la Téthys sous le bloc AlKaPeCa (bordure sud européenne), encore rattaché aux Baléares et à la Sardaigne, est signalée en même temps qu'une intensification de l'érosion des reliefs (Vergès et Sàbat 1999; De Lamotte *et al.*, 2000) (**fig. 10-a**)

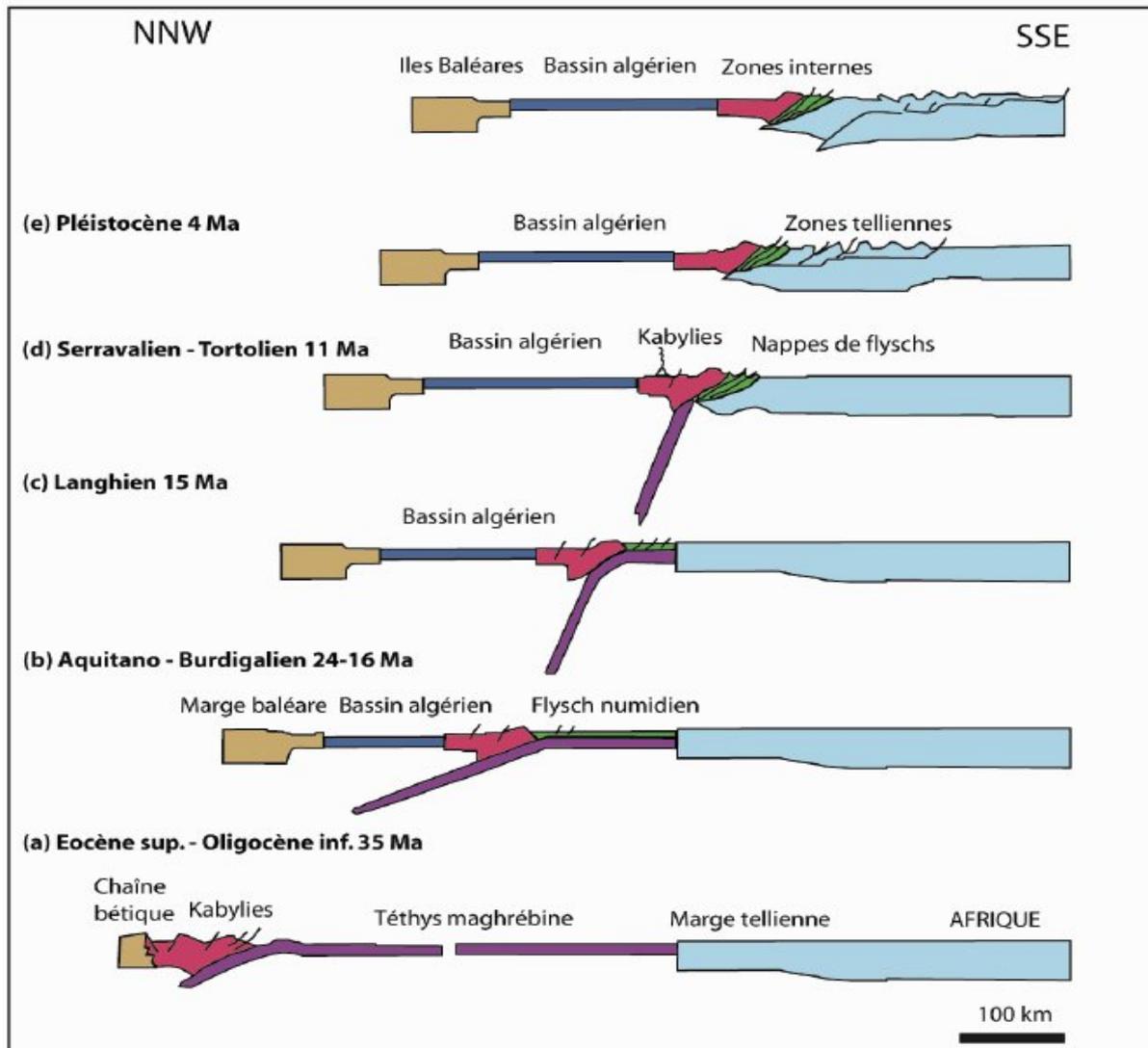


Figure 10 : Modèle cinématique de la structuration de la chaîne des Maghrébides, illustrant le scénario proposé sur une transversale allant de la marge des Baléares jusqu'à la Plateforme saharienne (Vergès et Sàbat, 1999 ; De Lamotte *et al.*, 2000).

d. À l'Oligocène (35 Ma.), comme conséquence de la conjugaison de l'ouverture nord atlantique, à l'Ouest, et de la collision Afrique-Europe orientale, à l'Est, les régions ouest méditerranéennes sont soumises à un régime tectonique général de distension (fig. 11). Celui-ci est responsable des grands systèmes de grabens intracontinentaux affectant toute l'Europe de l'Espagne à la Mer du Nord. **A l'Oligocène moyen – supérieur,** nous avons le rifting du bassin algéro-provençal (Speranza *et al.*, 2002). Des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dans les "metamorphic core complexes" montrent un épisode de tectonique ductile extensive dans les Kabylides vers 25-16 Ma (Monié *et al.*, 1984 ; 1988 ; 1992 ; Saadallah et Caby, 1996).

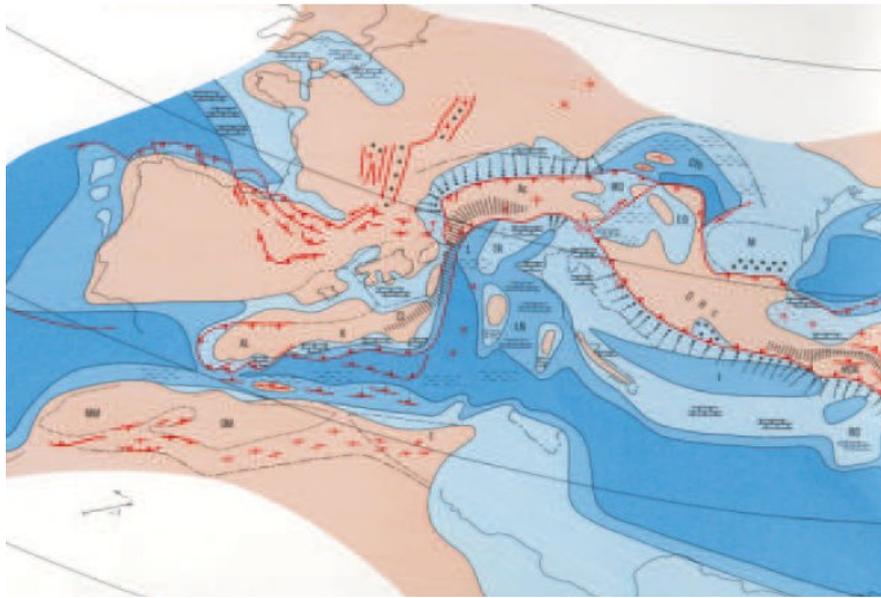


Fig. 11 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_35 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002) .

A partir de l'Oligocène supérieur, un prisme d'accrétion (formé des unités de flyschs) se développe entre les Kabyliques et la marge africaine (Roca *et al.*, 2004). A l'arrière de la subduction de la Téthys s'ouvre l'actuel bassin algérien, entraînant avec lui la dérive du domaine AlKaPeCa vers le S-E (fig. 12) (Lonergan et White, 1997 ; Vergés et Sabat, 1999 ; De Lamotte *et al.*, 2000 ; Mauffret *et al.*, 2004). C'est probablement le roll-back de la subduction de la Téthys qui provoqua la séparation de l'AlKaPeCa du continent Eurasien (De Lamotte *et al.*, 1991 ; De Lamotte *et al.*, 2000 ; Lonergan et White, 1997).

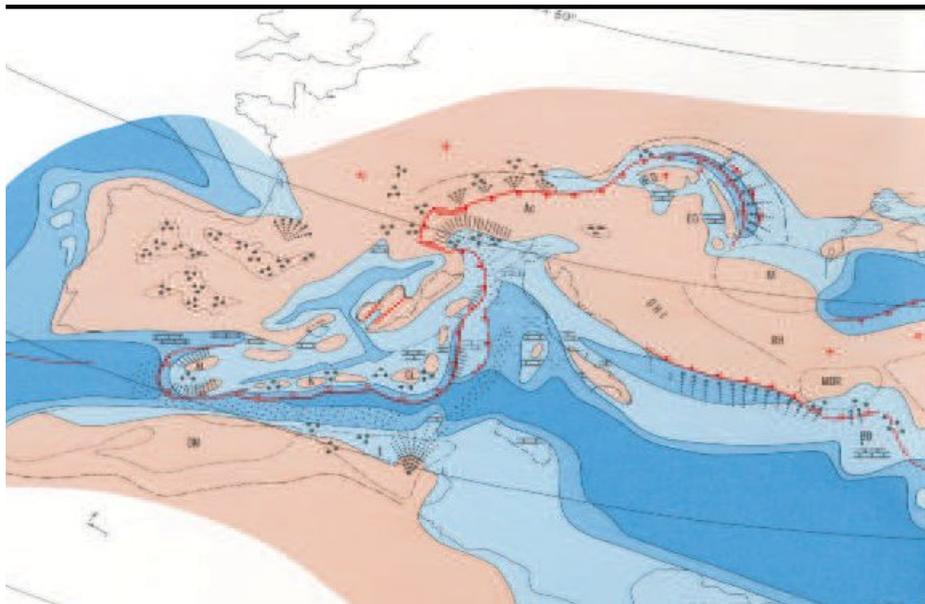


Fig. 12 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_20 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

e. Entre -18 et -13 Ma, les Kabyliques furent totalement accolées à la plaque africaine bloquant l'ouverture du bassin algérien (Alvarez *et al.*, 1974 ; Vergès et Sabat, 1999 ; De Lamotte *et al.*, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Mauffret *et al.*, 2004). Toutefois, la rotation de la plaque corso-sarde a permis au bassin Nord-algérien de continuer à s'ouvrir durant le Burdigalien. Cette collision des massifs de l'AlKaPeCa avec la plaque africaine va provoquer dans le bassin nord-algérien, le glissement, sous forme d'olistostromes et de nappes gravitaires, d'une partie des flyschs et des marnes des zones externes accumulés tectoniquement au Sud de la Dorsale (Bouillin, 1978). A ce stade, la Téthys maghrébine est complètement suturée et les zones internes kabyles et péloritaines sont attachées à l'Afrique (fig.10-d).

Par ailleurs, il y a lieu de signaler que la dérive du bloc Alboran vers l'Ouest, survenue juste après cette collision, est probablement l'oeuvre de mouvements décrochants (Mauffret *et al.*, 2004). Il semble que ce soit le détachement du "slab" sous le Nord de l'Algérie qui enclencha le roll-back de la subduction vers l'Ouest, par déchirement de la lithosphère, d'où le déplacement d'Alboran vers l'Ouest (Spakman et Wortel, 2004). Cette déchirure lithosphérique s'amorce au niveau de la côte algérienne centrale et orientale, et se propage par la suite vers l'Ouest et vers l'Est (Spakman et Wortel, 2004).

En outre, après le recul rapide de la subduction durant l'Oligocène supérieur - Miocène moyen, une extension s'initie progressivement dans les plaques chevauchantes formant les nombreux bassins extensifs dans les domaines égéen, tyrrhénien, pannonien et alboran. Ces domaines sont caractérisés par des croûtes continentales amincies voire des croûtes océaniques (Gueguen *et al.*, 1998).

Scellés dans les zones internes au **Langhien** (-15 Ma) par les bassins sédimentaires, les chevauchements se poursuivent, dans les zones externes, au Serravallien et au Tortonien. Ils indiquent la poursuite de la convergence entre les zones internes et la marge africaine accompagnée d'une migration de la déformation vers le Sud (De Lamotte *et al.*, 2000) (figure 10-d et e).

Il ne faut pas oublier que la fin de cette subduction correspond au début d'un épisode distensif «post-collisionnel » (Aïte, 1995 ; Aïte et Gélard, 1997) qui comporterait, d'après Guiraud (1977), deux (2) périodes:

- La première est responsable de la formation des bassins du Cheliff et de la Mitidja (du Burdigalien supérieur au Langhien)
- La deuxième affecte les zones externes (du Tortonien Supérieur - Zancléen jusqu'au Pléistocène).

Cet épisode distensif, probablement lié au rebond lithosphérique entraîné par le détachement de la plaque plongeante (Zeck, 1996) survenu **à la fin du Miocène**, provoque au même moment, un soulèvement général des Kabyliques et du Tell (Spakman et Wortel, 2004). Aussi, la remontée de la lithosphère est supposée responsable du magmatisme calco - alcalin qui commence à se manifester au Langhien (-15 Ma), le long de la marge, jusqu'au Pléistocène (Maury *et al.*, 2000).

f. du Miocène supérieur à l'Actuel :

Dans les Alpes, le **Miocène supérieur** (fig.13) se caractérise par la migration des chevauchements vers l'ouest sur le domaine de la Bresse. En Afrique du Nord, les contraintes d'écrasement engendrent les grandes nappes comme celles à vergence sud de l'Atlas Tellien développées surtout entre El Asnam et Annaba (Biju-duval *et al.*, 1977).

En outre, il y a lieu d'indiquer que durant le **Messinien**, une « crise de salinité » est observée. Cette dernière a débuté il y a 5.96 Ma et s'est terminée par la remise en eau il y a 5.33 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Cunningham *et al.*, 1997 ; Krijgsman *et al.*, 1999 ; Roger *et al.*, 2000). Cet événement est la conséquence du soulèvement de la région de Gibraltar sous l'effet de la tectonique (Duggen *et al.*, 2003). En effet, cette surrection a suspendu l'approvisionnement en eau de la Méditerranée depuis l'Atlantique. Ne se renouvelant plus, la Méditerranée, subit à la faveur d'une évaporation progressive, une forte baisse du niveau de la mer ainsi que d'importants dépôts d'évaporites. La baisse du niveau marin se retrouve non seulement à l'origine du creusement de nombreux canyons sur les pentes et la création de Gilbert deltas, mais également du remodelage morphologique des marges méditerranéennes (Clauzon et Rubino, 1988). Cependant, depuis la remise en eau (Zancléen), les marges présentent quasiment les mêmes morphologies et dispositions qu'à l'heure actuelle (Domzig, 2006).

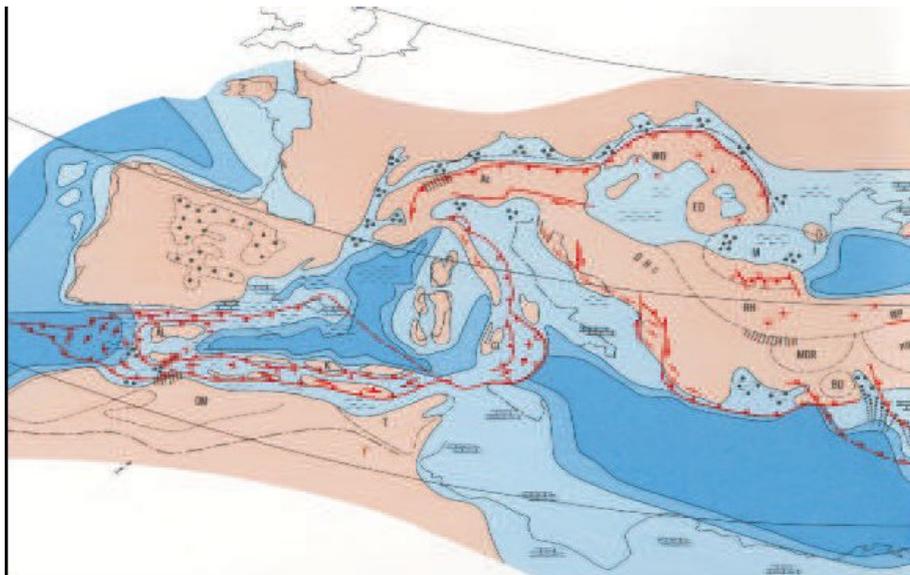


Fig. 13 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_10 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Par ailleurs, il faut retenir que du Miocène supérieur à l'Actuel (fig.14), la convergence de l'Afrique vers l'Europe continue impliquant la continuité des déformations tectoniques en Méditerranée occidentale. Le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Eurasie stable prend sa direction actuelle vers le N-W. L'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale est maintenant localisée dans la partie S-E de la mer tyrrhénienne.

D'autre part, les zones de subduction continuent à migrer vers les « bordures libres » et consomment à l'heure actuelle les derniers restes océaniques de l'Océan Téthysien. La subduction active concerne de nos jours, l'arc de Calabre et la fosse hellénique, en arrière de la ride méditerranéenne. Cette dernière est d'ailleurs en train de chevaucher le pied de la marge libyenne (fig.14)

Alors qu'une époque de stabilité relative régnait durant le Pliocène terminal, au Quaternaire, le bloc Alboran entre en collision avec une saillie du Maghreb, et le bloc tyrrhéo-corso-sarde avec l'Italie. La tectonique superficielle n'est plus en rapport direct avec la tectonique miocène mais relève d'une tectonique intracontinentale de compression généralisée (Vidal, 1977).

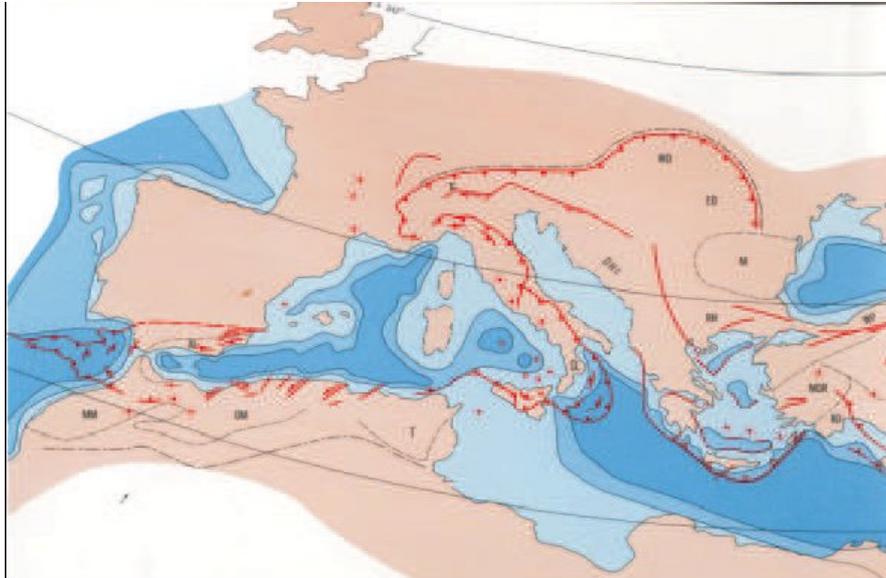


Fig. 14 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_ **Actuel** (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Cette seconde phase tectonique est principalement enregistrée dans les chaînes atlasiques (De Lamotte *et al.*, 2000 ; Benaouali - Mebarek *et al.*, 2006). En Algérie, par contre, elle affecte aussi bien le bassin du Chélif (Megrahoui *et al.*, 1986) que l'Algérois (Boudiaf, 1996) en développant des chevauchements, des plis de rampe et des décrochements (**fig.10-e**).

Pour conclure, on peut dire que les grands traits de la géologie méditerranéenne apparaissent comme le résultat d'une succession d'étapes gouvernées par les mouvements relatifs de l'Afrique et de l'Europe.

Entre -67 et -49 Ma, la convergence est relativement E-W (Dewey *et al.*, 1989), permettant une convergence faible sous les domaines calabrais, maghrébins et sous le futur domaine d'Alboran. De l'Eocène Supérieur à l'Oligocène inférieur (-35 -30 Ma), la subduction de l'océan situé au Nord de la future plaque arabe s'achève et la collision directe entre l'Afrique et l'Europe débute. Une forte réduction de la vitesse absolue vers le Nord de l'Afrique s'initie, et le régime tectonique change de façon importante (Jolivet et Faccenna, 2000). Les dernières roches de haute pression (HP) des Alpes sont exhumées de même que les schistes bleus cycladiques. Sur ce transect, l'extension est déjà active dans le Rhodope.

Cependant, Carminati et Doglioni (2004) affinant les reconstitutions paléogéographiques de Dercourt *et al.* (1986) et Gueguen *et al.*, (1998) pour les derniers 45 Ma, confirment que la migration vers l'Est de l'arc de subduction apenninique depuis 25 Ma a parcouru 775 km contre 135 km de raccourcissement entre l'Afrique et l'Europe pendant la même période. Ces auteurs concluent que la migration de l'arc des Apennines-Maghrebides ne peut pas être considérée comme la conséquence de la relative convergence N-S entre l'Afrique et l'Europe mais comme plutôt le résultat du retrait du "slab" qui est le phénomène géodynamique

majeur pendant cette période. Ce retrait du ‘slab’, aujourd'hui sous les Apennins, a été associé à l'ouverture simultanée des bassins ligurien et tyrrhénien qui s'est produite il y a -30 Ma alors que la convergence N-S Afrique/Europe se poursuivait et que le front de déformation alpin avançait vers les avant-pays (fig. 15 et 16).

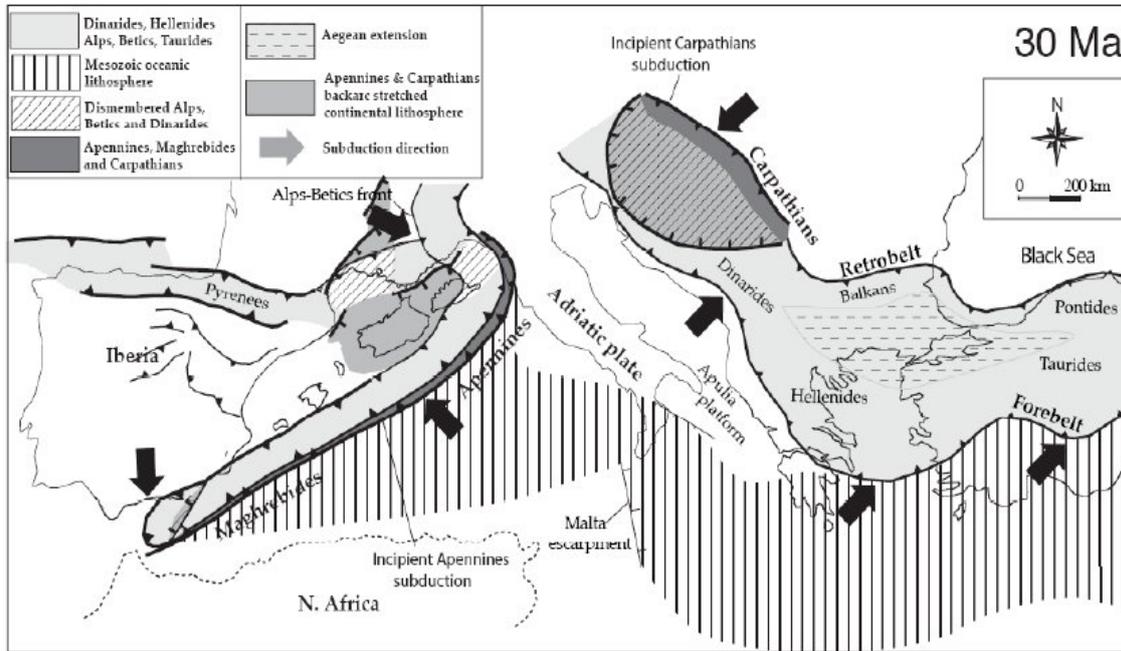


Fig.15 : Carte de l'évolution paléo-tectonique Méditerranéenne (-30 Ma), (Carminati et Doglioni, 2004).

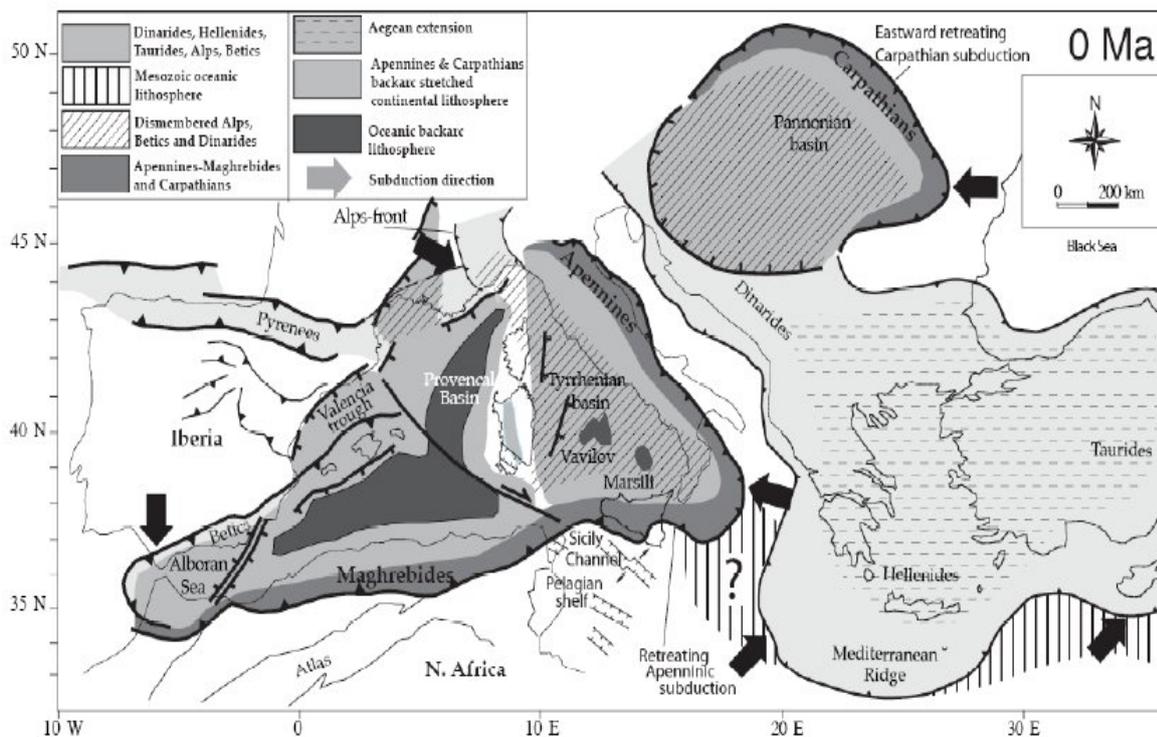


Fig.16 : Carte de l'évolution paléo-tectonique Méditerranéenne (Présent). (Carminati et Doglioni, 2004).

1.2. La cinématique des plaques (convergence Afrique – Eurasie)

La convergence Afrique-Eurasie, liée à l'expansion océanique au niveau de la dorsale Atlantique, détermine la condition cinématique aux limites du système Méditerranée - Chaînes alpines. La compréhension de la cinématique de ces frontières de plaques se heurte à deux problèmes majeurs : la direction et la vitesse de convergence Afrique/Europe restent mal connues.

En ce qui concerne la vitesse d'extension, entre les plaques Eurasie - Amérique du Nord, Afrique -Amérique du Nord et Afrique - Amérique du Sud, a pu être mesurée à partir des anomalies magnétiques portées par les basaltes nouvellement créés au niveau de la dorsale. Les vitesses, ainsi obtenues, indiquent une ouverture moyenne pour l'Atlantique nord de 25 mm/an et 40 mm/an pour l'Atlantique sud (fig.17). Conséquence de cette différence de vitesse d'ouverture, l'Afrique présente un mouvement de rotation antihoraire par rapport à l'Europe avec un pôle de rotation situé au large du Maroc.

Par ailleurs, il y a lieu de signaler que le manque d'équipement en sites géodésiques de bonne qualité sur la plaque africaine a empêché toute estimation précise de la cinématique Afrique/Eurasie. Cependant, les estimations publiées à ce jour sur la vitesse de convergence correspondent uniquement à des valeurs prédites par des modèles cinématiques.

D'après les modèles NUVEL1A et Model 1 (fig. 18), les vitesses calculées dans les Maghrébides, sur le long terme (sur les 9 derniers Ma), varieraient entre 4 mm/an (à 0°E de longitude) et 6 mm/an (à 10°E de longitude) (DeMets *et al.*, 1990 et 1994 ; Sella *et al.*, 2002). Concernant les méthodes géodésiques, les vitesses sont calculées pour le court terme (les 10 dernières années) : la convergence aurait une vitesse de 5.1 mm/an vers le N-W à la longitude d'Alger (Calais *et al.*, 2003 ; Nocquet et Calais, 2004) (fig. 19).

Cette différence dans les valeurs peut s'expliquer, entre autres, par un ralentissement récent du mouvement de convergence ou une sismicité non homogène, et des « clusters » dans le temps. Il est donc possible que cela corresponde à une période de relative quiescence.

La part de la convergence totale Afrique/Eurasie absorbée dans les chaînes du Maghreb reste inconnue. Les estimations basées sur la sommation du tenseur des moments sismiques, la sismicité connue sur la côte nord de l'Algérie, l'absence de mouvement relatif du bloc Corso-Sarde par rapport au continent européen, la faiblesse de la déformation dans les Alpes, sont autant d'indices qui suggèrent que la quasi-totalité de la convergence doit être absorbée par la marge algérienne, dans les Kabyliques et le Tell (Yielding *et al.*, 1989 ; Meghraoui *et al.*, 1996).

Depuis au moins le début du Pliocène, la déformation active est principalement concentrée au Nord de l'Afrique. Toutefois, les incertitudes sur les vitesses de déformation restent très grandes.

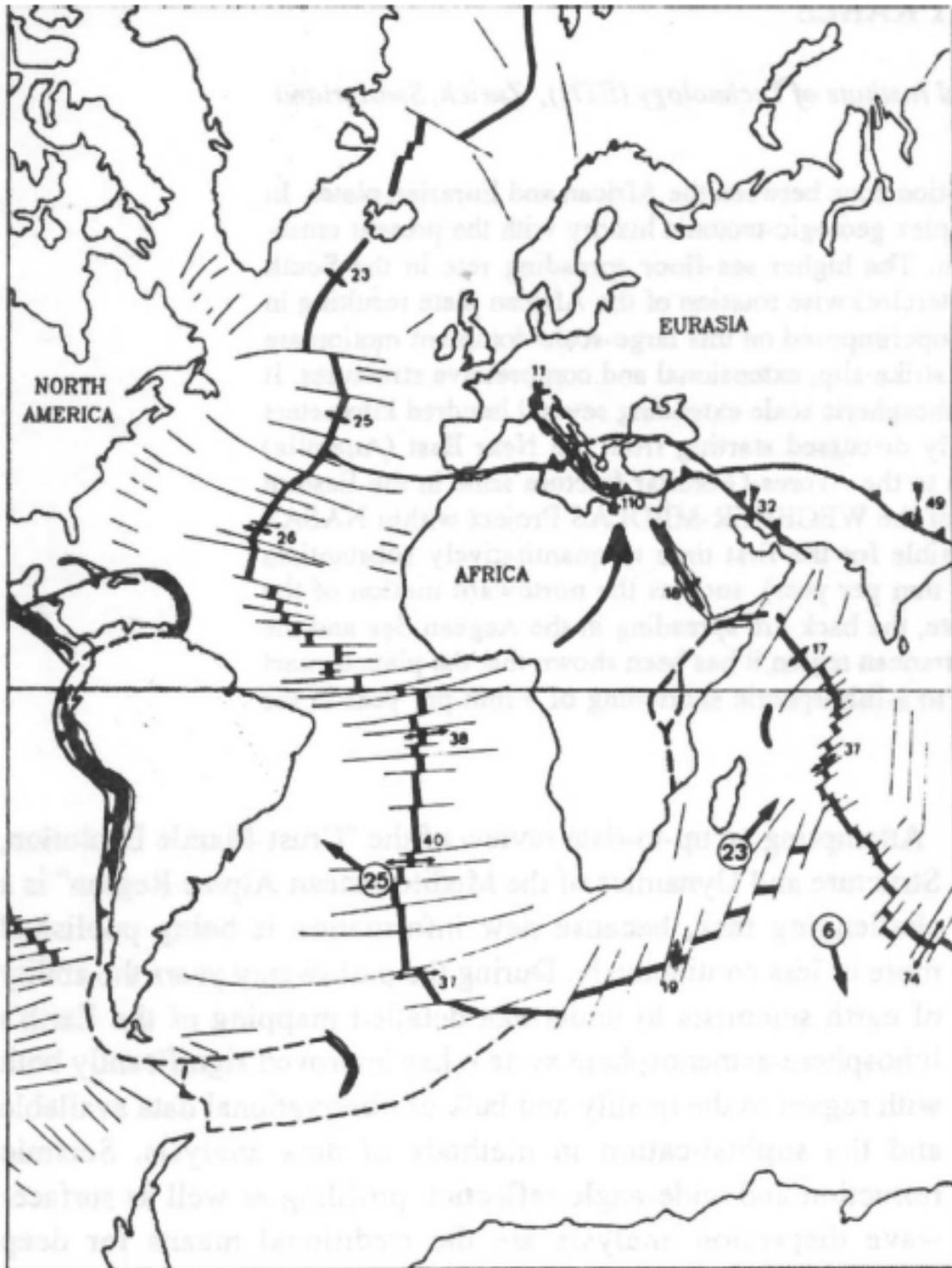


Fig. 17 : Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie ; les nombres sur les dorsales indiquent les vitesses relatives entre les plaques ; les chiffres entourés indiquent les vitesses dans un référentiel lié aux points chauds d'après Tarling [1982] et Trümpy [1985]; les chiffres dans les Alpes étaient ceux attendus avant que les mesures géodésiques ne débutent. D'après Mueller et Kahle, 1993.

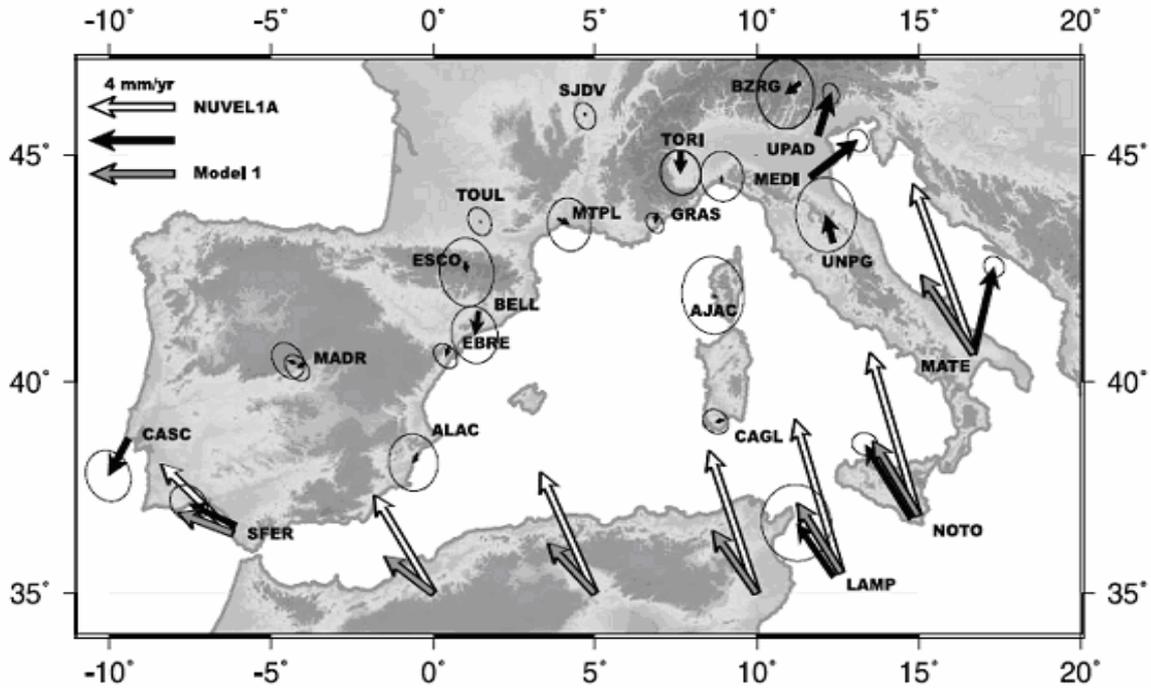


Fig. 18 : Vitesses calculées par les modèles NUVEL1A et Model 1 dans les Maghrébides.

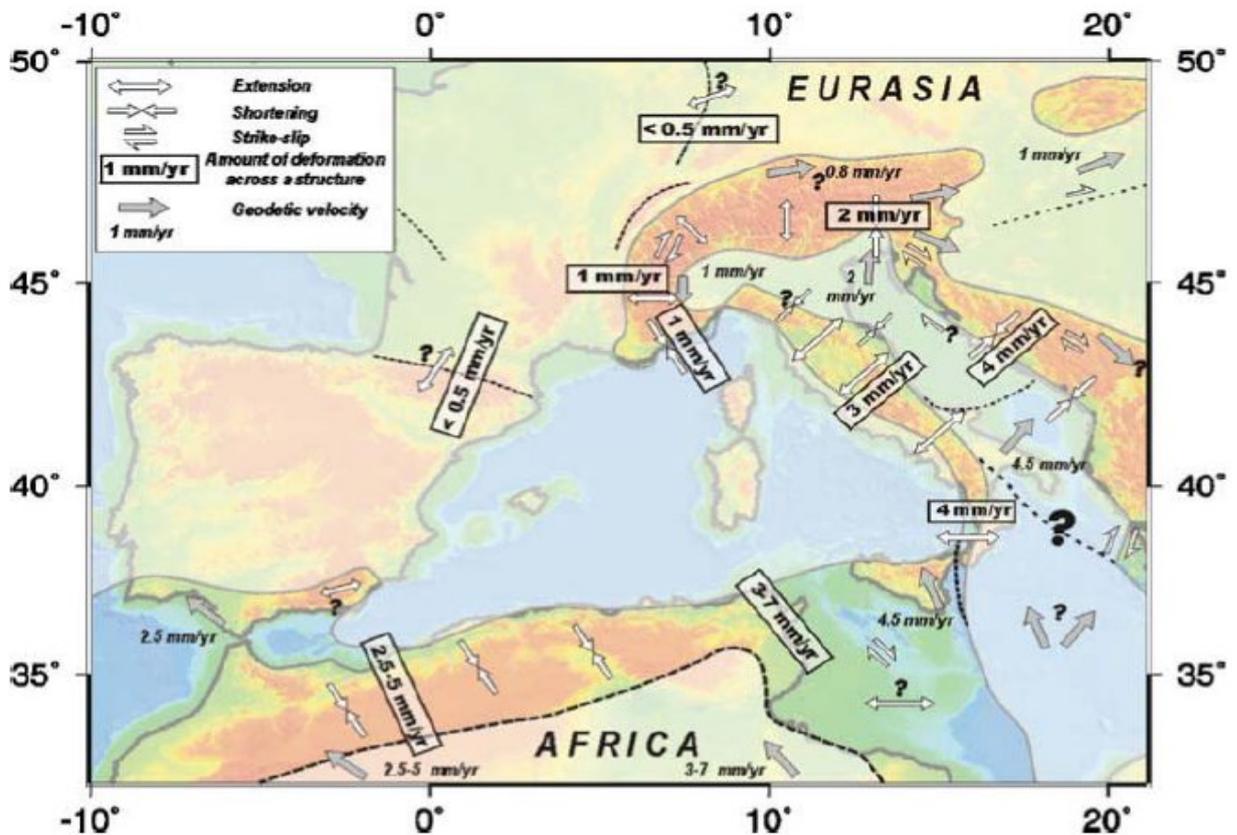


Fig.19: Zone de la limite de plaque Afrique-Europe en Méditerranée Occidentale, et quantité de déformation dans les zones sismiquement actives (en surbrillance) (Nocquet et Calais, 2004). Les flèches blanches indiquent le régime de contrainte et les flèches grises, la direction de mouvement par rapport à l'Europe stable.

En effet, des études utilisant les mécanismes au foyer ont donné les taux de déformation suivants :

- D'après Meghraoui *et al.*, (1996), le Rif et le Tell peuvent accommoder entre 1 et 2.3 mm/an.
- Selon Buforn *et al.*, (2004), la région située entre Oran et Alger peut accommoder 2.7 mm/an.

Cela suppose donc qu'une grande partie de la déformation est située ailleurs, éventuellement plus au sud, dans l'Atlas, ou bien en mer. Avec un modèle néotectonique, Jimenez-Munt et Negrodo (2003) prévoient des failles inverses tout le long de la marge algérienne avec des vitesses de glissement de 4.7 à 5.9 mm/an. En étudiant les séismes et les données GPS, Serpelloni *et al.*, (2007) et Stich *et al.*, (2006), obtiennent des vitesses de 2.7 à 3 mm/an au N-W de l'Algérie, et jusqu'à 3.9 mm/an au N-E (fig. 20)

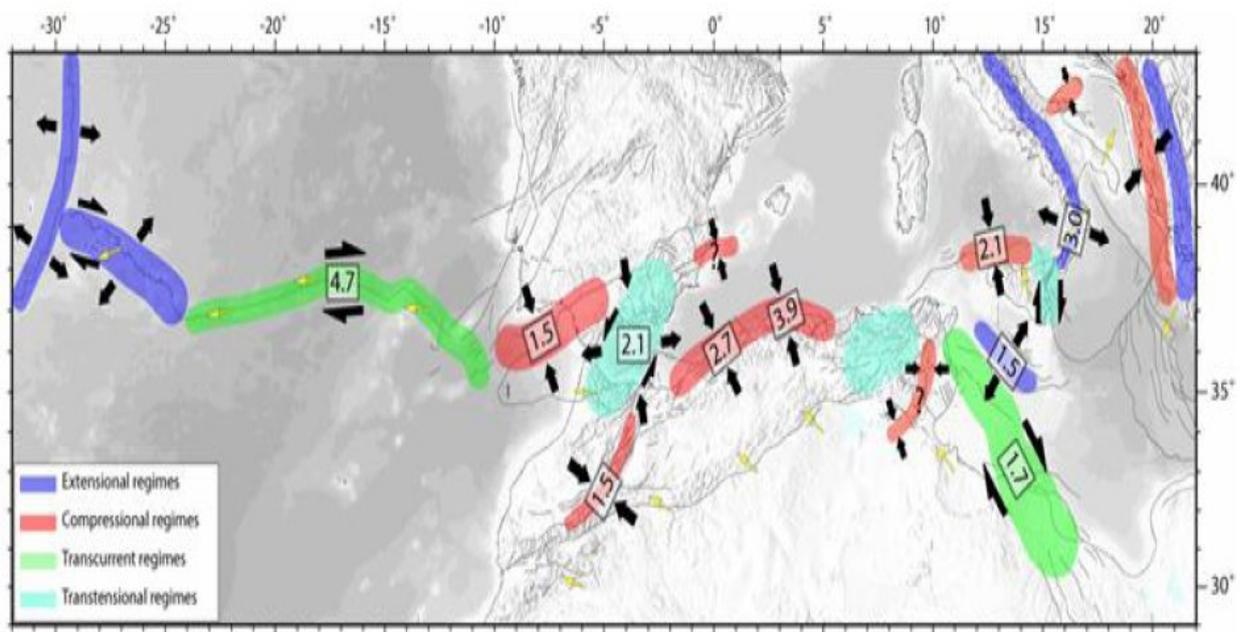


Fig. 20 : Principaux régimes cinématiques et tectoniques de la limite de plaque Nubie-Eurasie (Serpelloni *et al.*, 2007). Les vitesses de déformation sont exprimées en mm/an.

Les Pyrénées et les Alpes n'accommodent qu'une très petite partie de la déformation actuelle (fig. 21) entre l'Afrique et l'Europe. Les derniers travaux de Nocquet et Calais (2004), apportent des valeurs plus faibles que celles du modèle Nuvel 1A, et que leurs principaux résultats sont une extension de l'ordre de 1 mm/an perpendiculairement à l'axe de la chaîne, et une possible extension de 0,5 mm/an NNE-SSW dans les Pyrénées et ESE-WNW dans le Fossé Rhénan. Le taux de déformation au niveau de la chaîne pyrénéenne et dans les Alpes est donc nettement inférieur à celui de l'Afrique du Nord et de l'Italie. En Italie, par contre, l'accommodation de la convergence s'exprime par une rotation anti-horaire de la plaque adriatique et par une sismicité assez importante au niveau des Apennins.

Enfin, les données géodésiques s'accordent à proposer une direction de convergence Afrique/Eurasie autour N45°W à la longitude de la Sicile.

En conclusion, on peut dire que le Nord de l'Algérie évolue, depuis probablement la fin du Miocène, dans une phase clairement post-collisionnelle avec un serrage actif au centre et à l'Est de l'Algérie. Dans la partie occidentale du bassin algérien, la transition océan - continent est très abrupte, ce qui joue très probablement un rôle clé dans la répartition latérale de la déformation. Aussi, la transition entre le régime extensif (Terceira ridge) - décrochant (faille de Gloria) - compressif (Maghrebides) indique que le régime de déformation est dominé par la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie. Cependant, à partir de la Tunisie, ce schéma se complique avec l'extension le long des Apennins et suggère que d'autres processus géodynamiques modifient le champ de déformation associé à la convergence.

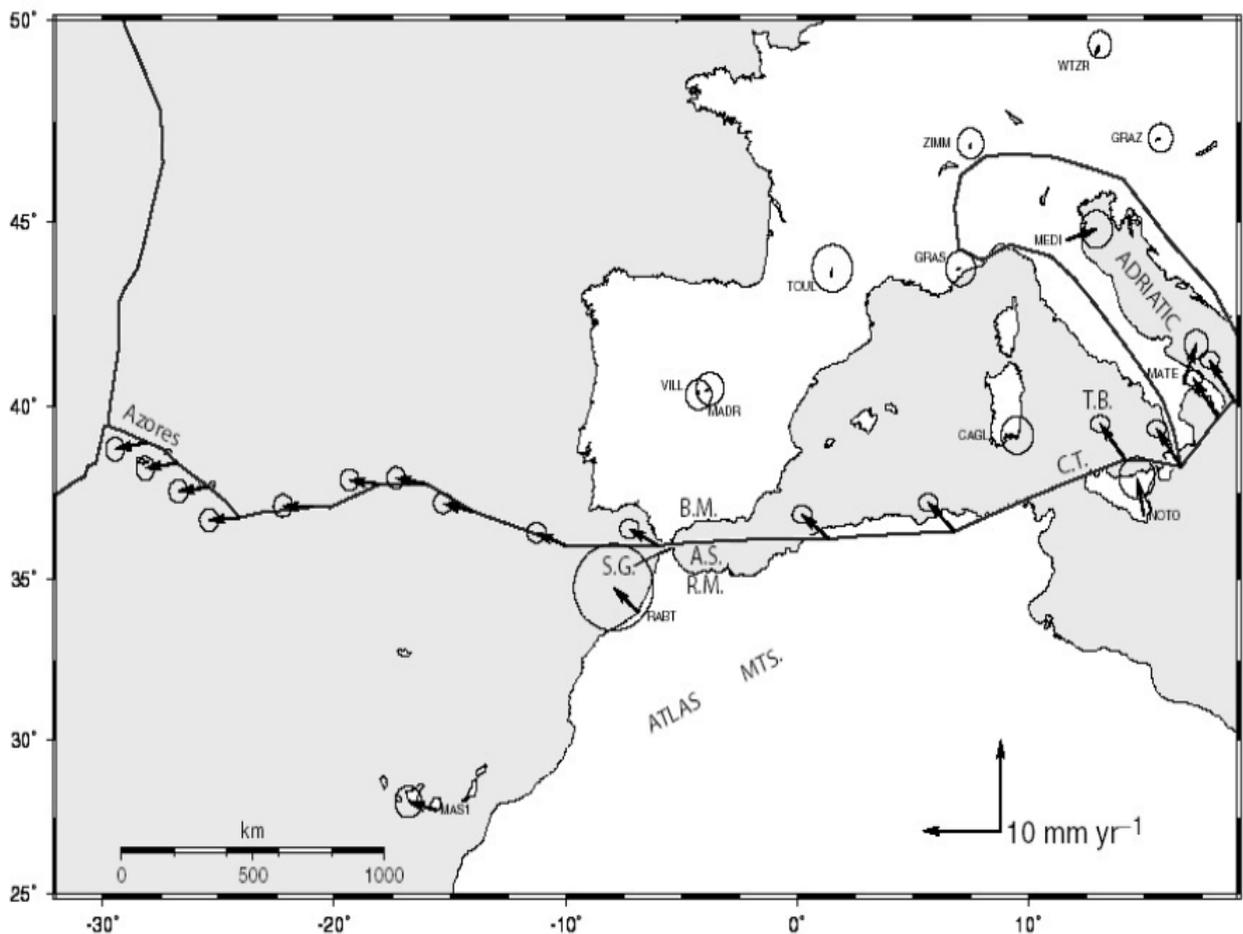


Fig.21 : Mouvements de l'Afrique par rapport à l'Eurasie le long de la limite de plaque en Atlantique orientale et en Méditerranée occidentale d'après des données GPS (McClusky *et al.*, 2003). B.M: Bétiques, A.S: Mer d'Alboran, R.M: Rif, S.G: Déroit de Gibraltar, C.T: fosse de Calabre, T.B: bassin tyrrhénien.

1.3. Structurale régionale

1.3.1. Cadre structural de la Méditerranée occidentale :

L'Afrique du nord englobe la bordure du craton africain (le domaine saharien), la zone de transition avec la chaîne alpine (le domaine atlasique) et une portion méridionale de la chaîne alpine (le domaine tello-rifain). Le modèle se complique vers l'Ouest par l'individualisation de sous plaques (bloc rifain, plaque Alboran) et d'un faisceau de failles (couloir Nekor-Melilla) au contact des deux ensembles africain et eurasiatique (fig. 22). Ci après, un aperçu sur ces unités structurales:

1.3.1.1. Le domaine saharien :

Cette unité forme une large barrière qui sépare le domaine méditerranéen au Nord du domaine tropical au Sud. Elle correspond à la partie septentrionale restée stable de la plaque africaine. Le massif des Eglab à l'Ouest et le massif du Hoggar à l'Est forment, pratiquement, la limite méridionale du Sahara algérien. L'accident sud atlasique, linéament qui se prolonge sur plus de 2000 km d'Agadir au Sud tunisien, constitue la limite Nord de ce domaine.

1.3.1.2. Le domaine atlasique :

L'Atlas saharien (qui forme une longue suite de reliefs orientés NE-SO s'étendant de la frontière marocaine à celle de la Tunisie) et le Haut Atlas forment la partie méridionale du domaine atlasique. Quant au Moyen Atlas, il s'y accole au Sud. Vers le N-E, le Moyen Atlas s'éloigne du domaine atlasique d'une manière inclinée et forme une séparation nette entre la meseta marocaine et la meseta oranaise. Dans la meseta oranaise, les quelques bombements ou horsts favorisent l'apparition du socle qui se termine, à la limite du domaine tellien, par une bordure tectonisée.

1.3.1.3. Le domaine des Hautes Plaines:

Ce domaine est localisé entre l'Atlas Tellien au Nord et l'Atlas saharien au Sud, à des altitudes moyennes de 900 à 1 200 m. Ces hautes plaines sont parsemées de dépressions salées, Chotts et Sebkhass. Ces lacs continentaux ont été formés au Pléistocène sous l'effet des pluies torrentielles et du ruissellement important qui en découle.

1.3.1.4. Le domaine tello-rifain :

Ce domaine est considéré comme la partie sud de la chaîne alpine. Il est reconnaissable depuis le Sud de l'Espagne jusqu'en Tunisie par de grands ensembles qui sont (fig.22) :

- ◇ Les zones internes : elles sont formées par les unités paléozoïques de la plaque d'Alboran et des kabyrides, sans oublier les chaînes calcaires et nappes de flysch associées (non représentées sur la fig.22).
- ◇ Les zones externes : elles regroupent les nappes telliennes en Algérie, rifaines et péri-rifaines au Maroc. En Afrique du Nord, les nappes sont à déversement Sud et elles entraînent sous leur front un écaillage de la marge stable qu'elles chevauchent (fig. 23). Le Tell occidental auquel appartient l'Oranie (dorsale calcaire jurassico-crétacée et les dépressions représentées par les basses plaines oranaises et la plaine du Bas Chéelif) se place intégralement dans la zone externe. Sa complexité structurale est due probablement au nombre important d'unités dans l'ovale Bético-Rifain.

1.3.1.5. Le domaine occidental : La plaque Alboran et bloc rifain

D'après les données géologiques et géophysiques, le bloc rifain, situé entre les plaques Afrique et Alboran, aurait, au cours du Tertiaire, chevauché la plaque africaine et se trouverait en partie subducté sous la plaque Alboran (Vidal, 1977). Ces mouvements de subduction et de chevauchement sont apparemment bloqués depuis le Tertiaire (Biju duval, 1977). Aussi, le bloc rifain est séparé de l'avant pays oriental (zone péri-rifaine) par une faille NE-SW (faille de Melilla) et au sud par le front du chevauchement. La plaque Alboran, limitée au S-E par une faille transformante (fig. 22), comprend, quant à elle, les domaines internes rifain et bétique et une partie de l'Alboran.

1.3.1.6. Le couloir Nekor - Melilla :

Des failles transformantes, parallèles entre elles, limitent le domaine occidental de la zone de convergence Europe-Afrique. Au niveau du Rif, la faille verticale de Melilla de direction NE-SW sépare des provinces géologiques très différentes. D'après Hatzfeld *et al.*, (1977), son prolongement en mer provoque un linéament d'anomalies magnétiques et gravimétriques très complexes. En ce qui concerne la faille de Nekor, située à l'intérieur du domaine externe, elle n'est pas définie par des anomalies significatives, par contre une grande sismicité la caractérise. Cette dernière ne peut s'expliquer, d'après Hatzfeld *et al.*, (1977), que par les déplacements importants de la faille de Nekor.

C'est ce faisceau de failles qui aurait permis, à l'Oligo- Miocène, le coulissage, vers l'Ouest, du bloc Alboran (Tapponier, 1977). Leur originalité tiendrait, donc, à leur obliquité par rapport à la limite générale des deux plaques Europe-Afrique. Certains auteurs envisagent une prolongation de ce système de failles en mer, au Nord des Baléares, ou par le système de failles Carboneras – Almería (Tapponier, 1977), voire également au sud par un système en échelon passant par le Haut Atlas et se terminant dans la région d'Agadir (Minvielle *et al.*, 1985).

Ces accidents préexistants provenant de discontinuités importantes dans le socle anté-alpin sont vraisemblablement réactivés par l'orogénèse alpine et ont une influence sur le mécanisme et la répartition de la sismicité au niveau de l'arc de Gibraltar dans le cadre général de la tectonique des plaques (Hatzfeld, 1977).

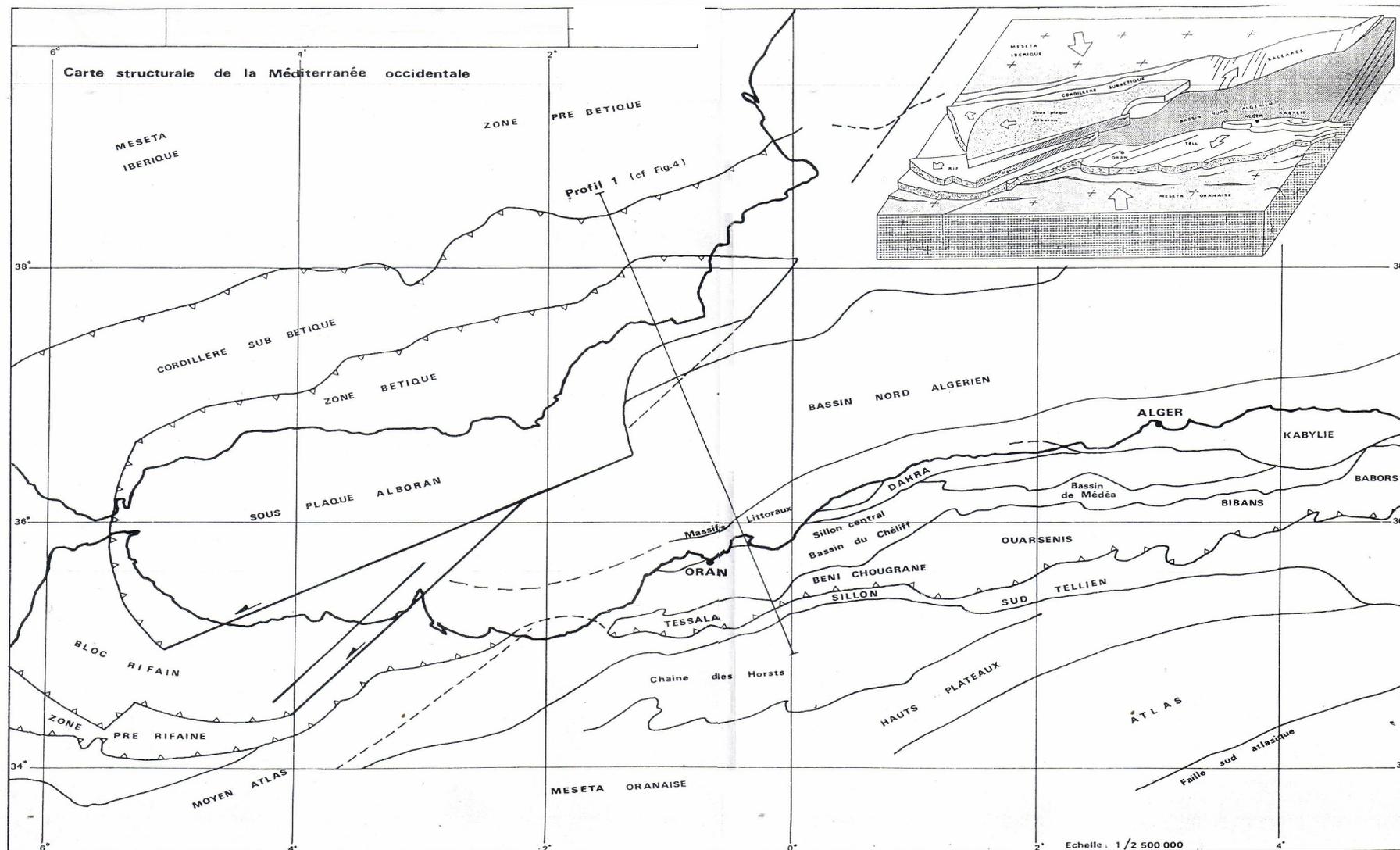


Fig. 22 : Carte structurale de la Méditerranée occidentale (SOCOTEC, 1986)

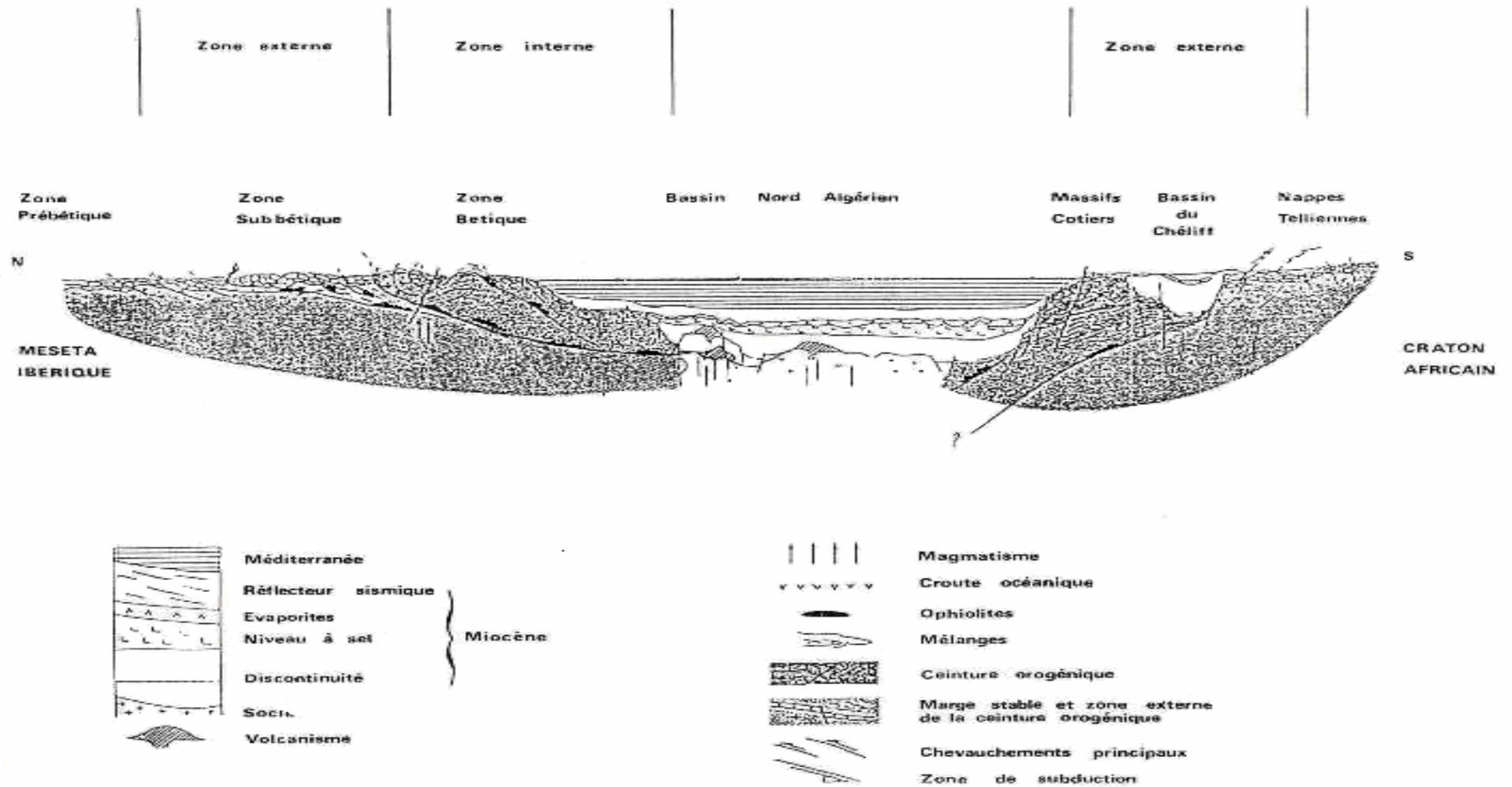


Fig. 23 : Profil schématique Nord-Sud (Profil 1 sur la fig. 22) (D'après SOCOTEC, 1986)

1.4. Cadre structural de la marge nord algérienne

L'étude de la distribution de la sismicité en Méditerranée montre que la frontière principale séparant les plaques Afrique et Eurasie en Méditerranée (fig.24) commence au milieu de l'Atlantique au point triple des Açores, passe par Gibraltar et se prolonge à l'Est dans les chaînes du Maghreb parallèlement à la côte. Au niveau de la Tunisie, la zone sismique tourne brutalement vers le N-E et forme un arc le long de la Sicile et de la Calabre pour remonter l'Italie le long des Apennins. La sismicité se prolonge dans les Alpes occidentales.

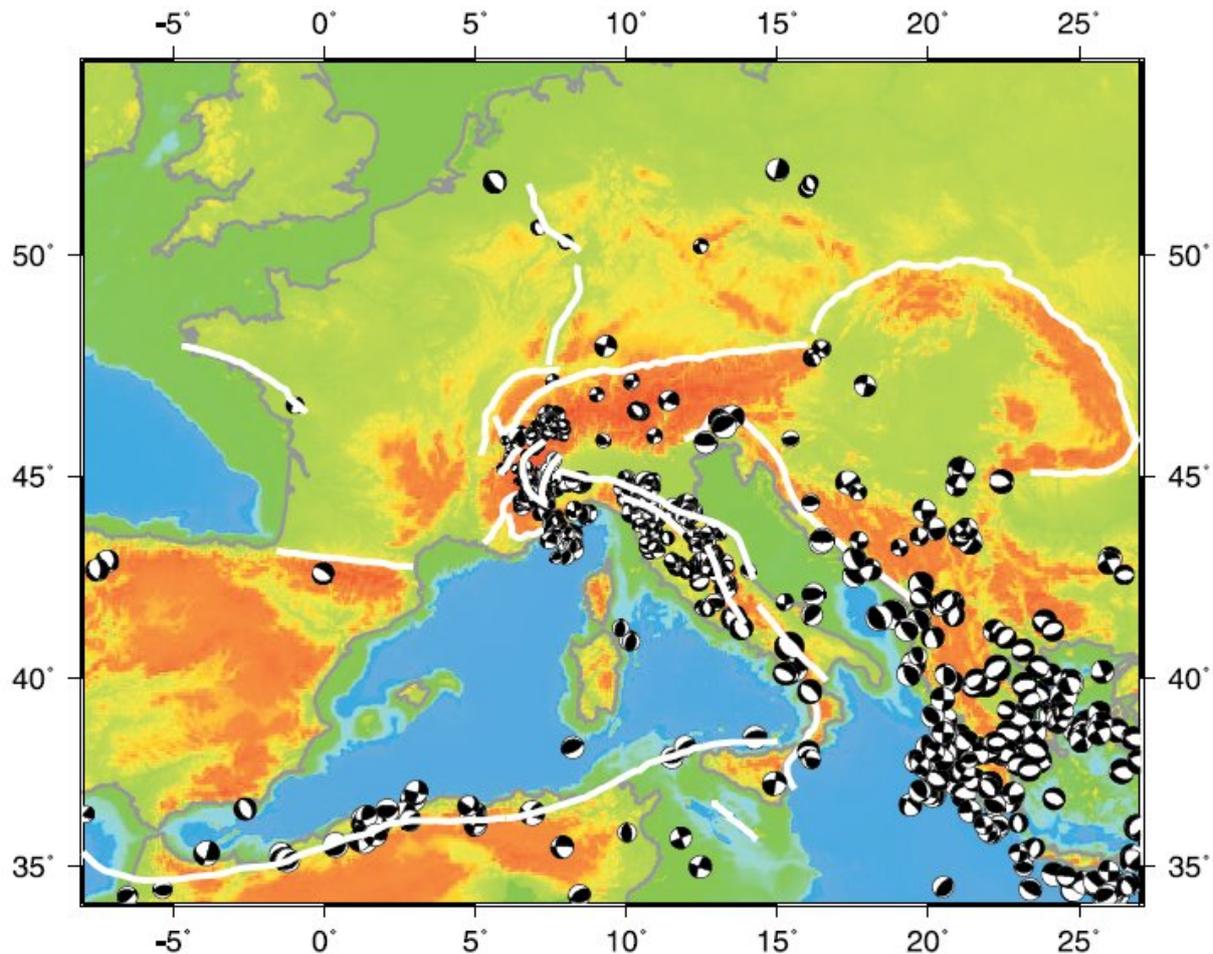


Fig. 24 : Principales structures tectoniques actives en Méditerranée (Nocquet, 2002).

Le régime de déformation, dominé par la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie, révèle, d'Ouest en Est, une transition entre le régime extensif (Terceira ridge) - décrochant (faille de Gloria) - compressif (Maghrébides). Cependant, à partir de la Tunisie, d'autres processus géodynamiques plus complexes modifient le champ de déformation associé à la convergence.

La transmission des contraintes liées à la convergence Afrique/Europe est facilitée sans doute par le rôle de la structure interne au niveau de l'Afrique du Nord qui apparemment favorise la localisation de la déformation dans certaines zones.

1.4.1. Structure crustale

L'épaisseur crustale correspond à la profondeur de la discontinuité des vitesses de propagation des ondes sismiques (discontinuité de Mohorovicic ou plus simplement Moho). Cette discontinuité est interprétée comme la limite physique et chimique entre la croûte et le manteau supérieur. La carte de la profondeur du Moho, élaborée par Panza (fig.25), est basée sur des résultats de sismique réfraction et réflexion ainsi que sur la réinterprétation de données publiées avant 1984. Elle montre que le Moho se trouve à une profondeur variant entre 26 et 16 km.

Par ailleurs, elle permet de distinguer plusieurs zones ayant des caractéristiques crustales différentes. Parmi ces zones, nous avons le bassin Algéro- provençal et la mer tyrrhénienne qui se particularisent par une croûte océanique jeune, la mer ionienne par une croûte océanique ancienne (mésozoïque).

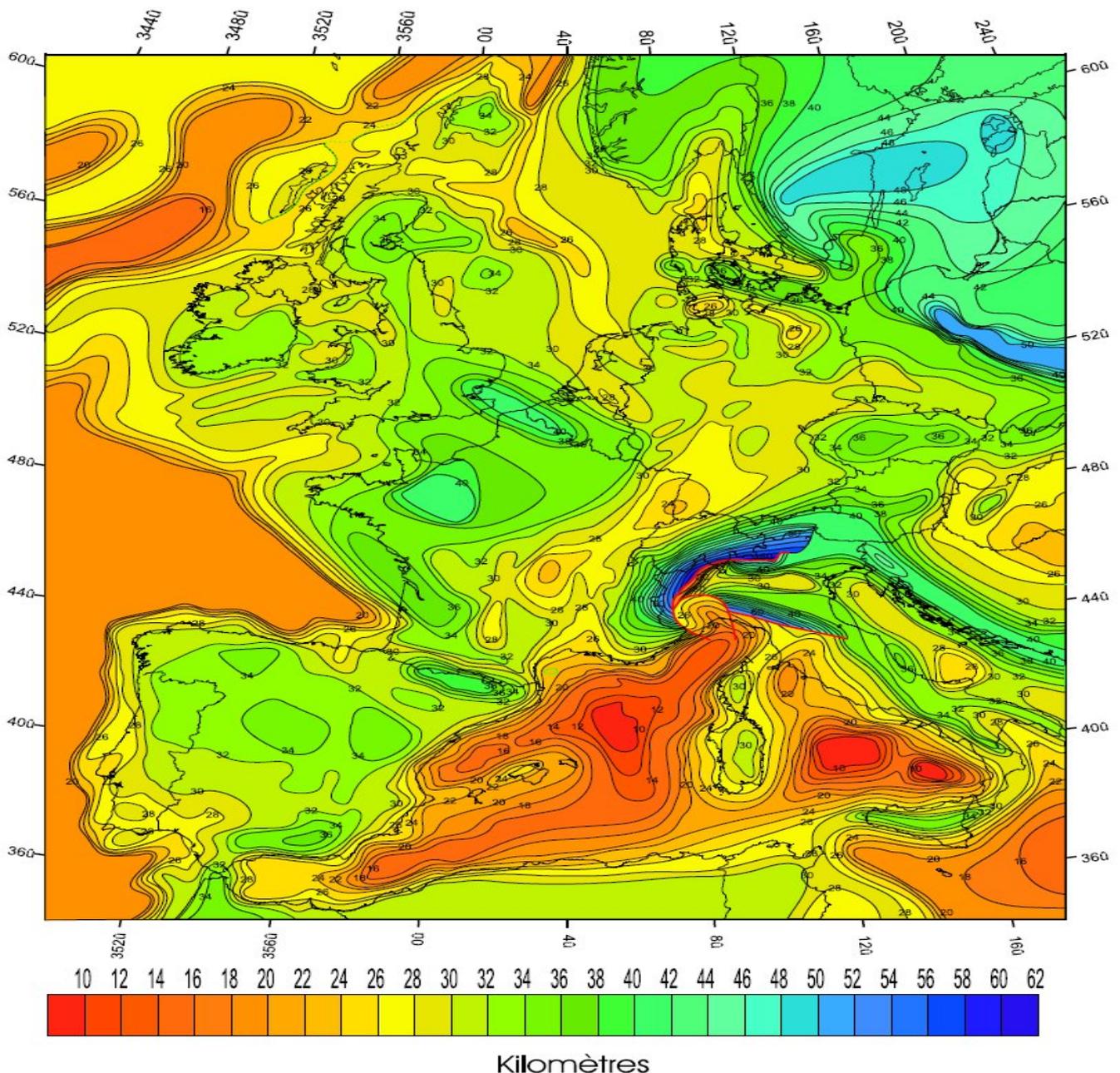


Fig.25 : Carte de la profondeur du Moho (Panza, 1984).

1.4.2. Structure lithosphérique

L'étude de la dispersion des ondes de surface émises par les téléseismes peut donner l'épaisseur de la lithosphère. En se basant sur ce genre d'étude, Panza *et al.*, (1980) et Suhadolc *et al.*, (1990) ont proposé des cartes de lithosphère en Méditerranée. On constate que la lithosphère continentale européenne a une épaisseur de 200 km. Pour le bassin océanique, elle est de 100 km environ. La carte établie, en 1984, par Panza (fig. 26) montre que la lithosphère des bassins en Méditerranée occidentale est jeune. La lithosphère dans le bassin algéro – provençal (fig. 26) présente une épaisseur d'environ 30 km. En direction du Sud, vers la marge algérienne, on a un épaissement lithosphérique qui se situe entre 50 et 70 km. Sous les chaînes du Tell et de l'Atlas saharien, l'épaisseur lithosphérique atteint 110 km. Cette valeur a pu être interprétée par les structuralistes comme étant une racine lithosphérique liée à l'épaississement crustal, ou des reliques d'une ancienne subduction.

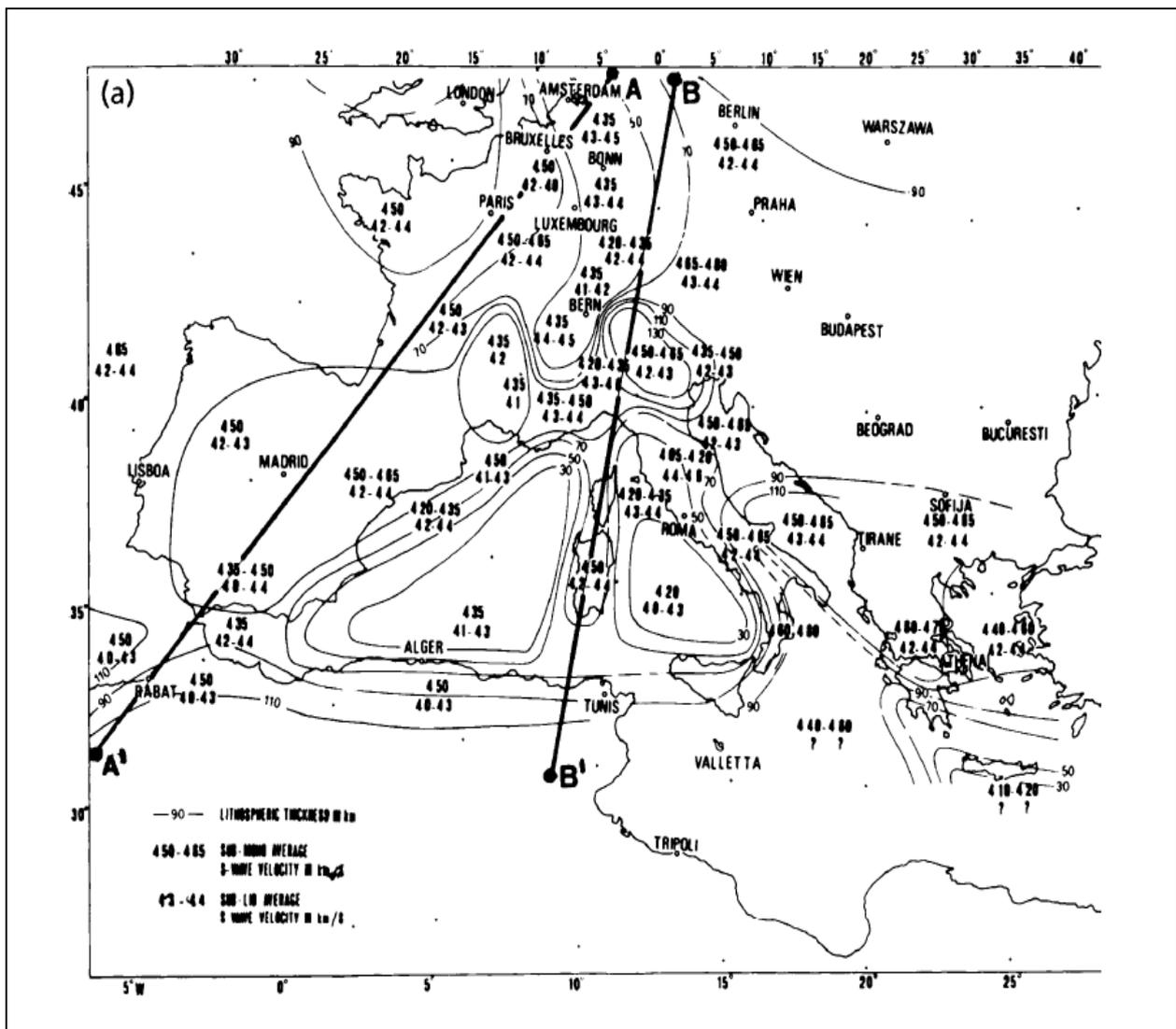


Fig. 26 : Carte de l'épaisseur lithosphérique obtenue à partir de la dispersion des ondes sismiques de surface (Panza, 1984). Les chiffres en gras indiquent les vitesses des ondes S dans la lithosphère (inférieure et supérieure) ; les chiffres plus petits indiquent l'épaisseur de la lithosphère.

1.4.3. Structure mantellique

Pour une connaissance plus approfondie de la structure interne de la Méditerranée, Spakman *et al.*, (1993) ont jugé utile de réaliser, à partir des mesures de retard des temps d'arrivée des télé-séismes et des séismes locaux, une tomographie sismique du manteau jusqu'à 1400 km de profondeur. Les anomalies positives de vitesses sismiques sont associées à des zones froides et denses. Elles sont interprétées par Spakman (1990) comme un "slab" détaché.

Dans le Sud de l'Espagne, l'anomalie positive se développe entre 150 et 670 km. A l'aplomb de l'Atlas tellien, l'anomalie positive (fig. 27) est interprétée comme le slab de la marge africaine subductée (Spakman, 1990). Ce slab, correspondant à la partie méridionale de l'arc de subduction, serait né à l'Oligocène et a migré vers l'Est jusqu'à sa position actuelle en Calabre (Gueguen *et al.*, 1998; Wortel et Spakman, 2001).

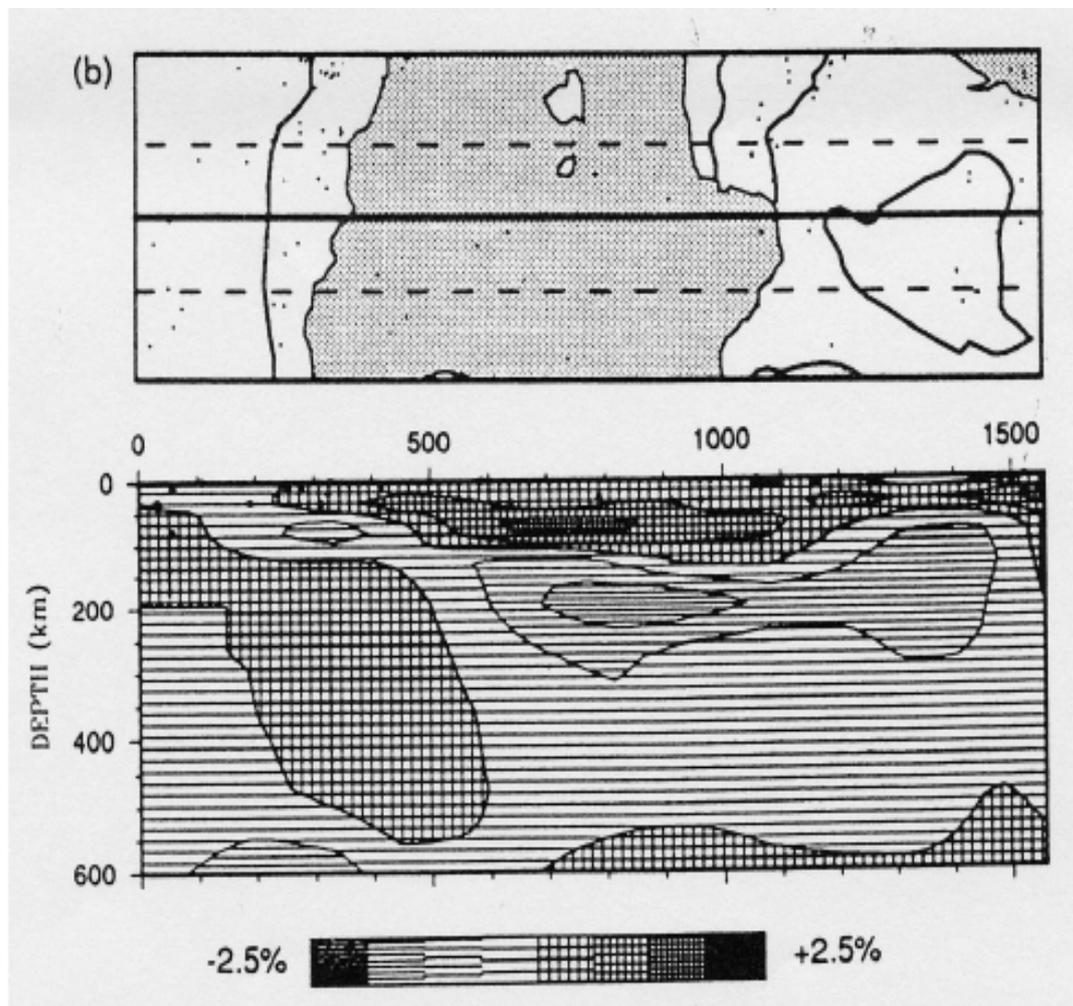


Fig. 27 : En Haut : localisation du profil ; En Bas : Coupe tomographique du manteau supérieur à travers le Massif Central, le bassin Algéro-Provençal et l'Atlas tellien (Spakman, 1990).

1.4.4. Mécanismes lithosphériques influençant la déformation de la marge

Réhault (1984) a constaté, en étudiant les mécanismes lithosphériques qui peuvent influencer la déformation de la marge, que la pile sédimentaire en pied de pente était épaisse. Cet épaissement pouvait être expliqué, entre autres, par l'existence d'un bassin flexural en pied de pente, témoin d'un probable ploiement de la lithosphère à cet endroit.

Afin de déterminer si la marge subit ou non une flexion, et si un début de subduction pouvait être envisagé, comme le proposait Auzende *et al.*, (1975), Domzig (2006) réalisa différentes cartes d'anomalies basées sur des corrections détaillées des données de gravimétrie obtenues par la campagne MARADJA. Parmi ces cartes on peut citer :

1.4.4.1. Carte des anomalies à l'air libre

La carte des anomalies à l'air libre (fig. 28) montre, en pied de pente tout le long de la marge algérienne, une forte anomalie négative qui atteint -100 mGal au large de Ténès, Alger et Djidjelli (Jijel). Aussi, la partie Est du domaine d'Alboran, est caractérisée par des anomalies à l'air libre oscillant autour de zéro (0) ou sont même positives, notamment au niveau de la ride de Yusuf. Il semble donc que le domaine d'Alboran est davantage continental car généralement les continents présentent plutôt des anomalies à l'air libre positives alors que le domaine marin présente des anomalies négatives.

A terre, principalement dans la région des Kabylides, une forte anomalie positive ($+120$ mGal) est observée. Cependant une forte anomalie négative existe à l'intérieur des terres en Algérie, qui semble liée aux bassins des Chotts (des lacs salés desséchés).

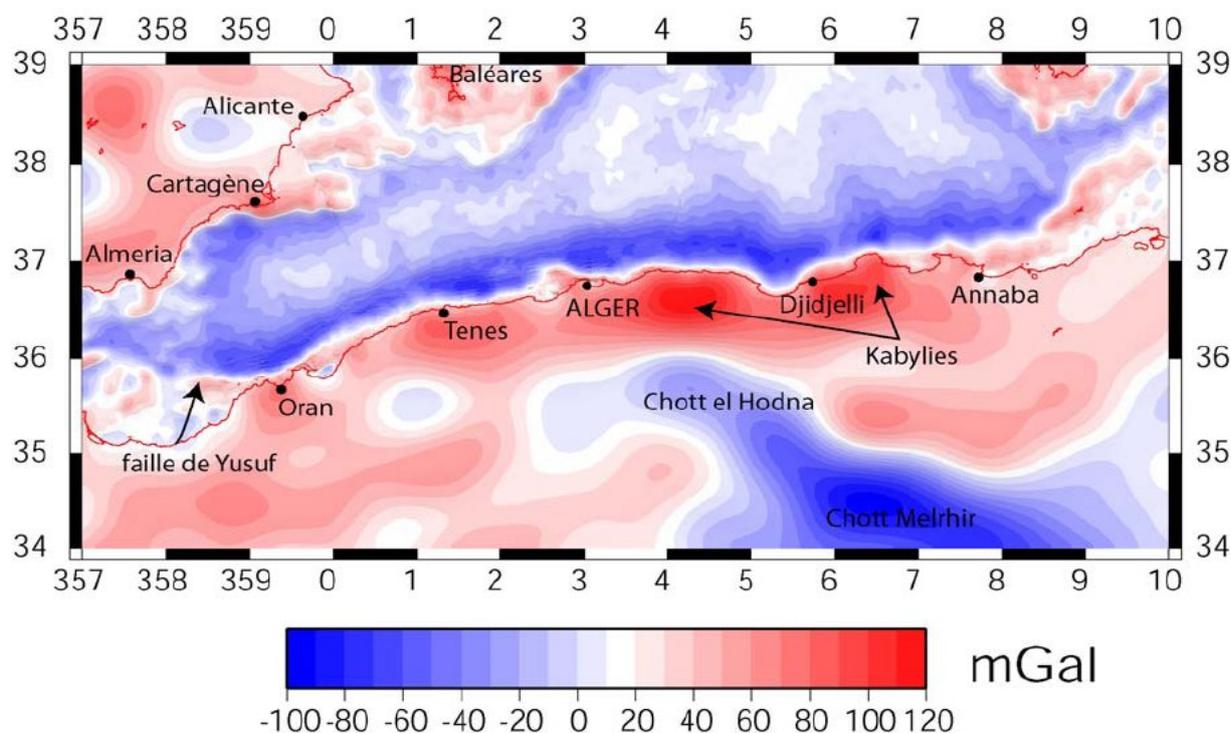


Fig.28 : Carte des anomalies à l'air libre de la marge algérienne à partir des données mondiales dérivées de l'altimétrie satellitaire et des données MARADJA 2003 (Domzig, 2006).

1.4.4.2. La carte des anomalies isostatiques pour la marge algérienne

La carte des anomalies isostatiques (fig. 29) a été obtenue, par Domzig (2006), en utilisant le modèle d'Airy illustré à la fig 30. Le long des marges du bassin algérien, et plus particulièrement au large d'Alger, Bejaia et Annaba, l'anomalie isostatique, globalement négative, peut atteindre la valeur de -100 mGal. Au contraire, à terre, les anomalies isostatiques sont généralement positives (entre 0 et $+50$ mGal) et peuvent atteindre $+100$ mGal dans les Kabyliques. Toutefois, on retrouve au niveau des Chotts une très forte anomalie négative pouvant suggérer un déséquilibre isostatique lié à de la subsidence à ce niveau. L'ensemble de ces observations indique que la région n'est pas encore à l'équilibre isostatique.

En effet, dès 1952, Gourinard a pu établir, en s'appuyant sur des données gravimétriques, que la surrection des Monts de Murdjadjo et d'Arzew, soulignés par une forte anomalie positive, est provoquée par le déséquilibre isostatique et que leurs pulsations sont au fait un simple réajustement isostatique. Quant aux massifs bordiers, comme le Dahra ou le Tessala, superposés à des anomalies négatives, ils sont apparemment en déséquilibre isostatique, et leur remontée au cours du Quaternaire ne paraît devoir s'expliquer que par un déplacement de cet équilibre (Gourinard 1954). Les oscillations de ces massifs bordiers ont été assimilées par Perodon (1957) à des mouvements épirogéniques très complexes qui ont tendance à agir sur des masses très étendues et mal individualisées. D'après lui, l'ampleur des mouvements verticaux est d'autant plus importante que l'épaisseur du Néogène est plus faible.

En ce qui concerne la Kabylie, les reliefs montagneux, sous compensés, arborent une anomalie positive: la sous compensation pourrait être expliquée, selon Domzig (2006), par une élévation du Moho plus accentuée que celle prévue par le modèle de compensation locale (la racine crustale ne compense pas la topographie élevée). En conséquence, les Kabyliques ne se seraient toujours pas équilibrées depuis leur surrection. A l'inverse, le bassin méditerranéen révèle une anomalie isostatique négative liée à une surcompensation. Cela veut dire que le bassin est plus léger par rapport à ce que le modèle d'Airy prédit. Ce phénomène correspondrait à une subsidence importante qui ferait que le Moho est plus profond que prévu par le modèle de compensation locale établi par Domzig (2006).

1.4.5. Le modèle structural :

En l'état actuel des connaissances, les hypothèses formulées pour la convergence Europe-Afrique dans un modèle de tectonique globale s'accordent sur les faits suivants :

- La convergence Europe-Afrique est définie comme une zone de raccourcissement très large et diffuse. Il est supposé que le raccourcissement entre les deux (2) plaques est absorbé au niveau de multiples discontinuités qui affectent leurs larges bordures (Guardia, 1975).
- Il y a absence de fosses ou de dorsale dans le bassin nord algérien. Les études sismiques et néotectoniques s'accordent pour une direction de compression dominante (σ_1) NNW-SSE (Tapponier, 1977).

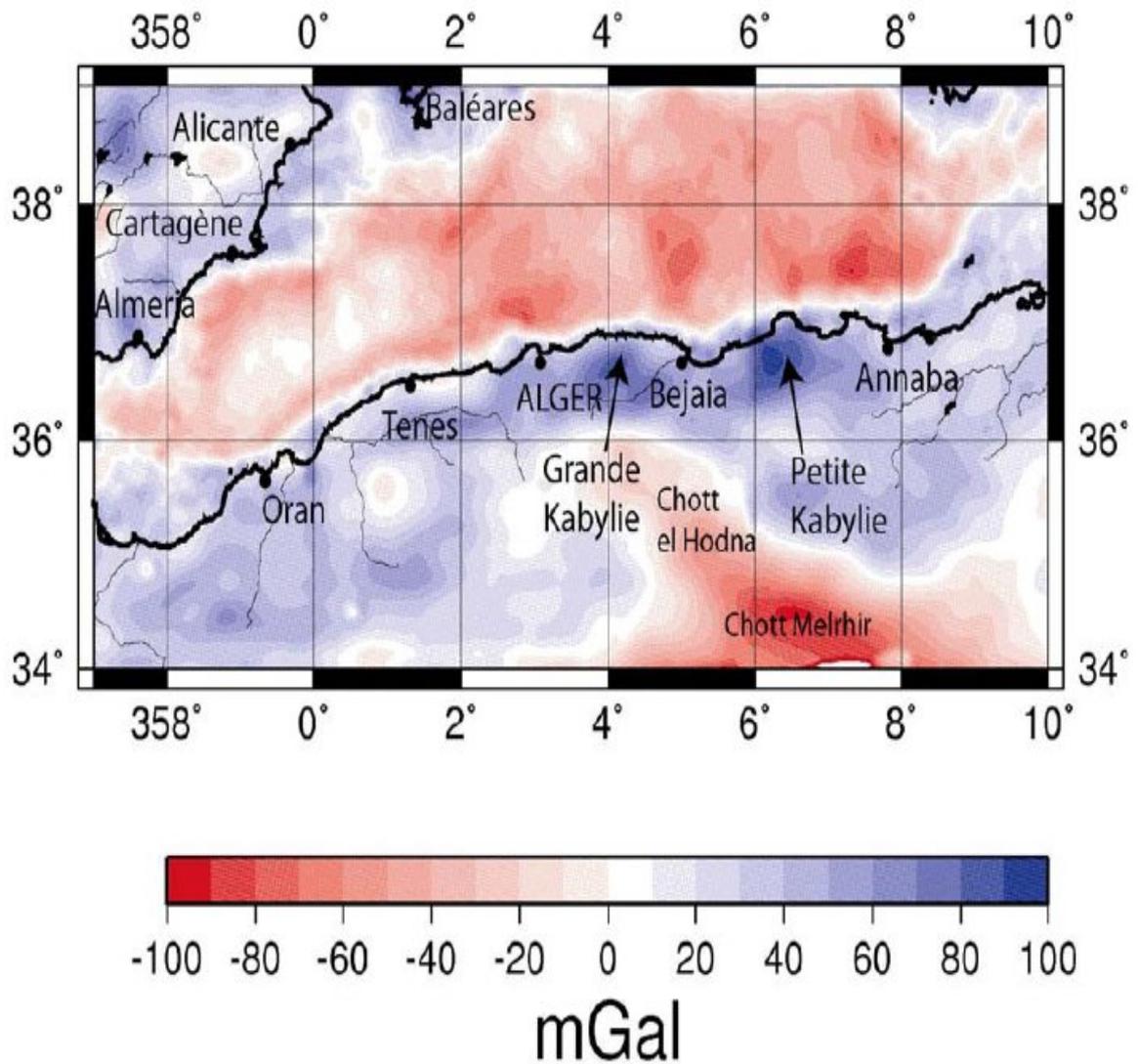


Fig.29 : Carte des anomalies isostatiques le long de la marge algérienne (Domzig, 2006)

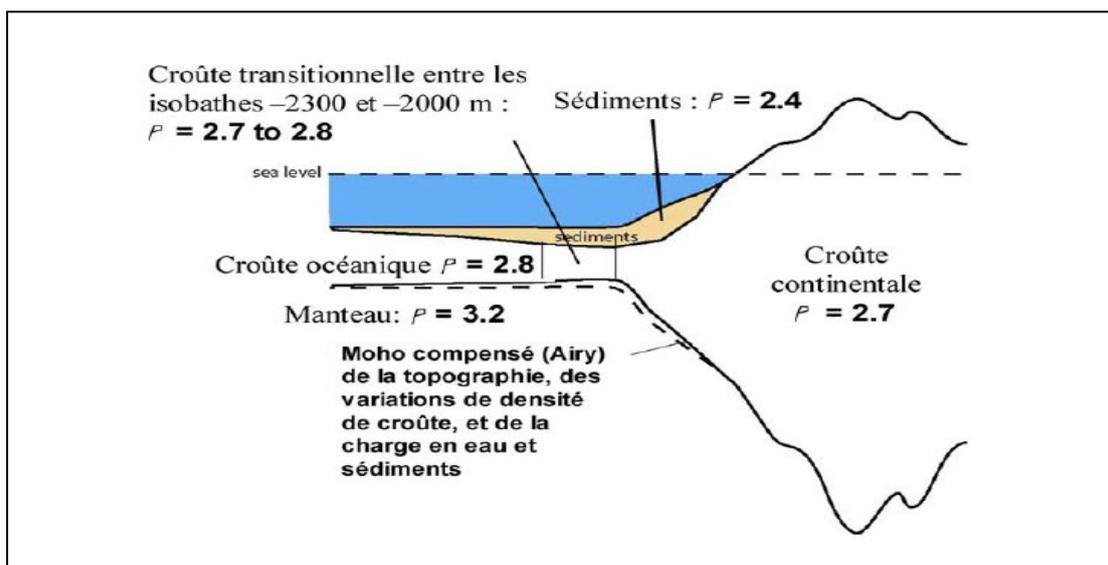


Fig.30 : Modèle de densité utilisé par Domzig (2006) pour le calcul des anomalies isostatiques.

- Un modèle avec zone de subduction au niveau de la marge nord africaine se heurte à plusieurs arguments. Les anomalies à l'air libre maximum observées en pied de pente ou sur les reliefs à terre ne sont pas supérieures à 120 mGals en valeur absolue, alors que les marges en subduction peuvent présenter, au niveau de la fosse ou de l'arc, des anomalies supérieures à 200 mGal en valeur absolue.
- Aucun plan de Benioff n'est visible car aucun plongement de plaque n'a été révélé par la distribution des séismes. Ces derniers, tous superficiels (hypocentres <30 km), n'indiquent aucune progression de la profondeur des foyers en s'éloignant de la limite du plateau continental (Girardin *et al.*, 1977).
- Le volcanisme miocène et plio-quadernaire présents ne sont pas typiques des zones de subductions.

L'interaction entre les deux (02) continents a pu alors engendrer d'importants coulissages horizontaux, voire générer une expulsion latérale de type Alboran (Tapponier, 1977).

- Dans les zones nord africaines, et le Tell en particulier, on se situe en bordure Sud de la zone de déformation alpine (alpinisation) composée de compartiments à jeux différentiels le long de discontinuités héritées des directions hercyniennes et telliennes liées à l'alpinisation.
- L'influence des mécanismes de convergence a tendance à s'atténuer à l'approche de la bordure du craton africain où l'influence des structures antérieures hercyniennes reste prépondérante (Fenet, 1975).

Pour conclure, on peut dire que la marge algérienne est encore loin d'un stade de subduction « établi ». Toutefois, il est probable que nous observons les prémices d'une réactivation d'une marge passive (fig. 31) (Domzig, 2006).

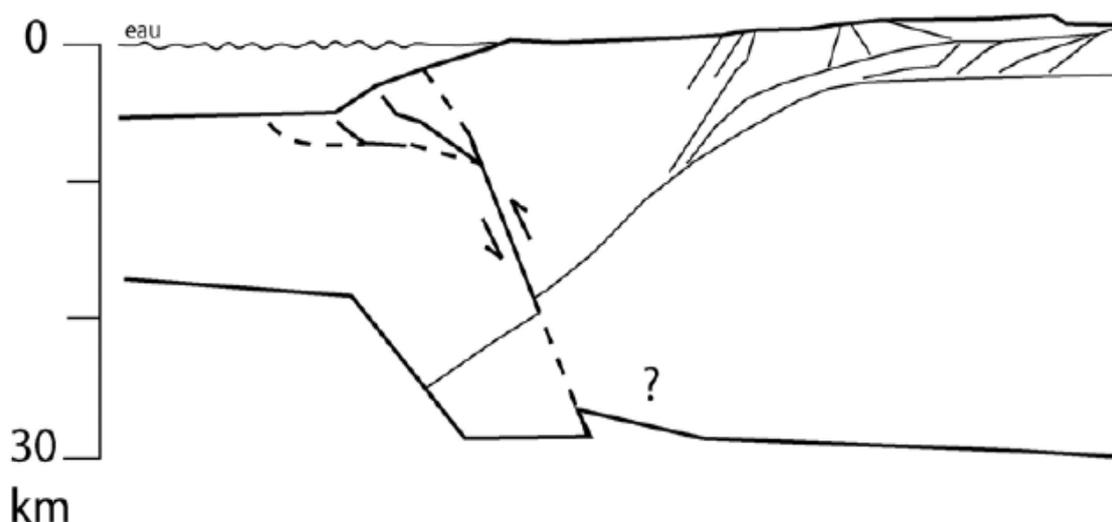


Fig.31 : Schéma montrant la formation de failles néoformées par rapport à l'ancienne suture Zones Internes – Zones Externes à pendage vers la mer. Les nouvelles failles inverses sont supposées enracinées en profondeur sur une faille traversant toute la croûte et décalant le Moho (Domzig, 2006).

Chapitre 2

CADRE STRUCTURAL DU LITTORAL ORANAIS

2.1. Géologie régionale

2.1.1. Structure régionale en domaine terrestre

2.1.1.1. Cadre géologique général du littoral oranais

La zone d'étude (la frange maritime d'Oran), rattachée sur le plan géographique au littoral oranais, est liée à des bassins sédimentaires dont l'histoire géologique s'inscrit dans le processus de la géodynamique globale de la tectonique des plaques.

En effet, l'histoire du bassin Nord-Algérien est étroitement liée à celle de la chaîne des Maghrébides. D'après les différentes reconstitutions faites à partir d'anomalies magnétiques de l'Atlantique, la chaîne des Maghrébides s'est formée sur l'emplacement d'un ancien bassin téthysien, le bassin Maghrébin, qui sépare l'Europe de l'Afrique à partir du Jurassique. Elle s'étend du détroit de Gibraltar à la Tunisie, mais se poursuit en Sicile et en Calabre où elle se relie à la chaîne des Apennins qui frange la mer tyrrhénienne.

Les études géologiques à terre ont permis de caractériser la chaîne des Maghrébides et d'y reconnaître trois grands domaines (Wildi, 1983) (fig. 32) :

- Les zones externes de la chaîne (zones telliennes) :

Ces zones sont caractérisées par la présence de séries du Crétacé et du Paléogène à dominance marneuse, en plusieurs endroits décollées de leur substratum jurassique. Ces séries découpées et empilées les unes sur les autres caractérisent les nappes telliennes.

- Les nappes de flysch :

Ces nappes chevauchent les séries de nappes telliennes.

- Les zones internes :

Ces zones qui chevauchent à leur tour les nappes de flysch, sont constituées par deux ensembles antérieurs au Miocène : (a) les massifs hercyniens et (b) les écaillés de terrains sédimentaires d'âge allant du Trias à l'Eocène.

Situé, donc, dans le domaine septentrional de l'Algérie alpine, le littoral oranais se retrouve localisé non seulement dans les zones externes du domaine tellien de la chaîne alpine mais également dans la partie nord occidentale du bassin néogène du Bas Cheliff. Cette situation a permis aux géologues de différencier le littoral oranais par les unités suivantes :

- Un sillon littoral septentrional, étroit, disloqué par les effondrements quaternaires (graben de Mers El Kebir) et prolongé vers l'Est par les plateaux de Mostaganem.
- Un massif (le Murdjadjo) qui domine à l'Ouest la ville d'Oran très tectonisé, fracturé, érodé, métamorphisé et à schistosité. A l'Est, les monts d'Arzew.
- Un sillon méridional, occupé essentiellement par la grande Sebkhah d'Oran, prolongement du vaste synclinal du Cheliff où des forages pétroliers ont mis en évidence la présence d'un Néogène dont l'épaisseur dépasse les 3000 m (Perrodon, 1957).

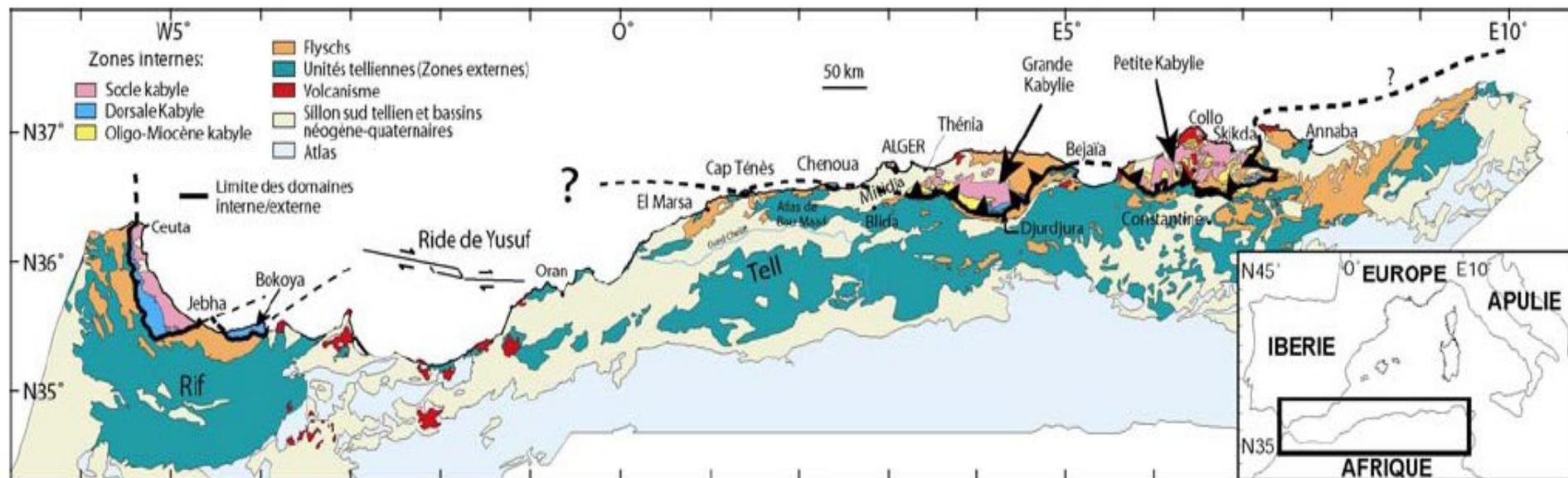


Fig.32 : Carte géologique du nord de l'Afrique montrant les différentes unités géologiques (Wildi, 1983 ; Domzig *et al.*, 2006).

On constate, par conséquent, que le Tell septentrional, constitué par les massifs littoraux (Murdjadjo, Khar, Andalouses,...), ainsi que le plateau d'Oran, séparent la dépression de la Sebka d'Oran de la Mer Méditerranée. La morphologie à orientation SW – NE de l'ensemble tellien résulte d'une phase tectonique importante qui s'est déroulée au milieu du Crétacé. Cette phase a été suivie de deux autres phases alpines : au début du Cénozoïque puis au début du Miocène (Thomas, 1979; 1985).

Ces différents épisodes sont souvent désignés sous le terme de nappe (car ils ont généré dans certains endroits des nappes de charriages). Cette appellation permet de distinguer les terrains qui étaient en place avant ces épisodes (terrains anté-nappes), ceux qui se sont déposés pendant ou entre deux épisodes (terrains synchro-nappes) et enfin ceux qui se sont déposés après (terrains post-nappes). Les deux phases alpines sont généralement responsables d'un épimétamorphisme en bordure du littoral (Thomas, 1985).

Depuis le Miocène moyen, cette zone continue, à ce jour, d'être affectée par des mouvements tectoniques de moindre ampleur.

2.1.1.2. Cadre lithostratigraphique du littoral oranais

2.1.1.2.1 . Substratum autochtone et para-autochtone (fig.33)

2.1.1.2.1.1. Paléozoïque:

Au niveau du massif des Andalouses, Madagh, Cap-Falcon et Djebel Khar, différents termes du Stephano-Permo-Trias montrent des schistes violacés, de bancs de quartzites blancs et de poudingues à dragées de quartz (Ciszak, 1993).

2.1.1.2.1.2. Mésozoïque:

Les **Monts du Murdjadjo et du Khar**, présentant une orientation SW-NE, sont constitués d'un cœur de terrain d'âge secondaire (Trias, Jurassique et Crétacé) anté - nappes reposant sur des terrains d'âge primaire qui affleurent au Djebel Khar et dans les massifs de Madegh (Ciszak,1993).

- Trias : à l'Ouest et au Sud du Djebel Santon et le long des falaises de Monté – Cristo, le Trias, formé essentiellement de marnes et gypses auxquels sont associées des argiles, affleure généralement sous forme de diapir.
- Jurassique : les terrains jurassiques apparaissent au S-W du Murdjadjo (Ain Keffri), à Cap Falcon, à Djerf El-Alia, Djebel Santon et Santa-cruz. Ces terrains présentent la série suivante (du plus ancien au plus récent) :
 - Lias (Jurassique inférieur) : calcaires bleus foncés en bancs épais puis minces et schistes jaunes ocres reposant sur des dolomies massives souvent fracturées, noires à bleues.
 - Dogger (Jurassique moyen) : schistes gris argentés calcaireux surmontant des schistes de l'ardoisière, fins et noirs.
 - Malm (Jurassique supérieur) : schistes rouges-orangés parfois verdâtres, avec de petits bancs de grès gris à roux.

- Crétacé : l'ossature du Murdjadjo est formée par le Crétacé dont le faciès est schisto-gréseux, gris orangé à verdâtre, plissé, avec des bancs de quartzites rattachés au Néocomien. Ce faciès passe parfois à des calcschistes à lentilles de calcaires (Ciszak, 1993).

2.1.1.2.2. La couverture cénozoïque (fig.33)

Ces formations, constituant la couverture, s'installent dans les parties basses du littoral oranais, où elles sont représentées essentiellement par des formations sédimentaires néogènes.

2.1.1.2.2.1. Le Miocène

- Miocène moyen : le Miocène moyen est une série qui débute par des argiles conglomératiques rouges, bien visibles au contre bas de la source thermale de Aîn-Franin, reposant sur des argiles noires du Crétacé (Bessedik *et al.*, 1990). A Mers El-Kebir, le Miocène moyen est surmontée en discordance par des marnes grises à gypses. Il se termine par une importante sédimentation argilo- conglomératique.
- Miocène supérieur : il comprend trois grandes séries :
 - La série d'Oran représentée par trois faciès : Marnes grises versicolores, grés à balanes et bivalves, et marnes à diatomites.
 - La série de Saint-André comptant deux faciès : Marnes grises (versicolores au sommet) et Marnes à éléments conglomératiques.
 - La série du Murdjadjo comprenant cinq faciès : calcaires à algues, grés de base, marno-calcaires blancs avec ou sans diatomites, grés fins à Spatangides jaunes, silex et calcaires à quelques lumachelles. Ces faciès se complètent par une extension de la sédimentation vers Misserghin.

2.1.1.2.2.2. Le Pliocène :

Les terrains qui composent le Pliocène correspondent à des sables deltaïques évoluant vers le haut en des formations lacustres à fluvio-lacustres et lagunaire. Latéralement, ces terrains passent à des grès sableux très peu consolidés. A proximité des flancs du Djebel Khar et du Murdjadjo, elles passent à des conglomérats et/ou franchement à des brèches intraformationnelles. Enfin, il y a lieu de signaler qu'une légère discordance caractérise la base du Pliocène.

2.1.1.2.2.3. Le Quaternaire :

Les affleurements quaternaires sont caractérisés de bas en haut par :

- Pliocène terminal - Calabrien : le Pliocène sommital d'abord lumachellique ou conglomératique passe progressivement à des grés dunaires souvent entrecoupés d'argiles continentales. Le Calabrien, affleurant au niveau de la forêt de M'sila, Cap Falcon et la Corniche de Djbel Khar, commence par des grés coquilliers pouvant passer à de véritables calcaires lumachelliques. Ce Calabrien est surmonté par des grés dunaires à stratifications entrecroisés.

- Pléistocène Moyen : les quelques témoins marins du Pléistocène moyen affleurent entre Bouseville et Montecristo. Ils présentent par endroits des lambeaux de grés de plage conglomératiques à faune banale (Thomas, 1985).
- Pléistocène supérieur : les dépôts du Pléistocène supérieur, le long du littoral oranais, se présentent sous forme de terrasses et glacis d'accumulation formés de limons sableux ou argileux rubéfiés. Au niveau de Ain El-Beida et Brédéah, des affleurements de tufs et travertins liés à d'anciennes sources d'eau douce, existent.
- Holocène : sur le littoral, l'Holocène est représenté par un complexe dunaire consolidé. Les anciennes dunes affleurent en général le long de la côte, et sont formées par des sables jaunes consolidés à stratifications entrecroisées d'origine éolienne. Les dunes récentes, jaunâtres et nettement moins consolidées, occupent une position médiane par rapport aux anciennes dunes.

2.1.1.3. Cadre géologique local

Au plan géographique, le secteur d'étude, situé dans la partie Nord de la commune d'Oran, est constitué essentiellement d'un plateau uni, marqué par un talus qui domine la mer avec un commandement de plus de 100 m et dont le tracé va du S-W (Fort Lamoune), au N-E à la Pointe de Canastel. La synthèse des données géologiques disponibles sur ce tracé et de ses alentours immédiats permet les constatations suivantes :

Tout d'abord à l'Est, et à l'intérieur même de la ville, **les falaises du port d'Oran** semblent fournir de très bons affleurements de la plupart des formations géologiques de la région.

En effet, au niveau de la falaise Nord du massif du Château Neuf, il est possible d'apercevoir un ensemble mal défini, constitué de formations bigarrées à structures désordonnées, avec notamment des schistes jaune ocres, des grés lie de vin, des conglomérats et des dolomies brunes à noires. Leur âge est indéterminé mais à cause d'une ressemblance avec le faciès verrucano, les géologues de SOCOTEC (1986) les ont supposées probablement permotriasiques. A l'Est, le massif du Château Neuf entre en contact franc avec le Miocène de l'usine à gaz, et disparaît à l'Ouest sous la couverture miocène de la Calère (sondages SC 5 ; SC10 ; SC 11 et SC12).

En ce qui concerne les terrains secondaires (Jurassique et Crétacé), ces derniers affleurent largement au dessus du vieux port aux coordonnées Lambert (X=196.7, Y=272.9) et à la promenade de l'étang (sous le Château Neuf (X=197.5, Y=272.8)). Il y a lieu de signaler que l'observation de ces séries jurassiques et crétaées (fig.34), au niveau du massif à schistosité du Santa Cruz, a été facilitée davantage par les niveaux redressés à la verticale suivant une direction sensiblement E-W. Les formations d'âge secondaire sont principalement des schistes et des dolomies : on retiendra que le Jurassique du Santa Cruz et la base du Crétacé, correspondent à un faciès flysch généralement azoïque, affecté d'une schistosité de flux parallèle à la stratification de direction N100° à N110° (SOCOTEC, 1986).

Au sujet des formations relevant du Miocène, particulièrement le Tortonien et Messinien, elles sont très largement représentées dans toute l'Oranie. Le Miocène s'exprime par une sédimentation principalement marneuse (fig. 34).



**FIG. 33 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'ORAN
(Extrait de la carte géologique d'ORAN au 1/50 000ème DALLONI)**

	Alluvions		Marnes bleues
	Carapace calcaire		Marne tripoli
	Marno - calcaire		Schiste et calcschiste
	Calcaire récifal		Calcaire

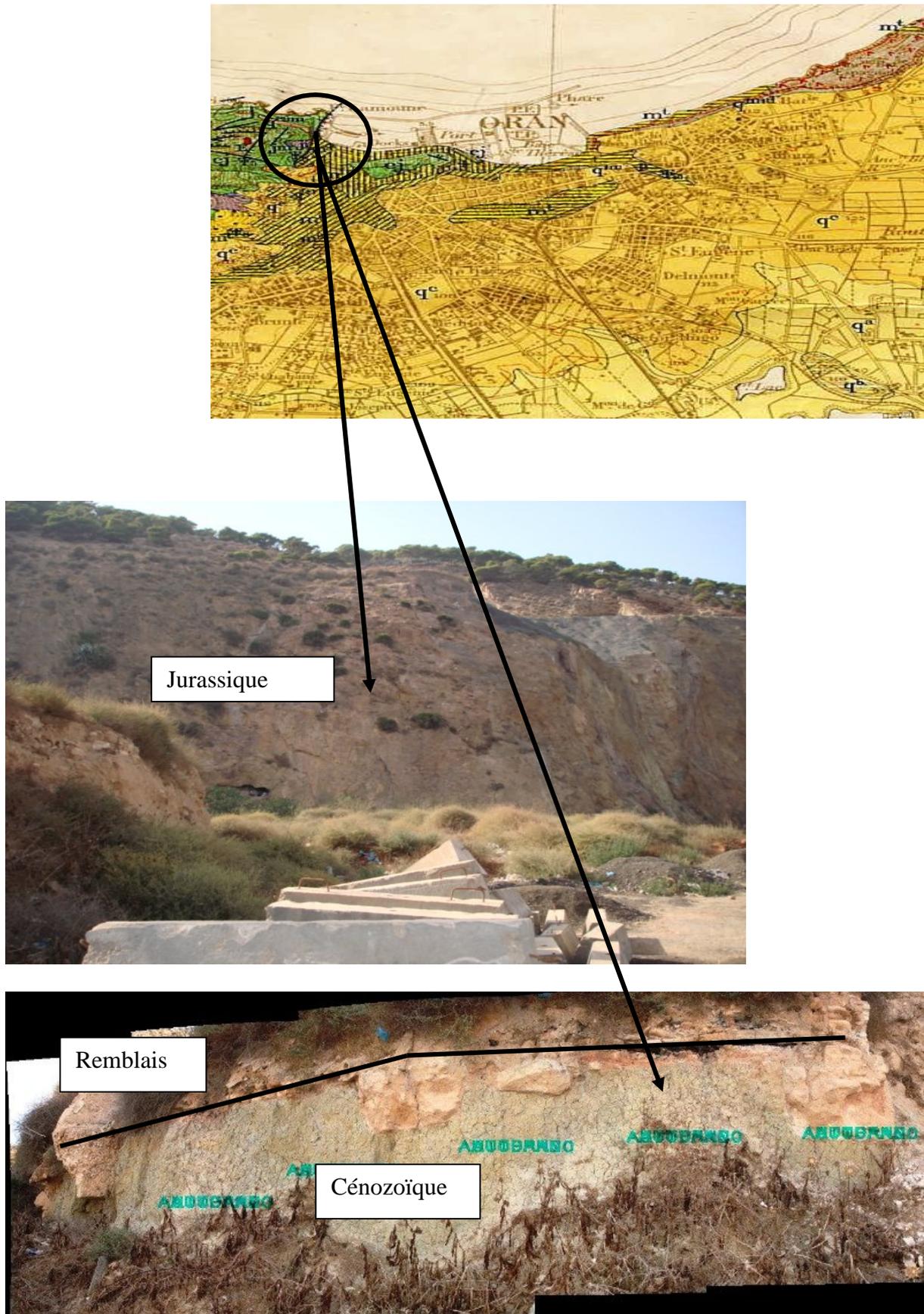


Fig.34 : Formations du jurassique (photo du haut) en contact anormal avec le Cénozoïque (photo du bas : marnes vertes du miocène) au niveau du site de la Calère (Port d’Oran)

Dans le secteur Ouest de la ville d'Oran, les marnes bleues, présentes dans tous les sondages réalisés dans la région (fig. 35), ont une épaisseur reconnue qui dépasse les 50 mètres (SC 4). Ces marnes bleues à grises, discordantes sur le socle, débutent par des faciès détritiques sableux, parfois franchement gréseux pauvres en fossiles. A leur sommet, apparaît un horizon d'épaisseur irrégulière (5 à 10 m) composé de marnes vertes, progressivement sableuses, avec quelques niveaux conglomératiques et parfois des éboulis. Très riches en fossiles dont un banc d'huîtres bien repérable, ces marnes vertes sont soulignées vers leur sommet par un ou deux lits très minces de cinérites micacées blanchâtres (SC1, SC2, SC 4 et SC12).

Sous la rue Rocchisiani, et plus au Sud dans le bois des planteurs où elles sont discordantes sur les massifs du Santa Cruz et du Murdjadjo, des marnes gréseuses jaunes, riches en fossiles marins (pectens, dents de requin, pinces de crabes...), sont bien visibles. En revanche, au niveau du site de la Calère, les formations marno-gréseuses disparaissent ; elles apparaissent, en sondages (**SC3 et SC7**), correspondant à des blocs ou à des panneaux éboulés et glissés. Enfin au S-W de la Calère, on observe une puissante formation quaternaire, de colluvions et d'éboulis plus ou moins rougeâtre et irrégulièrement encroûtés. Dans cette formation, il est très difficile de différencier entre colluvions et éboulis car formés des mêmes éléments. Plusieurs générations de remblais peuvent être distingués dont l'épaisseur globale varie de 2 à 15 m (SC n° : 1, 2, 4, 6, 8, 9, A1 et B1).

Les coupes géologiques (fig.36 ; 37 ; 38 ; 39 ; 40) sont le résultat d'une corrélation stratigraphique accomplie par SOCOTEC (1986) à l'aide des différents sondages réalisés par le LTPO dans la région. Les profils 1, 2, 3 et 4 sont de direction presque N-S alors que le profil DD' présente une direction E-W.

Les quatre premiers profils (Fig.36, 37, 38 et 39) montrent que le site est caractérisé par une topographie favorable à l'accumulation de remblais et d'éboulis dont l'origine serait les reliefs qui dominent le site. L'épaisseur de ces éboulis peut atteindre les 15.5 mètres. Les dépôts miocènes, quoique essentiellement marneux, présentent plusieurs horizons plus ou moins détritiques. Ces dépôts correspondent à des panneaux éboulés et glissés. Les gradins dans la masse des marnes miocènes seraient l'effet :

- De la perturbation des bassins subsidants lors de la montée des horsts, vers la fin du Miocène supérieur.
- Du basculement des massifs littoraux vers la Sebkha au Quaternaire.

Le socle par contre n'a pas été atteint en sondage. Toutefois, les sondages SC5, SC10, SC11 et SC12 auraient pénétré dans le socle anté-Miocène représenté, au SC10, par les schistes du Jurassique. Il y a lieu de signaler que le sondage SC10 (fig. 40) a été réalisé, par le LTPO, avec une inclinaison de 15° sur la verticale pour vérifier la zone faillée limitant le site à l'Ouest (profil DD').

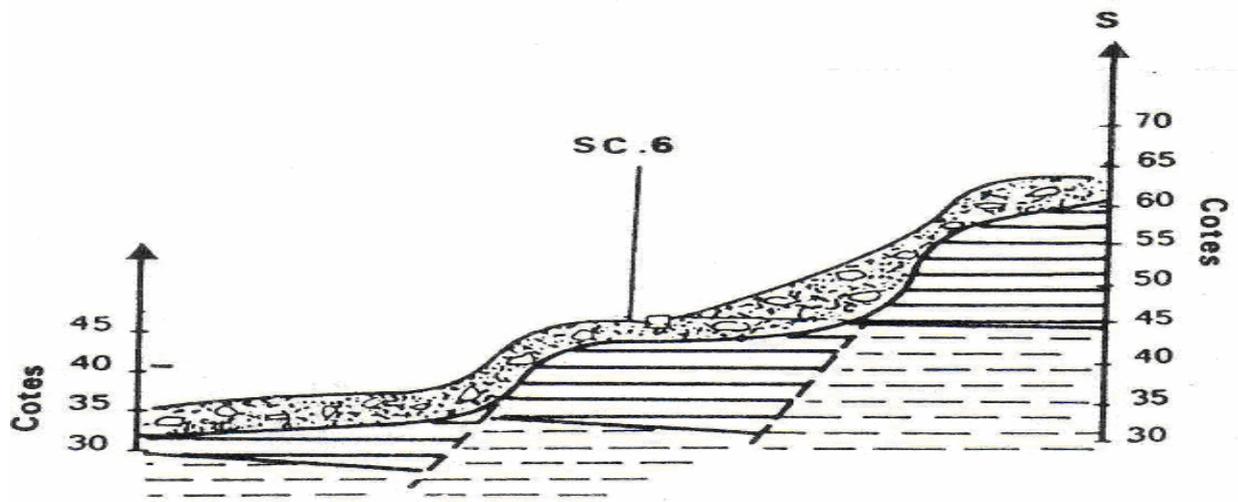


Fig. 36: Profile 1 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

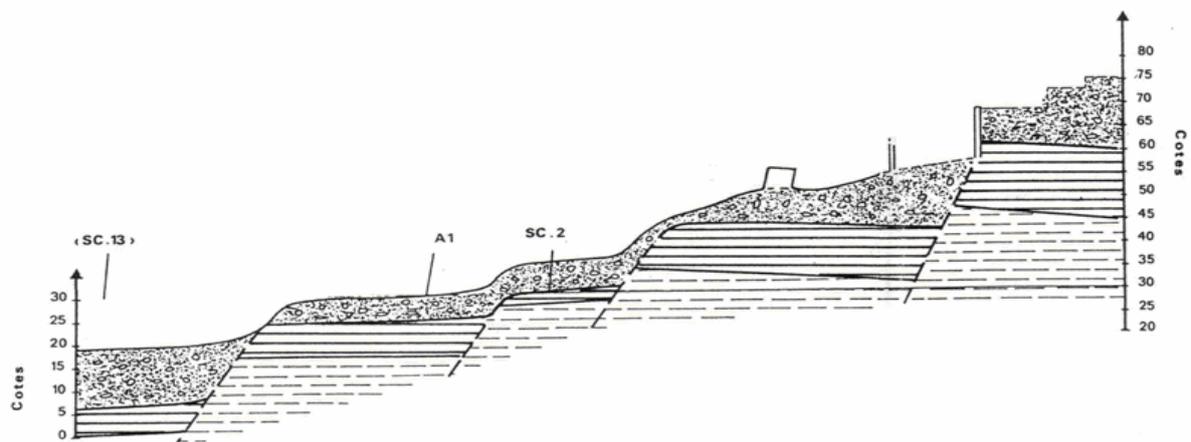


Fig. 37: Profile 2 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

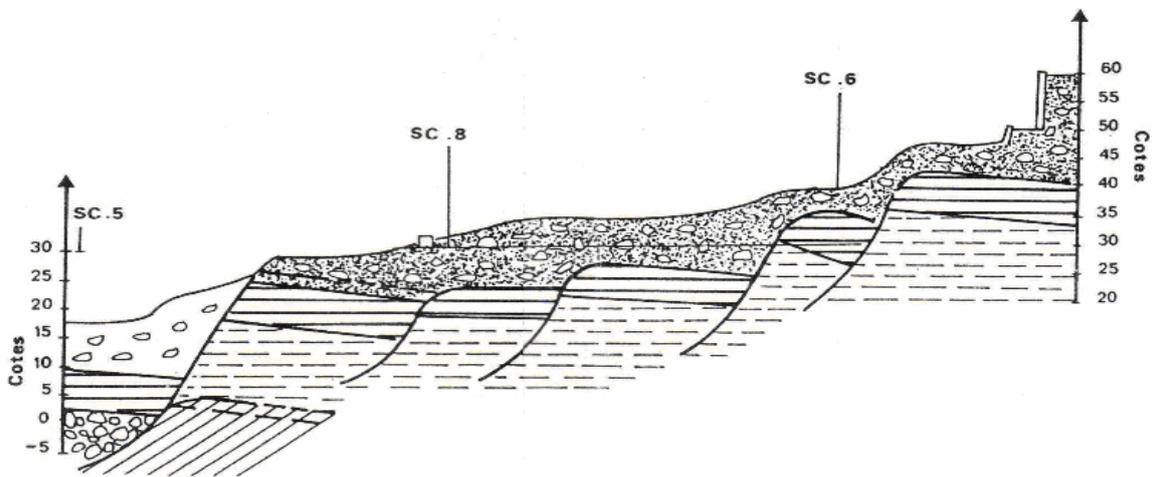


Fig. 38: Profile 3 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

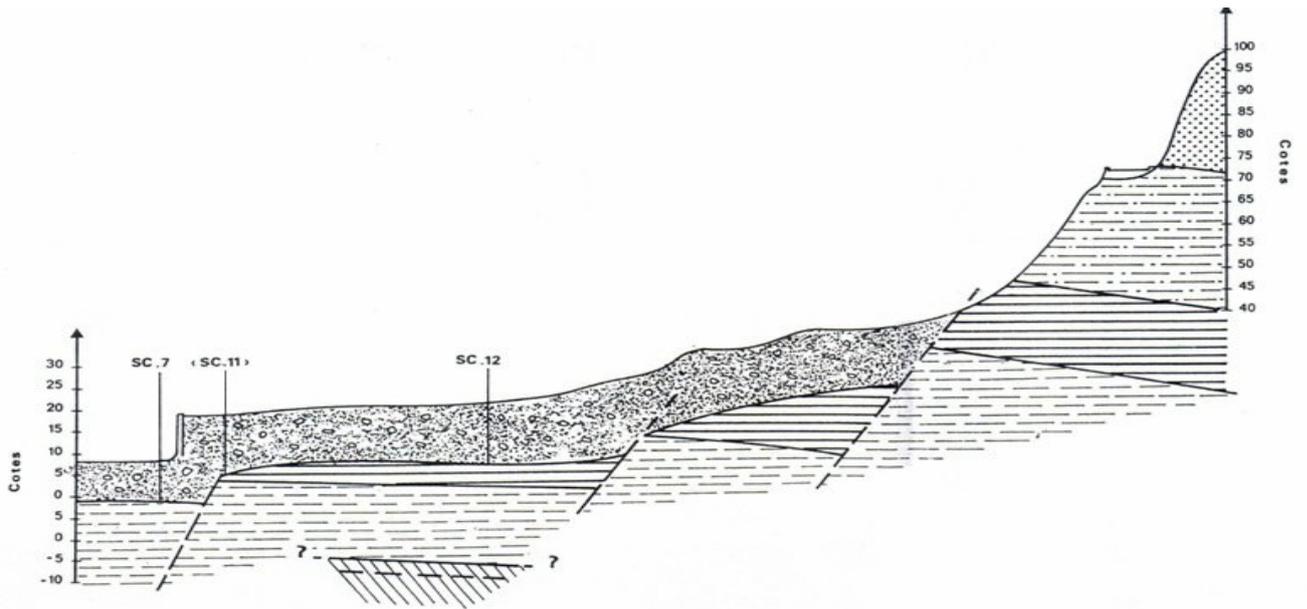


Fig. 39 : Profile 4 de direction N-S (SOCOTEC, 1986)

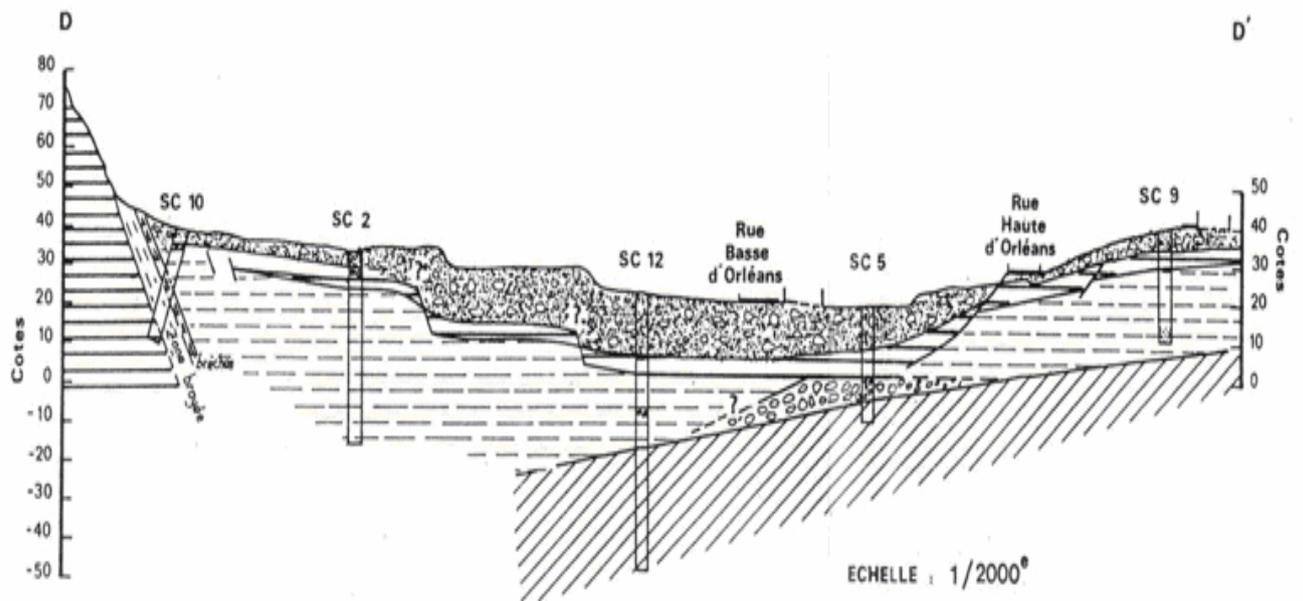
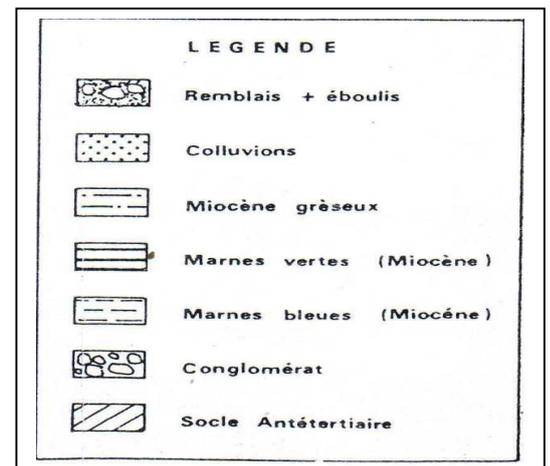


Fig.40 : Profile DD' de direction E-W (SOCOTEC, 1986)



Dans les massifs de M'sila et Murdjadjo (reliefs élevés), le Messinien a un faciès de type calcaire à algues. Les terrains miocènes affleurent dans toute la zone comprise entre les pentes de base du Djebel Murdjadjo et Misserghin. Ce sont des calcaires et des marno-calcaires avec, dans la partie inférieure de la série, des bancs de grés fin associés à des lits de marnes jaunes et à quelques bancs de lumachelles. Vers le Sud, près de Misserghin, le forage de Sidi Salem (153-60) implanté par l'ANRH a traversé, de haut en bas, la formation miocène constituée par :

- Calcaire marneux : 50 m.
- Marne et marno-calcaire : 31 m.
- Argile grise à verdâtre : 84 m.

On constate, donc, que les dépôts marneux et argileux deviennent de plus en plus puissants au fur et à mesure que l'on se rapproche de la Sebkhia d'Oran.

Au Calabrien (Pléistocène inférieur), un relèvement des massifs littoraux se produit et la tendance au basculement vers le Sud se poursuit. En effet, sous l'action appuyée de la flexuration, les calcaires messiniens se retrouvent décalés en altitude (531 m au sommet du Dj. Murdjadjo, 180 m à Misserghin) et plongent vers la Sebkhia avec des pendages d'environ 30 °.

A l'Est de la ville d'Oran, au niveau **des falaises de Gambetta** et au dessus de la centrale électrique (X= 199.2 et Y=273.0), apparaît, sous forme de marnes bleuâtres, le Miocène supérieur. Le sommet de cet étage, composé surtout de marnes à tripolis, y est d'ailleurs surmonté de lumachelles pliocènes (fig.41) et grés dunaires du Calabrien.

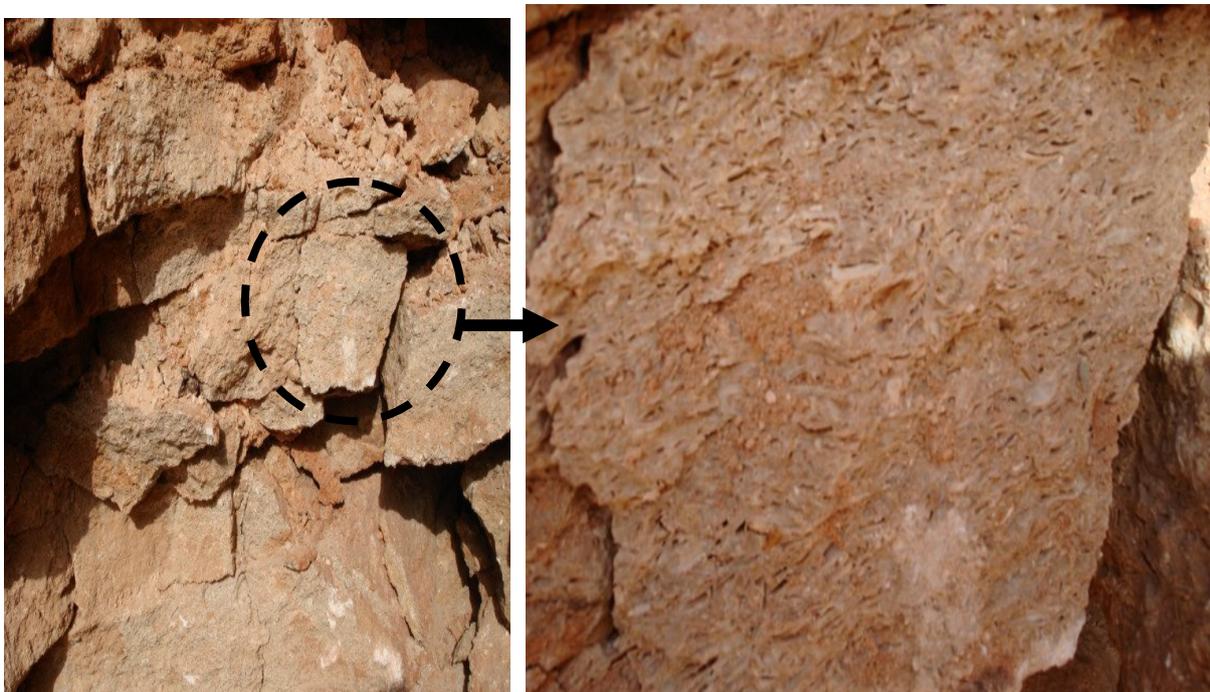


Fig.41 : Lumachelles pliocènes (Ravin Blanc)

La coupe de Gambetta (fig.42), levée au niveau du site dont les coordonnées Lambert sont (X= 199.75, Y=273.35 sur la Feuille d'Oran), a permis à Thomas (1985) de relever que la formation du golfe d'Arzew (PII A) montre, vers le Nord (massifs littoraux oranais), une association constante de grès souvent lumachelliques et de sables dunaires. Vers le Sud, se développe un ensemble de faciès qui s'ordonne verticalement et horizontalement en fonction de la granulométrie : conglomérats, sables et argiles calcaires. La formation PIIA repose sur les marnes à tripolis du Miocène supérieur par l'intermédiaire de la surface d'érosion SPI. Cette dernière est une surface d'érosion de grande extension géographique. La surface (SPI), localement fossilisée par les sédiments du deuxième cycle est contemporaine d'une partie du cycle PI (Thomas, 1985)

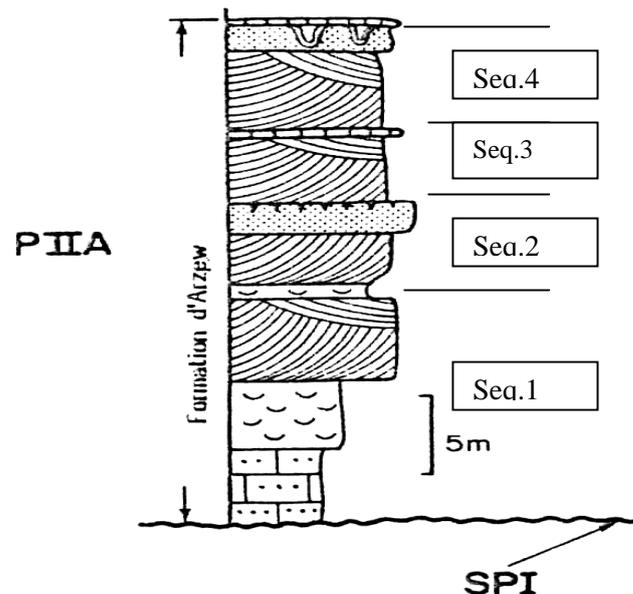


Fig. 42 : Coupe géologique de Gambetta (Thomas, 1985)

Les séquences formant cette coupe sont, d'après thomas (1985), des séquences de 2° ordre de type régressif avec des termes tidaux à la base et des paléosols au sommet. Ces séquences se retrouvent, d'après lui, de manière générale dans tous les corps dunaires littoraux appartenant à ce cycle.

- Séquence 1(14 m d'épaisseur): Elle comprend :
 - Des grès indurés à ciment calcaire avec des lits de pectoncles à test dissous ; localement ces grès surmontent des sables infratidaux fossilifères contenant notamment *Flabellipecten flabelliformis* BROCCHI (Roger1943, In Thomas,1985),
 - Des dunes grésifiées à stratifications obliques.
- Séquence 2 (6 m d'épaisseur): on y observe :
 - Des niveaux à petits fragments de coquilles très émoussées présentant une stratification alternativement parallèle et oblique, correspondant à la partie haute d'une plage,
 - Des sables rubéfiés avec des niveaux centimétriques de croûte calcaire blanche ou de sol rouge (fig. 43).



Fig. 43: niveau à stratification alternativement parallèle et oblique surmontée par un sol rouge

- Séquence 3 (4m d'épaisseur)
 - Elle montre des sables dunaires grésifiés à stratification oblique scellés par une croûte calcaire (fig.44).

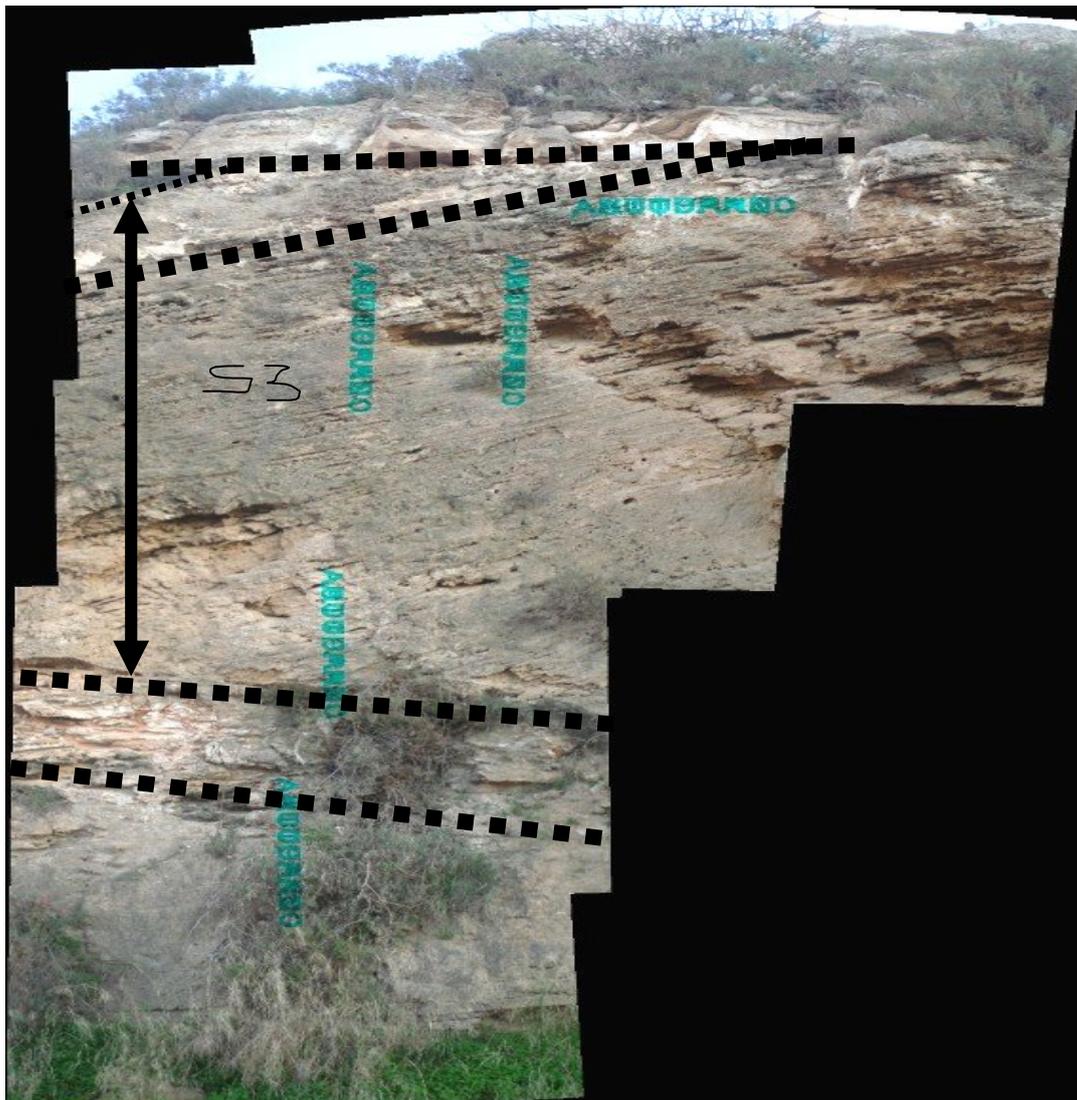


Fig.44 : sable dunaire grésifié à stratification oblique scellé par une croûte calcaire.

- Dans ces anciennes carrières, les marnes et tripolis du Miocène terminal sont tronqués par la surface d'érosion SP1 (fig.46) déjà rencontrée au puits Karoubi localisé par les coordonnées lambert suivantes (X=195.2, Y=269.1).

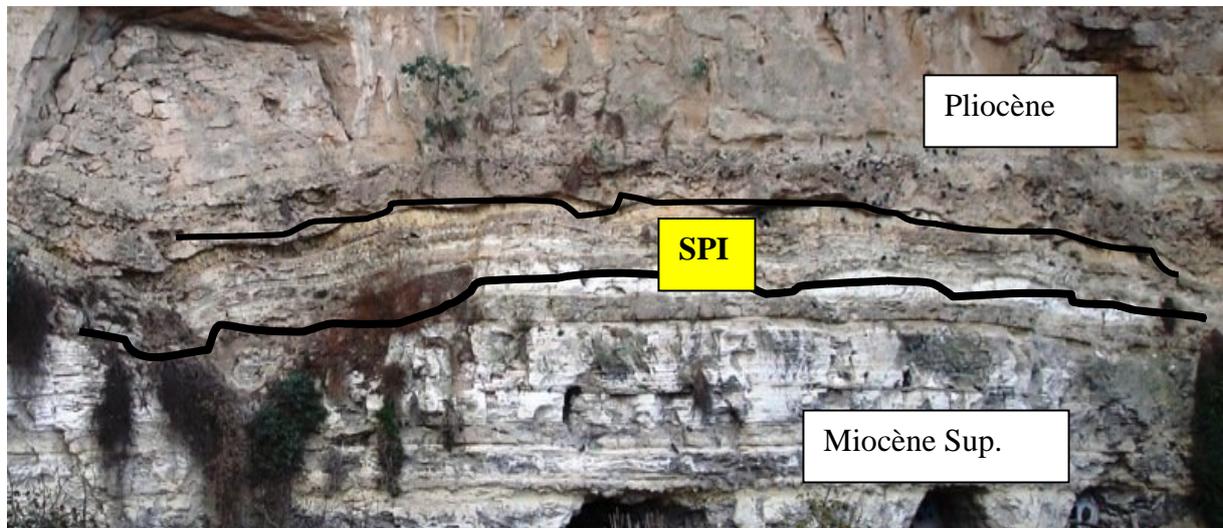


Fig.46 : Surface d'érosion SP1 (site de la Carrière du Ravin Blanc)

- Ces marnes sont surmontées par des sables contenant une abondante faune d'Ostréidés et de pectinides datée du Pliocène (Roger, 1943, In Thomas, 1985);
- Puis viennent des niveaux indurés de plage,

Enfin des grés dunaires qui ont livré : Libytherium maurisium POMEL et Stylohipparion libycum (POMEL) (POMEL, 1897, In Gourinard, 1958).

Au niveau de ces mêmes carrières, les travaux de Caous (1968), dans le cadre du captage des eaux souterraines du Ravin Blanc (Oran), ont montré que le **Ravin Blanc**, avant remblaiement (fig. 47), recoupait profondément une série épaisse de calcaire crayeux blanc et de marno-calcaire, intercalés de marnes à tripolis et de quelques bancs de grés. L'ensemble étant à peu près horizontal et d'âge miocène supérieur. Sur ces terrains, apparaissent des grés grossiers à ciment calcaire tendre qui se présentent, eux aussi, en bancs horizontaux. Ces grés sont encroûtés en surface. Enfin, vers le sommet, on rencontre sous forme de placages des lambeaux de grés dunaires et de dépôts de plages plus récents.

La falaise côtière du Ravin Blanc est formée, donc, de marnes, de calcaire marneux gris ou blanchâtre appartenant au Miocène supérieur, surmontés de grés tendres et de calcaire gréseux pliocènes. Les grés pliocènes, parfois recouverts par le Quaternaire, ont une épaisseur moyenne de 40 m et couvrent une grande superficie à l'Est d'Oran.

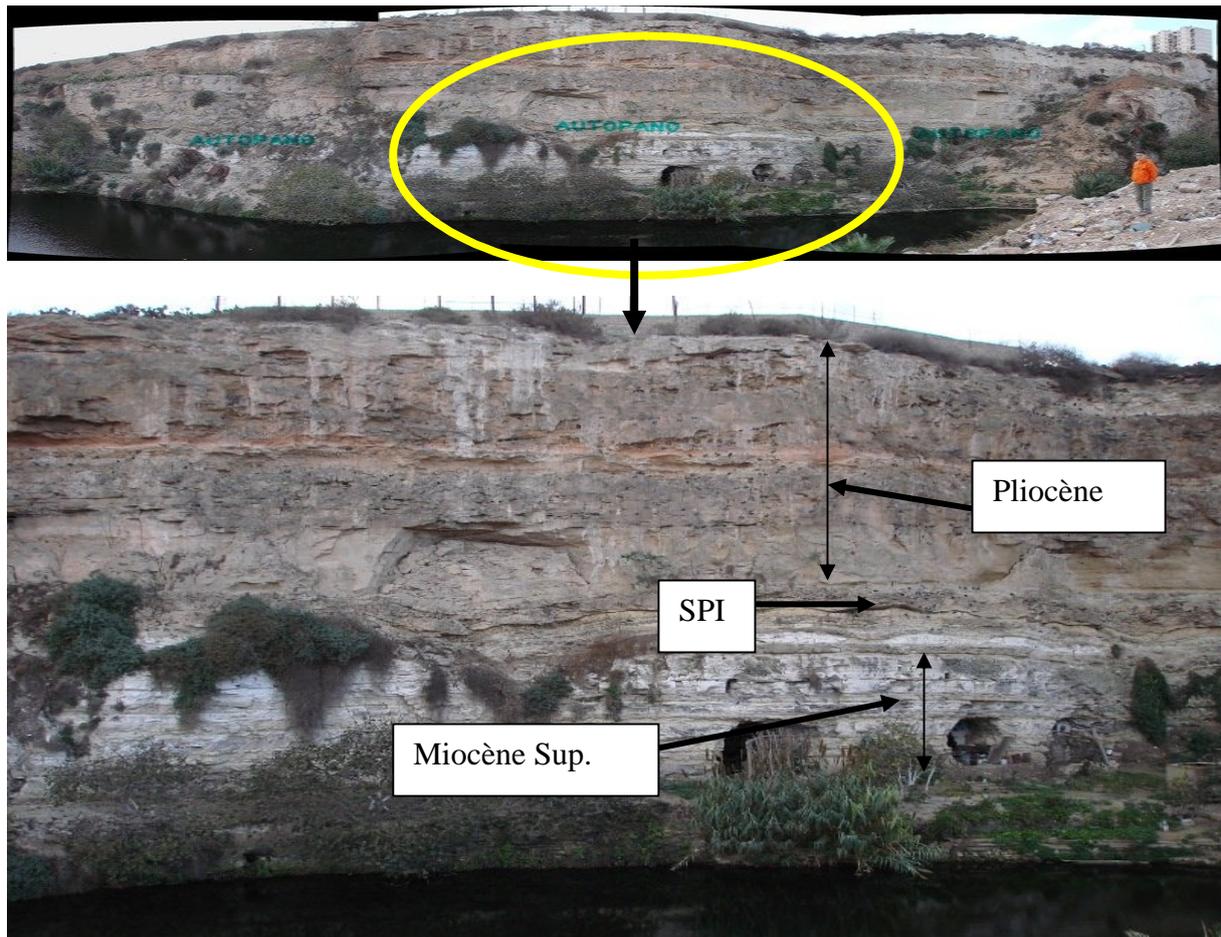


Fig 47. Coupe géologique au niveau du lac de la carrière du Ravin Blanc (voir fig.45)

Demena (1944), en relation avec le projet d'évacuation des eaux d'infiltration en bordure de la nouvelle route du Port d'Oran, a décrit la coupe levée dans la région du Ravin Blanc de la manière suivante : « au sommet, les terres rapportées (remblais) ; au dessous, des calcaires plus ou moins fissurés de dureté variable d'une épaisseur ne dépassant guère 5 m et il arrive même que ces calcaires fassent totalement défaut. Ils passent parfois latéralement à des grès ou à des sables ».

L'Argile jaune, rencontrée dans les sondages exécutés, présente une épaisseur très variable (1,5 m à 12 m); l'assise de base est constituée par un niveau très constant de marnes. Ces dernières, généralement très épaisses, sont blanches en surface (fig. 48) et bleues en profondeur. Appartenant au Miocène supérieur, ces marnes apparaissent, à des côtes un peu différentes en divers points aux environs de l'agglomération oranaise (Ravin Blanc, falaise à l'Est du Fort Sainte Thérèse). Les calcaires (relayés par les sables et les grès) et les lentilles d'argiles jaunes représentent le Pliocène.



Fig. 48: Marnes blanches du Miocène supérieur
(Gauche: Aval du pont Zabana ; Droite: site de la Tour de Zabana)

Or, les quelques sondages de reconnaissance réalisés dans le sens E-W, parallèlement à la route, révèlent, du moins dans la partie comprise entre les ravins de la Créssonnière et de la Mina, un Miocène supérieur marneux sensiblement horizontal (fig.46). En direction N-S, cette assise plonge nettement au Nord. La coupe BB (fig.49), montre une remontée de la marne de part et d'autre du sondage S9.

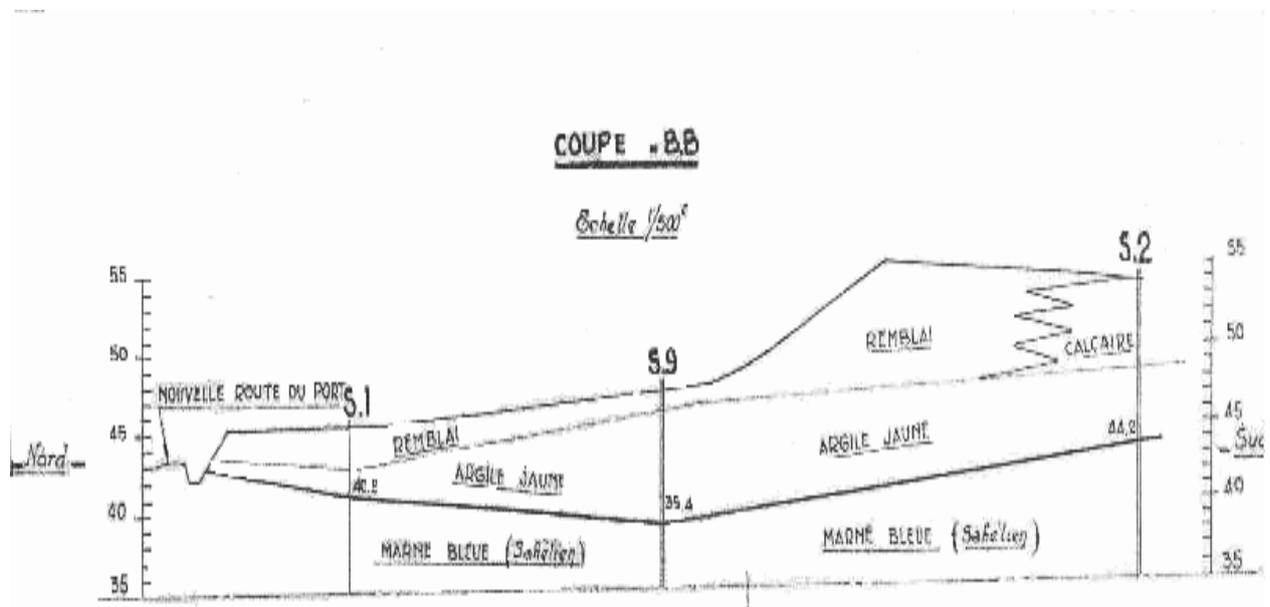


Fig.49 : Coupe géologique BB de direction N-S (Demena, 1944)

Aussi dans son étude du sol des fondations de l'immeuble de la SONELGAZ (ex EGA près du stade de Turin) à Oran, Clair (1952) a pu décrire les formations traversées par trois (3) puits (fig.50) réalisés aux points de coordonnées X= 199.075 et Y=272.580 comme suit :

- Sous une faible couverture de terre végétale dont l'épaisseur ne dépasse guère 1 m, le sol de fondation de cet immeuble est constitué par les grès calabriens reposant transgressivement sur les marnes du Miocène supérieur.
- Les grès calabriens plus ou moins consolidés et où peuvent s'intercaler des niveaux franchement sableux se terminent à leur partie supérieure par un niveau lumachellique fortement consolidé, altéré et érodé en surface dont l'épaisseur varie de 1 m à 2 m. Ces assises montrent une pente très faible vers le Nord.
- Les marnes du Miocène supérieur érodées et altérées avant le dépôt des grès calabriens sont sensiblement horizontales, mais leur toit a été modelé par une topographie ancienne ; En fait, le toit de ces marnes montre dans les trois puits de reconnaissance exécutés à l'emplacement de l'immeuble une pente Nord très nette qui semble s'accroître en bordure du Ravin Blanc.

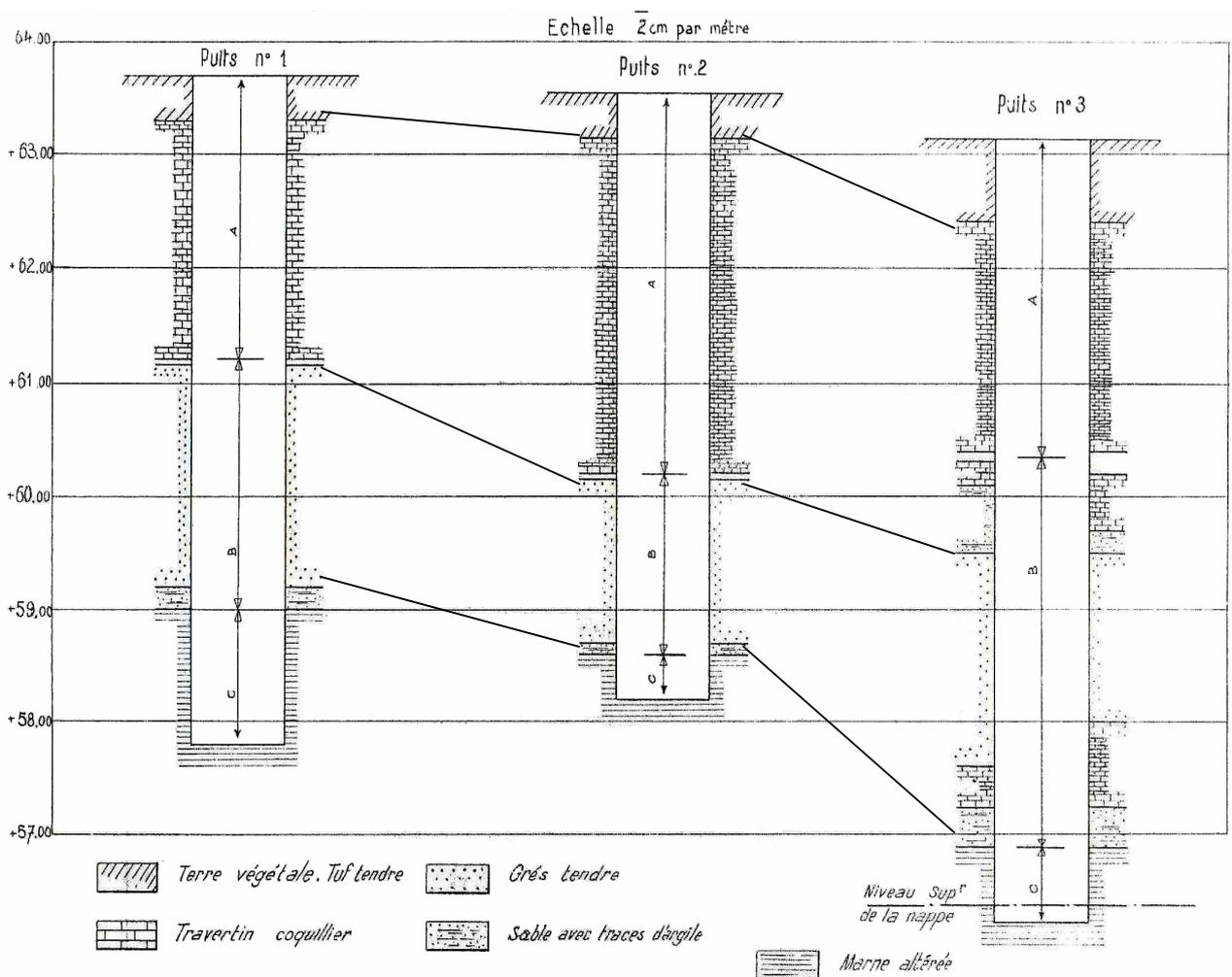


Fig.50 : Coupes géologiques des fondations de l'immeuble EGA du stade Ex. Turin à Oran (Clair, 1952)

Cette succession stratigraphique a été une nouvelle fois réaffirmée par Clair (1959), dans son étude des terrains de fondation du pont qui a permis le franchissement de la route Ravin Blanc par l'avenue Passeti. Ce pont est situé à environ 350 m à ENE de l'immeuble EGA de l'ex. Stade de Turin.

Les deux puits de reconnaissance exécutés au droit de la pile W du pont et dans l'axe du ravin ont révélé le détail suivant :

➤ **Amont de la pile W (puits de reconnaissance):**

- De 0 à 2 m : remblais ou éboulis
- De 2 à 4 m : grès tendre parfois peu consolidé, à niveaux plus durs et lits de lumachelle marine, épais de 10 à 25 m (Fig. 51) .

➤ **Dans l'axe du Ravin (puits de reconnaissance)**

- 0,1 m : remblai ou éboulis
- 0,4 m : sable argileux jaune aquifère.
- ????: Marnes et marno-calcaire à tripoli du miocène supérieur bien litées, en bancs de dureté très variable. Ces couches à tripoli sont aquifères. Les dépôts de plage quaternaires marins qui surmontent les couches à tripoli du Miocène supérieur semblent formés à leur base par des grès ou sables peu consolidés.



Fig.51: affleurement d'un banc de grès dur au niveau du Pont de la route du Port (culée ouest)

On constate, donc, que les formations traversées montrent de haut en bas (fig. 52):

- ☞ En surface : terre végétale, éboulis et remblais : épaisseur de 0.5 à 5 m.
- ☞ Au dessous : grés grossiers à ciment calcaire peu abondant , des sables argileux plus ou moins consolidés montrant , sensiblement au niveau de la plate forme de la route , un banc gréseux dur. Ces grés et sables sont encroûtés en surface.

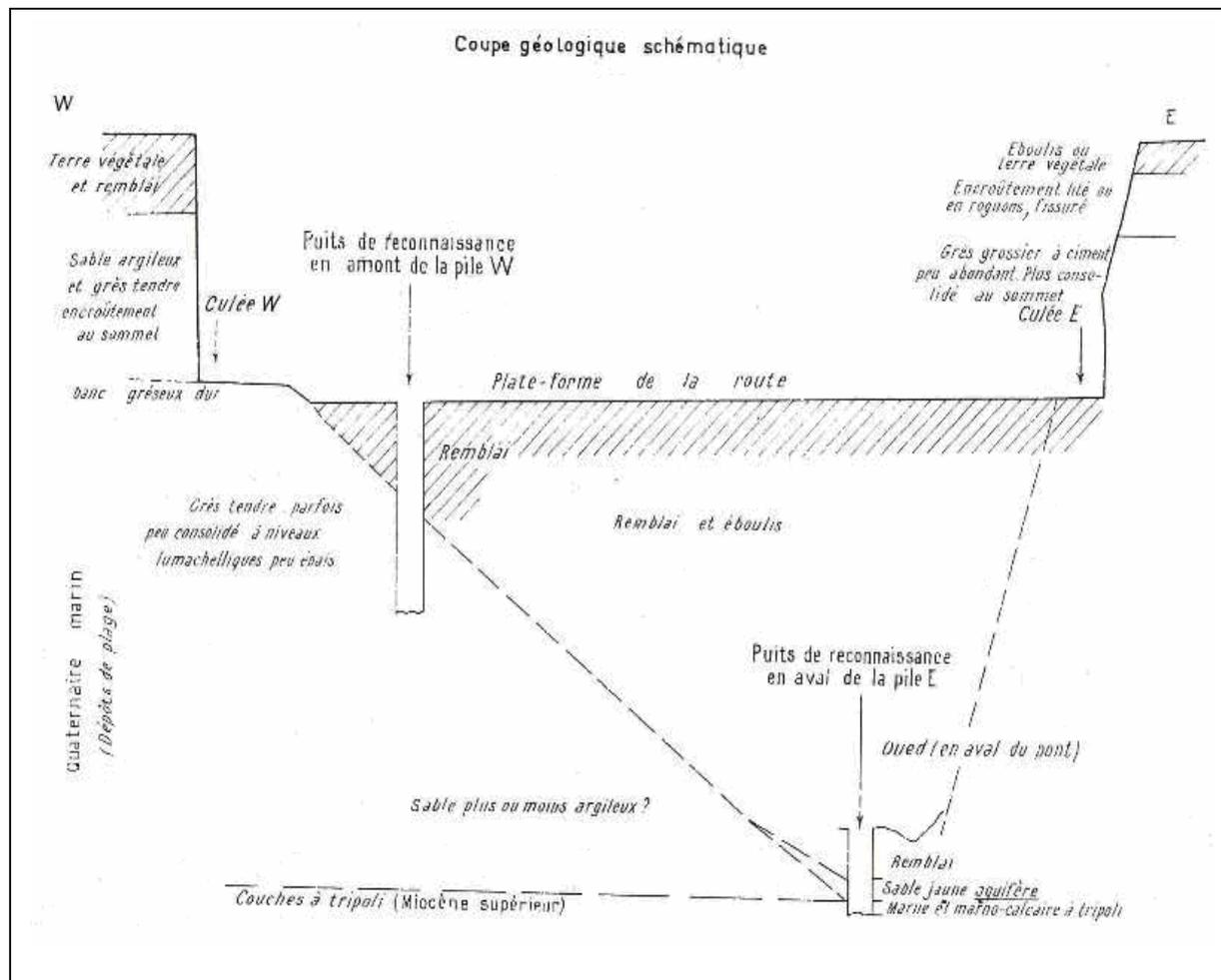


Fig. 52: Coupe géologique schématique des deux piles du pont sur le prolongement de la nouvelle route du port vers le Ravin Blanc à Oran. (Clair, 1959)

L'étude d'une carotte de 20 m, prélevée au niveau de l'îlot 6 (devant recevoir un Bâtiment R+6 et un sou sol) à Hai Khémisti qui se situe à environ 100 m au bord de la falaise et dominant la mer à 170 m d'altitude, montre que le terrain, pratiquement plat et nu, est caractérisé par la présence d'affleurements rocheux constitués par une carapace calcaire encroûté, masquée par une mince couche de terre végétale. Le dépouillement a permis d'établir le log suivant :

- De 0 à 0.3 m : terre végétale.
- De 0.3 à 3 m : encroûtement grésocalcaire induré, fragment et sable.
- De 3 à 4.8 m : fragment d'encroûtement grésocalcaire et sable grossier plus ou moins argileux.

- De 4.8 à 15 m : grés beige à rose encroûté et induré intercalé d'un niveau de sable plus ou moins argileux.
- De 15 à 20 m : grés beige moyen à grossier friable vers la base.

Au NW de la Pointe de Canastel, des séries lagunaires bariolées, gypseuses et conglomératiques qui pendent fortement vers le Nord ont été observées. La coupe, levée par Gourinard (1958) commence dans des sols rouges d'altération, sous lesquels apparaissent les dunes calabriennes, elles mêmes reposant sur les lumachelles du même âge. Cet ensemble, discordant sur un substratum constitué de Miocène supérieur, bute par faille contre le Permo-Trias de la Montagne des Lions (fig.56). A ce niveau, les sédiments miocènes sont représentés par des grés plus ou moins conglomératiques riches en balanes, Clypéastes et grands pectinidés (Gourinard, 1958). Par endroits, ces dépôts peuvent englober des blocs de conglomérats permo-triasiques de plusieurs mètres cubes (en contrebas de la route autour du point localisé par ses coordonnées Lambert X=208.6, Y = 279). Des surfaces durcies, dont la pente est toujours dirigée vers le large, sont également reconnues ; elles doivent correspondre à d'anciennes pentes limites ayant provoqués un arrêt momentané de la sédimentation.

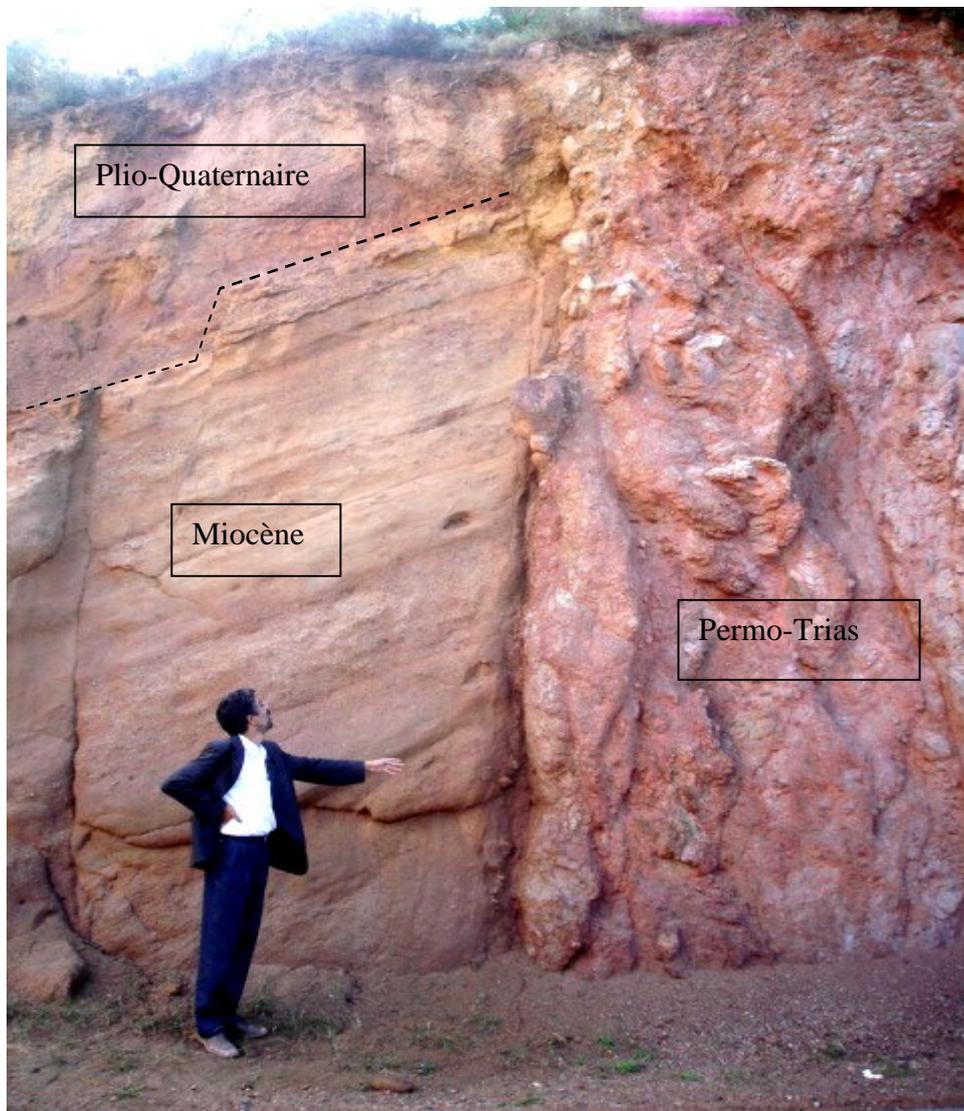


Fig. 56 : Contact anormal "Miocène -Permotrias" (Montagne des Lions)

Entre Bir El Djir et Canastel, lorsque le Pliocène supérieur n'affleure pas, il est couvert par les terrains du Calabrien et du Quaternaire récent. Quelques sondages d'exploration forés dans le cadre de certaines études (SOGREAH, 1984) à savoir S13, S16, S21 et probablement S22 ont apparemment atteint des dépôts du Pliocène supérieur qui consistent en une succession de couches de calcaires crayeux et de marnes crayeuses.

Au niveau des massifs d'Arzew, le Miocène terminal (deuxième cycle MII), est largement représenté par les marnes des falaises de Kristel. En effet, le long de la route **Ain Franin - Kristel**, des marnes miocènes recouvertes de dunes récentes sont observées. Ces marnes sont similaires à celles de Mers El Kebir qui ont fourni d'abondantes microfaunes vindoboniennes (Helvetien et Tortonien).

Au droit du petit port de Kristel, nous avons des terrasses marines de bas niveaux formées de lumachelles à pectoncles attribuées au Quaternaire récent (fig.57). En remontant sur le plateau à partir d'**Ain Franin**, la route offre un Miocène où les faciès de marnes à gypse prédominent sur les faciès gréseux.

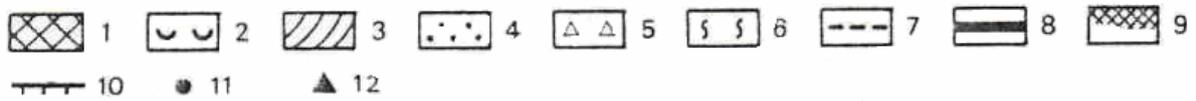
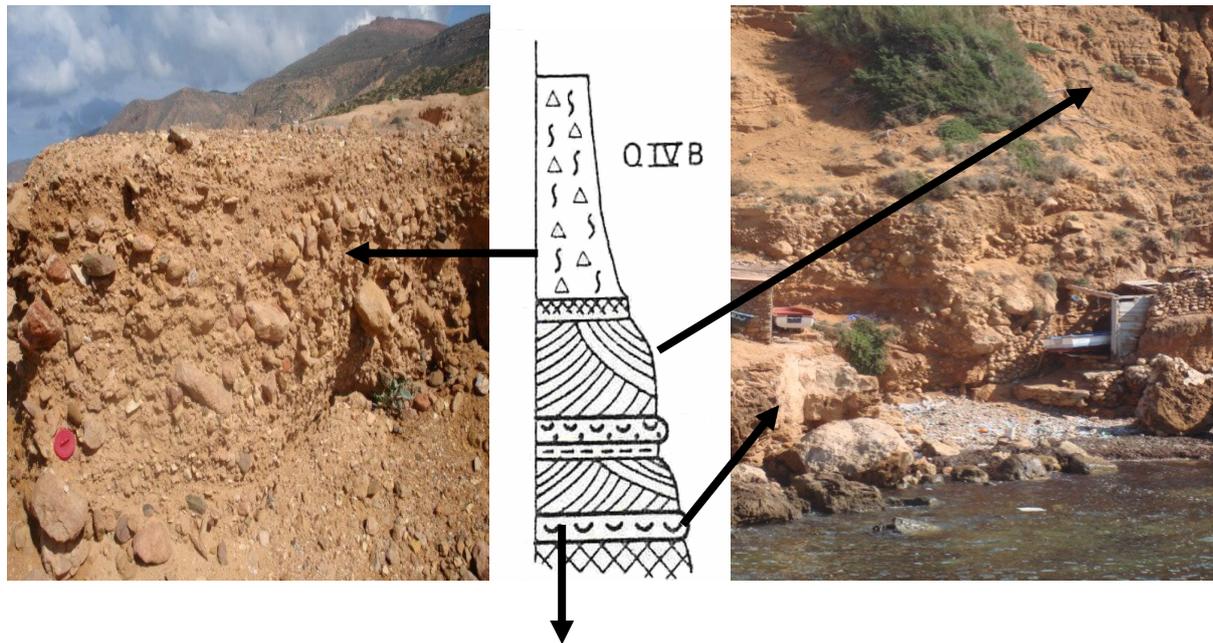
Au S-E des monts d'Arzew (X=228.650, Y=286.450), les marnes du plateau de Béthioua, de Guessiba et de Chabet Errahi, sont représentées par des marnes grises à intercalations de cinérites que les deux forages de la raffinerie (fig .58) semblent avoir recoupé. Plus au Sud, ces marnes passent aux tripolis.

Dans la région de Fleurus (Hassian el Toual), le Miocène à gypse se développe au milieu d'intercalations de calcaires et de marno-calcaires blancs en plaquettes, à empreintes de poissons, s'apparentant aux couches à tripolis. Ces couches de tripolis, un peu soyeuses au toucher, sont attribuées au Miocène à tripolis dont la série, présente au niveau du sondage Db1, a une épaisseur moindre (60 m) que dans les régions voisines. Sur le plateau de Boufatis, au S-W des massifs d'Arzew, le Pliocène affleure largement.

Dans la plaine d'Oran -Es Senia et plus à l'Est, le Miocène supérieur est représenté par une couche de marne bleue surmontant localement du sable noir. La marne bleue est recouverte par des dépôts plio-quaternaires . Quelques sondages ont permis de mesurer la profondeur du toit de la marne :

- 41 m près de petit lac au Nord d'Es Senia (forage 153.73).
- 43 m à 1.5 Km au Nord d'Es Senia (forage 153.72) .
- 68 m à Bir El Djir (forage 153-40).
- 128 m à l'aérodrome d'Es Sénia (forage 527-F3).

Il y a lieu de signaler que, dans son faciès typique, le Calabrien (Pléistocène inférieur) des environs d'Oran présente des bancs de calcaire gréseux et de grés calcaires, riches en débris organiques. Le degré de cimentation des grés est variable et certains sondages ont recoupé des horizons peu ou pas consolidés (sondage S9 situé entre douar Sidi Marouf et Sanchidrian). A la base du Calabrien, les couches de calcaire marneux ou de marnes forment la transition avec le Pliocène supérieur. Le limon marneux est, d'après Gourinard (1958), riche en foraminifères et coccolites. Ce faciès est extrêmement intéressant par son contenu paléontologique car il porte la trace d'un refroidissement du climat.



1 : substratum; 2 : grès de plage; 3 : dunes; 4 : galets arrondis; 5 : galets anguleux; 6 : limons roses ;
 7 : marnes bleues à concrétions calcaires; 8 : sol noir ; 9 : sol fersiallitique ; 10 : croûte calcaire ;
 11 : strombes ; 12 industrie atérienne

Fig.57: Coupe géologique au niveau du petit port de Kristel (Thomas, 1985)

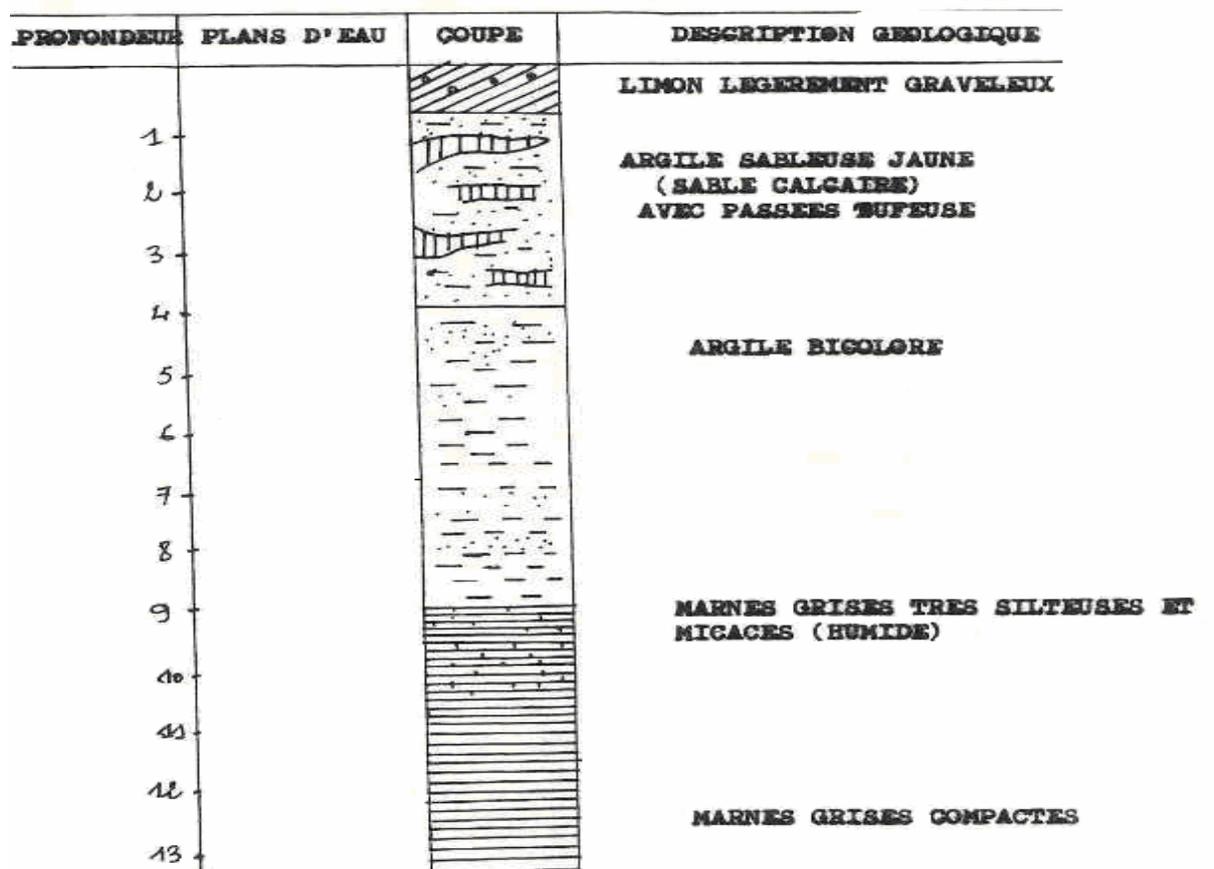


Fig. 58: Sondage de la raffinerie (X=228.650, Y=286.450)

Ultérieurement à la régression marine, les calcaires et les grés du Calabrien ont subi, par interaction avec les agents atmosphériques, une dissolution d'une partie des éléments carbonatés. Cette dissolution partielle serait derrière la formation des couches d'altération constituées essentiellement d'argile rouge brique plus ou moins sableuse. Les sondages S8, S9, S21 et notamment S 25 semblent avoir recoupé ces formations. Au Nord du plateau d'Oran, ces dépôts d'argile rouge occupent une grande surface, vers le Sud ces formations sont envahies progressivement par des limons gris.

Dans la partie S-W du secteur d'études, les sondages existants ne présentent aucune coupure lithologique pouvant marquer la limite entre les dépôts pliocènes et calabriens : à la place du faciès gréseux, nous avons une série à dominante marneuse avec de petits bancs de calcaire et quelques niveaux lenticulaires de sables plus ou moins argileux.

Concernant les « **dépôts quaternaires** », ils englobent l'ensemble des terrains plus récents que le Calabrien. Dans sa note du 07/12/1974, Sourisseau, a relevé, dans la zone industrielle d'Oran - Es Senia, que les terrains du Quaternaire sont constitués des faciès suivants: calcaire tuffeux, très gypsifère et salifère, fissuré, avec de très nombreuses lentilles d'argiles détritiques, de limons et de Loess avec quelquefois de lignite.

L'épaisseur de ces terrains augmente du Nord vers le Sud-Ouest en direction de la grande Sebkhah (de 11 à 20 m). A la base du Quaternaire, on rencontre des argiles blanches. Cependant, les sondages d'études, forés en 1983, ont apporté de nouveaux éléments d'informations. Ils ont montré que les terrains quaternaires présentent schématiquement cinq niveaux se succédant de haut en bas :

- Les terrains gypsifères et salés des dayas (les terrains gypsifères présentent souvent des cavités issues de dissolution par les circulations d'eau).
- Les encroûtements calcaires de surface épais de quelques mètres présents dans la moitié Nord de la zone de Hassi Ameer.
- Les limons argileux gypseux gris d'âge Holocène pouvant atteindre 30 à 40 mètres d'épaisseur à proximité de la grande Sebkhah d'Oran.
- Les sables argileux d'âge **Pléistocène moyen et supérieur**, plus ou moins graveleux avec des passées purement sableuses et d'autres calcaires. Ces faciès lorsqu'ils affleurent, ne sont pas recouverts d'encroûtements calcaires. Au N-W de la ville d'Oran, le Pléistocène supérieur affleure, entre le Ravin Blanc et la Pointe de l'Aiguille, sous forme de grès de plage, surmonté par un complexe dunaire. Ce dernier est généralement séparé en deux fois par le sol rouge (fig.59).



Fig.59: Le massif dunaire pléistocène moyen et supérieur (?) séparé en deux fois par le sol rouge (Bahia Center)

L'ensemble de ces formations repose sur le Miocène post-nappe par l'intermédiaire de la plate forme d'abrasion (SP1). Le Pléistocène supérieur affleure également à proximité de la maison forestière d'Ain Franin où des limons reposent sur des dunes et sols rouges surmontant des grès de plage. Cette configuration est également observable dans la région du port de Kristel (fig.60). Il y a lieu de signaler que les terrains post calabriens deviennent vers le N, de plus en plus minces et finissent par se réduire à un placage discontinu sur les grès calabriens ou les calcaires pliocènes. Au N d'une ligne Victor Hugo - Sanchidrian - Douar Sidi Marouf, le Quaternaire récent n'est plus observable.

- Les grès calcaires blanchâtres à ocre d'âge Pléistocène inférieur. Ils affleurent sur le plateau d'Oran en recouvrement des terrains du Miocène marneux et au niveau de Bir El Djir. Ces grès sont plus ou moins indurés et présentent même des faciès sableux. L'épaisseur totale observée sur la falaise littorale est d'environ 130 mètres comprenant 15 mètres de sables dunaires à la base , 25 mètres de grès dunaires grossiers, 80 à 90 mètres de grès carbonatés et 0 à 8 mètres d'encroûtements.

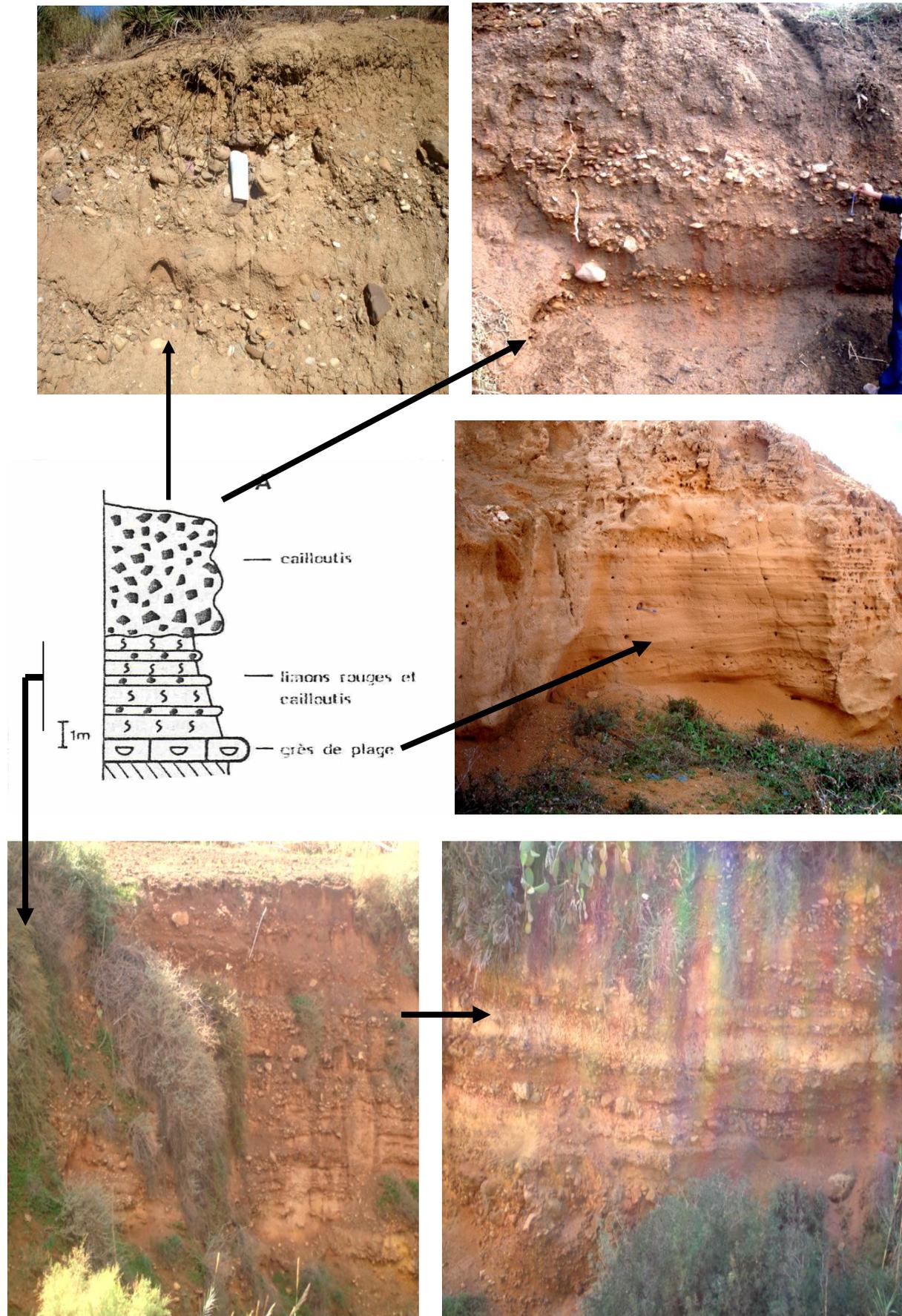


Fig.60: Coupe géologique dans la région du port de Kristel (Thomas, 1985)

2.1.2. Géologie des structures en domaine marin

2.1.2.1. Stratigraphie du domaine marin

2.1.2.1.1. Plateau continental

Afin d'étudier la distribution des sédiments sur le plateau continental algérien, Leclaire (1970) établit des cartes sédimentologiques grâce à ses travaux effectués sur des carottes sédimentaires issus de la campagne GEOMEDE 1 (1966) et de l'expédition suédoise (The Swedish Deep Sea Expedition, 1947-1948).

Sur le plateau continental algérois, les quatre principaux faciès, observés, sont décrits de la côte vers le large comme étant (fig.61):

- ◇ des sables siliceux à quartz et tourmaline de la bordure littorale meuble,
- ◇ des boues à illite et quartz des vasières et des bandes de vase intermédiaire,
- ◇ des sables et graviers calcaires à Algues et Bryozoaires qui se subdivisent en sables récents et sables anciens,
- ◇ des boues à foraminifères du rebord continental.

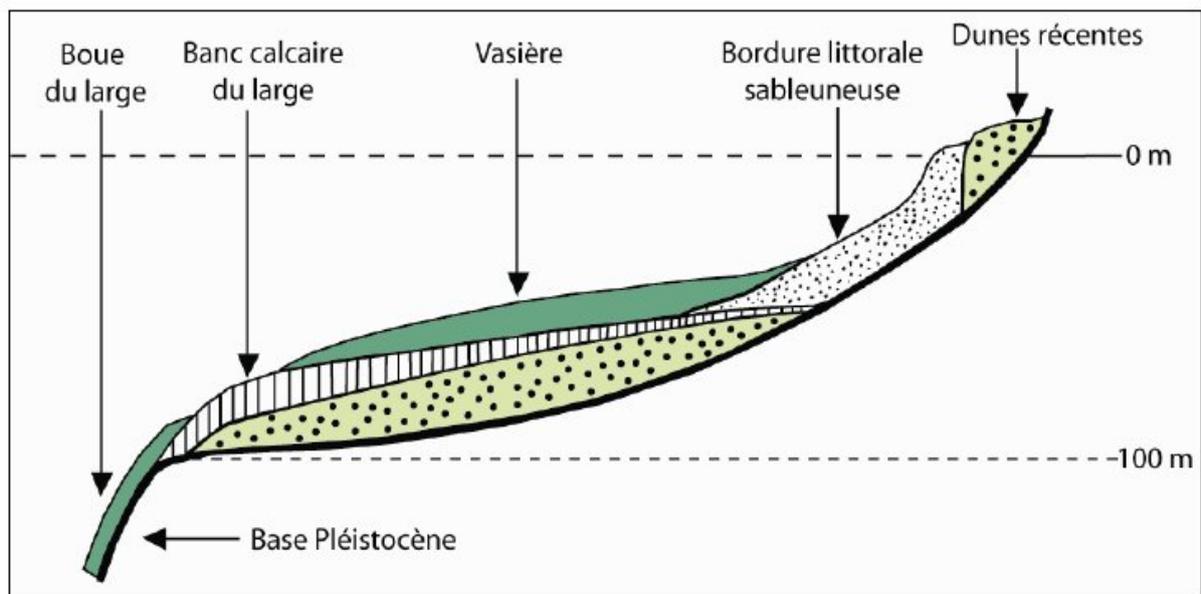


Fig. 61 : Schéma montrant la répartition des sédiments sur le plateau continental algérien (Leclaire, 1970).

2.1.2.1.2. Pente et plaine abyssale

Les carottes sédimentaires C4 et C3 (GEOMEDE 1, 1966) et 02 et 020 (The Swedish Deep Sea Expedition, 1947-1948) avaient permis à Leclaire (1970) de constater que les sédiments déposés sur la pente continentale, au large d'Alger, sont surtout des boues fines homogènes et pauvres en matière pélagique. En pied de pente, les dépôts deviennent plus grossiers, hétérogènes et de nombreuses passées sableuses sont observées.

Au niveau de la carotte C4 (GEOMEDE 1, 1966), récupérée au large de la ville de Boumerdès, par 2500 mètres de profondeur d'eau (fig.62), Leclaire (1970) observa la présence d'une boue argilo-siliceuse avec des passées sableuses correspondant à des dépôts turbiditiques.

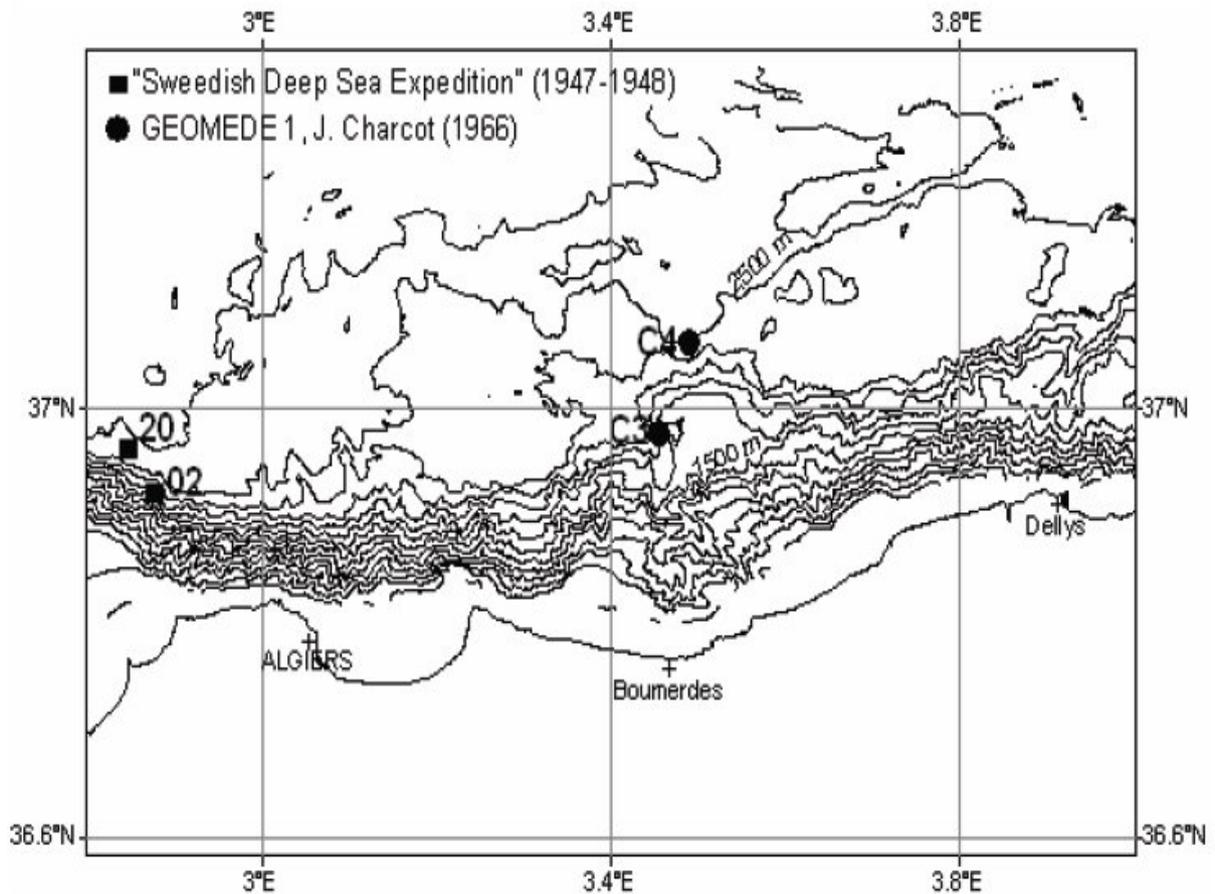


Fig. 62 : Carte des contours bathymétriques montrant la localisation de carottes disponibles dans la zone d'Alger (Mercator, WGS 1984).

L'étude micropaléontologique détaillée de cette carotte, longue de 7 m, a montré que la distribution des fréquences relatives de *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia scitula* et *Globorotalia inflata* se modifie de manière significative à partir de 4 mètres de profondeur (Fig. 63). Ces observations ont facilité l'identification de deux zones distinctes (Leclaire, 1970) :

- la première à microfaune de type subtropical à tempéré chaud
- la deuxième à foraminifères de type tempéré froid voire même subarctique.

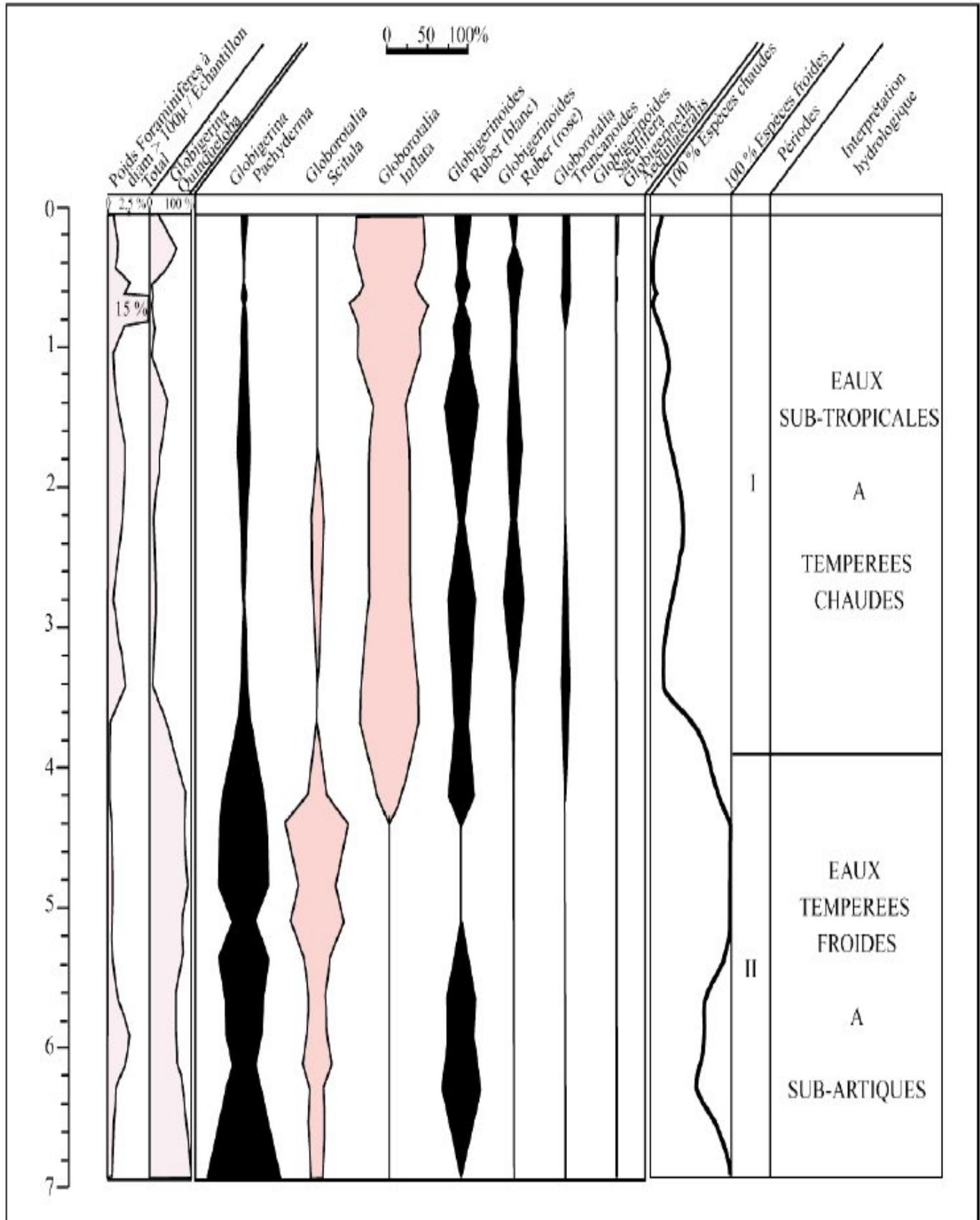


Fig. 63 : Distribution des espèces de foraminifères planctoniques et interprétation hydrologique et climatique dans la carotte C4 - Géomède 1 (d'après Leclaire, 1970).

En s'appuyant sur les études paléontologiques effectuées sur les carottes sédimentaires et sur les données antérieures (Todd, 1958 ; Parker, 1958), Leclaire (1970) a pu réaliser une échelle stratigraphique pour la marge algérienne (fig.64). Au cours de la dernière glaciation, les précipitations auraient considérablement varié et la dernière phase du Würm fut la plus sèche et la plus froide (Leclaire, 1970). Cependant, d'après des études sur des pollens, la majeure partie de l'Afrique du Nord était soumise, depuis la fin du Würm, à un climat **tempérée froid relativement humide** (Leclaire, 1970).

BIOSTRATIGRAPHIE DES CAROTTES (interprétation climatique)	RELATIONS OCEAN - MER MEDITERRANEE	ASPECTS DE LA SEDIMENTATION		ECHELLES STRATIGRAPHIQUES LOCALES			LA MER ET LE PLATEAU CONTINENTAL ALGERIAN		AGES ABSOLUS EN ANNEES (B.P.)	PERIODES	
		Diagenèse	Phases minérales dominantes	Leclaire, 1970	Eriksson, 1965	Parker, 1958					
ZONE "CHAUDE" ~ Actuel	Inversions des courants à Gibraltar, établissement du courant atlantique	Oxydante (except. Kabylie)	Argileuse ou Calcaire	Postglaciaire	Post-glacial	Post-glacial	Immersion	Envasement		INTERGLACIAIRE	HOLOCENE
ZONE "TEMPEREE"			Calcaire	Tardiglaciaire	Late Würm	Phase de la dernière glaciation (Würm II, III)		Transgression flandrienne	Sables et graviers calcaires et "sables fauves néritiques"		
ZONE "FROIDE"	Brèves inversions des courants ?	Réductrice	Siliceuse				Middle Würm	Stade 2-4 d'après Emiliani, 1955	Emersion Régression	Edifications des dunes récentes	-17 000 -20 000
ZONE "TEMPEREE - CHAUDE"		Oxydante	Calcaire	Glaciaire moyen (alternance de périodes fraîches et plus chaudes)	Stade 5 d'après Emiliani, 1955	Elévation du niveau de la mer ?				-35 000 ?	
ZONE "TEMPEREE"	Tendances réductrices	et	Glaciaire inférieur			Première phase de la dernière glaciation	Oscillations ?	Rubéfaction des dunes anciennes ?			
ZONE "TEMPEREE - CHAUDE"	Oxydante	Argileuse		Glaciaire inférieur	Première phase de la dernière glaciation		Elévation du niveau de la mer ?		-50 000 ?		
ZONE "FROIDE"	Brèves inversions des courants ?	Réductrice	Siliceuse					Edification des dunes anciennes ?			
ZONE "TEMPEREE - FROIDE"											

Fig. 64 : Schéma montrant la stratigraphie du Quaternaire en Méditerranée Occidentale (d'après Leclaire, 1970).

2.1. 2.1.3. Bassin profond algérien :

Les travaux de Fahlquist et Hersey (1969) et Morelli *et al.* (1975), basés sur l'interprétation des données de sismique réfraction, ont révélé que le bassin algéro-provençal est en partie constitué de croûte océanique (vitesses 6,7 - 6,9 km/sec) (Hinz, 1972), contrairement à sa voisine, la mer d'Alboran, qui serait principalement de la croûte continentale amincie (Auzende, 1978 ; Comas *et al.*, 1999), et que le Moho se situait entre 8 et 10 km de profondeur. Cependant, il existerait, selon Roca *et al.*, (2004), une croûte transitionnelle au niveau de la pente continentale algérienne.

Par ailleurs, la campagne (Polymède II) menée au large de la Grande Kabylie a permis de réaliser un certain nombre de profil en sismique réflexion dont celui illustré à la figure 65.

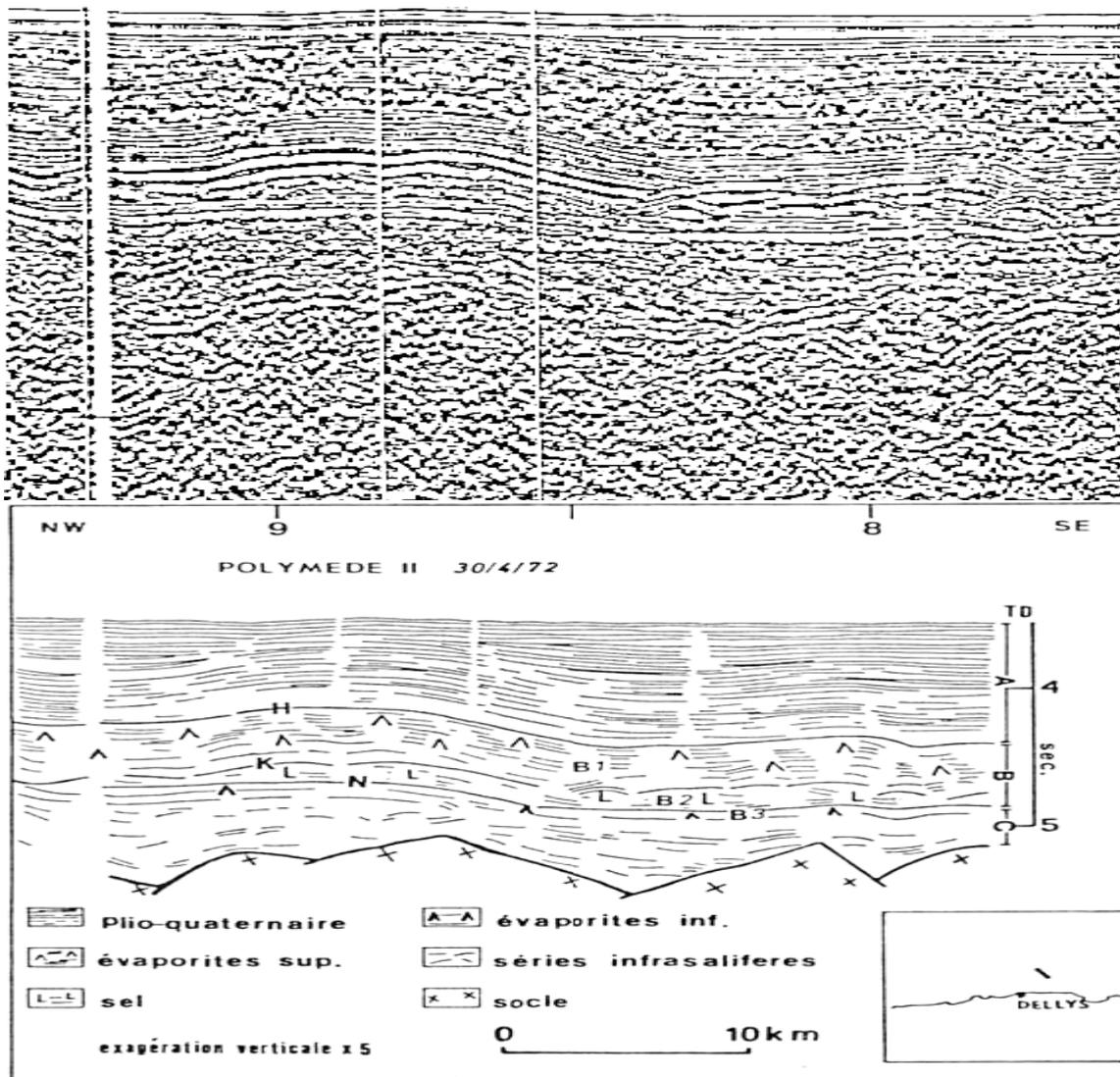


Fig. 65 : A : Plioquaternaire, B1 : évaporites supérieures, B2 : sel, B3 : évaporites inférieures, C : séries infrasalifères.

Les coupes interprétées montrent, de bas en haut, les unités stratigraphiques suivantes (fig.66):

2.1.2.1.4. Le socle :

Il se trouve à une profondeur d'environ 6 secondes temps double (std) et présente un faciès sismique diffractant sans litage. Il est généralement surmonté par une pile stratigraphique.

2.1. 2.1.5. La pile stratigraphique :

La pile stratigraphique est considérée par Réhault *et al.* (1984) et El Robrini (1986) comme un remplissage sédimentaire typique du bassin profond algéro-provençal.

2.1.2.1.5.1. Un niveau infra-salifère (vitesses de 3.5 à 5.5 km/s) :

Les niveaux infra – salifères, d'une épaisseur d'environ 1 std (Auzende, 1978), sont des couches sédimentaires qui correspondent aux niveaux tortoniens à langhiens (Miocène supérieur).

2.1.2.1.5.2. Un niveau évaporitique et salifère messinien (vitesses variant de 3.7 à 4.5 km/s) :

- Les évaporites inférieures :

La série évaporitique messinienne débute par un horizon qui n'est pas toujours observé le long des différentes marges méditerranéennes. Cet horizon, lité mais faiblement réflectif, est représenté par les évaporites inférieures. Lorsqu'il est présent, il est souvent masqué par le sel sus-jacent.

- La série salifère messinienne :

Cet horizon, dont la base est constituée d'un fort réflecteur très caractéristique, présente un faciès plutôt transparent, sans litage. Son épaisseur est hautement variable, car il forme parfois des diapirs, et a également tendance à fluer vers les zones profondes. Il est composé de halite et de sel potassique (forage Glomar Challenger, Auzende, 1978).

- Les évaporites supérieures :

Ces évaporites supérieures, composées de marnes dolomitiques et d'anhydrite, ont une épaisseur d'environ 0.7 std. Elles présentent un niveau, à litage régulier avec de forts réflecteurs, qui épouse la forme des dômes salifères sous-jacents.

2.1.2.1.5.3. La pile sédimentaire plio-quadernaire (2 km/s en moyenne).

Ce niveau, constituant le niveau le plus superficiel du remplissage sédimentaire, présente un litage régulier d'intensité moyenne. Ce niveau révèle une épaisseur maximale de 1.8 std. A sa base, il existe parfois des niveaux plus clairs, probablement pliocènes. Dans l'ensemble il s'agirait de marnes.

En ce qui concerne les taux de sédimentation sur la marge algérienne, les premières approximations ont donné des valeurs comprises entre 0.03 et 1 mm/an (Leclaire, 1972), alors que pour le Plio-quadernaire en mer d'Alboran, nous avons 0.2 mm/an (Ryan et Hsü, 1973).

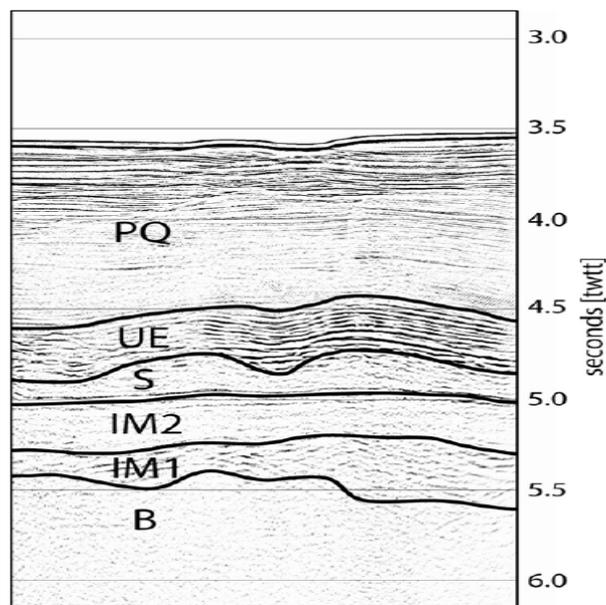


Fig. 66 : coupe sismique-réflexion - 6 traces montrant la stratigraphie séismique typique de la région. PQ: Plio-Quaternaire , UE: Evaporites supérieures , S: Sel Messinien, IM1 et IM2: Séries Infrasalifères , B:Socle (Polymède II)

Néanmoins, d'après les travaux d'Auzende *et al.*, (1975 et 1978), la répartition des sédiments plio-quaternaires n'est pas homogène, ce qui explique la présence des zones de sédimentation préférentielle. Ces dernières s'observent particulièrement en pied de pente. A ce niveau, les sédiments plio-quaternaires peuvent atteindre 2 km d'épaisseur sans toutefois présenter des signes d'intense déformation (El Robrini, 1986), confirmant par là l'inexistence d'un prisme d'accrétion. Enfin, au Nord de Ténès où la plate-forme continentale est presque inexistante nous avons une absence presque totale de sédiments meubles sur la pente (El Robrini, 1986).

2.1.2.2. Les processus sédimentaires identifiés dans la zone d'Oran

Avant la campagne MARADJA (2003), la marge algérienne était d'un point de vue sédimentaire assez mal connue. Grâce à la haute résolution des données de la bathymétrie EM300, de la réflectivité, du sondeur de sédiments Chirp et des 4 carottes Küllenberg de la campagne MARADJA 2003, l'étude de la zone en terme de morphologie et de processus sédimentaires a été rendue possible. Cette étude devait identifier le rôle joué par les processus sédimentaires dans les zones au large de Ténès et Oran, et leurs interactions avec la tectonique et la sismicité de la région.

D'après la carte établie par Domzig (2006) (fig. 67), le bassin profond se caractérise, dans la zone d'Oran, par des sédiments hémi-pélagiques sauf là où le diapir de sel affleure créant des fragilisations locales. En pied de pente ou sur les flancs des canyons, des dépôts de transport épais sont rencontrés. On y remarque aussi deux zones étendues de sédiments très perturbés :

- ◇ La première est située au voisinage du canyon "des moules" au Nord des îles Habibas. En plus des processus hydrodynamiques comme les courants turbiditiques, une série de faille en décrochement WNW- ESE existe dans les parties profondes de la mer (fig.67).

- ◇ La deuxième zone, largement dérangée, est située au Nord d'Oran où plusieurs canyons actifs se terminent. Cela suggère une forte influence des courants turbiditiques qui remobilisent les sédiments.

La morphologie de la pente est, donc, fortement influencée par la tectonique, mais également par les processus sédimentaires et la géologie du substratum. A partir de la carte, on remarque que la zone à l'ouest d'Oran est clairement influencée par le système de drainage, avec de grands canyons. Le lien avec les grands réseaux fluviaux à terre est souvent inexistant. De plus, le secteur situé juste à l'ouest d'Oran, se prolonge en mer et se caractérise par des dômes magmatiques qui se matérialisent par des formes rondes, peu incisées par des canyons (Domzig, 2006).

En face de la baie d'Arzew, la pente est singulièrement dépourvue de grands canyons actifs. Elle est contrôlée par l'érosion régressive et de petits glissements. A terre, on est en face du Chelif l'un des plus grands Oueds d'Algérie, de part son réseau de drainage et sa longueur. La présence de la plate-forme continentale joue probablement un rôle dans le piégeage des sédiments venant du continent, et l'atténuation de l'énergie venant de l'Oued (fig.67).

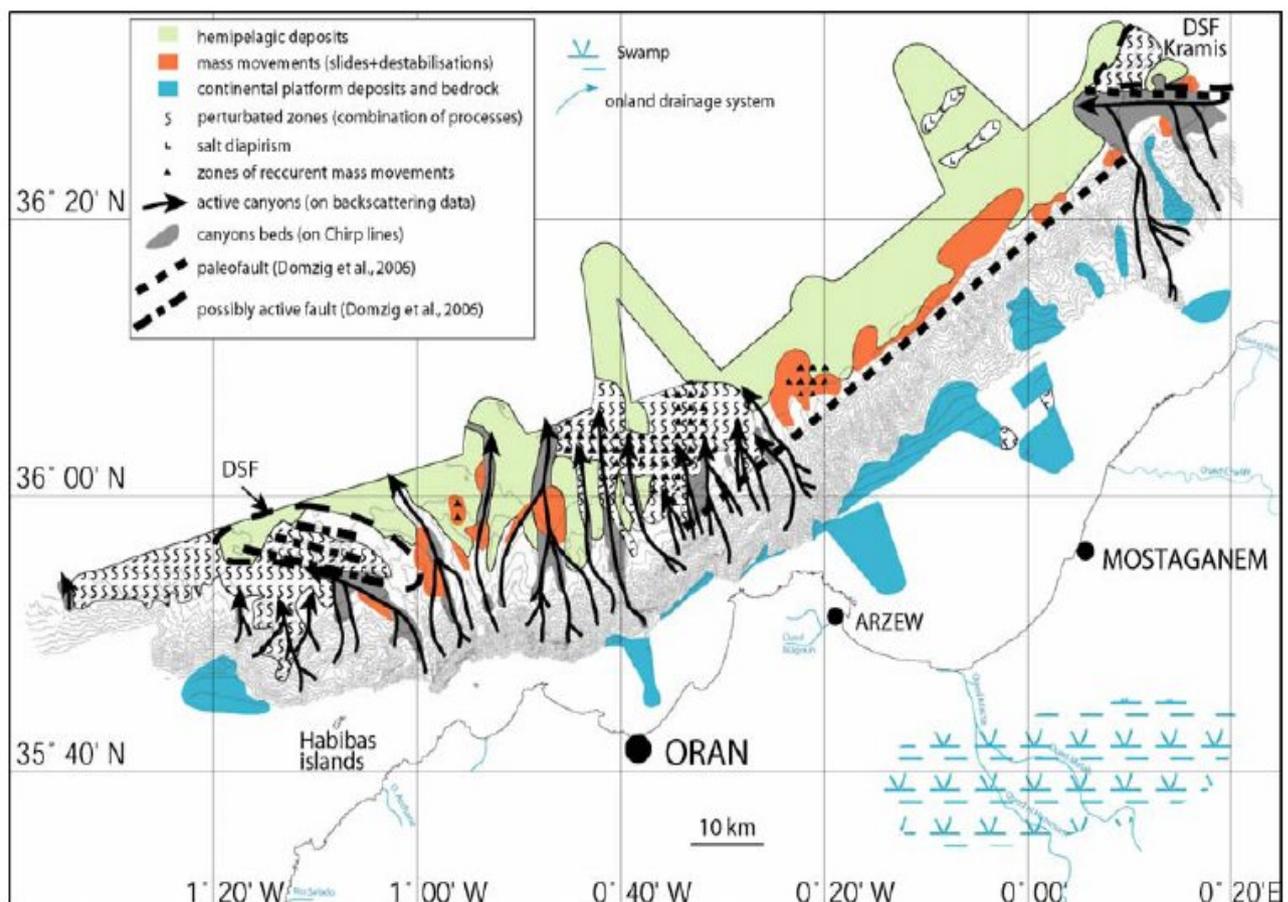


Fig. 67 : Carte des processus sédimentaires identifiés dans la zone d'Oran (Domzig, 2006).

2.1.3 Paléogéographie du littoral oranais

Pour mettre en évidence l'importance des changements intervenant dans la géométrie des aires de sédimentation, nous avons jugé utile de rappeler les caractéristiques de chaque stade paléogéographique identifié par Thomas (1985) dans le bassin occidental du Bas Chéelif. Les stades paléogéographiques sont au nombre de quatre et se définissent comme suit :

2.1.3.1. Premier cycle (PI) :

La base du premier cycle PI (Tabianien) a été identifiée grâce à la microfaune planctonique. Leur absence s'explique soit par l'érosion des niveaux correspondants soit par l'apparition d'un milieu néritique puis continental lié à une régression précoce.

2.1.3.1.1. Stade PIA (fig. 68)

D'après la carte de ce stade paléogéographique, on remarque que la sédimentation marine se concentre principalement dans les dépressions d'El Malah-Ain Defla et de Ghriss-Sidi Ali où le Pliocène débute généralement par des niveaux détritiques composés par des grés ou sables parfois des conglomérats. Par contre, les marnes bleues rattachées par Perrodon (1957) au Pliocène et correspondant à la partie inférieure du cycle PIA (Tabianien inférieur) peuvent atteindre une épaisseur de l'ordre de 600 m. Vers l'Ouest (plis des salines d'Arzew), ces formations marneuses présentent des intercalations de calcaire gréseux et de calcaire à algues. La sédimentation continentale s'effectue, quant à elle, dans les dépressions de Ghriss et de Ben Badis avec une décroissance rapide de la granulométrie du Sud vers le Nord. Cette sédimentation, d'origine fluviatile, serait liée à la reprise de l'érosion succédant à l'accalmie du Miocène terminal. Il y a lieu de signaler que la dépression El Malah-Ain defla s'allonge suivant la direction N50°E. L'allongement transverse de la dépression Ghriss - Sidi Ali illustre l'influence de la direction N20°E. Par contre, dans la dépression Ben Badis, cette dernière (N20°E) ne se manifeste que discrètement.

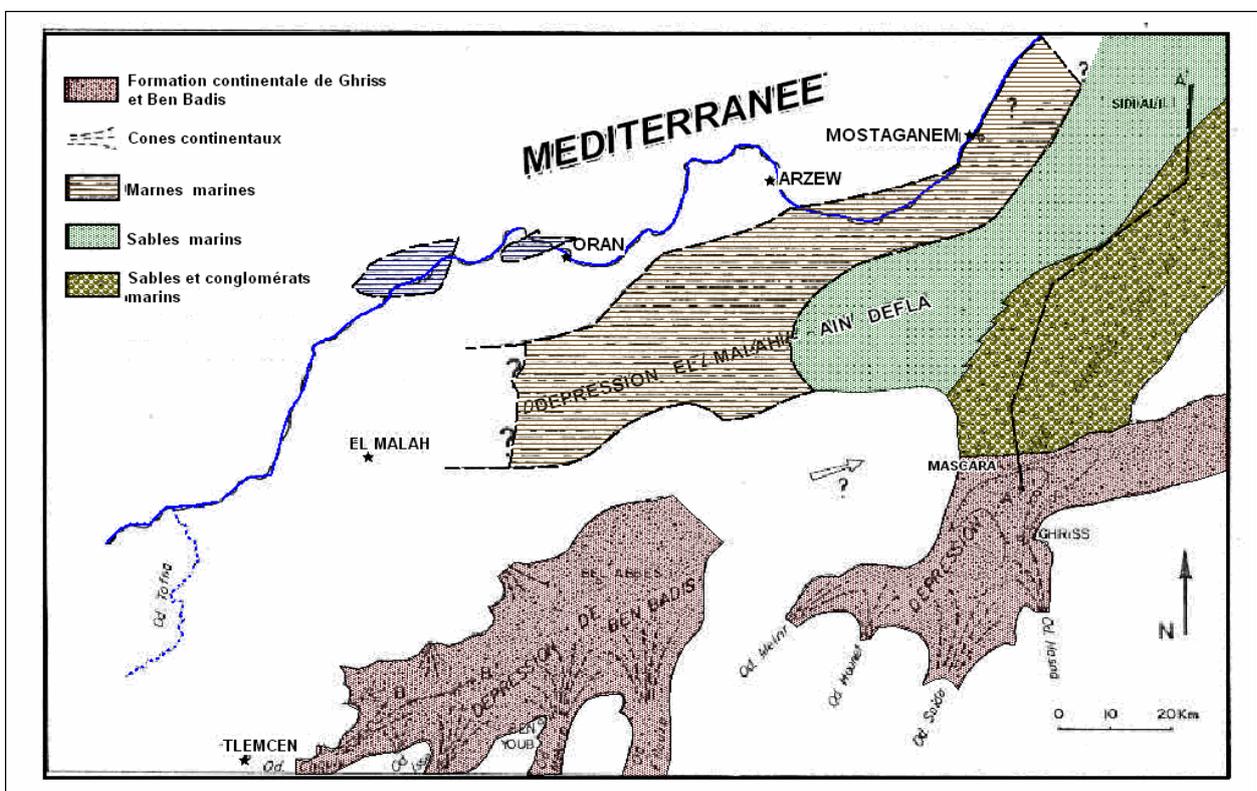


Fig.68: Paléogéographie du bassin du Bas Chéelif occidental, Cycle PI : stade initial A (Tabianien inférieur), (Thomas, 1985)

2.1.3.1.2. Stade paléogéographique PIB (fig. 69)

Par rapport au stade PIA, la paléogéographie du Tabianien supérieur (PIB) subit un profond changement qui se manifeste, sur le plan de la géométrie des aires de sédimentation, par la disparition des dépressions à sédimentation continentale de Ghriss et de Ben Badis et par le rétrécissement maximum des aires de sédimentation marine (cuvette de Mocta-Douz) consécutif à une évolution centripète sous l'action de déformations tectoniques.

Sur le plan morpho-climatique, nous avons le façonnement de glacis d'ablation décakilométrique (glacis SPI) dont une grande partie a été érodée par les aplanissements postérieurs. Ces glacis (SPI) s'enracinent dans les djebels Murdjadjo, Khar et Orouse. Vers l'Est, ils sont recouverts par les dépôts transgressifs du deuxième cycle ce qui explique leur bon état de conservation

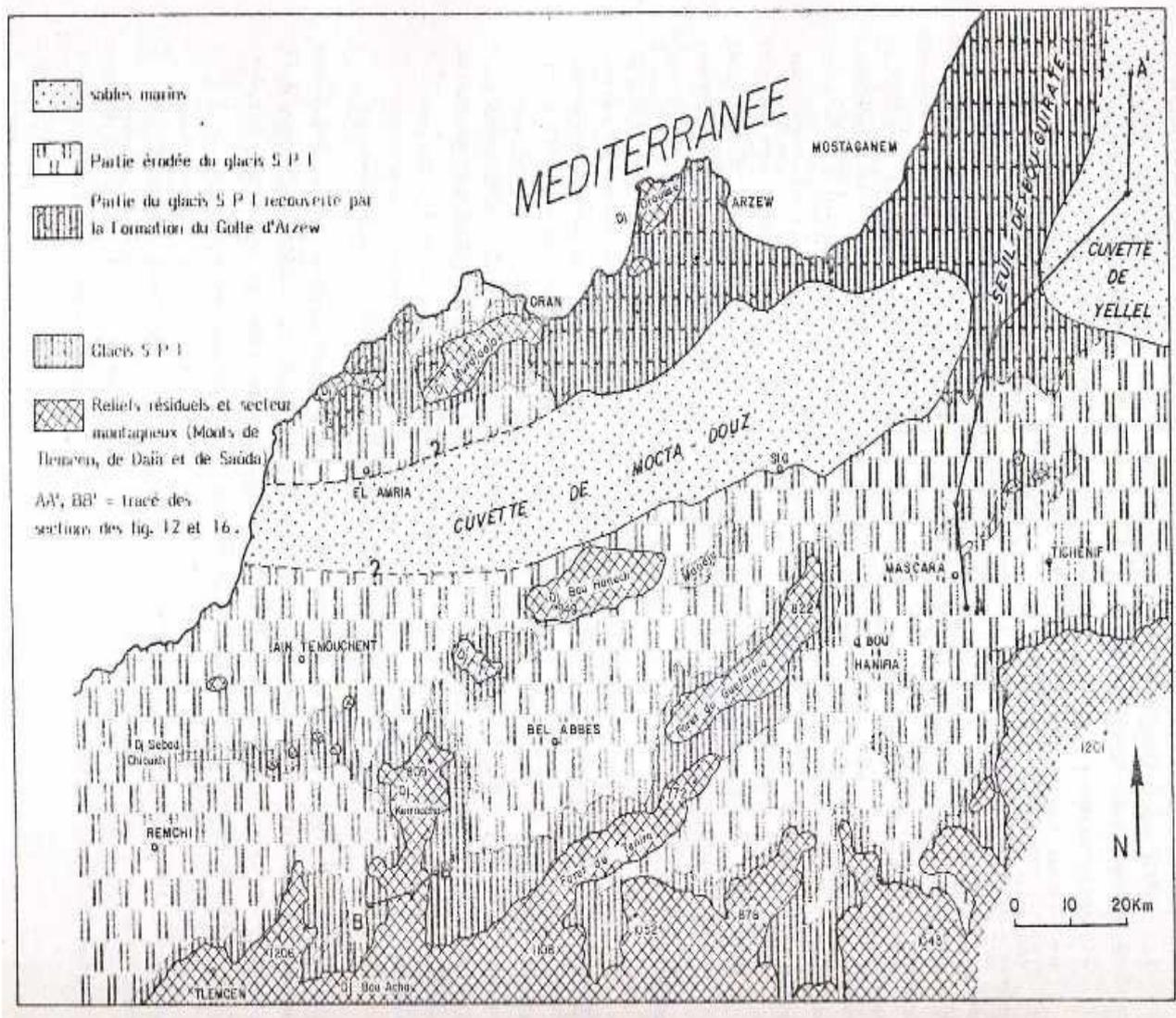


Fig.69 : Paléogéographie du bassin du Bas Chelif occidental, Cycle PI : stade final B(Tabianien supérieur), (Thomas, 1985)

2.1.3.2. Deuxième cycle (PII) :

Le début du second cycle (PII) est indiqué par une granulométrie croissante. Cette particularité a été utilisée pour matérialiser le passage d'un cycle à l'autre. Donc, le passage PI/PII s'effectuerait précisément à la limite Tabianien – Plaisancien.

2.1.3.2.1- Stade paléogéographique PII A (fig. 70)

La figure 70 représente l'organisation des corps sédimentaires au moment du dépôt de la première séquence (PIIA1) considérée comme le début du cycle PII. Il y a lieu de noter qu'à la fin du cycle PI, la mer tabianienne se retire définitivement du Bassin du Cheliff oriental cédant les lieux à une sédimentation continentale. Durant cette période, dans le Bas Chélif occidental, le golfe d'Arzew, contrôlé par trois (3) directions structurales N50° E, N20°E et EW, se développe. Au début de son évolution, le golfe est largement ouvert sur le plan d'eau méditerranéen. Par la suite, un important massif dunaire développé à l'emplacement de l'actuel littoral parviendra à bouleverser cette configuration. Aussi, parallèlement à la direction d'allongement du golfe, on distingue une zone à basse énergie encadrée par deux zones à hautes énergies. La zone septentrionale à haute énergie est généralisée aux massifs littoraux (djebels de Houissy et d'Orouse). Ces derniers correspondent aux reliefs résiduels de la période de façonnement de la surface SPI inondée par la transgression du deuxième cycle. Cette transgression obéit, d'après Thomas (1985), à une polarité centrifuge dissymétrique. Dans ce secteur, il est aisé de remarquer que les faciès à haute énergie, débordant les limites de la mer tabianienne, reposent sur des terrains anté-pliocènes allant jusqu'au paléozoïque. Ce changement paléogéographique remarquable **suggère l'intervention de déformations tectoniques intra-pliocène** (Thomas, 1985).

En conséquence, il a été déduit que les changements climatiques ayant probablement affectés le Calabrien n'ont pu lui insuffler une individualité paléogéographique propre. Le seul changement climatique important se situerait au début du Plaisancien. A ce moment, le passage d'un système morphogénétique de type aréolaire à un système d'écoulement concentré est signalé par Thomas (1985), ce qui traduit un accroissement des précipitations.

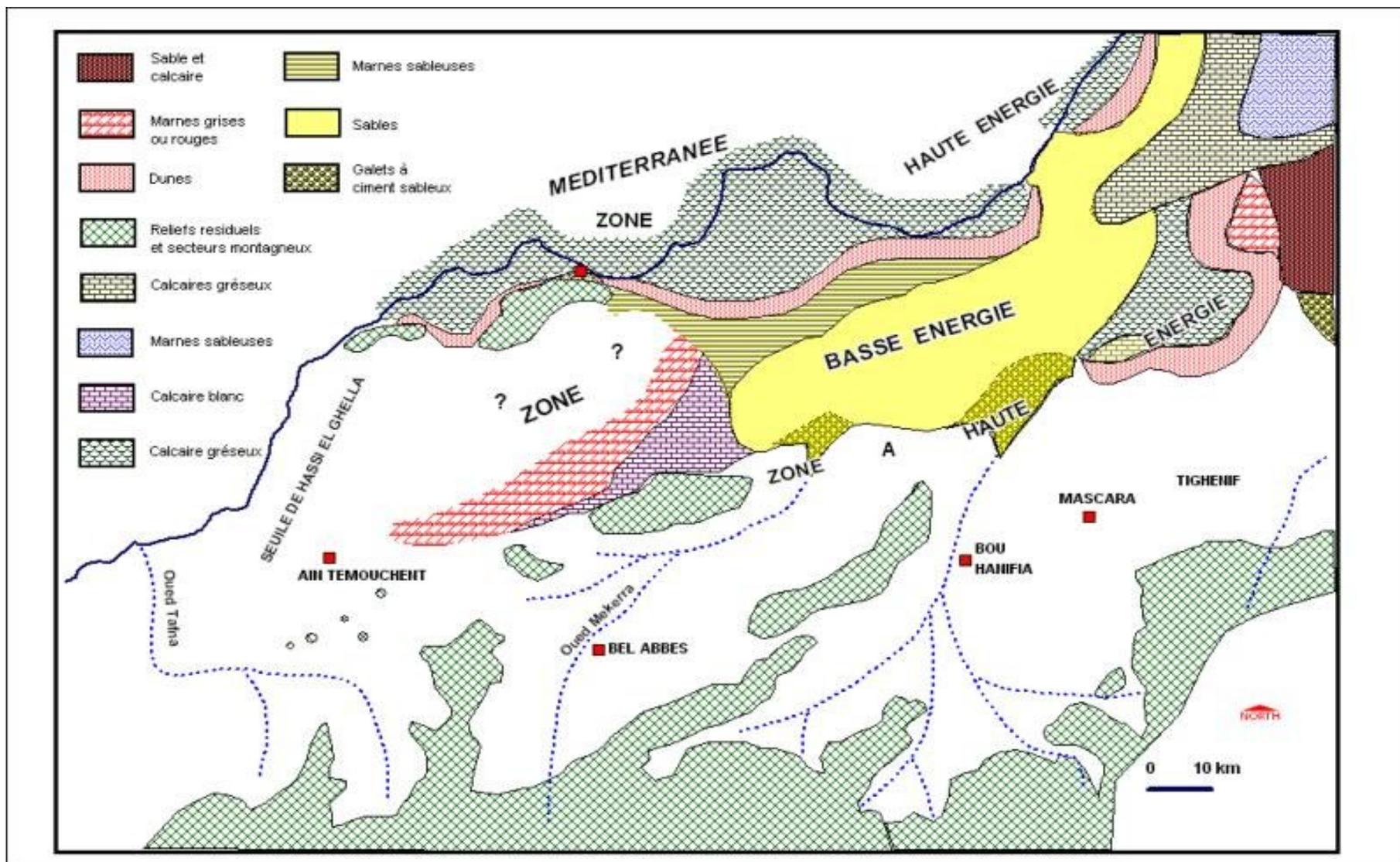


Fig.70: Paléogéographie du bassin du Bas Chélif occidental, Cycle PII : stade initial A (Plaisancien et Calabrien), (Thomas, 1985)

2.1.3.2.2. Stade paléogéographique PII B (fig.71)

Marquant la fin du cycle PII, le stade Pléistocène (PIIB) se caractérise, par rapport au stade précédent, par trois changements paléogéographiques principaux.

Tout d'abord, le rétrécissement des aires de sédimentation entraîne le retrait définitif de la mer de l'ensemble du domaine favorisant ainsi leur comblement par des apports entièrement continentaux (formation de la Mekerra). En outre, les conditions morpho-climatiques liées à des écoulements diffus provoquent le façonnement d'un système de glacis d'ablation. Au niveau du littoral, le glacis d'Oran s'étend entre l'embouchure de la Macta et le Djebel Murdjadjo; le Djebel Orouse et le Djebel Khar constituent des reliefs résiduels. La surface de cette génération de glacis est dénudée ou affectée par un encroûtement friable blanc continu ou discontinu (50 cm à 1 m), surmontée par une croûte très dure de teinte rose (10 cm au maximum). Enfin, la tectonique s'exprime d'une part par une évolution dissymétrique de l'aire de sédimentation principale (cuvette du Tlélat), et d'autre part par la déformation du Tell méridional (dépression et bombement).

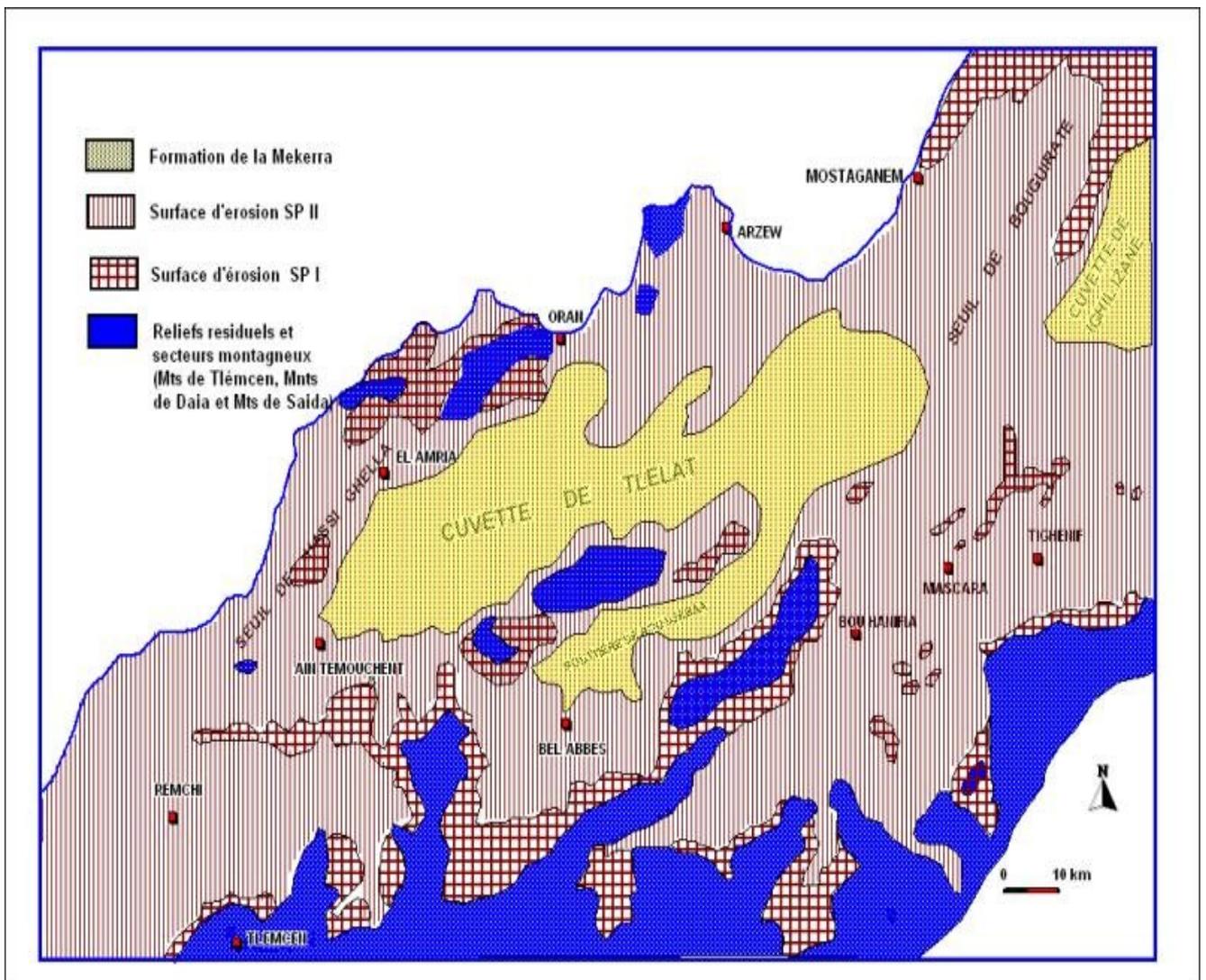


Fig.71: Paléogéographie du bassin du Bas Chélif occidental, Cycle PII : stade final B (Pléistocène inférieur), (Thomas, 1985)

2.2. Structure locale

2.2.1. Structurale locale à terre

La carte géologique de la région d'études nous permet de distinguer les morphostructures suivantes :

2.2.1.1. Morphostructures de soulèvement:

Parmi les morphostructures de soulèvement les plus imposantes dans la région d'Oran, nous pouvons citer d'une part le Djebel Murdjadjo situé directement à l'Ouest de la Ville d'Oran, et d'autre part, le massif d'Arzew situé dans la partie littorale au Nord-Est de la zone d'étude. La première morphostructure est considérée comme un grand horst alors que la seconde est un vaste promontoire dissymétrique dont les collines schisteuses s'élèvent progressivement du S-E vers le N-W jusqu'aux formations carbonatées (Djebel Orouse etc.) du Jurassico-Crétacé.

2.2.1.1.1. Morphostructure du Murdjadjo :

Ce grand horst, d'une longueur de plus de 50 Km et d'une largeur de 15 à 20 km, a été affecté lors du Plio – Quaternaire par des mouvements brusques et violents, ce qui a entraîné l'aplanissement des différents gradins et a engendré leurs déformations. A la suite de ces déformations, certains terrains mésozoïques ont pu affleurer (Djebel Murdjadjo, Djebel Santon) formant un ensemble morphostructural voûté (fig.72).

Ces deux entités, formées durant le Miocène, sont séparées par le graben étroit de Mers El Kébir rempli par des formations miocènes. La structure du horst, quant à elle, est formée par du Crétacé partiellement couvert de Miocène (fig.73).

Il est à signaler que toute la série du Miocène supérieur (des marnes bleues du Tortonien aux calcaires du Messinien) est perceptible du Nord au Sud. Elle s'organise assez régulièrement suivant une direction relativement constante WSW-ENE avec un pendage vers le SSE (fig.74).

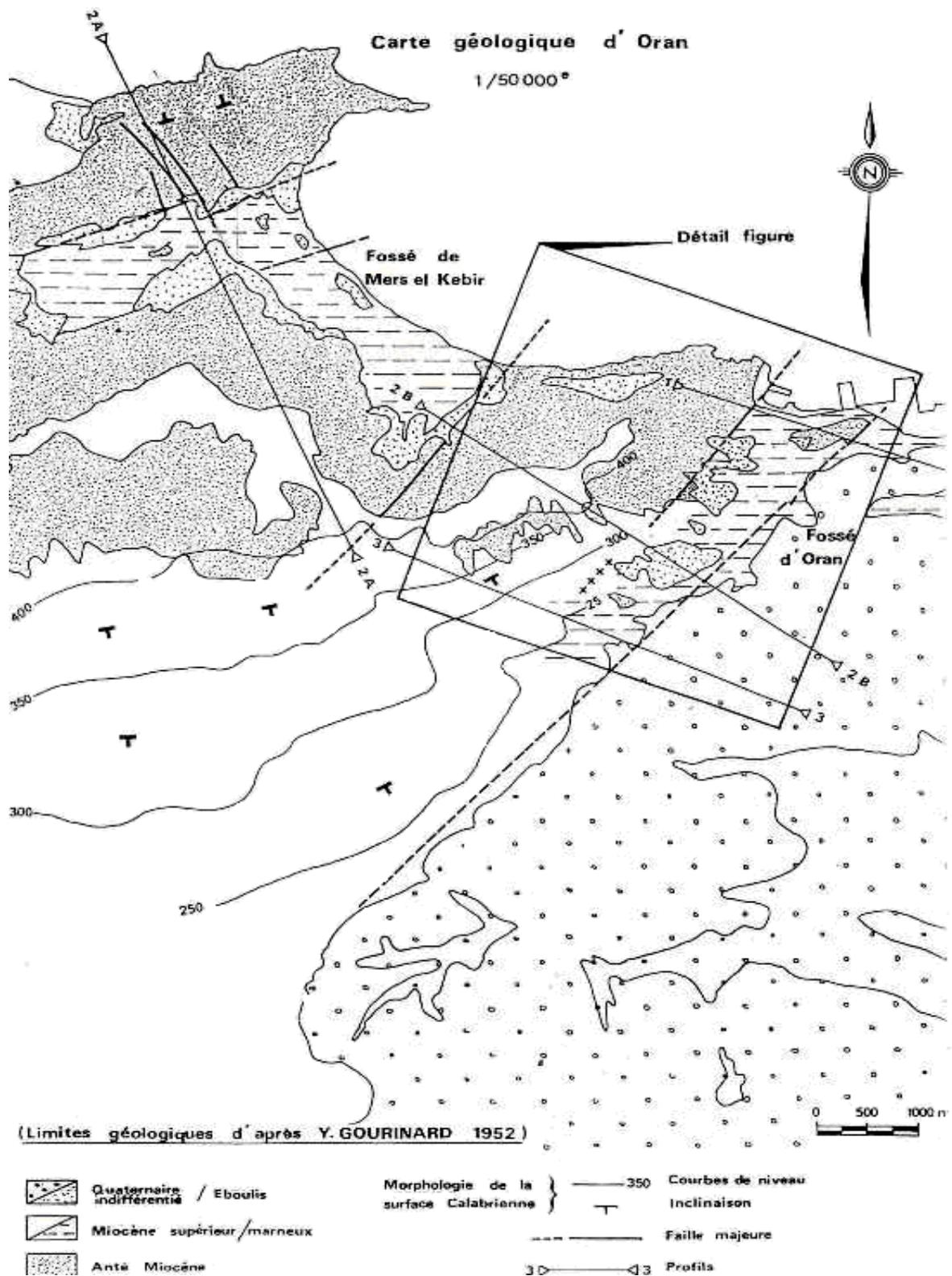


Fig. 72: Extrait de la Carte géologique de la région d'Oran (SOCOTEC, 1986)

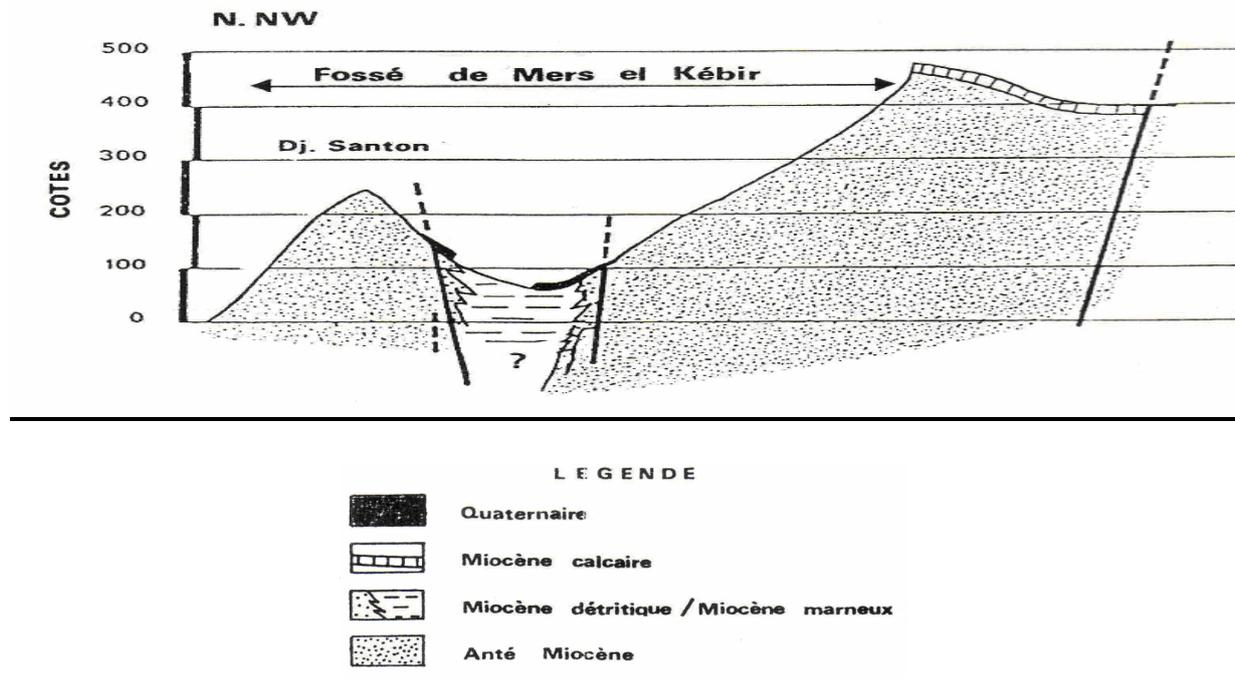


Fig. 73 : Profile géologique 2A sur la fig.62, fossé de Mers El Kebir (SOCOTEC, 1986)

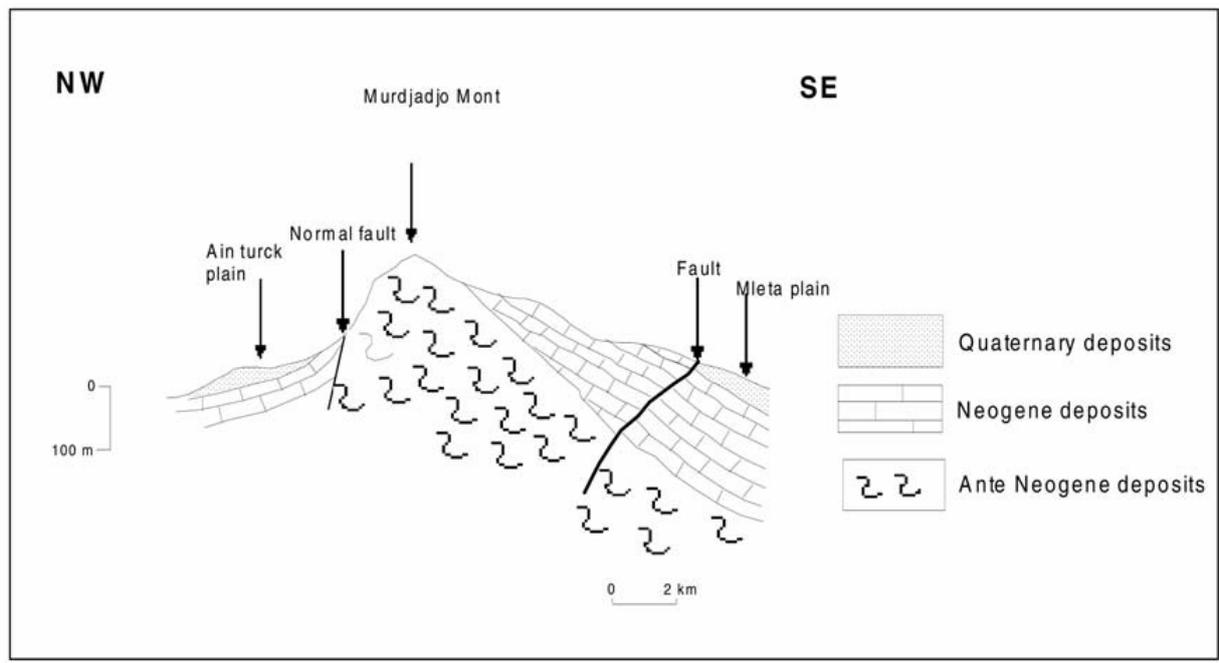


Fig.74: Coupe géologique du Dj. Murdjadjo (Bouhadad, 2001)

A l'Est, les affleurements miocènes de l'ex - usine de gaz entrent en contact franc avec le massif du Château Neuf. Ce dernier, formant un ensemble défini, sans organisation apparente et d'âge indéterminé probablement Permo-Trias (SOCOTEC, 1986), disparaît à l'Ouest sous la couverture miocène de la Calère. Aussi au contact du massif du Murdjadjo, les couches miocènes se relèvent nettement (fig.75).

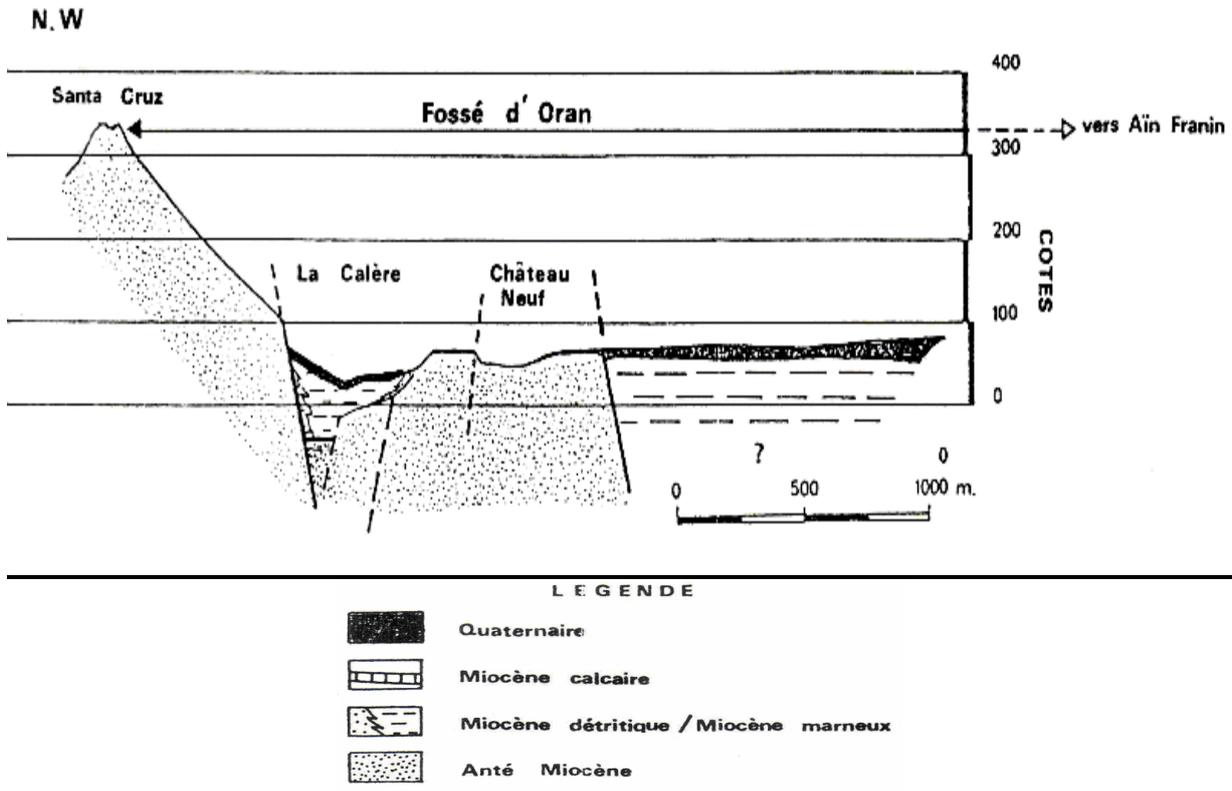


Fig. 75 : Profil géologique 1 sur la fig.62, fossé d'Oran (SOCOTEC, 1986)

Sur les surfaces aplanies du Murdjadjo, les calcaires à lithothamniées du Messinien précipitent directement sur les couches calcaires du Crétacé. Sur le Dj. Santon, se sont les formations du Calabrien qui se déposent sur le calcaire crétacé.

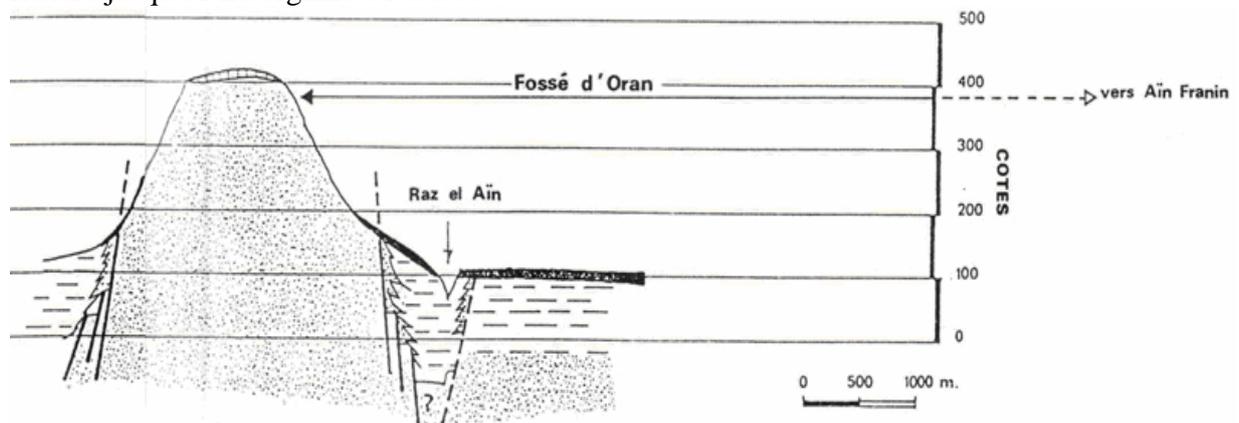
Plus tard, pendant le Pliocène, la région du Murdjadjo a été prise par des processus décapants formant les surfaces abrasives puis tout le terrain a été pris par un soulèvement relatif. Pendant le Calabrien – Villafranchien, la plus grande partie de cette morphostructure a été couverte par la transgression calabrienne favorisant le dépôt du Villafranchien inférieur. Pendant cette période, on arrive au planage général du terrain de la morphostructure, tandis que la région du Murdjadjo est soulevée plus de 100 mètres.

Postérieurement au Calabrien, on arrive aux mouvements verticaux responsables de la formation des formes actuelles. Les failles de bordures se mettent en place surtout dans la dépression des Andalouses qui s'est enfoncée lors du post-calabrien. Pendant cette dernière période, les mouvements tectoniques différenciés ont conditionné la déformation des aplanissements en inclinant les plateaux soit vers le Sud-Est en direction de la Sebkha d'Oran (fig.76) soit vers le Nord en direction de la mer.



Fig. 76: Inclinaison des calcaires miocènes du Murdjado vers le SE (Sebkha d’Oran), carrière Kouchet el Djir

La position actuelle des couches rattachées au Clabrien et Villafranchien indique que des mouvements verticaux ont succédé non seulement aux oscillations contribuant au soulèvement inégalé du terrain et aux rejeux de failles anciennes mais également, à la formation de nouvelles failles et flexures. La morphostructure du Murdjadjo (fig.77) est séparée des autres unités néotectoniques par la fameuse faille de bordure (130°/60-65) située à l’Ouest d’Oran dont la direction du pendage se fait du Sud-Ouest jusqu’à la sortie de la ville puis s’étend sous forme de flexure jusqu’à Misserghine à l’Ouest.



LEGENDE

-  Quaternaire
-  Miocène calcaire
-  Miocène détritique / Miocène marneux
-  Anté Miocène

Fig. 77 : Profile géologique 2B sur la fig.62, fossé d’Oran (SOCOTEC, 1986)

2.2.1.1.2/ Morphostructure d'Arzew :

Cette morphostructure de soulèvement s'étend sur plus de 15 km tandis que sa largeur moyenne est d'environ 6 km (fig.78). La position des couches calabriennes indique que cette unité a été hissée pendant le Calabrien supérieur, à plus de 200 m par rapport au niveau actuel de la Méditerranée. Les parties occidentale et centrale de cette morphostructure, soulevées au Tortonien, sont encore plus hautes.

Déjà au Miocène, cette morphostructure correspondait à un horst avec une tendance continue au soulèvement. Pendant le Calabrien, il y avait des enfoncements et des transgressions. Le post-Calabrien, débute par un soulèvement de terrain intensif et général. Le plateau de "Saint Cloud" se retrouve séparé des Monts d'Arzew par une faille.

Au Nord-Ouest de la ligne de crête constituée par le Djebel Orouse (680 m) dont la morphologie joue le rôle d'une butte témoin, les falaises schisteuses plongent brutalement vers la mer pour former à l'Ouest et au Nord une côte inhospitalière.

Au Sud-Ouest, le Djebel Khar, légèrement détaché du massif d'Arzew, domine de sa masse trapézoïdale caractéristique le plateau d'Oran. Ce Djebel, appelé aussi "la montagne des lions", est un petit horst de 4 Km² dont l'évolution est analogue à celle des Monts d'Arzew (Ciszak, 1993).

Dans les parties centrales les plus élevées (565 m), on rencontre des grès très fissurés et des schistes verrucano (Permien) au dessus desquelles des reliques de la transgression tortonienne représentées par les calcaires à lithothamies ont été signalées, tandis que sur les bordures inclinées, à une altitude de 200 m, nous avons des reliques du Calabrien (fig.78).

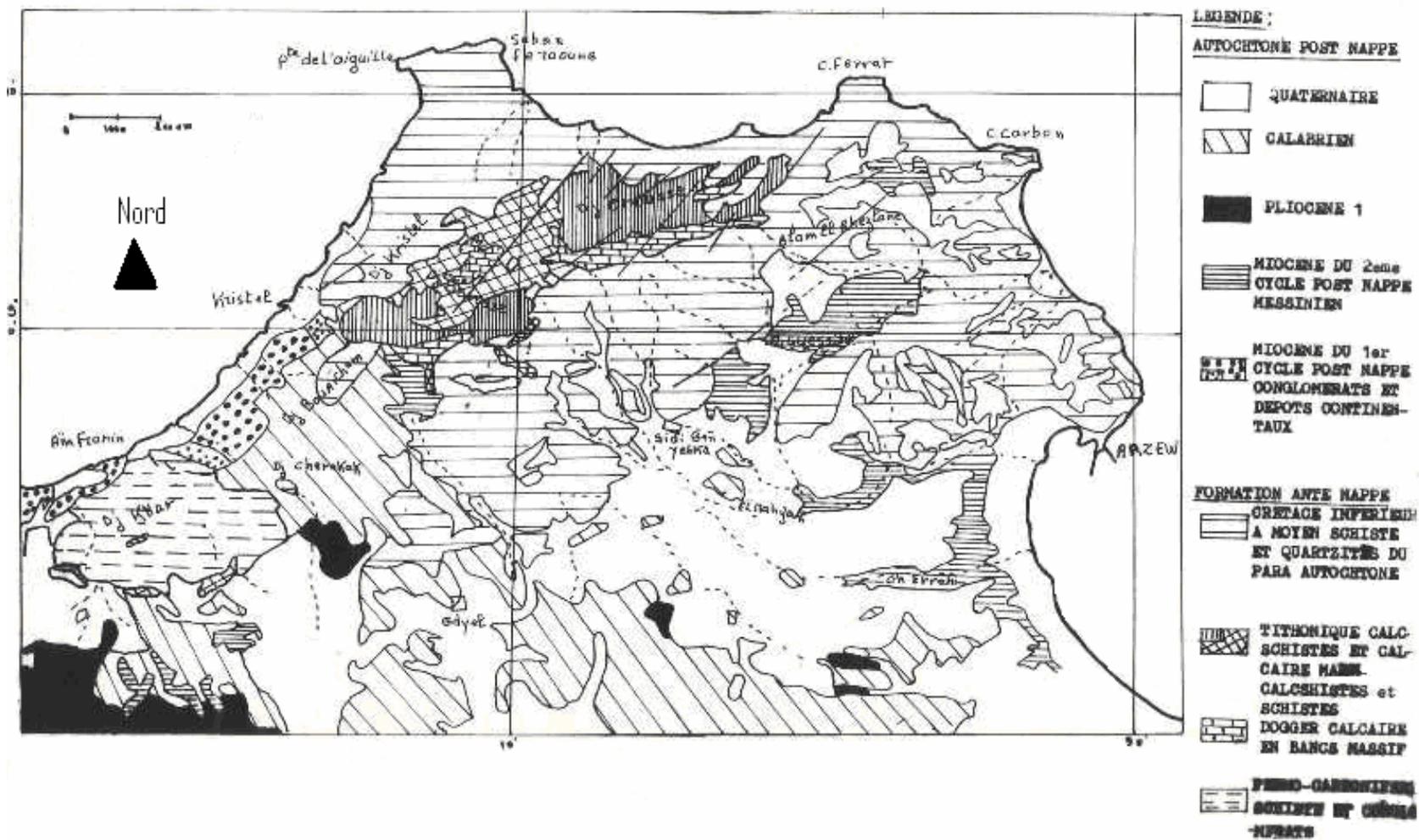


Fig.78: Carte géologique de la région montrant la morphostructure d'Arzew (Fenet, 1974)

2.2.1.2/ Morphostructures d'enfoncement :

Ces formes sont définies en fonction de la composition, de la position et le dérangement des couches récentes.

2.2.1.2.1. Le plateau d'Oran

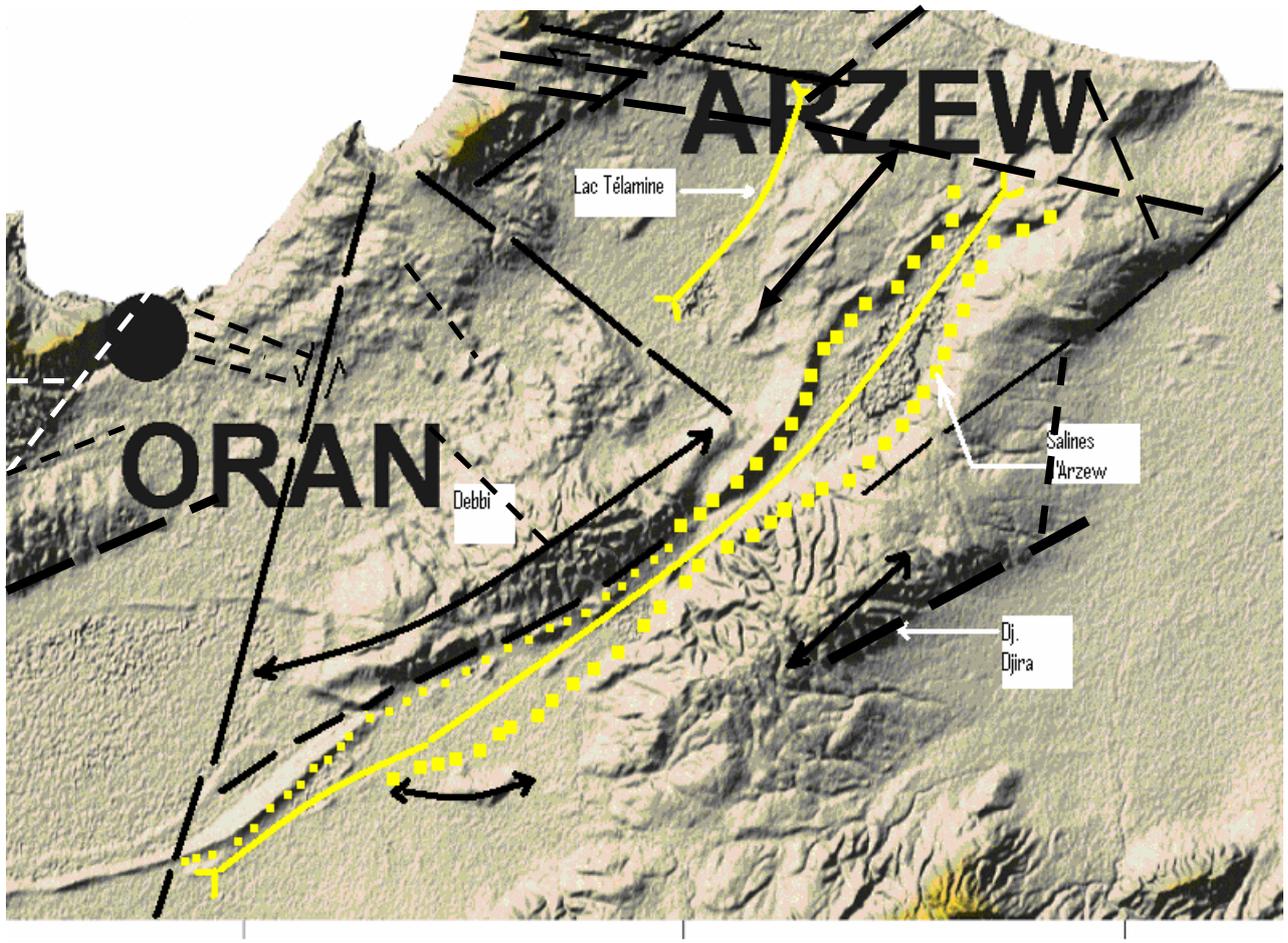
Ce plateau s'étend sur une vaste superficie, des piémonts du Murdjadjo jusqu'au Sahel d'Arzew et forme une même morphostructure inclinée vers le Sud c'est-à-dire vers les plaines basses intérieures.

Dans la partie SE de cette morphostructure, plusieurs formes plicatives (anticlinal et synclinal) sont enregistrées par le relief (fig.79). Nous pouvons citer :

- Le lac Télamine qui occupe une aire synclinale.
- Le Djebel Debbi qui est un anticlinal dissymétrique entièrement dessiné dans le Pliocène. Ce pli est limité au Sud par une flexure plongeant d'une vingtaine de degrés (Perrodon, 1957).
- L'anticlinal s'allongeant parallèlement au Djebel Debbi, entre le Djebel Djira et Port aux poules, présente un cœur miocène. D'après Perrodon (1957), il est limité au SE par une flexure de 15 à 20°, la séparant de la plaine de l'Habra. C'est un anticlinal de style légèrement coffré dont la partie axiale forme un plateau tabulaire, recouvert par des formations marines quaternaires dans la région des Hamyanes et par des recouvrements villafranchiens dans la partie Sud.
- Les salines d'Arzew qui sont une dépression fermée occupent l'aire d'un synclinal de forme ovale. Elles sont limitées sur ses deux flancs par une flexure bien nette. Sur la bordure W, nous avons une flexure qui se marque dans le Calabrien et qui plonge d'une vingtaine de degrés, laissant apparaître en fenêtre les marnes plaisanciennes. Le Pliocène, qui forme l'autre flanc, présente des pendages de 10 à 15°, atteignant localement 45° dans la partie SW (Perrodon, 1957). Ce synclinal sépare les deux axes anticlinaux précédents

Il y a lieu de noter que les charnières anticlinales sont soulevées par rapport au niveau même du plateau à plus de 100 mètres. Les formes synclinales et les bassins lacustres actuels (salines d'Arzew, lac Télamines et autres) représentent des enfoncements d'environ 100 mètres dans le relief actuel.

La présence de ces formations plicatives, leur reflet dans le relief et l'orientation de leurs axes dans la direction d'E-W et du NE-SW indiquent que la compression, dirigée verticalement à la position des plans axiaux des structures en question, a une direction N-S à NW-SE.



(Fig.79 : Formes plicatives et linéamentaires du plateau d'Oran déduites du MNT (pas de 50m)
(Traits noirs discontinus : faille probable, losange : limite de la zone effondrée)

Au niveau de la côte, les falaises élevées sont apparemment jeunes et on peut en prendre conscience par deux (02) sortes de faits :

1. La côte est formée de falaises abruptes et élevées (sauf sur quelques kilomètres autour du Cap Falcon où la plaine des andalouses est exceptionnellement basse). Or, parmi ces falaises, une bonne partie est exclusivement constituée de marnes miocènes non indurées et particulièrement croulantes. Ceci nous autorise à penser que ces falaises sont très récentes; on est ainsi conduit à soupçonner un soulèvement tardif du littoral oranais.
2. Le réseau hydrographique montre d'une part des zones caractérisées par un drainage normal avec la mer ou vers la Sebkhia et d'autre part des zones sans écoulement (les plateaux d'Oran et de Gdyl). L'Oued Sidi Medioni qui prend naissance à moins de 2 km de la mer, en parcourt plus de 15 Km pour se jeter dans la Sebkhia (z :80 m). Ce fait ne peut être interprété que par des mouvements très récents, sinon actuels.

A partir des falaises du ravin blanc, les grès marins et dunaires calabriens (Quaternaire ancien) apparaissent en affleurement au voisinage de la côte et subissent un important épaissement vers la pointe de Canastel à l'Est. Il pourrait s'agir à la fois de différences originelles dans l'accumulation des amas éoliens, d'une légère érosion au sommet et d'une certaine inclinaison du substratum miocène supérieur.

2.2.1.2.2. La plaine des Andalouses :

La basse plaine littorale de Bousfer-Les Andalouses est considérée comme un ensemble pénéplan déclinant vers le Nord, très abrité par le horst du Murdjadjo disposé en amphithéâtre (fig.80). Un seul cours d'eau important draine cette basse plaine à l'Ouest, l'Oued Sidi Hammadi

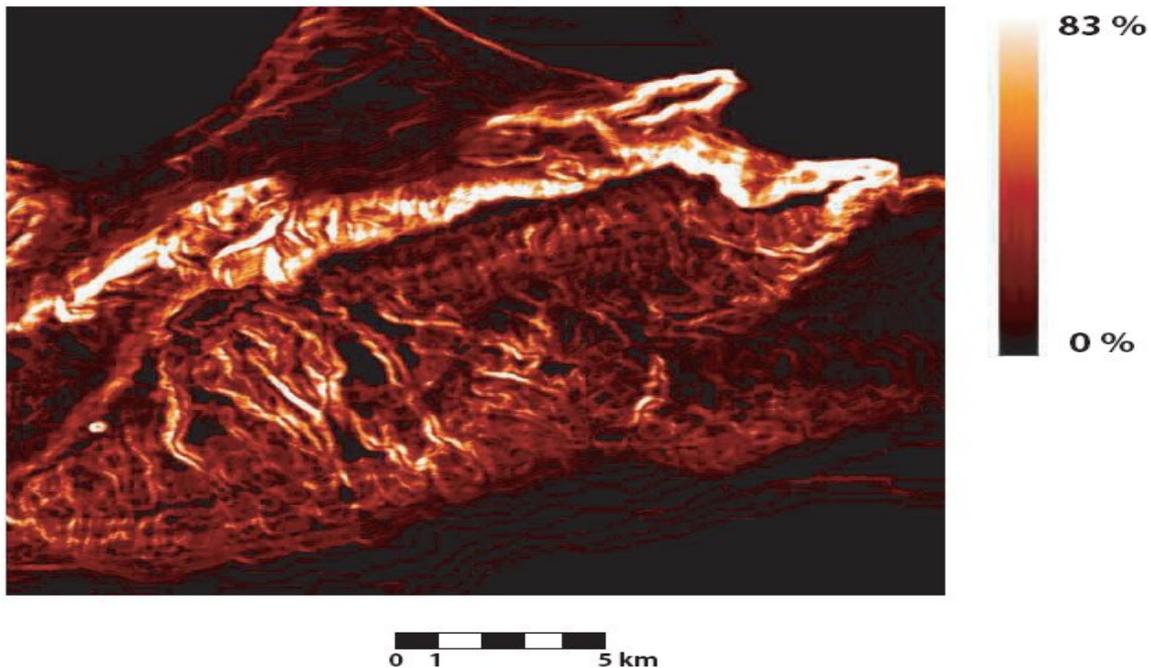


Fig. 80: Image des pentes du Murdjadjo et de la plaine des Andalouses (CNTS).

Dans le graben emprunté par l'Oued Sidi Hammadi, un palier à subsidence bien marquée semble se former déjà en bordure de la côte : c'est le fossé de l'extrémité NW de la plaine de Bousfer - Les Andalouses (fig.81). Cette activité tectonique est confirmée par la présence des grès calabriens à différentes altitudes de 30 à 378 m. De plus, les replats constatés à différents niveaux, entre 130 - 140 m, 145 - 150 m (au débouché de l'Oued sur la plaine), 100 - 110m et 160 - 170 m (à El Ançor) ainsi que la présence de la dalle rose saumonée à la base et au sommet de chaque replat, ne peuvent que confirmer la pérennité des mouvements verticaux du Murdjadjo (Remaoun, 1981).

Un phénomène similaire, à savoir une subsidence, mais d'intensité plus forte, se produit à l'extrémité occidentale de la plaine. Seuls des arguments géomorphologiques (dynamique torrentielle avec dépôts de fortes épaisseurs d'alluvions) ont permis de confirmer l'existence d'un fossé au pied du versant Nord-Ouest du Murdjadjo. Au Nord-Ouest de cette région, l'inclinaison qui accompagne les mouvements positifs ou négatifs des panneaux se poursuit : sur le rebord occidental du Djebel des Andalouses, les pentes sont Nord-Ouest et Ouest; à l'extrémité Sud-Est de ce dernier, les gradins sont à ce moment basculés vers l'E.

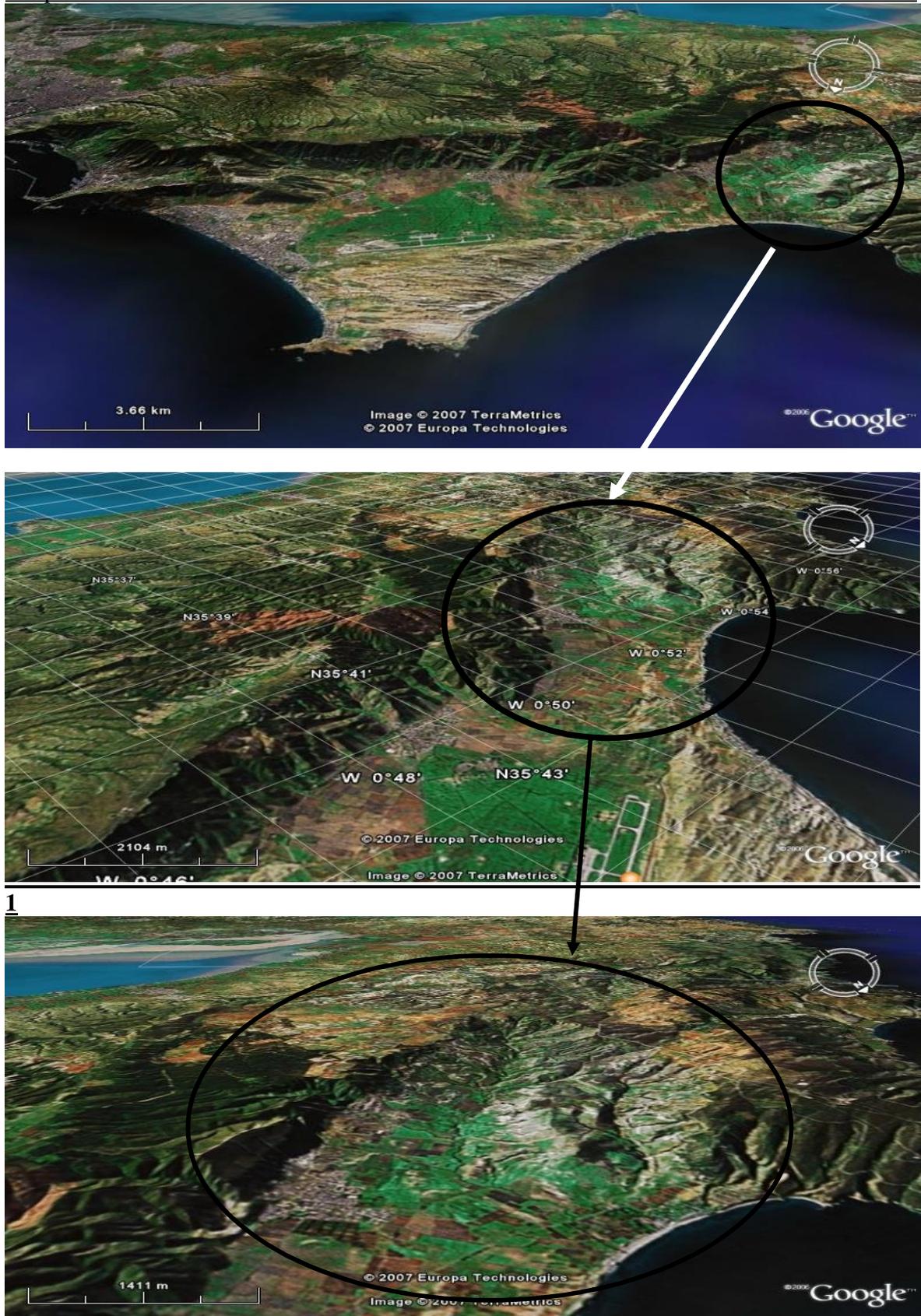


Fig. 81: Graben de l'Oued Sidi Hammadi (NW de la plaine Bousfer-les Andalouses)

2.2.1.2.3. La dépression Mléta - Habra:

La dépression Mléta-Habra constitue ce qu'on appelle un sillon central (fig.82). Ce dernier, prolongement ouest de la plaine du Chéelif, est occupé par les dépressions endoréiques des salines d'Arzew et de la Sebkha d'Oran. Il fonctionne depuis le Messinien (Miocène supérieur) comme un bassin subsident et atteint un maximum d'activité au cours du Pliocène. Apparemment, les différents mouvements subsidents ont fonctionné de façon différentielle de part et d'autre de l'accident transversal d'Ain Franin-Arbal.

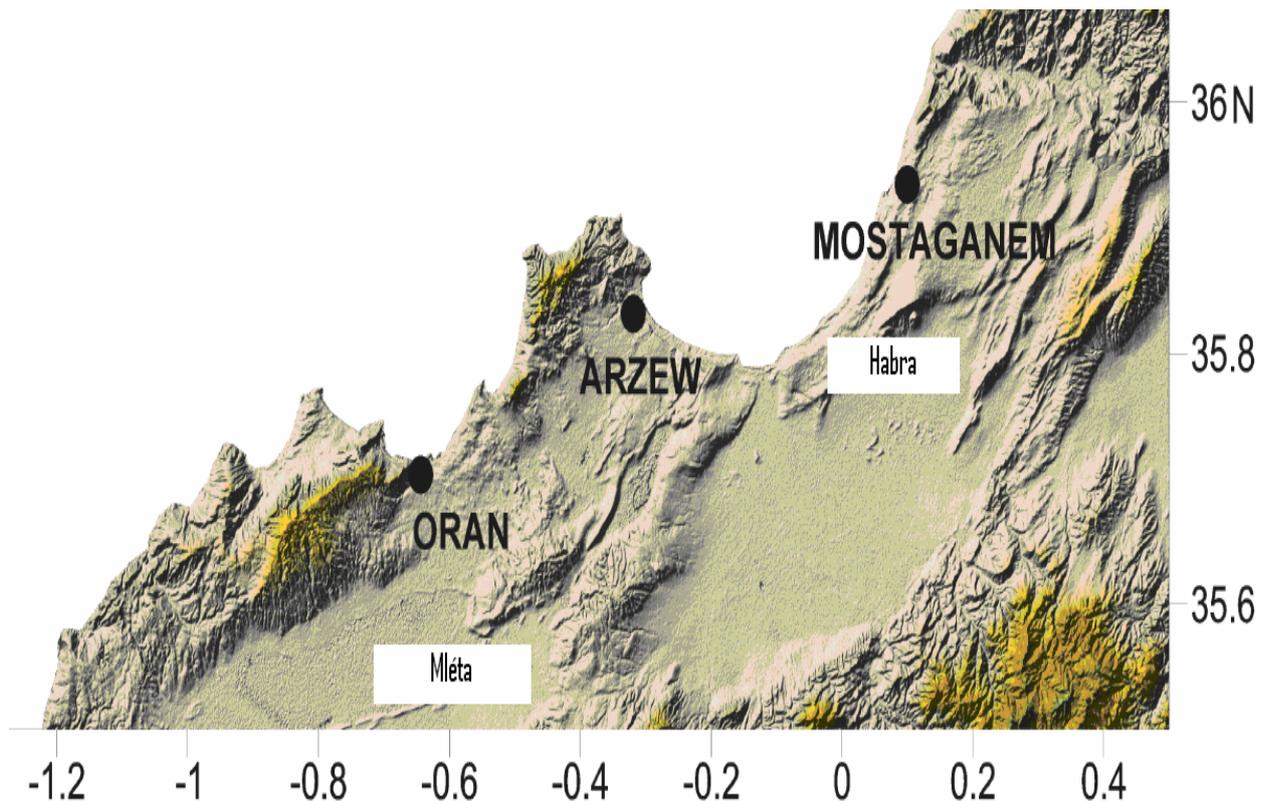


Fig. 82 : La dépression Mléta – Habra, MNT (pas de 50 m)

En ce qui concerne la Sebkha d'Oran, celle-ci forme une aire synclinale vaste qui se relève constamment au Nord, et plus faiblement à l'Ouest, sur les massifs jurassiques. A sa limite Sud, nous avons une succession de flexures brusques et de failles qui forment une ligne limitant les Monts du Tessala. Cette ligne, ayant joué un rôle de limite paléogéographique importante au cours du Néogène, correspond à une zone de changements de faciès et d'amincissement des séries facilités par le développement des accidents tectoniques.

2.2.1.3. Les accidents majeurs à terre :

Les différents mouvements épirogéniques qui se sont succédés en plusieurs phases depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire sont responsables de la structuration en horst et graben des massifs côtiers (Gourinard, 1956) et de la subsidence du sillon Chélif - Sebkhia.

D'après Thomas (1985), les directions structurales majeures qui guident à ce jour les modalités de la sédimentation sont (fig.83) :

2.2.1.3.1. Direction N10°- N30° E :

En Afrique du Nord, le découpage de l'orogénèse alpine se fait suivant cette direction **N10°-N30° E** dont le jeu a été mis en évidence dans les massifs littoraux au cours du Miocène. Elle correspond à de grands **décrochements transverses à jeu senestre** (Glangeaud, 1951 ; Dubourdieu, 1960-1962 ; Andrieux *et al.*, 1971 ; Thomas, 1985).

Dans le bassin du Bas Chélif occidental plusieurs zones de ce type s'individualisent : le bassin de la Sebkhia est encadré à l'W par le linéament de djebel Lindles – Djebel Remayla (ALR) qui correspond à la limite occidentale des bassins synchro-nappes, alors qu'à l'E nous avons le linéament du Djebel Khar-Tamazourah (AKT) qui provoque une forte inflexion des structures sur le versant Nord des Tessalas (Fenet, 1975). Ce dernier accident met les séries paléozoïques du Djebel Khar et les marnes du premier cycle Miocène post nappe en contact.

Enfin, l'alignement de plis, disposés en échelons entre la saline d'Arzew et la forêt de Belarbi (ex. Beaudens), divulgue en surface l'existence probable de failles profondes (FAD).

2.2.1.3.2. Direction N50°-N70° E :

Cette direction est celle de l'allongement du bassin du Bas Chélif et de son obliquité par rapport aux édifices telliens résultants de l'orogénèse alpine. Elle est aussi celle de la Sebkhia et du faisceau Tessalas - Oulad Ali. Elle se matérialise par des structures compressives qui affectent l'ensemble de la série sédimentaire post nappe et son substratum correspondant à des plis et des failles inverses associées en faisceaux hectométrique de direction moyenne N50E. Cette orientation a été enregistrée par les dispositifs paléogéographiques des formations miocènes post-nappes, pliocènes et quaternaires (Thomas, 1985).

2.2.1.3.3. Direction E-W et N140°E :

Conformément à ces deux directions s'ordonnent des failles fréquemment associées à des structures plissées. Les accidents majeurs EW dont celui de Touama-Boutlélis (F IV) découpe le bassin du Bas Chélif. Alors que les failles N140°E, au tracé relativement court, sont à l'origine des décalages dextres rencontrés dans les structures plissées orientées SW-NE. Ces failles semblent s'aligner sur un ou plusieurs accidents vraisemblablement profonds. Cet état de fait pourrait expliquer l'activité séismique relevée dans les Béni Chougrane et la région située entre les faisceaux des Tessala-Ouled Ali et du Chélif (Hatzfeld *et al.*, 1977).

2.2.2. Structurale marine de la zone d'Oran

D'Oran à Ténès, aucune trace certaine de déformation compressive active en pied de pente n'est visible (fig. 84). On note uniquement la présence d'un débris flow et de petites vagues sédimentaires, probablement d'origine hydrodynamique (fig. 85, profil Chirp 63, Campagne MARADJA, 2003). La présence de débris flow pourrait être attribuée à des séismes récurrents. Contrairement à ce que Mauffret a proposé en 2007, il ne semble pas y avoir de décrochevauchement en pied de pente dans tout le secteur s'étalant d'Oran jusqu'au large d'El Marsa (NE de Mostaganem): aucune structure tectonique importante et actuellement active n'y est présente. Cependant la présence de structures décrochantes, présentement peu ou pas actives, n'est pas à exclure.

Dans la pente au large de Mostaganem, des linéaments ont été identifiés. L'examen des profils perpendiculaires à la pente, révèle que le socle acoustique est affecté par de nombreuses fractures, relativement verticales (fig.86, zoom). Ces fractures ne semblent plus actives actuellement car les sédiments qui les recouvrent n'ont apparemment pas subi de perturbation ou de basculement. Il s'agirait, d'après Domzig *et al.*, (2006), de reliques de la zone transformante qui a permis la migration, au Miocène, du bloc Alboran vers l'Ouest, non actives dans le champ de contraintes actuel. C'est une marge rectiligne et abrupte sur plus de 100 km sur la pente à l'Est d'Oran

En conclusion, nous pouvons dire que la marge ouest-algérienne (de la frontière marocaine jusqu'à l'Est de Ténès), caractérisée par de très fortes pentes ($>16^\circ$), présente peu de failles actives. Ces dernières sont, à l'W d'Oran, principalement des failles décrochantes dextres avec cependant une sismicité rare à modérée.

2.3. Relation entre les structures à terre et en mer

Au Nord de l'Algérie, la bande côtière est jalonnée, sur une largeur d'environ 100 km, de structures actives.

A terre, près de la côte, dans la région d'Oran, la présence, sous les sédiments récents, d'accidents décrochants E-W, non cartés en surface, a été soupçonnée (Thomas, 1976). L'étude du chevelu hydrographique traversant la région d'Oran a pu les mettre en évidence (voir chapitre V).

Au Sud de l'Oranie (région d'Ain Témouchent, Mascara et Chlef), on relève l'existence d'une série d'anticlinaux et d'accidents chevauchants de direction typiquement tellienne (SW-NE à WSW-ENE). Entre ces structures et le littoral oranais, la Sebkhia d'Oran (bassin néogène post-nappes) s'insère suivant un allongement également orienté WSW-ENE et se poursuit à l'Est par le bassin de Habra. En conséquence, les structures actives, à terre, sont principalement des plis-failles de direction ENE-WSW et à pendage N-W.

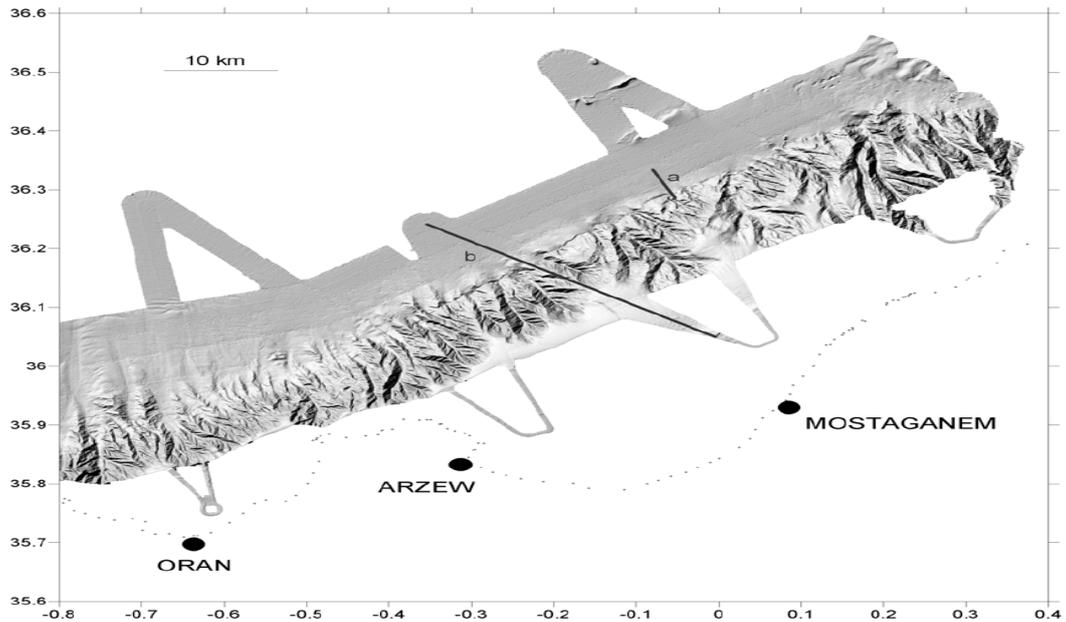


Fig. 84: MNT ombré de la zone comportant des linéaments, au large de Mostaganem.
 a : localisation du profil Chirp en Figure 86, b : localisation du profil 24-traces en fig. 87
 (Domzig, 2006)

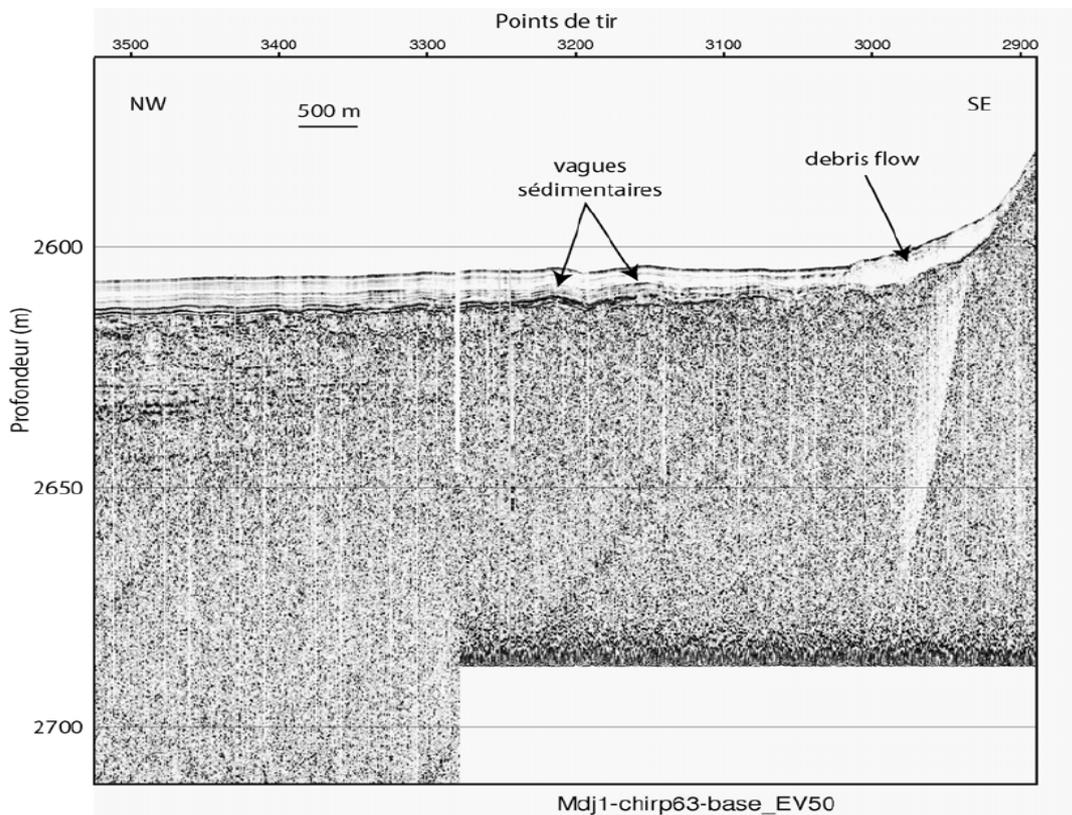


Fig. 85 : Extrait du profil Chirp 63 (localisation : Figure 75) (figure de Bernard Mercier de Lépinay, Geoazur Sophia-Antipolis). Exagération verticale : 50. Les traînées blanches ou noires sont des artefacts (Domzig, 2006)

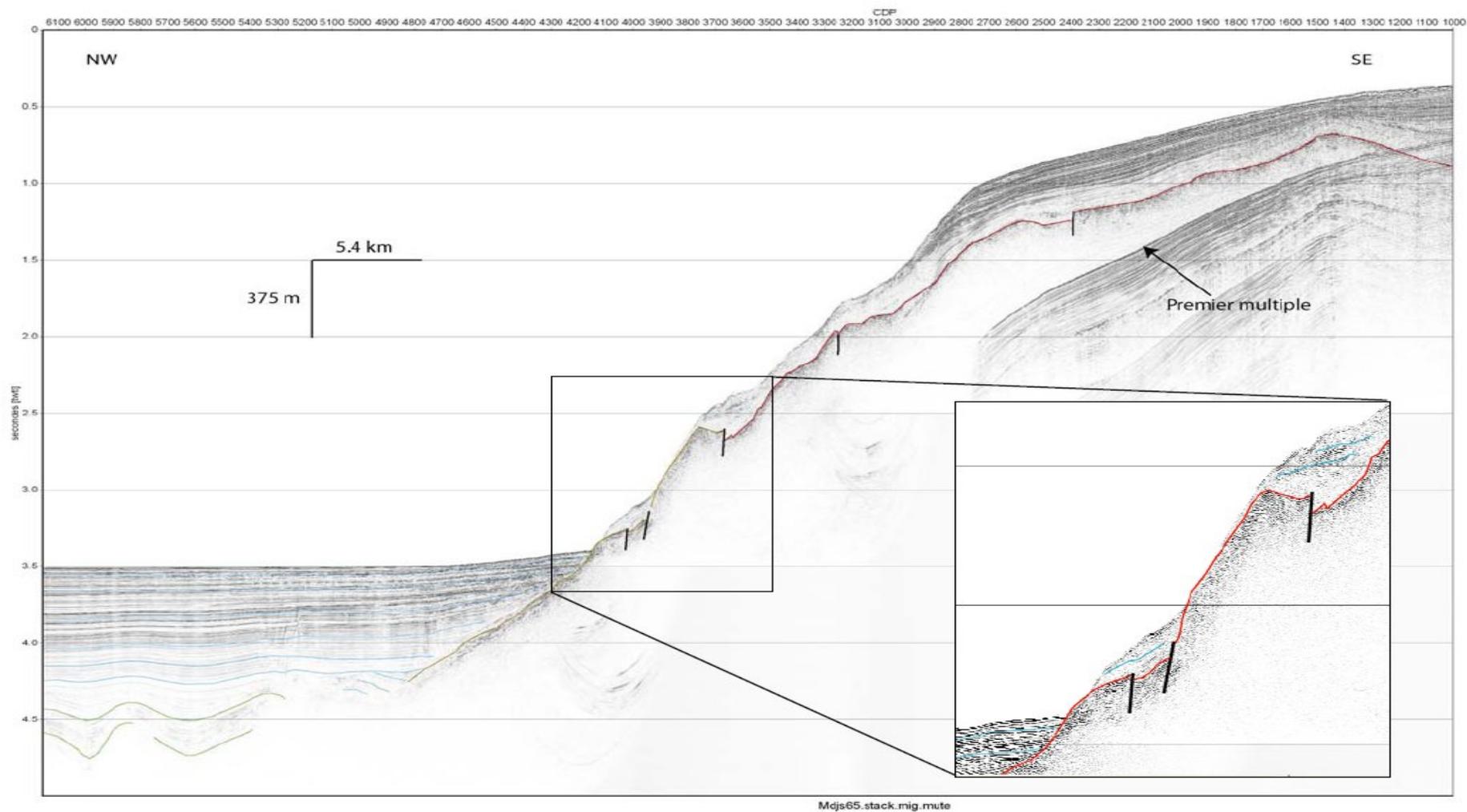


Fig.86 : Profil (b sur Figure 85) sismique 24-traces n°65 à travers la paléo-zone transformante au large de Mostaganem. E.V. :6. En vert : évaporites supérieures, en bleu : sédiments plio-quadernaires, en rouge : socle acoustique (Domzig, 2006)

Cependant une question s'impose : est-ce que les structures actives (plis et failles) s'arrêtent à la côte ? Il est fort probable que l'on retrouve une certaine continuité de ces structures au-delà du trait de côte s'intégrant dans un schéma tectonique global de la marge.

Au large d'Oran, le fort dénivelé de la pente entre l'océan et le continent contribue, de par les forces de volume, à localiser les contraintes en pied de marge (Mart *et al.*, 2005). Le pied de pente de la marge algérienne serait, donc, un lieu plus favorable pour le développement de failles et la formation de structures compressives. Cependant, la déformation compressive tend, contre toute attente, à se localiser sur la marge ibérique et non pas sur la marge ouest - algérienne d'autant plus que la configuration de la marge algérienne, caractérisée par la préexistence de discontinuités héritées de la subduction et du collage des zones internes contre la plaque Afrique, pouvait s'avérer déterminante pour sa réactivation.

Afin d'expliquer l'absence de chevauchements au pied de la marge d'Oran - Mostaganem, une hypothèse basée sur la présence de l'ancienne marge transformante le long de la pente a été avancée. La verticalité de la faille, qui existerait le long de cette marge, est peu propice à une réactivation en faille inverse, et le raccourcissement se fera préférentiellement sur des zones offrant une résistance moindre, ou ayant un héritage géologique différent, marqué par exemple par un fort épaissement crustal, comme c'est le cas pour la chaîne bétique (Domzig, 2006). Ainsi, la déformation est accommodée non seulement sur la marge ibérique (sous-marine et à terre) mais également à terre par les nombreux plis NE-SW de la région oranaise. Il ne resterait donc presque aucune déformation à accommoder sur la marge sous-marine algérienne.

D'après Deverchere *et al.*, (2005), il semble que cette ancienne marge transformante, témoin relique de la migration du bloc Alboran vers l'Ouest, n'est, actuellement, pas active.

Au large d'Oran, le style de la tectonique montre des preuves d'activité décrochante, ancienne ou récente : entre Oran et Arzew, nous avons une structure en fleur active, probablement reliée (en échelon) à la faille de Yusuf (Alvarez-Marron, 1999) qui est une faille décrochante dextre (Mauffret *et al.*, 1987 ; Domzig *et al.*, 2006). Le rôle joué par la ride de Yusuf dans l'évolution tectonique de la région d'Oran n'est pas encore bien compris.

A l'Ouest d'Oran, le régime des contraintes n'est, donc, plus compressif du moment que la composante décrochante du rapprochement Afrique - Europe devient plus importante. Les failles transpressives ou décrochantes telles que la faille de Yusuf et la faille de Carboneras (Gracia *et al.*, 2006), sont bien exprimées. Les décrochements dextres dans les directions ESE-WNW, et sénestres dans les directions SW-NE) sont en harmonie avec le champ des contraintes actuelles. Les directions de ces décrochements confirmeraient la migration du bassin Est-Alboran vers le N-E et le S-E (fig.87).

Il y a lieu de signaler que la faille de Yusuf, identifiée comme étant une faille décrochante dextre, pourrait probablement transférer la déformation directement dans le Tell, puisqu'une prolongation de ce décrochement a été cartographiée à terre entre Oran et Arzew (Thomas, 1976).

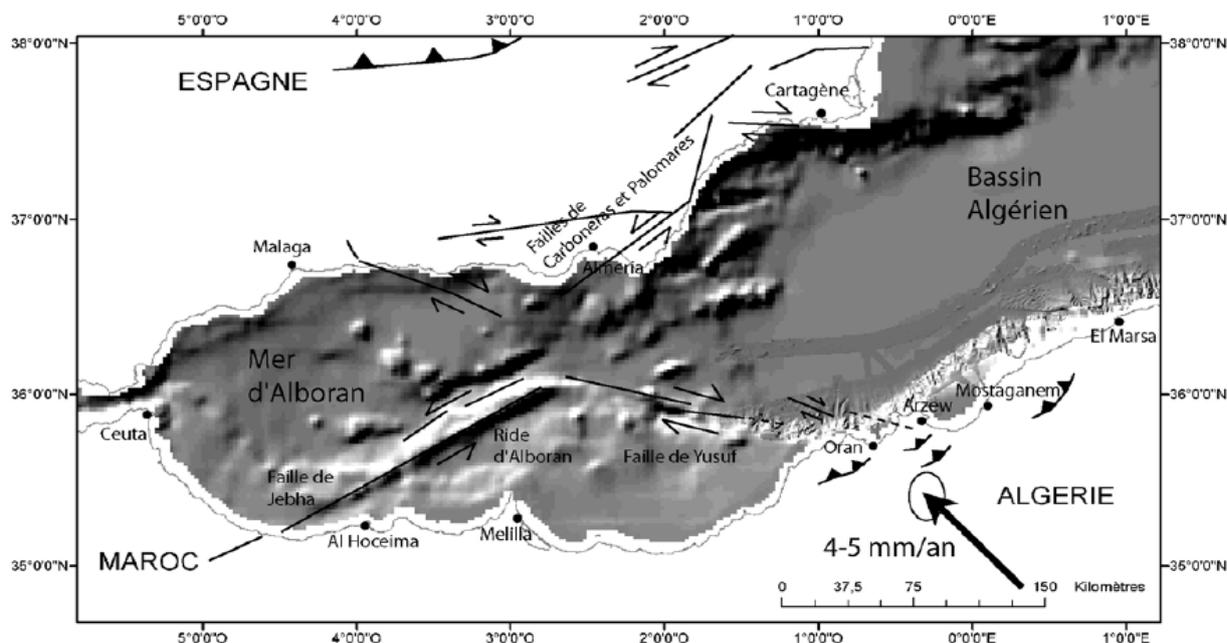


Fig.87 : Schéma structural très simplifié de la mer d'Alboran et du bassin ouest algérien, Domzig, 2006 (modifié de Comas *et al.*, 1999; Masana *et al.*, 2004; Gracia *et al.*, 2006). La flèche indique la direction de convergence, avec la vitesse de convergence approximative à cette longitude.

Les structures décrochantes actuellement actives ne sont présentes qu'à l'Ouest d'Oran. Ailleurs, la déformation active est clairement compressive, et la composante décrochante, si elle existe, est négligeable, ou très faiblement exprimée. En effet, les mécanismes au foyer des séismes purement décrochants semblent très minoritaires dans les catalogues relevant de USGS, Harvard, IGN, ... etc., et jamais associés à d'importants séismes. Il apparaît, donc, que ces failles n'ont, aujourd'hui, aucune activité nette. Il se peut qu'elles aient joué un rôle important par le passé (au moins avant le Quaternaire, mais probablement avant le commencement de la phase compressive de la marge durant le Miocène), et quelques unes d'elles, favorablement orientées, auraient pu être réactivées en tant que failles profondes dans le champ des contraintes actuel.

De ce fait, le long de la marge algérienne, le régime des contraintes est nettement compressif avec parfois une composante décrochante (Stich *et al.*, 2003).

Ces nouveaux éléments abrogent en partie les anciens modèles de la marge proposés par Mauffret *et al.* (1987) et par Morel & Meghraoui (1996). Les premiers décrivaient une marge en bassins losangiques, les seconds une marge en blocs rotatifs transpressifs avec de grandes failles décrochantes, actives le long de la marge.

Actuellement, la marge se soulève, et les nombreux indices morpho-structuraux et sismologiques font plutôt penser que la compression est le mécanisme majeur dans les secteurs Centre et Est. Aussi, seules les structures sous-marines faillées SW-NE semblent être actives dans le champ des contraintes actuel tandis que les structures NW-SE ne le sont pas apparemment. Ces dernières étaient probablement actives sous un champ de contraintes différent.

Les mécanismes au foyer en compression et la présence de chevauchements à terre à proximité des côtes, centrale et orientale, sont les indices de réactivation de la marge en compression. Généralement, la réactivation ne concerne que les structures préexistantes telles que les failles normales provenant du rifting. Dans notre cas, les failles observées ne sont pas en relation certaine avec les anciennes failles normales des blocs basculés du rifting. En effet, aucune discontinuité favorisant la création de failles à pendage vers le continent n'a été identifiée. Au contraire, la seule structure préexistante correspond à la subduction fossile de la Téthys avec une plaque plongeante à pendage nord, c'est-à-dire opposé aux pendages actuels.

Du moment que la marge algérienne est située au niveau d'une suture d'une ancienne subduction à pendage nord et que les chevauchements néo-formés ont un pendage sud, ceci suggérerait une initiation de subduction avec inversion de polarité. Une telle inversion est devenue possible grâce au blocage de la première subduction par la collision des Kabyliques. Et comme la convergence continue, une nouvelle zone de faiblesse se crée à l'arrière de l'ancienne subduction, et cette fois, c'est le bassin arrière-arc, moins résistant, qui va subduire sous l'ancien arc. D'après Stern (2004), comme les bassins arrière-arc sont plus jeunes et ont un régime thermique plus élevé, ils sont aussi peu épais et plus fragiles. Donc, il est plus facile d'initier une subduction dans cet environnement, et une moins forte compression est alors requise.

Etant donné que ce type de marge est peu actif, on peut donc parler de marges stables. La croûte continentale supérieure est toutefois fragmentée en grands blocs, séparés par des failles normales listriques, à la suite d'un amincissement crustal et d'une détumescence thermique (refroidissement de la croûte, donc "alourdissement"). Il existe aussi les marges de coulissement, qui ne présentent pas d'amincissement, mais qui sont terminées par une faille décrochante.

2.4. CONCLUSION

Les horsts du littoral oranais sont des massifs constitués par un socle rigide représenté par des terrains allant du Carbonifère au Crétacé inférieur.

A partir du Miocène supérieur, ces massifs (d'Oran et d'Arzew), commencent, à la faveur des failles, à traverser les formations sus-jacentes attribuées au Néogène. Ce phénomène de surrection, agissant sur des masses rigides, paraît être commandé par des jeux de compartiment du socle particulièrement importants. Donc, l'ampleur des mouvements verticaux est d'autant plus importante que l'épaisseur du Néogène est plus faible.

Les fondements gravimétriques de ces surrections localisées ont déjà été démontrés par plusieurs travaux. En effet, dès 1952, Gourinard constata que les horsts du littoral oranais étaient soulignés par une forte anomalie positive établissant par là qu'ils sont en déséquilibre isostatique et que leurs pulsations pouvaient correspondre à un simple réajustement isostatique.

En 1954, cet même auteur (Gourinard) releva que les grands massifs bordiers, comme le Dahra ou le Tessala, sont caractérisés par des anomalies négatives ce qui veut dire qu'ils sont, eux aussi, en déséquilibre isostatique ; leur remontée au cours du Quaternaire ne pouvait être expliquée que par le déplacement de cet équilibre. Quant à leur oscillation, agissant sur des

masses beaucoup plus étendues et mal individualisées, elle a été assimilée à des mouvements épirogéniques étant donné que le Miocène du massif du Tessala, est généralement tabulaire.

Le soulèvement, phénomène ayant pu se réaliser à d'autres périodes au cours du Néogène, pourrait être le complément de la subsidence. En effet, les zones subsidentes tendraient à appeler toujours plus de sédiments, tandis que certaines zones marginales, temporairement positives, auraient tendance à se soulever d'une façon préférentielle en cas de déplacement de l'équilibre isostatique (Gourinard, 1956).

Les fortes inclinaisons peuvent entraîner de vastes phénomènes de glissement allant jusqu'à une véritable tectonique de couverture par gravité. Extrêmement plastique et souple dans son ensemble, le matériel néogène glisse, se lamine, se boudine et s'entasse sur lui-même ; il ne joue qu'un rôle passif car il est incapable de transmettre réellement les poussées. Cet état de fait laisse croire que ce matériel n'a cessé d'être l'objet de phénomènes de glissements, particulièrement au cours du Miocène inférieur.

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 $148^\circ E$, les formations du Plio-Pléistocène inférieur ont pour valeurs $N169^\circ E$ et $N163^\circ E$. 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.

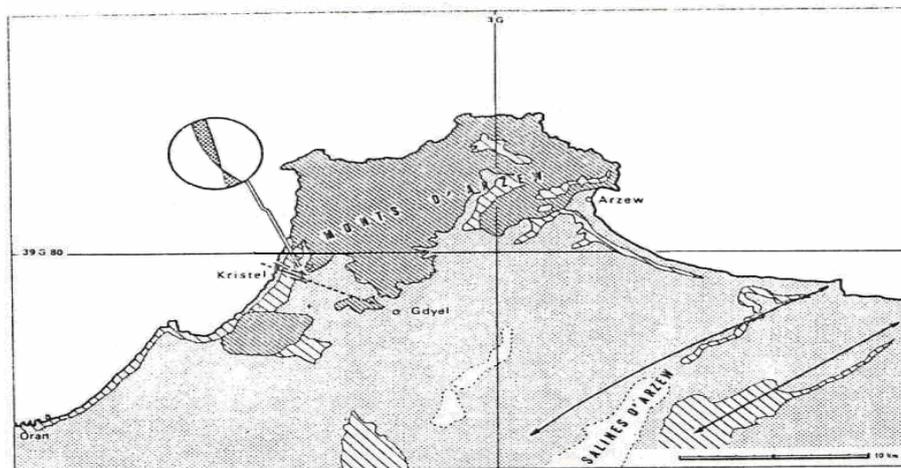


Fig. 88 : Localisation de l'accident décrochant dextre de Kristel (Thomas, 1985)

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).

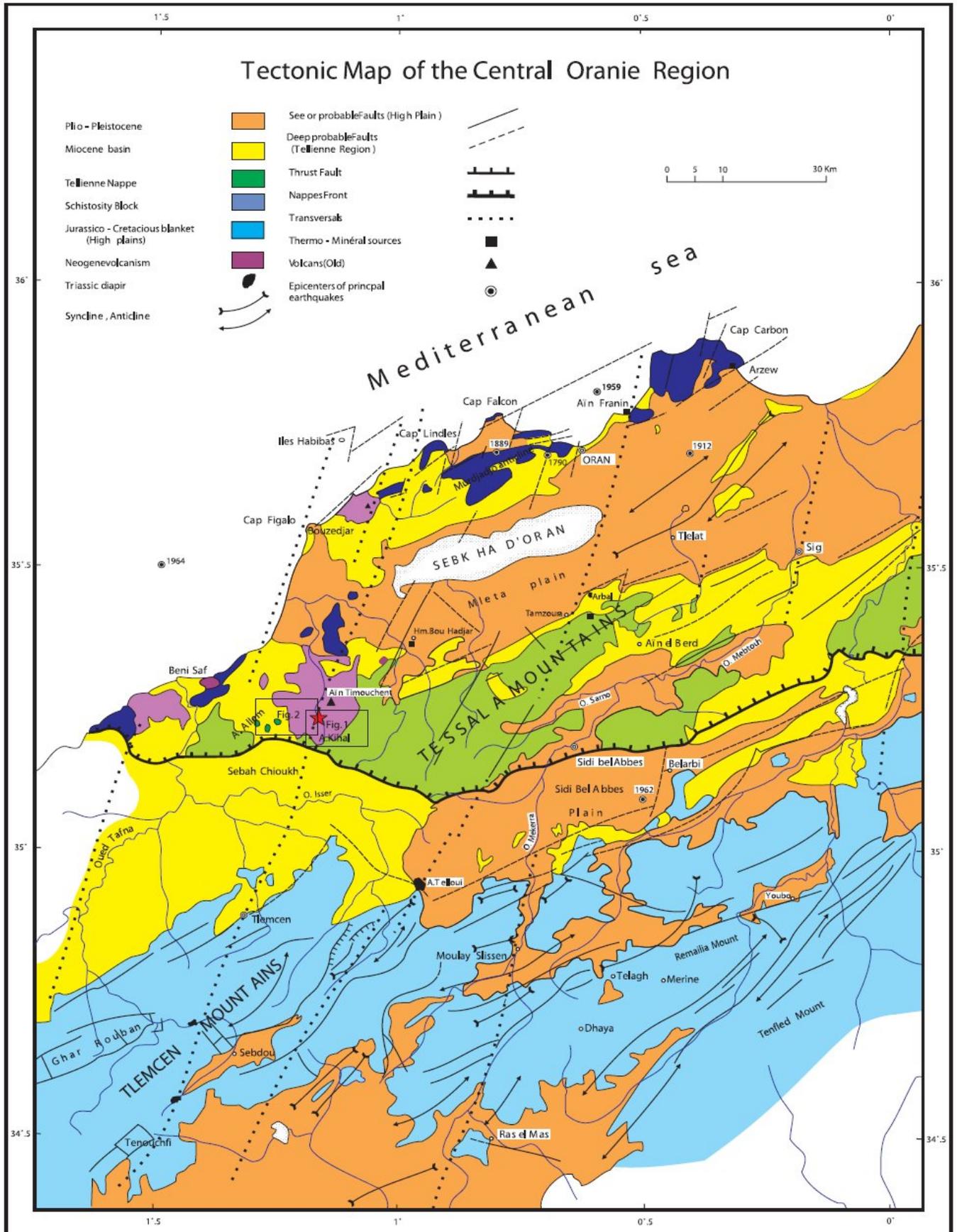


Fig. 89: Carte géologique de l'Oranie centrale . La légende donne des informations sur l'âge des formations et des structures (In Yelles-Chaouche *et al* , 2004).

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).

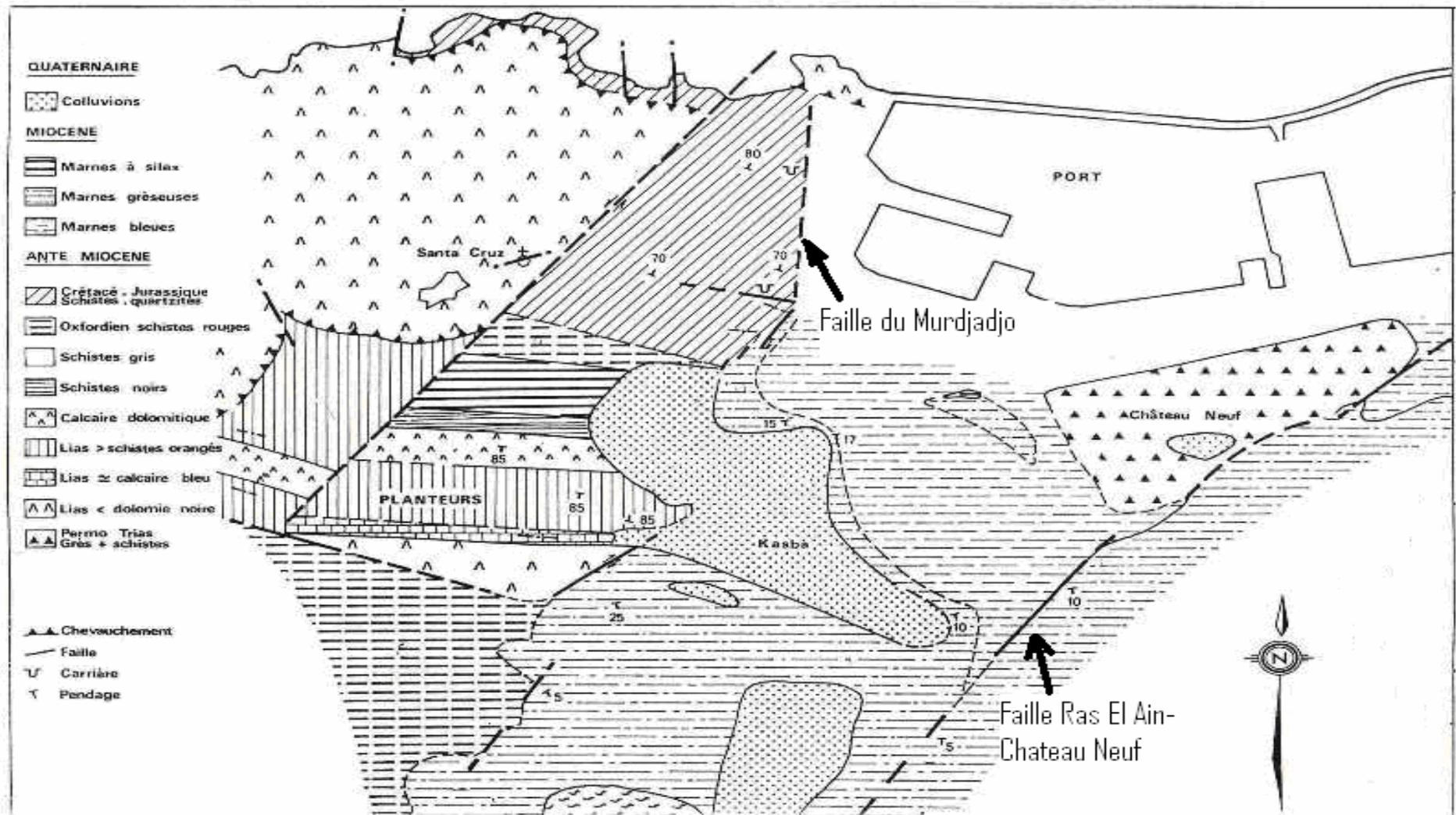


Fig. 90: Accident du Murdjadjo, échelle de la carte 1/10.000, (modifiée d'après SOCOTEC, 1986)

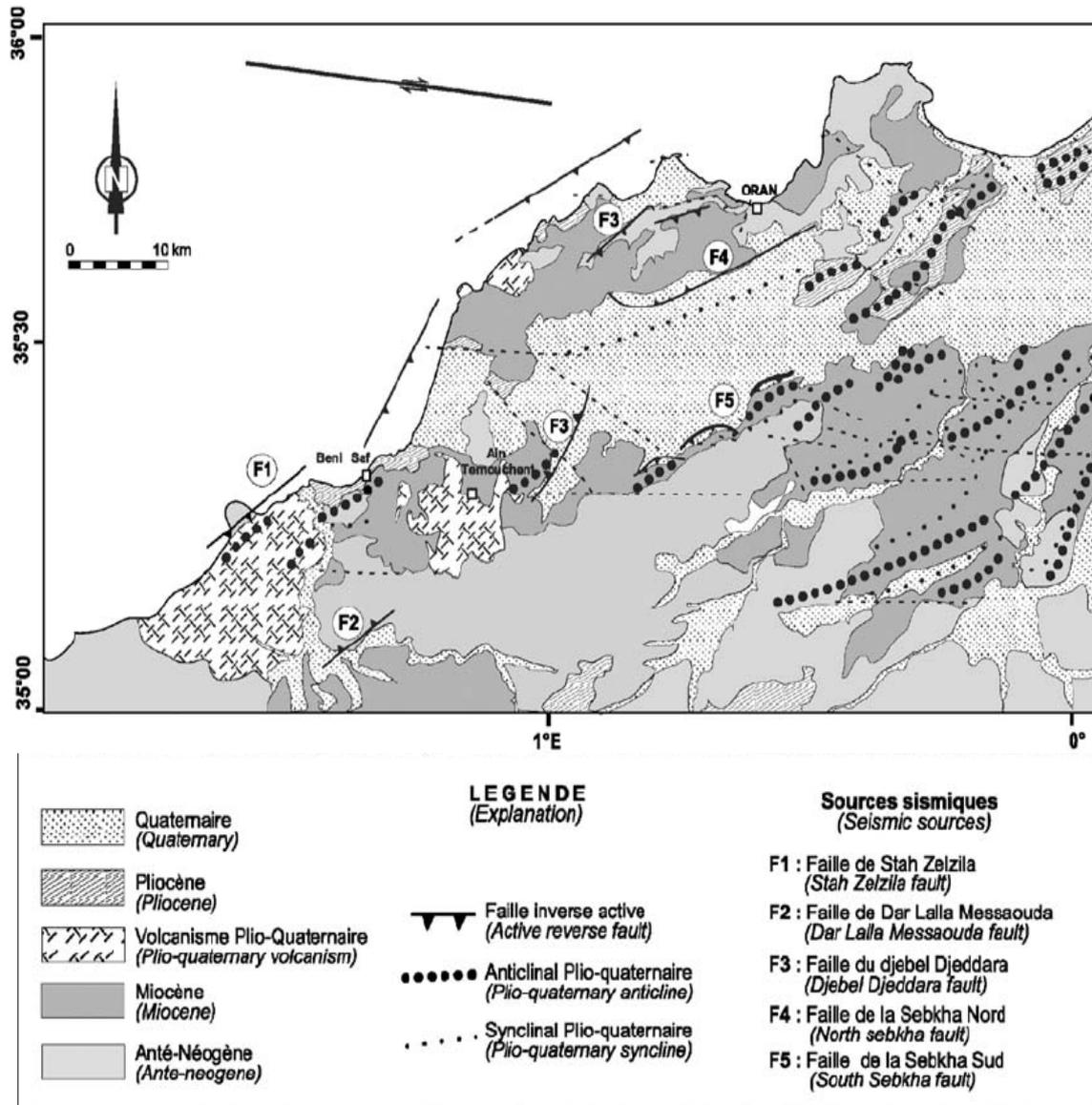


Fig. 91. Les accidents actifs de la région oranaise (en haut : structures actives ; en bas : MNT) (Yelles-Chaouche *et al.*, 2004).

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).

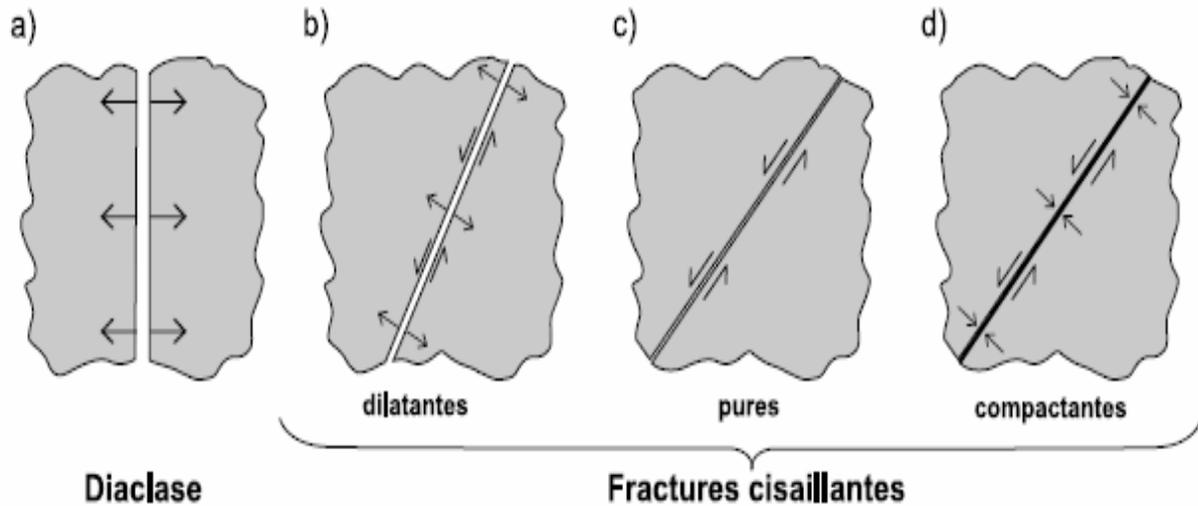


Fig.92 – Dénomination “géologique” des fractures en fonction de la cinématique.

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).

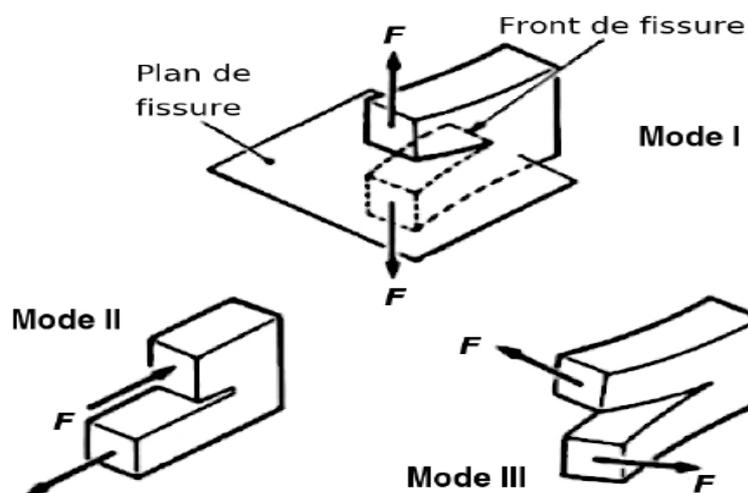


Fig. 93 – Les trois modes de propagation d’une fissure.

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.

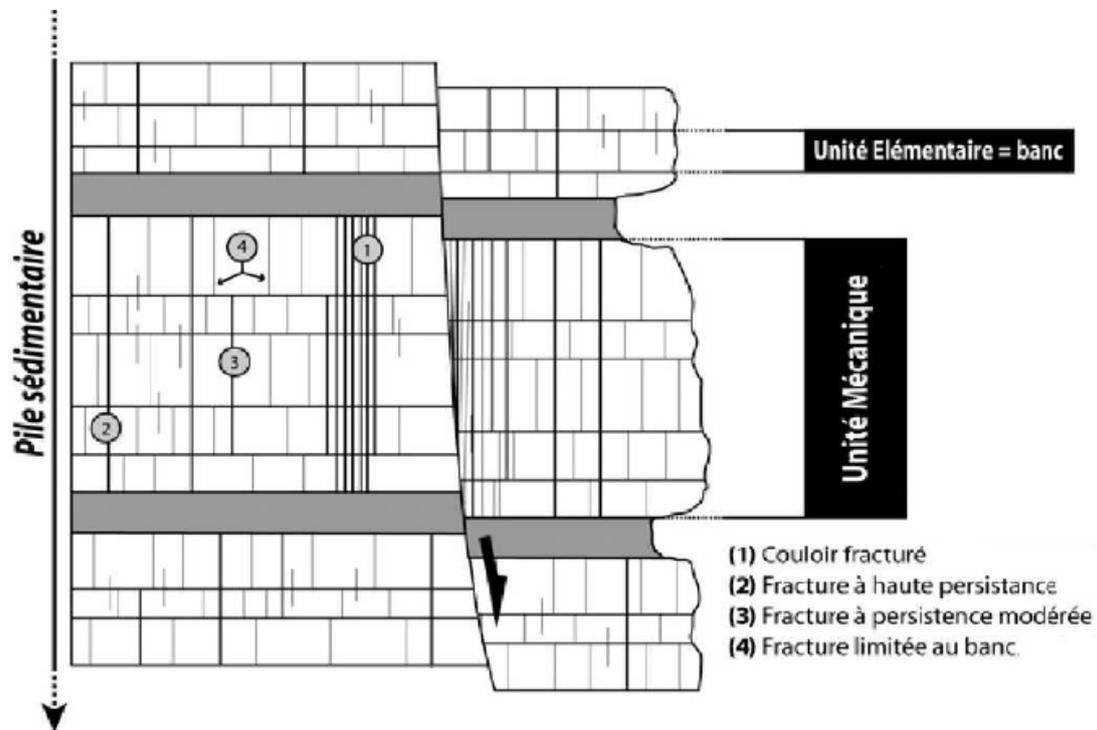


Figure 94 – Principaux types de diaclases, rencontrés à l’affleurement, définis en fonction de leur persistance verticale (Bazalgette, 2004).

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.

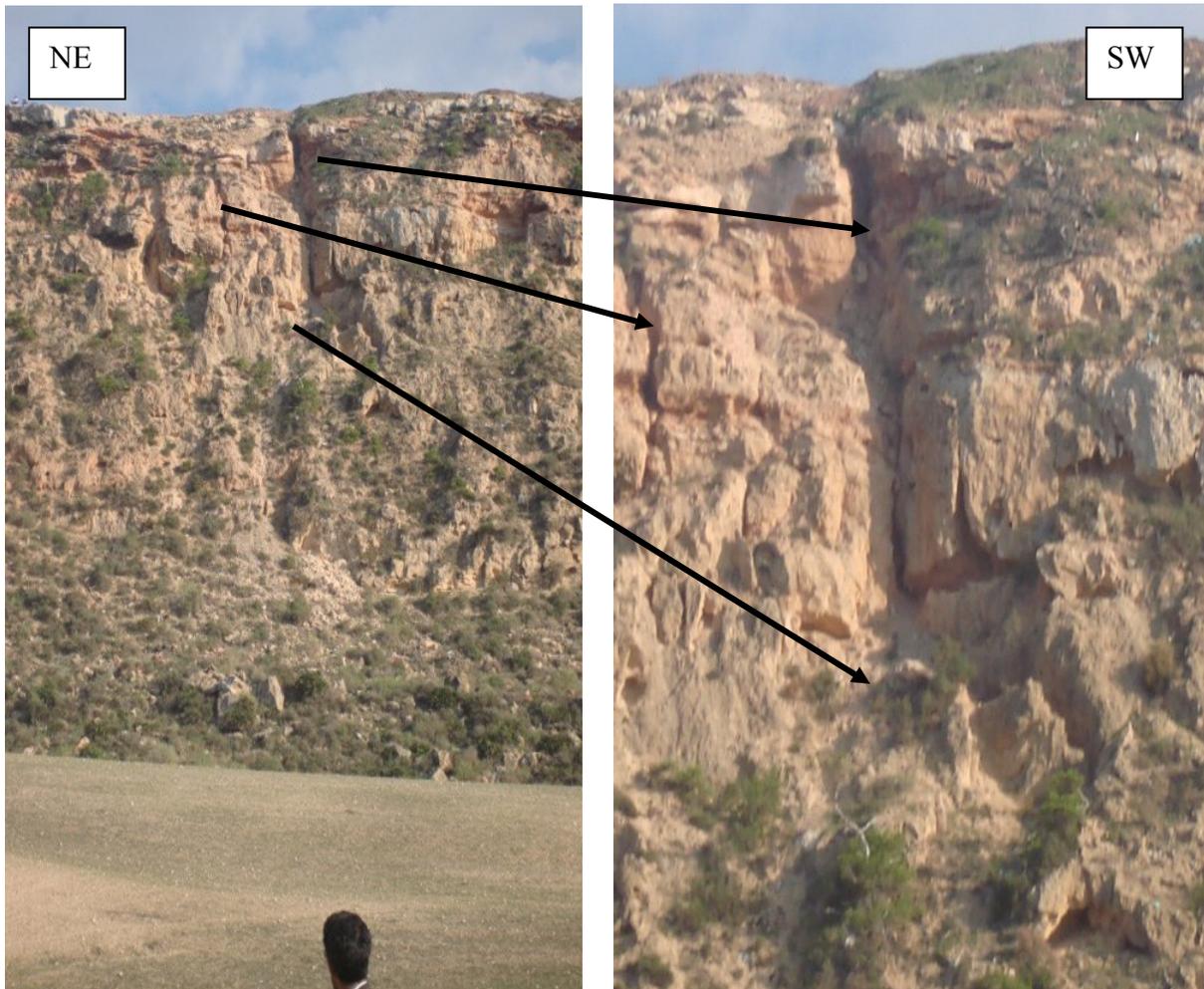


Fig.95: Fractures traversant plusieurs bancs.

- 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).

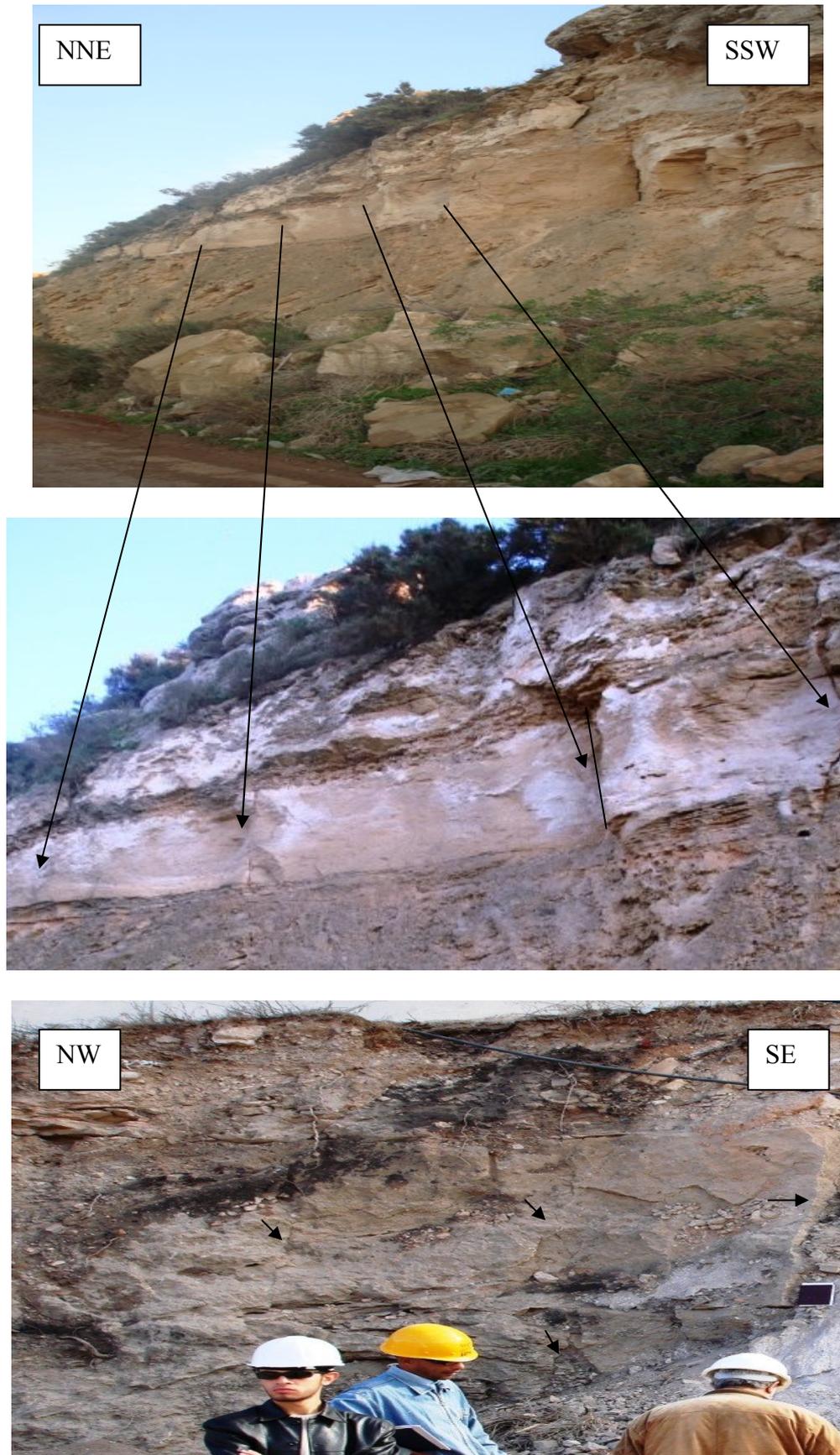


Fig. 96 : Fractures limitées à l'épaisseur d'un banc (les 2 photos du haut sont situées au contrebas de Seddikia sur la route menant vers Takhira, la photo du bas a été prise à proximité de la falaise du Ravin blanc)

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 (Ouanaïmi, 2003).

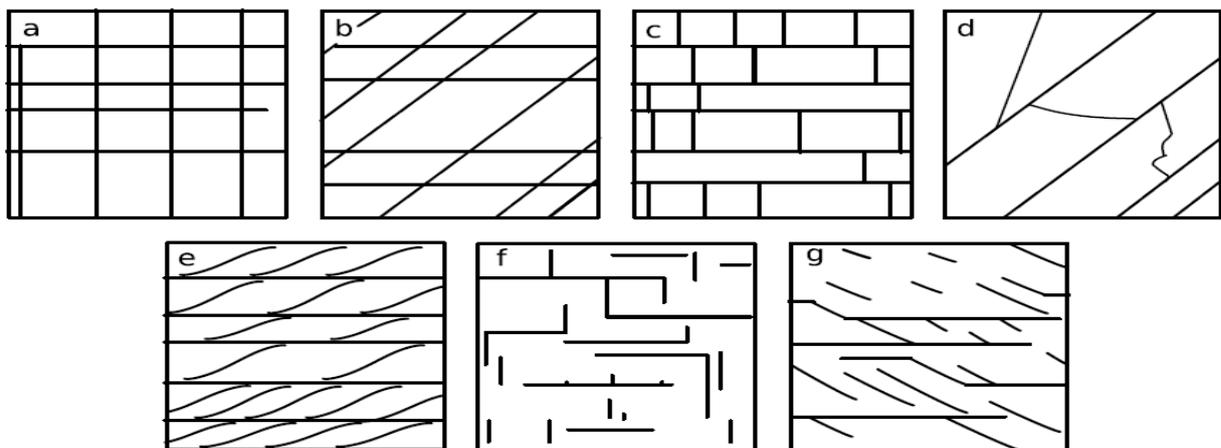


Figure 97 – Illustration schématique des relations géométriques et classifications des familles de diaclases observées en plan.

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.

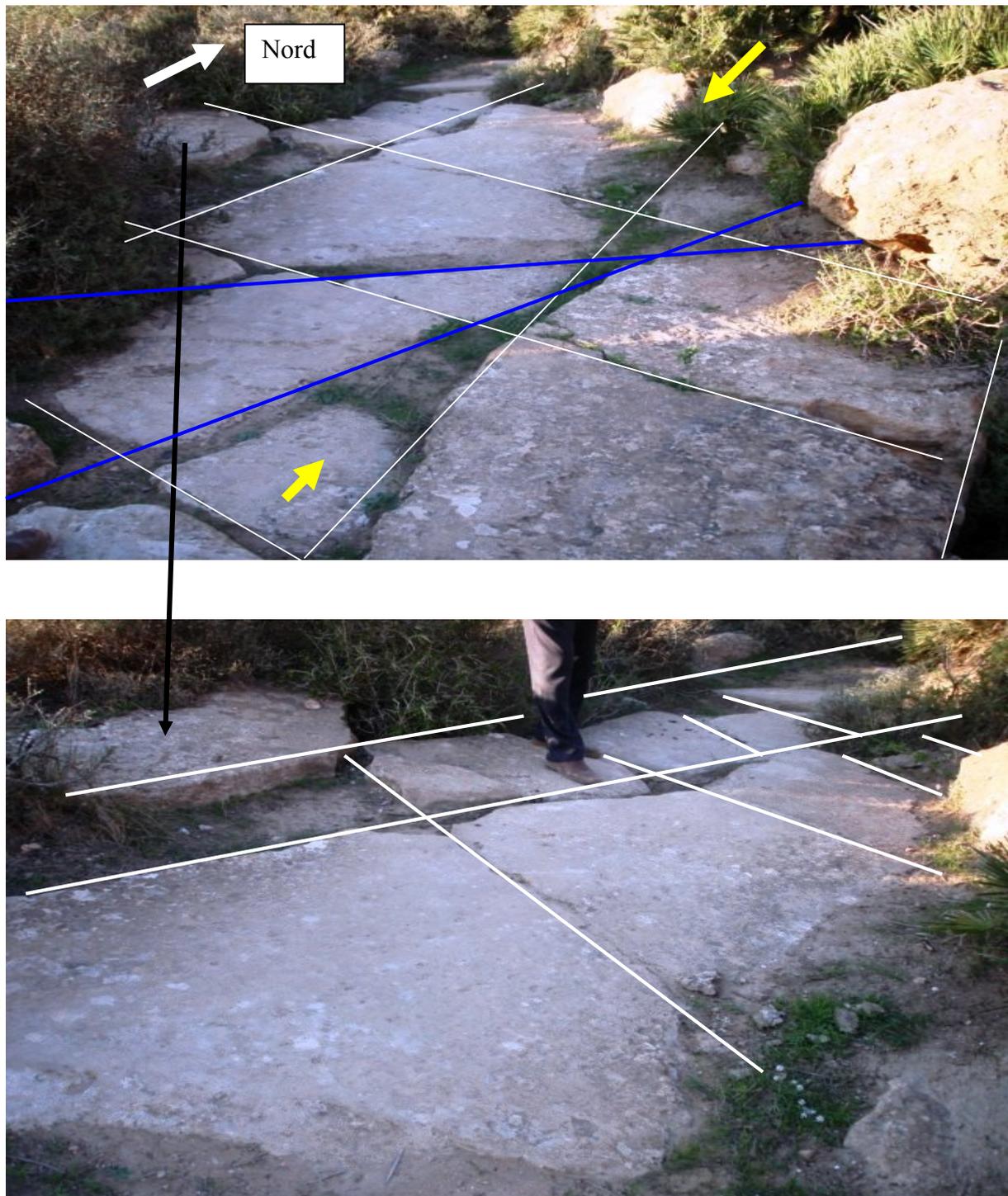


Fig. 98 : les lignes blanches représentent une famille systématique continue et orthogonale se surimposant à une autre famille continue systématique précoce, les lignes discontinues (intersection en T) étant secondaires. Les lignes bleues sont des fractures obliques faisant partie d'un réseau systématique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

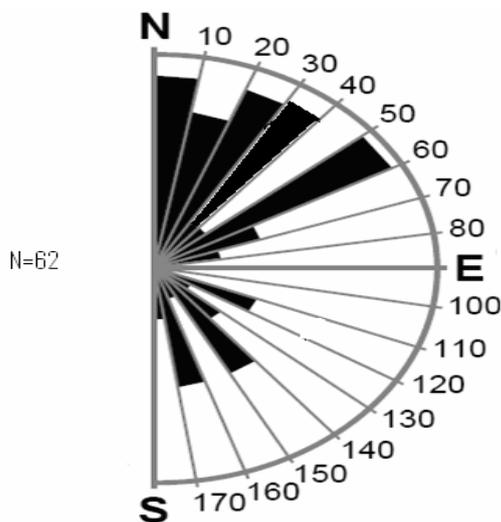


Fig. 99: Station de la Calère, Port d'Oran

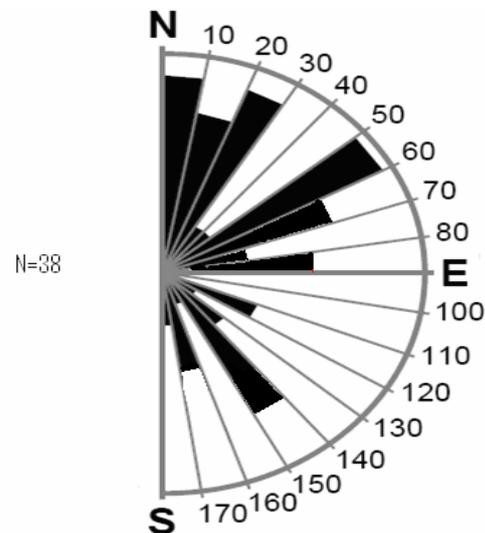


Fig. 100: Station du Ravin blanc, Nouvelle route du Port d'Oran

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.

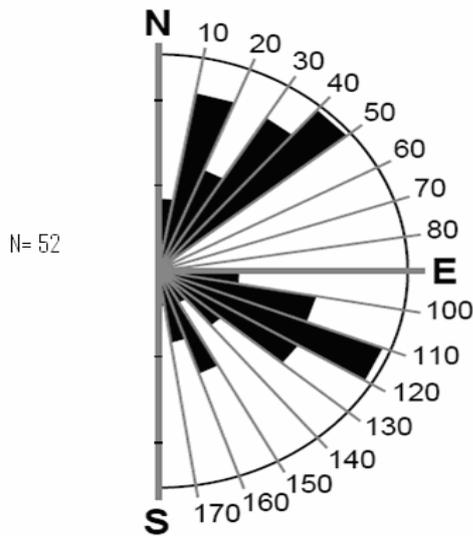


Fig. 101: Station de Sidi M'hamed,

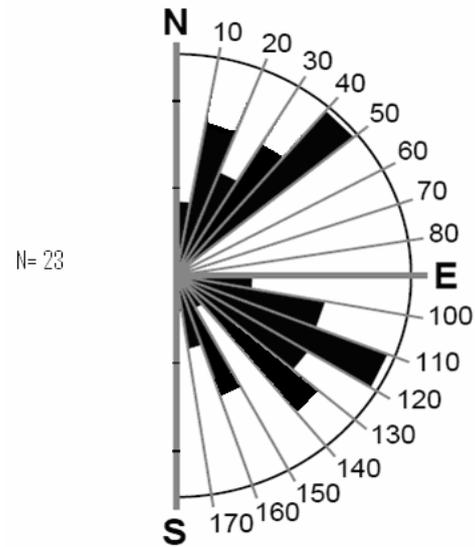


Fig.102 : Station Contrebas de la falaise de Canastel

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.

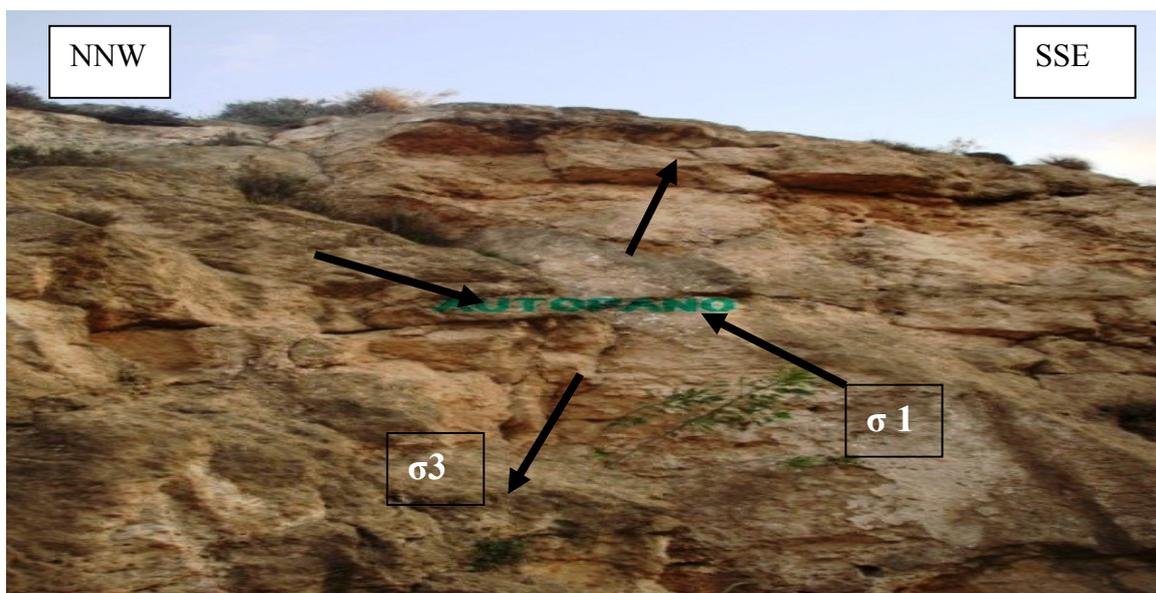


Fig.106: fractures cisailantes conjuguées (flèches convergentes : Compression, flèches divergentes : extension) enregistrées par la dalle calabrienne (falaise d'Oran)

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).

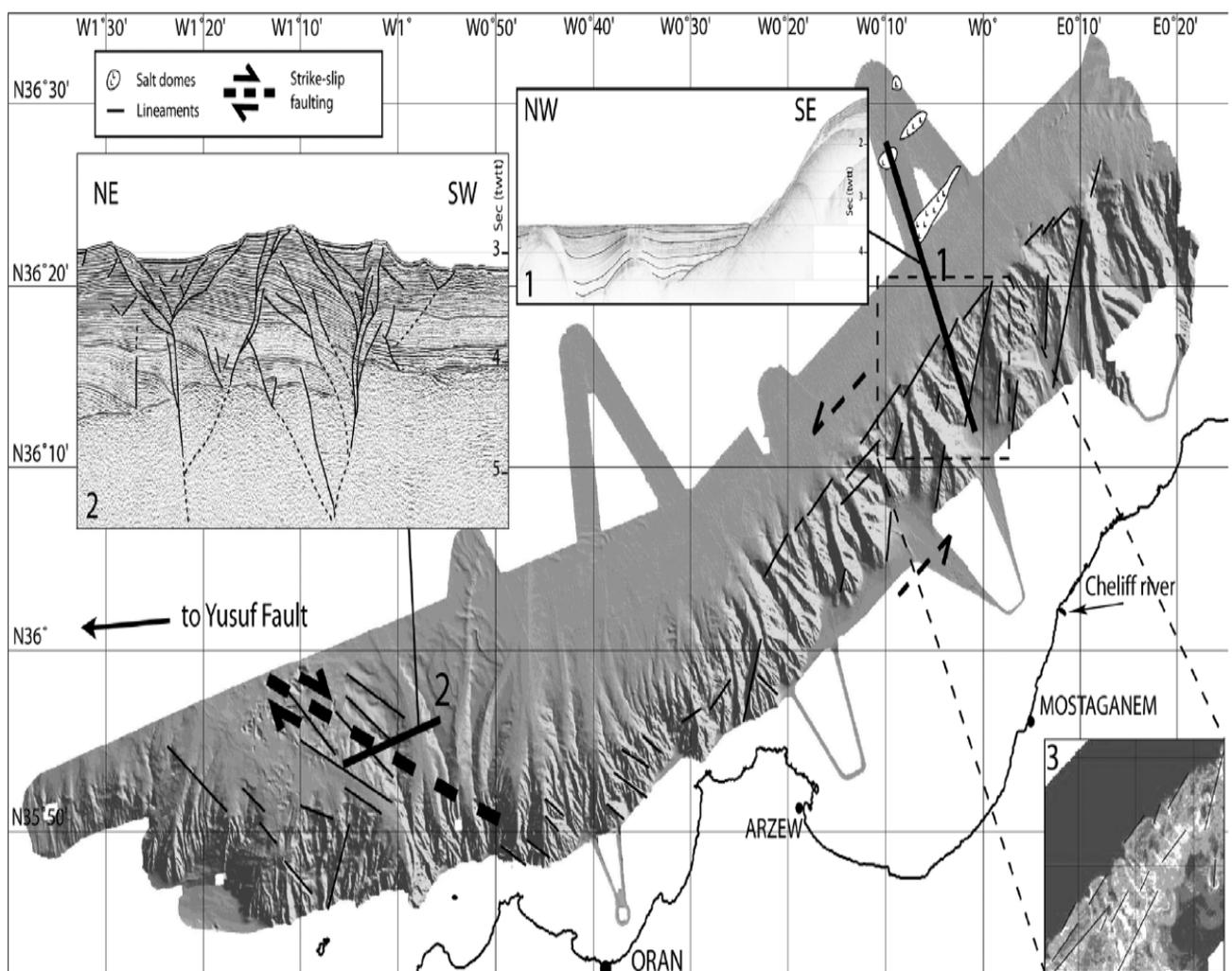


Fig. 107 : Carte bathymétrique ombrée de la région d'Oran, avec les principales structures géologiques identifiées (dômes de sel, linéaments, failles en décrochement). Lignes noires épaisses : position des profils sismiques 6 traces et 24 traces (profils 2 et 1 respectivement) sommés et migrés en temps (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.

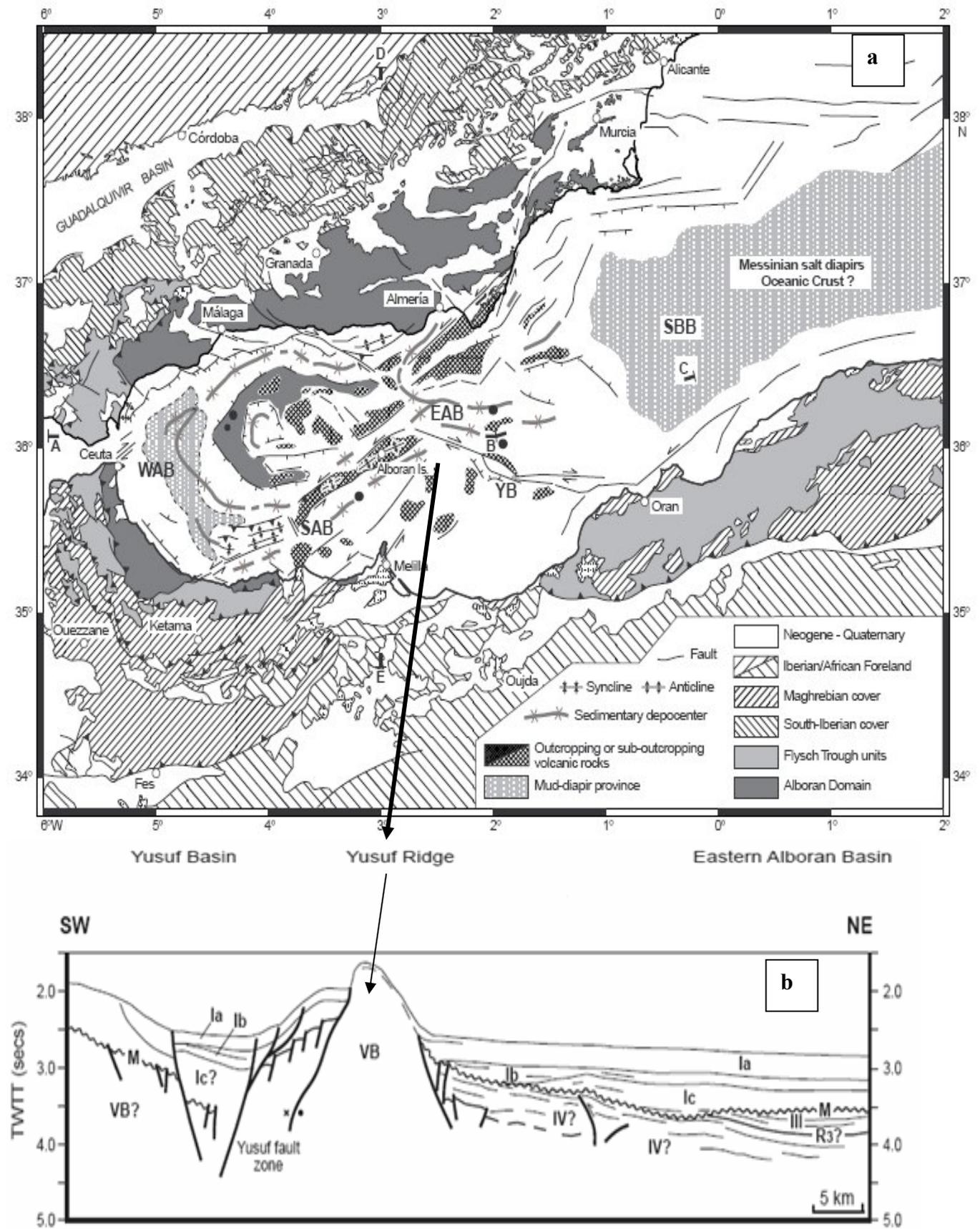


Fig : 108: a) Carte tectonique de la méditerranée occidentale ; b) Schéma interprétatif du profile 3S basé sur les données du forage 977 (M.C. Comas *et al*, 1999). VB = Acoustic basement (roches volcaniques).

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).

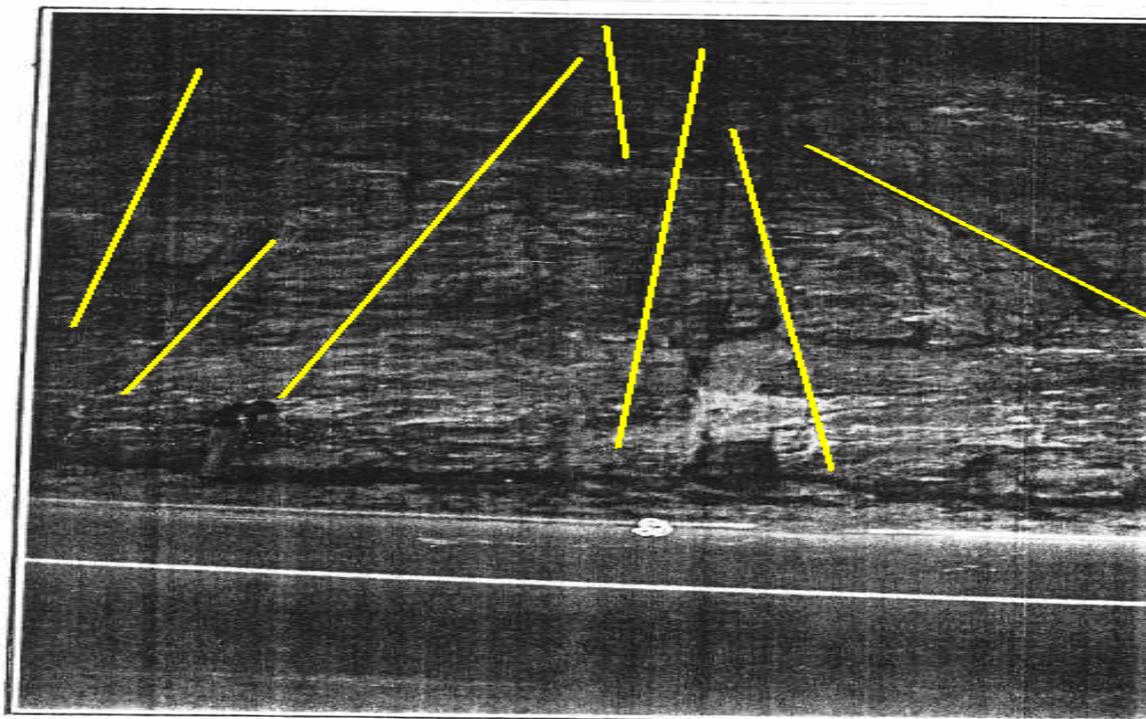


Fig. 109: Trace des joints du site de Mers El Kebir (Tahri, 2003)

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).

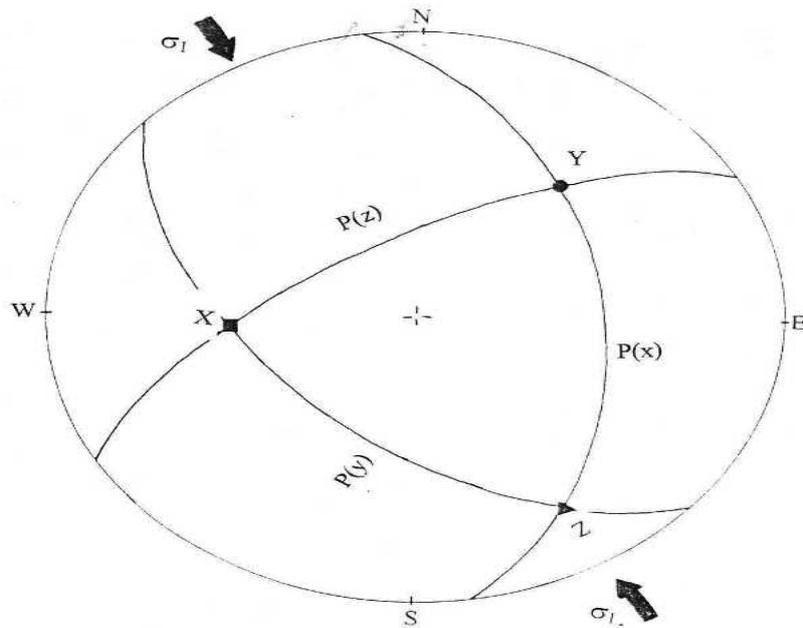


Fig.110: Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D3 (In Tahri, 2003)

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).

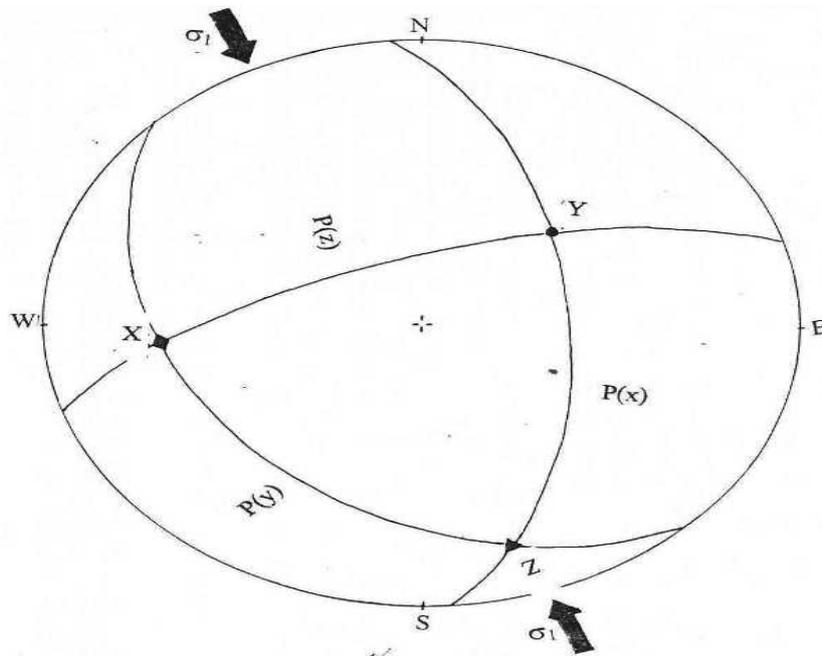


Fig. 112: Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D4 (Tahri, 2003)

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.

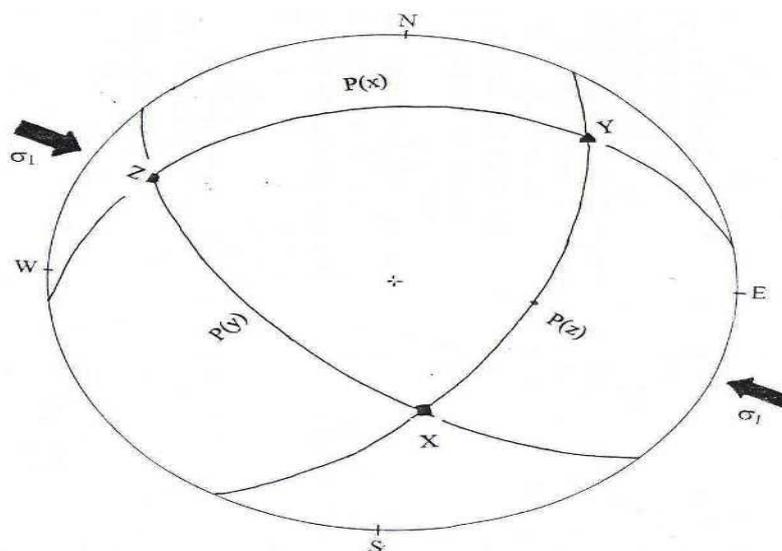


Fig. 114 : Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D2 (Tahri, 2003)

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.

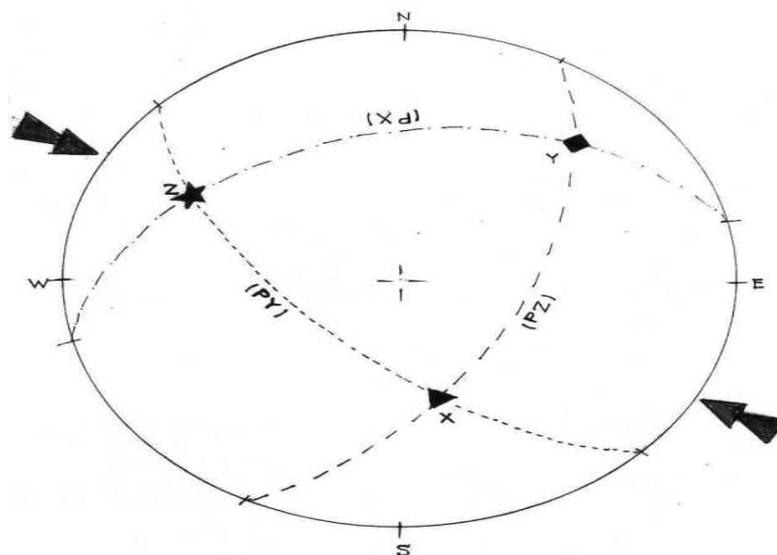


Fig. 116: Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D2 (LTPO, 1995)

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.

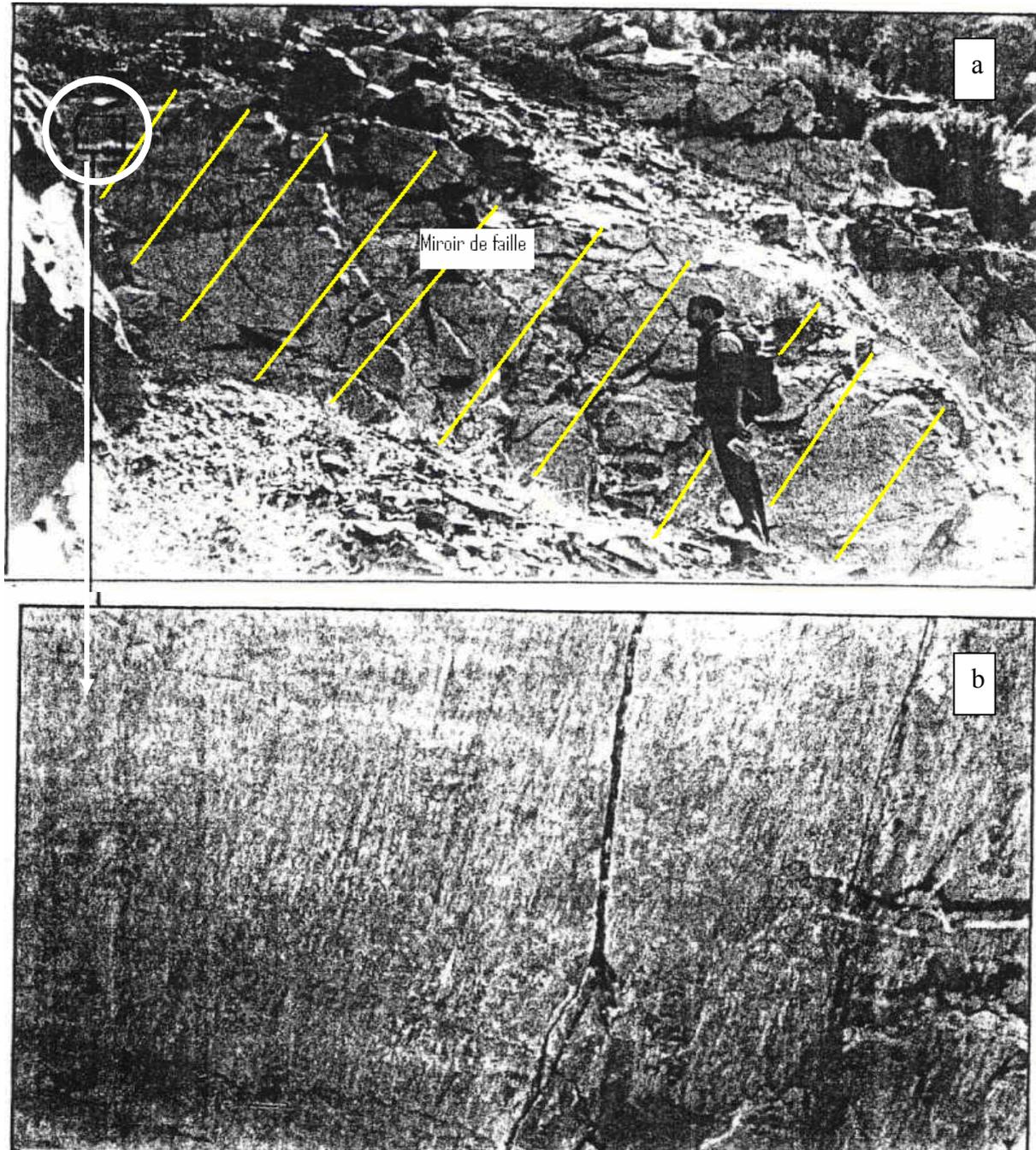


Fig.117 : a) Miroir de faille inverse senestre, b) stries verticales sur le bloc fixe (Tahri, 2003)

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).

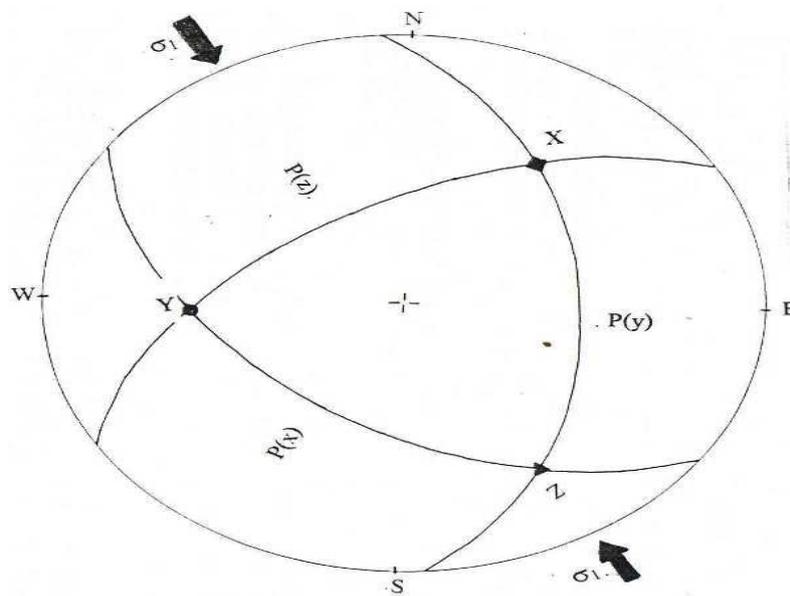


Fig. 118 : Répartition du champ des contraintes triaxiales des discontinuités D1 (Tahiri, 2003)

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).

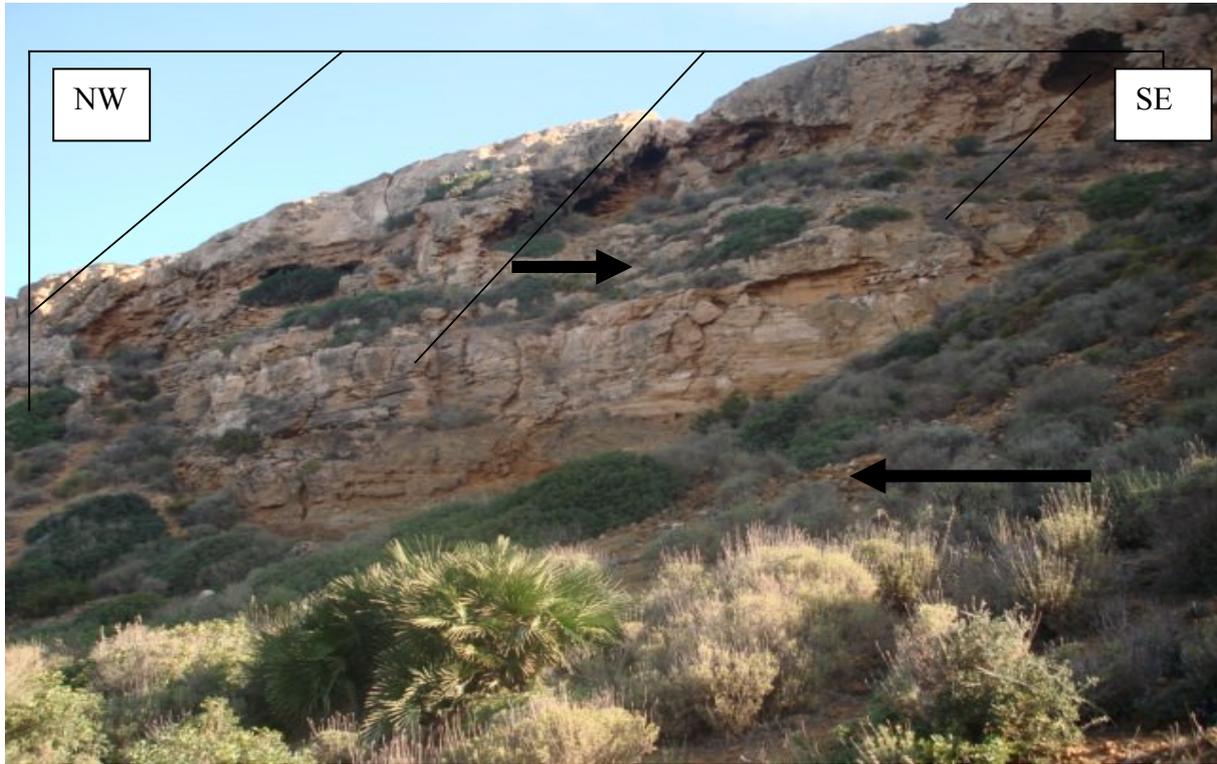


Fig.119: Miroir de la faille décrochante dextre de Kristel (cartographiée par Thomas en 1985).

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).

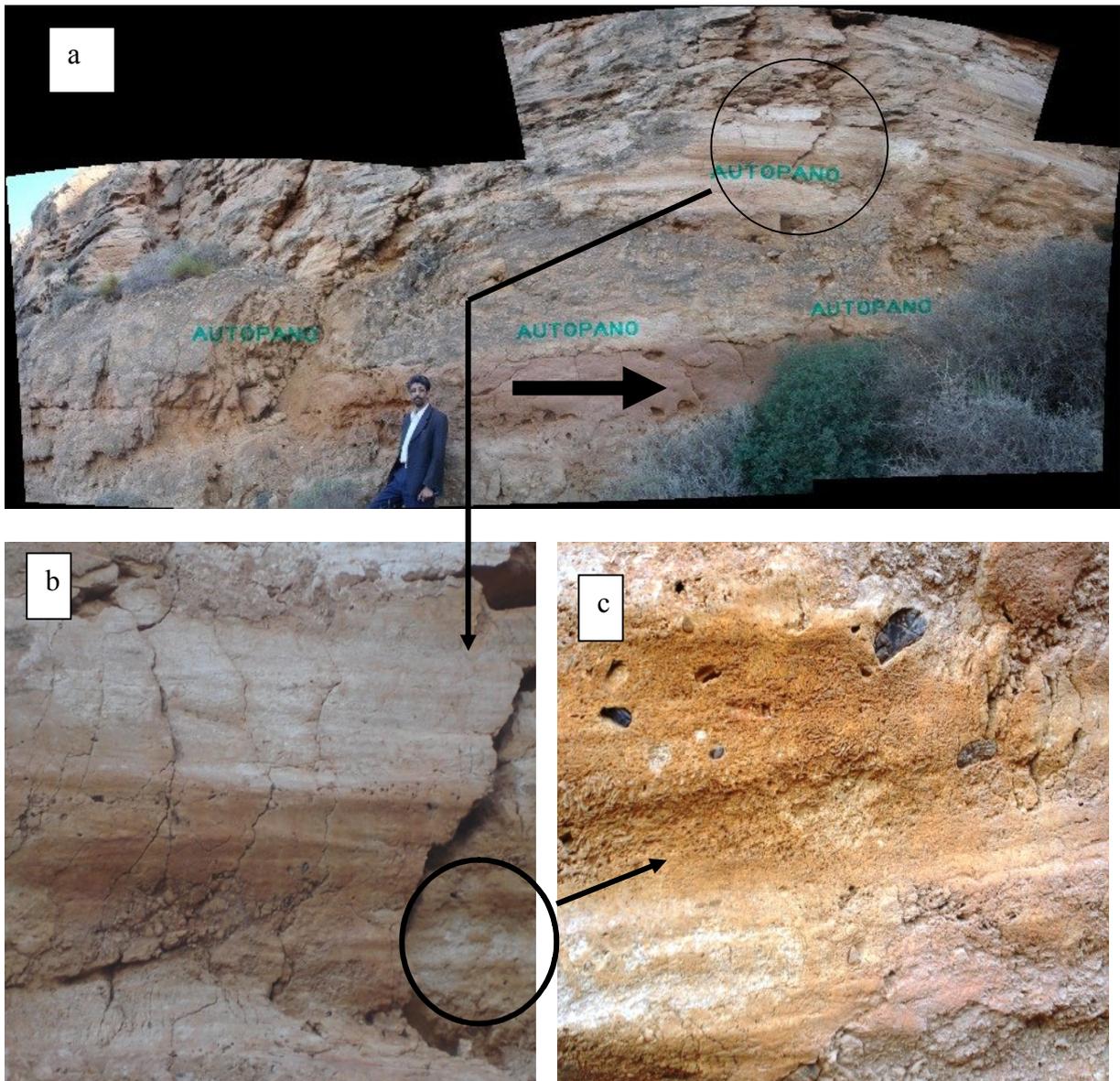


Fig.120: a et b : Striation et ancres à pitch horizontal, c : inclusions cisillées

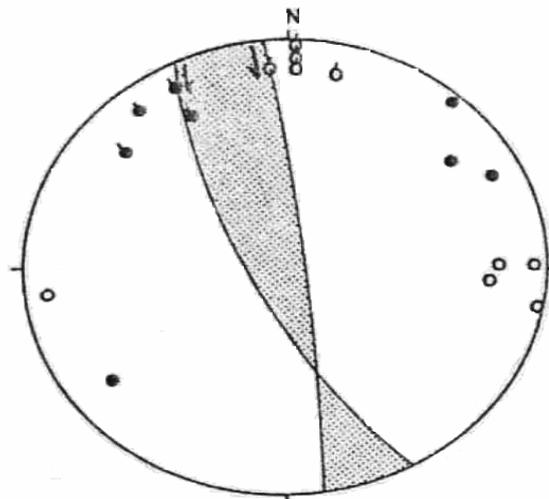


Fig.121: Le plan bissecteur est de $163 \pm 10^\circ$ (Thomas, 1985).

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.

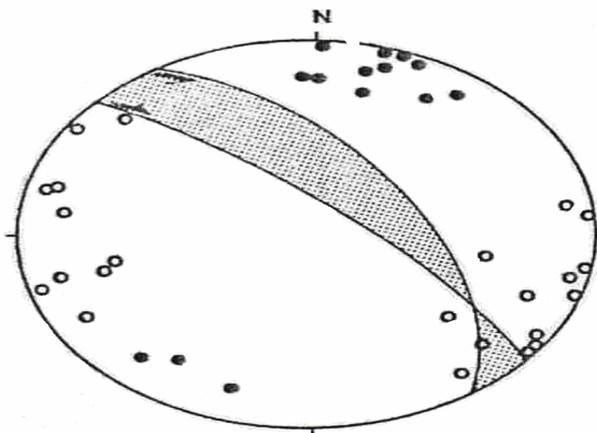


Fig.123: Le plan bissecteur est de $145^\circ E \pm 10^\circ$ (Thomas, 1985).

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.

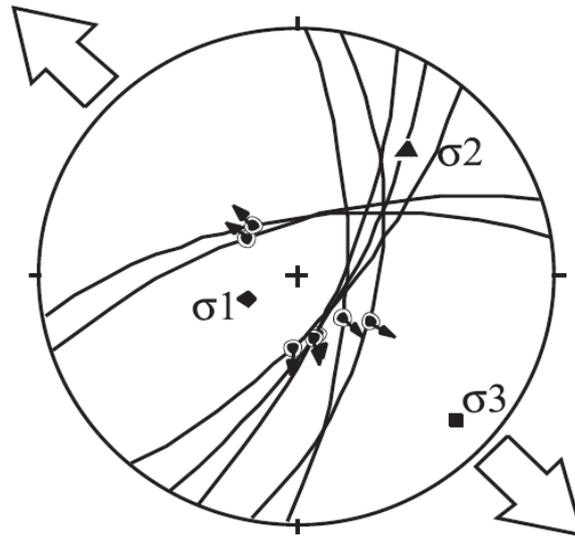


Fig. 125: Répartition du champ des contraintes triaxiales carrière

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).

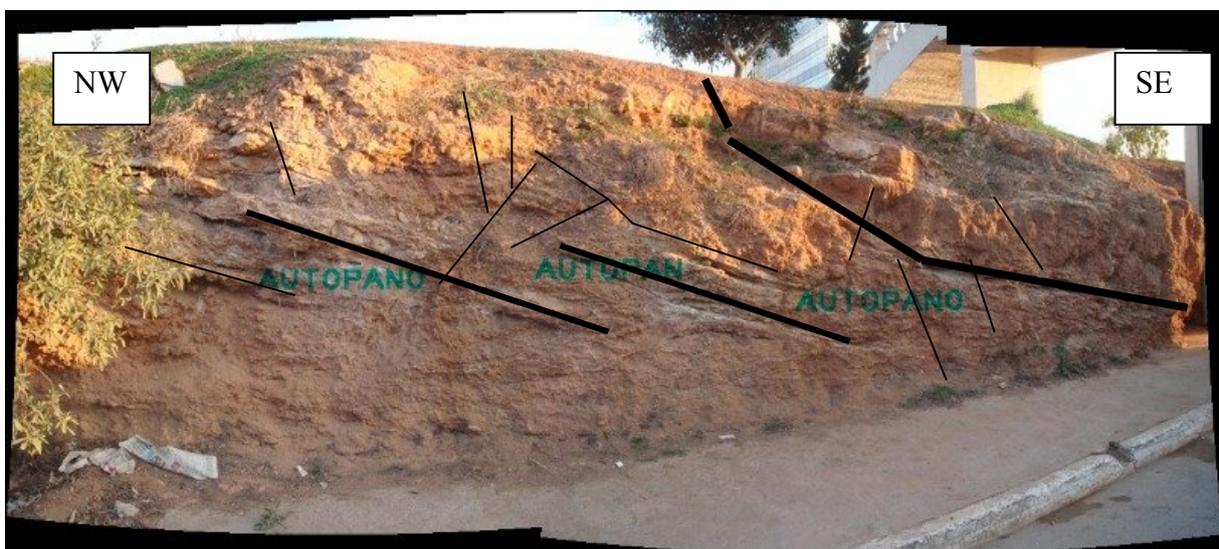


Fig.126: Failles inverses affectant les couches sablo gréseuses du Plio-Quaternaire

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).

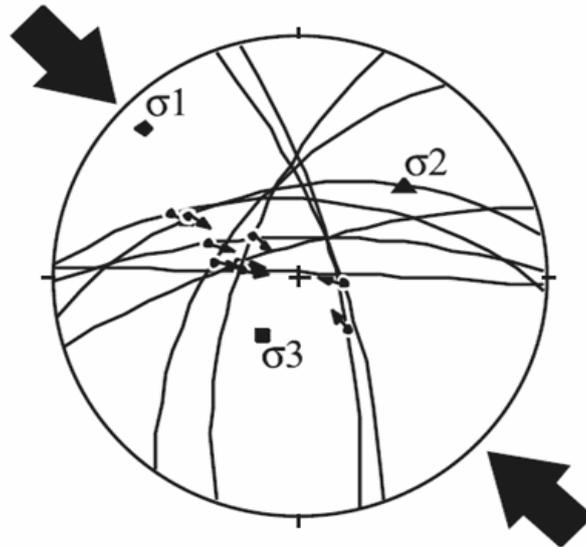


Fig. 127 : Répartition du champ des contraintes triaxiales hôtel Sheraton

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).

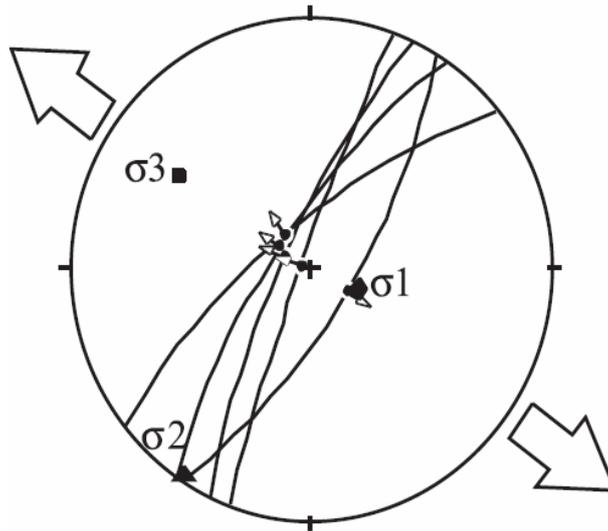


Fig. 129: Répartition du champ des contraintes triaxiales failles normales

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).

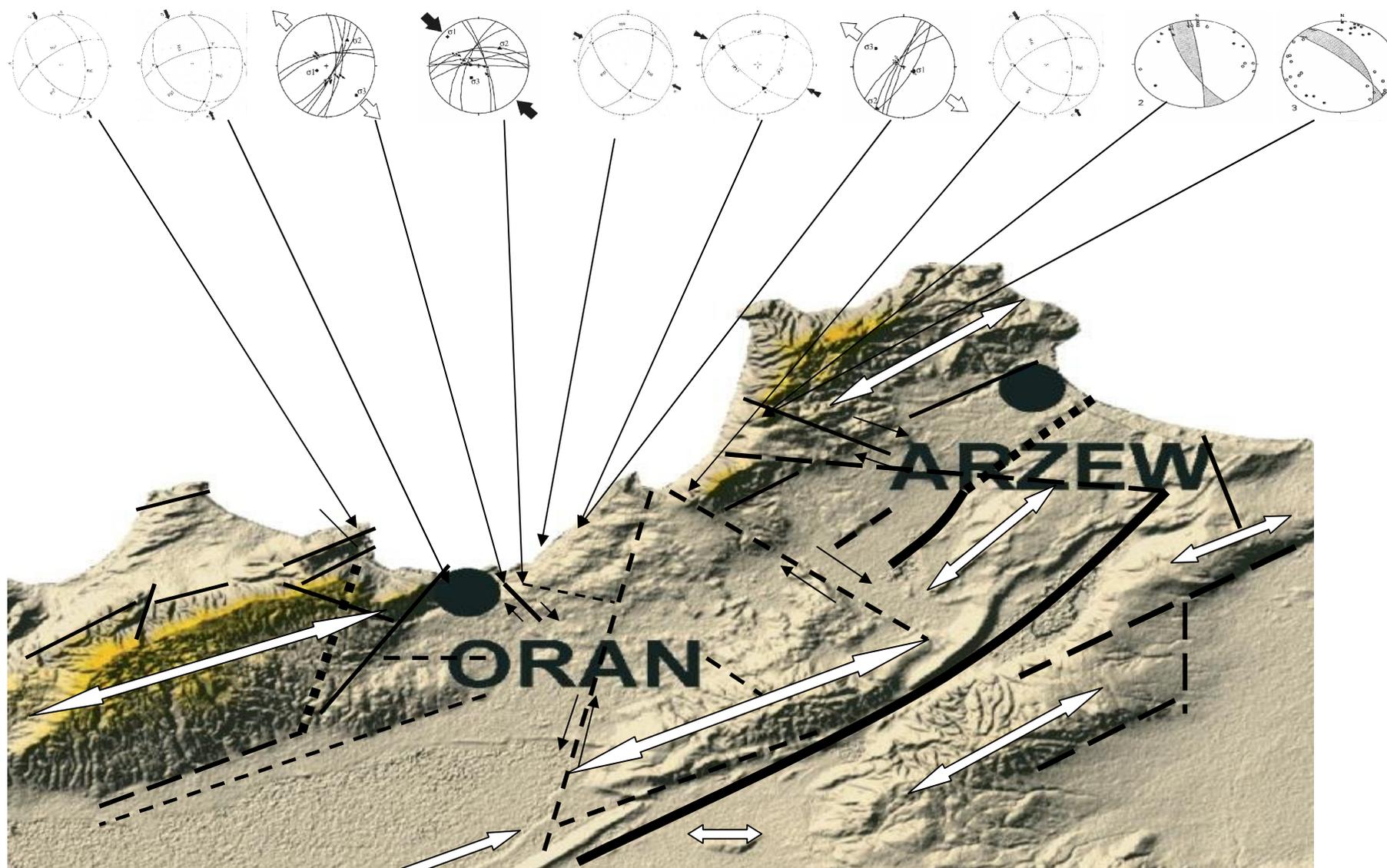


Fig. 130: Distribution spatiale du champ de contrainte le long du littoral d'Oran (| failles, | failles probables, ↕ anticlinal, / synclinal)

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).

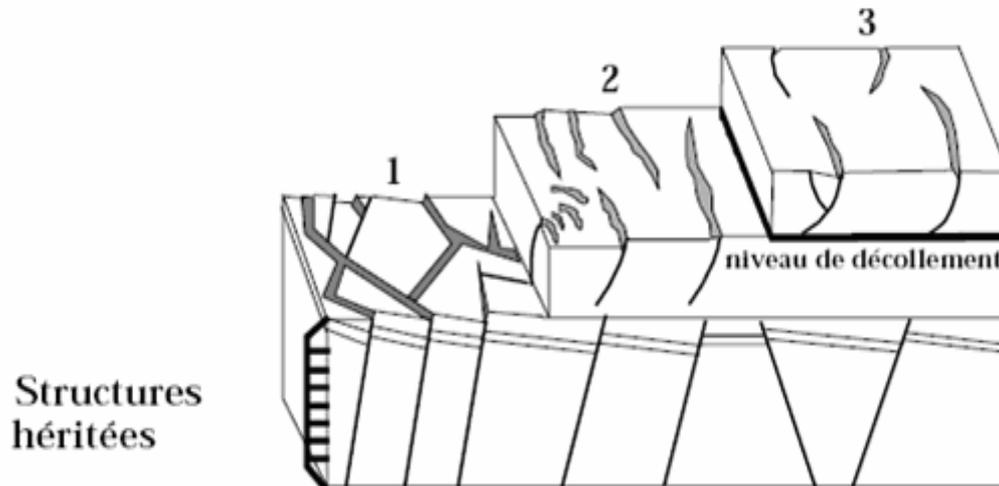


Fig. 131: La sédimentation joue un rôle lors de la tectonique polyphasée.

(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).

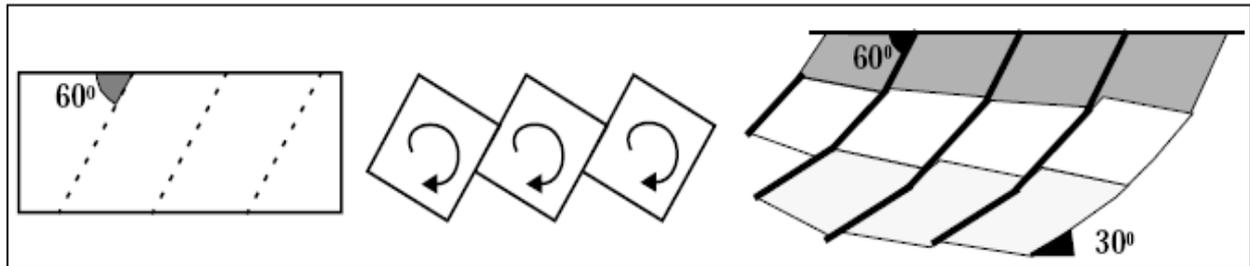


Fig. 132 : Origine cinématique des failles de croissance

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).

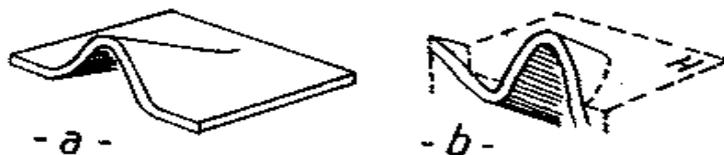


Fig.135 : Les deux sortes de dispositions périclinales :

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.

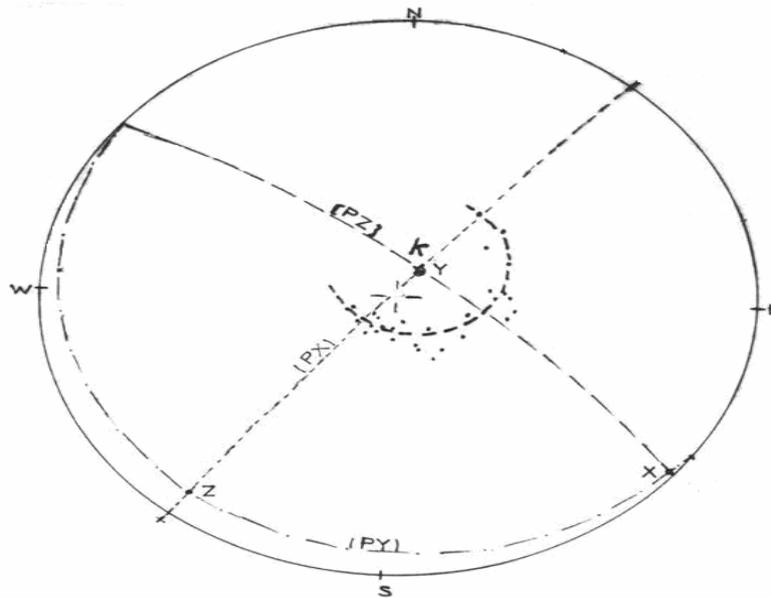


Fig.136: Canevas de Schmidt (LTPO, 1995)

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 synchronisée 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).

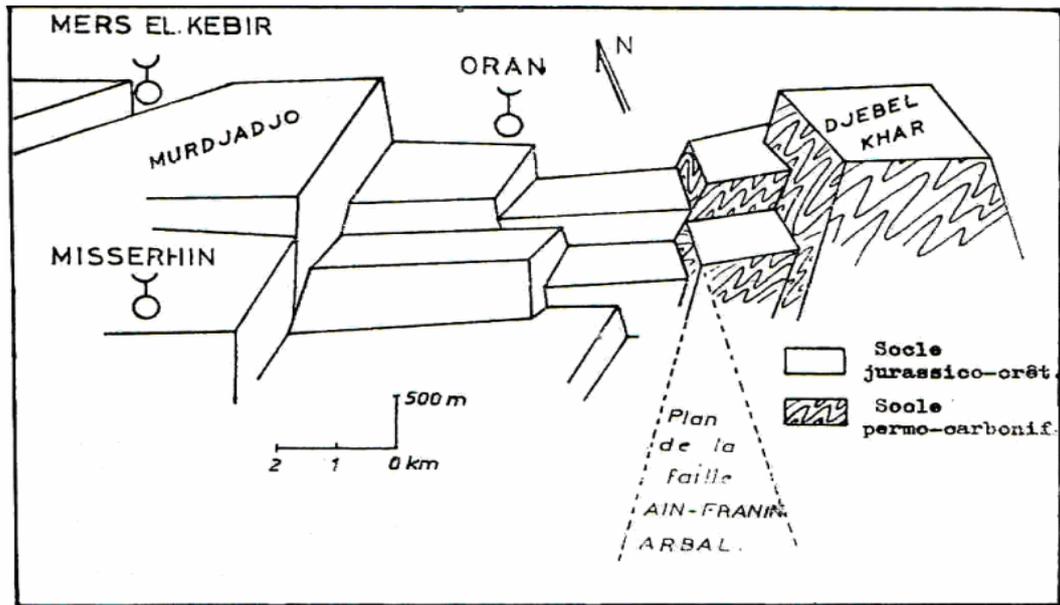


Fig. 138: Schéma explicatif montrant le jeu différentiel des horsts du socle de la ride littorale (Joseph, 1979)

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).

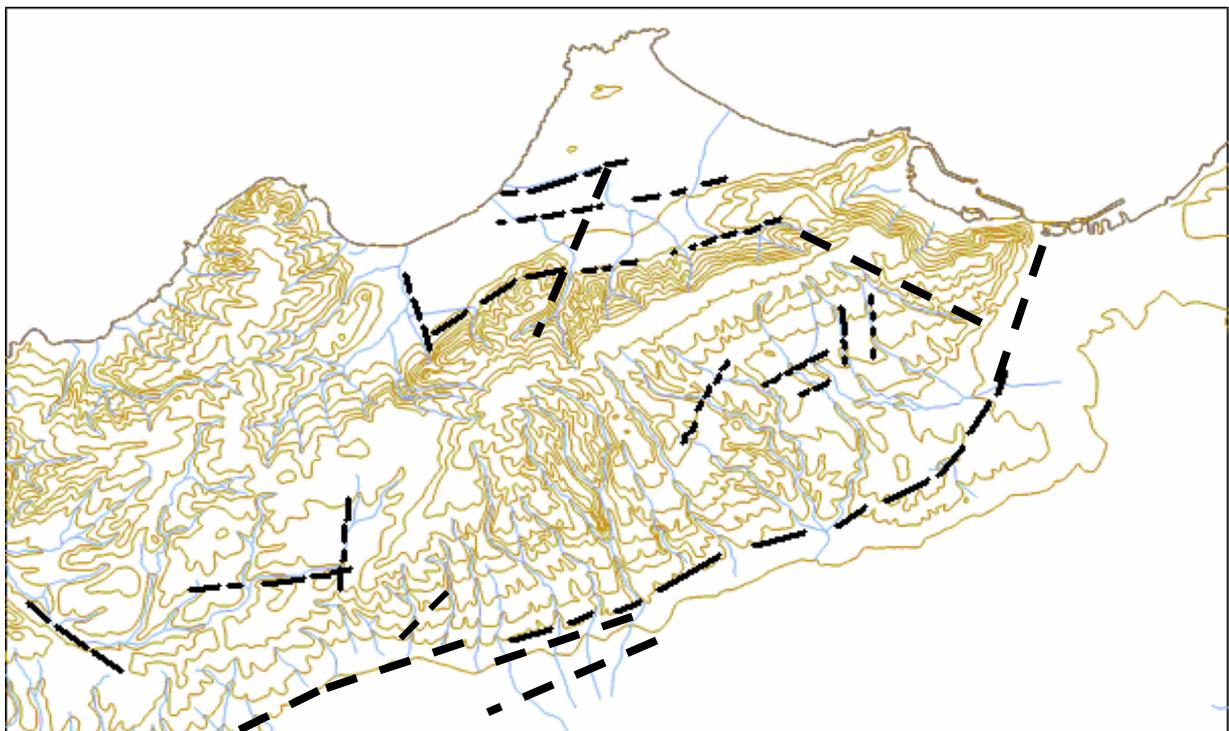


Fig.139: Carte de la fracturation déduite à partir du chevelu hydrographique parcourant le massif du Murdjadjo (Failles probables - - -)

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).

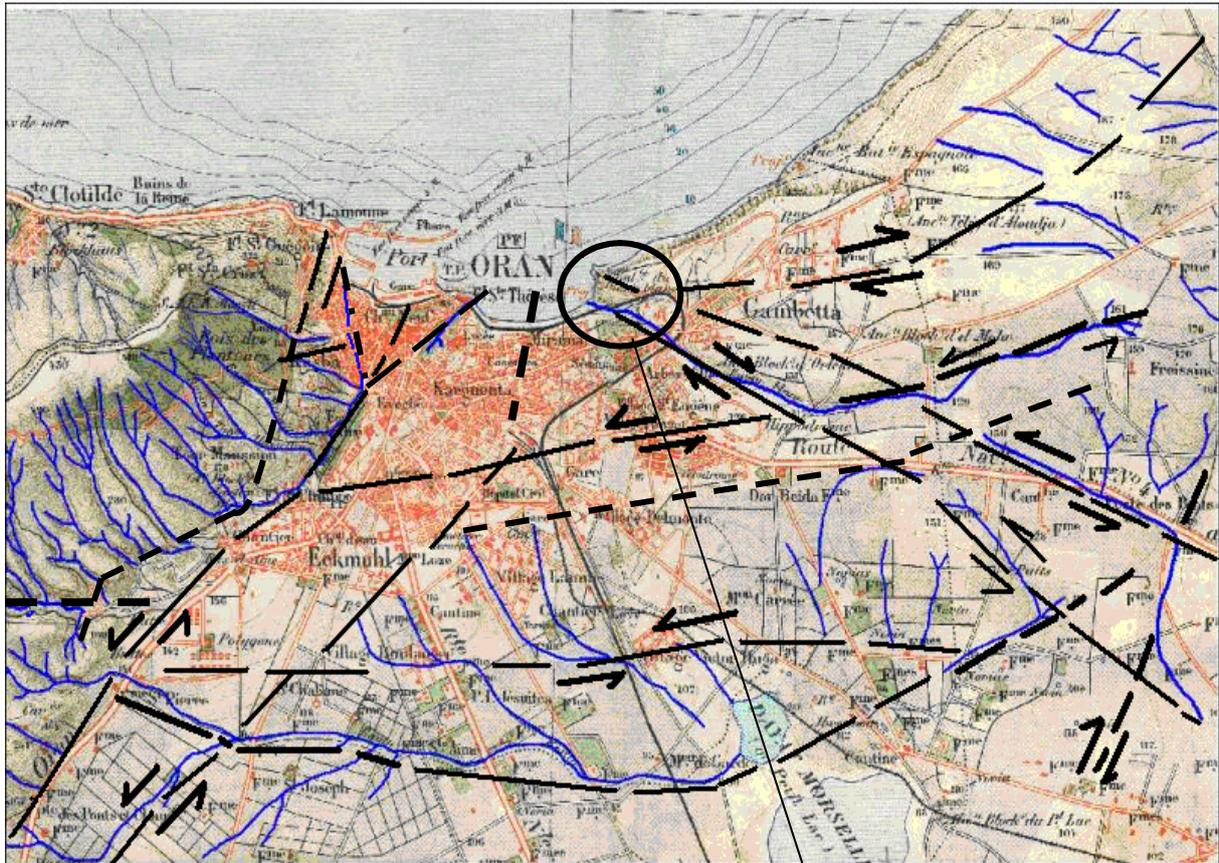


Fig.140 : Carte de la fracturation déduite à partir du chevelu hydrographique du plateau d'Oran à l'échelle 1/50.000 (failles probables - - -)

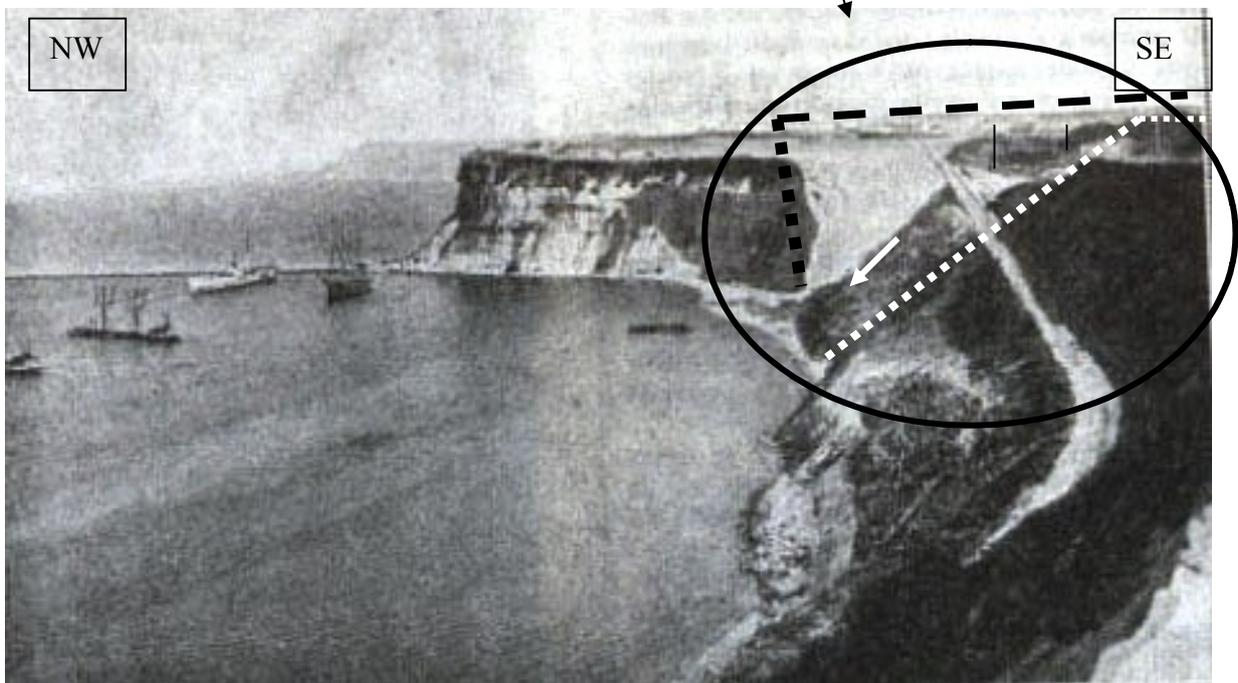


Fig. 141: Les traits discontinus représentent des plans de failles probables (les falaises du Ravin Blanc avant les travaux d'aménagement, 1870). Entre les deux plans, un petit glissement est visible (flèche : sens du mouvement).

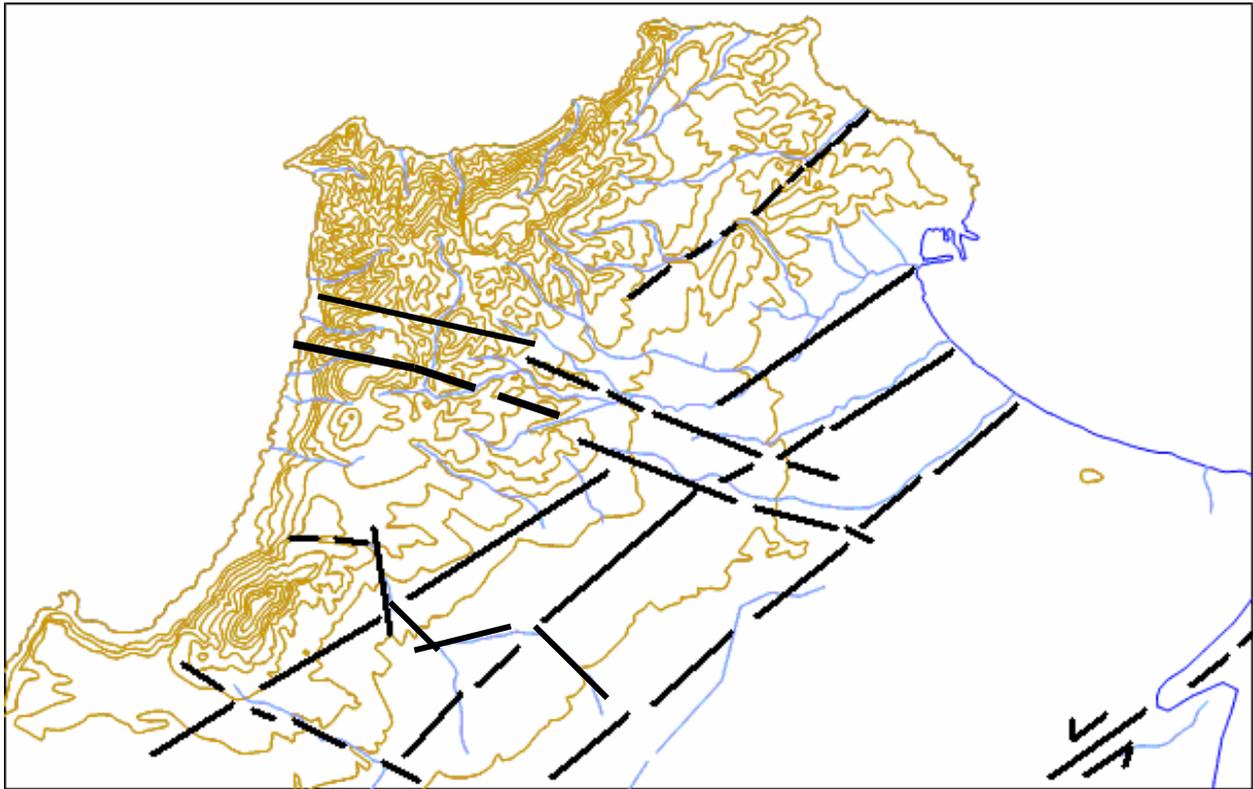


Fig.142: Carte de la fracturation déduite à partir du chevelu hydrographique parcourant le massif d'Arzew (failles probables / \)

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.

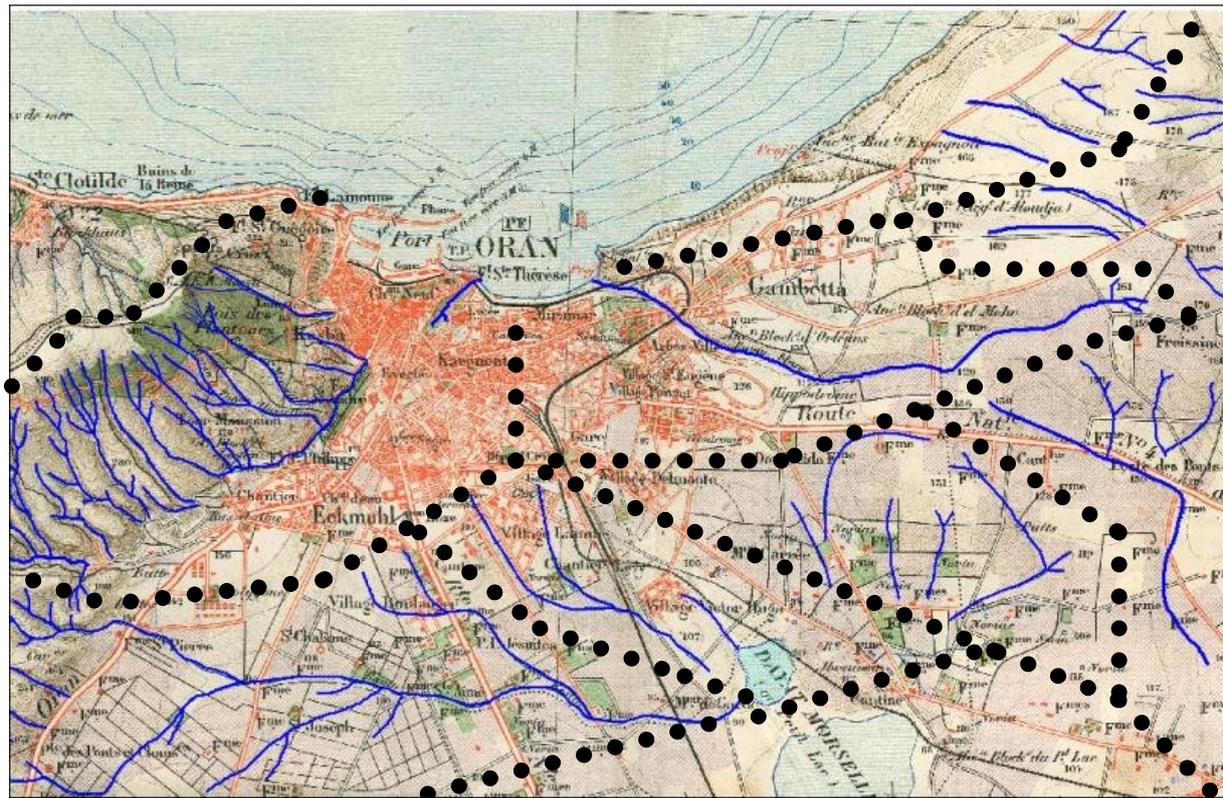


Fig.143: Carte des sous bassins versants hydrologiques du plateau d’Oran
 (••• limite du BV ,  cours d’eau)

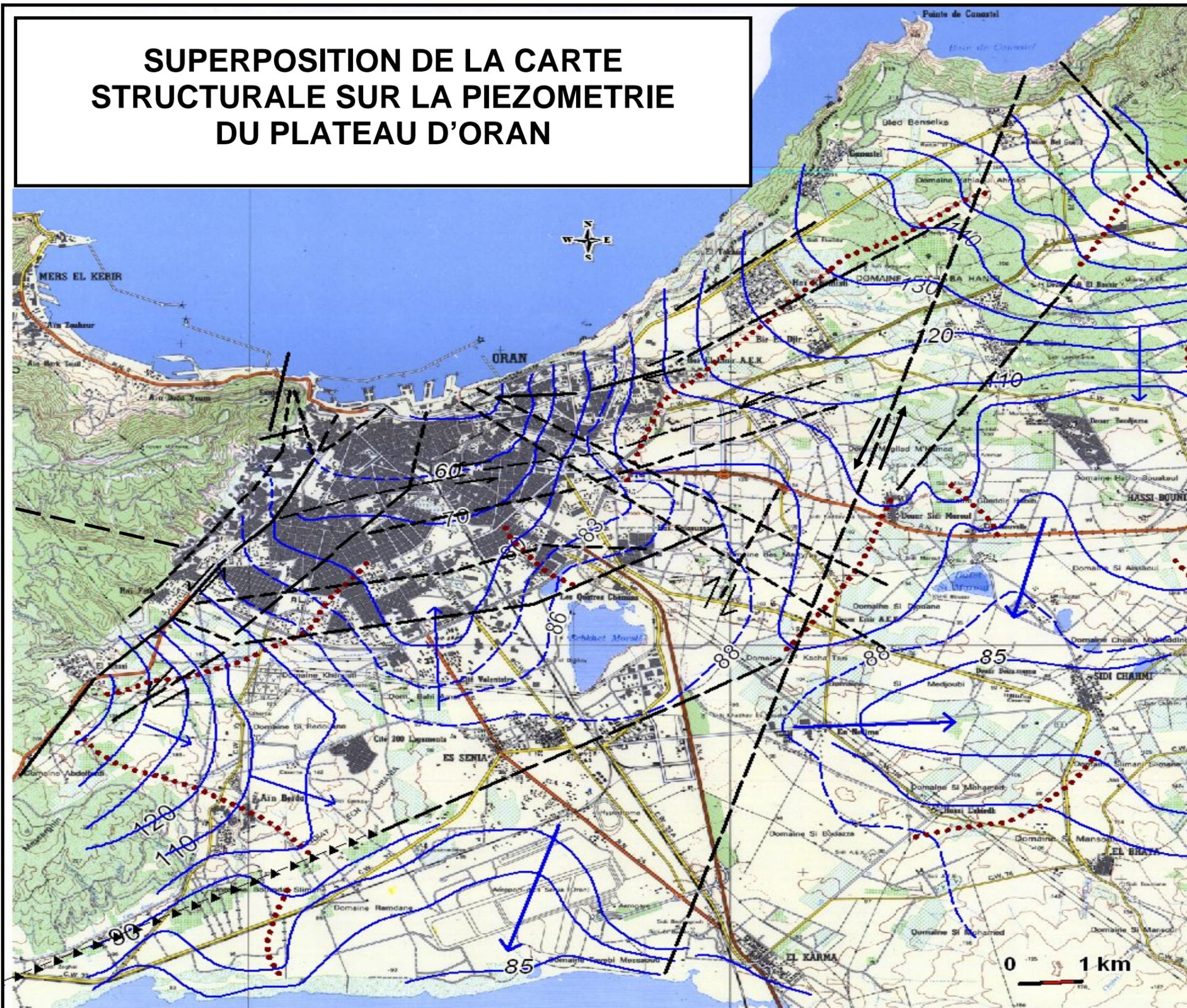
Cette perturbation dans l’écoulement souterrain est certainement liée à l’anisotropie des indices hydrauliques eux-mêmes fonction, entre autres, de la déclivité des formations aquifères. Ces écoulements divergents prouvent que les formations aquifères ne sont pas inclinées de la même façon.

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



MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ 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 ISOPIÈZE
-  COURBE ISOPIÈZE INTERMÉDIAIRE
-  LIGNE DE PARTAGE DES EAUX
-  SENS D'ÉCOULEMENT

CARTE DRESSÉE 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.

Chapitre 4

SEISMOTECTONIQUE & ALEA SISMIQUE

4.1. Généralités

La connaissance des caractéristiques des tremblements de terre se fait par l'analyse critique des documents historiques variés (photos, lettres, articles de presse ou autres récits), et/ou par des mesures instrumentales (réseau WWSSN dans le monde).

4.1.1. Séismicité historique de l'Algérie du Nord

Par rapport à d'autres régions du monde, l'Afrique du Nord n'apparaît pas comme une région très active du point de vue sismique car, malgré quelques événements catastrophiques, l'activité sismique n'y est pas régulière et soutenue (Adams et Barazangi, 1984).

En Algérie, les différents travaux de séismicité historique entrepris par A. Perrey (1847), M. Chesneau (1892), De Montessus de Ballore (1906), Ambraseys et Vogt (1988), A. Harbi, S. Maouche et H. Benhallou (2003), ont permis de montrer que les séismes historiques les plus violents, voire les plus meurtriers, sont ceux qui se sont produits dans la région littorale (détail dans le tableau n°2).

Le séisme d'El Asnam (10/10/1980), restera d'après les données historiques, portant sur plus de 250 ans d'observations documentées, comme le plus grand séisme connu dans le Maghreb. La plupart des événements majeurs ont leur épicerne situé dans une bande côtière large de 700 Km ; leur extension se fait d'Ouest en Est sur plus de 2000 Km allant du Rif au Maroc jusqu'en Tunisie.

Tableau n°. 2: Séismicité historique (CRAAG, Roussel, Ambrasey,...)

Localité	Date	I0	M	Victimes	Observations
Alger	03/01/1365	Forte	Forte	Plusieurs	Destructeur : Alger complètement détruite. 100 répliques pendant la nuit. Une partie d'Alger fut inondée
?	03/02/1716	X		2000	Dégâts à Alger Roussel, 1973 ; Ambraseys, 1983
Oran	09/10/1790	X		3000	Destructeur : l'ancienne ville fut presque totalement détruite. Roussel, 1973
Mascara	3/1819	IX		?	Roussel, 1973
Blida	02/03/1825	X - XI		700	Roussel, 1973
Jijel	22/08/1856	X1		?	Ambraseys, 1982
Atlas blideen	02/01/1867	X - XI		100	Roussel, 1973
Biskra	19/11/1869	?		?	Ambraseys, 1983
?	27/05/1881	?		?	Poirier et Taher, 1980

Gouraya	15/01/1891	X	7.5	0038	Destructeur: dégâts importants: Gouraya et Villebourg ont été complètement détruites. 53 immeubles et maisons détruits ou endommagés. Dégâts à Cherchell, kherba, Blida, El-Affroun, Mouzaia, Miliana et Orléansville. Mouvement vertical observé à Gouraya. Ressenti à Saïda et Djelfa. Fortes répliques. Rayon macrosismique 200 kms
Béni Chougrane (El Kalaa)	29/11/1897	IX – X (VIII)		20	Destructeur : El Kalaâ et Dehba : une mosquée ainsi que plusieurs maisons ont été détruites. Thiouanet: importants dégâts (80 maisons ont été complètement détruites). Ressenti à Oran, Arzew, Relizane, Mostaganem et Mascara. Forte réplique ressentie quelques minutes après. Roussel, 1973
Sour. El Ghoulzène (Aumale)	24/06/1910	X (VIII)	6.4/ 6.6 30		Dégâts importants à El Euch, Tablat et Masqueray. Les villages de la plaine de Gachtulas ont été complètement détruits. Répliques fortes ressenties jusqu'en janvier 1911 (20/08, M=4.8 et 07/01/1911, M=5.5). Roussel, 1973
A. el Hassan (Cavaignac)	25/08/1922	IX-X	5.1	2	Destructeur : Cavaignac complètement détruite. Mouvement vertical observé (1m). Ressenti à Ténès (VIII), Orléansville et Cherchell (VII).
El Abbadia (Carnot)	07/09/1934	IX (VII)	5.0	aucune	Dégâts à Carnot, St. Cyprien et El- Attaf. Des glissements de terrain ont été observés au Nord. Ressenti à Alger. 92 répliques entre 07-30/90
Béjaia	12/02/1946	VIII- IX	5.6	264	1000 maisons détruites .112 blessés.
Chlef (Orléansville-ElAsnam)	09/09/1954	X-XI	6.7	1243	Destructeur: 20.000 habitations détruites. Effets observés: glissement de terrain et liquéfaction du sol. Mouvement vertical maximum (10) (1.33m) au voisinage de Ouled Abbas. Plusieurs répliques .
M'sila	21/02/1960	VIII	5.6	47	Dégâts à Melouza. 88 blessés.
M'sila	01/01/1965	VIII	5.5	5	1300 maisons détruites.
Mansourah	24/11/1973	VII	5.1	4	Dégâts à Mansourah, Medjana, El-Mehir et Theniet Enasr. 50 blessés. Plusieurs personnes ont été portées disparues. Répliques (24-25-26/11).
Chlef	10/10/1980	IX	7.3	2633	Destructeur: 8369 blessés, 348 portés disparus, 6.778.948 sinistrés, 70% des habitations détruites. Une faille inverse sismogène a été observée (36km) Un mouvement vertical maximum (11) de 6 m a été mesuré entre Zebabdja et Ouled-Abbas Une forte réplique a été enregistrée une heure après le choc Principal (M=6.5)

Constantine	27/10/1985	VIII	5.9	0010	Peu de dégâts à El-Aria et Béni- Yakoub, plus de 300 blessés, plusieurs au voisinage du village d'El-Khroub. Ruptures de surface. Une faille de Coulissage. Plusieurs répliques pendant plus d'un mois.
El Affroun	31/10/1988	VII	5.4	aucune	Nombreux dégâts. 500 familles sinistrées et 5 blessés
Dj. Chenoua	29/10/1989	VIII	6.0	0022	Nombreux dégâts à Sidi-Moussa (près de la ville de Tipaza) (au voisinage de l'épicentre) et Nador. Peu de dégâts à Alger (la Casbah). Faille inverse. Plusieurs répliques durant 3 mois.
Mascara	18/08/1994	VII	5.6		Ce séisme survenu la nuit, a été largement ressenti, l'intensité VII a été atteinte à Hacine et Shadlia, ou d'importants dégâts ont été occasionnées, des destructions ont été observées dans les villages avoisinants et ceci sur un rayon de 15 km autour de Hacine.
Alger	04/09/1996	VII	5,7		Ce séisme qui a été ressenti jusqu'à Dellys à l'Est, Menaceur à l'Ouest et Berrouaghia au Sud, a atteint l'intensité VII à Ain-Benian, Cheraga et Staoueli, appartenant à la région épiscopale. Le rayon macrosismique moyen est de 140 km .
Ain-Temouchent	22/12/1999	VII	5,8	Plusieurs	Ce séisme a atteint une intensité maximale de VII a occasionné dans la région Pléistoseiste qui regroupe Ain-Témouchent, Ain-Tolba, Ain-Kihal et Sidi-Ben-Adda , des dégâts matériels importants et la perte de plusieurs vies humaines , la surface macrosismique dépasse 260 km de rayon.
Béni-Ouartilane	10/11/2000	VII		2	Ce séisme a occasionné dans la région pleistoseiste qui regroupent Béni-Ouartilane, Fréha et El-Main, des dégâts matériels et la perte de 02 vies humaines. Des fissurations superficielles des maisons en maçonneries traditionnelles ont été observées dans les localités citées ci-dessus.
Boumerdes	10/11/2003	Mw= 6,9	5,4	2300	Destructeur : Le tremblement a eu des conséquences dévastatrices. Dans la région épiscopale, de nombreux phénomènes de surface ont été observés à plusieurs endroits. 11 000 blessés, 200 000 personnes restées sans abris et des dégâts matériels

M=Magnitude ; **I0**=intensité maximale ; échelle Mercalli

4.1.2. Séismicité historique de l'Oranie

De 1505 (date du début de l'occupation espagnole) à 1959, la région d'Oran n'a connu au total que six événements historiques classés sensibles à destructeurs (Tableau n°3). Les autres sont d'intensité modérée.

TABLEAU 3 : Principaux séismes historiques de l'Oranie (I ≥ IV)

Réf	Date	Coordonnées	I	M	Localisation	Nombre de victimes
Roussel, 1973 Ambraseys, 1982	09/10/1790	?	X	-	Oran	3000
Roussel, 1973	/03/1819	35.7N / 0.7W	IX	-	Mascara	nombreuses
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).	1836	35.7 N 0.6 W	VI		Oran	
Karnik, 1971	26/07/1861	35.4N / 0.1E	VII	-	Oran	-
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).	1889	35.8 N 0.8 W	VII	4.6	Oran	
Karnik, 1969	02/02/1910	36.4N / 2.8 E	VII	-	Oran	-
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).	1949	35.7 N 0.7 W	V	4.1		
Mortgat et al, 1978	08/01/1913	36.7 N / 0.1 E	VII	-	Oran	-
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).						
Benahallou et roussel, 1971	12/12/1959	36.5 N / 2.7 E	VII	-	Oran	0
(Mokrane et al., 1994; Benouar, 1994).	1975	35.64 N 0.72 W	IV	3.2		

Parmi les séismes historiques les plus évoqués on peut rappeler :

➤ **Le séisme du 09 octobre 1790 (1H, 35°7N, 0°7W)**

Il fut l'un des plus désastreux qu'ait jamais subi l'Algérie et se fit même ressentir dans tout le pourtour méditerranéen et ce jusqu' à Malte (fig. 144). Les récits indiquent que presque toutes les maisons furent démolies causant la mort de près de trois mille victimes. L'ensemble des édifices publics (palais de la casbah, la Trésorerie, l'intendance, la caserne du régiment des Asturies et les églises) s'écroula. Les rares habitations encore debout furent évacuées et la population invitée à s'établir sur les hauteurs de la ville. En même temps, des mesures vigoureuses furent prises pour défendre la ville contre les pillards.

Les effets les plus désastreux constatés furent enregistrés dans la dépression située entre la base du Murdjadjo et la colline sur laquelle s'élève le château neuf; par contre le château Neuf, les forts de Santa Cruz et de Saint Grégory ne paraissent pas avoir trop souffert du cataclysme.

➤ **Le séisme du 29 Juillet 1872 (8H 15', 35°9N, 0°1E)**

Plusieurs maisons furent lézardées à Mostaganem. Cette secousse fut ressentie d'Oran jusqu'à Alger.

➤ **Le séisme du 21 Mai 1889 (4H 15', 35°7N, 0°8W)**

Se produisant à Oran, ce séisme ayant provoqué le réveil général des habitants fut ressenti en mer (sur le navire Issac Péreire ancré dans le port de Mers El Kebir), à Sidi Chahmi et à Tlélât. Quelques maisons furent lézardées, des cheminées détruites et la caserne de la douane très éprouvée.

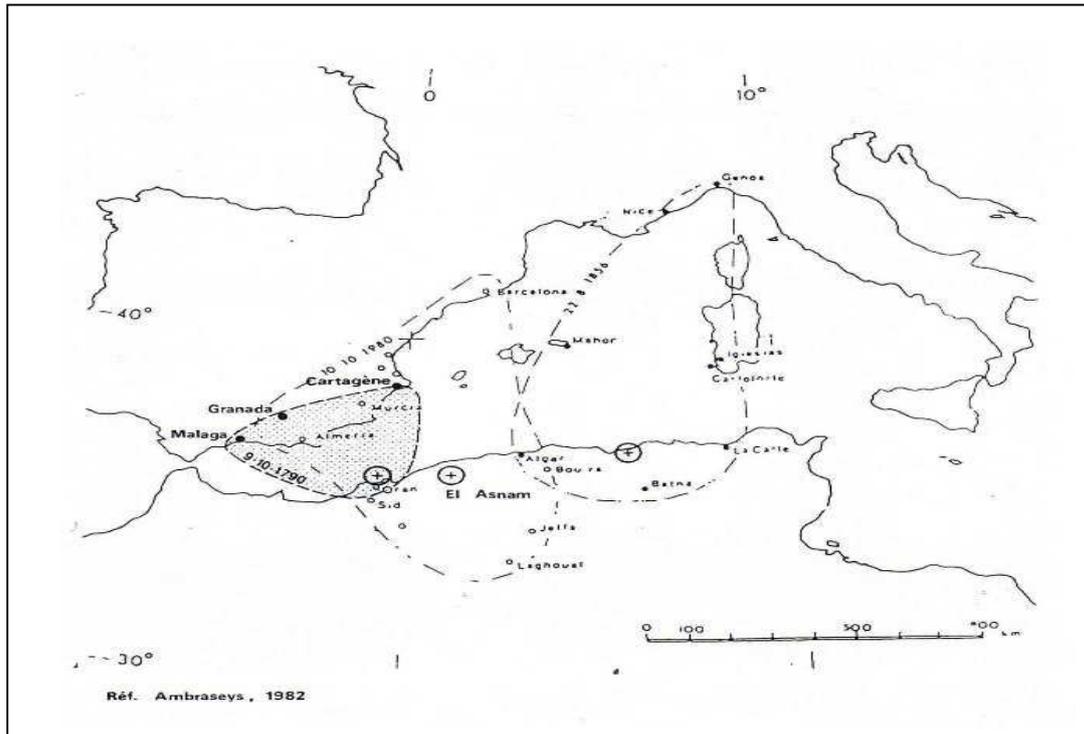


Fig.144 : Extrait de la carte isoséiste du séisme du 09/10/1790 (Ambraseys, 1982)

➤ **Le séisme de Juillet 1912 (18H 06', 35°7N, 0°4W)**

Les effets de ce séisme indiquent que l'intensité fut de VII à Arzew, V à Renan, III à Oran. Plusieurs répliques furent enregistrées le 24 et 25 juillet.

Ce séisme, très violent dans la région d'Arzew, se caractérisa par un grand nombre de maisons lézardées, des meubles et objets renversés, des plafonds effondrés et un grondement sourd pareil à une explosion.

➤ **Les séismes du 19, 20 et 21 Juin 1925 (35°8N, 0°4W)**

Trois secousses ont été ressenties dans la région d'Oran à 14H44' le 19, à 12H33' le 20 et à 03H01' le 21.

19 Juin : Port aux Poules (I=VI), Arzew, Mangin, Saint Louis

20 Juin : Saint Leu, Port aux Poules, quelques lézardes (I=VI) ; Oran, Saint Louis, Saint Denis de Sig, Mangin (I=IV) ; Mostaganem (I=III) ; ressentie également à port aux Poules, Renan, Arcole, Hassi Ben Okba, Saint Cloud. L'épicentre est probablement voisin de Saint Leu et de Port aux Poules et peut être sous-marin. L'ISS indique pour le 21 juin un épicentre situé 37°0N, 0°5W) à 120 Km au nord de Saint Leu. Une détermination microséismique approximative situe l'épicentre à 36°1N, 0°7W, H=03H. 00,4

➤ **Le séisme du 01 Avril 1939 (08H 02', 35°9N, 0°1 E)**

La secousse principale a été enregistrée à Alger. A Mostaganem, la secousse fut ressentie assez violemment. Des murs dégradés ; des cheminées écroulées, des lézardes, des toitures affaissées y ont été constatés. Pendant le mois d'Avril, il a été ressenti à Mostaganem environ 30 secousses.

➤ **Le séisme du 12 Décembre 1959 (35°7N, 0°7W)**

Un séisme modéré se produisit à 20H00 dans la région d'Oran, St Cloud et Kristel produisant des fissures sur les vieilles habitations et causant la frayeur des populations. L'intensité du séisme était de VII pour une Magnitude de 5.2. L'épicentre macro-séismique se situe en bordure de côte au large d'Oran (fig. 145). De nombreuses répliques se sont produites après le séisme majeur et ceci jusqu'à la fin Janvier 1960. Sur le terrain, une fissure de plusieurs mètres de longueur et de 35 cm de largeur fut observée. Une canalisation d'eau fut également rompue dans la ville d'Oran.

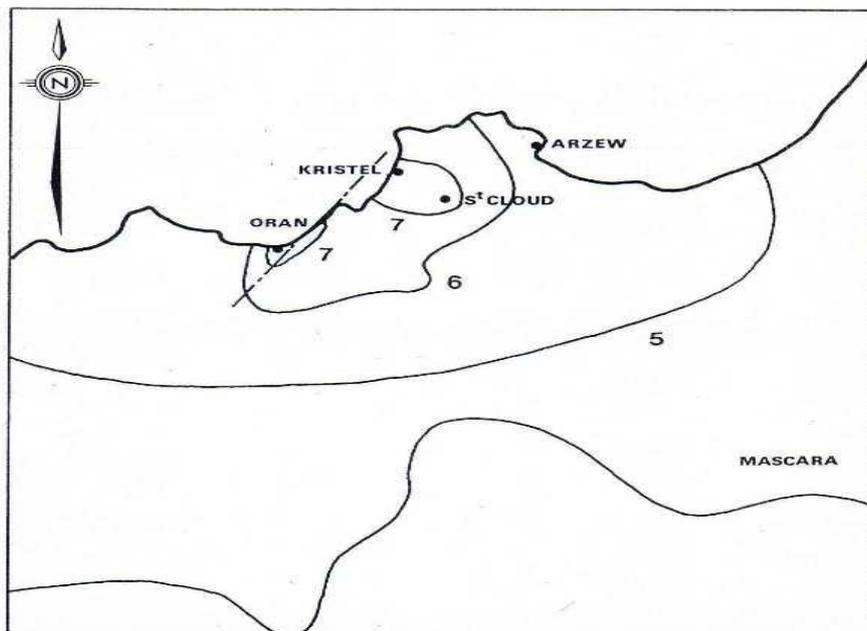


Fig.145: Extrait de la carte isoséiste du séisme du 12/12/1959 (Benhallou et Roussel, 1971)

4.1.3. La sismicité instrumentale de l'Oranie

Dans l'Oranie, avant 1962, l'enregistrement instrumental des événements sismiques n'était assuré que par la station sismique de Relizane (1955). Quelques années plus tard et à intervalle rapproché des stations tri composante ont été installées à Sidi Mohamed Benaouda sur le site du barrage du même nom puis à Tlemcen sur le site du barrage de Meffrouche.

Aujourd'hui, la région d'Oran est le siège de l'une des quatre (4) stations régionales du réseau algérien Télémétré composé de 32 stations. Cette station régionale permet de centraliser les informations collectées par six stations uni-composantes réparties à travers l'ensemble des wilayate de l'Ouest algérien et celles qui lui parviennent des stations espagnoles avoisinantes (fig. 146).

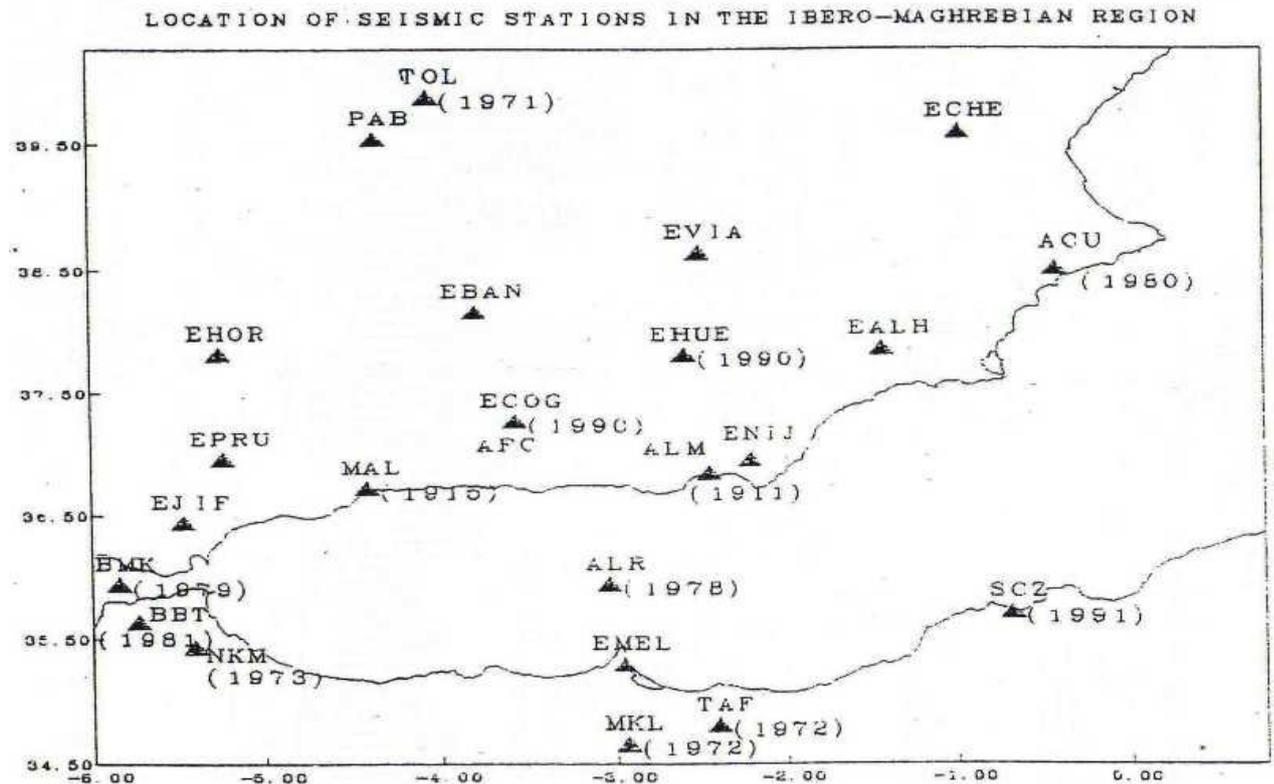


Fig. 146 : Localisation des stations sismiques dans la région Ibéro – Maghrébine (Djellit, CRRAG)

Après l’installation progressive des stations sismologiques, le nombre des chocs sismiques enregistrés pour la seule région d’Oran, est passé d’une dizaine de séismes vers les années 30 à environ 60 vers les années 90 (fig.147), avec une nette amélioration de la précision de la localisation (CRAAG).

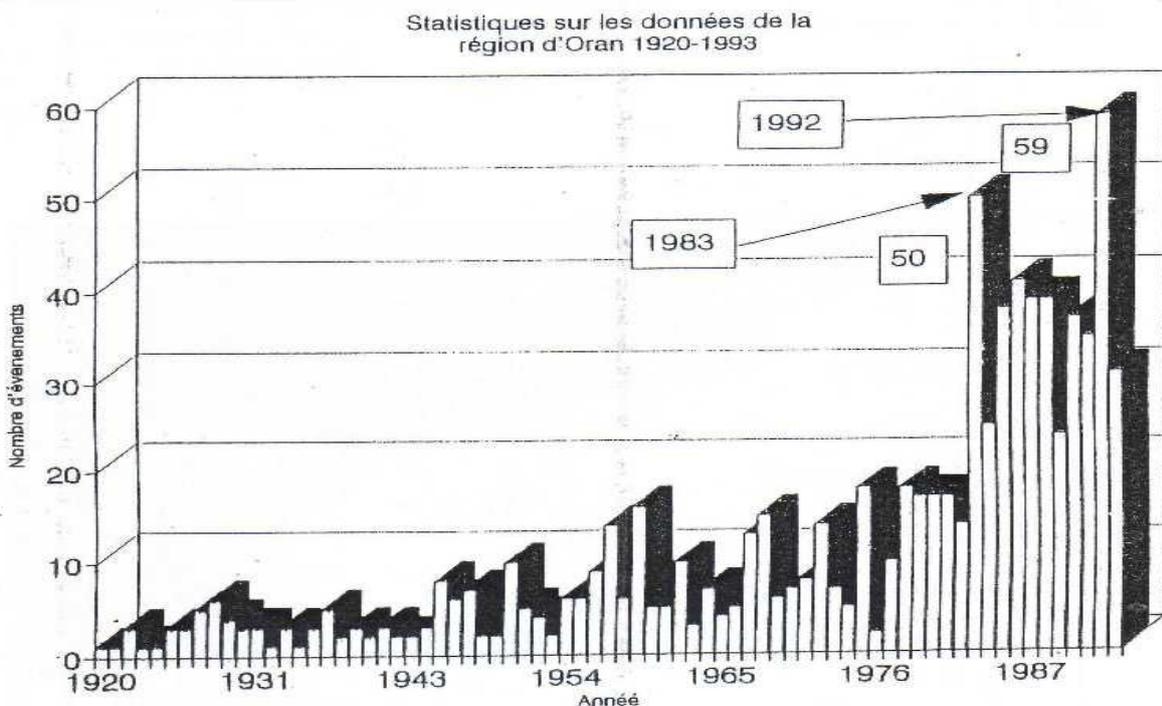


Fig. 147 : Statistique sur les données de la région d’Oran 1920-1993 (Djellit, CRAAG).

4.1.4. Caractéristiques de la sismicité.

4.1.4.1. Sismicité actuelle de la région Ibéro-Maghrébine

Dans le cadre de l'étude de microzonage sismique de la wilaya d'Ain Témouchent, le groupement de bureau d'études (ME2i, GEOMATRIX Consultants Inc et Tti Production), a établi, en décembre 2003, une carte relative à la sismicité historique et instrumentale qui a marqué la région ibéro-maghrébine pour la période allant de 1928 au 1^{er} janvier 2003 (fig.148).

L'examen de cette carte permet de constater que la sismicité est localisée principalement dans les zones côtières ibériques, en mer d'Alboran et enfin sur la marge nord des pays maghrébins. Dans le passé, c'est au niveau de ces régions que les séismes dévastateurs ont été enregistrés (Buforn *et al.*, 1988c; Meghraoui, 1988).

Dans la partie Est de l'océan atlantique, la sismicité suit les limites de la plaque des Azores qui s'allonge pour entrer en jonction avec Gibraltar. Près des rives de la Goringe (36°N, 10°W), on remarque une concentration d'événements. Ce domaine pourrait bien correspondre à la localisation probable du séisme de Lisbonne de 1755 (Buforn *et al.*, 1994).

Au large des côtes du Portugal et de l'Espagne, certains séismes sont localisés dans les zones internes actuelles (Moreira, 1985; Buforn *et al.*, 1988b)

Au niveau du Maroc, nous avons un agencement des épicentres qui se fait à partir d'Agadir en direction du NW pour rejoindre la zone de fracture Azores-Gibraltar.

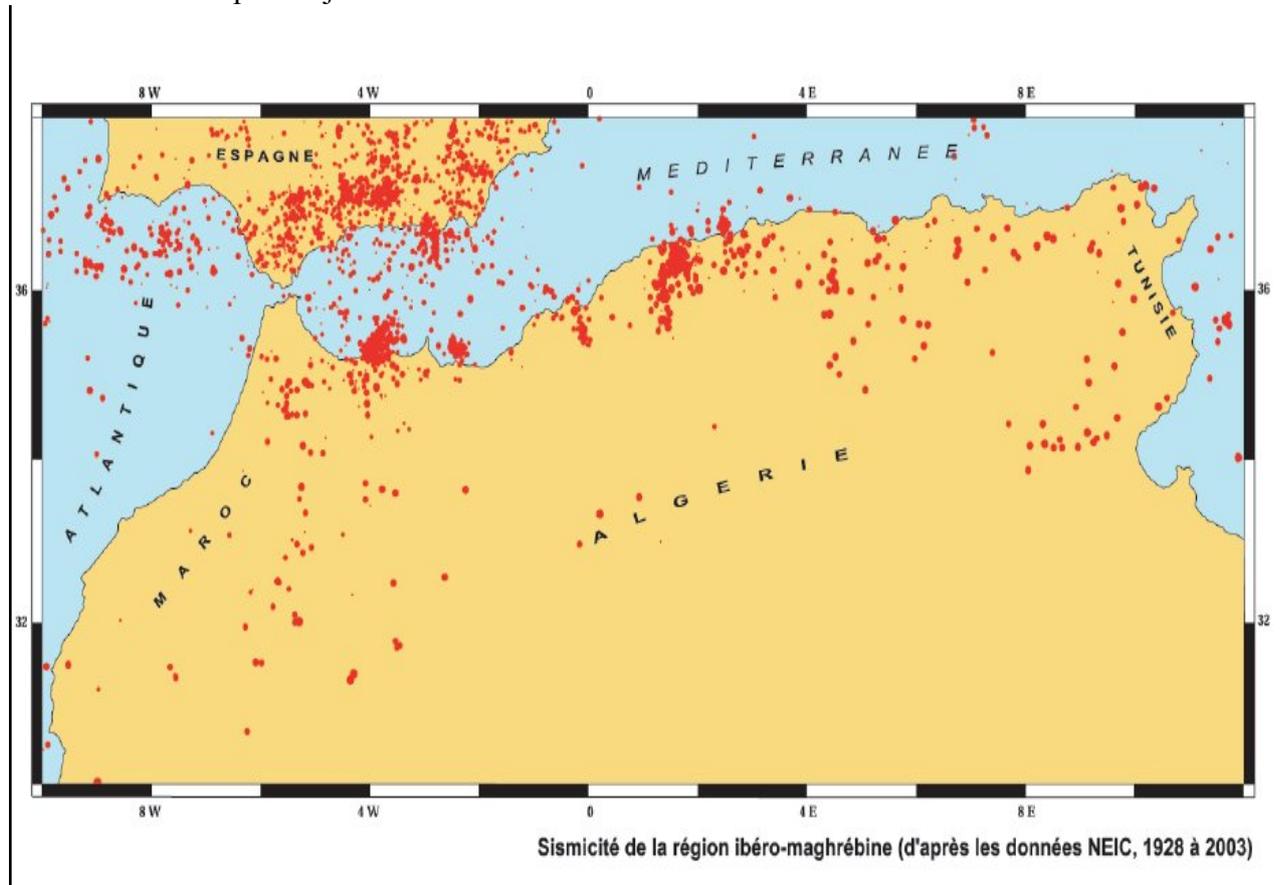


Fig.148 : Sismicité de la région ibéro maghrébine (ME2i, GEOMATRIX Consultants Inc et Tti Production, 2003).

En étudiant les séismes qui ont affecté la région ibéro-maghrébine au cours de la période instrumentale (1910-1985), Buforn (1994) a remarqué que la majorité des séismes avait des profondeurs superficielles ($h < 30$ km) et que l'activité sismique était importante aussi bien à intervalle intermédiaire ($30 < h < 150$ km) qu'à très grande profondeur ($h \sim 650$ km).

Il a noté que les séismes prenant naissance à profondeur intermédiaire (de 30 à 150 Km) se répartissent en trois groupes : le premier est, surtout, concentré dans l'arc de direction Nord-Sud passant par Granada, Malaga jusqu'aux côtes nord du Maroc, le second, avec une orientation Sud, longe les montagnes de l'Atlas (Maroc) et le troisième avec une orientation E-W est installé dans le Golf de Cadix (figure 149).

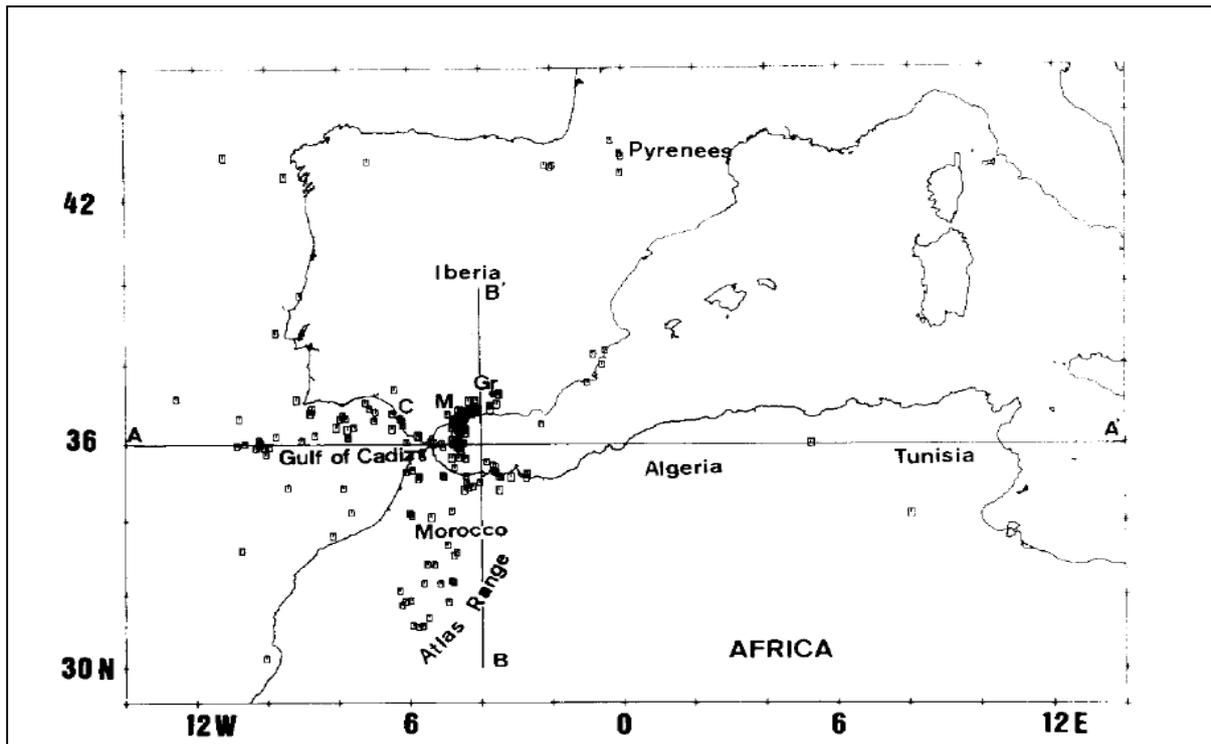


Fig. 149. Activité sismique intermédiaire ($30 < h < 150$ km) pour la région Ibéro-Maghrébine. La période représentée est 1965-1985 et les magnitudes >3.5 , (Buforn *et al.*, 1994).

C = Cadiz; M = Malaga; Gr = Granada (Instituto Geográfico Nacional, Seismicity Data File, Spain),

L'examen des deux figures 150 et 151, représentant respectivement les coupes transversales E-W et N-S des foyers de séisme situés entre 0 et 150 Km de profondeur, permet de relever que les épicentres s'étendent sans interruption de la surface jusqu'à la profondeur 150 Km.

Aussi, là où la concentration des chocs à profondeur moyenne est élevée, nous avons le champ épicentral des séismes très profonds ($h \sim 640$ km). Entre 150 et 640 km de profondeur aucun tremblement de terre n'a été détecté.

Ces deux niveaux de l'activité sismique sont apparemment indépendants et doivent avoir une origine différente. Les séismes profonds témoignent d'un enfoncement d'un paléoplan de subduction qui se serait détaché et qui est actuellement « absorbé » par le manteau inférieur alors que les séismes superficiels indiquent une déformation de la région supérieure de la croûte.

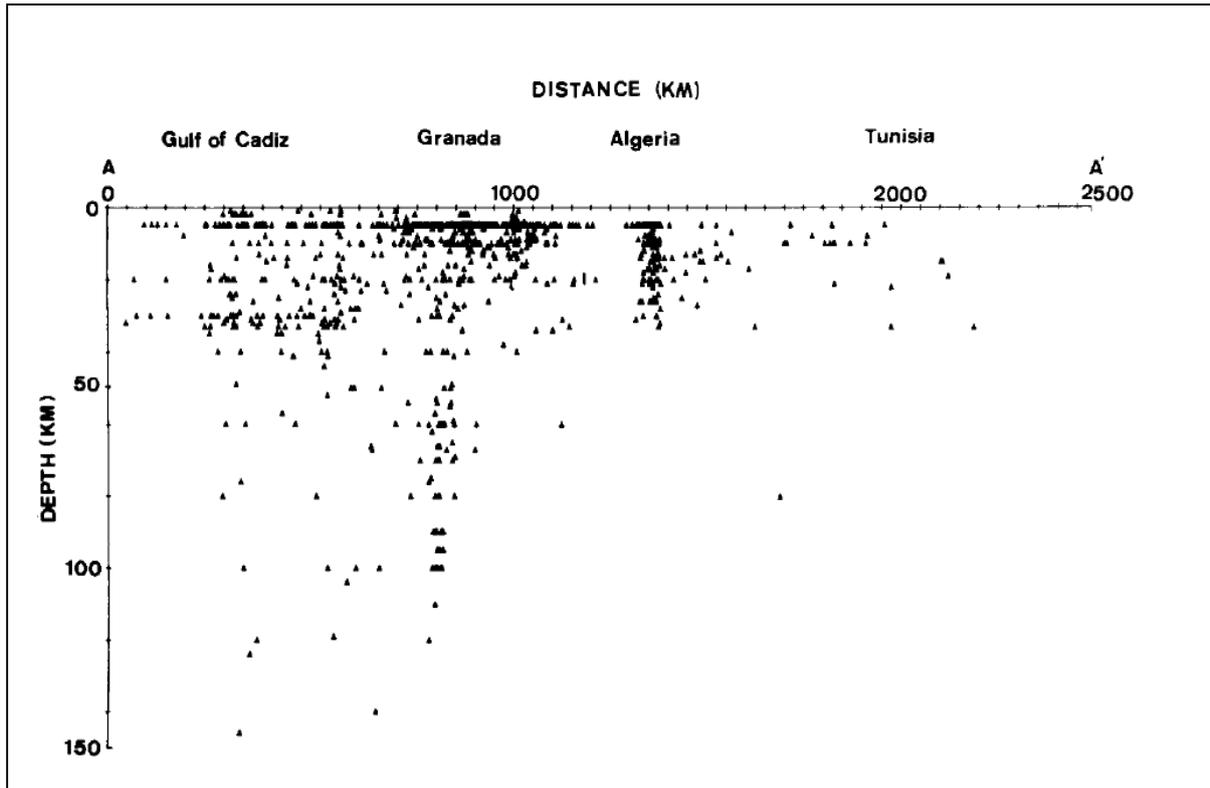


Fig. 150 : Coupe transversale verticale de la surface jusqu'à 150 km correspondant au profile AA' de la Fig. 149 (Instituto Geografico Nacional, Seismicity Data File, Spain), (Bufo *et al.*, 1994).

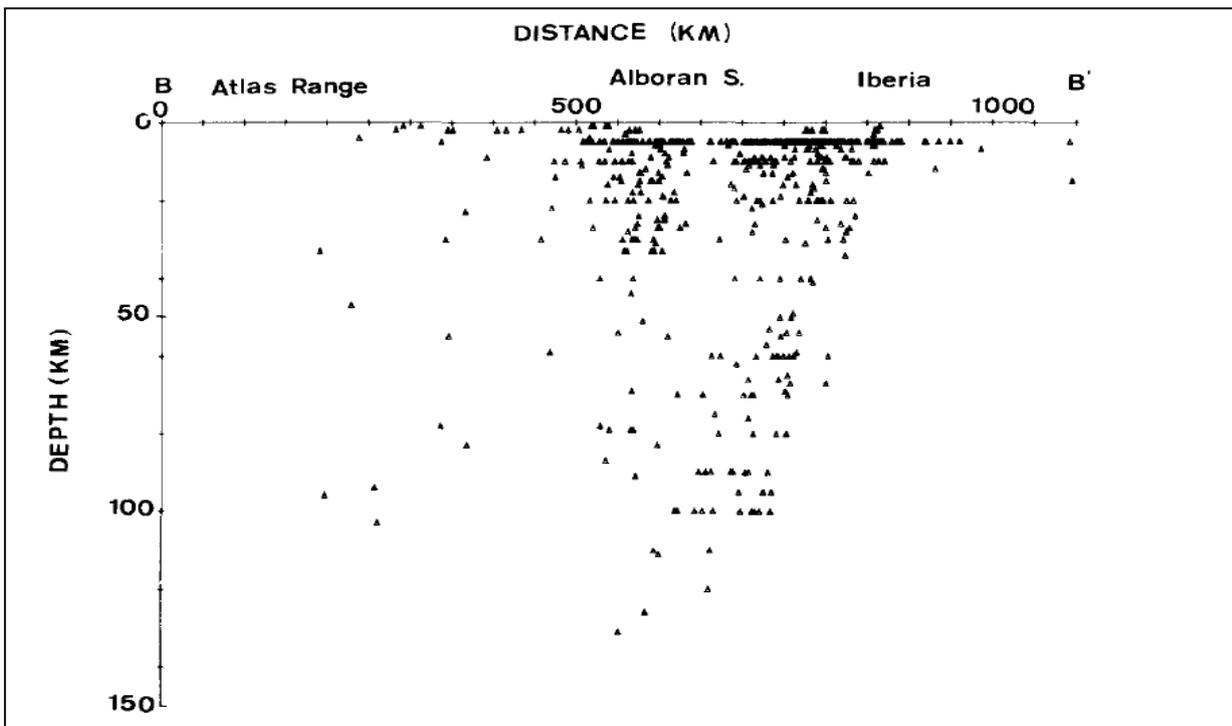


Fig. 151. Coupe transversale verticale de la surface jusqu'à 150 km correspondant au profile BB' de la Fig. 149 (Instituto Geografico Nacional, Seismicity Data File, Spain), (Bufo *et al.*, 1994).

Les solutions des plans de failles, proposés par Bufoin *et al* (1994), n'ont concerné que les séismes très bien documentés. Les données relatives à leurs épïcêtres sont mentionnées, ci-dessous, dans le tableau n°4.

Table 4 : Coordonnées Hypocentrales des séismes de la région Ibéro-Maghrébine.

N0	Date	Time	Lat.	Long.	Depth (km)	Magn.
1	20-03-1954	06-16-05.	37.0 N	3.6 W	650	7.0
2	09-09-1954	01-04-37.	36.3 N	1.4 E	-	6.7
3	29-02-1960	23-40-14.	30.5 N	9.6 W	-	6.0
4	05-12-1960	21-21-47.	35.6 N	6.5 W	15	6.2
5	15-03-1964	22-34-13.8	36.2 N	7.6 W	12	6.1
6	28-02-1969	02-40-32.5	36.1 N	10.6 W	22	8.0
7	05-05-1969	05-34-23.5	36.0 N	10.4 W	29	5.5
8	06-06 1977	10-49-09.5	37.6 N	1.7 W	10	4.2
9	20-06-1979	00-09-06.4	37.2 N	3.5 W	60	4.5
10	10-10-1980	12-25-23.8	36.2 N	1.3 E	5	7.3
11	08-11-1980	07-54-20.0	36.1 N	1.4 E	5	5.3
12	05-03-1981	01-21-52.0	38.5 N	0.2 E	5	4.9
13	24-06-1984	14-30-51.1	36.8 N	3.7 W	5	5.0
14	13-09-1984	04-34-10.5	37.0 N	2.3 W	9	5.1
15	26-05-1985	18-05-09.8	37.8 N	4.6 W	5	5.1
16	27-10-1985	19-34-59	36.6 N	6.7 E	10	6.0
17	13-05-1986	00-19-45.6	36.6 N	4.5 W	90	4.5
18	20-10-1986	14-48-19.6	36.7 N	8.8 W	37	4.8
19	11-03-1987	00-36-40.8	37.8 N	3.4 W	7	4.2
20	09-12-1987	15-40-34.6	35.4 N	3.8 W	21	4.2
21	05-10-1988	00-42-11.8	35.4 N	3.8 W	20	4.2
22	12-12-1988	06-40-43.4	36.3 N	4.6 W	70	4.3
23	20-12-1989	04-15-06.8	37.3 N	7.3 W	23	5.0
24	08-03-1990	01-37-12.3	37.0 N	3.6 W	637	4.3

L'analyse des 24 mécanismes au foyer mentionnés sur la fig.152 permet de faire les observations suivantes :

A l'Ouest de Gibraltar, les séismes 5, 6, 7 et 18 ont des solutions correspondant à des failles inverses avec une contrainte générale de direction E-W et une pression horizontale des axes dans la direction NW-SE à NNW-SSE. Les séismes 5 et 6 ont une magnitude au dessus de 6 (Bufoin *et al.*, 1988a).

Les secousses telluriques 20 et 21 ont des solutions qui correspondent à des failles normales avec des plans de fracture NE-SW. Cette direction est en accord avec celle des séismes dans le Sud ibérique.

Enfin, parmi les séismes 2, 10 et 11 qui ont frappé El Asnam (Algérie), deux (2 et 10) ont des magnitudes supérieures à 6.5. Ces séismes ont un mécanisme similaire aux failles inverses de direction NE-SW à ENE-WSW et avec des axes de pression horizontaux de direction NW-SE. Cette direction est identique à celle trouvée dans les solutions des séismes de l'Ouest de Gibraltar.

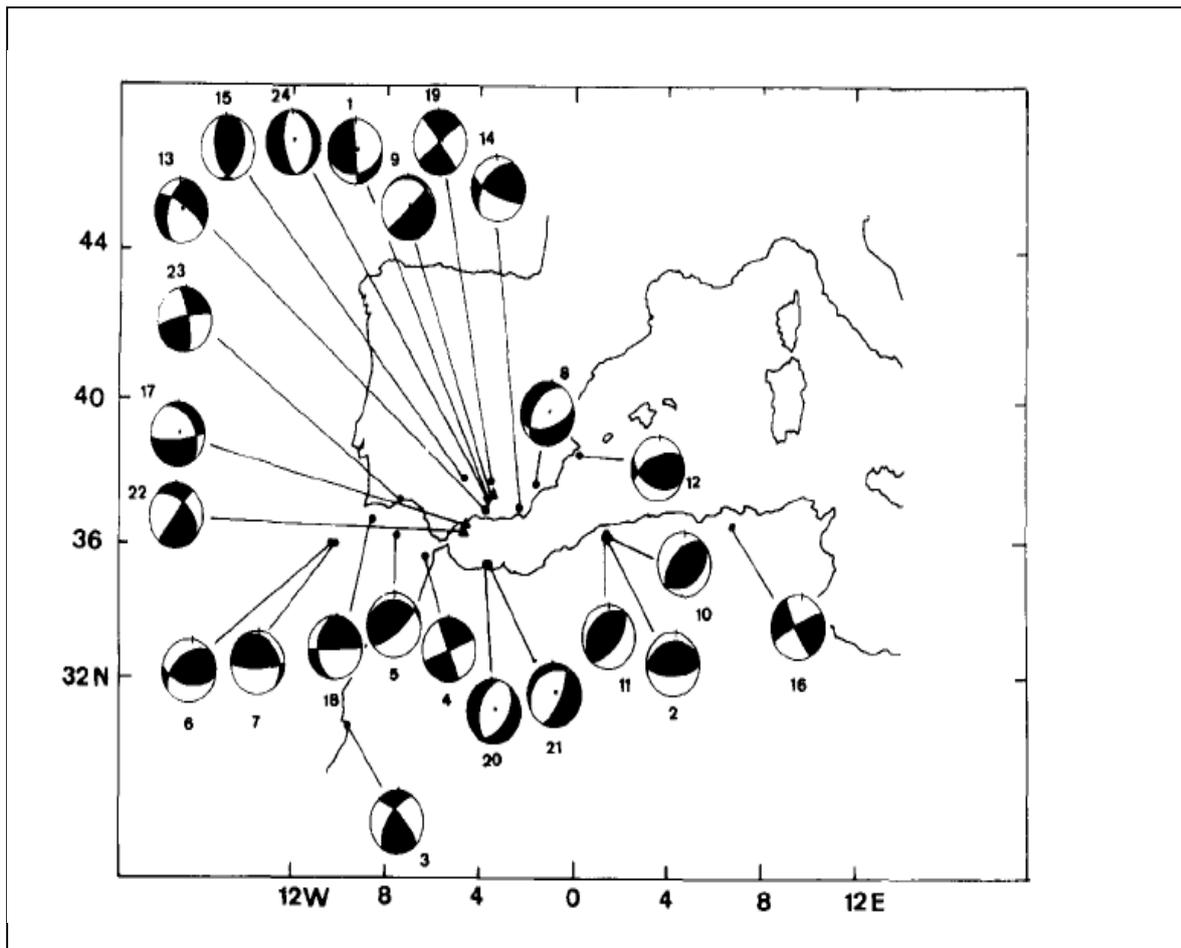


Fig. 152. Solution des plans de failles des séismes de la région Ibéro-Maghrébine (Bufoin *et al.*, 1994). Les numéros se réfèrent aux séismes. Les diagrammes représentent les hémisphères sud de la sphère focale avec des cadrans assombris pour la compression et blancs pour les dilatations.

Par contre, la carte (fig. 153) des mécanismes au foyer des principaux séismes instrumentaux du Maghreb (ANSS, NEIC, Ouyed *et al.*, 1983, Bounif *et al.*, 1987), permet l'analyse suivante :

- Des solutions focales en décrochement senestre sont localisées dans une zone orientée NE-SW située dans la bordure orientale de l'Atlas marocain.
- Des mécanismes donnant des solutions en compression orientée NNW-SSE sont observés au niveau de la région Oran -Tipasa située au Nord de l'Atlas tellien algérien.
- Des mécanismes montrant des solutions en décrochement dextre caractérisent l'Est d'Alger jusqu'au delà de Constantine.

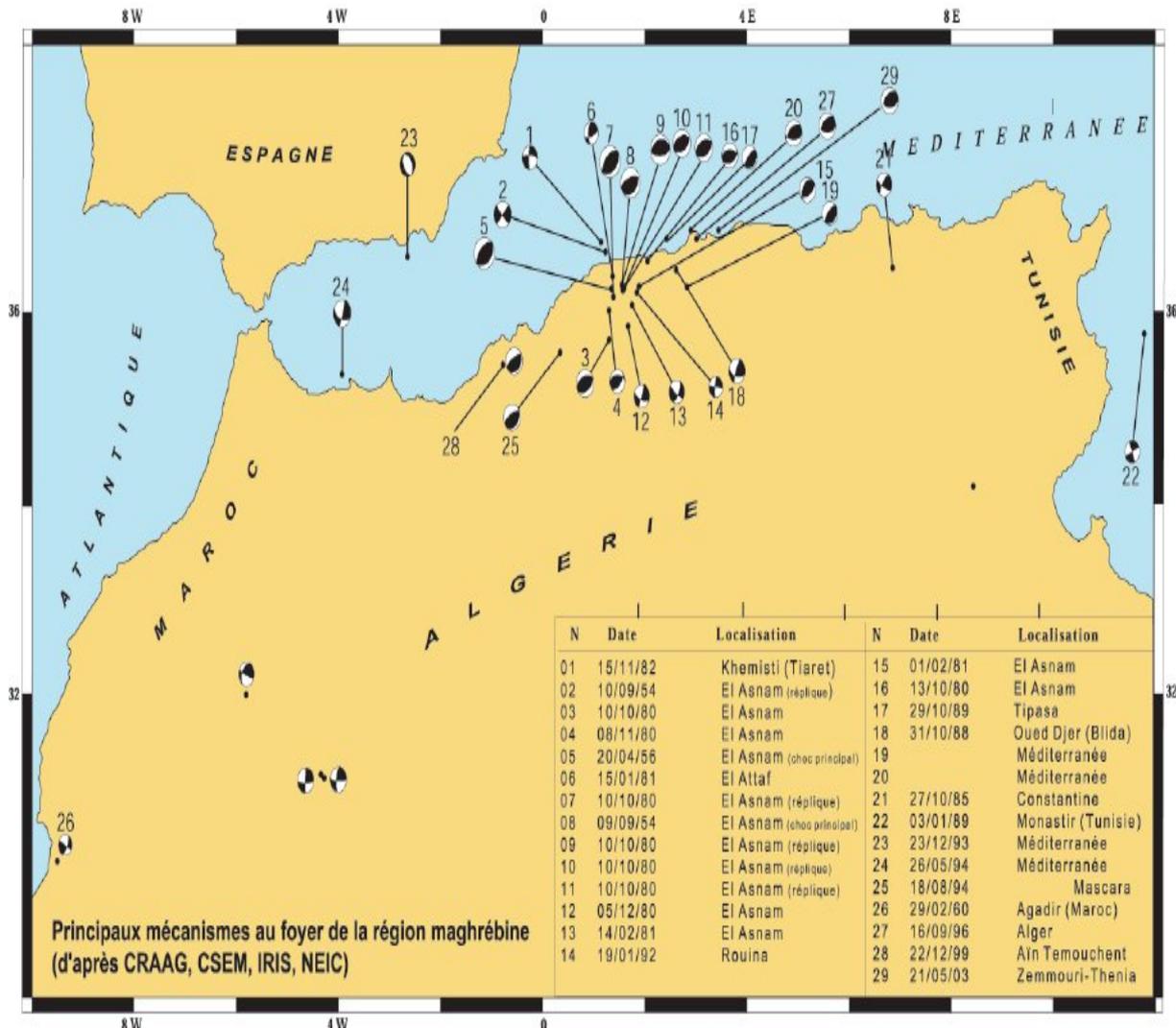


Fig.153: Mécanismes au foyer des principaux séismes instrumentaux du Maghreb (ANSS, NEIC, CRAAG)

En conclusion, on peut dire que la zone de contact entre les plaques eurasiennne et africaine, de la rive de la Goringe jusqu’à la Tunisie, est formée par un vaste domaine de déformation limité au Sud par les chaînes de l’Atlas saharien et au Nord par les cordillères bétiques et plus loin encore au Nord par les Pyrénées. Ces dernières sont apparemment fortement perturbées par le comportement semi - indépendant du bloc ibérique stable.

La région ibéro-maghrébine est présentement soumise à des contraintes compressives de direction N-S à NW- SE. Dans les zones internes des bétiques et du bassin d’Alboran, les tensions horizontales de direction E-W sont récentes.

L’anomalie de l’activité sismique à moyenne et grande profondeurs suggère deux différents épisodes d’un certain genre de processus de subduction.

4.1.4.2. La sismicité actuelle en Oranie

En Algérie, la tectonique active, comme on vient de le voir, est localisée, à terre, dans la région nord du pays, plus particulièrement dans le Tell. Dans cette région, frontière entre les plaques Africaine et Eurasiatique, la déformation tectonique est l'expression de la convergence actuelle de ces deux plaques. Par contre, le long de la marge, les nombreux épacentres marins confirment la présence de structures actives générant, parfois, d'importants séismes, comme ceux qui se sont produits très récemment dans la région d'Oran.

En effet, le 06/06/2008, Oran a enregistré, vers 20H.02 GMT, un séisme d'une forte Magnitude (M_w) de 5.6, suivi par 18 autres événements de magnitude supérieure à 2.7 dont un dépassant une magnitude de 4. L'épicentre du choc principal a été localisé au large d'Oran (fig.154).

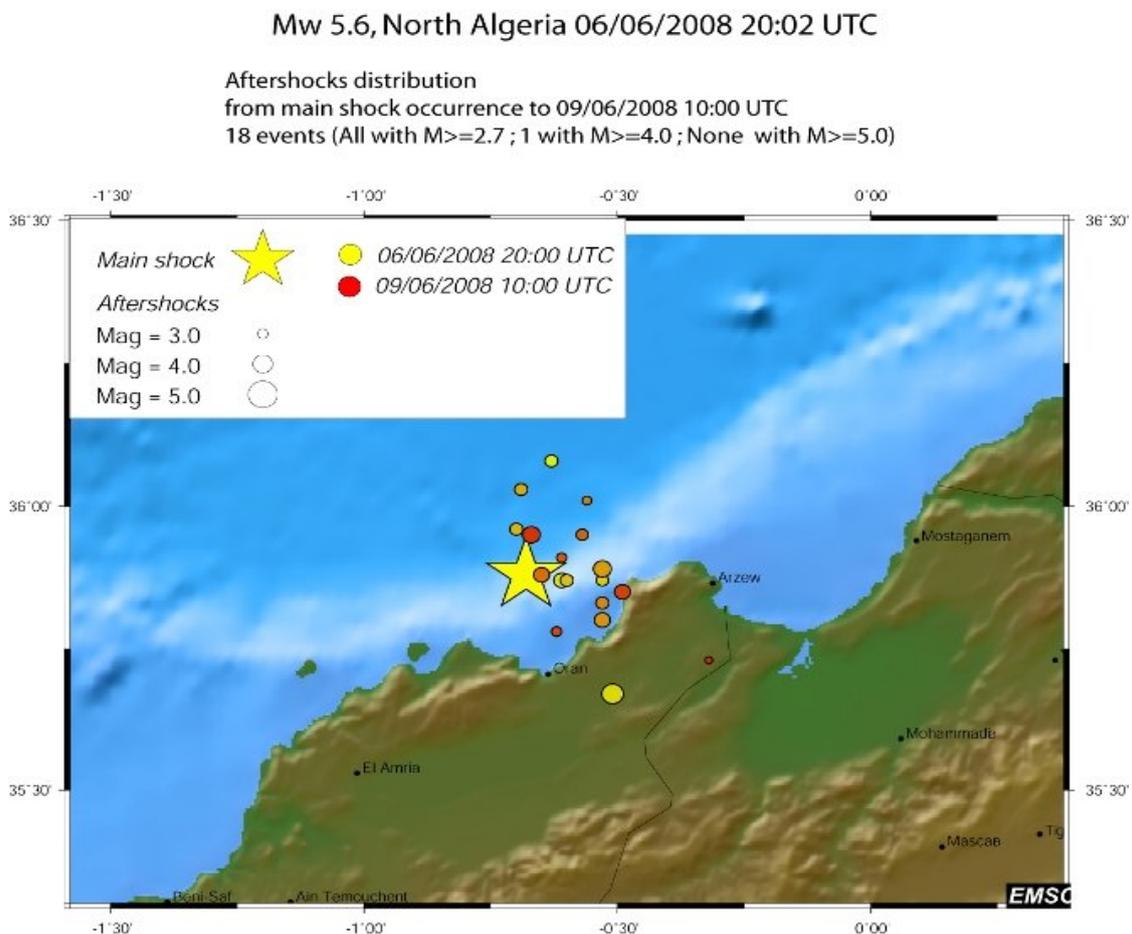


Fig . 154 : Carte de localisation du séisme d'Oran du 06/06/2008

Une victime a été enregistrée ainsi que l'effondrement de quelques habitations vétustes. Des glissements de terrain ont été, aussi, observés le long de la frange maritime avec apparition de quelques fissures sur la chaussée et les remblais (fig.155).



Fig.155: Glissement déclenché par le séisme d'Oran du 06/06/2008, au contrebas de Canastel

Le 24/07/2008, à 17 h 19min. 53 (GMT) un autre événement d'une profondeur de 20 km a frappé le large d'Oran (Lat = 35.99, Lon = -1.23), la puissance de la secousse a atteint une magnitude de 4.3 (fig.156)

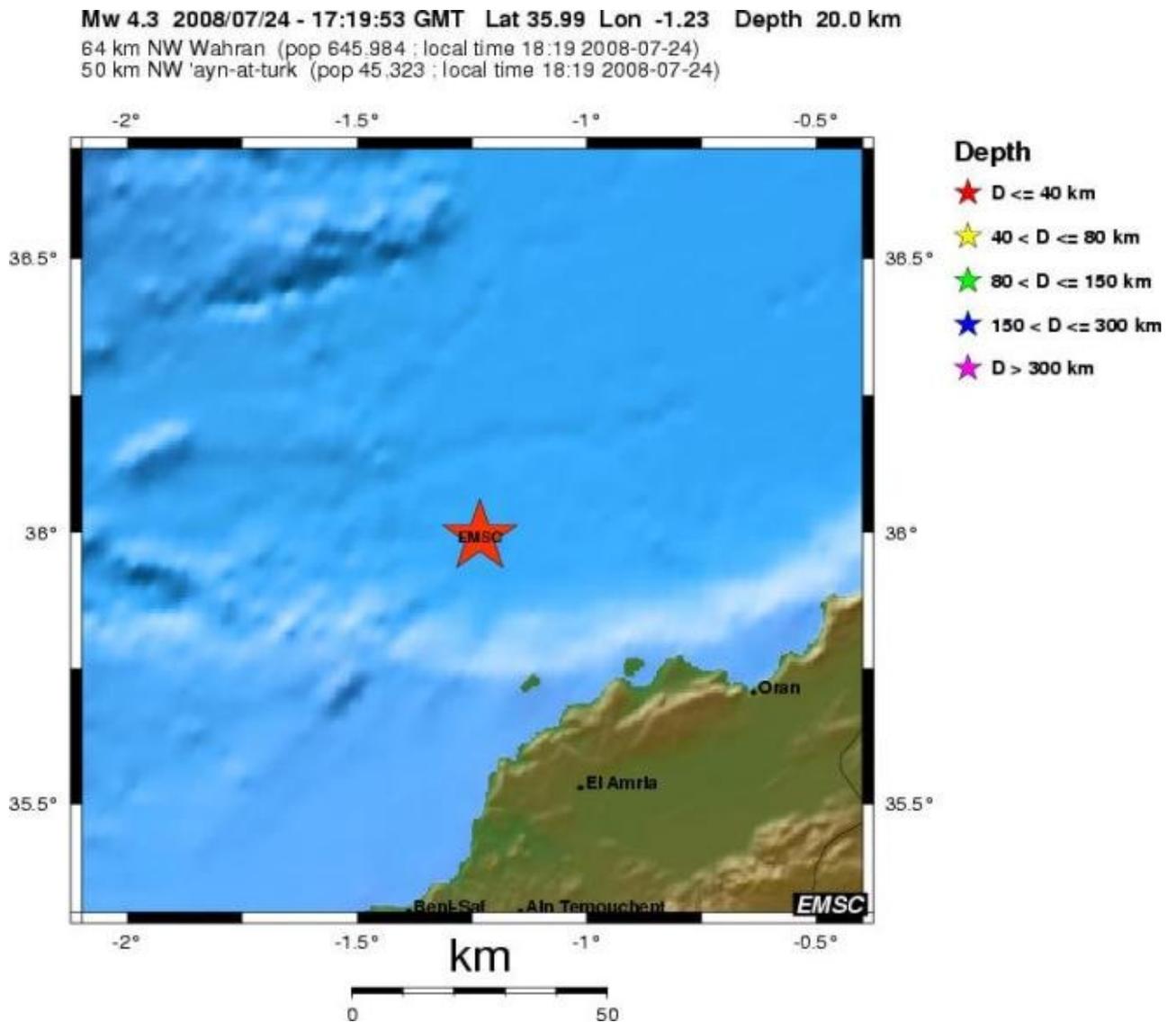


Fig. 156: Carte de localisation du séisme d'Oran du 24/07/2008 (IGN, 2008).

Comme on le constate, les chocs principaux sont localisés dans la partie de la plaine abyssale proche du continent alors que les répliques, mêmes les plus fortes, se produisent non seulement dans le bassin algérien au niveau de la pente, mais également sur le plateau continental et sur la bordure occidentale du bassin du Bas Chéelif. Cette dernière se déforme en donnant des structures plicatives (synclinaux, anticlinaux) et parfois cassantes (pli-failles, failles inverses, chevauchements) orientées NE-SW à NNE-SSW. Ce sont ces dernières structures qui sont le plus souvent à l'origine des violentes secousses enregistrées à terre dans la région d'Oran et ses environs.

Les nombreuses structures actives en mer semblent être le prolongement des structures continentales. Les travaux récents menés par la campagne **Maradja'2003** indiquent que la déformation est actuellement compressive. Elle se traduit non seulement par une fermeture progressive d'Est en Ouest des différents bassins sédimentaires néogènes littoraux mais également par une migration importante de la déformation dans la même direction (E-W).

L'analyse du mécanisme au foyer du séisme du 06/06/2008 à l'aide des stations (HARV, USGS, INGV, ETHZ) dévoile une faille inverse de direction NE-SW avec des axes de pression horizontaux de direction NW-SE. Le mécanisme au foyer du même séisme, résolu avec les données de la station IGN, évoque une faille normale décrochante E-W. Ces mécanismes au foyer, témoignent, donc, d'un raccourcissement, selon une direction NNW-SSE (N140°E) (fig.157) et d'une déformation guidée, à première vue, par des accidents majeurs, de direction E-W.

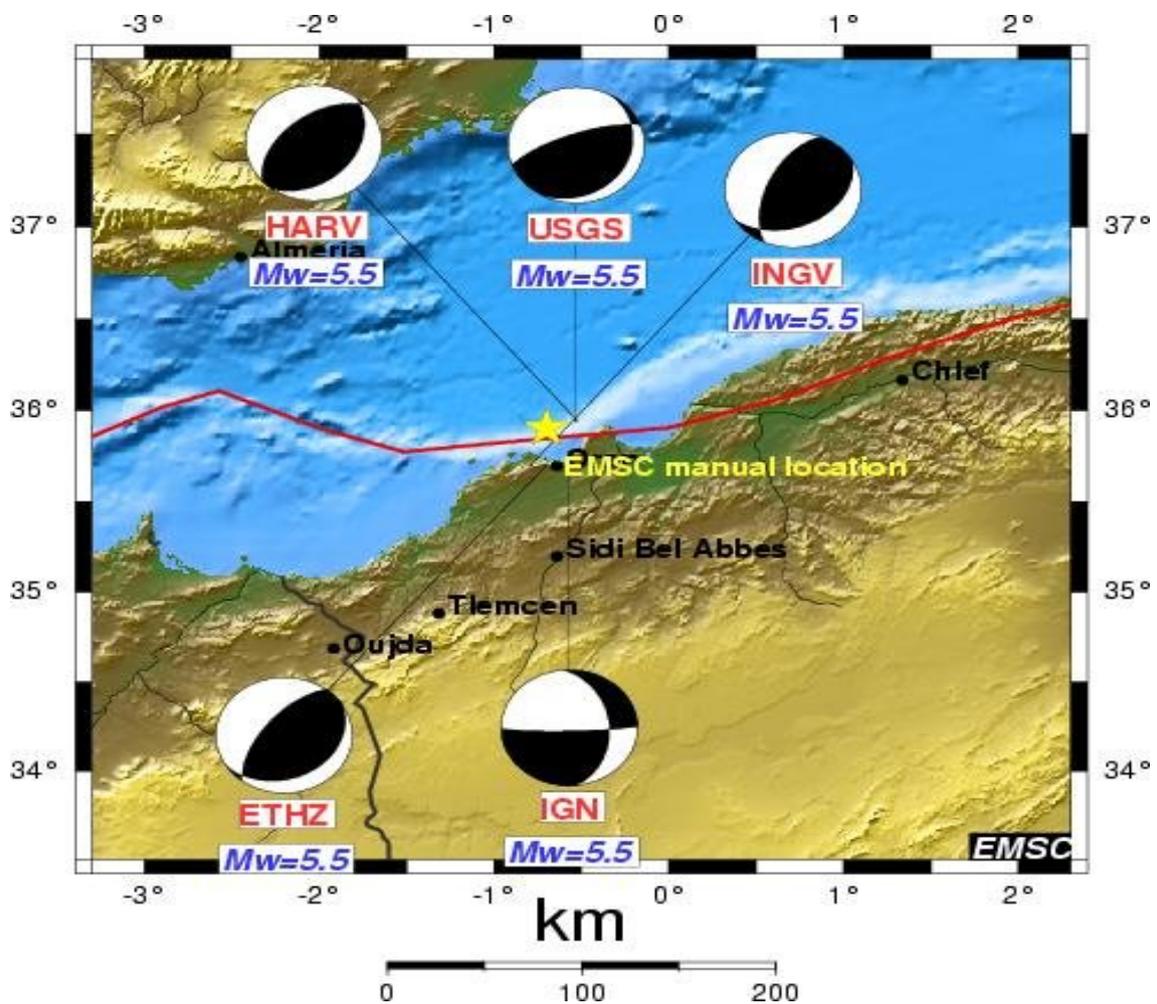


Fig.157: Solution du plan de faille du séisme 06/06/2008 (IGN, 2008).

4.2. Séismotectonique

4.2.1. Aperçu général

En examinant la sismicité à l'échelle planétaire, on constate que la distribution spatiale des tremblements de terre n'est pas aléatoire car la majeure partie des séismes se situe aux frontières des plaques tectoniques. En conséquence, un séisme est toujours le témoignage de la présence d'une faille (si on exclut certaines sources très particulières). Mais, une faille ne produit pas toujours des séismes.

Si la rupture n'est associée à aucune déformation on parlera de faille inactive. En revanche, même active, une faille ou une partie d'elle peut soit provoquer une sismicité diffuse de très faible magnitude, soit ne pas générer de séismes. Dans ce dernier cas, la faille est alors dite asismique.

Il s'avère que la relation entre activité sismique et faille est d'une importance capitale pour la prévision sismique : dans un système de faille où la charge en contrainte est homogène, la faille ou le segment de faille n'ayant pas subi, durant une longue période, de puissants tremblements de terre devient un bon candidat pour le prochain séisme. Malheureusement, cette simplification n'est pas toujours vraie car le champ de contrainte n'est pas toujours homogène et la géométrie des failles n'est jamais simple.

La séismotectonique s'intéresse, donc, aux rapports qui existent entre les séismes et les failles qui les génèrent (la tectonique).

4.2.2. Séismotectonique régionale

La compréhension des correspondances qui se dégagent entre traits structuraux (failles, chevauchement, plis...) et activité sismique (épicesentres des séismes connus, magnitudes, profondeur focale,...) permet de délimiter les zones étudiées en plusieurs provinces et de les caractériser en fonction de la spécificité de leur activité sismique. L'examen des provinces telles que définies par SOCOTEC EXPORT (1986) sur la carte séismotectonique régionale (fig. 158), autorise les remarques suivantes :

4.2.2.1. Mesta oranaise :

La Meseta oranaise fait partie du domaine atlasique au sein duquel elle constitue un ensemble rigide limité à l'Ouest par le moyen Atlas et au Nord par le sillon sud-tellien. Sa sismicité est faible et relativement diffuse ; elle reste superficielle (< 4 Km) et liée aux rejeux survenant dans la chaîne des horsts.

4.2.2.2. Zone Tellienne :

En Algérie, comme dans le reste du Maghreb, le domaine orogénique cénozoïque est séparé en deux systèmes différents : le Tell et l'Atlas. En ce qui concerne la zone tellienne, elle est constituée d'une bande large d'une centaine de kilomètres s'étendant le long de la côte algérienne comprimée entre, au sud, le craton africain et au nord le bassin nord algérien. Les massifs côtiers, la vallée du Cheliff et les massifs du tell méridional forment les trois éléments structuraux majeurs du Tell. Dans cette province, on enregistre les événements sismiques les plus forts (M= 6.5 à Orléanville en 1954, et M=7.3 à El Asnam en 1980) dévoilant une activité sismique potentiellement élevée. Cependant, les épicesentres se concentrent dans deux zones sources (El Asnam à l'Est et l'Oranie à l'Ouest) reliées par une bande à sismicité moins élevée et plus diffuse coïncidant avec la vallée du Cheliff. Les profondeurs focales restent en général **inférieures à 15 Km**.

4.2.2.3. Moyen Atlas :

Le Moyen Atlas est une zone située entre la Meseta oranaise à l'Est, et la Meseta marocaine à l'Ouest. L'activité sismique y est caractérisée par des séismes de magnitude en général faible (-5). Leurs foyers sont, en grande majorité, à **moins de 15 Km** de profondeur et la répartition de leurs épicentres se fait selon les alignements NE- SW.

4.2.2.4. Zone rifaine :

L'activité sismique de la zone rifaine se concentre dans le bloc rifain et la zone pré-rifaine où les séismes enregistrés sont peu profonds et de magnitude modérée.

On constate aussi que la zone rifaine, complexe et mal connue, s'étend au Sud, par la zone pré-rifaine. Cette dernière est limitée à l'Est par la faille du Nekor d'orientation NE-SW, et au N-W par le bloc rifain. Le biseau, formé par ce bloc, est en même temps découpé à l'Est par la faille de Melilla, et en partie chevauché, au N-W, par la sous-plaque Alboran .

Enfin, la zone rifaine trouve sa limite orientale le long du rebord du bassin nord algérien (approximativement l'isobathe -2000), et plus au Sud au pied de la marge de la zone tellienne.

4.2.2.5. Bassin algérien :

Le bassin algérien (parfois appelé nord-africain) est une sous plaque à fond approximativement plat, situé aux environs de - 2700 mètres (Auzende, 1978). Son périmètre suit approximativement l'isobathe (-2000 m).

Au Sud, le fond de cette sous plaque butte contre les massifs côtiers de la zone tellienne , et au Nord contre la zone sub-Bétique-Baléares. La partie occidentale de ce bassin est caractérisée par des contraintes E-W à NE-SW qui ont autorisé, pendant le Miocène moyen, le déplacement vers l'Ouest du bloc Alboran (Kheidri & Ziou, 2003). Ces failles, associées au volcanisme plio-quadernaire, sont actuellement sismiquement actives. Les magnitudes, en général faibles (inférieures à 5), ont des profondeurs focales **inférieures à 40 Km**. Leurs épicentres se distribuent de manière uniforme au sein d'une bande périphérique large d'une vingtaine de kilomètres. Aussi, sous le littoral nord algérien, les foyers sismiques profonds sont inexistantes (Girardin *et al.*, 1977). En conséquence, l'hypothèse d'une zone de subduction potentiellement sismogène pénétrant sous la côte algérienne est à écarter. Ceci a été confirmé par les publications de Hatzfeld *et al.*, (1977), Frogneux (1980) et Domzig (2006).

4.2.2.6. Zone Sub-Bétique - Baléares :

Dans cette zone, reliée à la cordillère sud bétique, aucun épicentre n'est enregistré. Cette inactivité sismique serait due à l'absence de mouvement relatif avec le bassin nord algérien.

4.2.2.7. Le couloir Nekor-Melilla

Le couloir Nekor Melilla est un faisceau de discontinuités parallèles profondes d'orientation SW-NE. Des épicentres sont enregistrés à des profondeurs supérieures à 40 Km.

4.2.2.8. Sous plaque Alboran :

En chevauchement sur la cordillère bétique, la sous-plaque Alboran est la zone la plus active sur le plan sismique. Les magnitudes restent inférieures à 6. Toutefois, les magnitudes situées entre 4.5 et 5.5 y sont plus fréquentes que dans les autres provinces. Les profondeurs focales les plus courantes sont situées entre 15 et 40 Km, soit à la base de la sous-plaque dont l'épaisseur a été estimée à 20 Km (Frogneux, 1980).

4.2.3. Séismotectonique locale

A grande échelle, la carte (fig.159), établie par SOCOTEC (1986), dévoile un schéma séismotectonique local qui s'organise en bandes parallèles orientées vers le N-E. Ces bandes correspondent à un mécanisme de horst et graben. Les horsts, représentés par les massifs côtiers et le tell méridional de même âge (Anté - Miocène), enserrent le sillon Sebkh-Cheliff, en subsidence, datant du Miocène supérieur.

Au passage de la transversale de Saida - Relizane (transverse de Glangeaud), le schéma est perturbé vers l'Est par un faisceau de failles descendant du N-E pour donner deux unités distinctes : le bassin du Bas Chelif et le massif des Béni-Chougrane. Au Sud et Sud-Est, nous avons des limites fixées par les régions très peu sismiques de la Meseta oranaise et du domaine saharien. Au delà du méridien 1° W, l'activité sismique est très faible. Au N-E, la partie occidentale du bassin du Chelif constitue un domaine influencé par la sismicité d'El Asnam.

Sur cette carte, les provinces séismotectoniques locales ont été délimitées en se basant sur le modèle structural suivant :

- Sur la marge algérienne, il n'y a pas de fosse ou de dorsale active, donc le seul mouvement horizontal existant est la relativement lente convergence Afrique-Europe, de **~5 mm/an**. Les études sismiques et néotectoniques s'accordent pour une direction de compression dominante (σ_1) NNE-SSE (Tapponier, 1977). L'interaction entre les deux (02) continents a pu alors engendrer d'importants coulissages horizontaux, voire générer une expulsion latérale type Alboran (Tapponier, 1977). Dans le Tell, on se situe en bordure Sud de la zone de déformation alpine (alpinisation). L'influence des mécanismes de convergence a tendance à s'atténuer à l'approche de la bordure du craton africain où l'influence des structures antérieures hercyniennes reste prépondérante (Fenet, 1975).
- Un modèle avec zone de subduction au niveau de la marge nord africaine se heurte à plusieurs arguments. Cette zone n'est pas marquée comme telle dans la topographie car il y a de fortes variations topographiques de part et d'autre de la marge (dénivelé d'environ 3500 m sur à peine une centaine de kilomètres). A cela, s'ajoute probablement un rebond isostatique, lié à l'érosion des reliefs côtiers d'Algérie, ce qui augmente encore les contraintes verticales à la limite océan-continent.
- La distribution des séismes n'indique pas de progression de la profondeur des foyers en s'éloignant de la limite du plateau continental (Girardin *et al.*, 1977), révélatrice du plongement d'une plaque. Le volcanisme miocène et plio-quadernaire présents ne sont pas typiques de celui qui accompagne les subductions.
- En l'état actuel des connaissances, il est supposé que le raccourcissement entre les deux (2) plaques (Afrique et Eurasie) est absorbé au niveau des multiples discontinuités qui affectent leurs larges bordures (Guardia, 1975).
- La plaque océanique est jeune, donc peu rigide (épaisseur élastique de 11 ± 3 km). Elle subit actuellement une flexion de grande longueur d'onde dans le bassin algérien au pied de la marge.
- La marge étant assez jeune, l'épaisseur des sédiments en pied de marge est assez faible (<6 km).

Les provinces séismotectoniques locales sont comme suit:

4.2.3.1. Massifs côtiers et Tell méridional :

Sur le plan géologique, les massifs côtiers présentent la particularité de contenir des fossés miocènes bordés par des horsts apparemment séismogènes, très localisés, tels que ceux d'Oran, Mers El Kebir et de Mostaganem. Les profondeurs focales se situent entre 4 et 15 km, les magnitudes restent inférieures à 6.0, tandis que les intensités ne dépassent pas X.

4.2.3.2. Dépression Mleta-Habra :

La dépression Mleta-Habra est définie comme un fossé subsident à séismicité superficielle (moins de 4 Km) et nettement moins active qu'au niveau des horsts qui la bordent (magnitudes ≤ 5). Cette dépression semble être limitée à l'Est par la transversale Saida-Relizane, à l'Ouest par le massif volcanique d'Ain Témouchent. Les limites septentrionale et méridionale sont données respectivement par la limite Sud des massifs côtiers et par la rupture de pente qui amorce le pied du Tell méridional.

4.2.3.3. Bassin du Bas Chélif :

Quoique rattaché à la région d'El Asnam, la partie occidentale du bassin du Bas Cheliff présente une sismicité beaucoup plus modérée que celle d'El Asnam sensu stricto. Dans cette province l'aléa créé par la zone sismogène d'El Asnam est nettement atténué par la distance. Cependant les séismes se distinguent par des foyers qui restent proches de la surface (moins de 15 km en général).

4.2.3.4. Massif des Béni-Chougrane :

Le massif des Béni-Chougrane peut être considéré comme une limite occidentale donnée par la transversale Saida-Relizane qui s'étend le long de la vallée du Cheliff en direction du NE. La sismicité dans cette zone bien que relativement assez active, se particularise par des événements de magnitude modérée et dont les profondeurs sont inconnues.

4.2.3.5. Sillon sud tellien :

Le sillon sud tellien s'étend le long de la limite du chevauchement jusqu'à la transversale Saida -Relizane. Son activité sismique est faible, diffuse et probablement peu profonde.

4.2.3.6. Chaîne orientale des horsts :

La chaîne des horsts orientale dans la zone étudiée peut être considérée comme asismique.

4.2.3.7. Bordure du bassin nord algérien :

Dans cette zone, les séismes, caractérisés par des magnitudes faibles (≤ 5), présentent des épïcêtres dont la distance au site est inférieure à 50 km.

4.2.4. Conclusion

A l'échelle régionale, on constate que la région d'Oran, située dans la zone tellienne, est une province qui a été affectée par les événements les plus forts connus dans les pays du Maghreb. L'activité sismique n'y est pas uniforme car les épïcêtres se concentrent particulièrement dans deux zones essentielles : El Asnam à l'Est et Oran à l'Ouest.

Quelques épicentres sont cependant situés en mer à proximité immédiate de la ville : ils sont probablement à rattacher aux prolongements vers le Nord des discontinuités mises en évidence à terre (Transversale d'Arbal-Ain Franin, accident décrochant de Kristel (145°E)...)

Par ailleurs, la majorité des séismes est superficielle ce qui implique non seulement l'absence de subduction au large des côtes algériennes, mais également l'inexistence de discontinuité profonde à fort potentiel sismogène, de type plan de Bénéioff, plongeant sous la marge continentale algérienne.

A l'échelle locale, le site d'Oran peut être influencé par l'aléa de la province constituée par les massifs côtiers au Nord et le Tell méridional au Sud, les autres présentant un potentiel sismogène plus faible ou plus éloigné.

En conséquence, on peut dire qu'Oran est une ville exposée à un aléa sismique dominé par un régime local d'une cinquantaine de kilomètres de diamètre centrée sur la ville. Cette distance sépare la marge (située le long du périmètre du bassin nord algérien) des côtes oranaises. Par contre, la sous plaque Alboran, située loin du site d'Oran (plus de 200 Km), n'introduit pas, compte tenu de sa sismicité, de risque significatif à Oran.

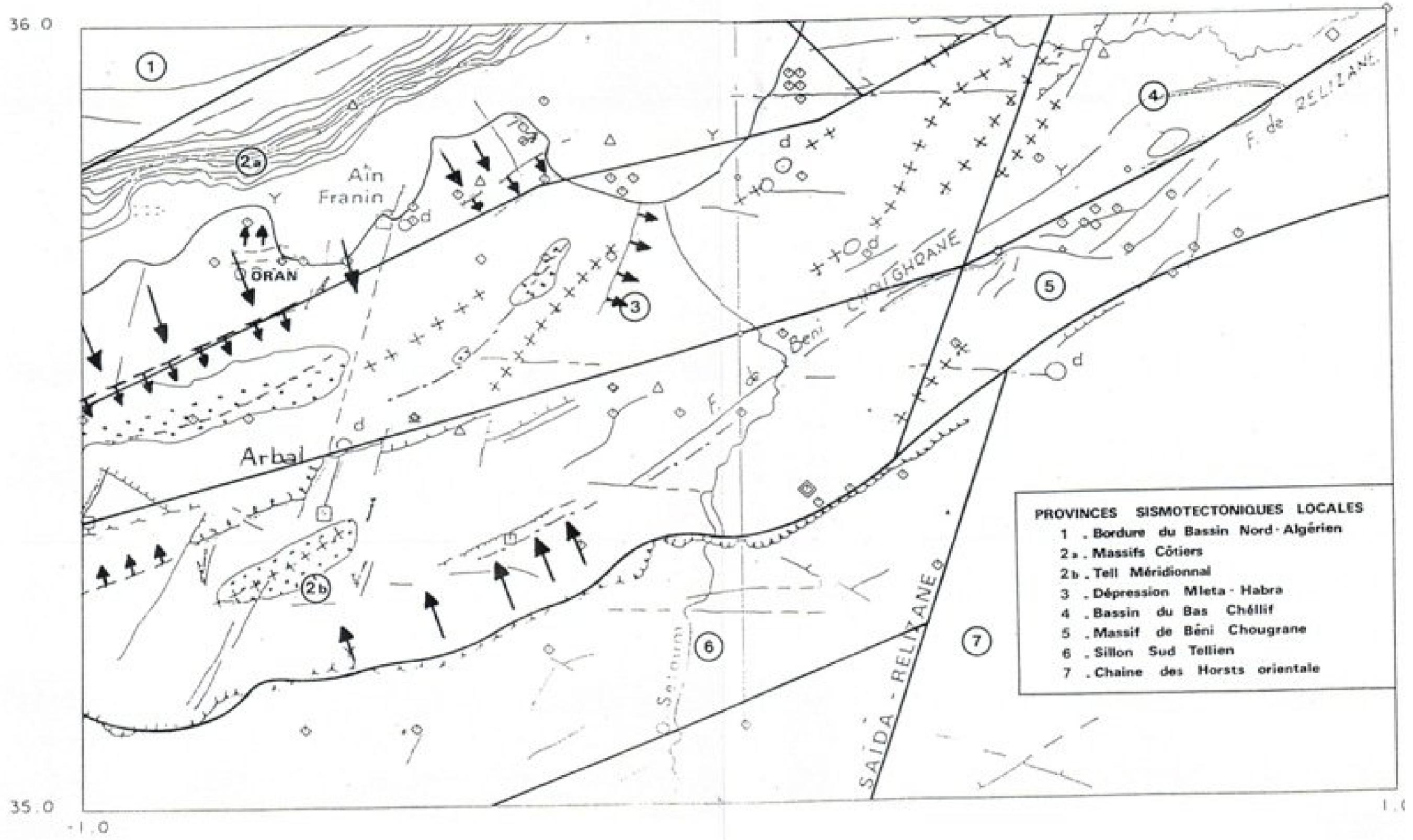


Fig. 159: Carte seismotectonique locale (Echelle de la carte 1/1.000.000), SOCOTEC EXPORT (1985).

4.3. Aléa sismique

4.3.1. Aléa sismique de l'Algérie du Nord

4.3.1.1. Carte des intensités maximales observées

En l'absence d'un réseau d'accéléromètre, Roussel dressa, en 1973, une carte de la distribution des intensités maximales observées (fig. 160). Cette carte, établie grâce aux données disponibles pour la période 1716–1970, montre une répartition spatiale du risque sismique en Algérie qui se fait selon trois régions principales.

On constate, tout d'abord, que le Nord de l'Algérie semble être la zone la plus active avec des séismes dont l'intensité maximale observée peut atteindre X. C'est le cas de la région d'Oran. Dans la partie nord de la flexure sud atlasique, une sismicité très clairsemée et modérée s'exprime, sauf pour les régions de Biskra et Batna où quelques événements avec des intensités IX sont observés.

En ce qui concerne les Hauts Plateaux, les intensités maximales observées sont inférieures à VI ce qui dénote une faible activité sismique.

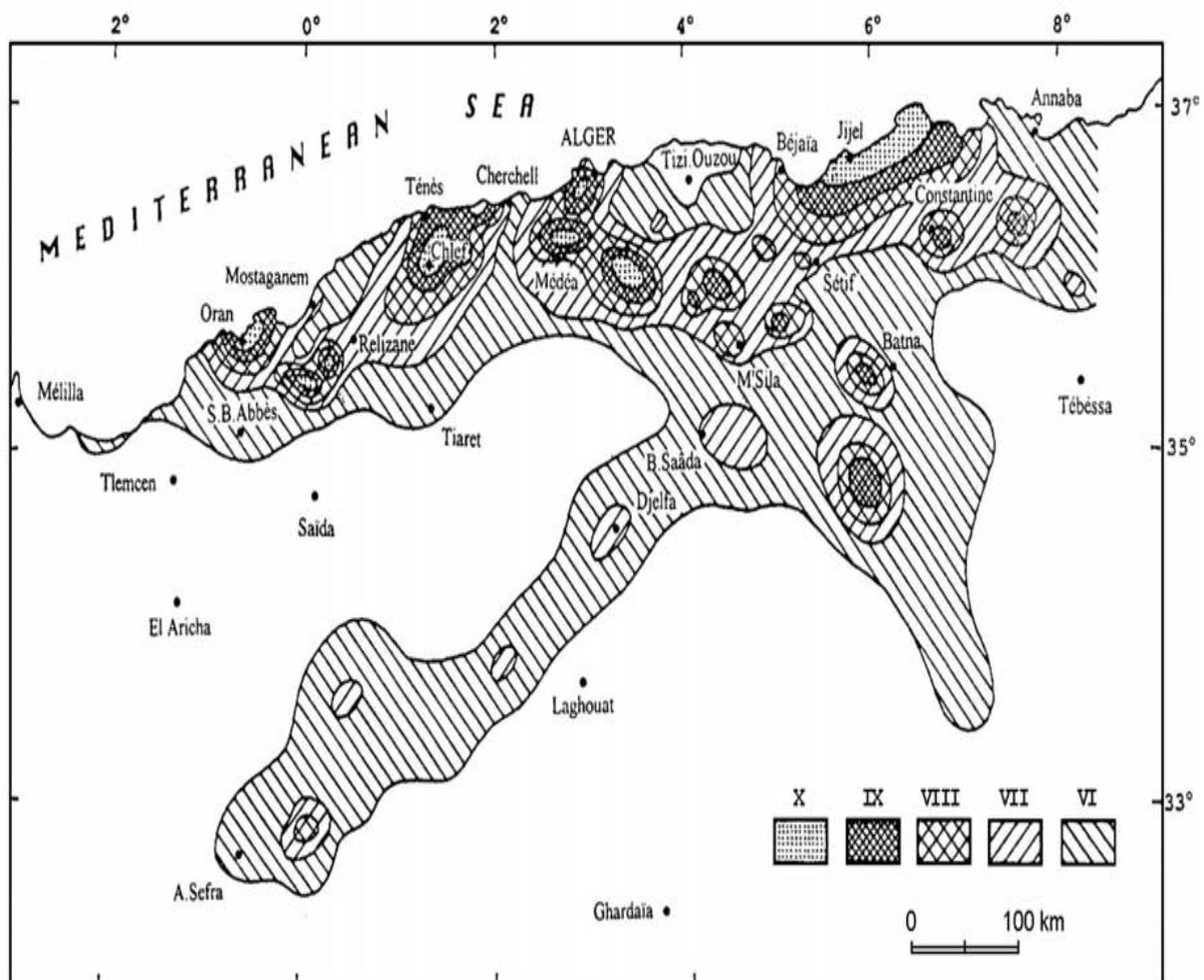


Fig. 160 : Carte des intensités maximales observées (Roussel, 1973).

En 1996, la carte de Roussel a été réactualisée par Bezzeghoud et al, en intégrant cette fois-ci les principaux événements sismiques enregistrés de 1970 à 1990 (El Asnam (10/10/1980, Ms = 7.3), Constantine (27/10/1985, Ms = 6.0) et Mont-Chenoua-Tipasa (29/10/1989, Ms = 6.0).

La carte obtenue (fig. 161) montre quatre régions caractérisées par une intensité maximale observée égale ou supérieure à un degré de VII. Parmi ces régions, toutes localisées dans le Nord algérien, nous avons la région ouest constituée par les zones d'Oran, Relizane et Sidi Bel-Abbes, A Oran, les intensités maximales observées peuvent atteindre un degré IX.

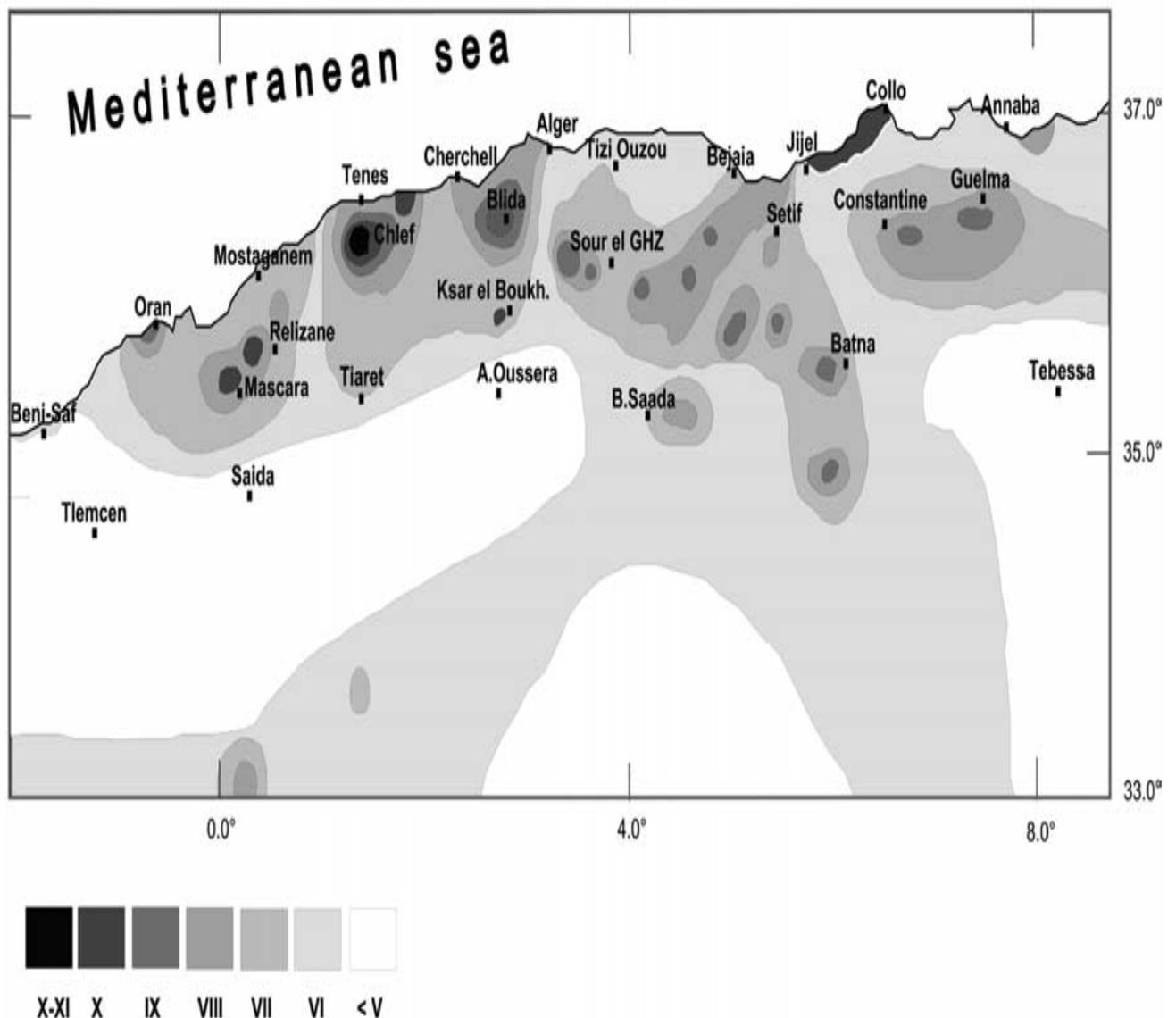


Fig.161 : Carte des Intensités Maximales Observées (Bezzeghoud *et al.*, 1996).

4.3.1.2. Carte des intensités maximales calculées (IMC)

La carte des intensités maximales calculées (IMC), a été établie par Boughacha *et al.*, (2004), pour la période s'étalant de 1716 à 2000 (fig.162). Au cours de cette durée, l'Atlas saharien, les Hauts Plateaux et l'Atlas tellien ont subi, au moins une fois, des intensités $I \geq III$.

Les intensités maximales calculées pour l'ensemble du domaine sont localisées à El Asnam (10/10/1980, $I_0 = X$), Oran (09/10/1790, $I_0 = X$), Alger (03/02/1716, $I_0 = IX$), Biskra (16/11/1869, $I_0 = IX$) et Constantine (27/10/1985, $I_0 = VIII$). Les zones séismogènes les plus importantes se rencontrent à l'intérieur de ces domaines.

La bifurcation des courbes isoséistes (orientation Blida-Batna), dans la zone orientale de l'Algérie, peut être interprétée comme étant le reflet significatif de possibles changements dans le contexte géologique. Aussi, la branche qui se prolonge en mer montrerait des liens probables avec le système de faille situé en mer (Harbi *et al.*, 1999).

On remarque que la carte MCI peut restituer, de la manière la plus précise, la distribution spatiale des intensités maximales en tout point de la zone d'étude, ce qui permet d'identifier les zones enclines aux séismes.

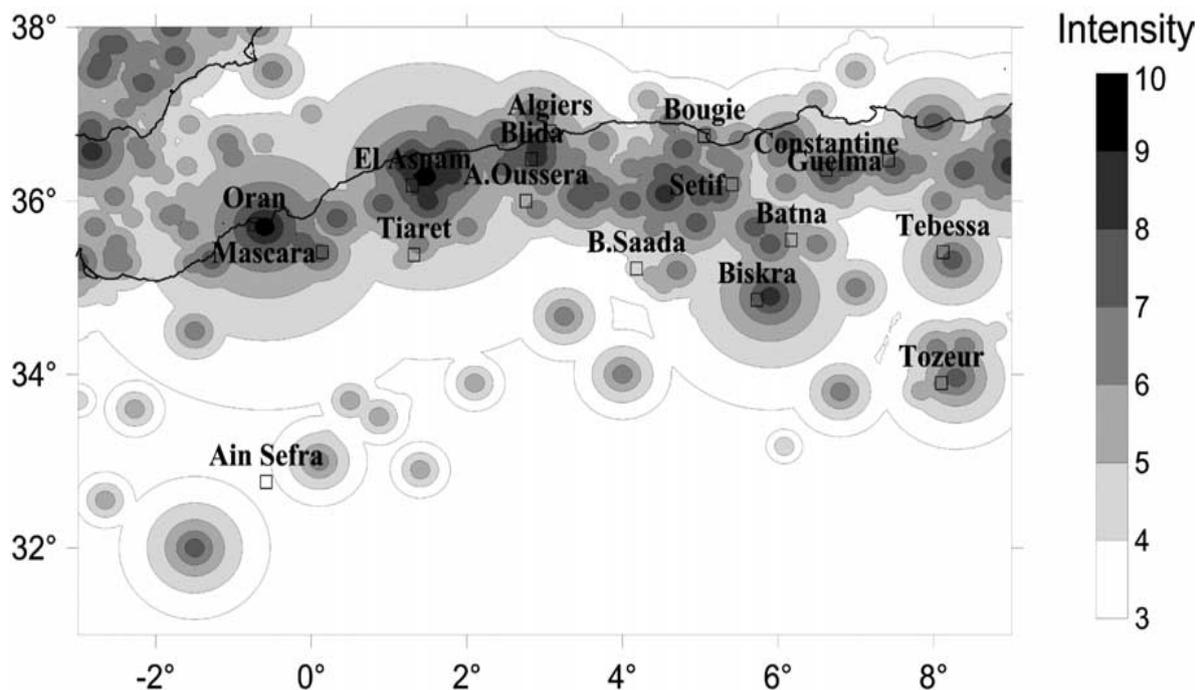


Fig.162. Carte des Intensités Maximales Calculées (IMC), (Boughacha *et al.*, 2004)

En comparant les cartes respectives de Roussel(1973), Bezzeghoud *et al.*,(1996) et Boughacha *et al.*,(2004), on constate que la tendance générale des maximums observés ou des intensités calculées est presque identique.

4.3.1.3. Paramètres du mouvement du sol en Algérie du Nord.

Cette carte (fig. 163) révèle que les valeurs les plus élevées sont concentrées dans la partie centrale de l'Atlas tellien. Au voisinage des événements majeurs, tel que celui du 09 septembre 1954 ($M=6.8$) ou encore du 10 octobre 1980 ($M=7.3$), l'accélération maximale du sol (PGA), très élevée, atteint 0,5 g. Vers le Sud, une décroissance constante de l'accélération du sol est constatée.

A l'Est d'Alger, l'aléa est, d'après la carte, relativement modéré, or c'est à cet endroit que s'est produit le séisme de Boumerdès (Ayadi *et al.*, 2003). Cela veut dire que les zonages réalisés jusqu'à présent reflètent, surtout, l'état actuel de la sismicité d'où l'intérêt d'une meilleure connaissance des structures actives profondes en terme de localisation des sources sismiques, magnitude et récurrence.

Les zonages effectués précédemment ont, à chaque fois, été modifiés à la suite de séismes importants. Ceci a, en particulier, été le cas après le séisme d'El Asnam, d'Aïn Témouchent et de Boumerdes. En intégrant, cette fois-ci, la contribution du séisme du 21-05-2003, la nouvelle carte d'aléa sismique (Hamdache *et al.*, 2006) donne, surtout dans la région de Zemouri- Boumerdes-Alger, des valeurs supérieures de 40% par rapport à celles déjà publiées par (Pelaez *et al.*, 2003).

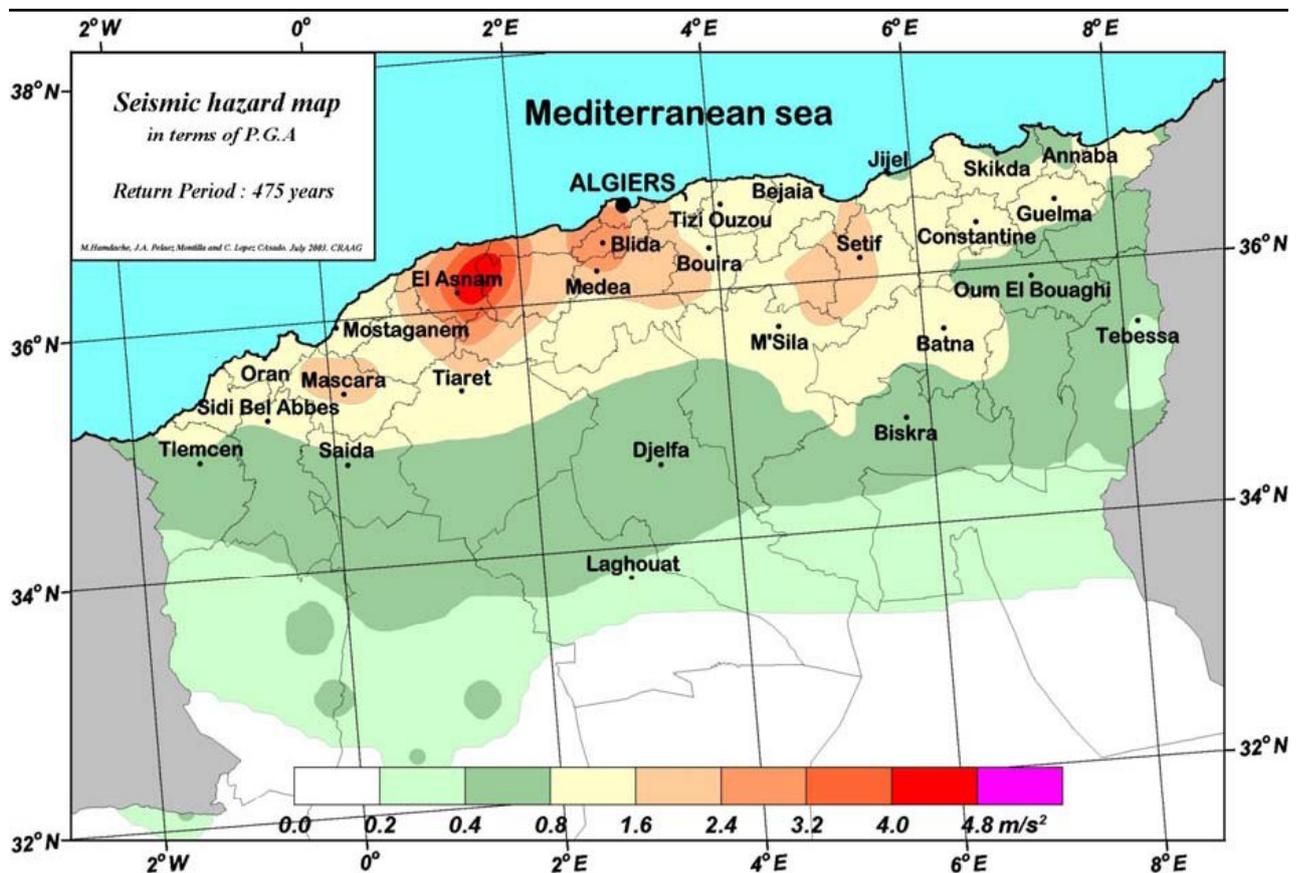


Fig.163: Carte d'aléa sismique (CRAAG) éditée avant le séisme de Boumerdès. Résultat obtenu en terme de PGA avec 10% de probabilités de dépassement en 50 ans (période de retour de 475 ans), P.G.A. : « Peak ground acceleration ».

En guise de **conclusion**, on peut avancer que par rapport aux autres domaines du pays, la région littorale reste la région où le niveau de sismicité est le plus important. C'est essentiellement dans cette zone que les séismes les plus violents peuvent se manifester.

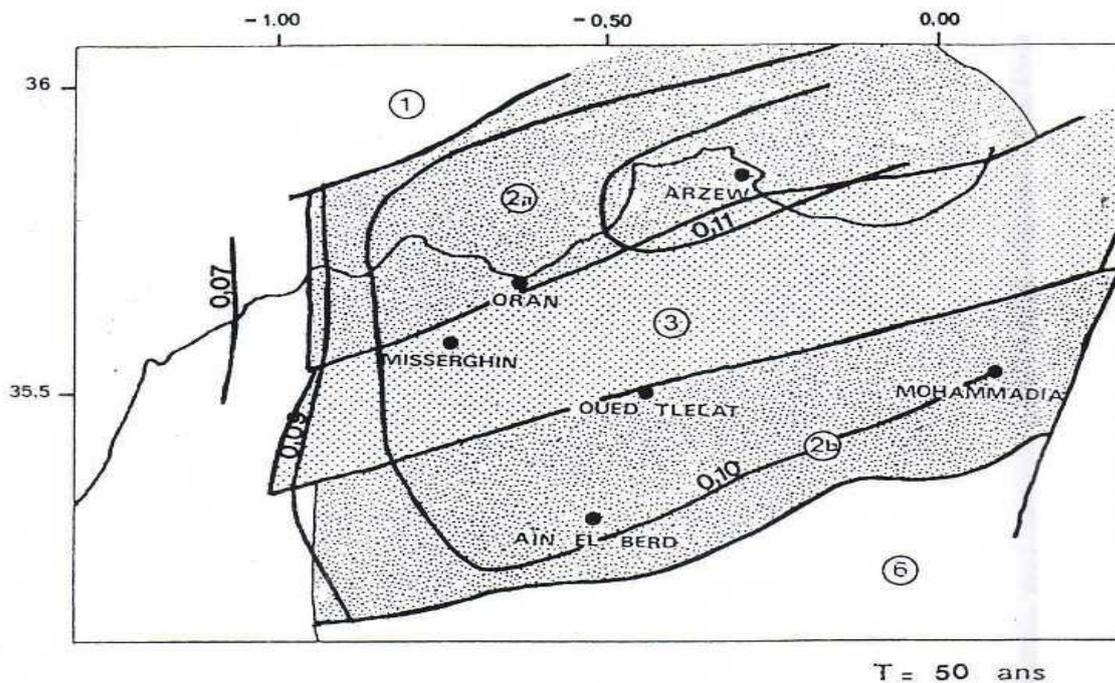
4.3.2. Aléa sismique local

4.3.2.1. Approche probabiliste

La distribution de l'aléa sismique pour la ville d'Oran a été calculée par SOCOTEC (1986). Les résultats acquis par la méthode probabiliste sont représentés par trois cartes correspondant à des périodes de retour différentes (50 ans, 200 ans et 500 ans). Les courbes, obtenues par interpolation linéaire, représentent la même accélération pour chaque période de retour spécifiée.

➤ Période de retour de 50 ans (fig.164)

Cette carte montre que la région oranaise est soumise, dans son ensemble, à de petits séismes se produisant d'une manière fréquente. L'accélération maximale horizontale y est relativement uniforme (0,10 g), sauf à l'Ouest où elle diminue pour atteindre les 0,07 g.



LEGENDE	
<u>0,10</u>	Accélération horizontale maximale
1	Bordure du Bassin Nord-Algérien
2 a	Massifs Côtiers
2 b	Tell Méridional
3	Dépression Mleta-Habra
5	Sillon Sud Tellien

Fig.164: Carte d'aléa sismique pour la période de retour T=50 ans

➤ **Période de retour de 200 ans (fig.165)**

La présente carte montre que la région d'Oran commence à être influencée significativement par les provinces des massifs côtiers et du Tell méridional : l'accélération calculée avoisine les 0.20 g.

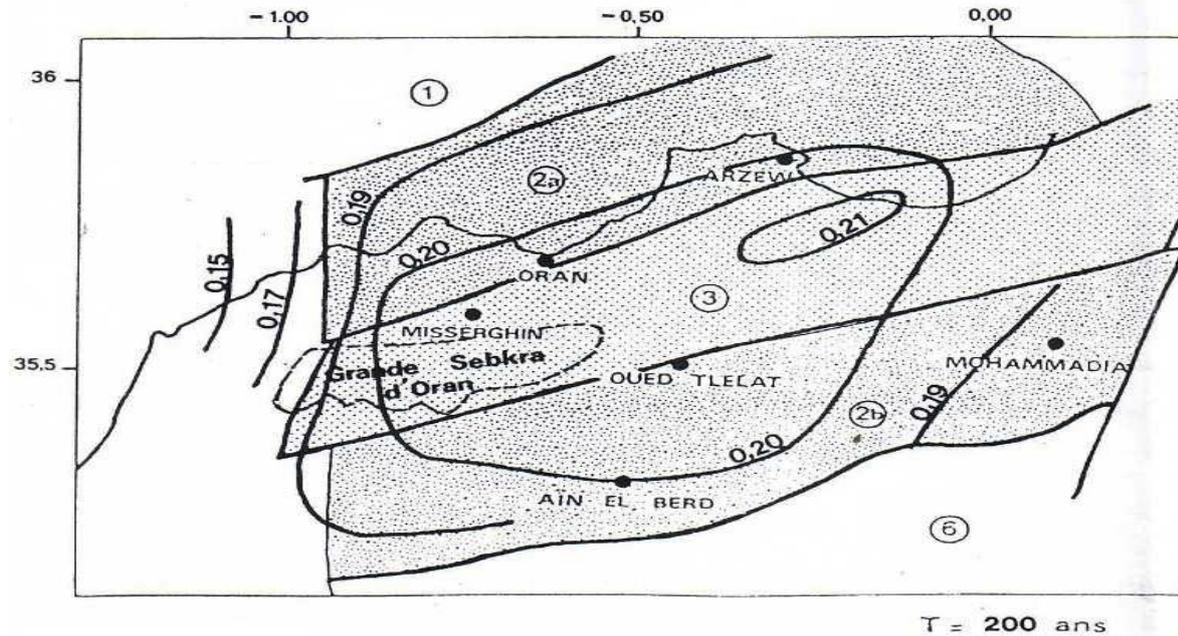


Fig. 165: Carte d'aléa sismique pour la période de retour T= 200 ans

➤ **Période de retour de 500 ans (fig.166)**

La carte montre que sur le plan séismique, les provinces des massifs côtiers et du Tell méridional, sont les plus actives et orientent le tracé des courbes d'iso-accélération. Chacune d'elles présente un aléa qui est logiquement le même (0.24 à 0.25 g). Quant à la dépression Mléta Habra, prise entre les deux, elle est exposée à un aléa un peu supérieur (0.26 g).

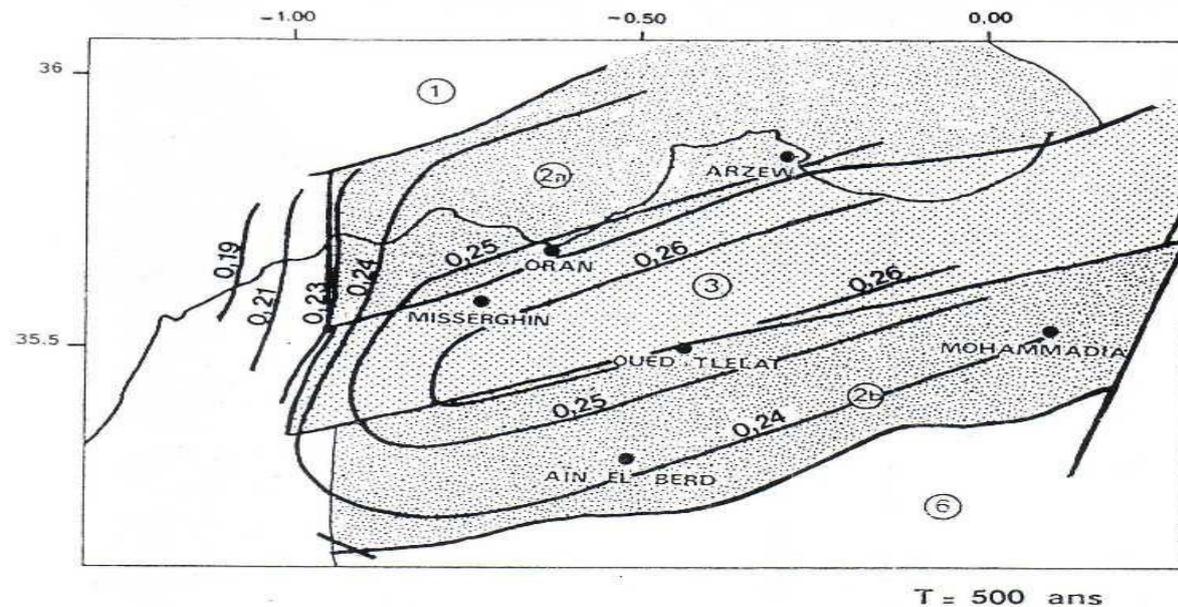


Fig.166: Carte d'aléa sismique pour la période de retour T= 500 ans

Il est important de rappeler que ces cartes devront être utilisées avec prudence, et ce pour les motifs suivants :

- Ces cartes ne fournissent qu'un élément d'appréciation du risque sismique, à savoir une valeur d'accélération horizontale maximale évaluée selon une méthode probabiliste.
- Ces cartes ne tiennent pas compte de l'effet de site de la région d'Oran malgré son importance pour toute analyse du risque sismique (présence de failles potentiellement séismogènes, sols liquéfiables, instabilité de pentes, etc....).
- Les failles séismogènes restent encore mal localisées.

4.3.2.2. Approche déterministe :

Les accélérations horizontales maximales obtenues par SOCOTEC (1986) en appliquant la méthode déterministe sont données dans le tableau n° 5, à partir des trois (3) lois d'atténuation. Les lois générales de Campbell et Joyner-Boore sont utilisées dans les données recueillies à moins de 1 Km de l'épicentre. Il ne faut pas oublier que l'aléa le plus défavorable à Oran est celui introduit par le séisme maximal se produisant dans la province des massifs côtiers. Les magnitudes les plus élevées correspondraient aux profondeurs les plus grandes.

Tableau 5: évaluation déterministe de l'accélération horizontale maximale (g) :

Séisme	Magnitude	5.5	6.0	6.5
		Profondeur (km)	4.0	10.0
Lois d'atténuation	Campbell (1981)	0.23	0.16	0.18
	Joyner-Boore (1982)	0.25	0.20	0.21
	Bolt (1982)	0.26	0.34	0.30

Compte tenu des résultats fournis par les différentes lois et des incertitudes liées aux effets de site, une valeur de **0,30 g** apparaît comme raisonnable. Cette valeur qui correspondrait à une période de retour de l'ordre de 1000 ans dans l'analyse probabiliste, ne peut être considérée comme une accélération représentative des mouvements réels maximums susceptibles de se produire. Cette valeur n'est qu'une moyenne à utiliser pour le dimensionnement des constructions.

Les deux approches utilisées montrent que la ville d'Oran est soumise à un aléa peu élevé comparativement à la région d'El Asnam ou à d'autres régions côtières du bassin méditerranéen.

Pour l'aménagement de la ville d'Oran, située dans un contexte séismotectonique complexe et hétérogène, il est recommandé d'utiliser les résultats de l'approche déterministe car cette dernière fournit une borne supérieure plus pénalisante par rapport à la méthode probabiliste, qui, elle, ne donne qu'une appréciation statistique du risque.

4.3.3. Conclusion

A l'échelle de la région ibéro-maghrébine, les contraintes compressives de direction N-S à NW- SE sont dominantes alors que les tensions horizontales de direction E-W sont récentes.

A l'échelle du Tell algérien, l'activité sismique se concentre particulièrement dans deux régions principales à savoir El Asnam et Oran. Les séismes y sont, généralement, superficiels ce qui implique non seulement l'absence de subduction au large des côtes algériennes, mais également l'inexistence de discontinuité profonde à fort potentiel sismogène, de type plan de Bénéioff, plongeant sous la marge continentale algérienne.

A l'échelle locale, le littoral oranais se caractérise, par rapport aux autres domaines du pays, par un niveau important de sismicité et par des séismes qui peuvent être parmi les plus violents.

Mais comparativement à la région d'El Asnam ou à d'autres régions côtières du bassin méditerranéen, le domaine d'Oran est soumis à un aléa peu élevé. Il est, surtout, influencé par l'aléa engendré par l'activité sismique des massifs côtiers au Nord et du Tell méridional au Sud. Les autres domaines, présentant un potentiel sismogène plus faible ou plus éloigné, n'introduisent pas de risque significatif à Oran. Quelques épicentres sont cependant situés en mer à proximité immédiate de la ville d'Oran. Ils sont probablement en relation avec les discontinuités mises en évidence à terre (Transversale d'Arbal-Ain Franin, accident décrochant de Kristel (145°E)...).

A Oran, l'aléa sismique est, donc, dominé par un régime local d'une cinquantaine de kilomètres de diamètre centré sur la ville.

Chapitre 5

LA MORPHOLOGIQUE ACTUELLE :
RESULTAT DE LA SYNERGIE NATURELLE

5.1. Cadre morphologique de la région d'Oran à terre

5.1.1. Aperçu général

Il est à rappeler que la morphologie, dans la région d'Oran, est étroitement liée à la structure géologique tellienne (fig.167) constituée par une succession de massifs montagneux (côtiers et sublittoraux) et de plaines faiblement ondulées. Les massifs montagneux, représentés par les collines du Sahel, sont constitués par les Monts d'Arzew, le Murdjadjo et le Djebel Santon. Ces reliefs culminent à plus de 400 m et comportent des pentes raides qui plongent en direction du Nord, Sud et Sud-Est.

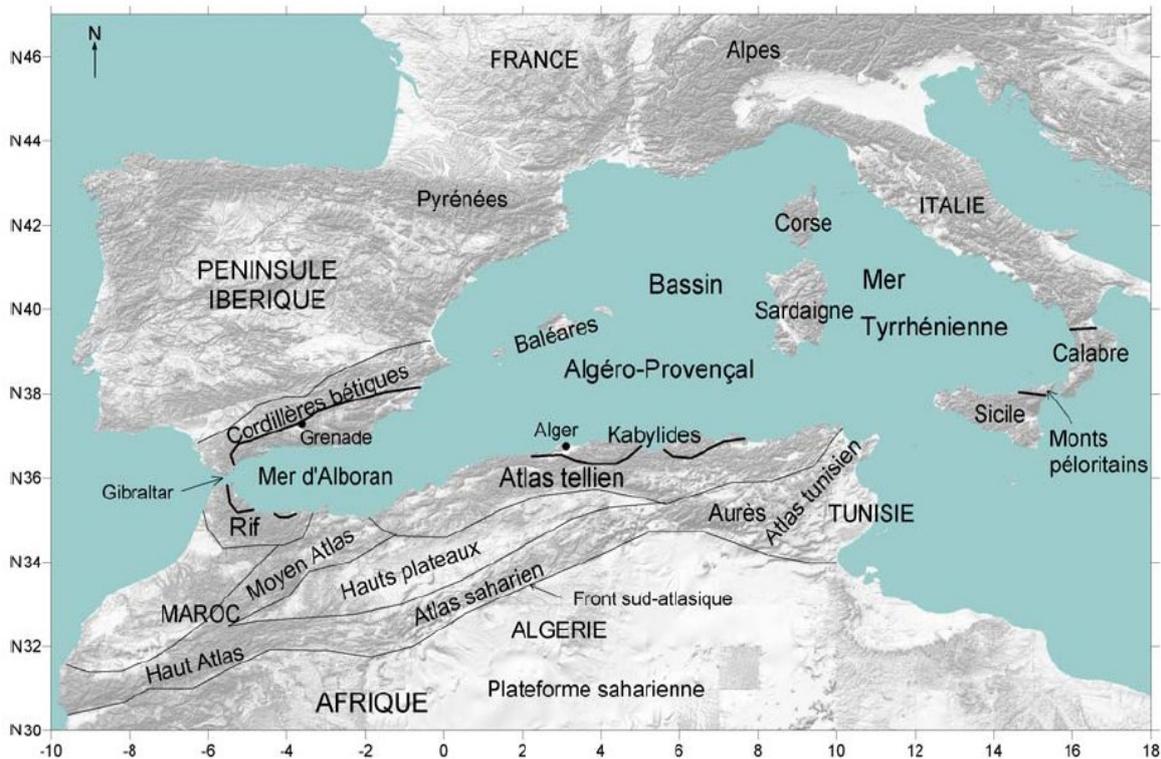


Fig.167: Carte morphologique de l'Algérie.

Des Monts d'Arzew à l'Est jusqu'à Mers El Kebir à l'Ouest, la bordure côtière se caractérise par une pente légère dirigée vers la Méditerranée. Au Nord de la bande littorale, située entre la Ville d'Oran et Canastel, nous avons un front de mer à pente abrupte avec localement des falaises. Ces dernières sont faites de marnes miocènes surmontées de bancs grésocalcaires du Plio-Quaternaire. Les éboulis, quant à eux, forment la pente qui relie le bord du plateau au rivage.

Au Sud de cette bande côtière, le plateau plonge progressivement de 190-200 m (abords de Canastel) à 110 m (gare d'Oran) facilitant le ruissellement des eaux de surface vers les dépressions fermées à l'image de la Sebkhia d'Oran, les salines d'Arzew, le lac Télamine, la Daïa Morsli, Petit Lac et un certain nombre de cuvettes plus petites. La grande sebkhia d'Oran, dépression située à 80 m d'altitude, occupe une étendue dépassant les 30 000 hectares (presque le 1/6 de la surface de la wilaya). Elle est d'orientation similaire à celle des salines d'Arzew s'étendant au pied de la forêt de Moulay Ismail.

5.1.2. Pente et altitude des terrains

5.1.2.1. Indice des pentes

La carte de l'indice des pentes d'Oran (fig.168) montre que les montagnes et les massifs côtiers sont caractérisés par un indice de pente supérieur à 16 %. Au niveau des hauts piémonts, l'indice des pentes appartient à la quatrième classe (8 - 16 %). Pour les piémonts de Tessala et de Bou Ismail, il varie entre 4 et 8 %.

Les plaines littorales et sub-littorales (plaine de Bousfer, de Misserghin, d'Es Senia, de Boufatis, d'Oued Tlelat, la zone des Hassi et la plaine de Béthioua) présentent un indice de pente principal compris entre 0 et 3 %.

Les plateaux d'Oran et de Gdyl sont perturbés par des déclivités qui, en général, ne dépassent pas les 4%. Néanmoins, des pentes comprises entre 4 et 8% sont perceptibles localement. **Les variations de ces indices de pente dans des espaces restreints sont le signe d'un dérangement dans la topographie. Ce dérangement peut être la conséquence de la tectonique, l'érosion ou à l'action combinée de ces deux phénomènes.** Par ailleurs, le long des falaises de la frange maritime, l'indice des pentes dépasse les 16% ce qui la prédispose fortement aux glissements.

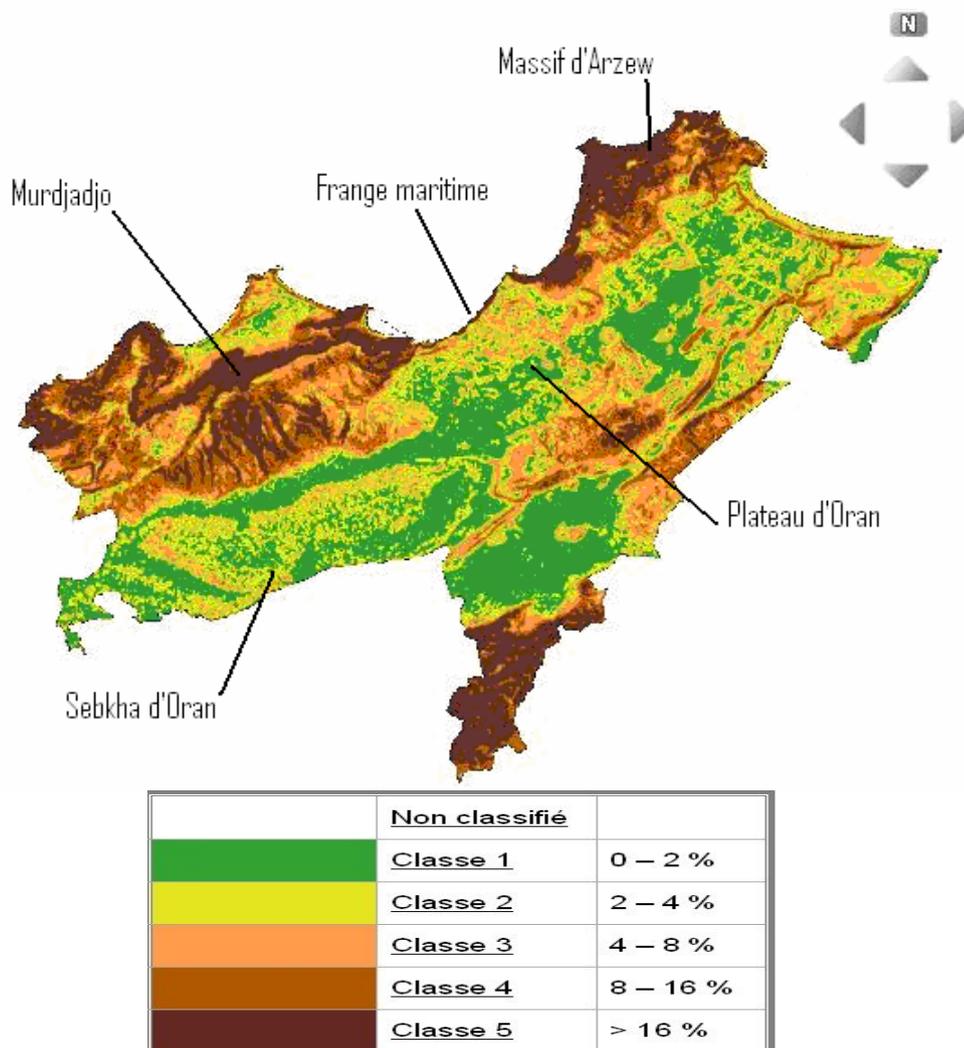


Fig.168: Carte des indices de pente de la Wilaya d'Oran

5.1.2.2. Altitude des terrains

L'analyse du MNT de la région d'Oran (fig.169), montre que l'essentiel du territoire se situe entre 0 et 200 m d'altitude alors que les massifs sahéliens et les Tessala dépassent les 400 m de hauteur.

En direction du Sud, les altitudes diminuent progressivement pour atteindre, à l'approche des deux axes synclinaux que sont la Sebkhia d'Oran et la Daïa Morsli, les valeurs les plus faibles. Mais en raison de nombreux accidents locaux tels que buttes d'accumulations éoliennes, collines et vallées, la surface topographique est assez complexe dans le détail.

A l'échelle régionale, la côte 80 m, occupée par la Sebkhia d'Oran, constitue le niveau topographique de base. En revanche la Daïa Morsli occupe la côte 87 m. À l'Ouest et au Sud-Ouest de la Daïa de Morsli, nous avons une topographie assez simple et sans cuvettes fermées. À l'Est de la Daïa Morsli, la plaine s'élève légèrement pour se raccorder aux faibles pentes du secteur d'El Emir Abdelkader.

La colline de Koudiat Ech Chibania, située à 3 km à l'Ouest de l'agglomération d'Es Sénia, s'élève à une altitude de 173 m. Elle est séparée de la ville d'Oran par la vallée, peu profonde, de l'Oued Ain El Beida qui prend naissance sur le versant Sud du Djebel Murdjadjo.

A partir de Koudiet Ech Chibania, la pente des terrains augmentent en direction de la Daïa Morsli, de l'Oued Ain El Beida et de l'aérodrome d'Es Sénia. Quant à la plaine d'Es Sénia, elle s'étend entre la Daïa Morsli et la grande Sebkhia d'Oran sur une altitude comprise entre 89 m et 92 m NGA. Elle présente de nombreuses dépressions secondaires.

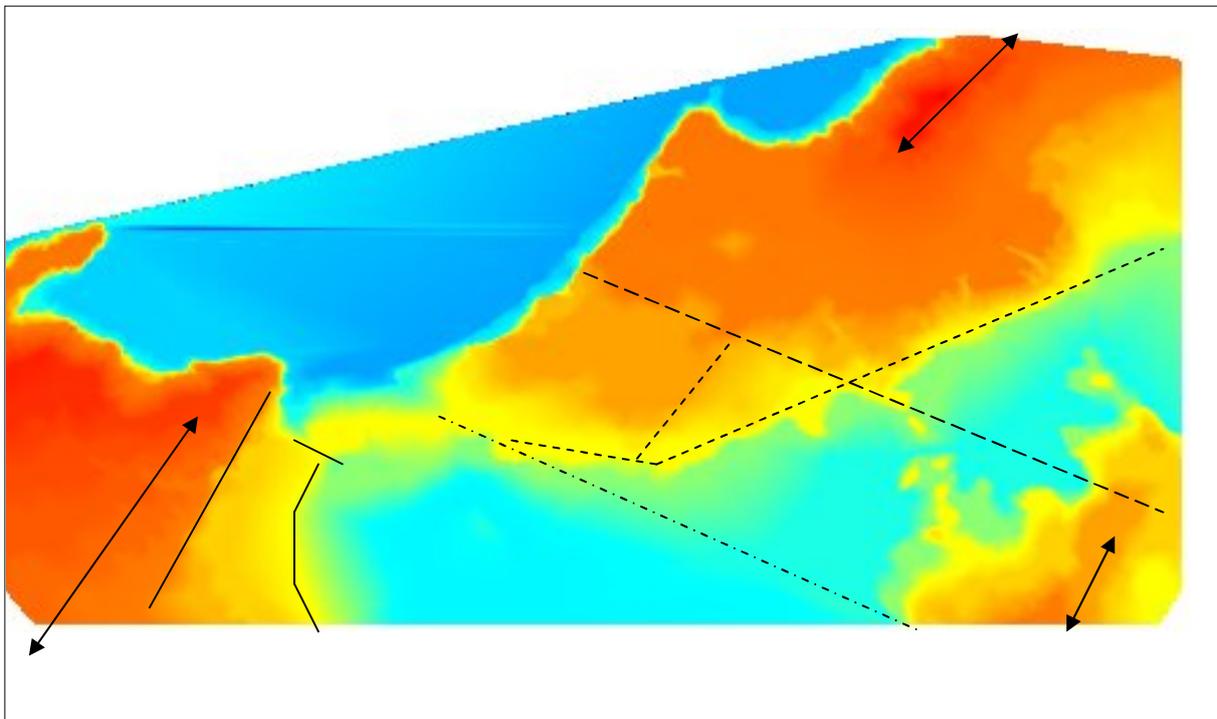


Fig.169: MNT tiré de la carte topographique d'Oran à l'échelle 1/50.000
(Le rouge représente les altitudes les plus élevées, le bleu les zones les plus basses)
/ Failles, / Linéaments probables, ↑ Anticlinal

5.2. Morphologie sous-marine de la marge algérienne

Grâce aux données de la campagne MARADJA'2003, la morphologie sous-marine de la région d'Oran a pu être abordée. La carte bathymétrique, établie par Domzig (2006), montre que la distance moyenne entre la plate-forme et le bassin profond n'atteint pas les 20 km (Fig.170).

Face aux Caps, la plate-forme se rétrécit (moins de 10 km) et s'élargie dans les baies (plus de 40 km dans le Golfe d'Arzew). A Arzew, la plate-forme est profonde de 200 m alors qu'au Nord de Mostaganem, elle s'enfonce jusqu'à 800 m de profondeur.

Entre W 1°30' et E 0°20', la marge dévoile des pentes assez linéaires incisées par de nombreux canyons. Cette pente, abrupte et très couchée (~16% de déclivité) (fig.171), a été interprétée comme étant une ancienne marge transformante (Domzig *et al.*, 2006). Elle aurait permis, au cours du Miocène, le déplacement vers l'Ouest du bloc d'Alboran.

Au N-E d'Arzew, les canyons sont très perpendiculaires aux pentes et présentent généralement plusieurs petits affluents. Certains canyons, très vieux, ont été probablement formés durant la régression messinienne ou durant la lente transgression Quaternaire (Domzig, 2006). De nos jours, seulement quelques uns de ces canyons apparaissent encore actifs (fig.170).

A l'Ouest d'Arzew, la marge prend une direction presque E-W, et les canyons, qui montrent une morphologie tranchante en certains endroits, s'enfoncent dans le profond bassin. Ces canyons semblent être très développés par rapport aux canyons situés sur les pentes entre Arzew et Mostaganem. Dans cette région, quelques affleurements volcaniques pourraient, d'après Leclaire (1970), exister ce qui pourrait expliquer les morphologies hétérogènes à l'intérieur des pentes.

À l'Ouest d'Oran, le bassin, peu profond (~2400 m), est principalement rempli par des matériaux drainés par de grands canyons. Ces derniers sont entaillés par des structures NW-SE, interprétées, grâce aux "**MARADJA 6-channel seismic lines**", comme étant une branche de la structure en fleur associée au prolongement Est de la faille décrochante de Yusef (Domzig *et al.*, 2006). Parmi ces branches, le canyon des Moules constitue l'une des plus importantes (El Robrini, 1986; Fig.170). Son allongement prend une direction ESE-WNW.

Quelques rides de sel, de direction SW-NE parallèle à la pente, affleurent à 65 km des côtes, au large du Cap Ivi (fig.170)

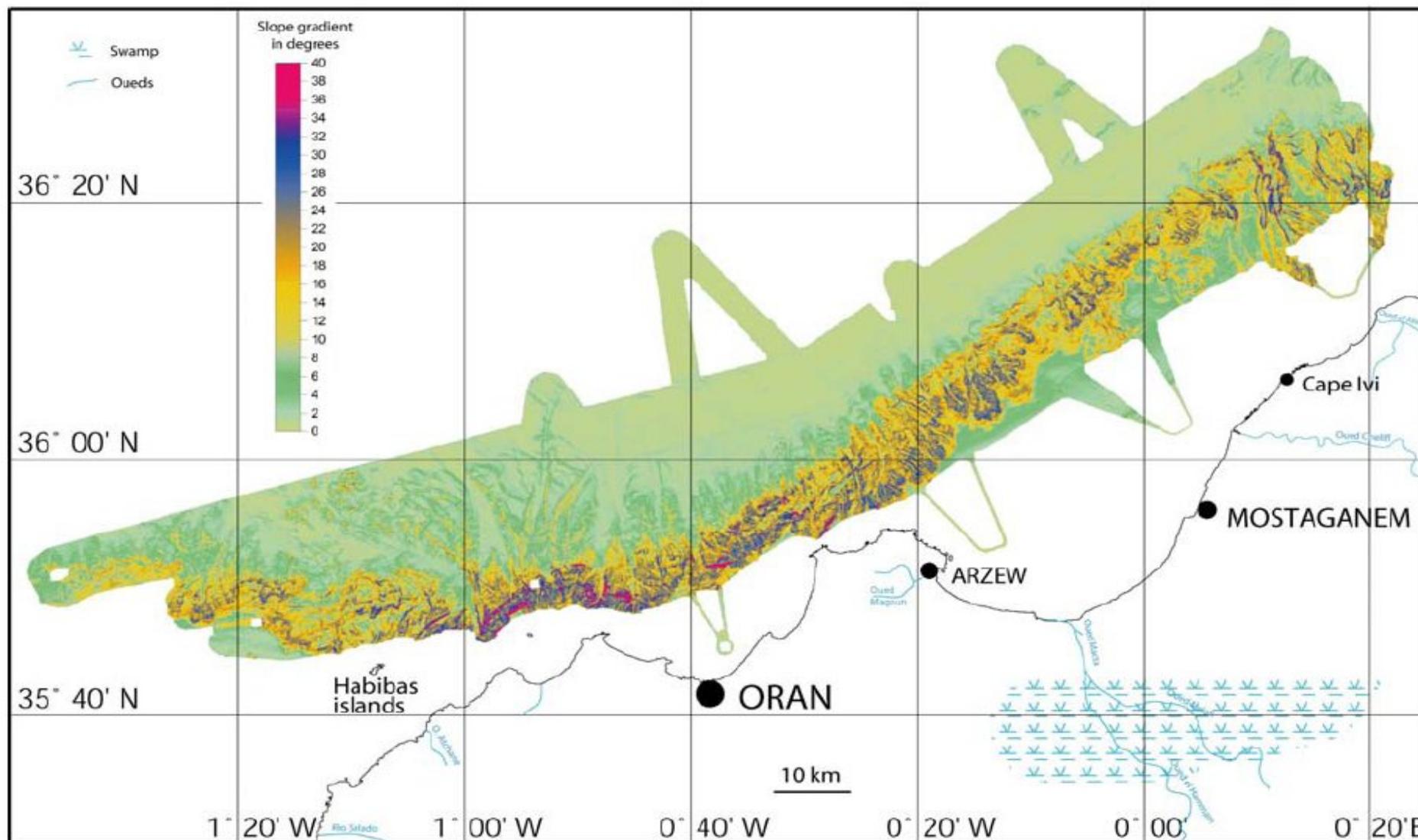


Fig. 171: La carte des gradients de pente pour la zone d'Oran. Les valeurs sont en degré (Domzig, 2006).

5.3. Mouvements de terrain

5.3.1. Instabilités à terre

Depuis plus d'un siècle les scientifiques ont tenté, par divers moyens, de comprendre les mécanismes et les processus qui génèrent les glissements de terrain et, plus largement, les mouvements de terrain. Ces phénomènes, parmi les processus d'érosion les plus intenses, marquent profondément les affleurements et laissent des empreintes visibles pendant plusieurs milliers d'années après leurs déclenchements.

Ce chapitre permet de faire une synthèse générale des mouvements de terrain et des facteurs d'instabilités, puis de faire le bilan des instabilités reconnues pour le secteur d'étude.

5.3.1.1. Généralités sur les mouvements de terrain

Les mouvements de terrain sont définis par les géologues comme une manifestation d'instabilité de la partie superficielle de la croûte terrestre sous l'effet conjugué de la pesanteur et des agents de l'érosion. Pour cette raison, l'étude des glissements de terrain s'intéresse à l'analyse des causes et facteurs qui conditionnent les instabilités.

Aussi, l'analyse des instabilités ne peut se faire que sur la base d'une classification des mouvements de terrain. Au début, les classifications s'appuyaient essentiellement sur des critères morphologiques et étaient propres à un type de milieu donné (Reynolds, 1932 ; Popov, 1945).

Aujourd'hui, elles sont définies par des critères de reconnaissance fondés non seulement sur la **morphologie**, mais également sur la **dynamique** et la **cinématique** des mouvements.

Parmi les critères de reconnaissance, on peut citer :

- L'état de la pente et la morphologie du versant.

Dans la stabilité d'un versant, la pente joue un rôle important et, suivant la nature des terrains, elle ne doit pas dépasser un seuil limite. La morphologie d'un versant est modelé, par le temps, les actions météorologiques et les mécanismes de l'altération superficielle.

- Les surfaces de ruptures et les discontinuités (Tableau n° 6)

Dans la reconnaissance des mouvements de terrain, la définition de la surface de rupture constitue un point important. Pour cette raison, Millies-Lacroix (1981) a proposé, dans sa classification des talus et versants instables, un classement qui prend en compte les types de discontinuités, de la nature du matériau et du glissement. D'autres classifications, faisant intervenir l'ensemble des critères géologiques, géomorphologiques, dynamiques, cinématiques..., ont été proposées par Desvarreux (1970), Mougin (1973), Colas et Pilot (1976), Varnes (1978), ... jusqu'aux plus récentes avec Léone (1996).

- Le critère mécanique

Les mouvements de terrain sont, surtout, identifiés par le critère mécanique (Antoine et Giraud, 1993). Ce dernier critère différencie mieux les principaux mécanismes responsables des chutes de blocs et écroulements rocheux, des glissements de terrain, des écoulements, du fauchage, des affaissements et des tassements et dilatance.

TYPE DE DISCONTINUITÉ	SURFACE DE SÉPARATION	SURFACE VISIBLE APRES LE MOUVEMENT	NATURE MATERIAU	DYNAMIQUE
Rupture franche et irrégulière, car fonction des défauts de la roche	Rupture, cassure ou décrochement	Totalement à partiellement visible	Roche (consolidée)	Chute
Cisaillement avec surface plus ou moins lisse	Surface plane, circulaire ou courbe	Partiellement visible en amont	Sol ou roche (Sol peu remanié)	Glissement
Surface ou zone irrégulière et rugueuse avec friction et arrachage du substratum	Surface de frottement ou de charriage	En partie à totalement cachée	Sol ou Sol et roche (remaniés)	Coulée
Zone de friction	Déformation ou rupture progressive	Totalement cachée	Sol	Fluage lent

Tableau n°6: Les surfaces de séparation avec le substratum (Millies-lacroix, 1981)

5.3.1.2. Classification des causes des mouvements de terrain

La gestion des crises et à l'anticipation des actions favorisant l'instabilité, a nécessité la classification des causes des mouvements de terrain ont été entreprises. Parmi les nombreuses tentatives, nous avons celles de Flageolet (1989), de Gervreau (1991) et de Gervreau *et al.*, (1992).

5.3.1.2.1. Classification de Flageolet (1989)

L'auteur propose une classification basée sur la prédiction où l'on suppose que le retour des mêmes causes produit les mêmes effets (tableau n°7).

Tableau n° 7: Tableau des causes directes de mouvements de versant (Flageolet, 1989).

	Ecroulement	Glissement	Coulée
Entaille artificielle ou manuelle			
Suppression brusque de support naturel			
Suppression brusque de support artificiel (carrières, mines...)			
Pression d'eau sur les parois des joints et des crevasses			
Gel intense et prolongé			
Vibration (séisme)			
Pluie d'orage (saturation)			
Pluies d'hiver exceptionnelles			
Crue de torrent			
Crue rapide de rivière			
Infiltration accidentelle ou provoquée			
Surcharge naturelle ou artificielle			
Vidange rapide d'un lac de retenue			

5.3.1.2. 2. Classification de Gervreau (1991)

Cette classification repose essentiellement sur l'identification des facteurs déclanchant qui sont derrière la perte d'équilibre, le mouvement et la rupture du massif. La diversité de ces facteurs déclanchant sont fonction de la modification de la géométrie, de la modification des conditions aux limites mécaniques, de la modification des forces de volume et la modification des propriétés rhéologiques (tableau n°8).

Par ailleurs, l'étude statistique d'un échantillon de 300 individus, tous mouvements de terrain confondus, a révélé d'une part que les deux causes principales des glissements de terrain sont d'origine hydraulique et anthropique, et d'autre part que dans 53 % des cas la cause hydraulique du mouvement était évoquée (Desvarreux, 1988 ; Gervreau, 1991 ; 1992 ; Gervreau et Durville, 1993).

Tableau 8: Causes de rupture de glissements de terrain (Gervreau, 1991).

Modification de la géométrie
- Erosion externe, écoulement superficiel, déblai, remblai, surcharge variables et activité humaine
Modifications des conditions aux limites mécaniques
- Déblai, remblai, surcharges variables : activité humaine, mouvement de terrain naturel au voisinage, - Interruption d'une pression stabilisatrice avec rupture d'un ouvrage de soutènement, - Poussée de l'eau : montée de la nappe, remplissage de fissure (précipitations, fonte de neige, augmentation du niveau d'eau dans une retenue, obstruction des exutoires naturels ou artificiels - Dilatation, poussée des glaces engendrées par la variation de la température.
Modification des forces de volume
- Pression d'écoulement, effet renard, augmentation des écoulements souterrains, apport d'eau à l'amont, modification de la perméabilité. - Augmentation du poids volumique, augmentation du degré de saturation (précipitations, fonte de neige, augmentation du niveau d'eau dans une retenue) - Déjaugeage : élévations du niveau de la nappe (précipitations, fonte de neige, augmentation du niveau d'eau dans une retenue, obstruction des exutoires), - Création de force d'inertie : séisme
Modification des conditions rhéologiques
- Séisme, fatigue du matériau (chargement cyclique), altération physicochimique, modification en teneur en eau (précipitations, fonte de neige augmentation du niveau d'eau dans une retenue), - Endommagement (grandes déformations), comportement viscoplastique

5.3.1.3. Morphologie et dynamique des mouvements de terrain.

Au niveau de la frange maritime, toutes les conditions sont réunies pour que le travail de la corrosion soit au maximum facilité : la dalle lumachellique pliocène, renfermant beaucoup de calcaire, est très fissurée, donc, très perméable. Suspendue face à la mer à une altitude de 150 à 200 mètres, la dalle lumachellique couvre une série fluvio-lacustre d'âge également Pliocène où les niveaux durs (calcaires et grés lumachelliques) montrent de fréquentes intercalations de limons argileux. En plus, cette série est discordante sur un Miocène post-nappe de nature argileuse dans ses termes supérieurs.

Au contact du sol, l'eau de pluie s'infiltré avec facilité grâce aux fractures présentes dans les roches, circule à travers les strates et forme, quant elle rencontre des horizons imperméables (argiles, marnes..), des nappes d'eau souterraines. Une fois les couches argileuses imbibées d'eau, les niveaux argileux augmentent de volume et la pression des fluides qu'ils renferment devient suffisamment importante pour s'opposer à la pression lithostatique (force résultant du poids des sédiments en un lieu donné). Tout compte fait, tout se passe comme si les roches supérieures de la série se trouvent être suspendues sans aucun contre poids en dessous (les forces de cohésion étant vaincu par l'eau dans les couches argileuses). Le fort dénivelé topographique devient alors une force capable de faucher des panneaux entiers de plusieurs dizaines de mètres cubes (m^3), voire même de plusieurs centaines de mètres cubes (m^3). Ce sont ces phénomènes qui désagrègent, à l'heure actuelle, la bordure de la falaise limitant au Nord la frange maritime objet de cette étude.

Le long de ces falaises, on rencontre plusieurs sortes de mouvement de terrain qui mobilisent différents volumes. Ces mouvements de terrain résultent de l'interaction entre plusieurs phénomènes combinant à la fois les effets cumulés de l'érosion, de la fracturation, du travail corrosif de l'eau, de la nature du sol, la gravité compte tenu de la forte dénivelée de la topographie et les secousses séismiques.

Les panneaux glissés, provenant de la bordure du plateau qui surplombe la falaise, se détachent de façon "ordinaire", par l'ouverture de crevasses qui tranchent les couches selon les diaclases.

En fonction de la nature et de l'intensité de la déformation qui affecte le matériel mobilisé, on a pu différencier les mouvements de terrain suivants. Ces derniers obéissent, malgré leur diversité, soit aux lois de comportement de la mécanique des roches, soit à celles de la mécanique des sols, voire même aux deux.

5.3.1.3.1. Chutes, écroulements et basculements.

Les **chutes** de blocs (fig. 172), mouvements ponctuels en milieu rocheux fracturé et fissuré, résultent de la dislocation des massifs générée par la présence de discontinuités dont la persistance et l'évolution sont fonction, entre autres, de l'altération des formations, de la cryofracturation et de l'action séismique. Ces chutes de blocs peuvent laisser, dans le paysage, des traces bien visibles : élimination de la végétation arborée le long du trajet du dit bloc et des empreintes profondes laissées dans le sol.

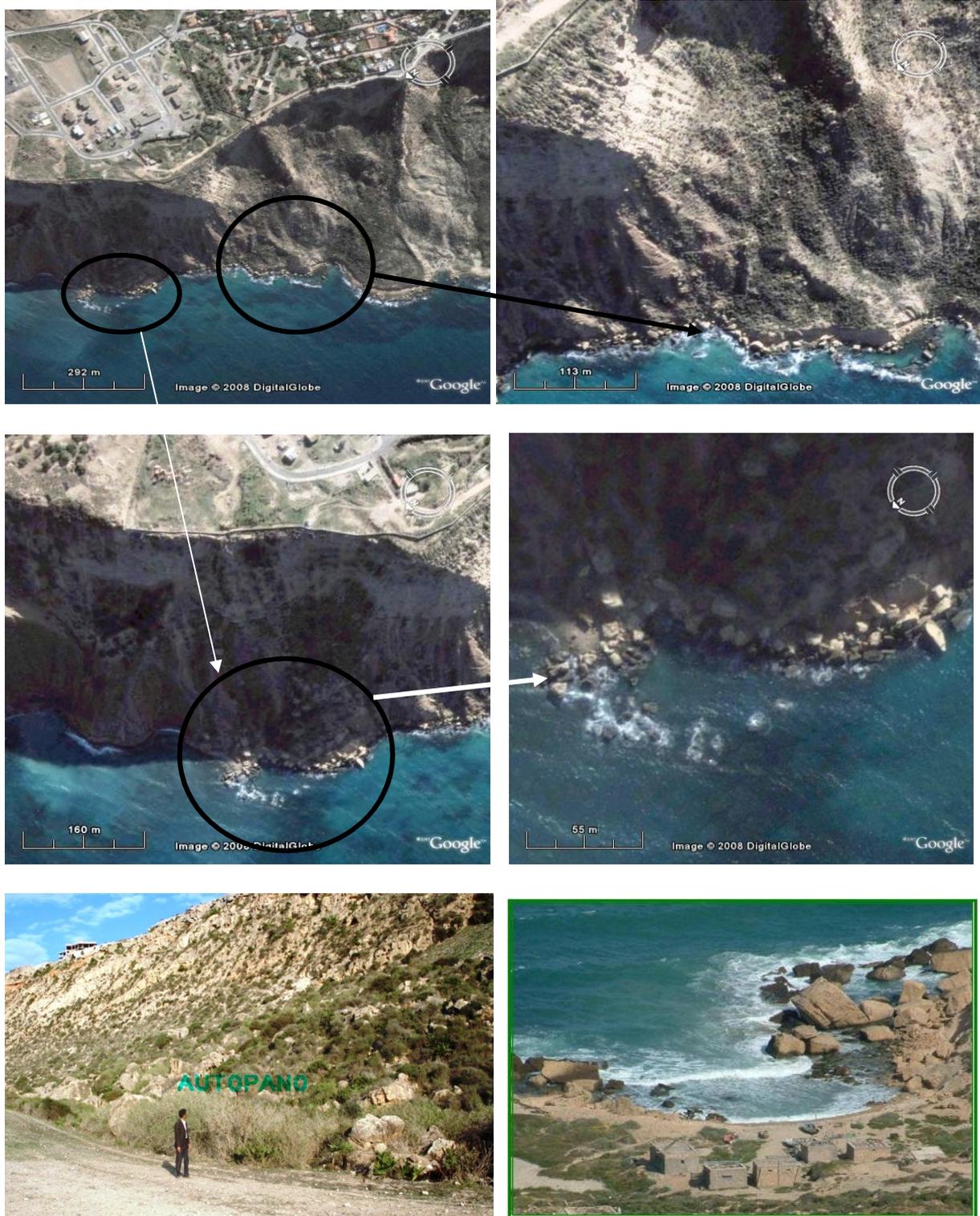


Fig. 172: Chutes de blocs

Les **écroulements** (fig.173 et 174) sont des chutes soudaines de masses rocheuses importantes. L'écroulement type est représenté par l'effondrement de pans de falaise en plusieurs blocs. Les terrains les plus propices à ses manifestations sont les formations massives, fracturées, d'origine calcaire ou cristalline. Les masses mises en jeu sont très variables, cela va de quelques mètres cubes pour les petits écroulements à plusieurs centaines de millions de mètres cubes.



Fig. 173: Ecoulement d'un pan rocheux en formation (près de Fernand ville).



Fig. 174: début d'écroulement d'un pan rocheux (voisinage de la pointe Canastel).

5.3.1.3.2. Les glissements de terrain.

Dans un souci de simplification, deux formes caractéristiques de glissements de terrain sont distinguées :

5.3.1.3.2.1. Les glissements rotationnels :

Ce mouvement s'apparente à une rotation de la masse autour du centre d'un cercle (fig. 175). Il est à noter que la rotation est une déformation interne qui se manifeste à l'amont par des structures extensives (fente de tension, faille normale) et à l'aval par des structures compressives (faille inverse, pli) (fig.176). Par contre dans la partie centrale, peu dérangée, la structure initiale reste plus ou moins conservée.

Ce type de glissement se produit généralement dans les sols, parfois, dans les roches homogènes où il n'y a pas de discontinuités géologiques suffisamment persistantes ou si la fracturation est suffisamment intense pour permettre une telle surface de glissement (fig. 177 ; 178;179; 180 ; 181et 182).

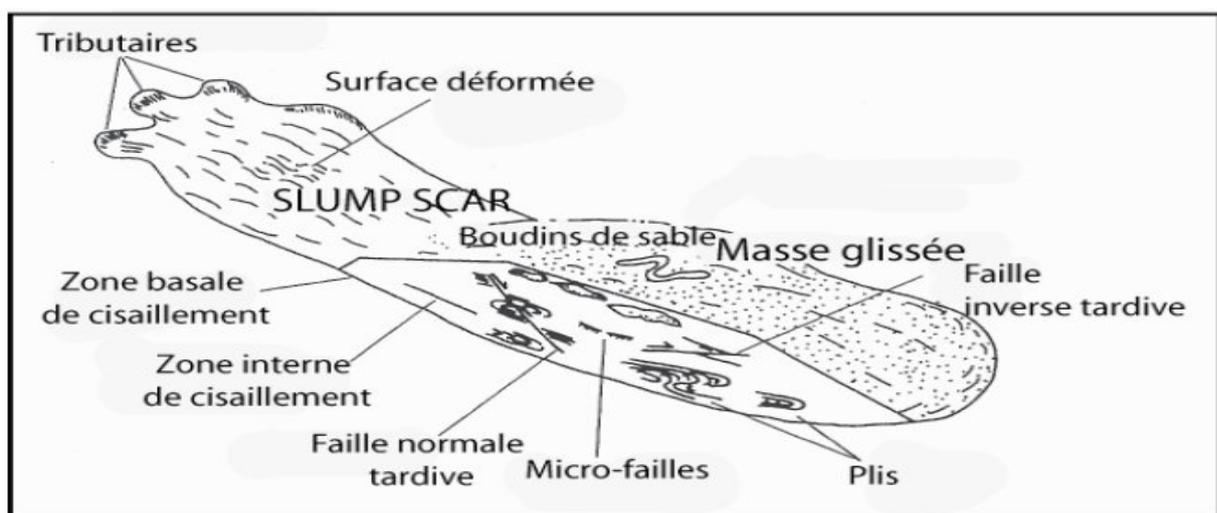


Fig.175: Modèle idéalisé d'un slump montrant la variété et la distribution de différentes structures de déformation interne (Martinsen, 1989).

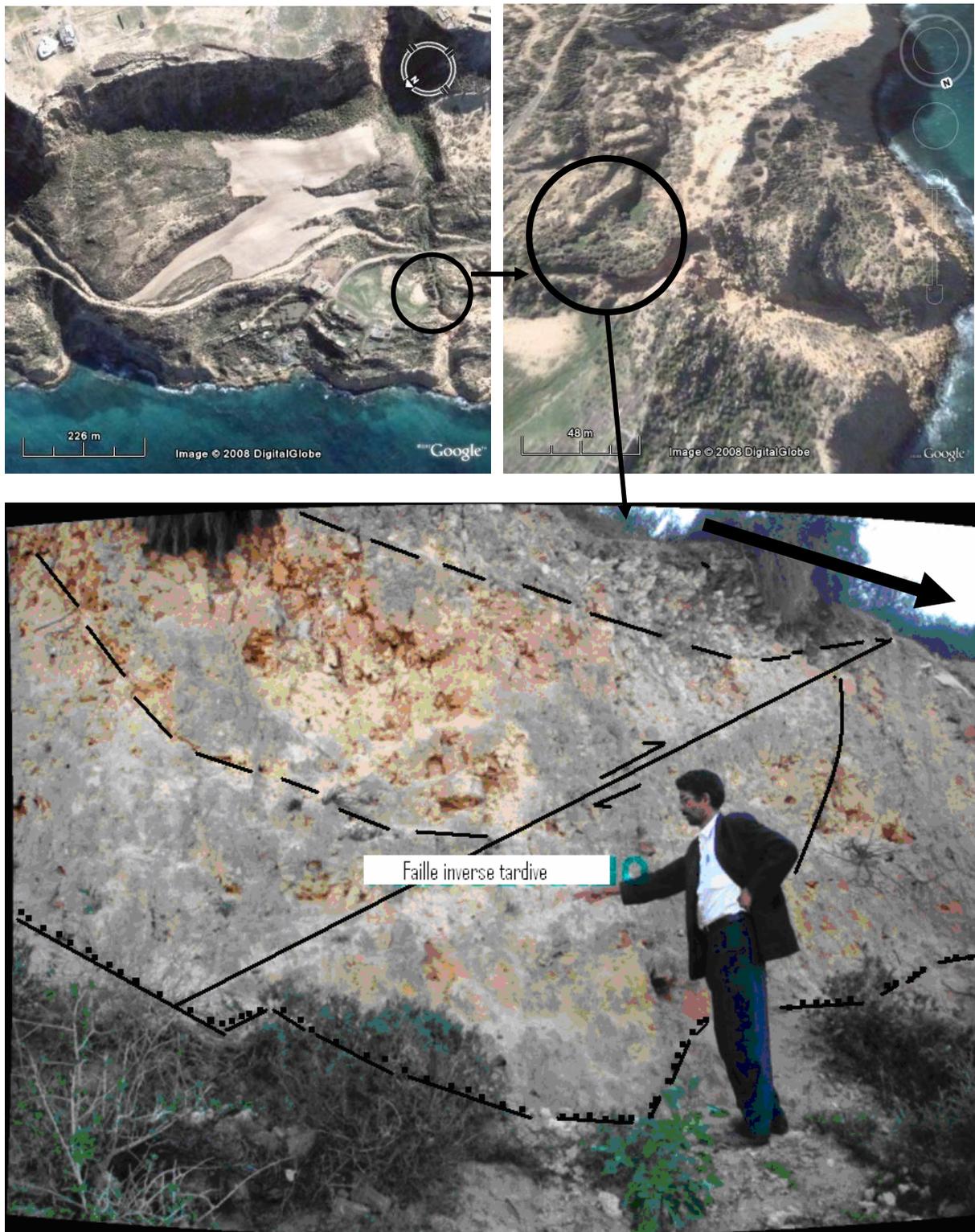


Fig.176: Structure de déformation interne (faille inverse tardive). Flèche noire épaisse : sens du mouvement de terrain

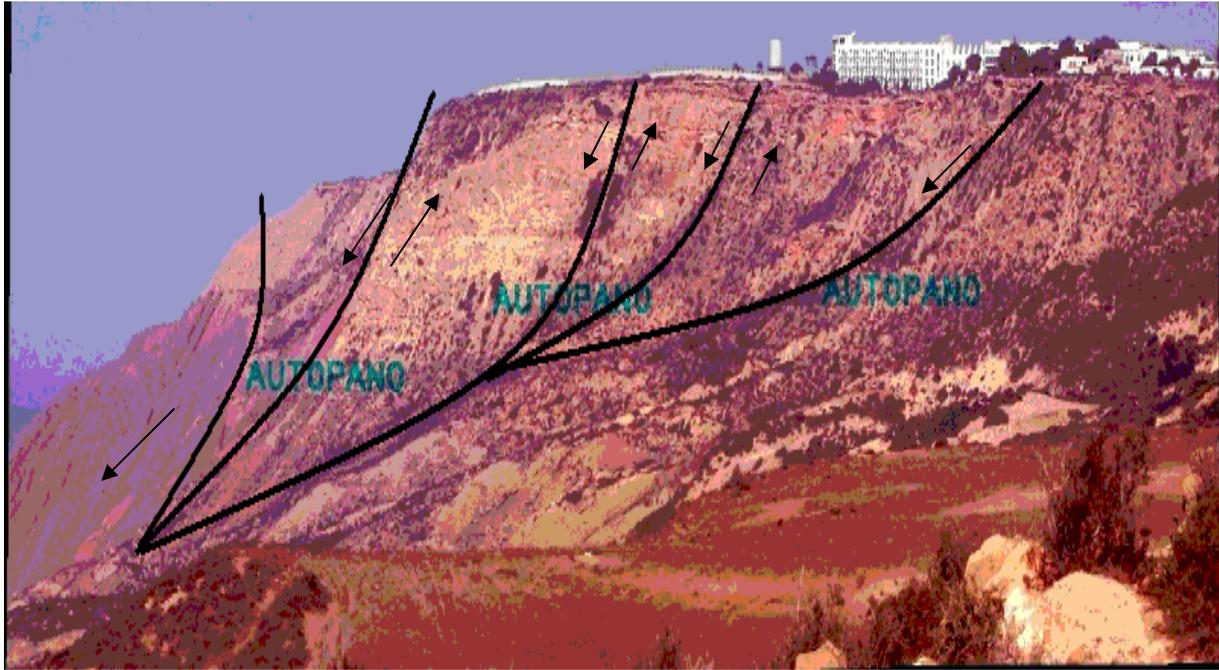


Fig.177: Glissements rotationels (failles listriques) au contrebas de la mutuelle de Canastel



Fig.178 : Glissement et chute de blocs (cercle : tributaires à l'amont du glissement, flèche noire:sens du mouvement)



Fig.179: Un mouvement de terrain complexe de grande taille près d'Ain Franin



Fig.180 : Glissement rotationnel d'Ain Franin (les rides d'extension menacent des habitations)



Fig. 181 : Glissement secondaire fossile (stabilisé)

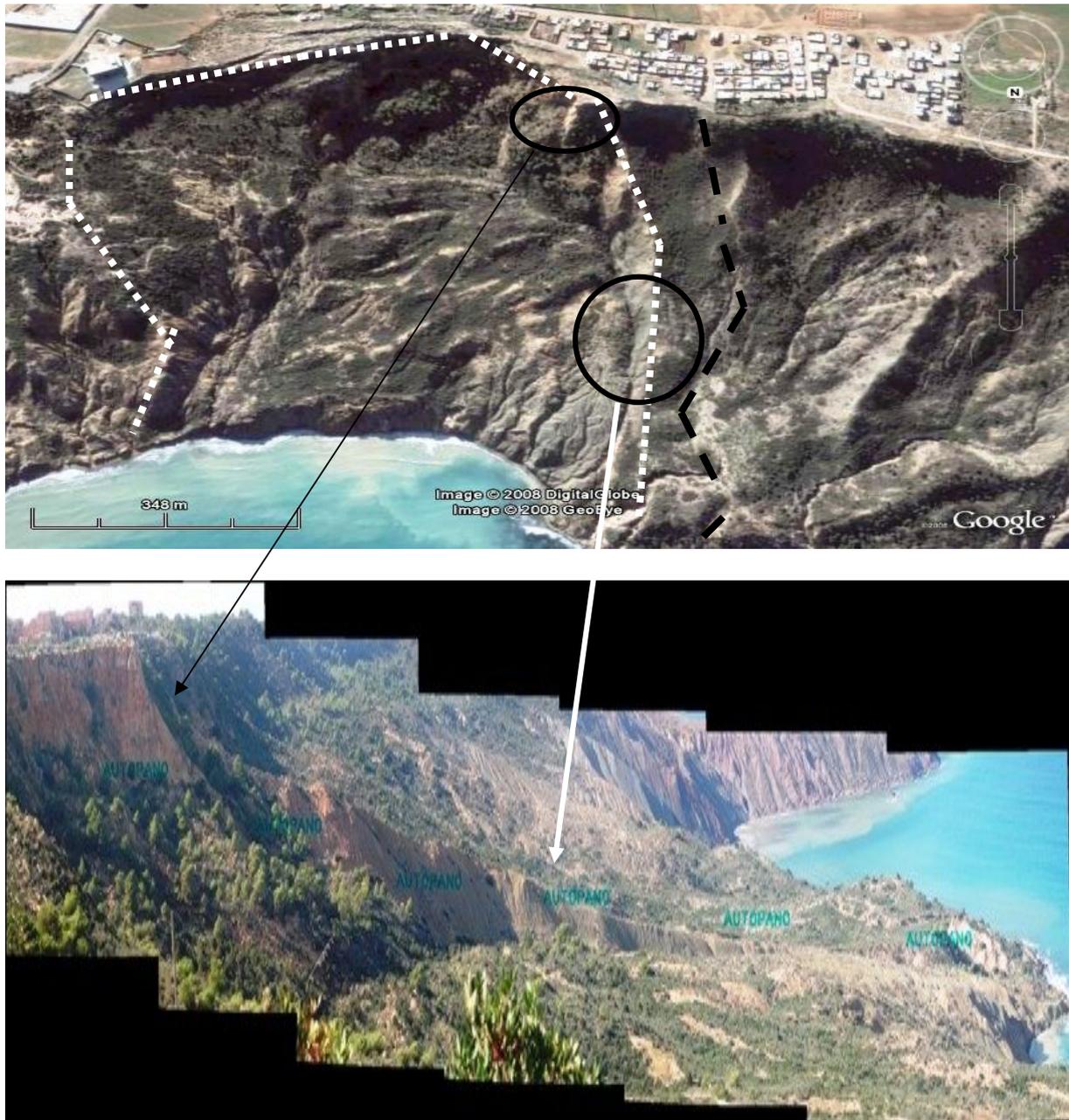


Fig . 182: Glissement rotationnel près d'Ain Franin avec nid d'arrachement
 (Son déclenchement pourrait être lié au décrochement Arbal-Ain Franin)
 Trait en pointillé (blanc) : limites du glissement, Trait noir discontinu: ride d'extension

Parmi les glissements observés sur le terrain, on retrouve ceux caractérisés par des rides d'extension dans la partie haute de la loupe d'arrachement (fig. 183). Ces types de structure, assez communes et souvent décrites dans la littérature (Prior *et al.*, 1982 ; Lastras *et al.*, 2006), correspondent au matériel qui n'a pas été complètement désintégré (Lastras *et al.*, 2006).



Fig.183: Rides d'extension plurimétriques au contrebas de Canastel

Afin d'expliquer ce phénomène de désintégration initiale des sédiments et donc l'apparition de blocs basculés, deux hypothèses ont été proposées par Laberg et Vorren (2000) : la déformation peut apparaître par régression de la loupe d'arrachement (fig.184a) ou par l'initiation d'une déformation basale lors de l'existence d'un niveau fragile (fig.184b). Par conséquent, la déformation par régression apparaît dans des sédiments homogènes alors que la déformation basale affecte des couches stratifiées dont la lithologie n'est pas homogène.

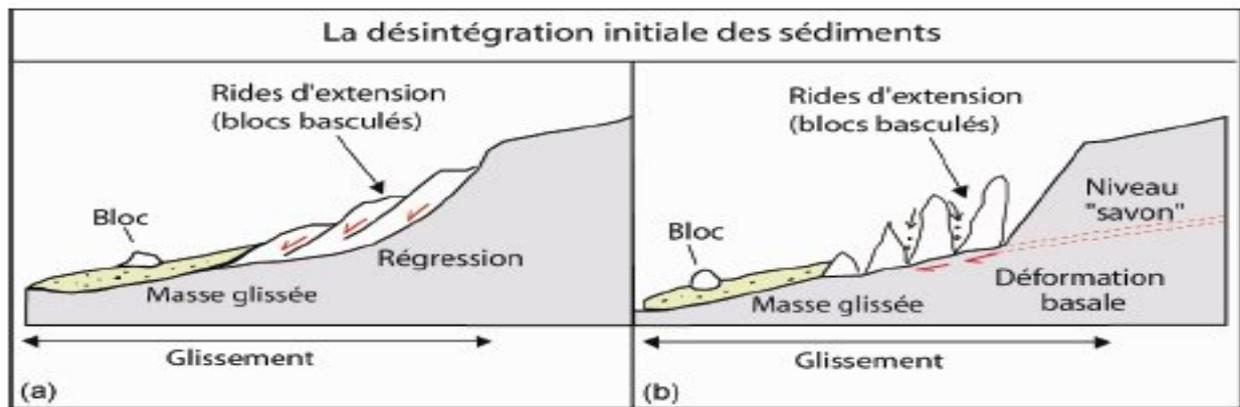


Fig.184: Modèle de la désintégration initiale des sédiments montrant l'apparition de rides d'extension (Laberg et Vorren, 2000).

5.3.1.3.2.2. Les glissements plans ou translationnels (fig. 185)

Parfois, ces types de glissement peuvent être assimilés à des écroulements, car ils font intervenir des masses rocheuses qui glissent sur leurs joints de stratification en provoquant, de par leur soudaineté, une impression d'écroulement. Les discontinuités qui favorisent le glissement le long d'un versant sont inclinées dans le sens de la pente et constituent des surfaces de glissements potentiels.

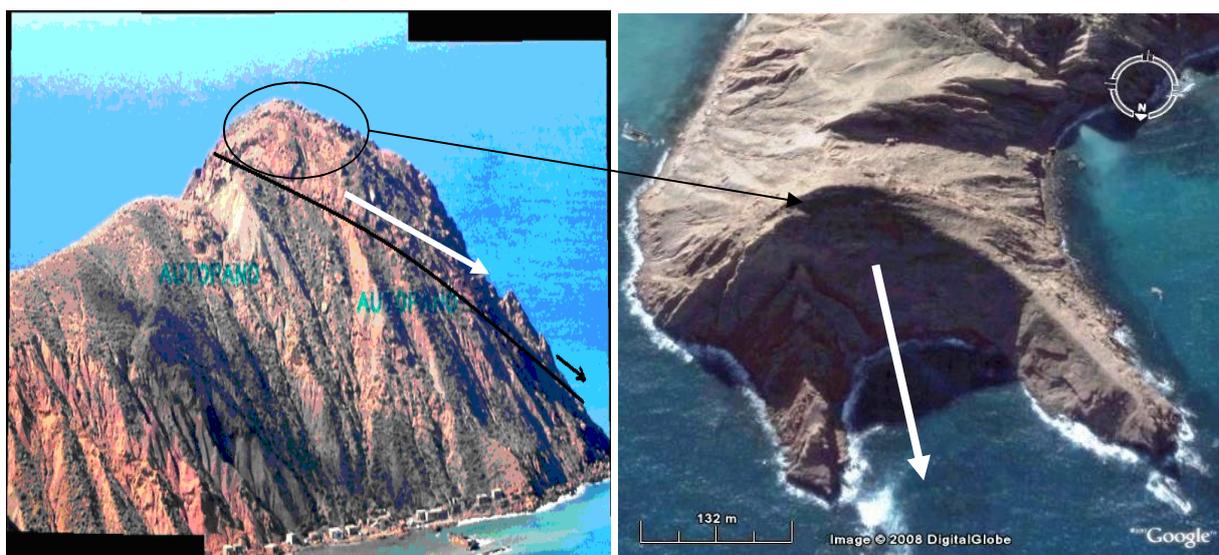


Fig.185: Glissement plan au niveau des formations plioquaternaire de la Pointe de Canastel

5.3.1.3.2.3. Les glissements quelconques (fig. 186 ; 187 ; 188 ; 189 ; 190 ; 191 et 192)

Parce que la forme "parfaite" des deux cas précédemment définis est rarement observable, la forme des glissements de terrain les plus fréquents est assimilée à une combinaison des deux formes et voir même de formes plus complexes.



Fig.186: Glissements quelconques au contrebas de l'agglomération de Canastel (glissements et glissements secondaires, glissements actifs et inactifs)

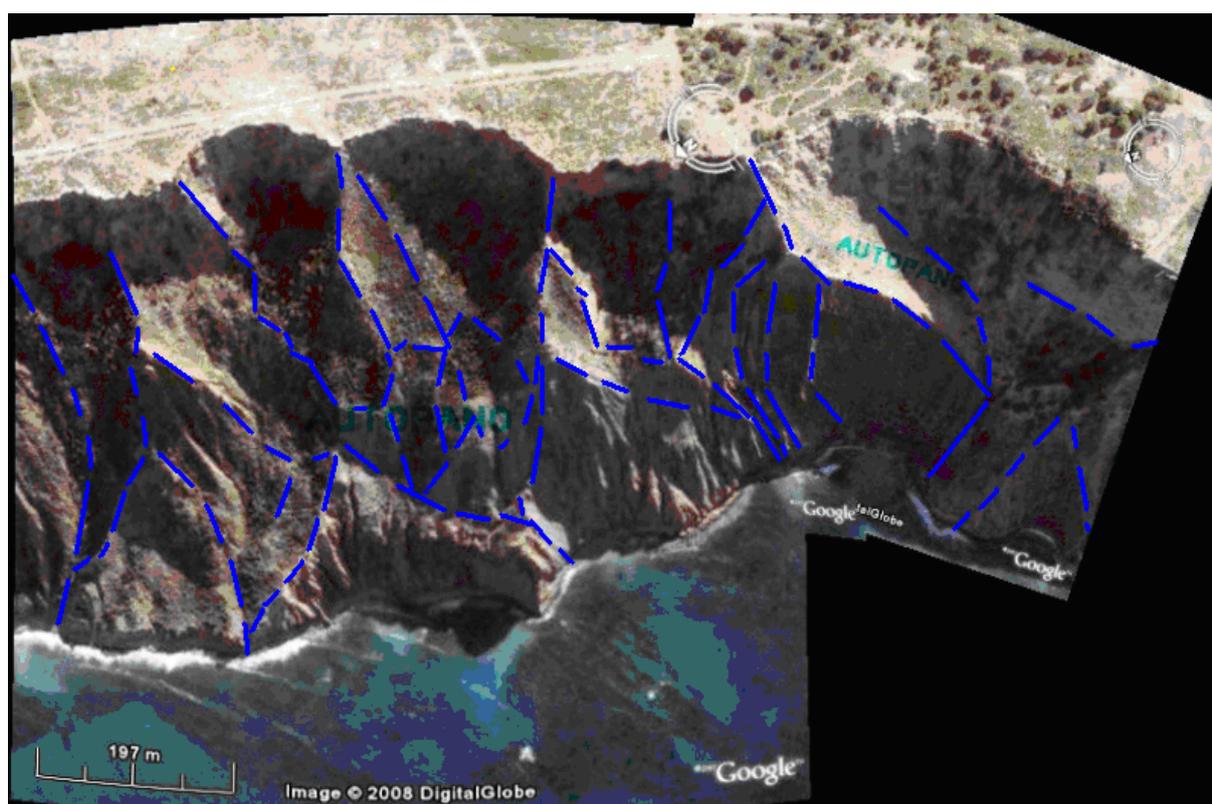


Fig.187 : Glissements quelconques au N de Canastel (près de la pointe de Canastel)
 (Glissements et glissements secondaires actifs et inactifs)



Fig.188 : Glissement au contrebas du Bahia Center

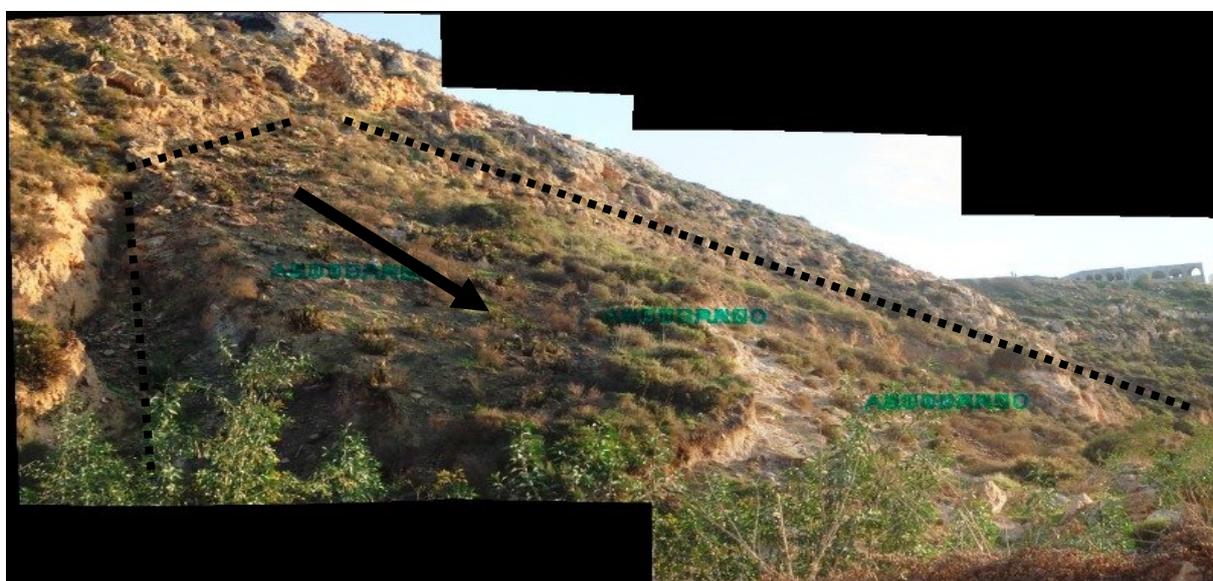


Fig.189:Glissement au contrebas du palais de Justice d'Es Seddikia



Fig.190: Glissement près des Genets



Fig.191: Glissements quelconques à coté du premier canal des eaux usées sur la frange



Fig.192: Glissement déclenché par l'activité anthropique (extraction du sable)



Fig.193: Glissement quelconque près des Genets



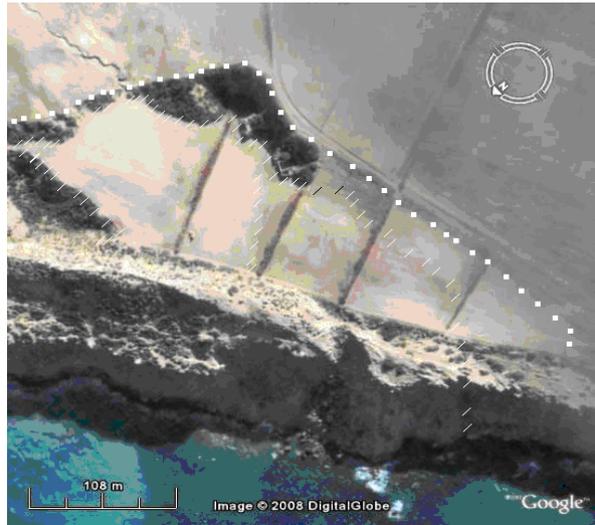
Fig.194: Glissements déclenchés par l'activité anthropique (ex. sablière des Genets)

5.3.1.3. 3. Les affaissements et effondrements

Les **affaissements** (fig. 195), caractérisés par une dépression topographique sans rupture apparente, sont généralement rencontrés le long des falaises dans des régions où il y a rupture en profondeur des cavernes ou des karsts.



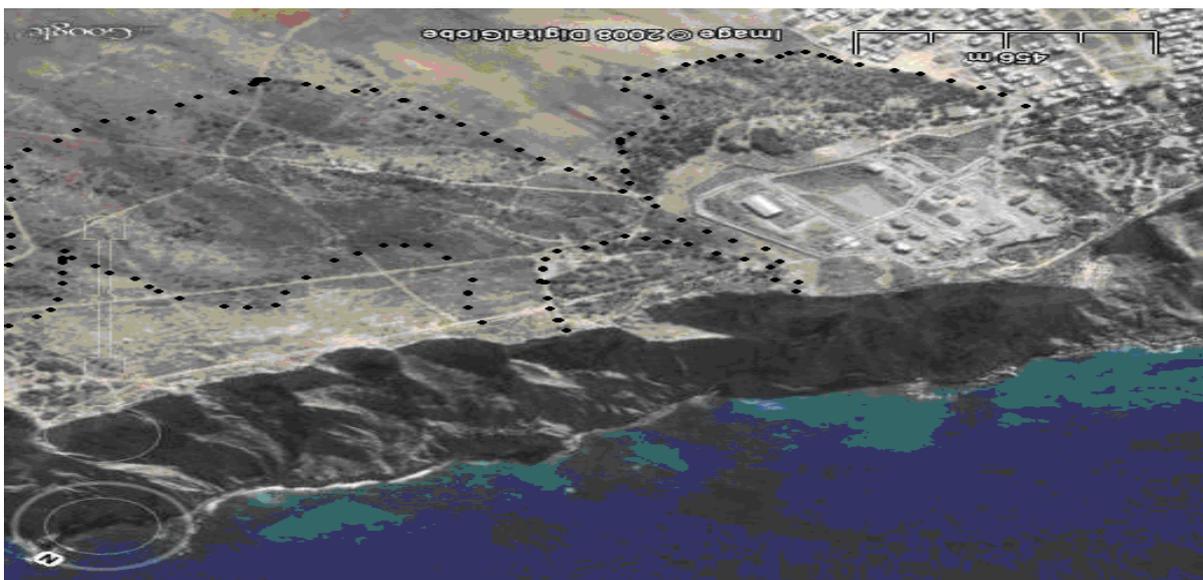
Affaissement près de Fernanville



Affaissement près de l'ancienne bat. Espagnole



Affaissements (glissements ?) anciens (stabilisés) au niveau de Takhira (Tejera)



Affaissements de différentes tailles au Nord de l'agglomération de Canastel

Fig. 195: Affaissements

Par contre, les **effondrements** (fig. 196) de terrain se rencontrent, sous forme de dépression topographique importante avec rupture apparente, dans les régions calcaires, là où il y a des cavités karstiques, mais aussi au-dessus de vides artificiels (carrières, mines souterraines).

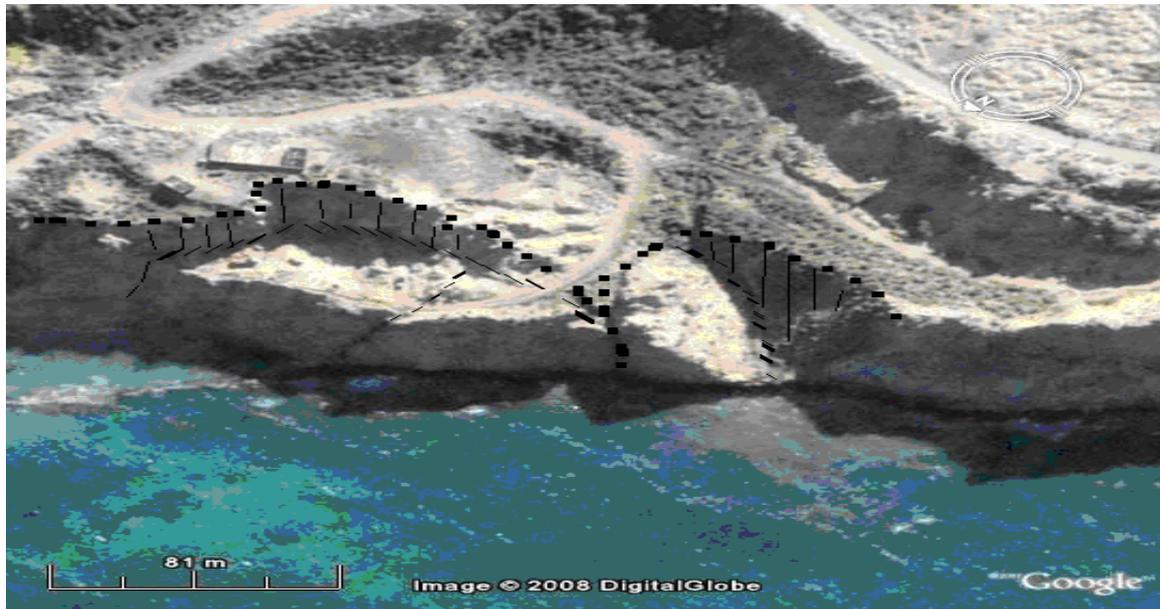


Fig. 196: Effondrement au niveau du rivage (près des Genets).

Sur la zone de la première tranche (entre le premier et deuxième rond point de la route N) des anomalies ont été détectées par les méthodes géophysiques. Ces cinq zones (A1, A2, A3, A4 et A5) correspondent probablement à des cavités plus ou moins développées qui peuvent un jour provoquer des affaissements ou des effondrements (fig. 197).

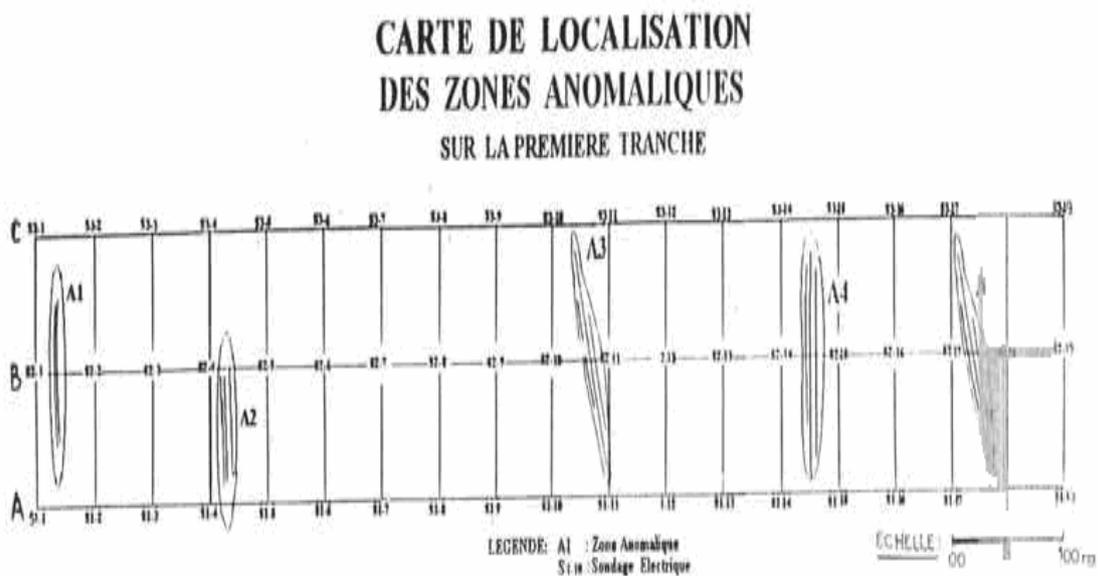


Fig. 197 : Carte des zones anomaliques, LTPO (1995)

5.3.1.3. 4. Le fluage (fig. 198).

Très sournois, le fluage se fait très lentement, sans surface de rupture nette (sauf au stade ultime, à la rupture du sol) et sans variation apparente de la sollicitation mécanique ou hydraulique. Il est derrière la formation de zones de décollement sur des pentes modérées à faibles. Ces déformations sont donc une réaction à la contrainte induite par la charge constante de la colonne sédimentaire.

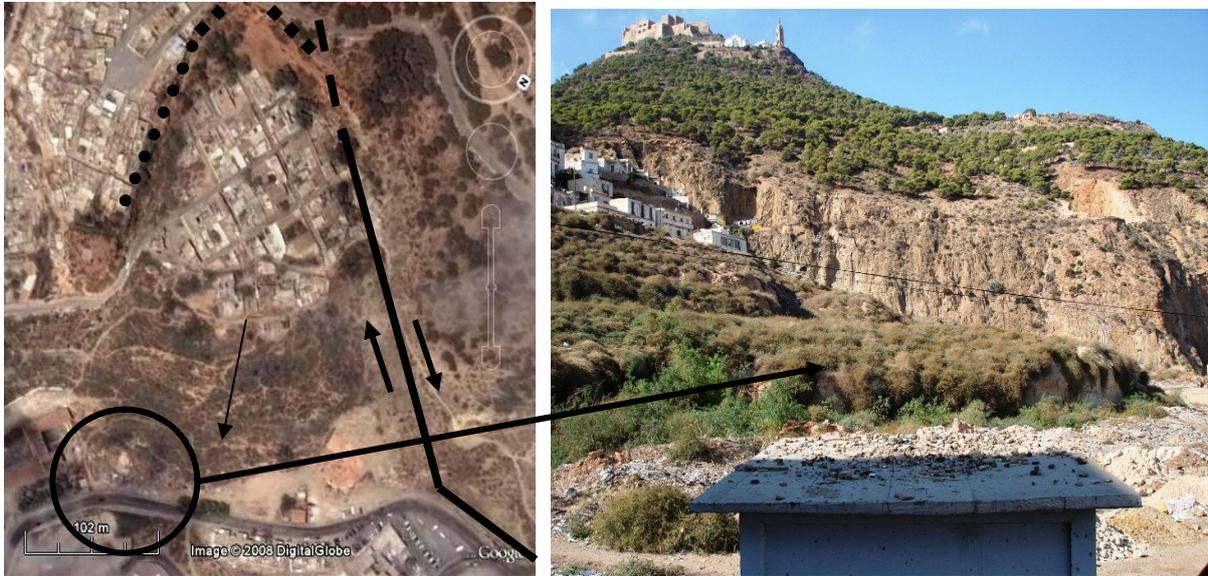


Fig. 198: fluage des marnes miocènes à la Calère (pêcherie d'Oran).

5.3.1.3. 5. Les coulées et les avalanches (de débris, de boue, de blocs, de terre).

Au début, les coulées se comportent comme des glissements de terrain, mais le facteur eau intervient dans la consistance du terrain mis en mouvement en transformant les matériaux issus de glissements de terrain en matériaux polyphasiques (solide et/ou air/eau).

Considérées comme des mouvements complexes, les coulées se caractérisent par une disparition des structures du sol ou de la roche, par une vitesse plus grande et par une consistance plus ou moins visqueuse des matériaux transportés ; la matrice étant le plus souvent argileuse (coulées de boue) et les blocs d'origine quelconque (fig. 199 ; 200 ; 201 ; 202 ; 203 ; 204 ; 205 et 206).



Fig.199: Ecoulement de boue



Fig.200: Coulée de débris et de blocs.



Fig.201: Coulées de boues et de débris imbriquées les unes sur les autres



Fig.202: Coulées de débris et de boue le long du chemin menant aux Genets.



Fig.203 : Coulées de débris et de boue



Fig.204 : Coulées de débris, de boue et de blocs au contrebas de Sidi M'Hamed (à l'E du port d'Oran)

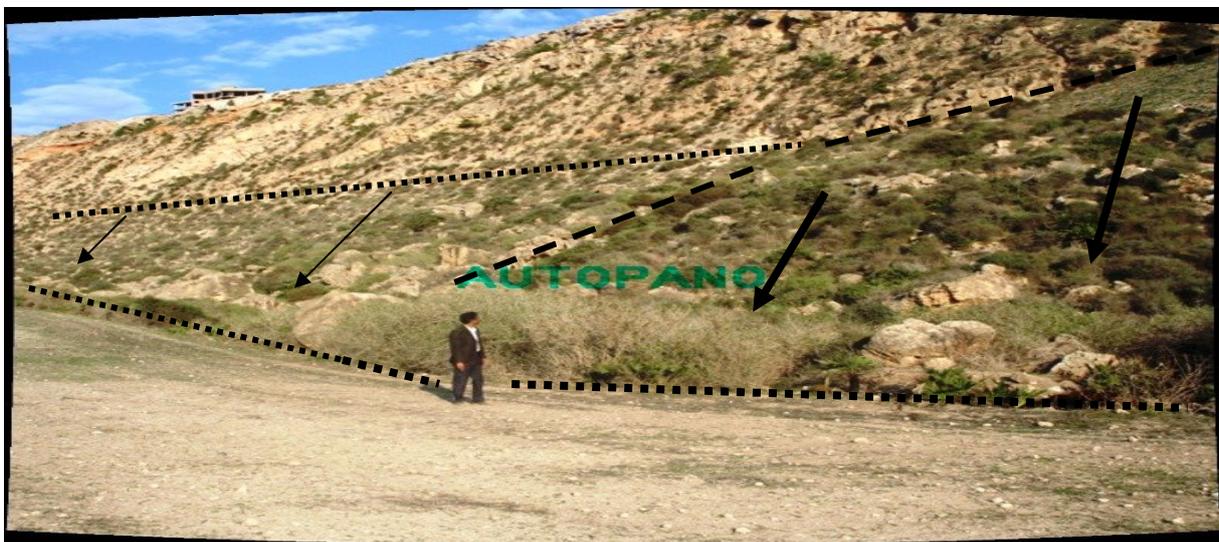


Fig.205 : Débris et blocs.



Fig.206: Coulée de sable (Pliocène) au contrebas du front de mer de Canastel

5.3.1.4. Cinématique

5.3.1.4.1. Origine des glissements de terrain

Après le recensement des principaux types de mouvement de terrain que nous avons mené le long de la frange maritime Est, nous avons jugé utile d'identifier les différents facteurs régissant, dans notre secteur d'étude, l'équilibre des massifs de sols et de roches. Ces facteurs ont été regroupés en trois catégories (Datar, 1988, *In* Besson, 1996). Il s'agit de :

5.3.1.4.1.1. La pesanteur (Besson, 1996).

En agissant en permanence sur la masse ($F = mg$), la pesanteur est le facteur moteur de tous les mouvements de terrain gravitaires. L'équilibre d'un versant rocheux ou de sol dépend du rapport entre les forces stabilisatrices dites résistantes et celles déstabilisatrices dites motrices. Dans le cas de la frange maritime d'Oran Est, les déséquilibres jusqu'à la rupture que nous avons pu observés sont dus généralement à l'augmentation des forces déstabilisatrices motrices provoquée par l'augmentation de la pente (pente $>$ à 18 %). Dans certains cas de déséquilibres, la rupture peut être due à des forces d'inertie supplémentaires d'origine sismique ou bien de nature dynamique

5.3.1.4.1.2. La loi de comportement du matériau susceptible de glisser (Durville et Sève, 1996). :

Cette loi établit une relation entre les déformations du massif et les contraintes qui les provoquent. Elle indique d'une manière simple que les matériaux à comportement différent ne peuvent en aucun cas générer le même type de mouvement (Durville et Sève, 1996). De ce fait on pourrait prédire le type de mouvements de terrain capables de se produire.

A cet effet, on constate que les déséquilibres, qui affectent les formations géologiques façonnant la frange maritime Est, diffèrent d'un endroit à un autre. En effet, les marnes miocènes et le sable pliocène constituent un matériau élastoplastique capable de se déformer jusqu'à la rupture, mais lentement et progressivement en fonction des contraintes (différents types de coulées et d'avalanches, glissement rotationnels...). Alors que les calcaires **messiniens** et les grès-calcaires plioquaternaires ont un comportement rigide sans déformation et avec rupture franche (chute de bloc, écroulement, effondrement, glissement translationnel..).

5.3.1.4.1.3 - les conditions aux limites (Corominas, 1996 et 1998) :

Les principales instabilités mises en évidence dans le secteur d'étude sont de type quelconque. Ce genre de mouvement de terrain, combinaison de plusieurs types de glissement, est localisé là où les conditions aux limites géométriques et hydrauliques sont réunies.

En ce qui concerne les conditions aux limites géométriques, la surface topographique est penchée vers le nord et la surface de glissement est soit concave soit plane. Concernant les conditions hydrauliques, il faut savoir que les formations terminales du miocène ainsi que les formations plioquaternaires renferment des nappes d'eau souterraines capables d'exercer des pressions interstitielles sur le pourtour des falaises. Les quelques sources qui sourdent au niveau des falaises confirment ce constat.

5.3.1.4.2. Genèse des glissements de terrain

Etant donné que les mouvements de terrain qui affectent la frange maritime d'Oran Est n'ont jamais fait l'objet d'une quelconque surveillance, il nous a été très difficile de quantifier leurs vitesses de déplacement car, excepté quelques grands mouvements surveillés de par le monde, on ne peut que constater l'état post-glissement. Pour cette raison, les glissements sous surveillance ont été utilisés pour estimer les variations de vitesse de déplacement. Ces variations de vitesse peuvent parfois être reliées à des facteurs plus ponctuels (variations de la pluviométrie, l'action de la température...).

En outre, la détermination de la vitesse du mouvement de terrain après le déclenchement de celui-ci est aussi quasiment impossible, c'est pourquoi il existe des échelles évaluant les vitesses en fonction des mouvements de terrain.

Ce sont ces vitesses que nous allons appliquer aux mouvements de terrain que nous avons observés le long des falaises de la frange maritime (tableau n°9). Les ordres de grandeur des vitesses sont de quelques centimètres par an à quelques centaines de km/h (Varnes, 1978 ; Crozier, 1986).

	3 m/s	0.3 m/min	1.5 m/j	0.5 m/m	1 à 1.5 m/an	0.3 m/an	0.3> m/an
	ER	TR	R	M	L	TL	EL
Chutes, écoulement de rochers							
Avalanches de débris							
Coulées de terre de débris							
Glissement de roches							
Glissement rotationnel de roche							
Glissement rotationnel de sol							
Glissement plan de roche							
Glissement plan de sol							
Glissement de débris							

Tableau n°9 : Vitesses des mouvements de terrain (Varnes, 1978 et Crozier, 1986).

ER: extrêmement rapide, **TR**: très rapide, **R**: rapide, **M**: modéré, **L**: lent, **TL**: très lent, **EL**: extrêmement lent.

A titre d'exemple, les chutes de blocs et les écroulements que nous avons pu observer sont des phénomènes extrêmement rapides car ce genre de mouvement de terrain est caractérisé par des vitesses qui peuvent atteindre 3 m/sec. Les glissements plans de sol peuvent être considérés comme des mouvements lents car leur vitesse de déplacement peut atteindre les 0.3 mm/min. En revanche, les glissements rotationnels de sol ont la capacité d'évoluer d'une manière extrêmement lente à très rapide du moment que leur vitesse de déplacement pourrait se situer entre (<0.3 m/an) et (0.3 mm/min). Enfin, les avalanches de débris sont très rapides à extrêmement rapides (les vitesses de déplacement sont situées entre 0.3 mm/min et 3m/sec).

En représentant la dynamique des mouvements de terrain par une fonction du déplacement par le temps, Millies-Lacroix (1981) a pu distinguer toutes les phases de la cinématique du mouvement (fig.207), avec :

- une phase de préparation, où l'on observe des déplacements très lents qui n'entraînent pas de désordres importants,
- une phase de paroxysme ou de crise morpho-dynamique, c'est la rupture à proprement dite,
- une phase d'amortissement ou de relaxation, où les vitesses diminuent et le glissement tend vers un état d'équilibre,
- une phase de la stabilisation ou consolidation du versant pour une durée indéterminée.

De ce fait, la mise en mouvement des terrains est généralement consécutive à la dégradation et donc le vieillissement d'un massif de sols ou de roches favorisé par l'action des facteurs bien schématisés dans la (fig.207):

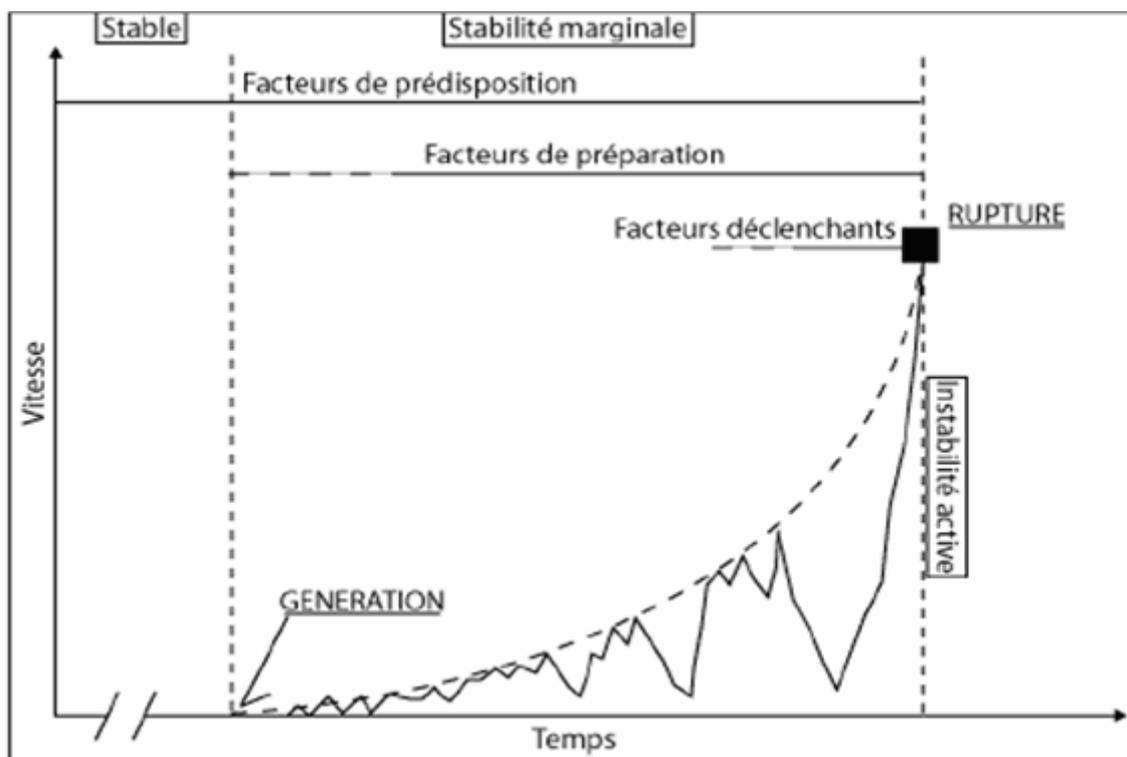


Fig.207: Genèse d'un glissement de terrain par un graphique montrant les vitesses de déplacement du versant en fonction du temps (In pollet, 2004)

5.3.1.4.2.1. Les facteurs de préparation

Avant les mouvements de terrain, les falaises de la frange maritime étaient certainement en état d'équilibre entre les différentes forces qui en sont responsables. La modification de ces forces, par des facteurs naturels ou anthropiques, a entraîné une dégradation et fragilisation des terrains car l'interaction de ces facteurs dits préparatoires a réduit, au cours du temps, les caractéristiques mécaniques du massif ou du versant. La compréhension de l'évolution naturelle d'un massif ou d'un versant avant le glissement de terrain devient donc impérative (Azimi & Desvarreux, 1996 ; Antoine, 1992 ; Antoine & Giraud, 1993 ; Bonnard, 1984 ; Couture *et al.*, 1997 et Desvarreux, 1998)

5.3.1.4.2.1.1. Facteurs géologiques

Les facteurs géologiques affectent et la stabilité des massifs de sols ou des roches et leur résistance à la dégradation en fonction de la présence de matériaux favorables à la rupture (matériaux fragiles, altérés, cisailés ou fissurés). Les mouvements tectoniques caractérisant la région d'Oran provoquent de nombreux séismes capables de fragiliser les formations géologiques par l'apparition de fractures.

Il ne faut pas oublier que la première cause de l'altération -qui est un processus lent de dégradation des matériaux- est les conditions climatiques et particulièrement l'eau sous toutes ses formes. En effet, les caractéristiques mécaniques d'un sol peuvent chuter en présence d'eau comme par exemple l'angle de frottement interne qui ne change pas dans un milieu pulvérulent, mais diminue dans un milieu argileux.

Généralement, le type des matériaux impliqués (cohésifs ou non cohésifs) va influencer le type de mouvement et de comportement. Par exemple, les sédiments boueux (cohésifs) ont plus tendance au glissement qu'à l'éboulement. En revanche, l'écoulement sableux (non cohésif), influencé par les forces de collision entre les grains, ira moins loin qu'un écoulement boueux (cohésif). Néanmoins, dans la nature, les écoulements sont très complexes et ont parfois un comportement mixte : granulaire - cohésif. Lorsque le sol est caractérisé par un pourcentage important de particules fines, les valeurs de cohésion changent.

Afin de prévoir le comportement du sol, formant la frange maritime, sous des charges extérieures, le LTPO a réalisé les essais suivants sur les échantillons prélevés des passages sablo-argileux:

- La résistance au cisaillement rectiligne (fig.208)

L'essai de cisaillement à court terme (non drainé et non consolidé), a concerné le passage d'argiles sableuses révélé entre 26.00 m et 28.00 m de profondeur du SN3. Les résultats étaient:

- Cohésion (c) : 0.88 bar
- Angle de frottement interne (φ) : 41°

-Compressibilité à l'oedomètre (fig. 209)

Sur le même échantillon, l'essai de compressibilité à l'oedomètre, réalisé par le LTPO (1995) a permis d'obtenir les résultats suivants :

- Pression de consolidation (Pc) : 1.980 bars
- Coefficient de gonflement (Cg) : 0.0140
- Coefficient de tassement (Ct) : 0.1870
- Un indice des vides initial mesuré $e_0=0.54$ (fig. 209) inférieur à l'indice des vides initial théorique $e_0 = 0.49$
- Une pression de consolidation $P_c \ll$ poids des terres ($P_0 = \gamma * D$)

D'après l'interprétation du LTPO, il s'agirait d'un échantillon remanié et par conséquent inexploitable.

- Résistance à la compression simple

L'essai de la résistance à la compression simple réalisée par le LTPO durant l'année 1995 sur la formation calcaire affleurante et sur le grès sous jacent, a montré que l'encroûtement grésocalcaire est caractérisé par une grande consistance avec des résistances à la compression simple (Rc) dépassant, par niveaux, les 200 bars, alors que la formation sous jacente est formée en général par des grès tendres ($R_c < 100$ bars) et par endroit par des grès très tendres ($R_c < 10$ bars)

Il ressort de ces essais que les formations sont peu à moyennement plastiques à textures moyennement denses.

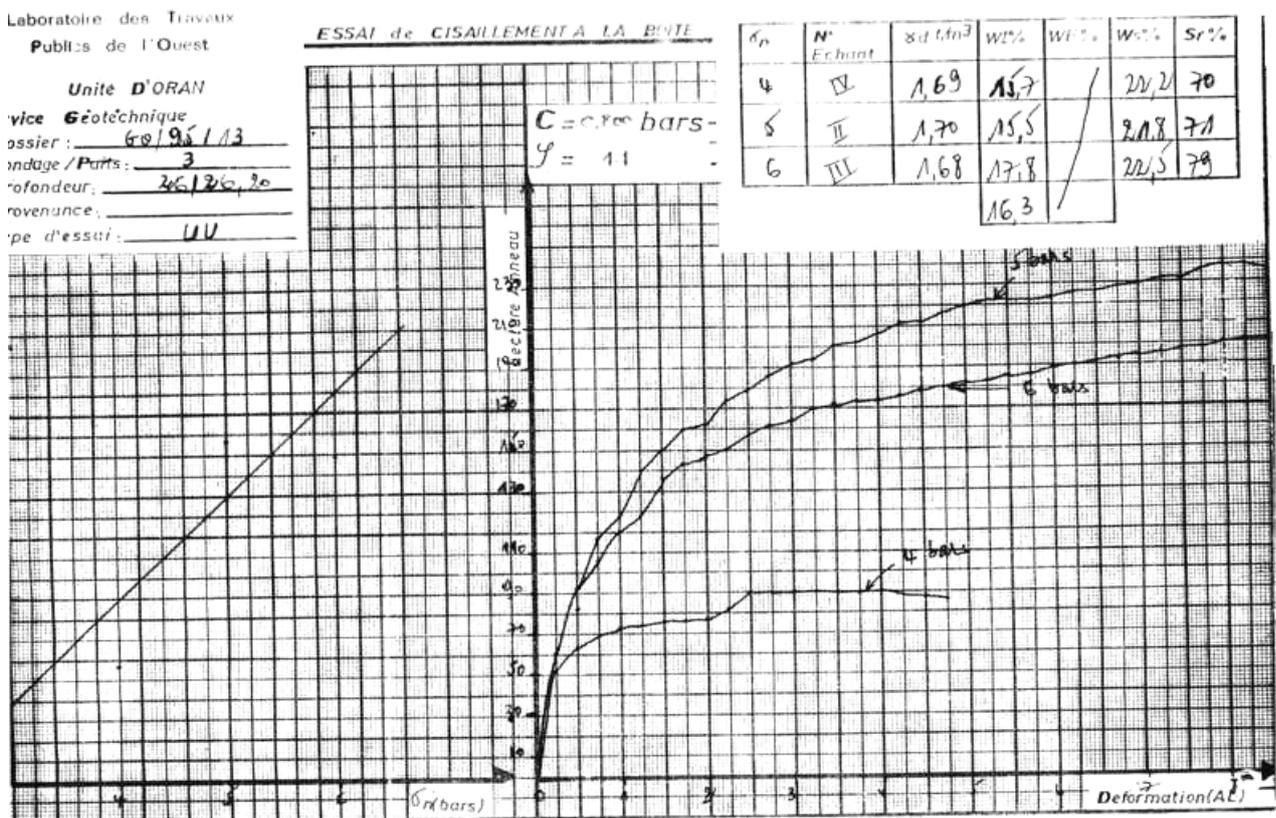


Fig. 208: Essai de cisaillement à court terme (non drainé et non consolidé), LTPO(1995)

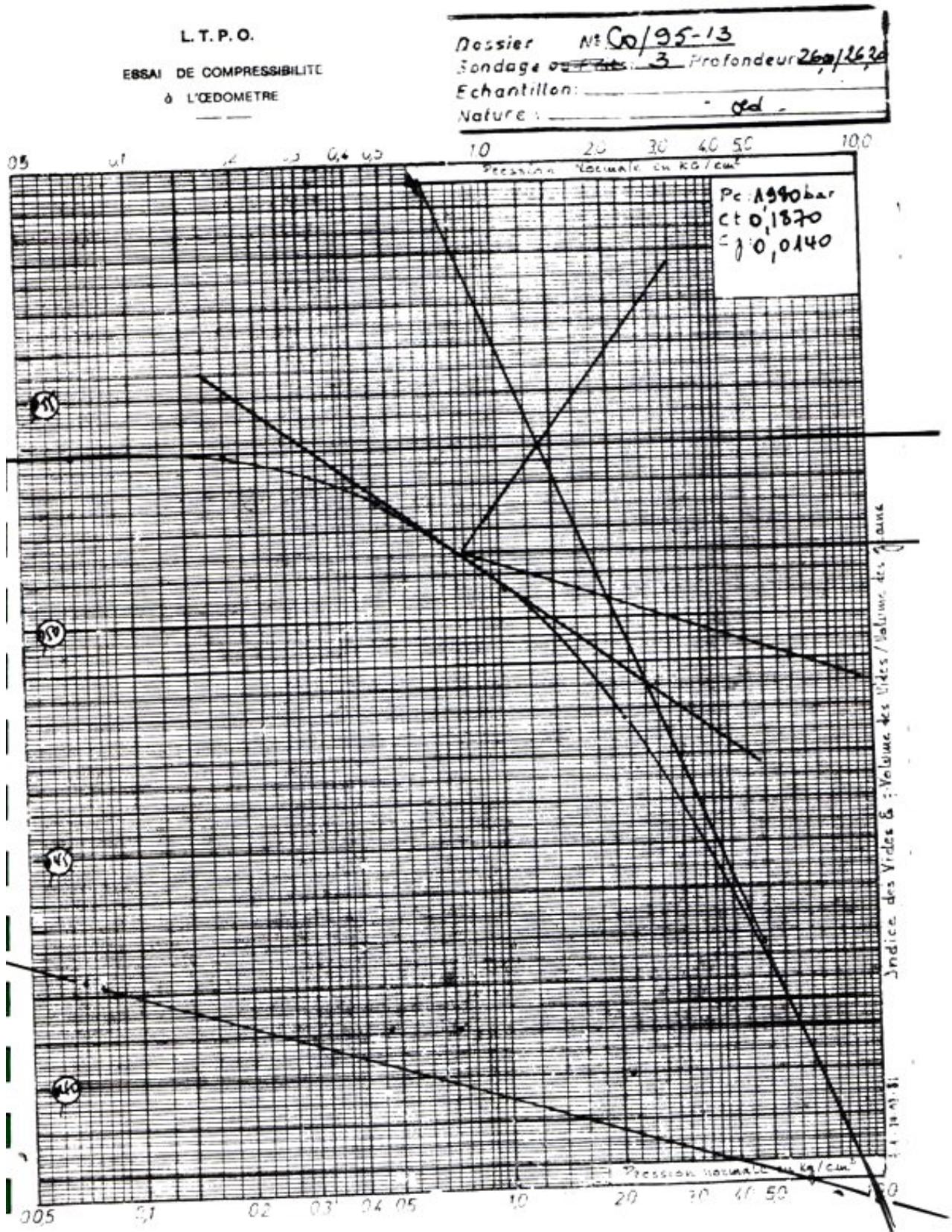


Fig. 209: Essai à l'Oedomètre, LTPO (1995)

Les données géologiques disponibles, montrent que le sous sol de la région oranaise comporte un ensemble de formations extrêmement hétérogènes. Cet état de fait se répercute directement sur la perméabilité des formations car la perméabilité varie beaucoup avec la nature du terrain. Généralement en milieu perméable, l'écoulement de l'eau peut atteindre localement des vitesses élevées susceptibles d'entraîner les particules fines du sol. De ce fait, le sol étant rendu localement plus perméable la vitesse de décharge augmente, le phénomène s'amplifie. Des éléments plus gros vont être entraînés tandis que l'érosion progressera d'une manière régressive le long d'une ligne de courant. Un conduit se forme par où l'eau s'engouffre et désorganise complètement le sol.

Connaître la perméabilité des terrains nous permettra, donc, de prévoir dans quelle formation, l'arrangement du squelette solide pourrait, sous l'effet de l'écoulement, être modifié.

Dans la région de la frange maritime, ce phénomène risquerait de se produire principalement dans les terrains constitués par les calcaires tufeux ou crayeux d'âge Pliocène ou Quaternaire et dont la perméabilité tourne autour de 10^{-4} à $7 \cdot 10^{-4}$ m/s. Les grès calcaires altérés du Calabrien contiennent souvent des inclusions de sable rouge plus ou moins argileux.

Les terrains, constitués par du sable à grain fin ou moyen et de l'argile avec une fraction notable de gypse ou de concrétion carbonatées, présentent une perméabilité moyenne située entre 10^{-5} et 10^{-4} m/s. Ces terrains sont rattachés soit au Calabrien très altéré soit au Quaternaire récent.

Les Terrains, peu ou très peu perméables, regroupent les argiles, argiles sableuses, le sable limoneux et surtout le sable très fin. Ces formations, appartenant en général au Quaternaire, sont caractérisés par des perméabilités s'échelonnant entre 10^{-7} et 10^{-5} m/s. Ces terrains se caractérisent par un temps de considération le plus important.

L'analyse de la carte piézométrique établie par Joseph (1979), montre que 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. Cet écoulement est séparé, du sous bassin hydrogéologique caractérisé par un sens d'écoulement souterrain de direction N-S s'épandant du Dj. Khar en direction de Hassi Bounif et de Sidi Maarouf, par une zone de partage des eaux. Cette dernière pourrait être liée soit à une ondulation du substratum soit à une faille.

A l'amont du Ravin Blanc, les isopièzes sont bien écartées signalant ainsi une pente douce et une faible perméabilité des formations aquifères. Au niveau du ravin blanc, les isopièzes se resserrent indiquant par là, une forte pente et une perméabilité assez moyenne. Ces paramètres facilitent, à ce niveau, l'écoulement rapide des eaux souterraines.

Les lignes de courant se dirigent en partie vers la frange maritime ce qui explique la présence de quelques sources au contrebas de la falaise.

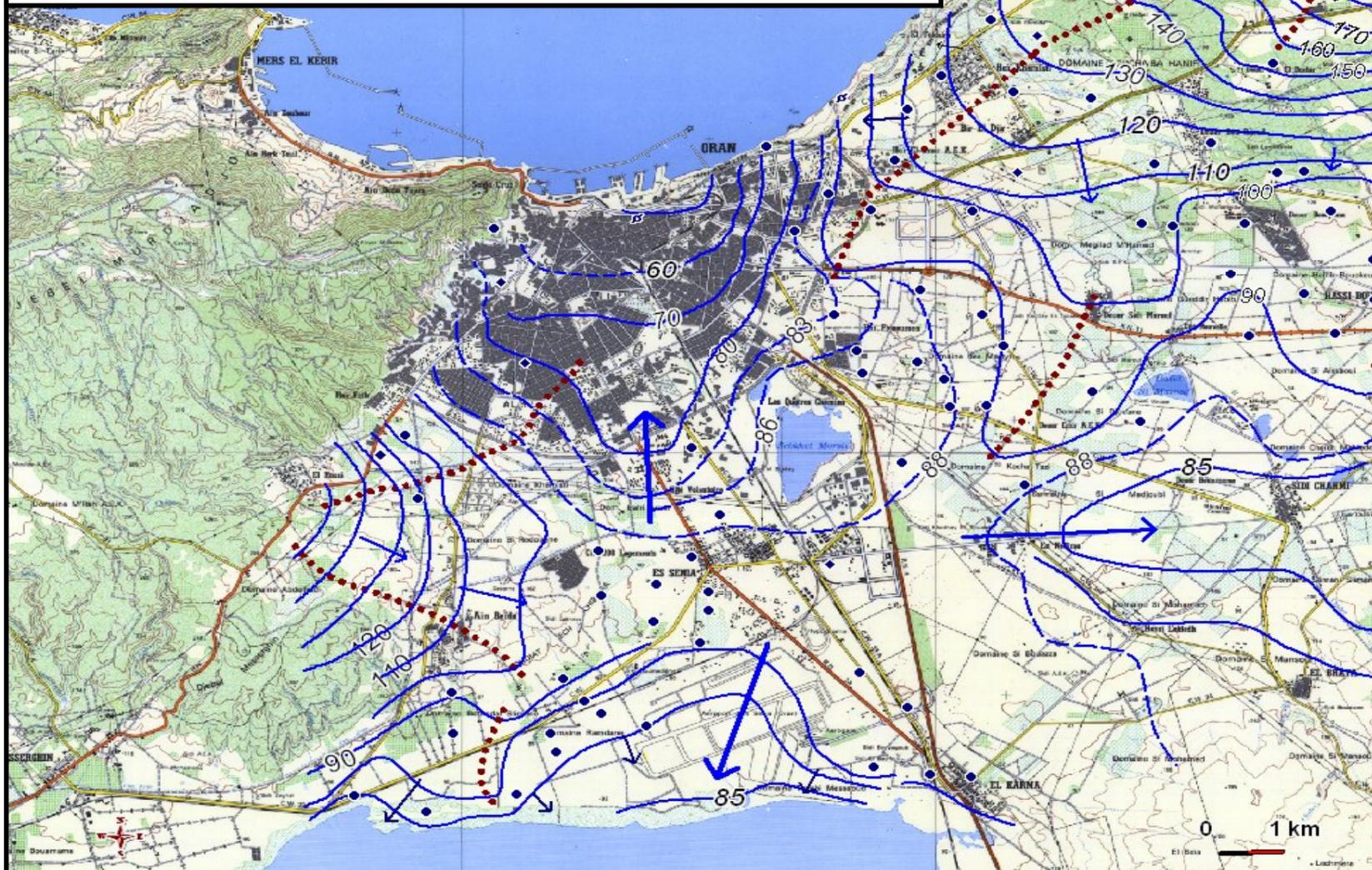
FIG. 210

Université d'Oran

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

Département des Sciences de la Terre

CARTE PIEZOMETRIQUE DU
PLATEAU D'ORAN
(Modifiée d'après A.JOSEPH, 1979)



LEGENDE

- PUIITS
- ◆ FORAGE
- ⊗ SOURCE
- COURBE ISOPIEZE
- - - COURBE ISOPIEZE INTERMEDIAIRE
- ⋯ LIGNE DE PARTAGE DES EAUX
- ➔ SENS D'ECOULEMENT

5.3.1.4.2.1. 2. Facteurs géomorphologiques

La stabilité d'un sol est liée d'une part, à la nature géologique des formations le constituant et d'autre part, à sa morphologie (pente, escarpement,...). Cette dernière peut être modifiée par de nombreux éléments : érosion torrentielle, érosion glaciaire, érosion météorique, facteurs anthropiques,...(fig. 211)

5.3.1.4.2.1.3. Facteurs physiques

Située en climat méditerranéen, la région d'Oran se caractérise par un été chaud et un hiver froid. Aussi, la répartition de la température moyenne mensuelle, pour la série comprise entre 1988-1997, permet de considérer Février comme le mois le plus froid (13,84 °C) et Août (25,75°C) comme le mois le plus chaud. Les variations saisonnières et diurnes de la température ont un impact négatif sur la stabilité des massifs de sols ou de roches. Ces variations agissent sur les cycles de gel – dégel qui provoquent l'éclatement de la roche ainsi que l'agrandissement progressif des fractures préexistantes liées à la tectonique régionale du secteur.

Par ailleurs, l'eau sous sa forme météoritique intervient également dans les cycles de gel-dégel. Il ne faut pas oublier qu'une grande partie de l'alimentation en eau du sol provient des précipitations, tandis que l'autre partie provient des réseaux hydrauliques souterrains.

Suivant le mode de précipitation, l'eau se répartit dans le sol suivant différentes manières : L'eau humidifie le sol, puis, s'il y en a suffisamment, s'infiltré, et enfin ruisselle à la surface. La circulation de cette eau à travers les fractures provoque dans un premier temps, une importante altération de la roche et fragilise le massif (altération, oxydation chimique). Dans un deuxième temps, par augmentation des pressions interstitielles dans les fractures, elle peut induire d'importantes contraintes mécaniques au sein d'un massif de sols ou de roches.

Il a été observé qu'une même quantité d'eau répartie sur quelques jours est souvent beaucoup plus néfaste qu'une grosse pluie. Comme cela est mis en évidence dans de nombreux glissements, les déplacements varient au cours des saisons et leurs amplitudes sont en relation étroite avec les conditions climatiques: fortes chutes de pluie, fonte des neiges... (Clark,1982; Buma et Dehn, 1998 ; Crosta, 1998 ; De Vita et Reichenbach, 1998 ; Glade, 1998 ; Flageolet et *al.*,1999 ...).

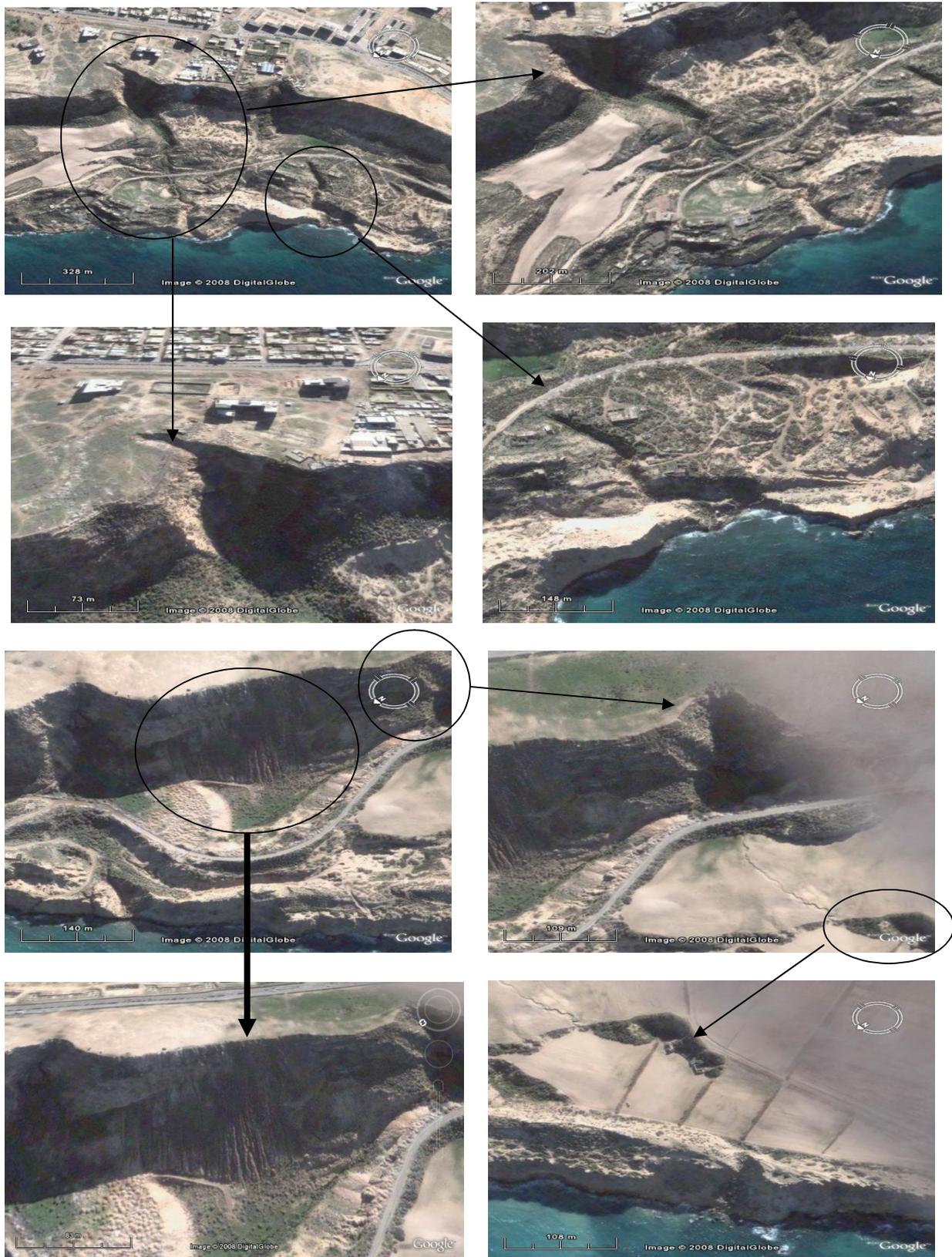


Fig.211: Effets de l'érosion torrentielle sur la morphologie du sol (accentuation de la pente, escarpement, ravinement régressif....)

A titre d'exemple, dans la région d'Oran, la pluviométrie varie très peu autour d'une valeur moyenne proche de 310 mm ce qui veut dire que la variabilité liée aux effets orographiques est particulièrement faible. En effet, les études de synthèse régionales réalisées par l'ANRH révèlent une homogénéité de la région d'Oran avec une pluviométrie moyenne annuelle variant peu (de 260 à 340 mm). En montagne, on enregistre quelques pics de précipitation dépassant 250 mm ; en mer, les valeurs sont très faibles (< 200 mm). Il y a lieu de signaler qu'en obligeant l'air humide à se refroidir, l'effet de rugosité sur les côtes accroît nettement les précipitations. Pour cette raison, on enregistre, aux environs du port, une pluviométrie de (265 mm) et sur le plateau d'Oran (315 mm). L'évolution des pluies de 1905 à 2005 montre que 1975 est l'année de rupture de la stationnarité la plus importante. La fluctuation autour de deux moyennes différentes le confirme bien (fig. 212).

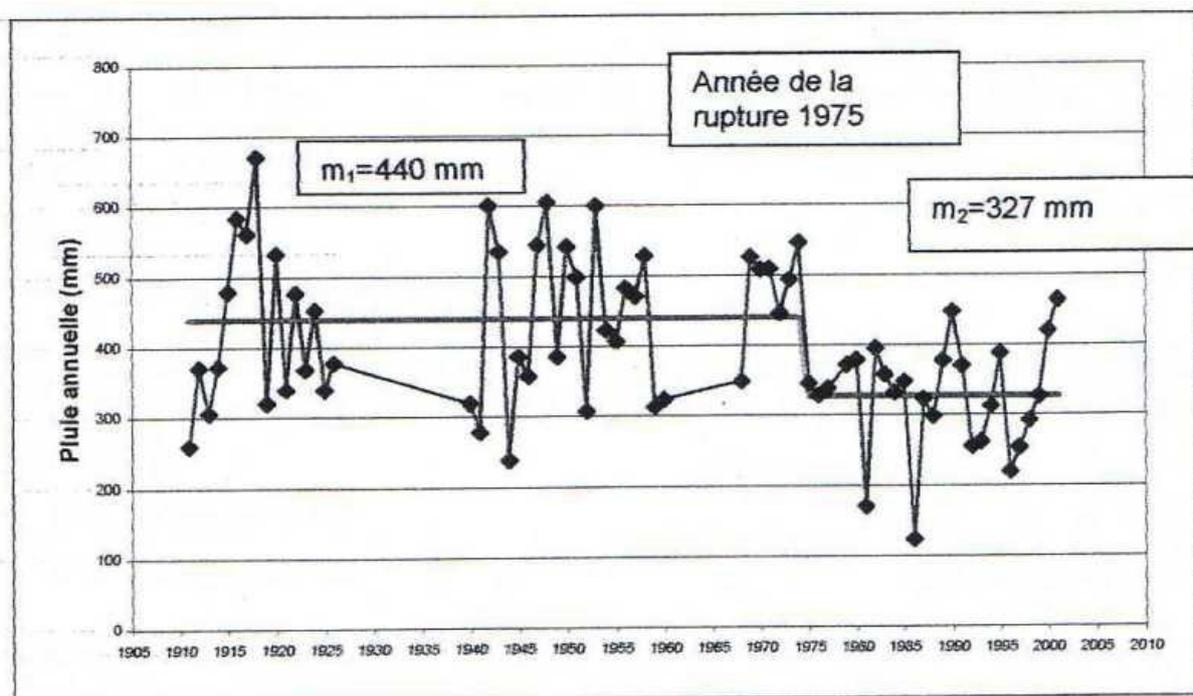


Fig.212: Evolution des pluies- station d'Oran - série 1905-2005 (ANRH)

5.3.1.4.2.1.4. Facteurs anthropiques

Par ses nombreuses interventions lors de travaux d'aménagement (fig.213), l'homme modifie la morphologie des massifs de sols ou de roches et les conditions hydrauliques initiales (Chamley, 2002) car l'aménagement de terrain provoque des déséquilibres qui, à l'échelle humaine, passent inaperçus, mais lorsqu'une situation est à l'état d'équilibre précaire, la moindre intervention peut générer des désordres importants : la suppression de la butée au pied de versant peut, par exemple, activer le glissement (Besson, 1996).

5.3.1.4.2.2. Facteurs de prédisposition

L'existence, dans le massif de sols ou de roches, de structures particulières va favoriser la rupture des versants et la génération de mouvements gravitaires. Par exemple, c'est l'existence de structures lithologiques ou tectoniques inclinées favorablement par rapport à la pente qui permet les déplacements du versant (Cruden, 2000). Les facteurs de prédisposition conditionnent, donc, le mouvement de terrain dans sa forme, sa durée et sa propagation.

Pour avoir une idée sur les structures lithologiques et tectoniques affectant la frange maritime, nous sommes obligés de recourir aux méthodes géophysiques qui sont des outils puissants pour rechercher et localiser la signature des anomalies mesurables à partir de la surface du sol.

En ce qui concerne la couverture géophysique menée, par le LTPO, dans la partie occidentale du site de la Frange maritime Oran-Est (Tranche1), elle a consisté en l'exécution de 55 sondages électriques verticaux de type quadripôle AMNB Schlumberger avec une lancée AB de 300 m. suivant une maille rectangulaire de 50 m X 25 m en trois (3) profils, orientés SW-NE, comprenant 18 SEV chacun. La profondeur d'investigation théorique (AB/4) avoisine, donc, 75 mètres.

Les coupes géoélectriques AA' (fig.214), BB' (fig.215) et CC' (fig.216) dévoilent, dans leur ensemble, une succession de terrains sédimentaires sub-horizontaux dont les épaisseurs sont variables. D'après l'allure générale, ces formations sont **continues et à faible pendage**. Les résistivités observées indiquent que les terrains recoupés sont essentiellement sableux ou gréseux avec des intercalations de niveaux conducteurs correspondant à des passées lenticulaires d'argiles.

Les terrains de recouvrement superficiel sont de faible épaisseur (1 à 2 m), assez conducteur entre 50 et 120 ohm/m et correspondent à des remblais hétérogènes. Ces derniers recouvrent un terrain très résistant (1000 Ohm.m en moyenne), d'épaisseur assez variable ; d'après les valeurs des résistivités, il s'agirait d'encroûtements gréso-calcaires très consolidés.

Dans les couches sous jacentes, des passées argileuses continues en grande partie, parfois lenticulaires, surmontent une puissante formation résistante, hétérogène formée par des grès (500-900 Ohm.m) et sables (100-300 Ohm.m).

Les terrains les plus profonds mis en évidence sont des sables de résistivité de 90 à 250 Ohm.m passant progressivement à des sables argileux à l'Ouest (50 Ohm.m). Le pendage des formations est faible.

L'ensemble des profils est affecté par des **failles verticales** responsables de la dislocation des couches en multitude de bloc (fig.217). Ces failles verticales à la surface de la pente n'ont aucune influence sur la déstabilisation de la frange maritime. Néanmoins, elles jouent un rôle dans le contrôle de la forme géométrique du glissement et son orientation (voir influence des hétérogénéités sur la localisation et la dimension des mouvements de terre).



Fig.213 : suppressions partielles de la butée en pied de talus (cercle noir : zone d'excavation de sables et grés)

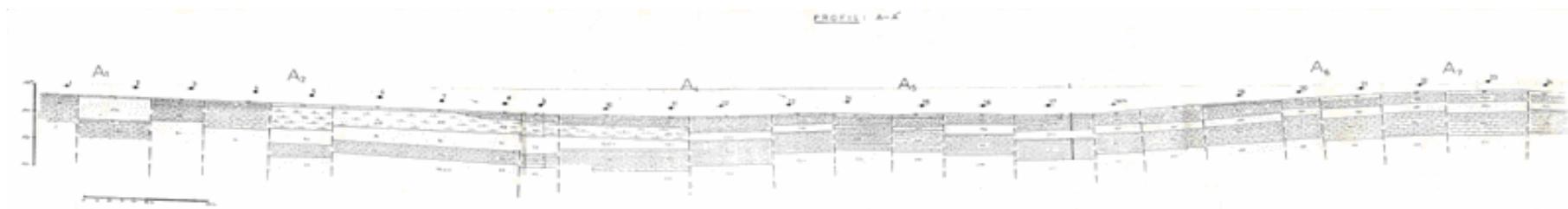


Fig. 214: Coupe AA' de direction SW-NE

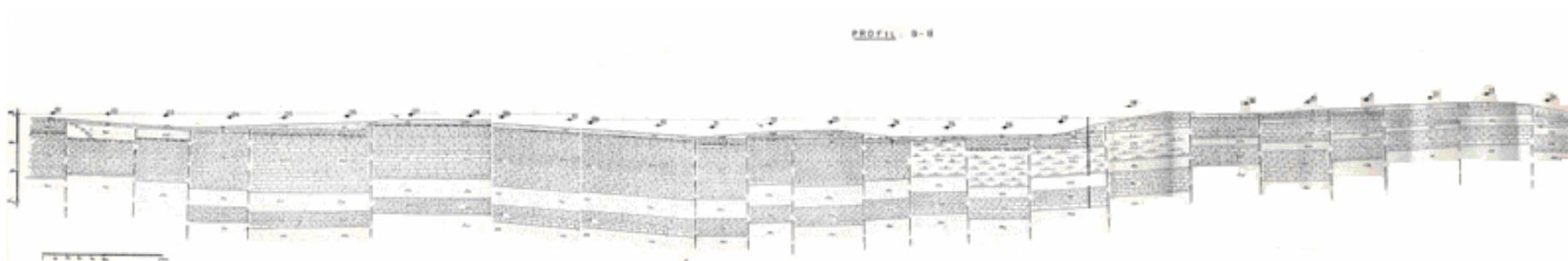


Fig.215: Coupe BB' de direction SW-NE



Fig.216: Coupe CC' de direction SW-NE

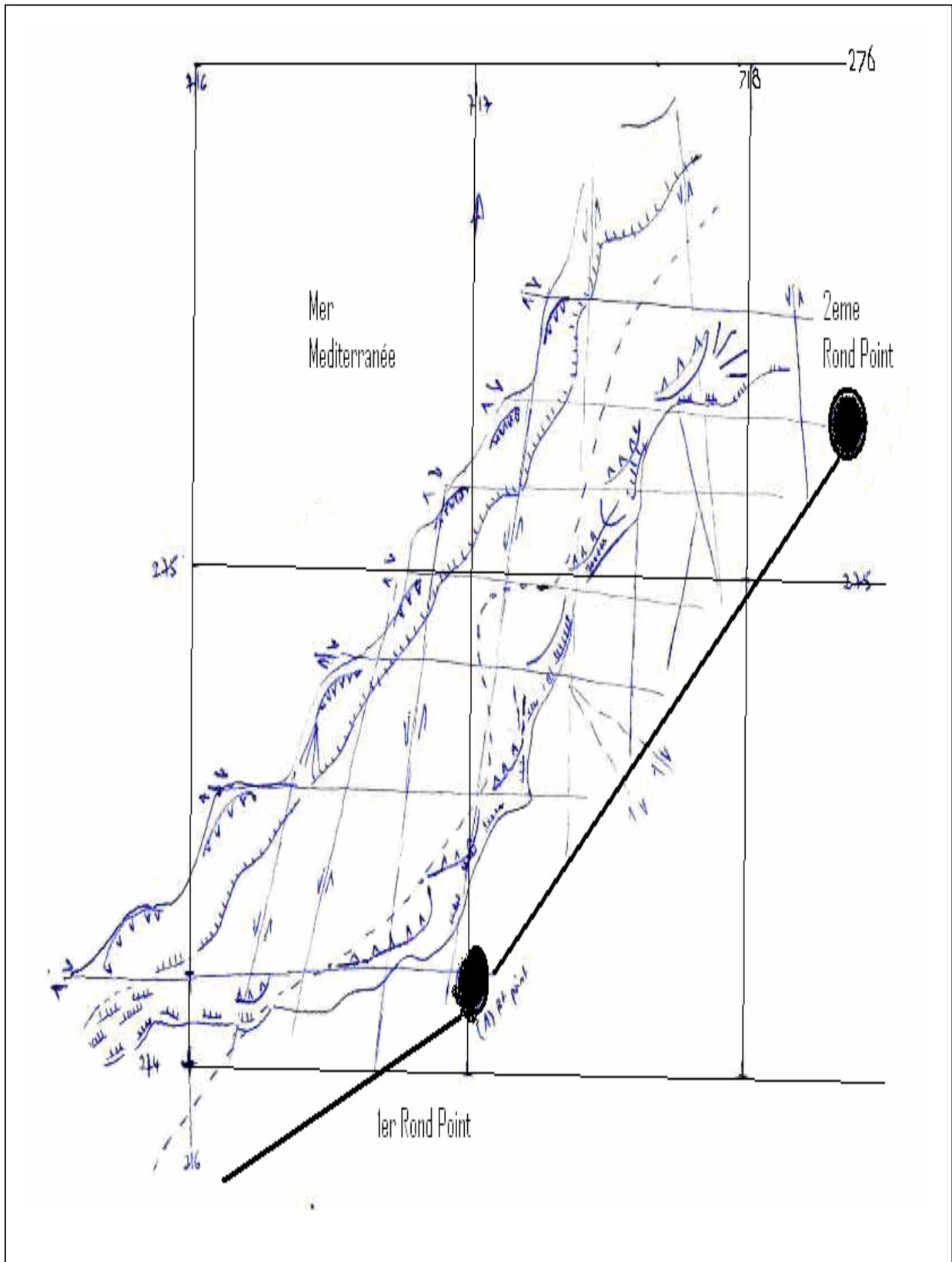


Fig.217: Schéma structural (minute) de la frange maritime Est, projet -1ere tranche (LTPO, 1995).

5.3.1.4.2.3. Facteurs déclenchants

En faisant varier les conditions de stabilité du massif, les actions déclenchante liées à un ou plusieurs stimuli externe (pluie intense, séisme, érosion régressive brutale, ...) peuvent engendrer l'apparition prématurée de mouvements de terrain (Gunzberger, 2005).

Préparateur à la rupture, les séismes et les différentes actions de l'eau sont également considérés comme des facteurs déclenchants.

5.3.1.4.2.3.1. Rôle des secousses sismiques .

Sur le plan sismique, la région oranaise est influencée par l'activité des provinces des massifs côtiers et du tell méridional où l'accélération maximale peut atteindre les (0.24 à 0.25 g). Cette accélération maximale est légèrement inférieure à celle de la dépression Mléta Habra exposée à une accélération maximale de (0.26 g). Ces accélérations maximales ont la capacité de modifier l'équilibre des forces dans un massif de sol ou de roche en provoquant une sollicitation dynamique supplémentaire (Durville, 2000, Durville & Sève, 1996).

En effet, le séisme de ($M_w=5.6$) qui a frappé Oran, en date du 06/06/2008, a immédiatement conduit à des glissements de terrain et des chutes de blocs le long de la frange maritime (le glissement perceptible au contrebas du Casino de Canastel reste le plus important (fig.218)). Malheureusement, faute de données sur les déplacements journaliers des masses en mouvement, nous ne savons pas s'il existe une corrélation entre les phases d'accélération des mouvements de terre observées sur la frange maritime et les séismes.

Néanmoins, on ne peut pas exclure le rôle des séismes dans la dégradation de la frange maritime, mais il semble qu'il ne soit pas le seul élément déclencheur des glissements de terrain observés. La déstabilisation, due aux séismes, contribue aussi à l'augmentation de la fissuration du massif rocheux. A plus long terme, les fissures agrandies tendent à amplifier l'infiltration de l'eau dans le massif, à favoriser l'éclatement du matériau à partir des cycles de gel – dégel, à réduire sa résistance mécanique et, par conséquent, aboutir à la rupture du massif.



Fig.218: Glissement de terrain déclenché par le séisme d'Oran du 06/06/2008 ($M_w=5.6$)

5.3.1.4.2.3.2. Rôle de l'eau

Parmi les paramètres déclenchants, l'eau est considérée comme le principal facteur générateur de glissement de terrain (Durville, 1992 ; Durville et Lacube, 1992) car la variation des conditions hydrauliques est la cause de la rupture de l'équilibre. Rappelons que l'origine des variations hydrogéologiques peut être météorologique liée aux précipitations, anthropique liée à la modification de la forme du versant, à la surcharge et au terrassement, ou encore à la modification de l'hydrologie naturelle du massif ou du versant.

C'est pour cette raison que les variations des conditions hydrogéologiques sont considérées comme les plus néfastes pour le déclenchement des glissements de terrain. **Les écoulements souterrains correspondent à l'écoulement dans une matrice poreuse d'un fluide visqueux qui est freiné par cette même matrice poreuse. La pression va engendrer des efforts mécaniques déstabilisants** car toute augmentation de pression interstitielle diminue la résistance au frottement. Cette augmentation de pression (Δu) entraîne une modification de l'état de contrainte granulaire. Elle entraîne une translation du cercle de Mohr de l'état de contrainte intergranulaire vers la courbe enveloppe de rupture (fig.219). La stabilité s'en trouve diminuée (Desvarreux, 1970).

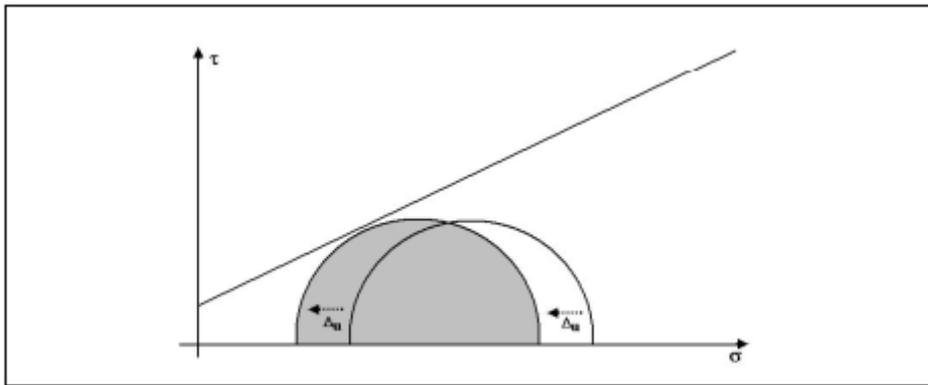


Fig.219 : Modification de la contrainte intergranulaire (Desvarreux, 1970).

L'intensité de la pression interstitielle (Δu) ne dépend pas du volume d'eau, mais uniquement de la hauteur de la charge d'eau (Therzaghi, 1967). Au-dessus de la surface piézométrique, si U augmente, on favorise une instabilité du terrain. De même, la saturation en eau d'un sol peut, sous l'effet de vibration, entraîner la liquéfaction ou thixotropie du sol.

L'augmentation de la pression interstitielle dans les formations rocheuses ou granulaires peut également être favorisée par les événements climatiques exceptionnels et les variations hydrologiques saisonnières. En effet ces événements peuvent provoquer la remontée du niveau de l'eau, dans les nappes libres ou semi-captives du secteur d'études, à un seuil critique de stabilité. Il en résulte certainement des phases de réactivation définies comme étant des mouvements de faible amplitude (quelques centimètres), limités dans le temps. Le reste du temps, le glissement est inactif.

Entre la Pointe Canastel et le port d'Oran, nous pouvons observer quelques résurgences qui sourdent à partir des éboulis qui recouvrent les falaises de la frange maritime. La fluctuation de leur débit confirme une origine de trop plein. Ces dernières ont été également observées au niveau du Ravin Blanc, du Ravin de la Crésonnière et du Ravin de Mina avant leur remblaiement. Au droit du front de mer nous avons par contre des suintements.

Ces quelques petites sources laissent penser qu'une partie des eaux infiltrées et ruisselées, a tendance à s'écouler du NE (Dj. Khar) vers le SW en direction du ravin blanc dont les côtes piézométriques respectives sont 190 m et 60 m.

Dans toute la partie Sud de la zone d'étude (Daia Morsly, Es Sénia...), la surface piézométrique se stabilise à l'altitude (87 m \pm 2 m) ce qui explique les valeurs faibles du gradient hydraulique. Il arrive qu'en fin de saison humide, le sol peut être saturé presque jusqu'en surface dans toutes les zones basses dont l'altitude avoisine 90 m.

Cependant, les essais le franc menés dans les formations plioquaternaires ont montré que dans les niveaux sableux du Calabrien, les pertes de charges ne sont pas bien importantes et les circulations d'eau souterraines, quoique temporaires, peuvent entraîner les matériaux meubles des niveaux mal consolidés et provoquer ainsi un tassement des cavités immédiatement au dessous du niveau lumachellique supérieur. Cette situation s'observe déjà à la surface dans la région de Fernand ville. Alors que dans les marnes remaniées du Miocène supérieur, les pertes de charges sont très grandes et les débits très faibles.

Les eaux qui s'infiltrent dans les formations du Pliocène gorgent les grès et sables sur une hauteur de 40 à 50 mètres. Au contact des terrains semi perméables salés qui recouvrent le Pliocène dans les bas fonds, les eaux se minéralisent.

Les analyses chimiques de l'eau du lac (carrière), des sources et de quelques puits montrent qu'il s'agit bien de la même eau donc de la même nappe (tableau n° 10). Dans certaines zones, qui sont généralement des zones basses, la nappe a une salinité très élevée.

Tableau n° 10 : Analyse physicochimique des eaux souterraines de la frange maritime d'Oran

	X	Y	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	RS	PH
Puits Gambetal	200,87	272,07	276	138	1578	-	-	-	-	2605	-
Suintement Front de mer	198,36	272,44	262	142	1587	-	-	-	-	2622	-
Puits Courbet	201,45	272,73	280	143	1561	-	-	-	-	2578	-
Source (Ancien Pont du port)	199,40	272,58	100	17	480	-	445	230	300	-	7.5
Galerie (ancien pont du port)	199,144	272,380	95	28	380	-	360	180	300	-	7.5
Lac ravin blanc	199,906	271,969	94	40	420	-	495	230	300	-	7.9
Puits CANASTEL	205,23	277,85	259.1	46.2	575	-	976	382.5	567	2815	7.2
Source (la briquetrie)	203,84	276,43	258.5	89	345	-	923	163.3	498	2396	7.1
Source captée Près du port	201,71	274,44	136	51	177	-	426	174.3	473	1633	7.1

Par ailleurs, les quelques analyses d'eau que nous avons pu récolter montrent que les sources ont des concentrations en sulfates pas très élevées oscillant entre 163,3 mg/l et 382.5 mg/l. Ces valeurs, ponctuelles et isolées, ne permettent aucune conclusion. Néanmoins, on peut dire qu'elles sont faibles par rapport aux concentrations en sulfates des sources drainant les zones instables.

En effet, il faudrait garder à l'esprit que les interactions hydro-mécano-chimiques, ont été appliquées pour des déformations séismotectoniques dans l'aquifère karstique de Fourbanne (Charmoille *et al.*, 2005) et des glissements de terrain (Binet, 2006).

Dans le domaine séismotectonique, des signaux hydrochimiques pré-sismiques ont été enregistrés sur une source drainant une faille active (Toutain *et al.*, 1997). La variation de ces signaux a été attribuée à une modification des contraintes, qui induit un mélange d'eau provenant d'aquifères à géochimie différente. Dans le domaine des glissements de terrains, l'outil hydrogéochimique (enregistrements synchrones hydro-mécano-chimiques), démontre que les mesures de la concentration en sulfate dans l'eau permettent de cerner les zones en mouvement, même si les déplacements sont faibles (mm par an). En théorie, l'apparition d'une nouvelle fracture dans le versant modifie, en général, la concentration de l'eau en sulfate. Pour cette raison, la teneur en sulfate est utilisée comme un indicateur, indirect, sur l'apparition de nouvelles fractures.

En conséquence, un suivi hydrochimique avec un pas de temps plus fin des sources existantes au contrebas des falaises d'Oran-Est, peut permettre l'estimation et du degré de fracturation et de la période d'apparition des fractures avant les crises majeures. L'hydrochimie peut donc être utilisée pour la localisation des zones à risques.

5.3.1.5. Influence des hétérogénéités sur la localisation et la dimension des mouvements de terrain.

Il ressort de ce qui précède que les mouvements de terrains sont des phénomènes complexes dont la compréhension passe surtout par les observations de terrain. Ces dernières nous imposent les questions suivantes :

- Est-il possible qu'une topographie irrégulière génère des déstabilisations à différentes échelles (glissement de petite taille, glissement de grande taille...)?
- La présence de failles dans un massif superficiellement altéré, favorise-t-elle le déclenchement des glissements de terrains ?
- Quelle est l'influence des failles sur la localisation et le volume des glissement de terrains dans un massif (de sols ou de roches) hétérogène ?
- Les glissements de terrain peuvent ils apparaître en association avec le phénomène des Deep Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD) très profonds ?
- Les glissements de terrain peuvent ils apparaître seuls dans le cas où la structure du massif est bien particulière?

Pour beaucoup d'auteurs, les déformations observées en surface des glissements de terrain sont généralement liées à des déformations en profondeur. A cet effet, différentes hypothèses ont été suggérées pour expliquer la genèse de ces déformations profondes. Parmi les plus évoquées nous avons celle de Feda (1973). Elle se base sur la propagation d'une fente de tension en sommet de versant. Pour Feda (1973) comme pour Nemčok (1972) et Mahr and Nemčok (1977) la déformation évolue comme suit (fig. 220):

- Apparition en surface d'une fente de tension en sommet de massif
- Apparition surface d'une fracture en cisaillement en base de versant
- En profondeur, en revanche, la déformation est diffuse et répartie en une large zone sur des discontinuités locales

L'allure générale de la déformation proposée par ces auteurs est plausible, cependant les processus rupturés qu'ils proposent restent discutables car ils estiment que le versant subit une diminution de volume (fig. 220) et expliquent cette diminution par un comportement de MohrCoulomb contractant or sur le plan mécanique, les fractures à faible pression de confinement ont plutôt un comportement dilatant.

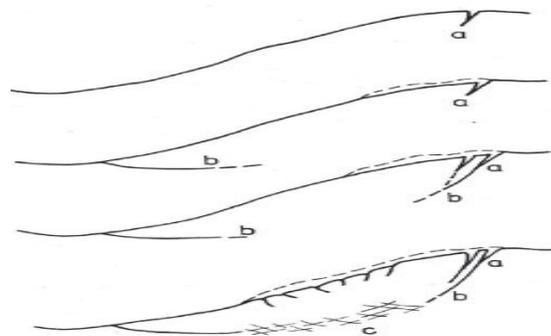


Figure 220: développement d'une déstabilisation profonde, selon Feda (1973).

a – fentes de tension, b- plans de cisaillement, c- zone de cisaillement avec comportement contractant.

Pour vérifier la faisabilité de cette hypothèse, Bachmann proposa, en 2006, des modèles physiques imitant la structure d'une montagne. Cette dernière, composée d'un matériau altéré en surface (et donc de résistance amoindrie) et d'un coeur de formation saine (plus résistante), intégrait en son sein des hétérogénéités locales (fractures ou zones altérées). Les résultats, auxquels il a abouti, montrent ce qui suit :

- **En l'absence d'hétérogénéités locales (zones fortement altérées ou fracturées), c'est l'ensemble d'un versant qui est mobilisé par la déstabilisation gravitaire** (fig. 221a). Au pied de la masse mobile, la fracturation profonde domine et génère un coin élevé (wedge) (fig.221b). Au niveau de la partie la plus haute de l'unité glissée, on peut observer des rides d'extension qui évoluent en des failles normales. Les tranchées (déformations extensives) qui se forment aussi dans la partie supérieure des unités glissées ont toujours été observées lors des mouvements gravitaires de grande ampleur (Jahn, 1964; Radbruch et Hall, 1978; McCalpin et Irvine, 1995; Crosta, 1996 ; Agliardi *et al.*, 2001). Leur apparition serait liée, d'après les modèles physiques, à un contrôle structural de la déformation. Ce contrôle peut générer une surface de rupture irrégulière (passant d'une trajectoire courbe à localement rectiligne). Lors de l'avancement du mouvement gravitaire, la déformation peut être accommodée de manière extensive à l'aplomb d'une telle irrégularité.

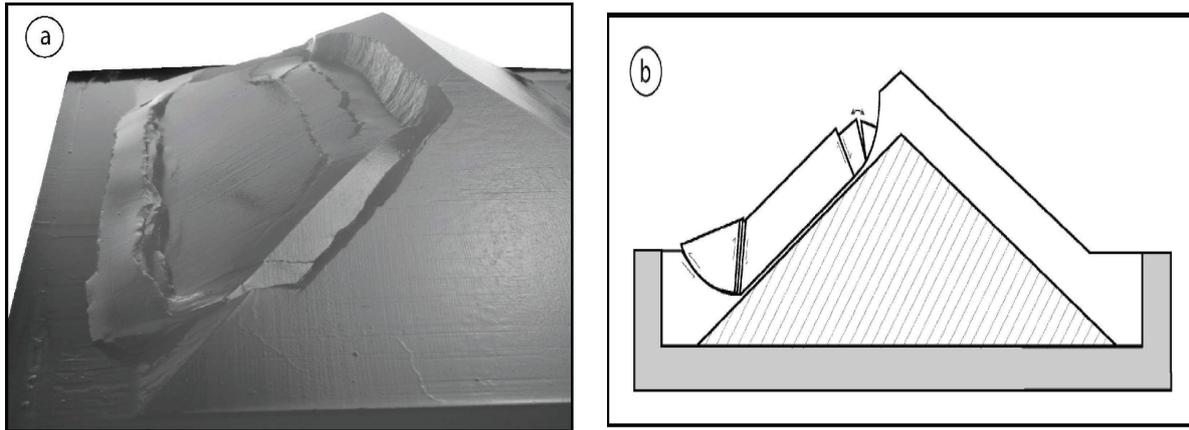


Fig. 221: Expérience 1. Modèle avec parties homogènes, $g_m = 500 \text{ m/s}^2$.
a) Résultat expérimental, b) coupe verticale du modèle (Bachmann, 2006).

- Dans le cas d'un modèle homogène faillé, la déformation commence avec un mouvement en faille normale le long des failles préexistantes. Ce déplacement fait subir, à l'unité glissée, une grande tension ainsi qu'une fracturation multiple et complexe avec formation, près de la base du modèle, d'une faille principale (majeure) (fig. 222a et 222b).

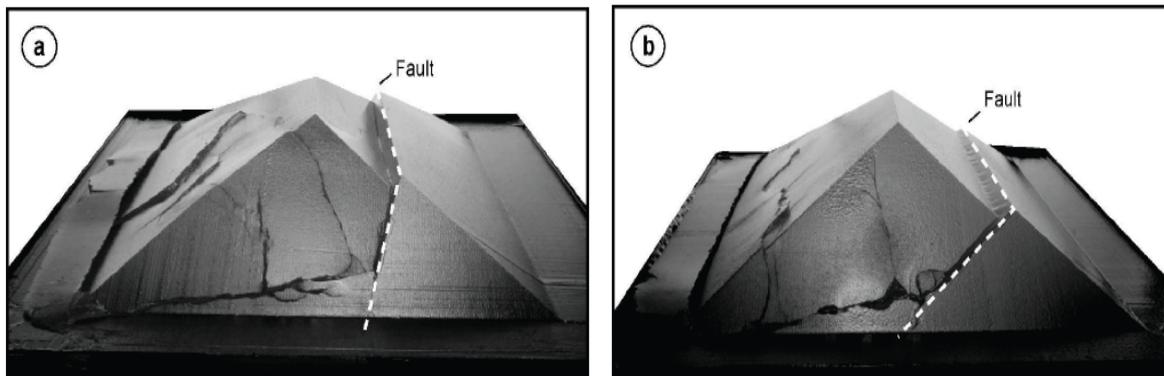


Fig. 222. Expérience 2.

- a) expérience avec des failles préexistantes (lignes discontinues) traversant tout le modèle de la surface à la base et plongeant avec un angle $\alpha = 60^\circ$ et $\sigma_c = 4500 \text{ Pa}$ (Bashmann, 2006)
- b) expérience avec des failles préexistantes (ligne discontinue) traversant entièrement le modèle de la surface à la base et plongeant avec un angle $\alpha = 30^\circ$ et $\sigma_c = 5300 \text{ Pa}$. (Bashmann, 2006)

- Dans le cas d'un modèle comprenant une zone altérée superficielle, la fracturation commence dans la zone faible à $\sigma_c = 5300 \text{ Pa}$ puis se propage, en premier lieu, parallèlement à cette zone puis le long des trajectoires courbées qui apparaissent sur la surface du modèle. La première fracture apparaît à la surface au dessus d'une zone faible puis en la dépassant trace une unité de glissement allongée. En avançant plus loin dans le cycle, l'unité subit de grandes déformations ainsi que des fracturations (fig. 223b).

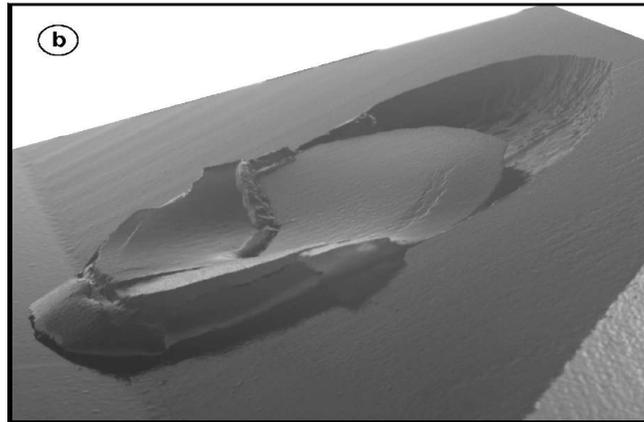
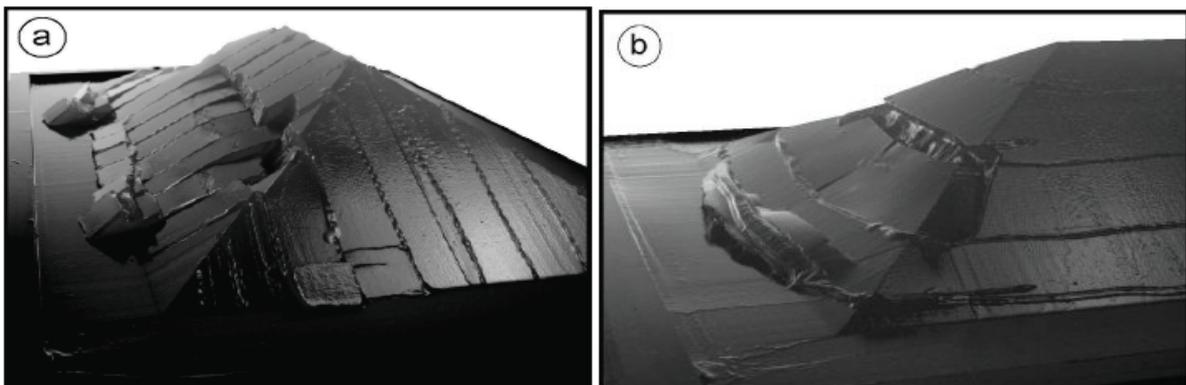


Fig. 223. Expérience 3, $\sigma_c = 4000$ Pa. Modèle avec une zone faible superficielle localement plane, circulaire et parallèle à la surface de pente. (b) Après 100 pas d'accélération (Bashmann, 2006)

Les expériences menées avec un modèle incluant une partie superficielle fracturée (fig. 224) montrent que, quelque soit l'orientation des fractures, la rupture se produit toujours à la base des couches supérieures les moins solides et entraîne presque toute la face du modèle. Les fractures préexistantes, quant à elles, contrôlent la forme de la masse glissée en fonction de leur orientation.

Les fractures verticales limitent latéralement les unités (fig.224a). Quelques unes seulement de ces fractures montrent un déplacement en cisaillement. Il arrive qu'un mouvement différentiel puisse être observé, au pied de la pente, en association avec des coins élevés de diverses tailles. Dans le cas des fractures horizontales, nous avons la partie supérieure de l'unité qui se retrouve longée et bordée par l'une d'elles (fig. 224b), mais sans l'apparition des rides d'extension (fig.224a). Les fractures obliques ont, par contre, des effets plus compliqués ; elles limitent latéralement les masses glissées et guident la direction du glissement (fig. 224c).



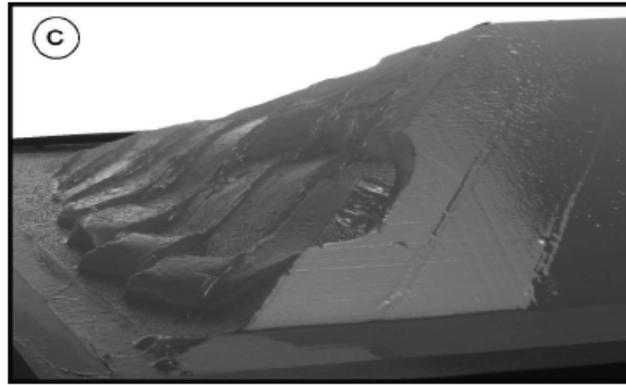


Fig. 224: Expérience 2. Modèles avec des failles préexistances de grande échelle (Bashmann, 2006)
 Les fractures sont perpendiculaire à la surface de pente et recourent la surface de pente avec différentes orientations : a) Plongement des fractures parallèle à la pente, b) Fractures horizontales, c) Fractures obliques.

- En ce qui concerne les expériences conduites avec un modèle refermant à la fois des fractures préexistantes orthogonales à la surface de pente et une zone de faiblesse circulaire parallèle à la surface de pente (fig.225), l'unité en glissement est, dans tous les cas, à son extension limite. La taille des glissements, ayant une direction parallèle à la pente, est similaire à celle de la zone faible (altérée). Néanmoins, l'influence des fractures préexistantes, sur la géométrie des unités en glissement, quoique plus marquée, est comparable à celle de l'expérience 2 (fig. 224).

Dans le cas des expériences conduites avec un modèle contenant à la fois une zone de faiblesse locale subparallèle à la surface de pente et des fractures préexistantes horizontales (expérience n°4), la partie la plus haute de la masse glissée se retrouve toujours limitée par l'une d'elles (Fig. 225a). Dans le cas où les fractures préexistantes sont verticales, la masse glissée est limitée latéralement par deux fractures (Fig. 225b). Les fractures obliques limitent latéralement l'unité en mouvement et guident la direction du glissement (Fig.225c).

On constate, donc, que les hétérogénéités parallèles à la pente influence grandement la localisation des déstabilisations gravitaires. Les fractures perpendiculaires à la surface de la pente n'ont, quant à elles, pas d'effet favorisant la déstabilisation, en revanche, elles contrôlent en partie la géométrie des mouvements gravitaires.

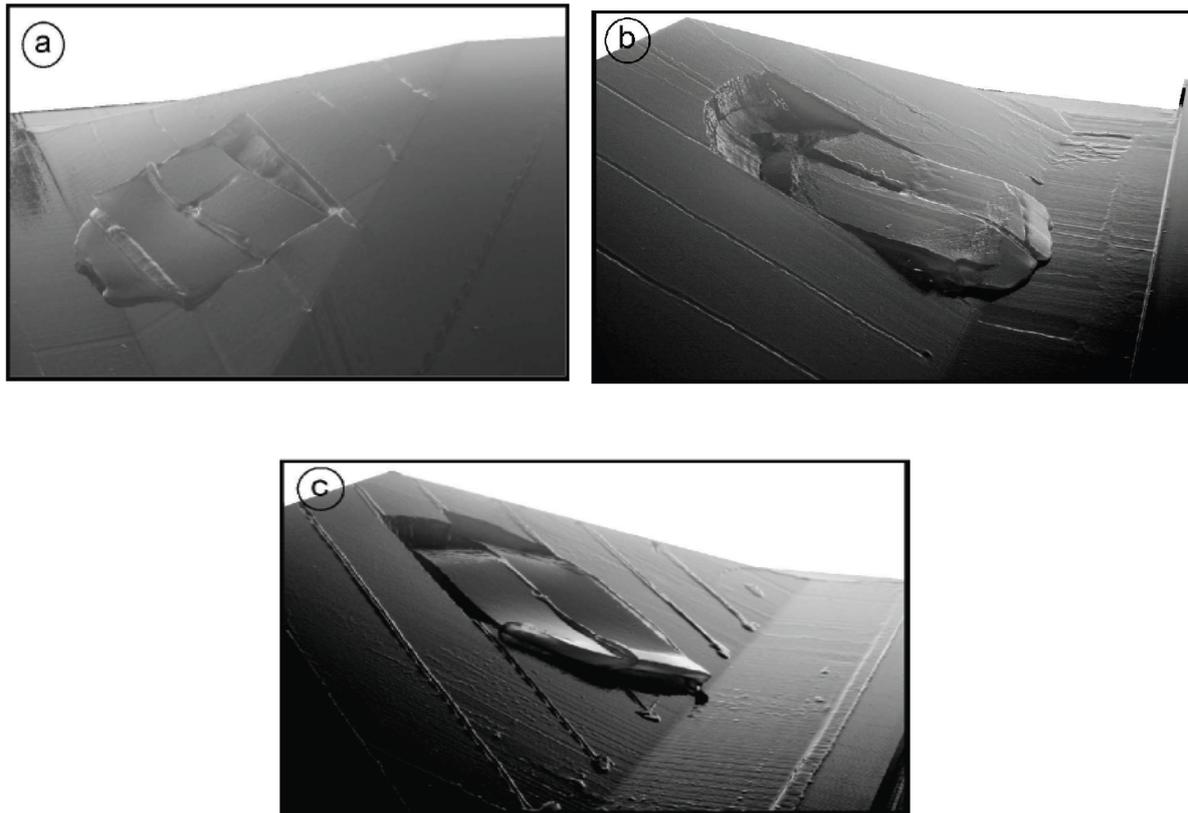


Fig. 225: Expérience 4. Modèle contenant à la fois une zone de faiblesse locale subparallèle à la surface de pente et des fractures différemment orientées perpendiculaires à la pente, $g_m = 250 \text{ m/s}^2$ (Bashmann, 2006) . a) Fractures avec des traces de surfaces horizontales, b) Fractures verticales, c) Fractures obliques.

En s'appuyant sur ces résultats, on s'aperçoit qu'on pourrait, à partir des formes géométriques créées par les masses glissées, repérer les traces de failles probables. Chaque glissement serait alors limité latéralement par des failles soit verticales soit obliques. La partie la plus haute de la masse glissée correspondrait à une fracture horizontale (ou à une hétérogénéité locale).

L'application de ces principes simples, à nos glissements inventoriés au niveau de la frange maritime d'Oran Est, nous a permis de tracer des failles hypothétiques dont les directions ne peuvent pas être différenciées (fig.226 ; 227 ; 228 et 229).

A titre d'exemple, l'analyse des deux glissements affectant la région d'Ain Franin nous permet de déduire qu'ils sont à leur extension limite. Leur géométrie actuelle laisse penser que les deux glissements ont été certainement influencés d'une part par des fractures préexistantes majeures (fig.228 et 229) orthogonales à la surface de pente et d'autre part par une zone de faiblesse circulaire également parallèle à la surface de pente. En plus, ces fractures préexistantes fragilisent énormément le matériau et favorisent les circulations de fluides et donc l'altération. Une fois altérées, ces zones deviennent mobilisables par des mouvements gravitaires superficiels.



Fig. 226: Failles hypothétiques déduites de l'analyse de la forme des masses glissées (Au contrebas de Canastel)
Trait noir : failles subverticales N90° à 100°E



Fig.227: Failles hypothétiques déduites de l'analyse de la forme des masses glissées (S-W de la pointe Canastel)



Fig.228: Failles hypothétiques déduites de l'analyse de la forme des masses glissées (Partie Ouest d'Ain Franin)



Fig. 229: Failles hypothétiques déduites de l'analyse de la forme des masses glissées (Région d'Ain Franin)

De l'agglomération de Canastel jusqu'à Ain Franin, les falaises présentent une densité de fractures qui s'accroît en direction du grand glissement d'Ain Franin. Il faut savoir que sur le plan mécanique, la densité des fractures augmente, le plus souvent, avec la quantité d'allongement horizontale à pression constante et que la zone la plus densément fracturée se localise généralement près du bord mobile (Jorand, 2007). A cet effet, on suppose que la limite latérale Ouest du glissement Ain Franin ne peut, éventuellement, correspondre qu'à une faille. Cette dernière pourrait coïncider avec la fameuse faille décrochante d'Arbal-Ain Franin (située à gauche de la figure 228).

En outre, toutes les fractures déduites théoriquement semblent traverser les interfaces entre les différentes couches sans perturbation notable. Les différentes formations se comportent, donc, comme une unité mécanique unique. L'espacement entre les fractures (S) semble être inférieur à l'épaisseur des couches traversées. Par ailleurs, l'inclinaison des fractures (θ), affectant les différentes couches composant les falaises, évolue de 3° à 32° . Ces valeurs de θ ne dépendraient, d'après les travaux de Jorand (2007), ni de l'épaisseur des couches, ni du couplage entre les couches compétentes. Elles traduisent, par contre, une augmentation croissante de la pression. Cet accroissement de la pression entraîne une évolution continue des diaclases vers des fractures «obliques» conjuguées (Jorand, 2007).

Etant donné que le front de fracturation se propage vers le centre de la frange maritime et que la fracturation se densifie progressivement en arrière de ce front s'initiant près du bord mobile (faille probable d'Ain Franin), nous pouvons supposer, à la base des expériences de Jorand (2007), que la quantité de déplacement (l'allongement) du bord mobile ne peut être que croissante. Il y a lieu de signaler que plus on s'approche du front de fracturation (situé à l'endroit le plus éloigné du bord mobile (où le seuil de plasticité a été atteint), plus le rejet vertical des blocs, dû au glissement cisailant le long des fractures, diminue. Cet état de fait serait lié à l'existence d'un gradient de déplacement horizontal accommodé par le glissement des blocs, croissant du front de fracturation vers le bord mobile.

Ces observations concordent avec les modèles expérimentaux de Jorand (2007) qui a étudié les modalités d'apparition des différents types de réseaux de fractures dans un milieu sédimentaire. En effet, les expériences n°24 et 27 ont pu reproduire avec une grande fidélité les observations géologiques de terrain.

La première modélise un terrain composé de deux couches d'épaisseur différentes et en contact direct (fig.230). Ce modèle, soumis à une contrainte principale majeure compressive ($\sigma_1 = 1,5$ MPa, une contrainte principale mineure ($\sigma_3 = 0,43$ MPa et un allongement ($\delta d = 1,36$ mm (partie droite du modèle), montre que la zone la plus densément fracturée se localise près du bord mobile (situé à gauche sur la figure 230) et que toutes les fractures, obliques et conjuguées, traversent l'interface entre les deux couches sans perturbation. Le modèle bicouches se comporte donc comme une unité mécanique unique. La valeur de l'angle θ , mesurée loin du bord mobile, est de 28° ce qui veut dire que l'épaisseur de l'échantillon n'a pas d'influence sur θ .

La seconde a été entreprise afin de connaître l'influence de la quantité d'allongement du modèle sur la densité de fracture. Une série de trois expériences a été menée dans les mêmes conditions mais stoppées pour trois différentes valeurs de δd (fig.231). Les trois tests de déchargement conduits à partir des mêmes contraintes $\sigma_v = \sigma_1 = 1,5$ MPa, $\sigma_H = \sigma_h = 0,6$ MPa. La valeur de (σ_3) à la rupture, identique pour les trois expériences, est égale à $0,45$ MPa.

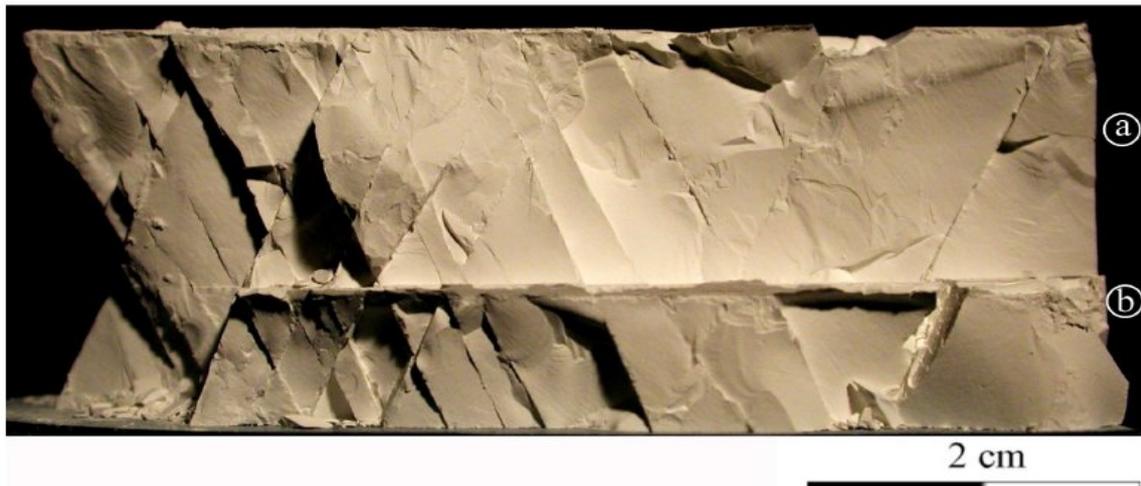


Fig. 230– Expérience 24 : Coupe verticale d'un modèle fracturé composé de deux couches d'épaisseur différentes : 1cm (a) et 2cm (b). Le couplage entre les couches est maximal $\sigma_1 = 1,5 \text{ MPa}$; $\sigma_3 = 0,43 \text{ MPa}$; $\delta d = 1,36 \text{ mm}$ (Jorand, 2007)

Un seul des bords latéraux (bord gauche) est desserré. L'évolution de σ_2 et de la contrainte différentielle ($\tau = \sigma_1 - \sigma_3$) en fonction de δd pour les 3 expériences sont pratiquement les mêmes. Ces expériences ont pu démontrer que la mise en place des fractures est fonction du déplacement δd .

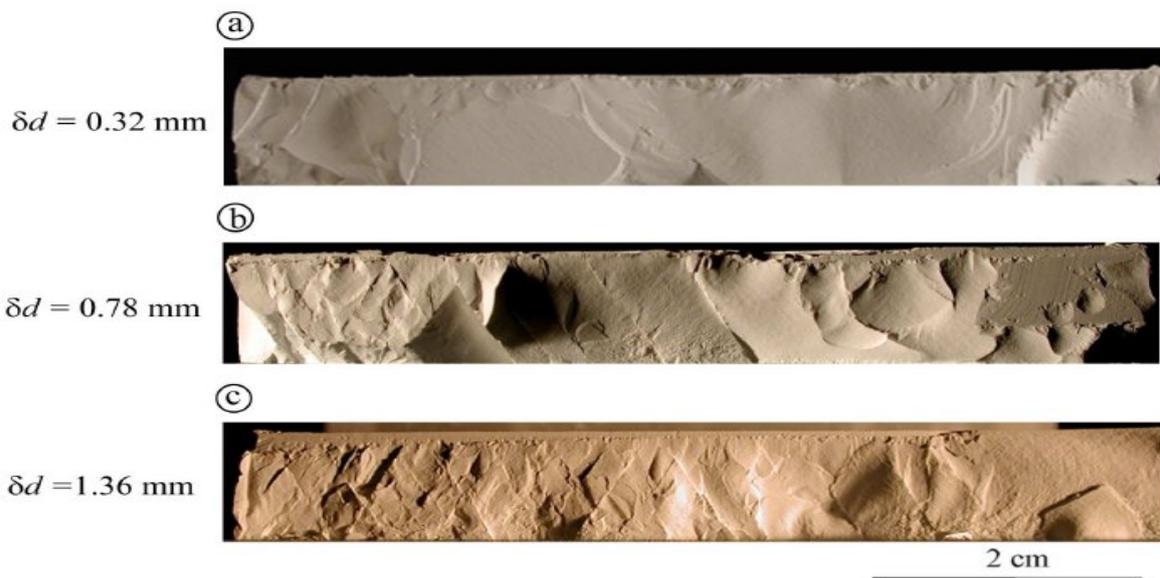


Figure 231 – Expérience 27 : Coupe verticale des modèles fracturés : $H = 1 \text{ cm}$. $\sigma_1 = 1,5 \text{ MPa}$; $\sigma_2 = 0,55 \text{ MPa}$; $\sigma_3 = \text{const} = 0,45 \text{ MPa}$. (a) $\delta d = 0,32 \text{ mm}$; (b) $\delta d = 0,78 \text{ mm}$; (c) $\delta d = 1,36 \text{ mm}$.

Ces observations témoignent, vraisemblablement, de l'existence, au niveau de la falaise d'Oran, d'hétérogénéités parallèles à la pente (failles, fentes,...) dont l'influence est très grande sur la localisation des déstabilisations gravitaires. En plus, les niveaux fins de sables et d'argiles sont des couches à faible résistance ayant une cohésion et un coefficient de friction interne très faible. Sur le plan mécanique, ces couches incompétentes permettent d'accommoder à la fois la déformation horizontale au sein de chacune des couches fragiles et le glissement le long des plans de fractures. Cet état de fait explique la présence en force des glissements dans cette région.

5.3.2. Instabilités en mer

Les déstabilisations gravitaires affectent tous les types de matériaux géologiques, et sont influencées par des paramètres aussi divers que la structure géologique du terrain, la topographie et l'état de contraintes tectoniques. La rupture apparaît au moment où la contrainte de cisaillement dépasse la résistance au cisaillement du sédiment (Lee et Edwards, 1986).

Dans le domaine marin, les trois plus importants mécanismes qui peuvent générer des contraintes de cisaillement sur les pentes sont : la gravité, les vagues de tempête et les tremblements de terre (Hampton *et al.*, 1996) (Tableau 11).

Facteurs	
Réduisant la résistance au cisaillement	Augmentant la contrainte
Séismes	Séismes
Les vagues	Les vagues
Changement du niveau des marées	Changement du niveau des marées
Facteurs climatiques	Diapirisme
Sédimentation	Sédimentation
Gaz	Erosion

Tableau n°11: Causes d'initiation des glissements gravitaires (Hampton *et al.*, 1996).

L'examen de la carte illustrée, plus haut, à la (fig.171) permet d'observer, tout d'abord, que les pentes les plus fortes (gradient de pente $> 40^\circ$) sont situées entre Oran et Arzew. Les canyons les plus actifs sont localisés, selon la carte, dans cette même région. De ce fait, nous pouvons dire que le rôle de la pente est probablement partiel dans ce secteur. A l'Ouest d'Oran et au Nord de Mostaganem où les pentes sont moins importantes ($< 20^\circ$, ou $> 30^\circ$ pour les flancs des canyons, Figure 174), des instabilités sont, encore, observées. Cet état de fait nous pousse à penser que ces instabilités sont déclenchées par d'autres facteurs.

En effet, certaines zones, caractérisées par de grandes instabilités, sont apparemment localisées dans des zones faillées (Domzig, 2006). Toutefois, la relation entre les zones faillées et les instabilités n'est pas toujours exacte : les zones de failles actives sont généralement entourées par des instabilités, mais les instabilités ne sont pas localisées uniquement à proximité des failles.

Les plus grands glissements, observés dans la région d'Oran, ne dépassent pas les 20 km de long et 10 km de large (fig. 232). La relative petite taille de ces instabilités (comparé à des régions non sismiques) est due soit à une charge sédimentaire très insuffisante, soit à une sismicité fréquente qui ne permet pas à la marge d'accumuler une grande quantité de sédiments. Ces arguments favorisent dans cette zone le rôle significatif de la tectonique active.

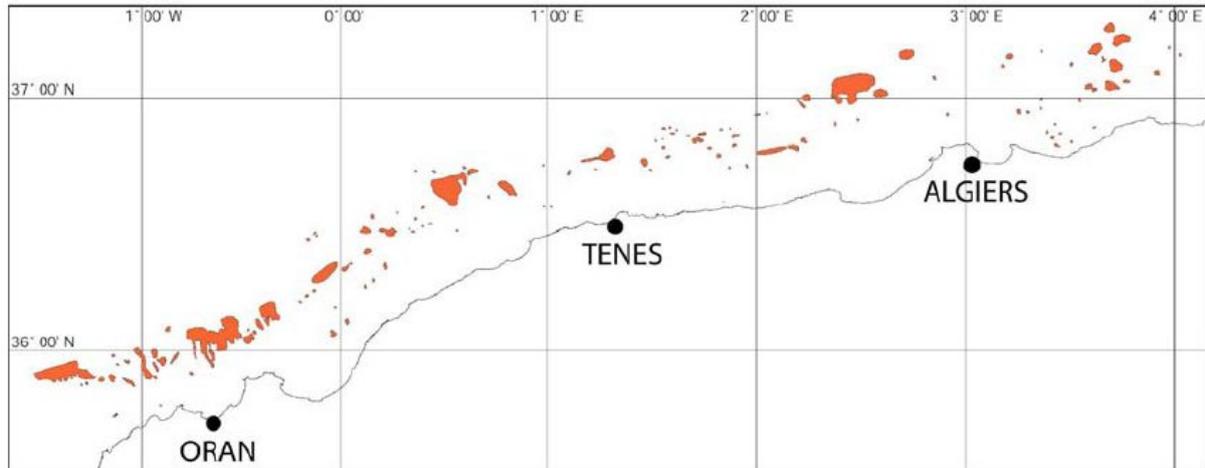


Fig. 232: carte de localisation des dépôts provenant des mouvements de masse récents sur la marge algérienne (Domzig, 2006). Données pour la région d'Alger: Gaullier *et al.*, 2004.

Les instabilités présentes au N-W des îles Habibas, situées dans le système de la faille décrochante de Yusef, sont certainement contrôlées par la tectonique. Alors que dans la région de Tenes où la faille active est supposée enfouie sous la marge le long de la côte, les instabilités dans les secteurs d'El Marsa et Khayr al Din doivent probablement être rattachées à l'activité sédimentaire (éventail sous-marin profond, courant) (Domzig, 2006).

Par ailleurs, les zones les plus sismiques présentent moins d'instabilités. Néanmoins, il faudrait garder à l'esprit que les séismes de magnitude ($M \geq 6$) peuvent déstabiliser les sédiments sur une distance de 200 Km à partir des épicentres (El Robrini, 1986).

En plus des séismes, considérés comme le plus important facteur potentiel de déclenchement des instabilités, la remontée des diapirs de sel est un autre facteur déclenchant qui doit être mentionné. Cela implique que les flancs de ces diapirs sont instables et peuvent créer des glissements à une échelle locale.

Pour conclure, il semble que les instabilités d'origine purement gravitaire sont relativement rares dans la zone marine d'Oran.

5.4. Evolution du littoral

En se basant sur la paléogéographie relative à la partie nord occidentale du Bas Chélif établie par Thomas (1985), on s'aperçoit que les milieux des formations littorales, situées le long des côtes oranaises, ont été, tout au long du Pléistocène et du Quaternaire, profondément influencés par les variations climatiques et les déformations tectoniques. En effet, au Tabianien (PIA), nous avons une côte sableuse dont la partie occidentale est stable tandis que la partie orientale se déplace sous l'action de la progradation d'un prisme sédimentaire. Au Plaisancien (PIIA), le golfe d'Arzew évolue rapidement en lagune saumâtre en voie de comblement à la suite de l'avancée d'une flèche sableuse. Enfin, au Pléistocène supérieur et Holocène, la côte présente une morphologie variée caractérisée essentiellement par des falaises entrecoupées de basses côtes sableuses. En conséquence, on peut avancer que depuis le Pliocène inférieur, l'évolution du littoral se traduit par un recul de la ligne de rivage accompagnée par une profonde modification de sa morphologie.

A cet effet, on pense que la propagation des surfaces de rupture pour les glissements observés au niveau de la frange maritime Est d'Oran semble respecter le schéma de structure en marche d'escalier proposé par Torres (1995) pour argumenter les glissements survenus au niveau de l'interfluve Grand Rhône – Petit Rhône (fig. 233).

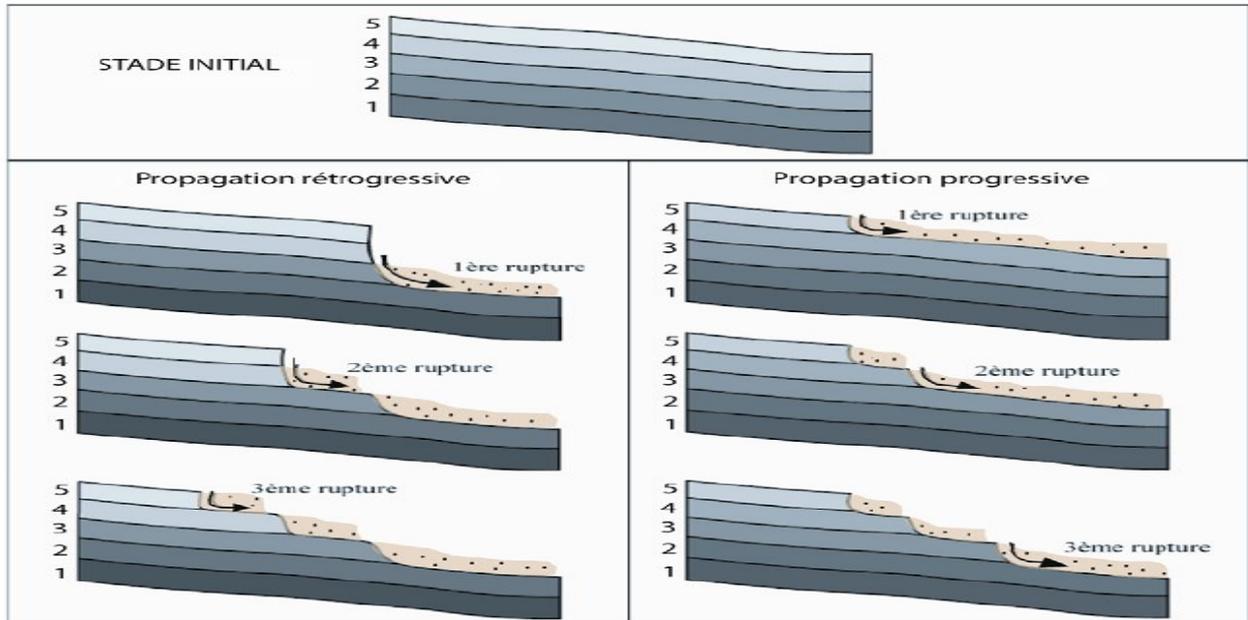


Fig.233: Schéma montrant la propagation des surfaces de rupture (Torres, 1995 ; Mulder et Cochonat, 1996).

Il est intéressant de noter que la distribution spatiale des différents panneaux éboulés et/ou glissés permet de lire l'histoire graduelle et progressive de leur fauchage depuis le bord de la falaise jusqu'au pied de celle-ci c'est-à-dire de leur point de départ jusqu'à leur blocage par le pied de la pente.

La propagation des surfaces de rupture est associée à un mécanisme rétrogressif, en remontant la pente (fig. 234) ; le dépôt le plus récent se trouve alors en haut de la pente.

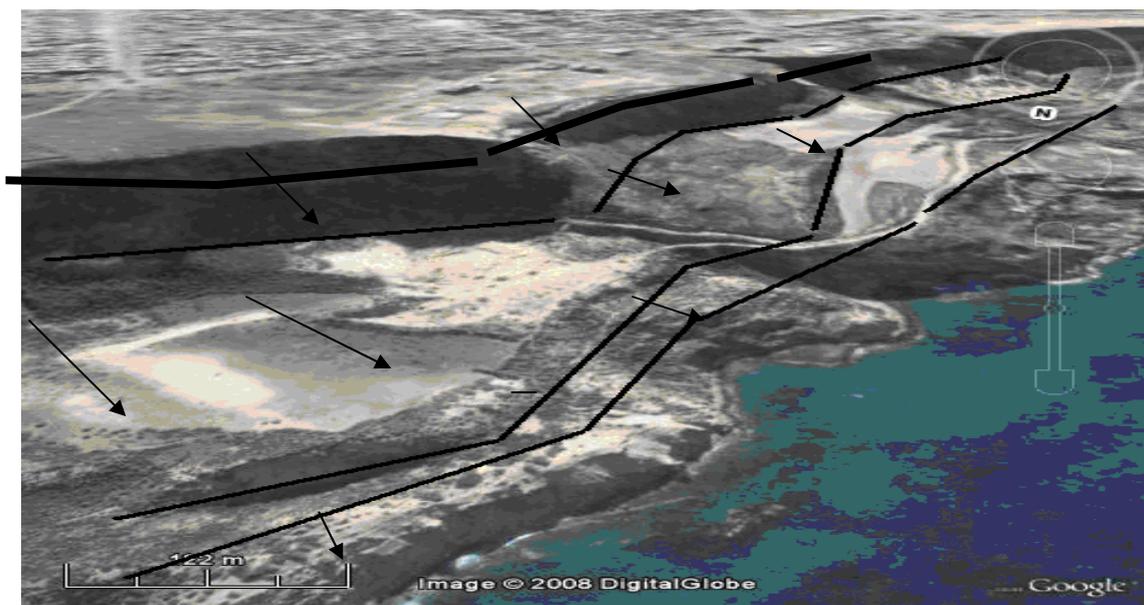


Figure 234: Propagation des surfaces de rupture au niveau de la frange maritime d'Oran.

5.5. Conclusion

La mise en mouvement des terrains est généralement consécutive à la dégradation des matériaux formant les sols ou les roches. Le vieillissement d'un massif de sols ou de roches est, donc, favorisé par l'interaction entre plusieurs phénomènes combinant à la fois les effets cumulés de l'érosion, de la fracturation, du travail corrosif de l'eau, de la nature du sol, de la pesanteur et des secousses sismiques.

Le long des falaises, le bilan des instabilités reconnues montre que les formes "parfaites" de mouvement de terrain sont rares alors que les formes, assimilées à une combinaison de plusieurs formes plus complexes, sont les plus fréquentes. Leurs surfaces de glissement sont soit concaves soit planes.

Ces glissements sont conditionnés par les causes et facteurs suivants :

- Au bord des falaises, la surface topographique est généralement penchée vers le Nord.
- L'indice des pentes le long de la frange maritime d'Oran Est dépasse les 16% ce qui la prédispose fortement aux mouvements de terrain car sur le plan de la cinématique, l'augmentation des forces déstabilisatrices motrices est provoquée, en général, par l'augmentation de la pente (pente > à 18 %).
- Les terrains géologiques sont constitués par les marnes miocènes surmontées de bancs grésocalcaires plio-quadernaires. Les marnes miocènes et le sable pliocène constituent un matériau élastoplastique. Ce matériel, à faible résistance ayant une cohésion et un coefficient de friction interne très faibles, permet, sur le plan mécanique, d'accommoder à la fois la déformation horizontale au sein de chacune des couches fragiles et le glissement le long des plans de fractures. Il est donc capable de se déformer jusqu'à la rupture, mais lentement et progressivement en fonction des contraintes (on a alors différents types de coulées et d'avalanches, glissement rotationnels...). En revanche les calcaires **messiniens** et les grès-calcaires plioquadernaires ont un comportement rigide sans déformation et avec rupture franche (on a chute de bloc, écroulement, effondrement, glissement translationnel...). Les éboulis par contre forment la pente qui relie le bord du plateau au rivage.
- Sur le plan sismique, la région oranaise est influencée par l'activité des provinces des massifs côtiers et du tell méridional où l'accélération maximale peut atteindre les (0.24 à 0.25 g). Ces accélérations maximales ont la capacité de modifier l'équilibre des forces en provoquant une sollicitation dynamique supplémentaire.
- Les conditions hydrauliques de la frange maritime, caractérisées par la présence de nappes d'eau souterraines libres contenues dans les formations terminales du miocène ainsi que les formations plioquadernaires, exercent des pressions interstitielles sur le pourtour des falaises particulièrement lors de la remontée de leurs niveaux piézométriques par infiltration des eaux de pluies car en présence d'eau, les caractéristiques mécaniques d'un sol (comme par exemple l'angle de frottement interne qui ne change pas dans un milieu pulvérulent, mais diminue dans un milieu argileux) peuvent chuter.

- Les mouvements tectoniques caractérisant la région d'Oran fragilisent les formations géologiques en favorisant l'apparition de fractures. Parmi toutes les hétérogénéités locales, ce sont les hétérogénéités parallèles à la pente qui ont la plus grande influence sur la localisation des déstabilisations gravitaires : les discontinuités qui favorisent le glissement le long d'un versant doivent être inclinées dans le sens de la pente pour constituer des surfaces de glissements potentiels. Les fractures perpendiculaires à la surface de la pente n'ont, quant à elles, pas d'effet favorisant la déstabilisation. Néanmoins, elles contrôlent en partie la géométrie des mouvements gravitaires. Les fractures horizontales les plus superficielles délimitent la partie supérieure de l'unité glissée, les fractures verticales limitent latéralement les unités et les fractures obliques guident la direction du glissement.

En se basant sur les formes géométriques créées par les masses glissées, des failles hypothétiques ont été mises en évidence. La prolifération des failles hypothétiques en direction du glissement de Ain Franin laisse penser, d'après les travaux de Jorand (2007), qu'au niveau du glissement d'Ain Franin nous avons affaire à un bloc mobile. La mobilité ne pourrait être due qu'à la présence d'une faille majeure. Cette faille pourrait correspondre, vu la taille du glissement, à la transformante Arbal-Ain Franin.

En ce qui concerne les failles cisailantes normales et inverses supposées parallèles à la frange maritime, nous pensons qu'elles pourraient correspondre à :

- Des structures extensives tardives (fente de tension, faille normale) rencontrées à l'amont d'un glissement rotationnel.
- Des structures compressives tardives (faille inverse, pli) rencontrées à l'aval d'un glissement.
- Des failles majeures qui prennent naissance à la base des masses glissées suite à des déformations qui commencent avec un mouvement en faille normale le long des failles préexistantes.
- L'accommodation extensive à l'aplomb d'une déformation qui mobilise l'ensemble d'un versant sans zones de faiblesses (altération ou fracturation).
- De grandes déformations (fracturations) subies par la masse glissée au niveau d'un versant superficiellement altéré.

En conséquence, on peut dire que la relation entre les zones faillées et les instabilités n'est pas toujours exacte : les zones de failles actives sont le plus souvent entourées par des instabilités, mais les instabilités ne sont pas localisées uniquement à proximité des failles. Les glissements peuvent générer, eux aussi, des fractures majeures. Seulement, ces dernières sont très superficielles. Ainsi, l'origine des failles normales de grande extension peut, donc, être expliquée sans prendre en compte un contexte tectonique extensif.

Il se peut également que les mouvements de terrain sont dus à l'accommodation de la courbure par la fracturation de fond au niveau d'un anticlinal probable passant en mer non loin de la cote des falaises d'Oran Est. Dans ce cas, les plans de glissement incurvés seront issus de la réactivation de fractures axiales de fond. Plus la courbure s'accroît, plus elle 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 favorablement alignées.

Conclusion générale

Conclusion générale

L'histoire géologique de la méditerranée occidentale montre que le Nord de l'Algérie évolue, depuis la fin du Miocène, dans une phase post-collisionnelle caractérisée par un régime de déformation dominé par la rotation antihoraire de l'Afrique par rapport à l'Eurasie.

Les anomalies à l'air libre maximum observées en pied de pente ou sur les reliefs à terre ne sont pas supérieures à 120 mGals en valeur absolue. Les monts de Murdjadjo et d'Arzew, soulignés par de fortes anomalies isostatiques positives (entre 0 et +50 mGal), ne sont pas encore à l'équilibre isostatique. La surrection de ces monts est, donc, provoquée par le déséquilibre isostatique et leurs pulsations ne sont, au fait, qu'un simple réajustement isostatique. L'ampleur des mouvements verticaux est d'autant plus importante que l'épaisseur du Néogène est plus faible. Ces valeurs sont faibles par rapport à celles des marges en subduction qui peuvent présenter, au niveau de la fosse ou de l'arc, des anomalies supérieures à 200 mGal en valeur absolue. Un modèle avec zone de subduction au niveau de la marge nord africaine n'est pas valide. La marge algérienne, encore loin d'un stade de subduction « établi », serait en phase d'une réactivation d'une marge passive.

Des Monts d'Arzew à l'Est jusqu'à Mers El Kebir à l'Ouest, la bordure côtière se caractérise par une pente légère dirigée vers la Méditerranée. Au Nord de la bande littorale, située entre la Ville d'Oran et Canastel, nous avons un front de mer à pente abrupte avec localement des falaises. Ces dernières sont faites de marnes miocènes surmontées de bancs grésocalcaires du Plio-Quaternaire. Les éboulis, quant à eux, forment la pente qui relie le bord du plateau au rivage. Extrêmement plastique et souple dans son ensemble, le matériel néogène glisse, se lamine, se boudine et s'entasse sur lui-même ; il ne joue qu'un rôle passif car il est incapable de transmettre réellement les poussées. Cet état de fait laisse croire que ce matériel n'a cessé d'être l'objet de phénomènes de glissements, particulièrement au cours du Miocène inférieur.

Le domaine marin se caractérise par un socle surmonté par une pile stratigraphique qui débute par un niveau infra-salifère (vitesses de 3.5 à 5.5 km/s) attribué aux Tortonien à Langhien (Miocène supérieur), et un niveau évaporitique et salifère messinien (vitesses variant de 3.7 à 4.5 km/s). Ces niveaux sont surmontés par la pile sédimentaire plio-quaternaire (2 km/s en moyenne) qui représente le niveau le plus superficiel du remplissage sédimentaire. Les taux de sédimentation sur la marge algérienne, seraient comprises entre 0.03 et 1 mm/an. En pied de pente, les sédiments plio-quaternaires peuvent atteindre 2 km d'épaisseur sans toutefois présenter des signes d'intense déformation confirmant par là l'inexistence d'un prisme d'accrétion.

L'étude de l'interaction entre les processus sédimentaires, la tectonique et la sismicité au large d'Oran a permis d'identifier des processus hydrodynamiques (courants turbiditiques) et une série de faille en décrochement WNW- ESE au voisinage du canyon "des moules" au Nord des îles Habibas. Au Nord d'Oran, au niveau des canyons actifs, des sédiments largement dérangés existent suggérant une forte influence des courants turbiditiques qui remobilisent les sédiments.

Le pied de pente de la marge algérienne serait, en théorie, un lieu plus favorable pour le développement de failles et la formation de structures compressives. Cependant, dans la réalité, les chevauchements au pied de la marge d'Oran - Mostaganem, sont absents.

Cette absence serait liée à la présence, le long de la pente, de l'ancienne marge transformante dont la verticalité est peu propice à une réactivation en faille inverse. Elle n'est, actuellement, pas active. La déformation se retrouve accommodée à terre par les nombreux plis NE-SW de la région oranaise. Entre Oran et Arzew, nous avons une structure en fleur active, probablement reliée (en échelon) à la faille de Yusuf qui est une faille décrochante dextre. Le rôle joué par la ride de Yusuf dans l'évolution tectonique de la région d'Oran n'est pas encore bien compris. Elle pourrait probablement transférer la déformation directement dans le Tell, puisqu'une prolongation de ce décrochement a été cartographiée à terre entre Oran et Arzew .

Dans cette partie de l'Algérie du Nord, le régime des contraintes n'est, donc, plus compressif du moment que la composante décrochante du rapprochement Afrique - Europe devient plus importante.

Les décrochements dextres dans les directions ESE-WNW, et sénestres dans les directions SW-NE, sont en harmonie avec le champ des contraintes actuelles. Les directions de ces décrochements confirmeraient la migration du bassin Est-Alboran vers le N-E et le S-E. Les structures décrochantes actuellement actives ne sont présentes qu'à l'Ouest d'Oran. Les mécanismes au foyer des séismes purement décrochants semblent très minoritaires dans les catalogues relevant de USGS, Harvard, IGN, ... etc., et jamais associés à d'importants séismes. Il apparaît, donc, que ces failles n'ont, aujourd'hui, aucune activité nette.

De ce fait, le long de la marge algérienne, les mécanismes au foyer en compression et la présence de chevauchements à terre à proximité des côtes sont les indices de réactivation de la marge en compression. Seules les structures sous-marines faillées SW-NE semblent être actives dans le champ des contraintes actuel tandis que les structures NW-SE ne le sont pas apparemment.

Du moment que la marge algérienne est située au niveau d'une suture d'une ancienne subduction à pendage nord et que les chevauchements néo-formés ont un pendage sud, ceci suggérerait une initiation de subduction avec inversion de polarité.

En domaine terrestre, 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 les directions E-W et NE-SW. En effet, le relief enregistre plusieurs formes plicatives. Parmi les synclinaux, nous avons les aires occupées respectivement par le lac Télamine et les salines d'Arzew. Les formes anticlinales sont représentées par le Djebel Murdjadjo, le Djebel Orousse, le Djebel Debbi et l'anticlinal s'allongeant parallèlement au Djebel Debbi, entre le Djebel Djira et Port aux poules. L'orientation de leurs axes dans la direction d'E-W et du NE-SW indique que la compression, dirigée perpendiculairement à la position des plans axiaux des structures en question, a une direction N-S à NW-SE.

Ces reliefs sont généralement 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 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, ayant habituellement pour origine le plissement local des couches et le régime distensif, s'organisent en deux (2) types de réseau de familles "systématiques" :

- Les réseaux orthogonaux qui se forment entre les fractures de directions ($[N10^{\circ}-N20^{\circ}]$ et $[N110^{\circ}-N120^{\circ}]$).
- Les réseaux conjugués formés par les fractures ($[N0^{\circ}]$ et $[N60^{\circ}]$)

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.

Les directions $N20^{\circ}-35^{\circ}$ et $N140^{\circ}-160^{\circ}$ correspondent à des microfailles organisées en système conjugué. La première direction ($N20^{\circ}-35^{\circ}$) est attribuée à des failles inverses décrochantes senestres. La direction $N70^{\circ}-80^{\circ}$ se rattacherait à des décrochements dextres. La direction $N140^{\circ}-160^{\circ}$ correspondrait à des failles normales décrochantes dextres. Les directions $N60^{\circ}-N80^{\circ}E$, 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.

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 (des déformations distensives NW-SE ont été identifiées à une échelle locale au niveau des formations du Miocène terminal et Plio-Quaternaire); 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 (faille inverse ou normale). 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 observée, le long de la frange maritime Est, aurait été formé par des contraintes de direction compressive NE-SW alors que les ondulations post - Pliocène inférieur ont été formées par des contraintes compressives NW-SE. Ces déformations, sans relation nette avec le soulèvement des falaises, confirment encore une fois que la contrainte principale est majoritairement compressive. Sa direction, qui varie légèrement de NNW-SSE à NW-SE, est aussi celle de la convergence Afrique-Europe.

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

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°E singularisent le Quaternaire moyen dont la direction de raccourcissement est N145°E. Cette phase compressive favorise la formation de failles inverses ainsi que des plis à N50°E.

Sur le plan séismotectonique, l'activité sismique se concentre, dans le Tell algérien, essentiellement dans deux régions principales à savoir El Asnam et Oran. Par contre au niveau du littoral oranais et en domaine marin à proximité immédiate de la ville d'Oran, quelques séismes, probablement liés à l'activité des prolongements vers le Nord des discontinuités mises en évidence à terre (transversale d'Arbal - Ain Franin, accident décrochant de Kristel (145°E)...), sont enregistrés. La distribution des séismes dont la majorité est superficielle (hypocentres <30 km), n'indique aucune progression de la profondeur des foyers en s'éloignant de la limite du plateau continental ce qui implique non seulement l'absence de subduction au large des côtes algériennes, mais également l'inexistence de discontinuité profonde à fort potentiel sismogène, de type plan de Bénéioff, plongeant sous la marge continentale algérienne.

Sur le plan aléa, la ville d'Oran est un site exposé à un risque sismique dominé par un régime local d'une cinquantaine de kilomètres de diamètre centré sur la ville et incluant les massifs côtiers au Nord et le Tell méridional au Sud. Les autres domaines, présentant un potentiel sismogène plus faible ou plus éloigné, n'introduisent pas de risque significatif à Oran. Par rapport aux autres domaines du pays, la région littorale reste la région où le niveau de sismicité est le plus important. C'est essentiellement dans cette zone que les séismes les plus violents peuvent se manifester.

Sur le plan morphologique, le bilan des instabilités identifiées le long des falaises d'Oran Est, montre que la mise en mouvement des terrains est généralement consécutive au vieillissement du massif de sols ou de roches favorisé par l'interaction entre les phénomènes combinant à la fois les effets cumulés de l'érosion, de la fracturation, du travail corrosif de l'eau, de la nature du sol, de la pesanteur et des secousses sismiques.

En ce qui concerne la fracturation, il faudrait garder à l'esprit que toute contrainte tectonique favorise l'apparition de fractures et par conséquent fragilise les formations géologiques. Au niveau des falaises d'Oran-Est, les hétérogénéités parallèles à la pente ont la plus grande influence sur la localisation des déstabilisations gravitaires. Les fractures perpendiculaires à la surface de la pente n'ont, quant à elles, pas d'effet aidant la déstabilisation. Néanmoins, elles contrôlent en partie la géométrie des mouvements gravitaires. Les fractures horizontales les plus superficielles délimitent la partie supérieure de l'unité glissée, les fractures verticales limitent latéralement les unités et les fractures obliques guident la direction du glissement.

En se basant sur les formes géométriques créées par les masses glissées, des failles hypothétiques ont été mises en évidence et dont les directions ([N40°-N50°E], [N80°-N90°E] et [N110°-N140°E]) respectent la cohérence régionale. L'accroissement des failles hypothétiques en direction du glissement de Ain Franin laisse penser qu'au niveau du

glissement d'Ain Franin nous avons affaire à un bloc mobile. Ce bloc mobile correspondrait, vu la taille du glissement, à la transformante Arbal-Ain Franin.

En ce qui concerne les failles cisailantes normales et inverses supposées parallèles à la frange maritime, nous pensons qu'elles pourraient correspondre à :

- ✓ des structures extensives (fente de tension, faille normale) rencontrées à l'amont d'un glissement rotationnel,
- ✓ des structures compressives (faille inverse, pli) rencontrées à l'aval d'un glissement,
- ✓ des failles majeures qui prennent naissance à la base des masses glissées suite à des déformations qui commencent avec un mouvement en faille normale le long des failles préexistantes,
- ✓ l'accommodation extensive à l'aplomb d'une déformation qui mobilise l'ensemble d'un versant sans zones de faiblesses (altération ou fracturation)
- ✓ de grandes déformations (fracturations) subies par la masse glissée au niveau d'un versant superficiellement altérée.

Les glissements peuvent, donc, générer, eux aussi, des fractures majeures. Seulement, ces dernières sont probablement asismiques car très superficielles.

Néanmoins, ce constat ne nous empêche pas d'avancer l'idée que les falaises d'Oran Est pourraient éventuellement correspondre à la charnière d'un pli forcé qui s'est formé à l'aplomb d'une faille sous-jacente (normale ou inverse) passant en mer parallèlement aux falaises d'Oran. L'accentuation de la courbure de ce pli 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. Etant donnée que le raccourcissement régional est parallèle au régime de contraintes locales en extension, nous pouvons évoquer la possibilité que les falaises d'Oran Est sont situées dans l'exrados d'un pli forcé ou de flambage de grande courbure dont les caractéristiques géométriques sont liées à celles de l'objet (faille inverse ou normale) sous-jacent qui détermine la sollicitation.

Le long de la marge, la déformation s'exprime dans la partie de la plaine abyssale proche du continent, par le plissement de la couverture plio-quadernaire. Au niveau de la pente et sur le plateau continental, la sismicité est générée par des accidents qui se prolongent parfois à terre. Dans le champ des contraintes actuel, seules les structures faillées (plis-failles, failles inverses et chevauchements) de direction ENE-WSW à NE-SW semblent être actives aussi bien à terre qu'en mer. La magnitude des séismes dans cette région est généralement modérée ($M_w < 6$) néanmoins des séismes de magnitudes supérieures, induisant de fortes déformations de surface, peuvent être enregistrés. Les séismes de cette zone sont quasiment toujours associés à des mécanismes en faille inverse dans la direction NE-SW en accord avec une compression NW-SE.

Cette étude a permis de conjuguer l'analyse descriptive géologique, structurale, microtectonique, sismotectonique, géomorphologique et hydrogéologique, avec la reconnaissance géotechnique et la quantification physique et mécanique. Cette approche pluridisciplinaire a permis d'apporter de nouveaux points de vues et outils, au service de l'appréhension et la compréhension des phénomènes dynamiques contrôlant le littoral oranais (de la Calère à la Pointe Canastel) et entrant dans l'évaluation des risques naturels géologiques.

BIBLIOGRAPHIE

- Ackermann, R. and Schlische, R. (1997). Anticlustering of normal faults around larger faults. *Geology*, 25(12) :1127–1130.
- Adams, R.D et Barazangi, . Seismotectonics and seismology in the Arab Region a Brief Summary and Future Plans, *Bull. Of the Seismological Society of America*, vol.74, n°3 (1984) pp.1011-1030.
- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformations kinematics, *Eng. Geol.*, 59, 83-102, 2001.
- Aïte, M.O. (1995), Paléocontraintes post-collision identifiées dans le Néogène de Grande Kabylie (Algérie), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320, 433-438.
- Aïte, M.O., and Gélard, J.-P. (1997), Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande Kabylie (Algérie), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168(4), 423-436.
- Alvarez, W., Coccozza, T., and Wezel, F.C. (1974), Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal, *Nature*, 248, 309-314.
- Alvarez-Marron, J. (1999), Pliocene to Holocene structure of the eastern Alboran Sea (Western Mediterranean), in: R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus (Eds.), *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 161, 345–355.
- Ambraseys, N.N. (1982), The seismicity of North Africa. The earthquake of 1856 at Jijelli, Algeria., *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 24(93), 31-37.
- Ambraseys, N.N. (1983), Earthquake damage in the Arab Region, in *Assesment and Mitigation of earthquake risk in the Arab region*, UNESCO, Paris, 251p.
- Ambraseys, N, J. Vogt, Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers, *Eur. Earthq. Eng.* 3 (1988) 16–29.
- Antoine & Giraud, 1993, Aide à la reconnaissance des principaux types de mouvements de terrain connus dans les Alpes du Nord. - Commission des communautés Européennes, Programme EPOCH, Partie n°3, Vol n°2.
- Antoine, P. 1992. - Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur. – Aspects géologiques. *Bull. Inter. Ass. Engineering Geology*, n°45, 11-24pp.
- Auzende, J.-M. (1978), Histoire tertiaire de la Méditerranée Occidentale, Thèse de doctorat d'état, 152 pp., Université Paris VII.
- Auzende, J.-M., Bonnin, J., and Olivet, J.L. (1975), La marge nord-africaine considérée comme marge active, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 17(7), 486-495.
- Ayadi, A., S. Maouche, A. Harbi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, F. Oussadou, A. Mahsas, D. Benouar, A. Heddar, Y. Rouchiche, A. Kherroubi, M. Frogneux, K. Lammali, F. Benhamouda, A. Sebäi, S. Bourouis, P.J. Alasset, A. Aoudia, Z. Cakir, M. Merah, O. Nouar, A. Yelles, A. Bellik, P. Briole, O. Charade, F. Thouvenot, F. Semmane, A. Ferkoul, A. Deramchi, S.A. Haned, Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *EOS Trans. AGU* 84 (50) (2003) 561–568.
- Azimi & Desvarreux, 1996, Quelques aspects de la prévision des mouvements de terrain. - *Revue Française de Géotechnique* n°76, 3^{ème} trimestre, 63 – 74 pp.
- Bachmann, D, 2006, Modélisation physique tridimensionnelle des mouvements gravitaires de grande ampleur en milieux rocheux, thèse de doctorat, Univ. de Nice-Sophia Antipolis, Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées, 135 p.
- Bazalgette, L. (2004). Relations plissement/fracturation multi-échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique fragile. PhD thesis, Université de Montpellier II.
- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracène, R., Faure, J.-L., Sassi, W., and Roure, F. (2006), Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation, *C. R. Geoscience*, 338, 115-125.
- Benhallou, H., Ferrer, A. and Roussel, J., 1971, Catalogue des séismes algériens de 1951 à 1970. Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie (IMPGA). Université d'Alger, Alger, 198 pp.
- Benouar, D., 1994, Material for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century, *Annali di geofisica* XXXVII (4), 860.
- Besson, L. 1996. - Les risques naturels en montagne. - *Artes-Pubialp*, 437 p.
- Bezzeghoud, A. Ayadi, A. Sebai, M. Ait Messaoud, A. Mokrane, H. Benhallou, Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of Maximum Observed Intensities (MOI), in: *Avances en Geofisica y Geodesia* 1, ano 1, Ministerio de Obras Publicas, transportes y Medio Ambiente, Instituto Geografico Nacional España, 1996, pp. 107–114.

BIBLIOGRAPHIE

- Biju-Duval B., Dercourt, J., and Le Pichon, X. (1977), From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas, in Structural history of the Mediterranean basins Split 1976., edited by B. Biju-Duval and L. Montadert, 143-164.
- Binet, S., 2006, L'hydrochimie, marqueur de l'évolution à long terme des versants montagneux fracturés vers de grand mouvement de terrain, Application à plusieurs échelles sur la haute vallée de la Tinée (Mercantour, France) et sur le versant de Rosone (Gran Paradiso, Italie), Thèse de doctorat en Cotutelle Franco-italienne, L'U.F.R. des sciences et techniques de l'université de Franche-Comté et Ricerca del politecnico di Torino, 190 p.
- Bonnard, C. 1984. - Risques d'instabilités. Approche pluridisciplinaire dans la détection des glissements de terrain. - Colloque sur les mouvements de terrain, Caen, France, n°1, 309-316 pp.
- Boudiaf, A. (1996), Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie): Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives: contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Thèse de doctorat, 274 pp., Université de Montpellier II.
- Boudiaf, A., Ritz, J. F. and Philip, H., 1998. Drainage diversions as evidence of propagating active faults: example of the El Asnam and Thenia fault, Algeria. *Terra Nova* 10, 236-244.
- Boughacha, M.S., M. Ouyed, A. Ayadi & H. Benhallou, Seismicity and seismic hazard mapping of northern Algeria: Map of Maximum Calculated Intensities (MCI), *Journal of Seismology* 8: 1-10, 2004. .
- Bouhadad, Y., 2001. The Murdjajo, Western Algeria, fault-related fold: Implications for seismic hazard. *Journal of seismology*, 5, 541-558.
- Bouhadad, Y., 2007. Dynamique récente et actuelle de quelques tronçons de la chaîne tellienne: Géologie des failles actives et aléa sismique. Doctorat en Sciences Thesis, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, 242 pp.
- Bouillin, J. P. (1978). "La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la Petite Kabylie (Algérie)." *Mém. Soc. Géol. France* 62(135): 84 p.
- Bouillin, J.-P. (1986), Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8(4), 547-558.
- Bounif, A., H. Haessler, M. Meghraoui, The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study, *Earth Planet. Sci. Lett.* 85 (1987) 451-460.
- Bracène, R., and Frizon de Lamotte, D. (2002), The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from rifting to Cenozoic-Quaternary inversion, *Tectonophysics*, 357, 207-226.
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., and Pro, C. (2004), Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications, *Pure appl. geophys.*, 161, doi 10.1007/s00024-003-2466-1.
- Buform, E., Udias, A., Colombas, M.A., 1988a. Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics* 152, 89-118.
- Buform, E., Udias, A., Mezcuca, J., 1988b. Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 2008-2024.
- Buform, E., Udias, A. and Mezcuca, J., 1988c. Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78: 2008-2224.
- Buform, E., Sanz De Galdeano C., and Udias, A. (1995), Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian Region, *Tectonophysics* 248, 247-261
- Buma J., Dehn M., 1998. A method for predicting the impact of climate change in slope stability. *Environmental Geology*, I.J.G., Vol. 35, n° 2-3, pp. 190-197.
- Calais, E., DeMets, C., and Nocquet, J.-M. (2003), Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia-Eurasia plate motion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 81-92, doi:10.1016/S0012-821X(03)00482-5.
- Caous J.Y. 1968, Captage des eaux souterraines du ravin blanc (Oran), SES, Antenne d'Oran, Rapport interne, 7 p.
- Carminati, E., and Doglioni, C., 2004. Europe-Mediterranean tectonics. In *Encyclopedia of Geology*, Elsevier, 135-146.
- Carminati, E. (2001). Incremental strain analysis using two generations of syntectonic coaxial fibres: an example from the Monte Marguareis Briançonnais Cover nappe (Ligurian Alps, Italy). *J. Struct. Geol.*, 23(9), 1441-1456.
- Chamley, H. 2002. – Environnements géologiques et activités humaines. Vuibert, 512 p.
- Charmoille, A., Fabbri, O., Mudry, J., Guglielmi, Y. et Bertrand, C., 2005. Post-seismic change in a shallow fractured aquifer following a 5.1 earthquake (Fourbanne karst aquifer, Jura outermost thrust unit, France). *Geophysical Research Letters*, 32, L18406.

BIBLIOGRAPHIE

- Chesneau (1892), Note sur les tremblements de terre en Algérie, annales des mines, 9^e s., t1, pp.9-13.
- Ciszak R. (1993). —Évolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque.— *Strata*, v. 2, p. 1-513.
- Clair.A (1952), Etude du sol des fondations de l'immeuble de l'EGA au stade Turin à Oran, HER, Etudes scientifiques, Rapport interne, 4 p.
- Clair.A (1959), Etude géologique du pont sur le prolongement de la nouvelle route du port vers le ravin blanc à Oran, étude des terrains de fondation, SCH, Etudes scientifiques, Rapport interne, 4 p.
- Clark M., Small J., 1982. Slopes and weathering. Cambridge University Press, 112 p. Colas G et Pilot G.1976. – Description et classification des glissements de terrain. – *Bull. Liaison Lab. P. et Ch.*, n° spécial, 21-30pp.
- Clauzon, G., and Rubino, J.L. (1988), Why proximal areas of Mediterranean Pliocene rias are filled by Gilbert type fan deltas ?, Intern. Workshop Fan Deltas, Cosenza, Abstracts, 13-14.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., and Watts, A.B. (1999), The origin and tectonic history of the Alboran basin : insights from Leg 161 results, in : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited by R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus, Vol. 161.
- Corominas, J. 1996. – The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. – *Canadian Geotechnical Journal*, n°33, 260-271pp.
- Corominas, J. 1998. – New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe, Final Report, EC-Programme NEWTECH ENV-CT96-0248, Brussels, 225p.
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., and Hermitte, D. (2002), Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria) : magmatic expression of a slab breakoff, *Lithos*, 62, 87-110.
- Couture R., Antoine P., Locat J., Hadjigeordiou J., Evans J.G. & Brugnot G. 1997. - Quatre cas d'avalanches rocheuses dans les alpes françaises. - *Canadian geotechnical journal*, n°34, 102-119 pp.
- CRAAG - Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et de Géophysique (1994). Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. CRAAG Report, Algiers.
- Crosta, G.B., 1998. Regionalization of rainfall thresholds : an aid to landslide hazard evaluation. , *Environmental Geology*, I.J.G., Vol n°35, n° 2-3, 131- 145pp
- Crosta,G.B.,1996. Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 19, 297-313.
- Crozier, M.J. 1986. – Landslides causes, consequences and environment. London, Sydney, 252p.
- Cruden, D.M. 2000. Some forms of mountains peaks in the Canadian Rockies controlled by their rock structure. *Quaternary International*, n°68/71, 59-65 pp.
- Cunningham, K.J., Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., and McKenna, L.W. (1997), Eustatic implications of the Late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco, *Sediment. Geol.*, 107(3- 4), 147-165.
- Datar, 1988, in Besson, 1996). Recherche régionale sur les risques naturels en montagne: les mouvements de terrain dans les Alpes du Nord, typologie des phénomènes, méthodologie de la prévention. – Rapport inédit, 160p.
- Daubrée, G. (1879). Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Dunod, Paris, France
- De Vita et Reichenbach, 1998, Rainfall-triggered landslides : a reference list. – *Environmental Geology*, I.J.G., Vol. 35, n°2-3, 219-233 pp.
- Delacou , B (2004). Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin, Approche sismotectonique et modélisation numérique, Ph.D. thesis, Université de Neuchâtel et de l'Université de Nice Sophia-Antipolis (cotutelle Suisse / France), 252 p.
- Delfaud, J. and Thomas G., 1972, Les grandes lignes de la stratigraphie du quaternaire oranais, *C.R. Acad. Sci. Paris*, D 274, 3341–3344.
- Demena. A , 1944, Note sur le projet d'évacuation des eaux d'infiltration en bordure de la nouvelle route du port d'Oran, SCH, Serv. Hydrogéol. Rapport interne, 3p.
- Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.

BIBLIOGRAPHIE

- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Perchersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the Tethys from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Desvarreux P., 1970. Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques. Univ. Grenoble, 180 p.
- Desvarreux, , 1988. La reconnaissance géologique des mouvements de terrain. Grenoble, ENPC.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. W. H. & Knott, S. D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In: *Alpine tectonics*, Geological Society of London Special Publication. Ed.: M. Coward, D. Dietrich and R. Park, Blackwell scientific publication, 265-283.
- Djellit H., 1999, Expertise géologique de la frange maritime d'Oran Est, CRAAG, 63 p.
- Domzig, A. (2006). Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous marine algérienne, Thèse, Univ. de Bretagne Occidentale : pp. 345
- Domzig, A., Yelles, K., Le, R. C., Deverchere, J., Bouillin, J. P., Bracene, R., Mercier, d. L. B., Le, R. P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., et Pauc, H., 2006, Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), in *Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb--Some recent developments on the Maghreb geodynamics*, edited, pp. 80-91, Elsevier, Paris, France.
- Dubourdiou G., 1968, Carte relative à la sécuroté anti-sismique en Algérie littorale, Pub, Ser. Géol, Algérie. Bull.n°39, p.71-72.
- Duggen, S, Hoernie, K, van den Bogaard, P., Rupke, L., and Phipps Morgan, J. (2003), Deep roots of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 422, 602-605.
- Dula W. F., (1991), Geometric models of listric normal faults and roll over folds, *AAPG Bull.* vol. 75, n°10, pp 1609-1625.
- Durville & Sève, 1996. - Stabilité des pentes, glissements en terrain meuble. - *Techniques de l'Ingénieur, traité construction C254*, 1 – 16 p.
- Durville, J.L. 2000. - Cours de mécanique des roches appliquée au génie civil du DEA de mécanique des sols et des ouvrages dans leur environnement, - Ecole Centrale de Paris, 87 p.
- Durville, J.L., 1992. Mécanisme et modèles de comportement des grands mouvements. *Bull. Inter. Ass. Engineering Geology*, n°45, pp. 25-42.
- Durville J.L, Lacube J., 1992. Développement d'un fichier informatique sur les mouvements de terrain. *Act. Coll. Géotechnique et informatique*, Paris, pp. 657-664.
- El Robrini, M. (1986), Evolution morpho-structurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation. Thèse de doctorat, 164 pp., Université Paris IV.
- El Robrini, M., Gennesseaux, M., and Mauffret, A. (1985), Consequences of the El Asnam earthquakes: turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean), *Geo Mar. Lett.*, 5, 171-176.
- Engelder, T. (1993). *Stress regimes in the lithosphere*. Princeton University Press, New Jersey, U.S.A.
- Eyal, Y., M.R., G., Engelder, T., and Becker, A. (2001). Joint development during fluctuation of the regional stress field in southern israel. *Journal of Structural Geology*, 23 :279–296.
- Fahlquist, D.A., and Hersey, J.B. (1969), Seismic refraction measurements in the Western Mediterranean sea, *Bull. Inst. Oceanogr. Monaco*, 67(1386), 52 pp.
- Feda, J., 1973. Stability of natural slopes. *Proc. Int. Conf. Smfe.*, 6, Moskva.
- Fenet, B., Aperçu stratigraphique et structural sur le Djebel Santa-Cruz (Ouest d'Oran, Algérie). *Bull. Collab. Serv. Carte géol. Algérie*, n°45, 1971.
- Fenet. B, 1975, Recherche de l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir d'un élément de l'orogénèse Nord Maghrébine. Les Monts de Tessala. Thèse Science, université de Nice.
- Flageolet J.C. 1989. – Les mouvements de terrain et leurs préventions. Paris, Masson, 320 p.
- Flageolet J.C., Maquaire O., Martin B. & Webber D. 1999. – Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). – *Geomorphology*, Elsevier, n°30, 65-78 pp.
- Forestier, G. and Verez, C. (1978). Etude de la fracturation du plateau D'Ornan (doubs). PhD thesis, Université de Franche-Comté.

BIBLIOGRAPHIE

- Fossen, H. and Hesthammer, J. (2000). Possible absence of small faults in the gullfalks field, northern north sea : implications for downscaling of faults in some porous sandstones. *Journal of Structural Geology*, 22 :851– 863.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J., and Guézou, J.-C. (1991), Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain : discussion sur les modèles géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 162(4), 611-626.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E. (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740-761.
- Frogneux, M., sismicité de la zone Ibero-Maghrébine pour la période 1972-1978, Thèse de 3^e cycle, Université de Grenoble, chap.I, pp. 3-23 et 121-125.
- Gaullier, V., Savoye, B., Domzig, A., Déverchère, J., and the MARADJA Team (2004), Depositional patterns off Algeria from echo-character mapping (MARADJA 2003 cruise) : possible links with the recent and historical earthquakes, EGU meeting, Nice, EGU04-A-06232.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., and Violanti, D. (1994), Age et durée de la crise de salinité messinienne, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, 1103-1109.
- Gelabert, B., Sabat, F., and Rodriguez-Perea, A. (2002), A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Terra Nova*, 14, 93-100.
- Geomatrix-Me2i-TTi, Étude de l'aléa et microzonage sismique de la région de Aïn Temouchent, décembre 2003, vols. 1 et 2.
- Gervreau . 1991. – Etude de l'évolution des versants naturels en mouvement : prévoir, alerter. - Thèse, Ecole Centrale Paris, 244 p.
- Gervreau E., Durville J.L. & Follacci J.P. 1992. – Qualité et optimisation des modèles de prévision des mouvements de terrain. - Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, n°177, 81-88 pp.
- Gervreau, E et Durville, J.L., 1993. Quelques exploitations statistiques d'un fichier informatique de mouvements de terrain. *Bull. Ass. Int. Geol. Ing.*, n°48, pp.33-43.
- Girardin N., Hatzfeld D., et Guiraud R., 1977, La sismicité du Nord de l'Algérie-compte-rendu sommaire de la société géologique de France , fasc.2, pp.95-100.
- Glangeaud, L., Aymé, A., Mattauer, M. & Muraour, P., 1952. Histoire géologique de la province d'Alger. XIX Congrès Géologique International, Monographies régionales, 1^{ère} série, Alger, n°25.
- Gourinard Y., 1952, le littoral oranais (mouvements verticaux et anomalies gravimétriques), pub.XIX^e Cong. Géol. Inter. Alger. Monographies régionales, Algérie (1) n° 22, 63 p.
- Gourinard, Y., 1954. isostasie et deformations quaternaires dans le Nord Ouest algerien. Publ XIX Congr.géol. intern, Alger 1952 (publié 1954), CR, fasc.IX, p.21-38, 3fig, 2pl.
- Gourinard Y., 1958, Recherches sur la géologie du littoral oranais Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Série., n°6, pp1-111.
- Groupe de recherche néotectonique de l'arc de Gibraltar, Histoire tectonique récente (Tortonien au Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran, *Bull. Soc. géol.France* XIX (3) (1977) 575–614.
- Guardia P. (1975) - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale : relations structurales et paléo-géographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant pays atlasique. Thèse 3^e cycle, Institut Polytechnique Méditerranéen de Nice.
- Gueguen, E., Doglioni, C. & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1-3), 259-269.
- Guiraud, R. (1977), Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises., *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19(3), 645-650.
- Gunzberger, Y, Merrien-Soukatchoff V& Guglielmi, 2005. – Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability : case study of the rochers de Valabres slope (France). – *International Journal of rock mechanics and Mining Sciences*, Vol 42, Issue 3, 331-349 pp.
- Hamdache. H, Peláez. J. A. and Casado C. L., 2004, Contribution of the Algiers earthquake (MW 6.8) of May 21, 2003 to the probabilistic seismic hazard values in northern Algeria, 69-79.
- Hampton, M. A., Lee, H.J., Locat, J. (1996). "Submarine landslides." *Reviews of Geophysics* 34: 33-59
- Harbi, A., Maouche, S. and Ayadi, A., 1999, Neotectonics and associated seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria, *J. Seismol.* 3, 95–104.
- Harbi, S. Maouche, H. Benhallou, Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria. Part II: 20th century and seismotectonic analysis, *J. Seismol.* 7 (2003) 221–234.

BIBLIOGRAPHIE

- Hatzfeld, D. Frogneux M., et Girardin N., 1977. Etude de sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar et l'Algérie du Nord, Bull. Soc. 7, t.XIX, n°4, pp 741-747.
- Hinz, K. (1972), Crustal structure of the Balearic sea, Tectonophysics, 20, 295-302.
- Illies, J. H. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the alpine system. Geolog. Rundschau, 64 : 677-699, 1975.
- Irwin, G. (1960). Fracture mode transition for a crack traversing a plate. Journal of Basic Engineering, 82 :417-425.
- Jahn, A., 1964. Slopes morphological features resulting from gravitation. Z. Geomorph., 5, 59-72.
- Jimenez-Munt, I., and Negrodo, A. M. (2003), Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary : from the Mid-Atlantic ridge to Algeria, Earth Planet. Sci. Lett., 205, 257-271.
- Jolivet, L. & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa- Eurasia collision. Tectonics, 19, 1095-1106.
- Jolivet, L. (1995). La déformation des continents. Exemples régionaux. Ed. Hermann, Paris, 224 p.
- Jorand, C, 2007, Modélisation expérimentale de la fracturation d'un milieu sédimentaire Thèse de doctorat en Sciences, Univ. de Nice-Sophia Antipolis-UFR sciences, 188p.
- Karnik, V., 1969, Seismicity of the European Area, D. Reidel Publishing Company Dordrecht - Holland, Part 1, pp. 364.
- Karnik, V., 1971, Seismicity of the European Area, Catalog of earthquakes 1801-19000, D. Reidel Publishing Company Dordrecht - Holland, Part 2..
- Kheidri L.K. and Ziou S. [2003] Structural style of the Algerian offshore and its influence on play types (Algeria). NorthAfrica/Mediterranean Petroleum and Geosciences Conference and Exhibition, Tunis, 6-9 Octobre 2003.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., and Wilson, D.S. (1999), Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, Nature, 400, 652-655.
- Laberg, J. S., Vorren, T.O. (2000). "The Traenadjupet Slide, offshore Norway - morphology, evacuation and triggering mechanisms." Marine Geology 171: 95-114.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Ivanov, M., Dennielou, B., Droz, L., Akhmetzhanov, A., TTR-14 Leg 3 Shipboard Scientific Party (2006). "Eivissa slides, western Mediterranean Sea: morphology and processes." Geo-Marine Letters 26: 225-233.
- Lawn, B. (1993). Fracture of Brittle Solids, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- Le Roy, C. (2004). Analyse morphologique de la marge algérienne (Alger-Oran), dans son cadre géologique. Exploitations des données bathymétriques et sismiques de la campagne MARADJA. Master 2ème année, Université Grenoble: pp. 104.
- Leclaire, L. (1970), Plateau continental nord-africain : nature de la couverture sédimentaire actuelle et récente, thèse d'État, Paris, 391 p.
- Leclaire, L. (1972), La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algéro-baléaire (Précontinent algérien), Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, Nouv. Ser., C, 24, 391 p.
- LEONE F., 1996. Concept de vulnérabilité appliqué à l'évaluation de risques générés par les phénomènes de mouvements de terrain. Thèse Univ. Grenoble I.
- Lonergan, L., and White, N. (1997), Origin of the Betic-Rif mountain belt, Tectonics, 16, 504-522.
- LTPO (Laboratoire des travaux publics de l'Ouest), 1995, Projet : Aménagement de la frange maritime Oran-Est, rapport d'étude et ses annexes, première tranche, dossier :GO/95/13.
- Mahr, T., Nemcok, A., 1977. Deep-seated deformations in the crystalline cores of the Tatry Mts. Iaeg. Bull. 16, 104-106.
- Marthaler, M. (2001). Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète., L.E.P. Loisir et Pédagogie S.A., Lausanne, 96 p.
- Martinsen, O. J. (1989). "Styles of soft-sediment deformation of the Namurian (Carboniferous) delta slope, western Irish Namurian Basin, Ireland." in: Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels; M.K.G. Watheley, K.T. Pickering; Spec. Publ. geol. Soc. Lond.: 167-177.
- Mauffret, A., El-Robrini, M., and Gennesaux, M. (1987), Indice de la compression récente en mer Méditerranée: un bassin losangique sur la marge nord-algérienne, Bull. Soc. Géol. France, 3(6), 1195-1206.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., and Maillard, A. (2004), E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), Terra Nova, 16, 257-264.

BIBLIOGRAPHIE

- Mauffret, A., Maldonado, A., and Campillo, A.C. (1992), Tectonic framework of the Eastern Alboran and Western Algerian basins, Western Mediterranean, *Geo Mar. Lett.*, 12, 104-110.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Oubadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotton, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., and McCalpin, J.P., Irvine, J.R., 1995. Sackungen at the Aspen Highlands ski area, Pitkin County, Colorado. *Environmental and engineering geoscience* 1, 277-290.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A. (2003), GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155, 126-138.
- McGarr, A. (1982). Analysis of stress between provinces of constant stress. *J. Geophys. Res.*, 87 :9279–9288.
- MediMap Group (2005), Morpho-bathymetry of the Mediterranean Sea. CIESM / Ifremer special publication, Atlases and Maps, 2 cartes au 1/2000000.
- Meghraoui, Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique, thèse d'État, université Paris-11, 1988, 356 p.
- Meghraoui, M., A. Cisternas, and H. Philip (1986), Seismotectonics of the lower Chelif basin: Structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake, *Tectonics*, 5(6), 809– 836.
- Meghraoui, M., Morel, J.-L., Andrieux, J., and Dahmani, M. (1996), Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent–continent, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167(1), 141–157.
- Menvielle M. et Le Mouel JL., 1985, existence d'une anomalie de conductivité dans le haut atlas marocain et concertation des courants telluriques à l'échelle régionale. *Bull. Soc.Géo.fr.* 1985, (8), t.1, n°4, p.553-558
- Millies-Lacroix A. 1981. - Classification des talus et des versants instables. Risques géologiques, mouvements de terrain. – *Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées*, 55-62 pp.
- Mokrane, A., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Menia, N., Ayadi, A. and Bezzeghoud, M., 1994. Les séismes en Algérie de 1365–1992, CRRAG, Alger, Bezzeghoud, M. and Benhallou, H. (eds), pp. 227.
- Molnar, P., and P. Tapponnier, Active tectonics of Tibet, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 83, 5361-5375, 1978.
- Monié, P., Caby, R., and Maluski, H. (1984), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations within the Grande-Kabylie Massif (northern Algeria): evidences for its Alpine structuration, *Eclog. Geol. Helv.*, 77, 115-141.
- Monié, P., Maluski, H., Saadallah, A., and Caby, R. (1988), New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Hercynian and Alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria), *Tectonophysics*, 152, 53-69.
- Monié, P., Montigny, R., and Maluski, H. (1992), Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie): données radiométriques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 163, 571-584.
- Montesus De Ballore, M, F., 1906. Les tremblements de terre, *Geographie seismologique*, Publ.Armand Colin, Paris.
- Moreira, V.S., 1985. Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics*, 117: 85-96.
- Morel, J.-L., and Meghraoui, M. (1996), Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, 24(8), 755-758.
- Morelli, C., Pisani, M., and Gantar, C. (1975), Geophysical anomalies and tectonics in the Western Mediterranean, *Bol. Geof. Ecr. Appl.*, 18(67), 211-249.
- Morgat, C.P. et Shah H.C., 1978, Seismic Hasard analysis of Algeria, the John A. Blume Earthquakes Engineering Center , pour le CTC, Alger.
- Mougin J.P., 1973. Les mouvements de terrain. Recherches sur les apports mutuels des études géologique et mécanique à l'estimation de la stabilité des pentes. Univ. Grenoble, 292p.
- Mudry, J., Lastennet, R., Puig, J. and Blavoux, B., 1994. Use of natural tracing to understand how an aquifer works. Basic and applied hydrogeological research in French karstic areas. COST 65, Brussels, Belgium, pp. 27–53.
- Mueller, S. et H. G. Kahle. Crust-mantle evolution, structure and dynamics of the Mediterranean-alpine region. *Contributions of Space Geodesy to Geodynamic: crustal Dynamics*, 23 : 249–298, 1993.
- Mulder T., Syviski J.P.M., Migeon S., Faugères J.-C., M Savoye B. (2003). Marine hyperpycnal flows : initiation, Marine behaviour and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*. 20: 861-882.

BIBLIOGRAPHIE

- Mulder, T., Cochonat, P (1996). "Classification of offshore mass movements." *Journal of Sedimentary Research* 66(1): 43-57.
- Nadji AM., Adjoudj. M., Boulakouan. N., Benali. A. (1996). Etude géotechnique de la Frange maritime d'Oran Est, assistée par l'application des méthodes géophysiques de subsurface. Colloque National des Sciences de la Terre (INH-Boumerdes).
NEIC-National Earthquake Information Center
- Nemčok, A., 1972. Gravitational slope deformation in high mountains. *Proceedings of the 24th Int. Congress*, 1, Montreal, 132-141.
- Nilsen, T. (1973). The relation of joints patterns to the formation of fjords in western norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 53 :183-194
- Nocquet, J. M. & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys.*, 161(3), 661-681.
- Nocquet, J.-M. (2002). Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale. Ph.D. thesis, Université de Nice, 307 p.
- Nur, A. (1982). The origin of tensile fracture lineaments. *Journal of structural geology*, 4 :31-40.
- Ouanaïmi, H. (2003). Contribution à l'étude géologique du sud marocain, Stratigraphie séquentielle des bassins détritiques paléozoïque. Distributions des réseaux de diaclases à grande échelle dans les orogènes hercyniens et atlasiques. PhD thesis, Université Cadi Ayyad, Maroc. Thèse d'état.
- Ouyed, M. Yielding, G. Hatzfeld, G.C.P. King, An after-schock study of the El Asnam (Algeria) earthquake of 1980 October 10, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 73 (1983) 605-639.
- Panza, G. F. The deep structure of the Mediterranean-alpine region and large shallow earthquakes. *Mem. Soc. Geol. It.*, 29 : 5-13, 1984.
- Panza, G. F., S. Mueller et G. Calcagnile. The gross feature of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves. *Pure ad Appl. GeoPhys.*, 118 : 1209-1213, 1980.
- Paquin, C. and Froidevaux, C. (1980). Tectonic stresses in france. *Rock Mechanics*, suppl.9 :17-18.
- Parker, F. (1958). "Eastern Mediterranean Foraminifera." *Rept. Swed. Deep Sea Exped.* 8(4): 219-283.
- Peláez, J. A., Hamdache, M. and López Casado, C., 2003a. Seismic hazard in Northern Algeria using spatially-smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration. *Tectonophysics* 372, 105-119.
- Peláez, J. A., Hamdache, M. and López Casado, C., 2003b. An updating of the probabilistic seismic hazard values in northern Algeria including the 21 May 2003 M 6.8 Algiers earthquake. *Bull. Seism. Soc. Amer.* (submitted).
- Perrey, A., 1847, Note sur les tremblements de terre en Algérie et dans l'Afrique Septentrionale. *Mémoire de l'Acad. des Sci. Arts et Belles-Lettres de Dijon*, année 1845-1846, 299-323.
- Perrodon, A. (1957), Etude géologique des basins néogènes sublittoraux de l'Algérie Occidentale, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, 12, 328 pp.
- Petit, J., Massonat, G., Pueo, F., and Rawnsley, K. (1994). Rapport de forme des fractures de mode I dans les roches stratifiées : une étude de cas dans le bassin permien de lodève (france). *Bulletins centre de recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 18(1) :211-229.
- Philip, H. et Thomas, G., 1977, Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie). *Revue de Géogr. Phys. et Géol. Dynam.* XIX(4), 315-324.
- Philip, H. Plio-quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geofis.*, 3 : 301-320, 1987.
- Philip, H., 1983, structural-analysis and interpretation of the surface deformations of the El-Asnam earthquake of october 10, 1980, *Tectonics* 2: 17.
- Plafker, G. (1964). Oriented lakes and lineaments of northeastern bolivia. *Geological Society of American Bulletin*, 75 :503-522.
- Poirier J. P., Taher M. A., Historical seismicity in the near and Middle East, North Africa and Spain from Arabic documents (VII – XVIIIth Century), *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 2185-2201,
- Pollard, D. and Aydin, A. (1988). progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100 :1181-1204.
- Pollet N. 2004. – Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses : Apports des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt. Application aux cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche). – Thèse ENPC, 252p.

BIBLIOGRAPHIE

- Popov, I. V. 1945. – A scheme for the natural classification of landslides. *Doklady Acad. Sci., USSR*, Vol 54, 157-159pp.
- Prior, D. B., Coleman, J.M., Bornhold, B.D. (1982). "Results of a known seafloor instability event." *Geo-Marine Letters* 2: 117-122.
- Radbruch-Hall, D., 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes. In: Voight, B. (ed.), "Rockslides and avalanches natural phenomena" *Developments in Geotechnical*.
- Réhault, J.-P., Boillot, G., and Mauffret, A. (1984), The western Mediterranean basin geological evolution, *Mar. Geol.*, 55, 447-477.
- Réhault, J.-P. (2000), Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331, 159-173.
- Remaoun, K, 1981, Le littoral oranais, d'Oran aux Andalouses. *Recherches géomorphologiques. Thèse doct. 3e cycle : géo., Université de Lille*, 303 p.
- Reynolds S. H. 1932. – Landslips. – *Proc. Bris. Nat. Soc.*, n°7 352-357pp.
- Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Muñoz, J.A., and Zeyen, H. (2004) TRANSMED Transect II, in *The TRANSMED Atlas – The Mediterranean region from crust to mantle*, edited by W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P.A. Ziegler, Springer, Berlin Heidelberg.
- Roger, S., Münch, P., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, G., and Ben Moussa, A. (2000), ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrons around Alboran Sea, *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 101-113.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C. (2002), Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, in *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*, edited by G. Rosenbaum, and G.S. Lister, 8, pp. 107-126, *Journal of the Virtual Explorer*.
- Roussel, J, L'activité sismique en Algérie de 1951 à 1970 inclus, *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord* 64 (3–4) (1973) 185–210.
- Roussel, J, Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie, *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord* 3–4 (1973) 211–228.
- Ryan, W.B.F., and Hsü, K.J. (1973), Initial reports of the deep sea drilling project, 13, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 1447 pp.
- Saadallah, A., and Caby, R. (1996), Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria), *Tectonophysics*, 267, 257-273.
- Sella, G. F., T. H. Dixon et A. Mao. *Revel : A model for recent plate velocities from space geodesy. J. Geophys. Res.*, In Press, 2002.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., and Gasperini, P., Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*, 2006.
- Shelton J.W., (1984), Listric normal faults: an illustrated summary, *AAPG Bulletin* n° 68, n° 7, pp 801-815.
- SOCOTEC EXPORT, 1986, Reconnaissance et études de risque sismique, site de la Calère, Sidi El Houari, Phase1, Géologie et risque sismique, Rapport de Synthèse, 169 p.
- SOGREAH Ingénieurs Conseils, 1984, Etudes d'assainissement du groupement d'Oran, Mission B : Drainage de la zone Sud du PUD, Vol III, Texte provisoire, 44 p.
- Sourisseau, B, Etude d'implantation d'un forage pour la huilerie stella (Zone industrielle d'Es Senia, Oran, DEMRH, Rapport interne, 1974.
- Spakman, W. Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, 2 : 542–553, 1990.
- Spakman, W., and Wortel, R. (2004), TRANSMED Transect II. A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics, in *The TRANSMED Atlas – The Mediterranean region from crust to mantle*, edited by W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P.A. Ziegler, Springer, Berlin Heidelberg.
- Spakman, W., Van der Lee, S., and Van der Hilst, R. (1993), Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km, *Phys. Earth Planet. Int.*, 79, 3-74.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., and Mattei, M. (2002), Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: New paleomagnetic and Ar/Ar evidence, *Tectonophysics*, 347, 231–251.

BIBLIOGRAPHIE

- Stampfli, G. M. & Borel, G. (2004). The TRANSMED Transects in Space and Time: constraints on the Paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle. Ed.: R. F. Cavazza W., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P.A. Berlin Heidelberg, Springer, 53-80.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. de L., and Morales, J. (2006), Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Suhadolc, P., G. F. Panza et S. Mueller. Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe. *Tectonophysics*, 176 : 123–135, 1990.
- Tahiri. A., 2003, Approche structurale de la néotectonique du littoral oranais (la région d'Oran), mémoire d'Ing. D'état, Université d'Oran, 83 p.
- Tapponnier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : Poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 437-460.
- Tapponnier, P. and Brace, W. (1976). Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. *Int J. Rock Mech. Mech. Sci. and Geomech. Abstr.*, 13 :103–112.
- Tarling, D. H. The crust of the earth. *The Cambridge Encyclopedia of Earth Sciences*, pages 164–188, 1982
- Terzaghi, K., Peck, R.B. (1967). "Soil mechanics in engineering practice." 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Thomas, G. (1974), La phase de compression Pléistocène en Algérie nord occidentale : premiers éléments cinématiques, relations avec les mouvements en distensions. *C. R. Acad. Sc. Paris, (D)*, 279,311-314.
- Thomas, G. (1976), Mise en évidence de décrochements dextres Est-Ouest d'âge quaternaire en Algérie nord-occidentale, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283(8), 893-896.
- Thomas, G. (1977), L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. Les résultats de l'analyse structurale en Algérie nord-occidentale, *bull. soc. Géol. France* (7),19, 3, 599-600.
- Thomas. G. (1985), Géodynamique d'un bassin intramontagneux : le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mio-Plioquaternaire, thèse, université de Pau, France.
- Todd, R. (1958). "Foraminifera from Western Mediterranean deep sea cores." *Rept. Swed. Deep Sea Exped.* 8(3): 169-211.
- Torres, J. (1995). "Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin: Le Quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale)". Thèse Univ. de Bretagne Occidentale : pp. 353.
- Toutain, J.P., Munoz, M., Poitrasson, F. et Lienard, A.C., 1997. Springwater chloride ion anomaly prior to a $M_L = 5.2$ Pyrenean earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 149: 113-136.
- Trümpy, R. Die plattentektonik und die entstehung der alpen. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 129-5 : 1–47, 1985 (traduction automatique).
- Varnes, D.J., 1978. Slopes movements types and processes, In: *Landslides: analysis and control*, Chap.2, Schuster & Krizek ed., Transportation Research Board, National Academy of Science, special Report 176, pp 11-33.
- Vendeville B., (1991), Mechanisms generating normal fault curvature: a review illustrated by physical models, *The Geometry of Normal Faults*, Geological society Special Publication n° 56, pp 241-249.
- Vergés, J., and Sabàt, F. (1999), Constraints on the Western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa, in: *The Mediterranean basin: Tertiary extensions within the Alpine orogen*, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, and M. Séranne, 156, pp. 63-80 *Geol. Soc. Spec. Publ.*
- Vidal, J.C., 1977, Structure actuelle et évolution depuis le Miocène de la chaîne rifaine (Partie sud de l'arc de Gibraltar) *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1977, (7), t.XIX, n°4, p.798-796.
- WCC (Woodward Clyde Consultants): 1984, Seismic micro-zonation of Ech-Cheliff region, Algeria. Report prepared for C.T.C., Algiers, 1, CTC, Algeria, 145 p.
- Wibberley, C., Petit, J., and Rives, T. (2006). The mechanics of fault distribution and localization in high porosity sands, Provence, France. In *Couples, G., Lewis, H., and Meredith, P., editors, The localization of fracture damage in rocks*. Geological Society of London, Special Publication
- Wildi, W. (1983), La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 24, 201-297.

BIBLIOGRAPHIE

- Wortel, R. et W. Spakman. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-carpathian region. *Science*, 290 : 1910–1917, 2001.
- Yelles, K., Lammali, K. and Mahsas, A. (2004). "Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements." *Geophysical Research Letters* 31(L13610, doi:10.1029/2004GL019884).
- Yelles-Chaouche, A.K., Aït Ouali, R., Bracène, R., Derder, M.E.M., and Djellit, H. (2001), Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au début du Mésozoïque, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 285-293.
- Yielding, G., Ouyed, M., King, G.C.P., and Hatzfeld, D. (1989), Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains – evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake, *Geophys. J.*, 99(3), 761-788.
- Zeck, H.P. (1996), Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics, *Tectonophysics*, 254, 1–16.