

# **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.

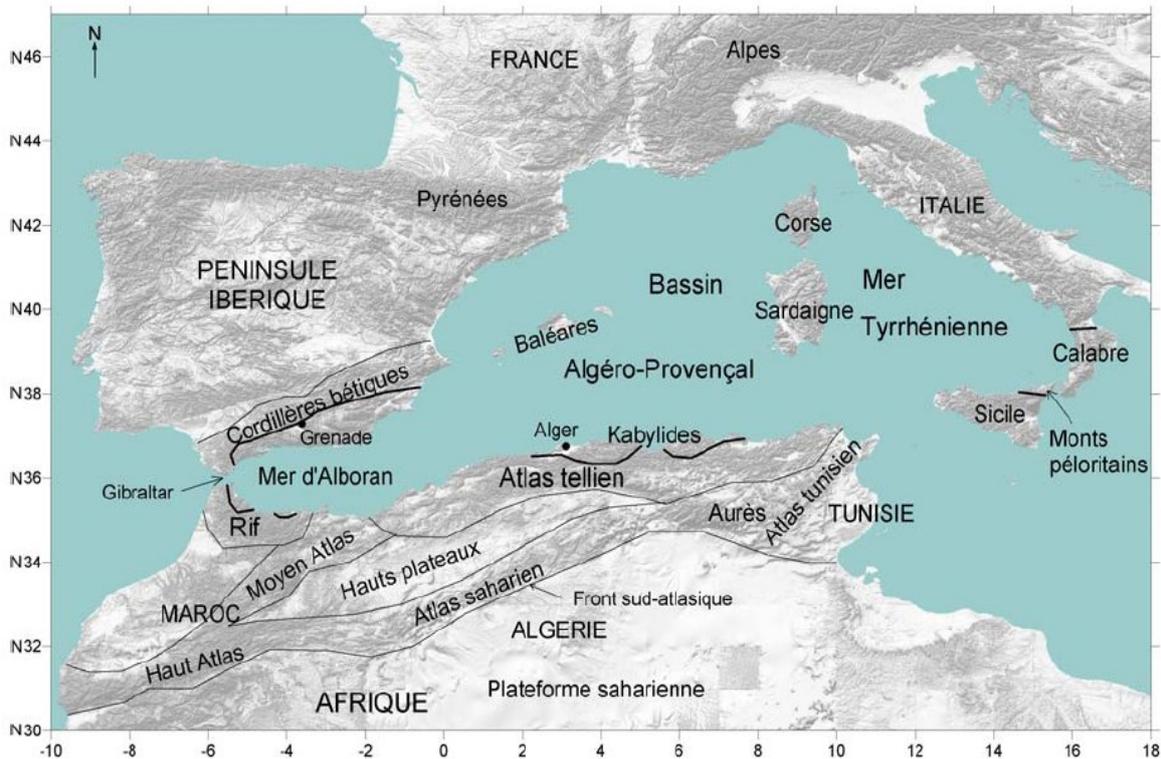


Fig.167: Carte morphologique de l'Algérie.

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.

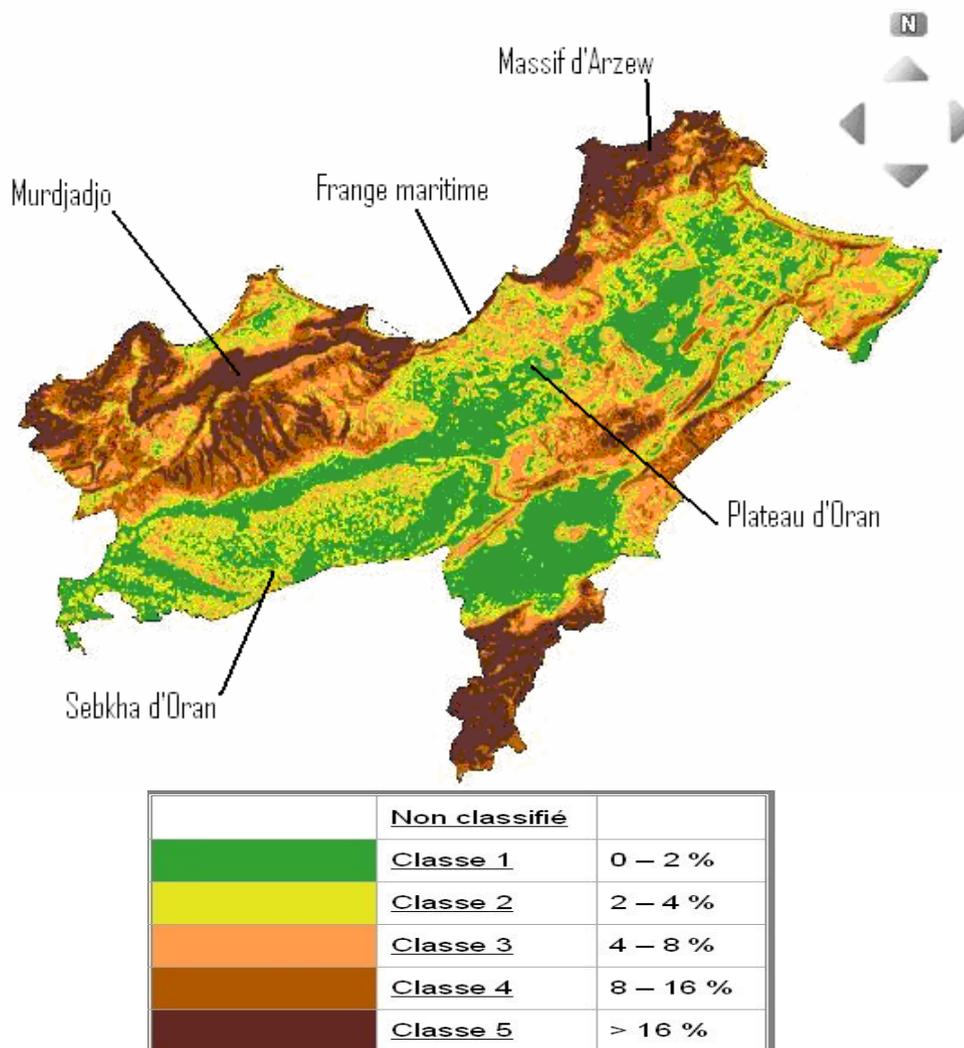


Fig.168: Carte des indices de pente de la Wilaya d'Oran

### 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.

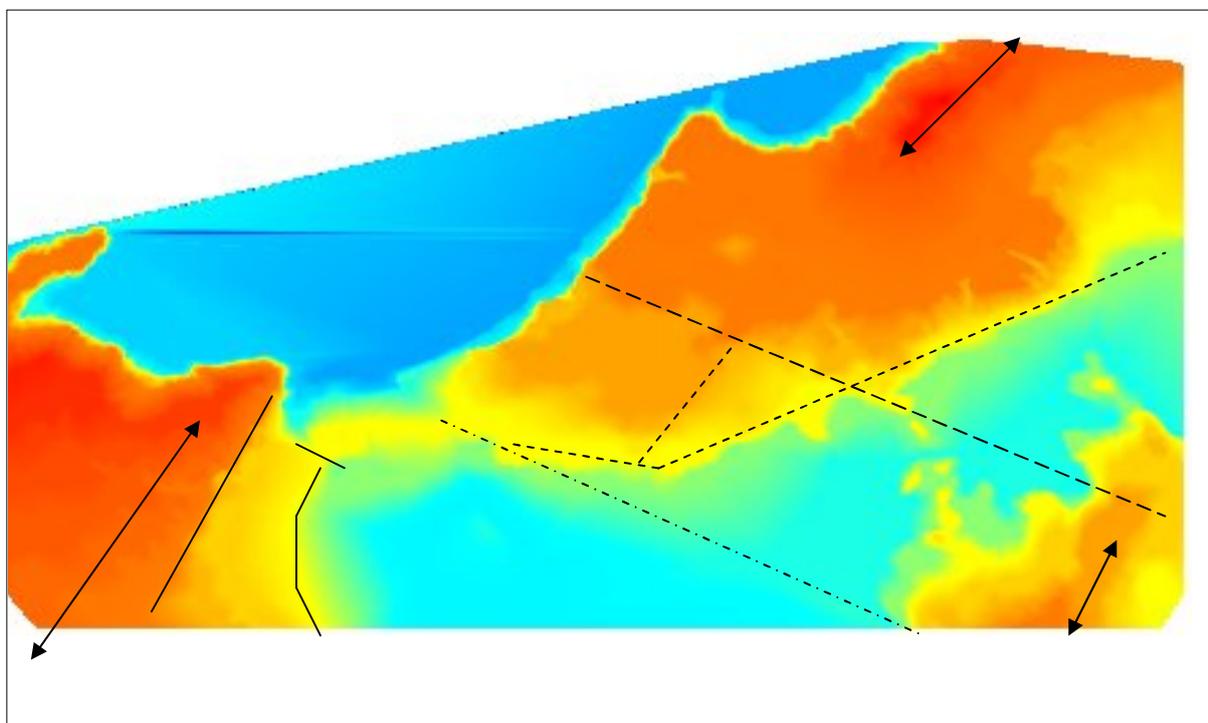


Fig.169: MNT tiré de la carte topographique d'Oran à l'échelle 1/50.000  
(Le rouge représente les altitudes les plus élevées, le bleu les zones les plus basses)  
/ Failles, / Linéaments probables, ↑ Anticlinal

## 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)

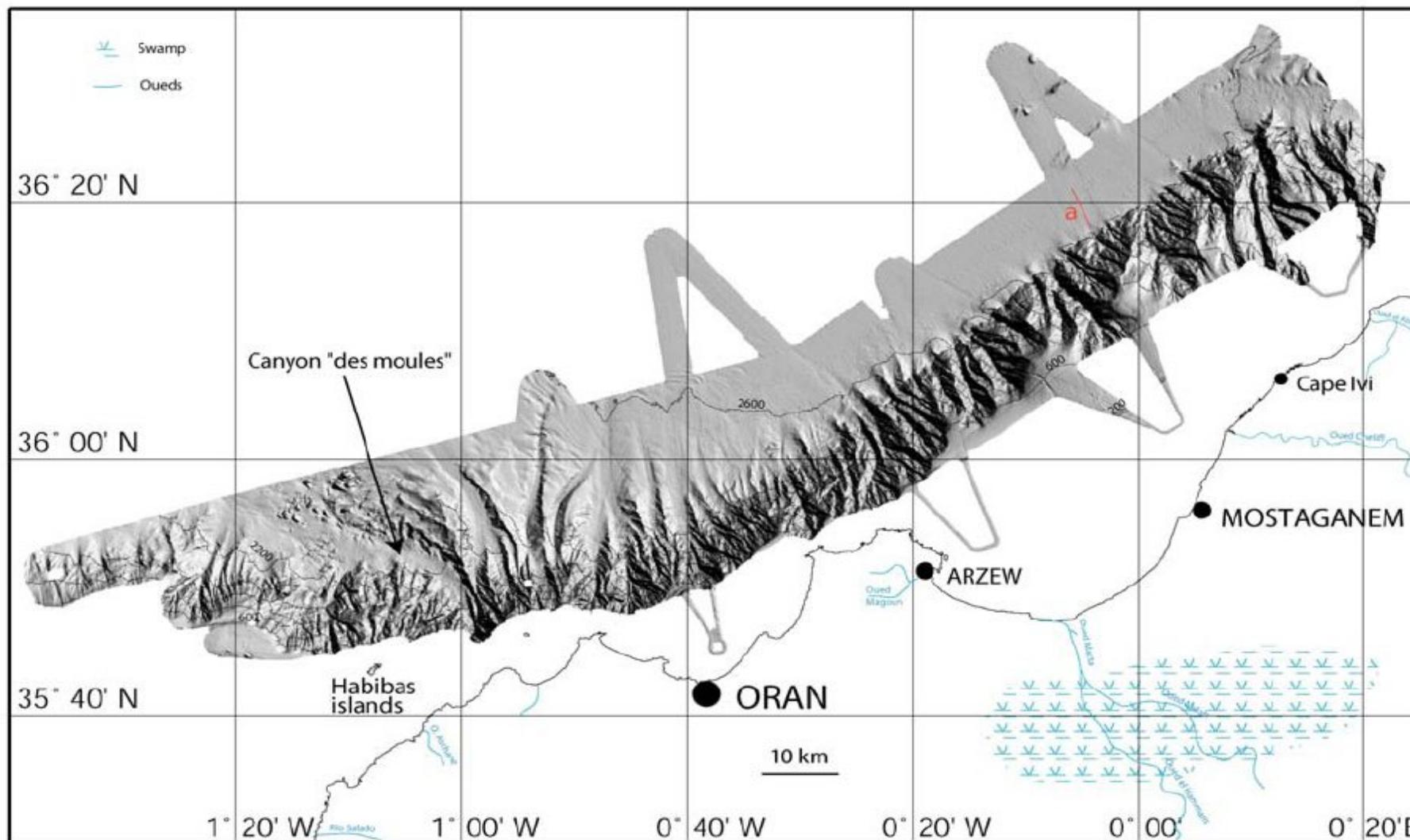


Fig. 170 Bathymétrie ombrée (résolution du DEM : 50 m ) avec courbes (toute les 400 m)de la zone dOran (Domzig, 2006).

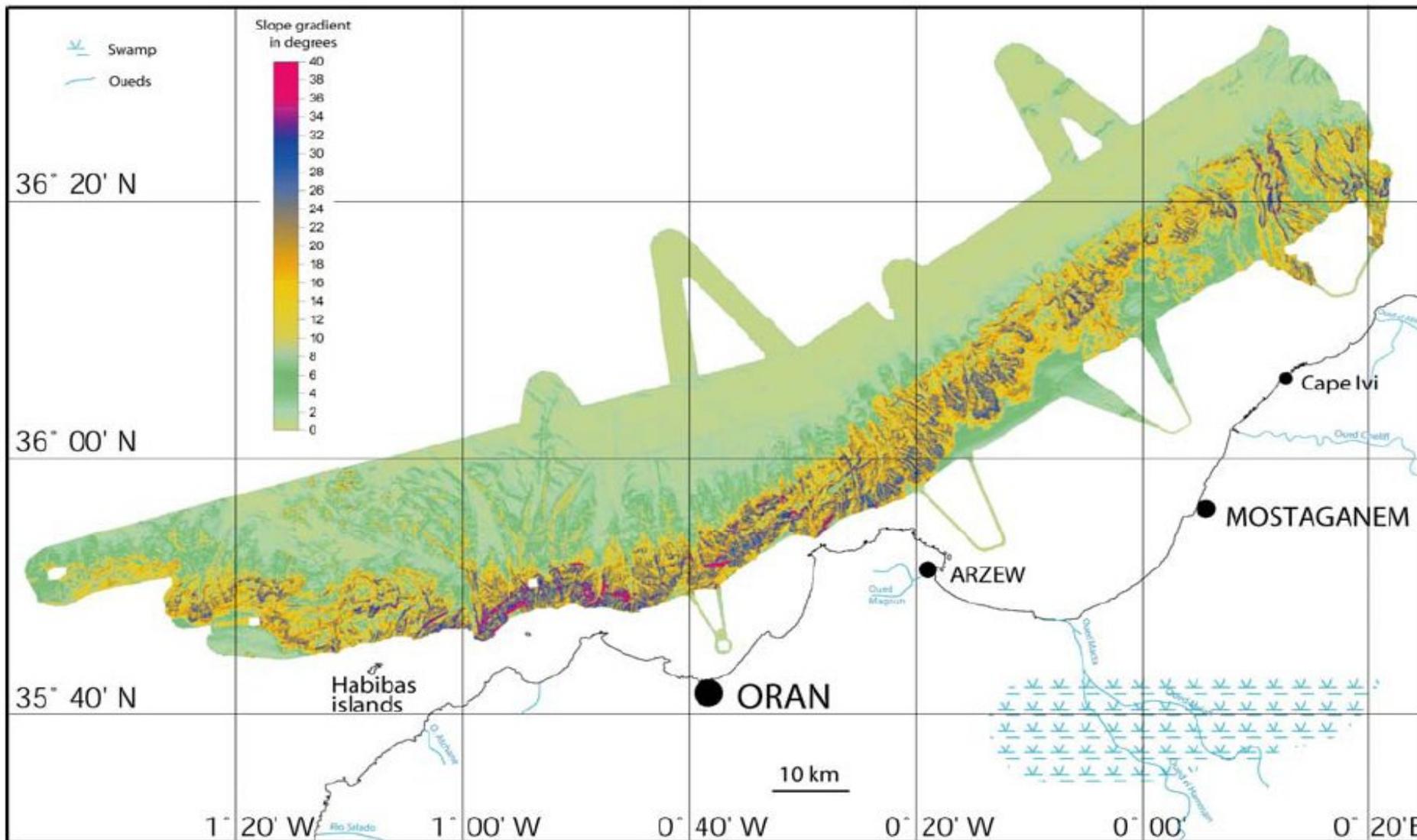


Fig. 171: La carte des gradients de pente pour la zone d'Oran. Les valeurs sont en degré (Domzig, 2006).

### 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).

	Écroulement	Glissement	Coulée
<b>Entaille artificielle ou manuelle</b>			
<b>Suppression brusque de support naturel</b>			
<b>Suppression brusque de support artificiel (carrières, mines...)</b>			
<b>Pression d'eau sur les parois des joints et des crevasses</b>			
<b>Gel intense et prolongé</b>			
<b>Vibration (séisme)</b>			
<b>Pluie d'orage (saturation)</b>			
<b>Pluies d'hiver exceptionnelles</b>			
<b>Crue de torrent</b>			
<b>Crue rapide de rivière</b>			
<b>Infiltration accidentelle ou provoquée</b>			
<b>Surcharge naturelle ou artificielle</b>			
<b>Vidange rapide d'un lac de retenue</b>			

### 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).

<b>Modification de la géométrie</b>
- Erosion externe, écoulement superficiel, déblai, remblai, surcharge variables et activité humaine
<b>Modifications des conditions aux limites mécaniques</b>
- 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.
<b>Modification des forces de volume</b>
- 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
<b>Modification des conditions rhéologiques</b>
- 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 sismiques.

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.

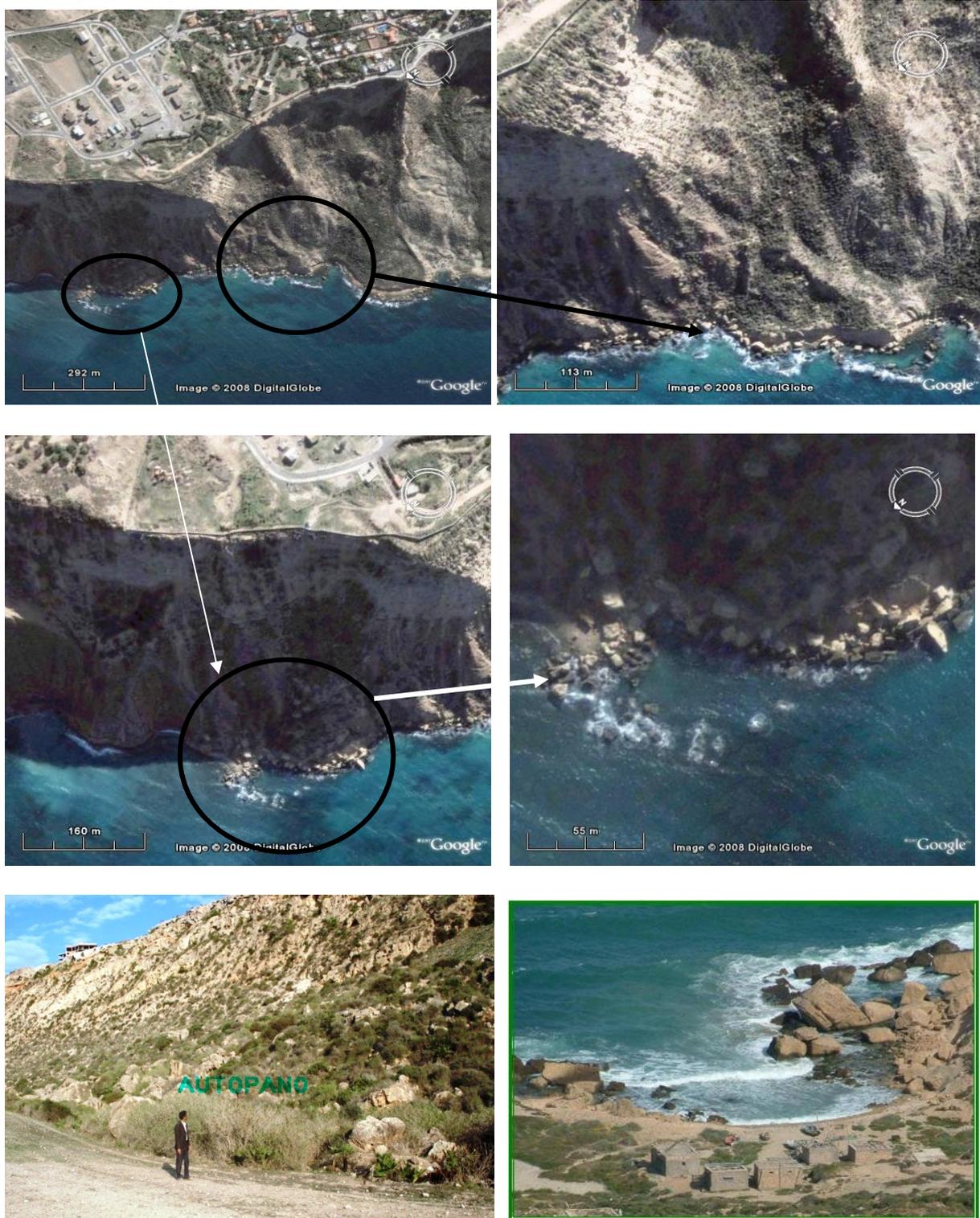


Fig. 172: Chutes de blocs

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).

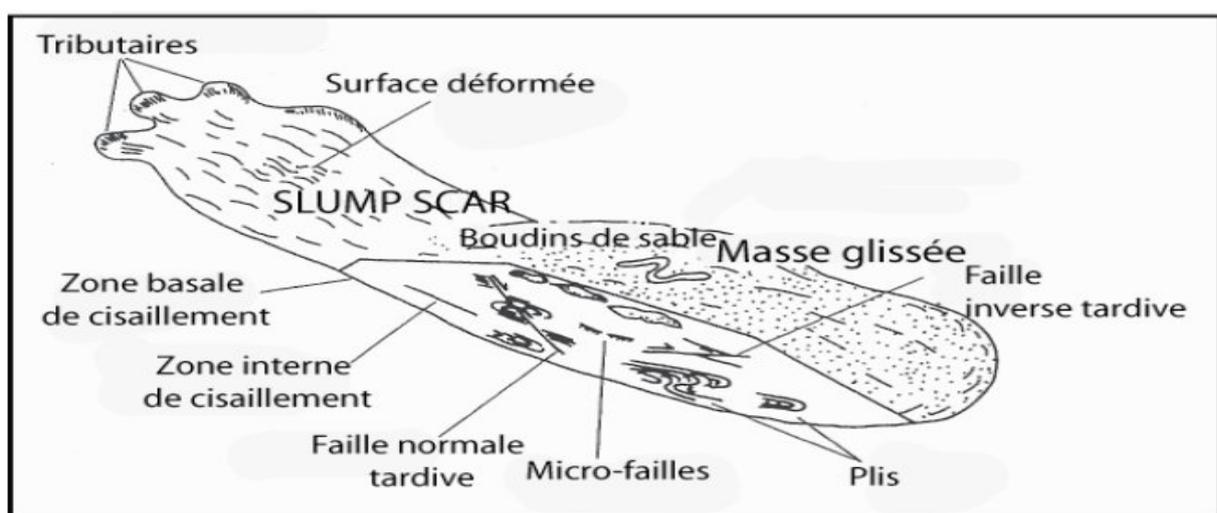


Fig.175: Modèle idéalisé d'un slump montrant la variété et la distribution de différentes structures de déformation interne (Martinsen, 1989).

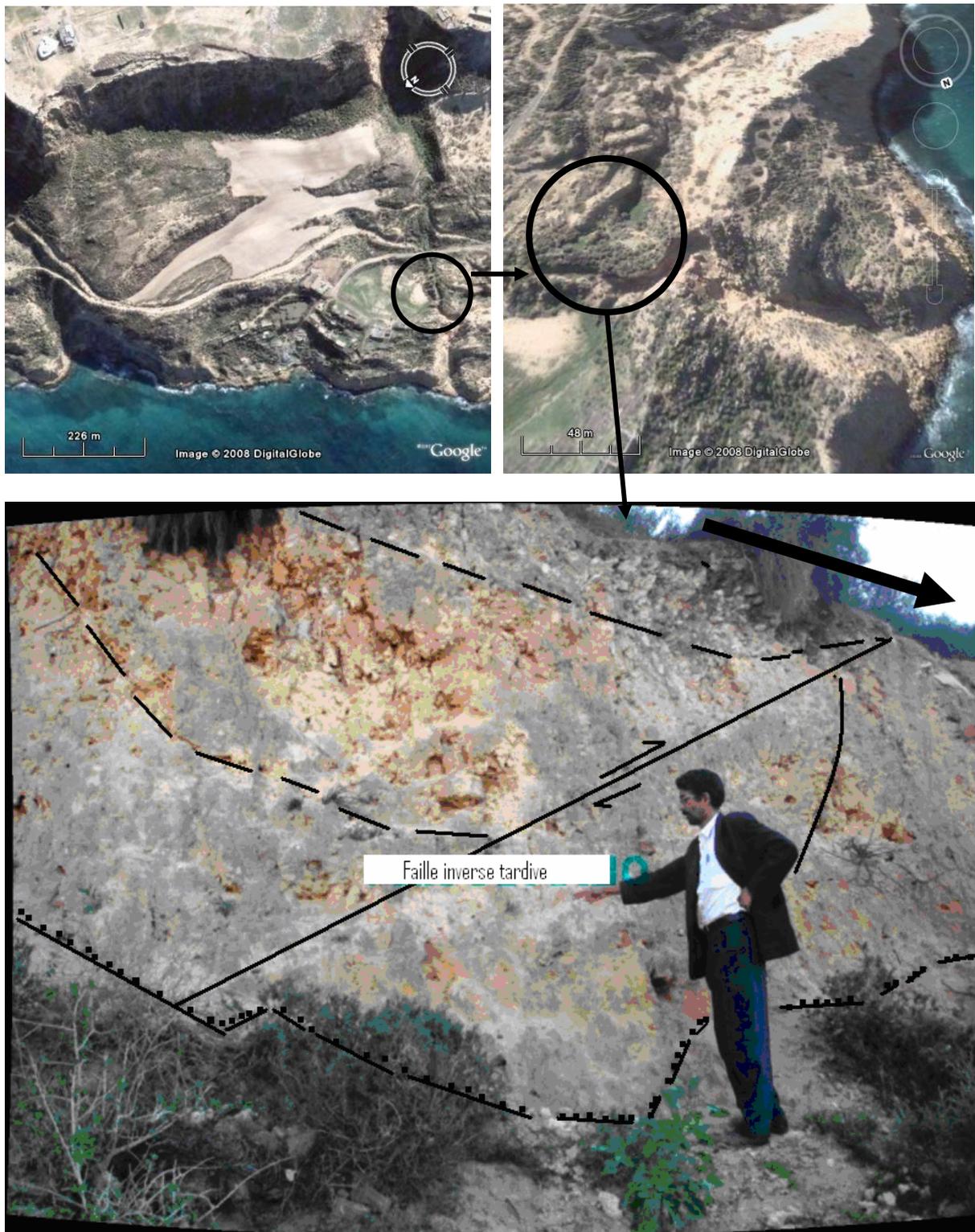


Fig.176: Structure de déformation interne (faille inverse tardive). Flèche noire épaisse : sens du mouvement de terrain

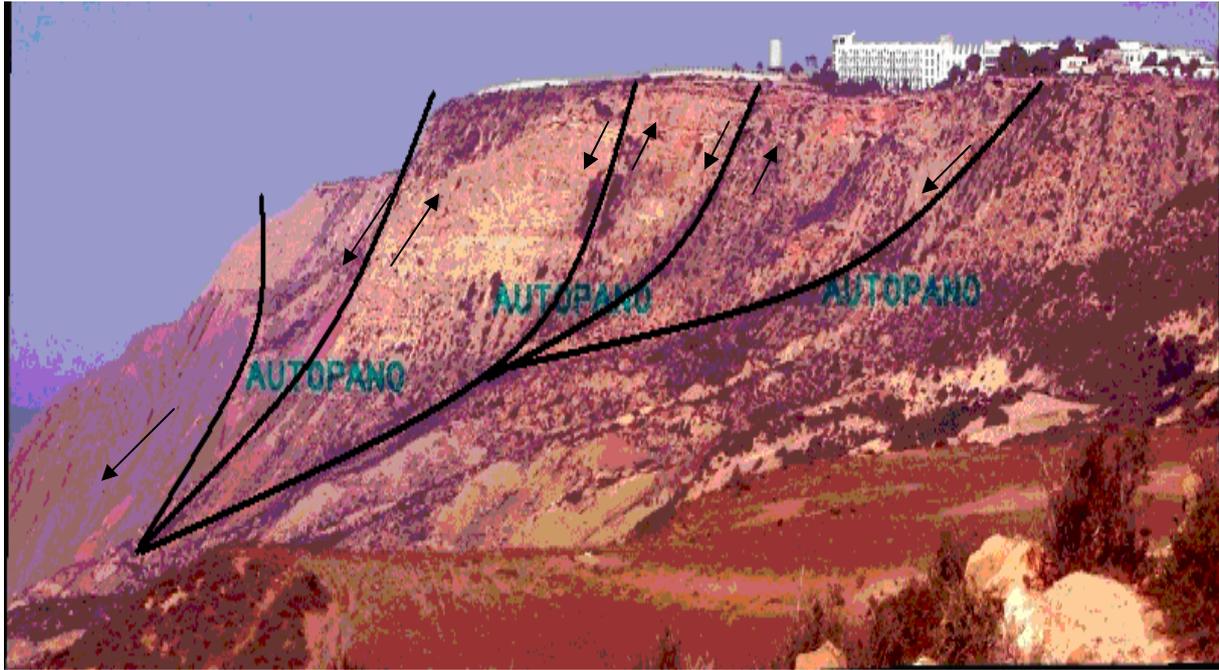


Fig.177: Glissements rotationels (failles listriques) au contrebas de la mutuelle de Canastel



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)

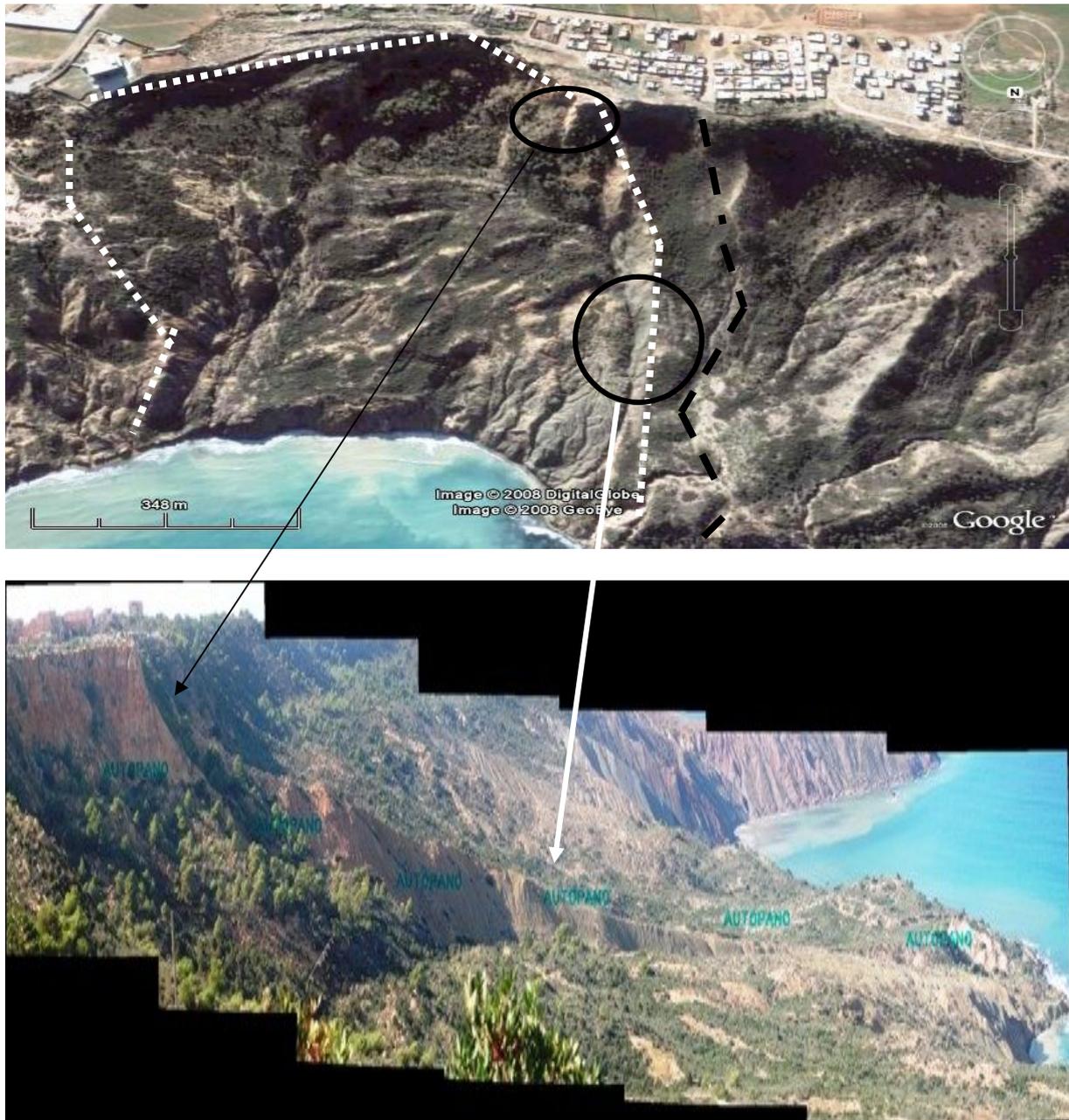


Fig . 182: Glissement rotationnel près d'Ain Franin avec nid d'arrachement  
 (Son déclenchement pourrait être lié au décrochement Arbal-Ain Franin)  
 Trait en pointillé (blanc) : limites du glissement, Trait noir discontinu: ride d'extension

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.

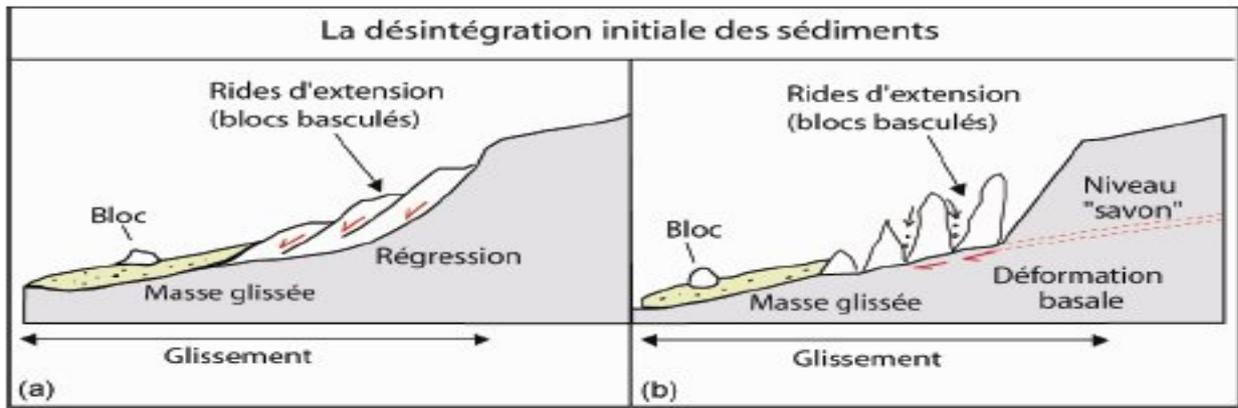


Fig.184: Modèle de la désintégration initiale des sédiments montrant l'apparition de rides d'extension (Laberg et Vorren, 2000).

### 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.

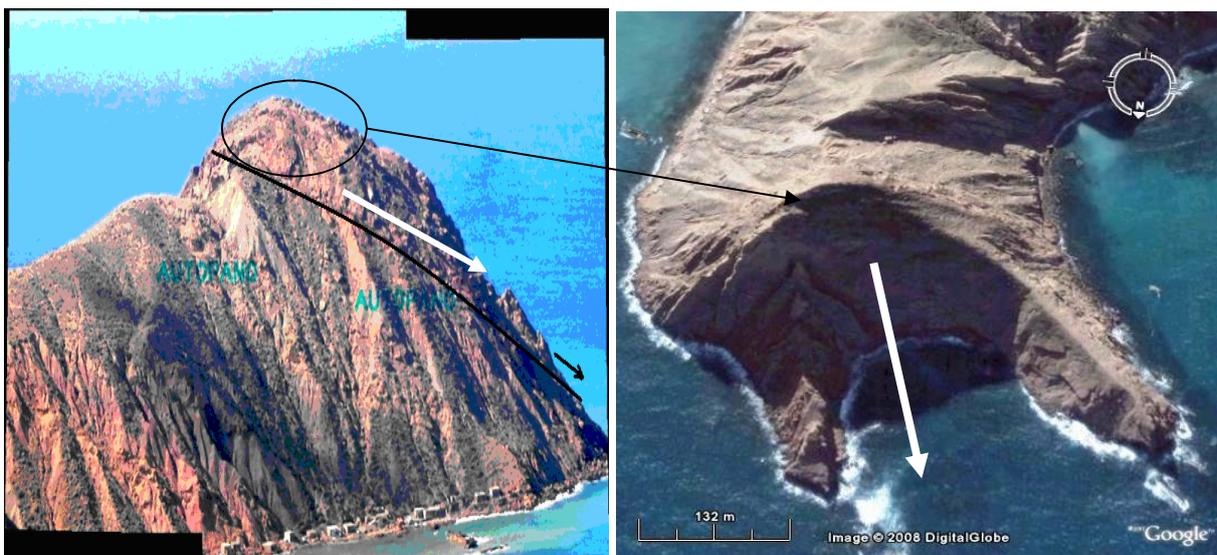


Fig.185: Glissement plan au niveau des formations plioquaternaire de la Pointe de Canastel

**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)

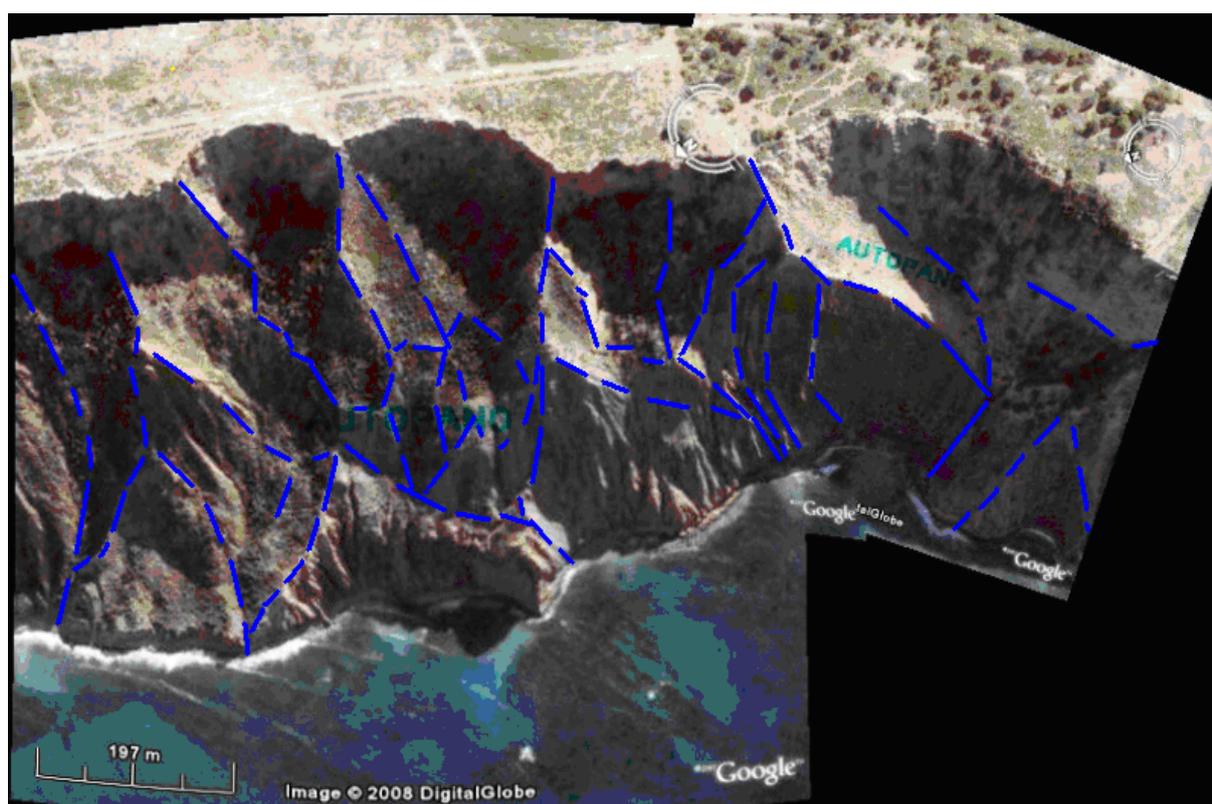


Fig.187 : Glissements quelconques au N de Canastel (près de la pointe de Canastel)  
 (Glissements et glissements secondaires actifs et inactifs)



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



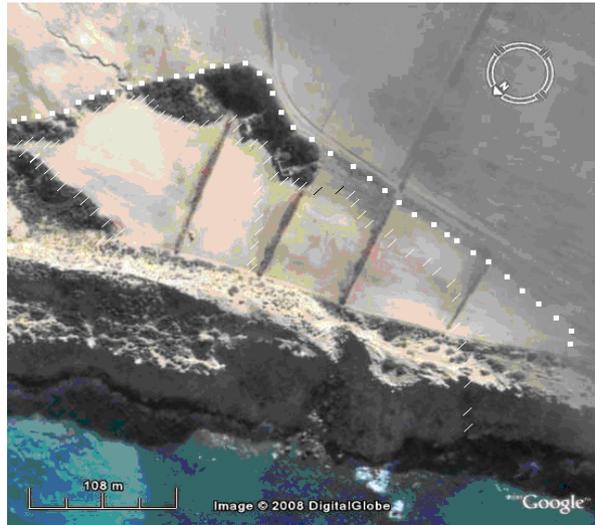
Fig.194: Glissements déclenchés par l'activité anthropique (ex. sablière des Genets)

### 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.



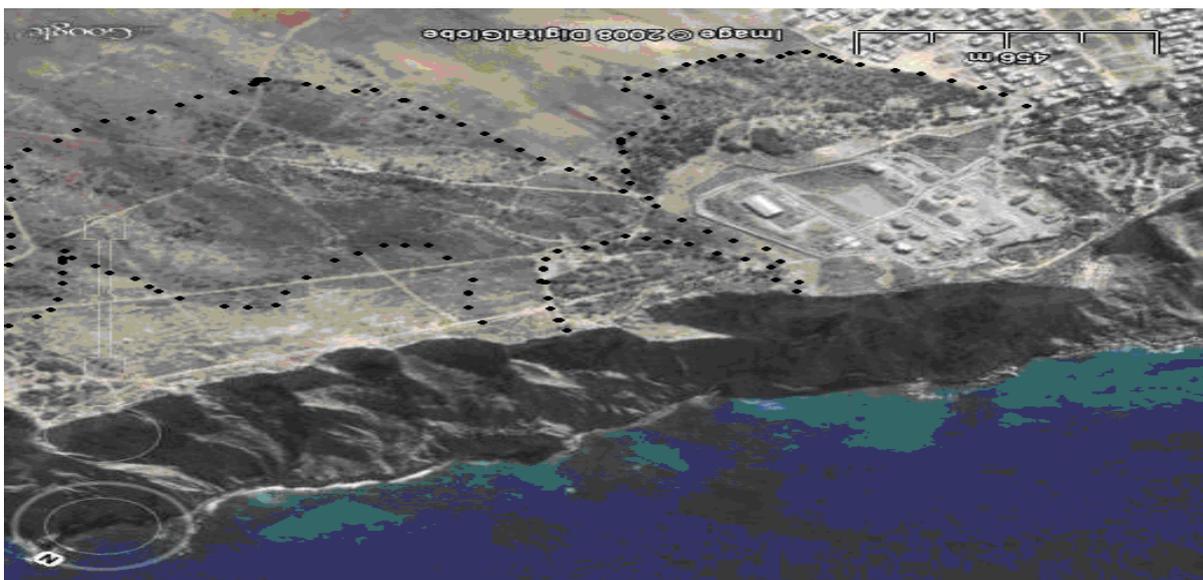
Affaissement près de Fernanville



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).

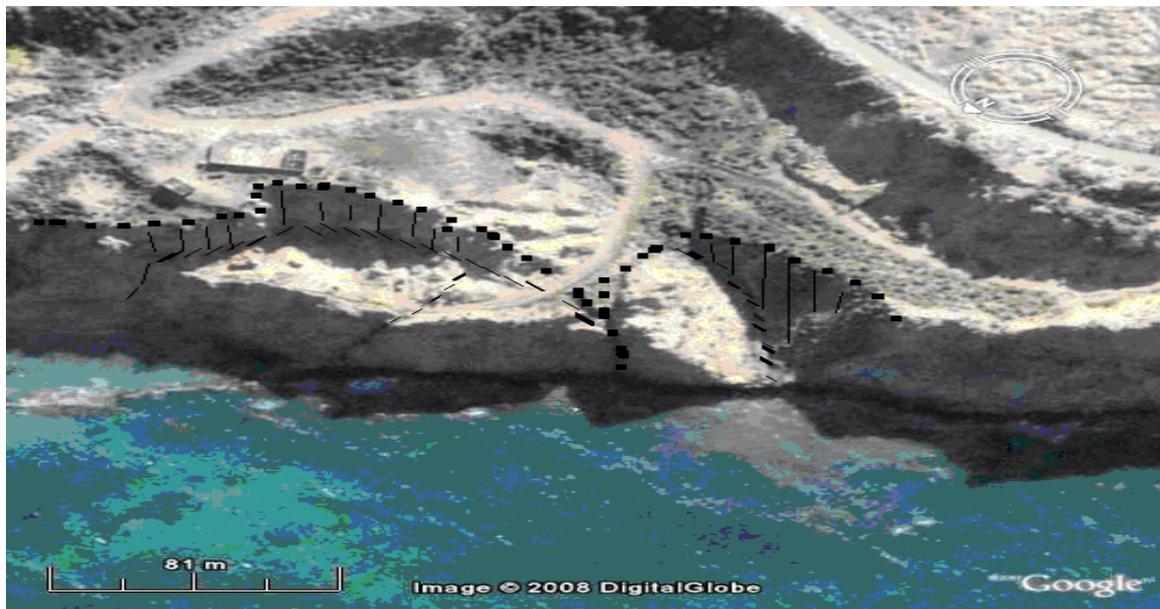


Fig. 196: Effondrement au niveau du rivage (près des Genets).

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).

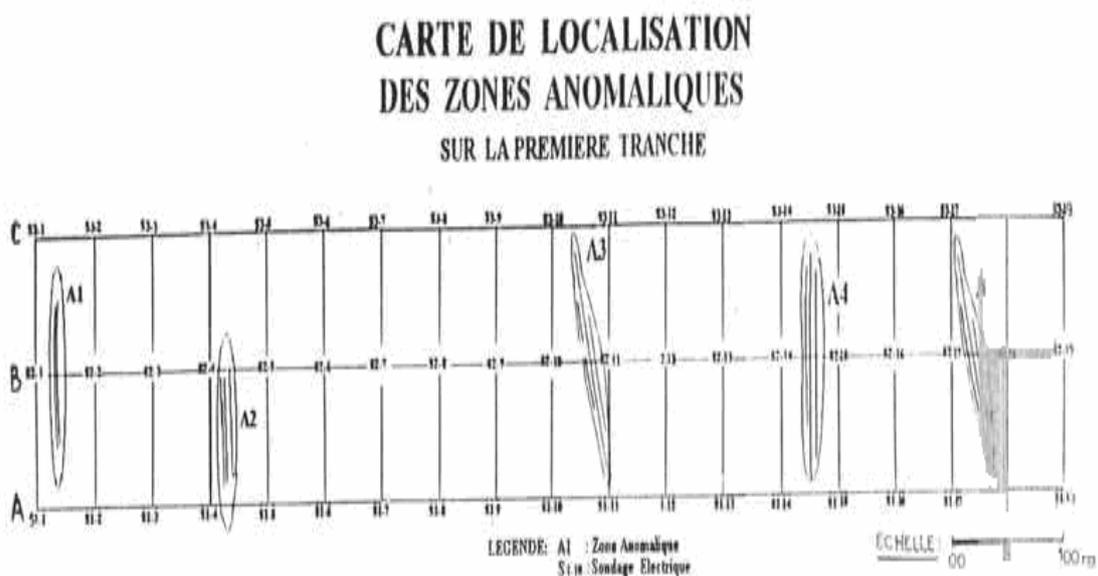


Fig. 197 : Carte des zones anomaliques, LTPO (1995)

#### 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.

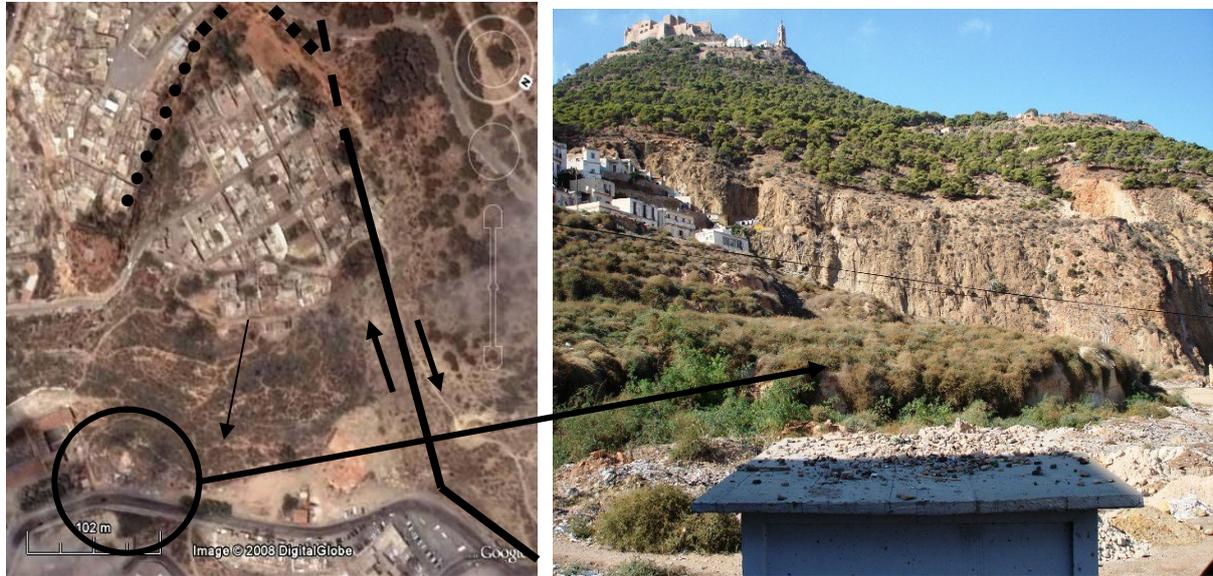


Fig. 198: fluage des marnes miocènes à la Calère (pêcherie d'Oran).

#### 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

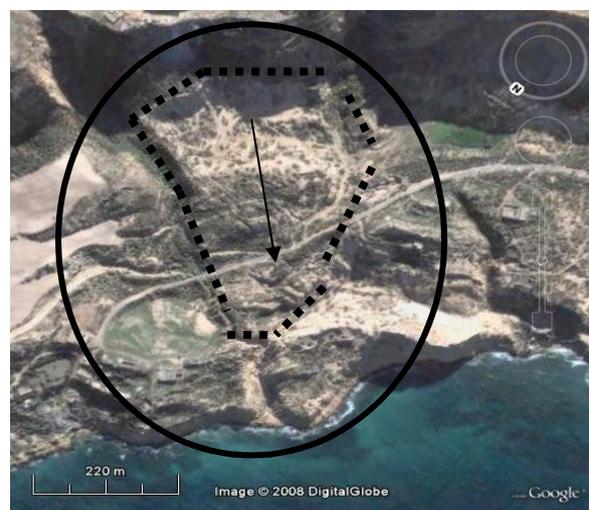


Fig.200: Coulée de débris et de blocs.



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)

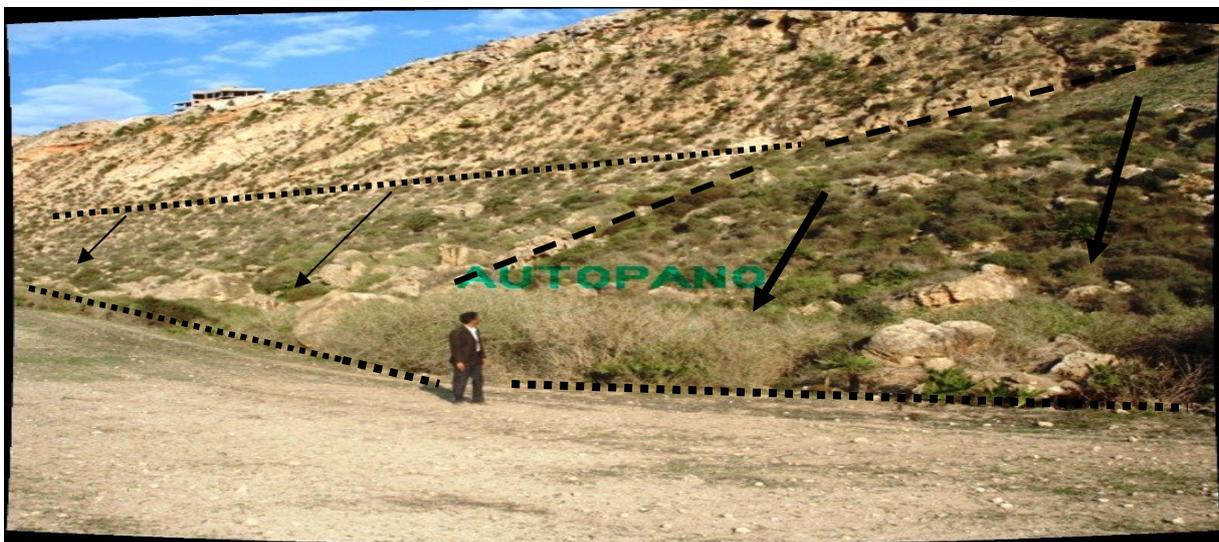


Fig.205 : Débris et blocs.



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 vitesses 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):

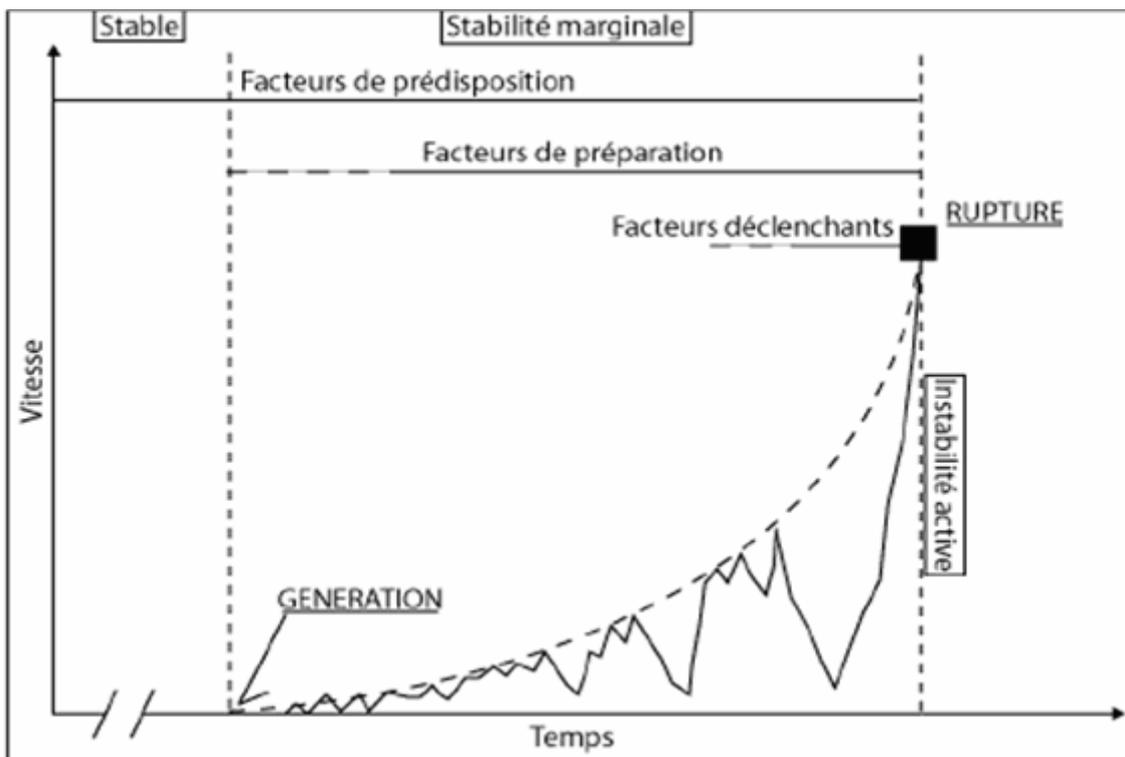


Fig.207: Genèse d'un glissement de terrain par un graphique montrant les vitesses de déplacement du versant en fonction du temps (In pollet, 2004)

### 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 ( $\varphi$ ) : 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 :

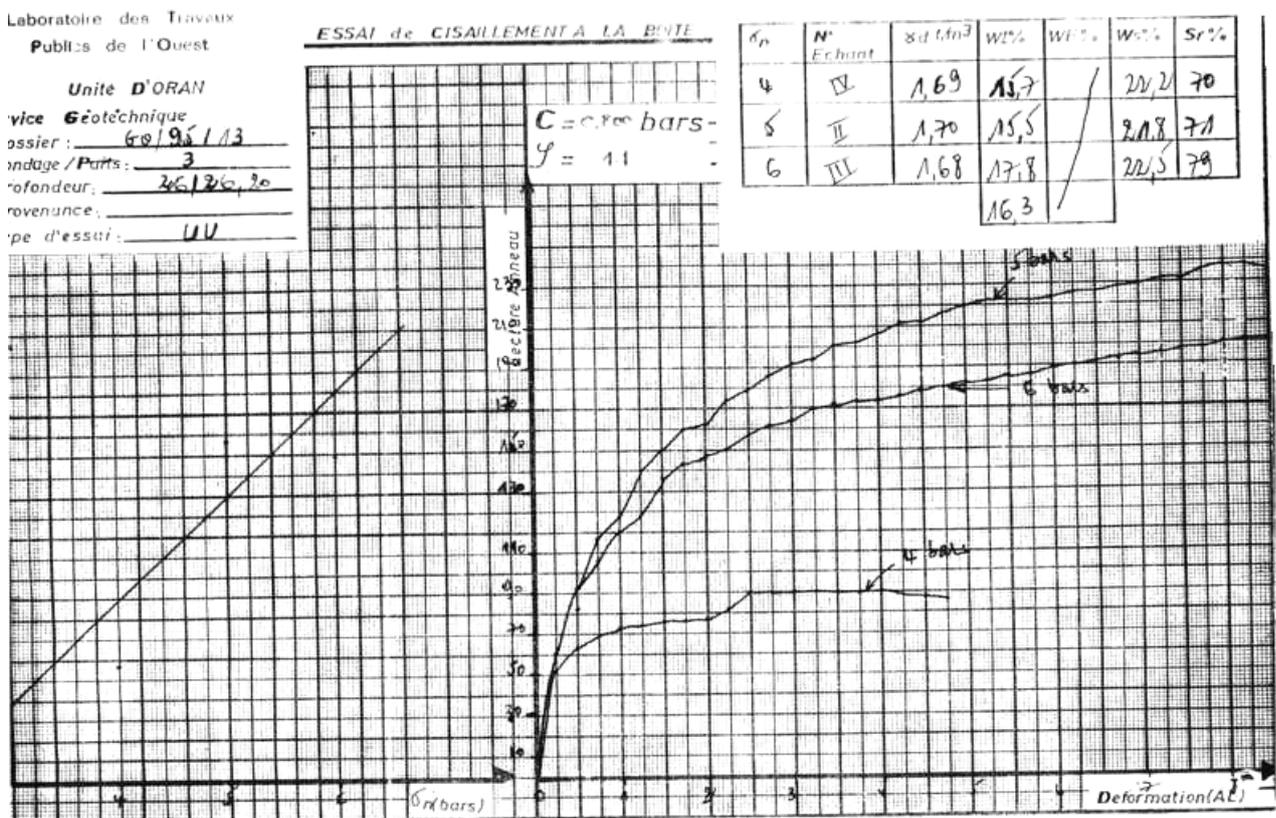
- Pression de consolidation (Pc) : 1.980 bars
- Coefficient de gonflement (Cg) : 0.0140
- Coefficient de tassement (Ct) : 0.1870
- Un indice des vides initial mesuré  $e_0=0.54$  (fig. 209) inférieur à l'indice des vides initial théorique  $e_0 = 0.49$
- Une pression de consolidation  $P_c \ll$  poids 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)

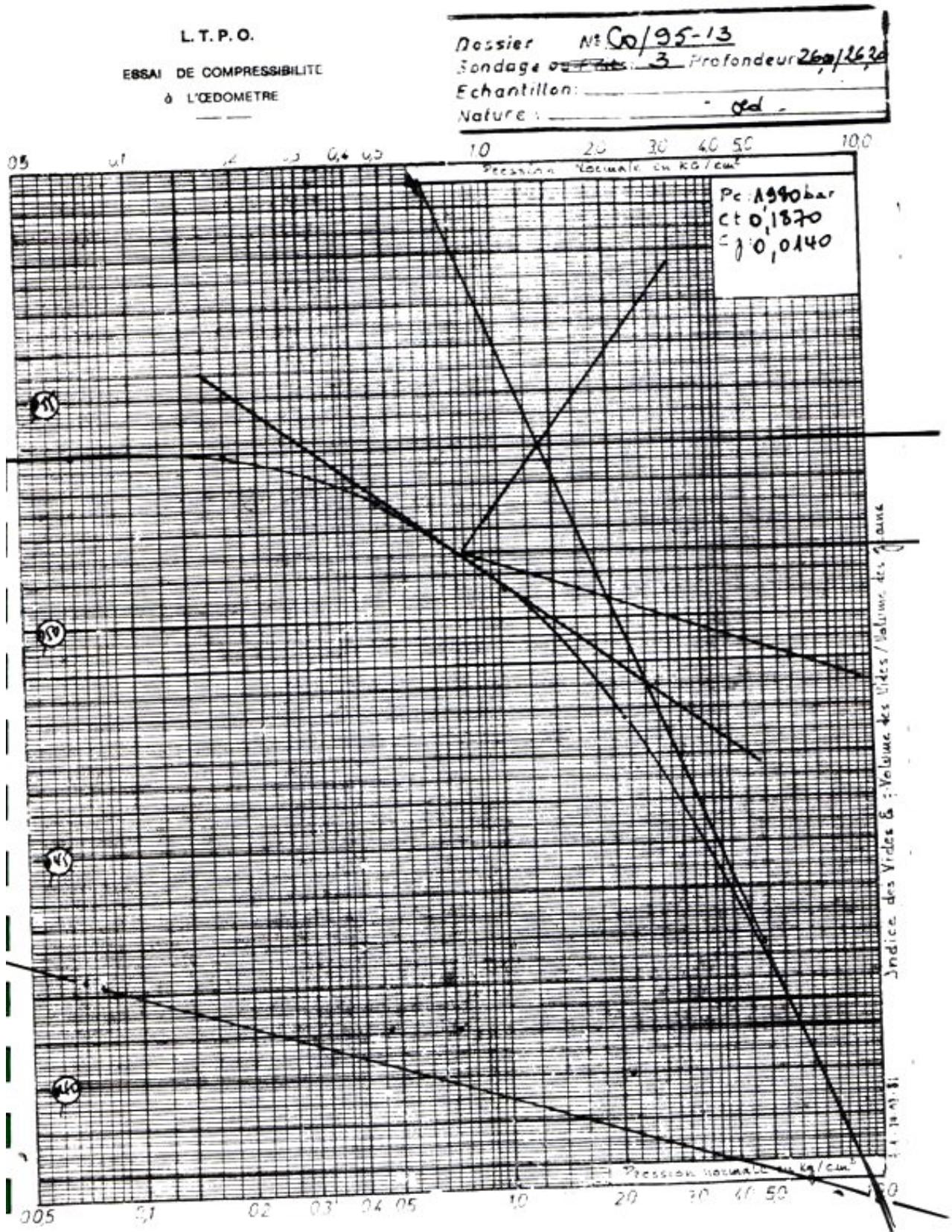


Fig. 209: Essai à l'Oedomètre, LTPO (1995)

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.

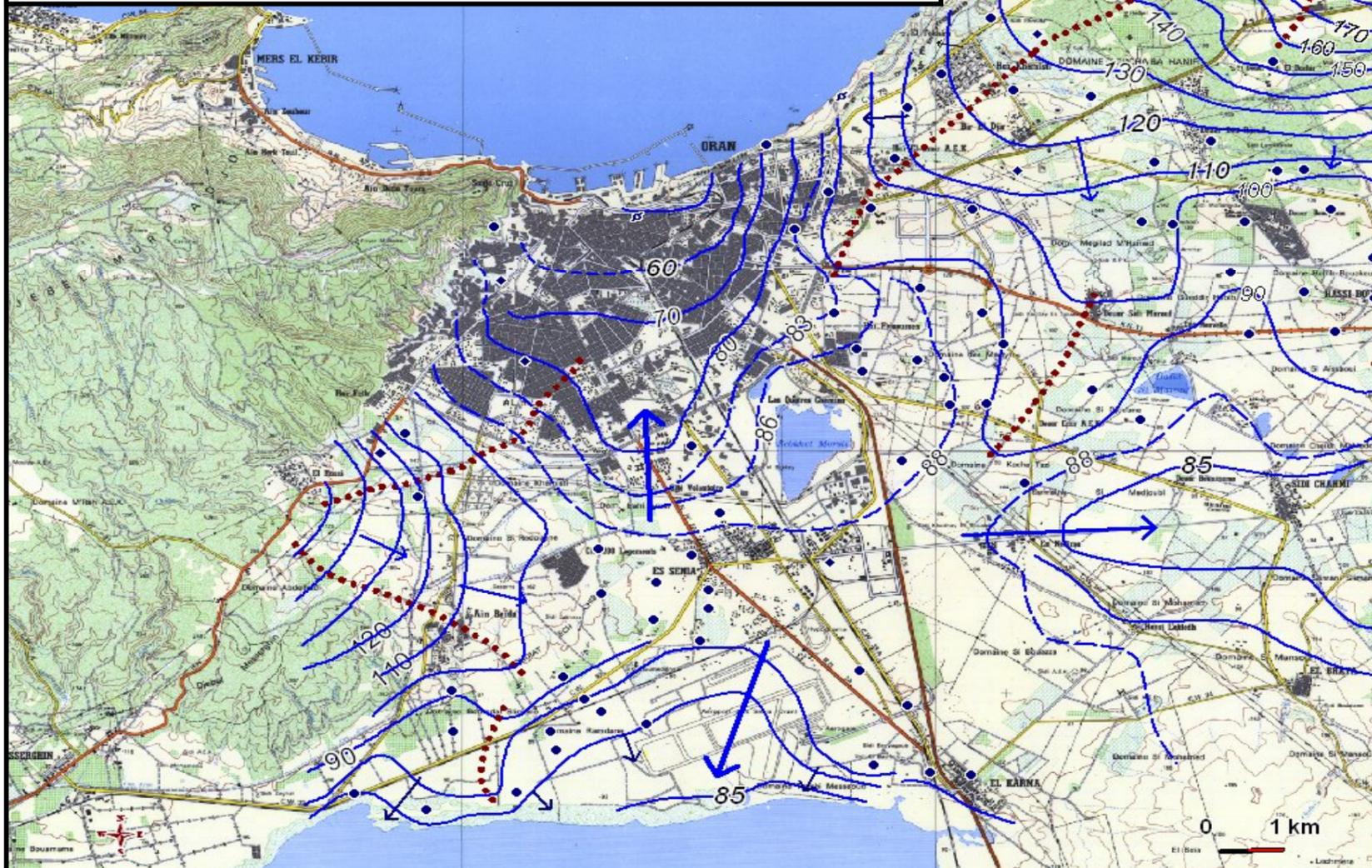
FIG. 210

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 ...).

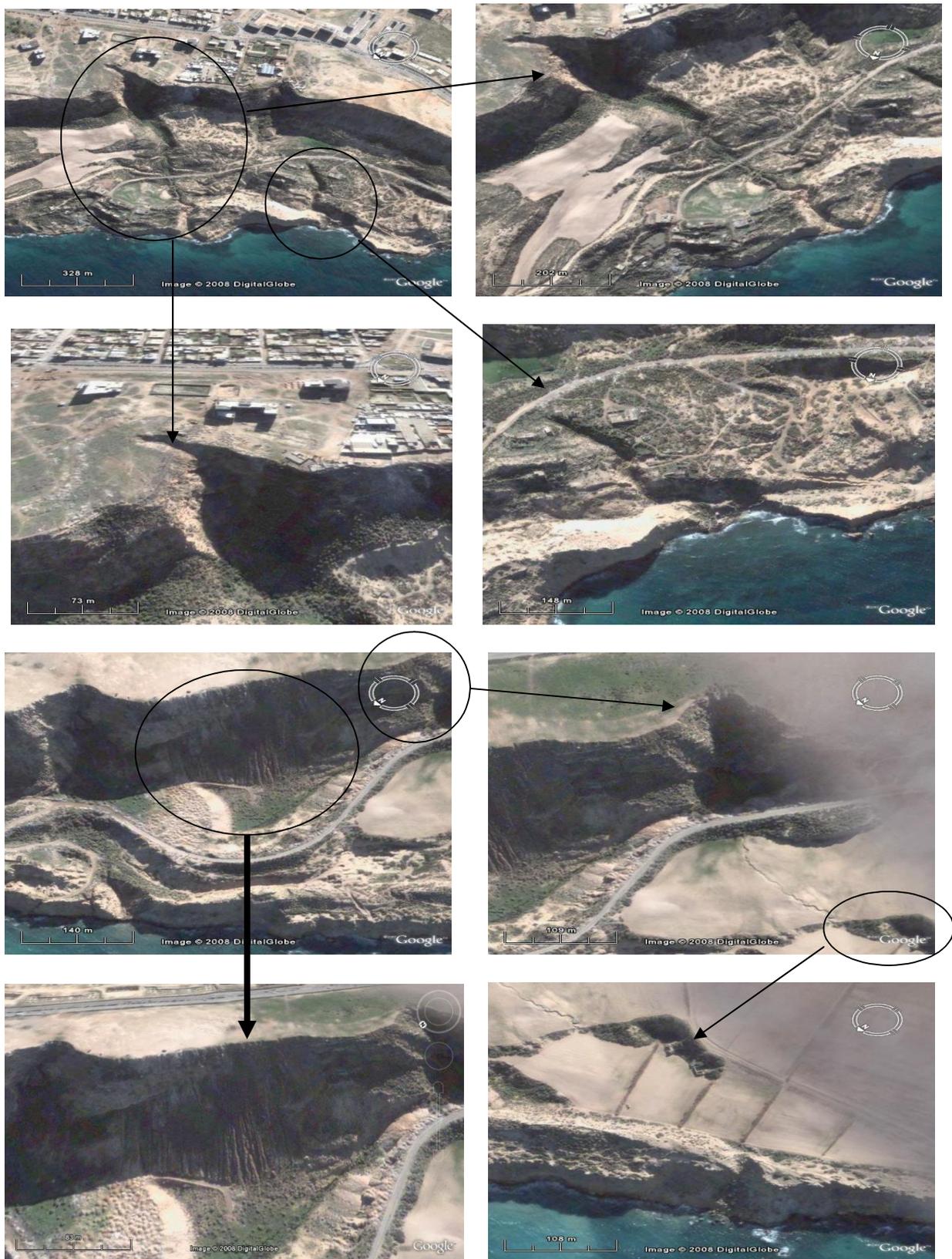


Fig.211: Effets de l'érosion torrentielle sur la morphologie du sol (accentuation de la pente, escarpement, ravinement régressif....)

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).

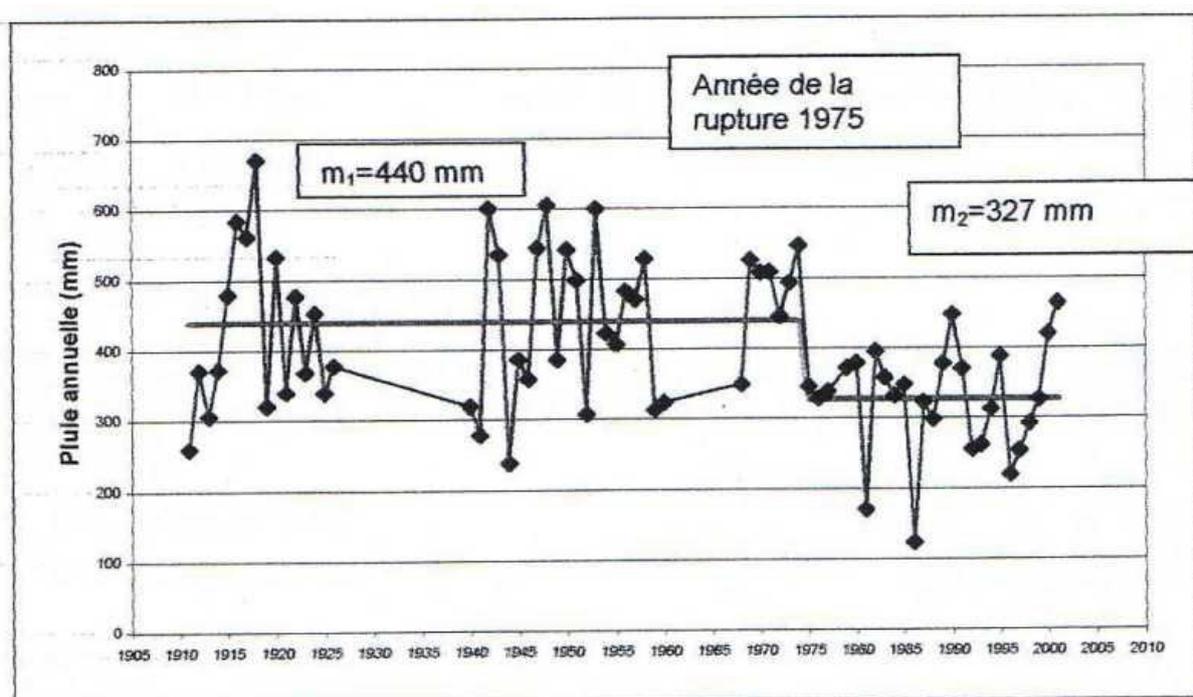


Fig.212: Evolution des pluies- station d'Oran - série 1905-2005 (ANRH)

#### 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 grés (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)

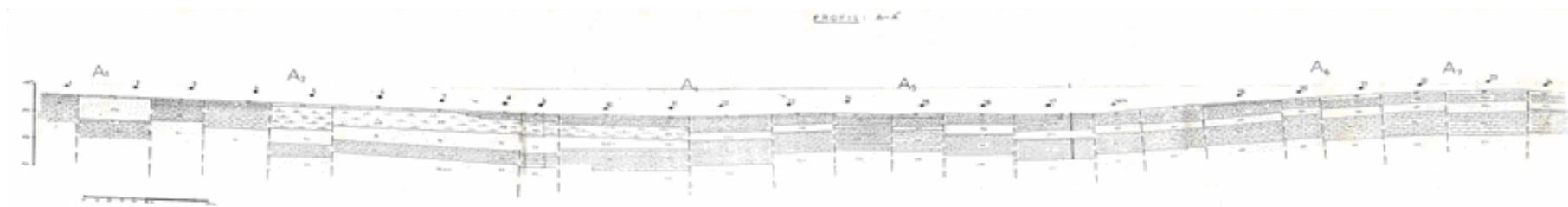


Fig. 214: Coupe AA' de direction SW-NE

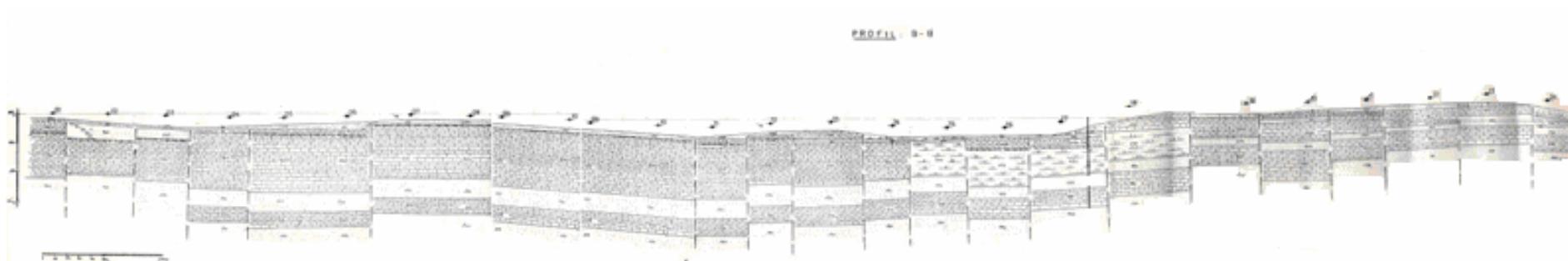


Fig.215: Coupe BB' de direction SW-NE



Fig.216: Coupe CC' de direction SW-NE

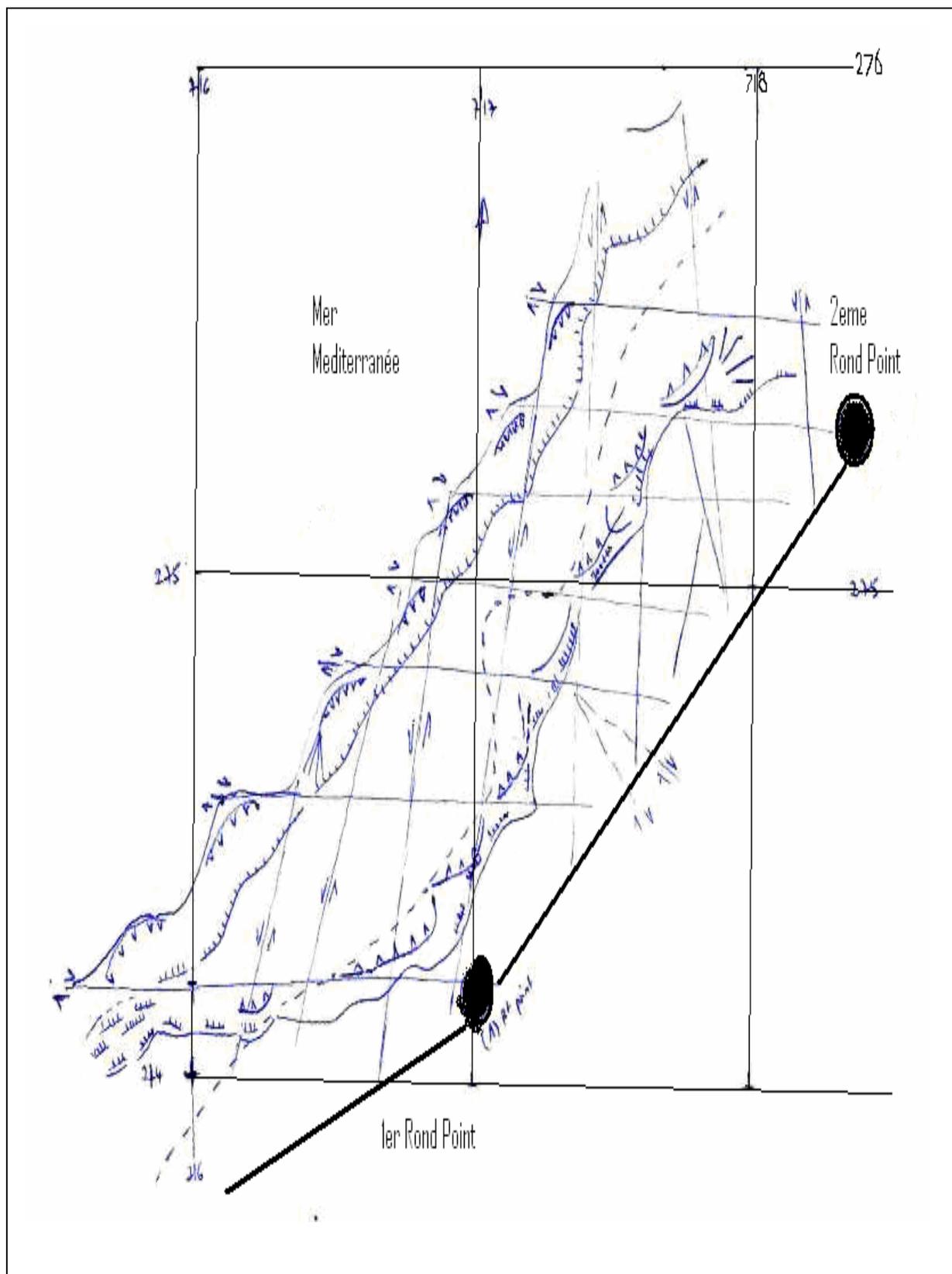


Fig.217: Schéma structural (minute) de la frange maritime Est, projet -1ere tranche ( LTPO, 1995).

### 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 ( $\Delta u$ ) 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).

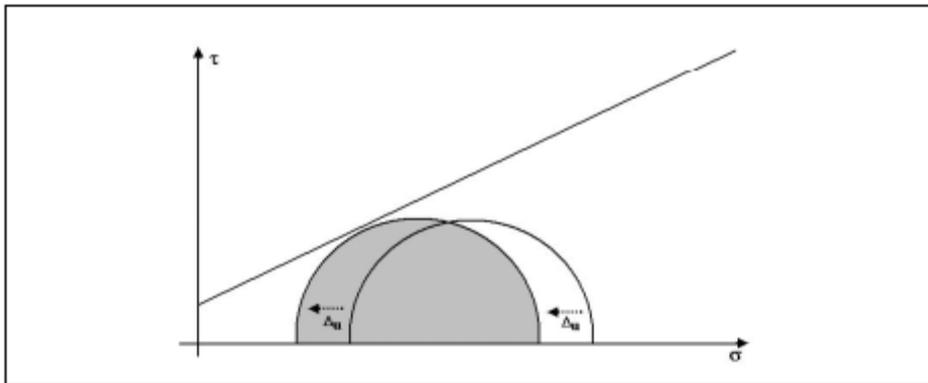


Fig.219 : Modification de la contrainte intergranulaire (Desvarreux, 1970).

L'intensité de la pression interstitielle ( $\Delta u$ ) 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 ( $87 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ ) 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	<b>230</b>	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	<b>163.3</b>	498	2396	7.1
Source captée Près du port	201,71	274,44	136	51	177	-	426	<b>174.3</b>	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.

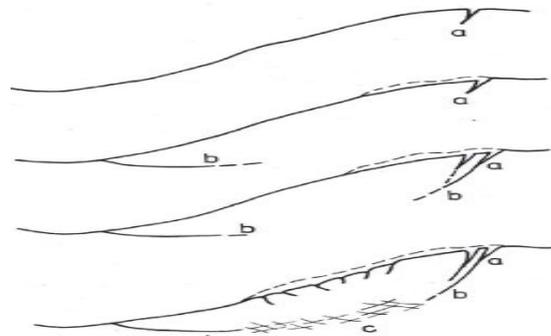


Figure 220: développement d'une déstabilisation profonde, selon Feda (1973).

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.

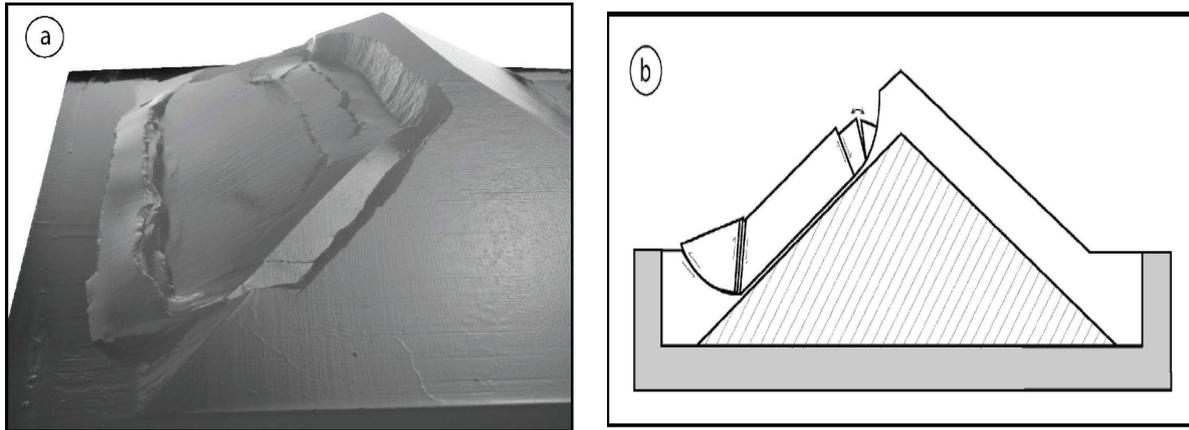


Fig. 221: Expérience 1. Modèle avec parties homogènes,  $g_m = 500 \text{ m/s}^2$ .  
a) Résultat expérimental, b) coupe verticale du modèle (Bachmann, 2006).

- 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).

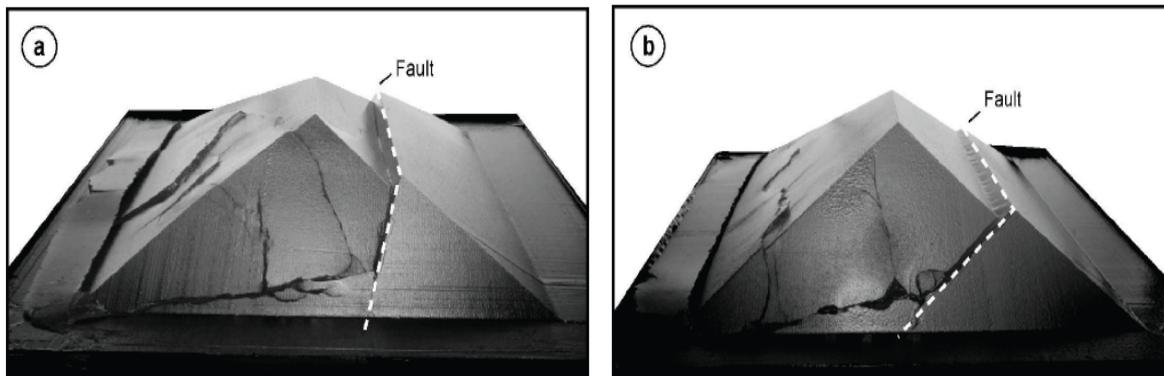


Fig. 222. Expérience 2.

- 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).

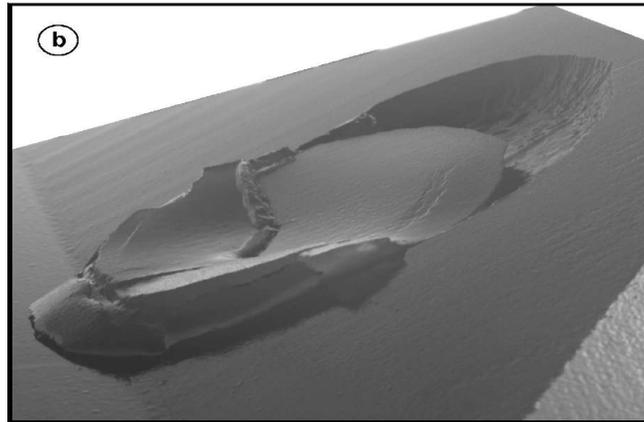
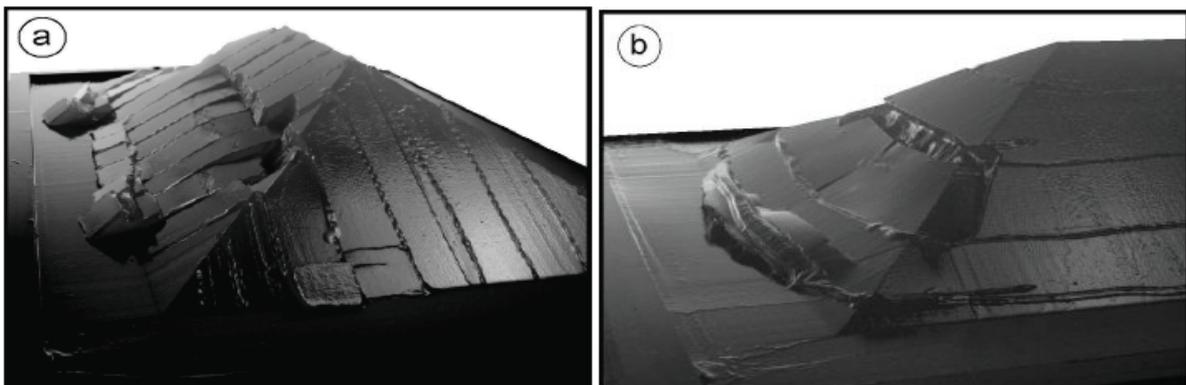


Fig. 223. Expérience 3,  $\sigma_c = 4000$  Pa. Modèle avec une zone faible superficielle localement plane, circulaire et parallèle à la surface de pente. (b) Après 100 pas d'accélération (Bashmann, 2006)

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).



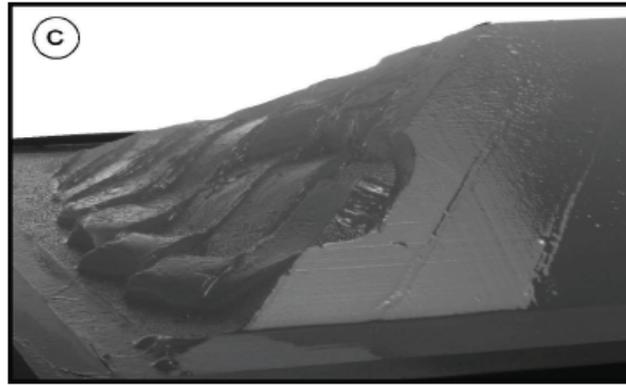


Fig. 224: Expérience 2. Modèles avec des failles préexistances de grande échelle (Bashmann, 2006)  
 Les fractures sont perpendiculaire à la surface de pente et recourent la surface de pente avec différentes orientations : a) Plongement des fractures parallèle à la pente, b) Fractures horizontales, c) 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 limité 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.

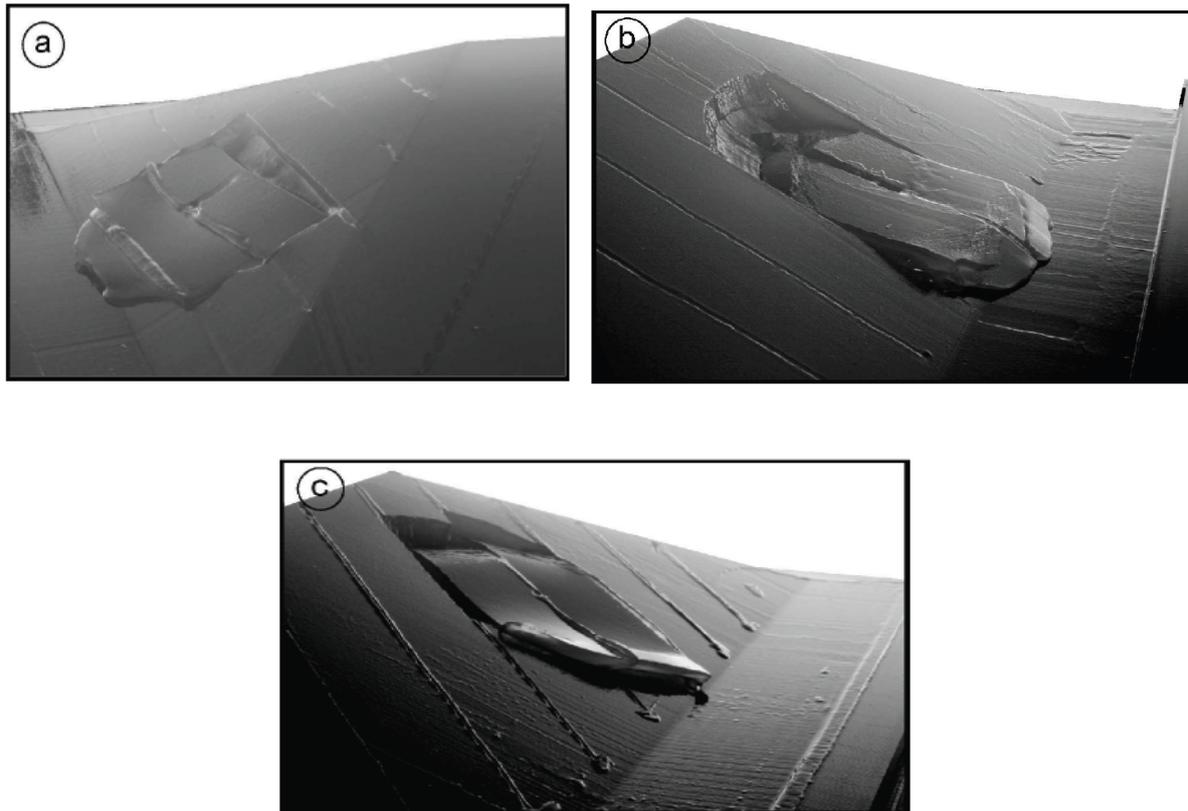


Fig. 225: Expérience 4. Modèle contenant à la fois une zone de faiblesse locale subparallèle à la surface de pente et des fractures différemment orientées perpendiculaires à la pente,  $g_m = 250 \text{ m/s}^2$  (Bashmann, 2006) . a) Fractures avec des traces de surfaces horizontales, b) Fractures verticales, 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 ( $\theta$ ), affectant les différentes couches composant les falaises, évolue de  $3^\circ$  à  $32^\circ$ . Ces valeurs de  $\theta$  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  $\theta$ , mesurée loin du bord mobile, est de  $28^\circ$  ce qui veut dire que l'épaisseur de l'échantillon n'a pas d'influence sur  $\theta$ .

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  $\delta d$  (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 ( $\sigma_3$ ) à la rupture, identique pour les trois expériences, est égale à  $0,45$  MPa.

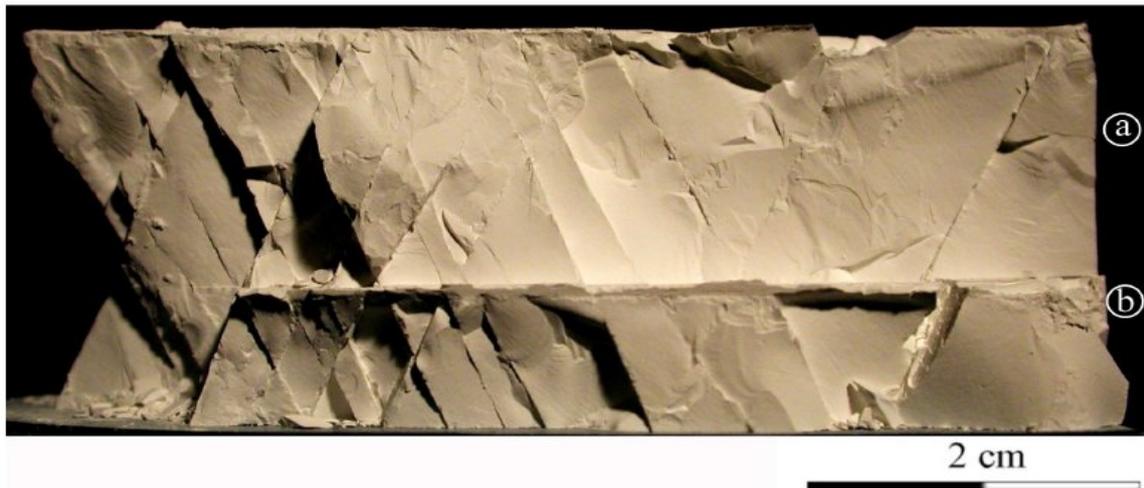


Fig. 230– Expérience 24 : Coupe verticale d'un modèle fracturé composé de deux couches d'épaisseur différentes : 1cm (a) et 2cm (b). Le couplage entre les couches est maximal  $\sigma_1 = 1,5 \text{ MPa}$ ;  $\sigma_3 = 0,43 \text{ MPa}$ ;  $\delta d = 1,36 \text{ mm}$  (Jorand, 2007)

Un seul des bords latéraux (bord gauche) est desserré. L'évolution de  $\sigma_2$  et de la contrainte différentielle ( $\tau = \sigma_1 - \sigma_3$ ) en fonction de  $\delta d$  pour les 3 expériences sont pratiquement les mêmes. Ces expériences ont pu démontrer que la mise en place des fractures est fonction du déplacement  $\delta d$ .

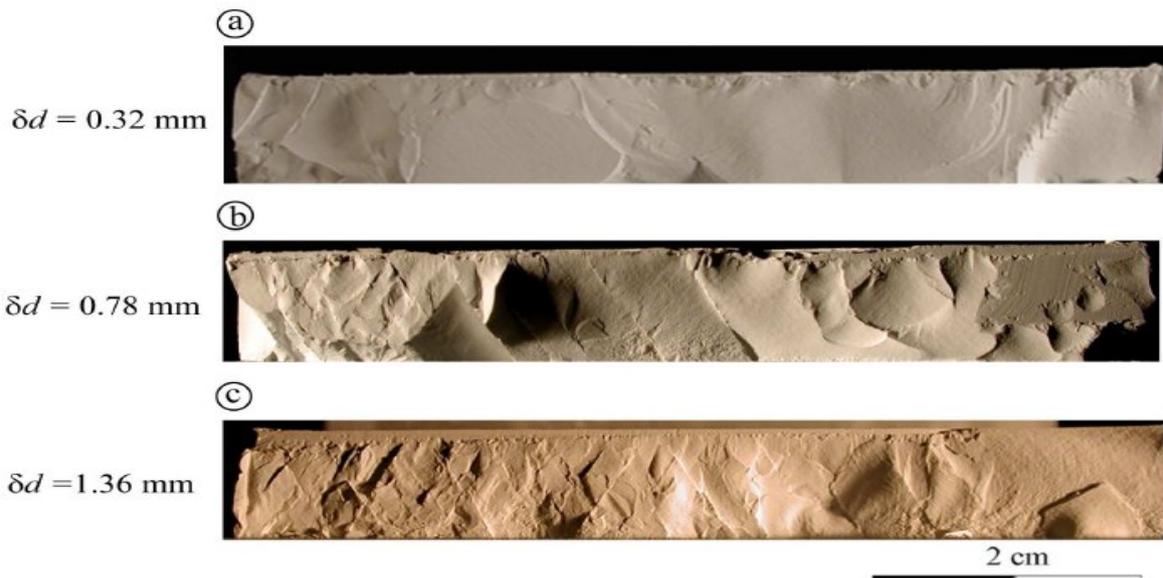


Figure 231 – Expérience 27 : Coupe verticale des modèles fracturés :  $H = 1 \text{ cm}$ .  $\sigma_1 = 1,5 \text{ MPa}$ ;  $\sigma_2 = 0,55 \text{ MPa}$ ;  $\sigma_3 = \text{const} = 0,45 \text{ MPa}$ . (a)  $\delta d = 0,32 \text{ mm}$ ; (b)  $\delta d = 0,78 \text{ mm}$ ; (c)  $\delta d = 1,36 \text{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

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
<b>Séismes</b>	Séismes
Les vagues	<b>Les vagues</b>
Changement du niveau des marées	Changement du niveau des marées
Facteurs climatiques	Diapirisme
<b>Sédimentation</b>	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.

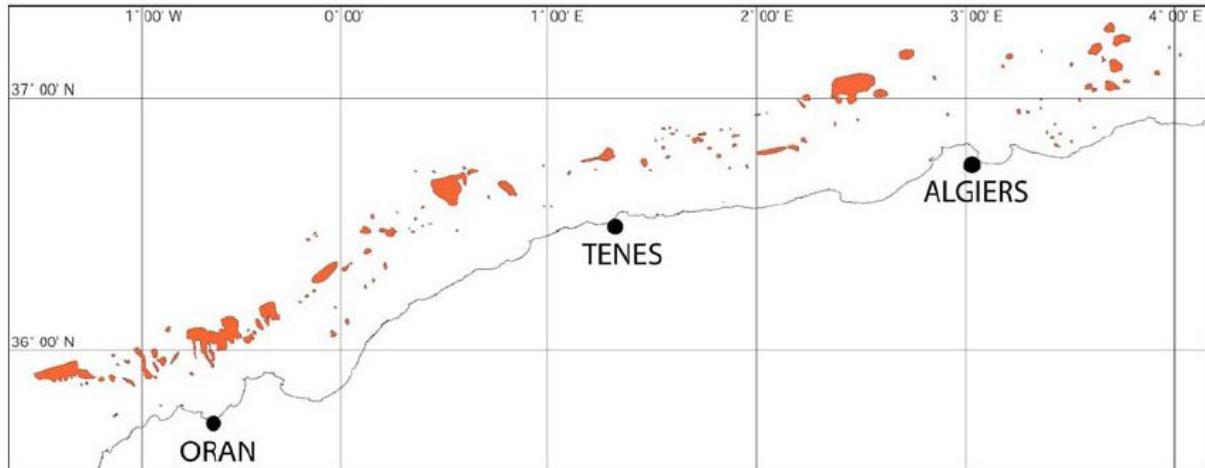


Fig. 232: carte de localisation des dépôts provenant des mouvements de masse récents sur la marge algérienne (Domzig, 2006). Données pour la région d'Alger: Gaullier *et al.*, 2004.

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).

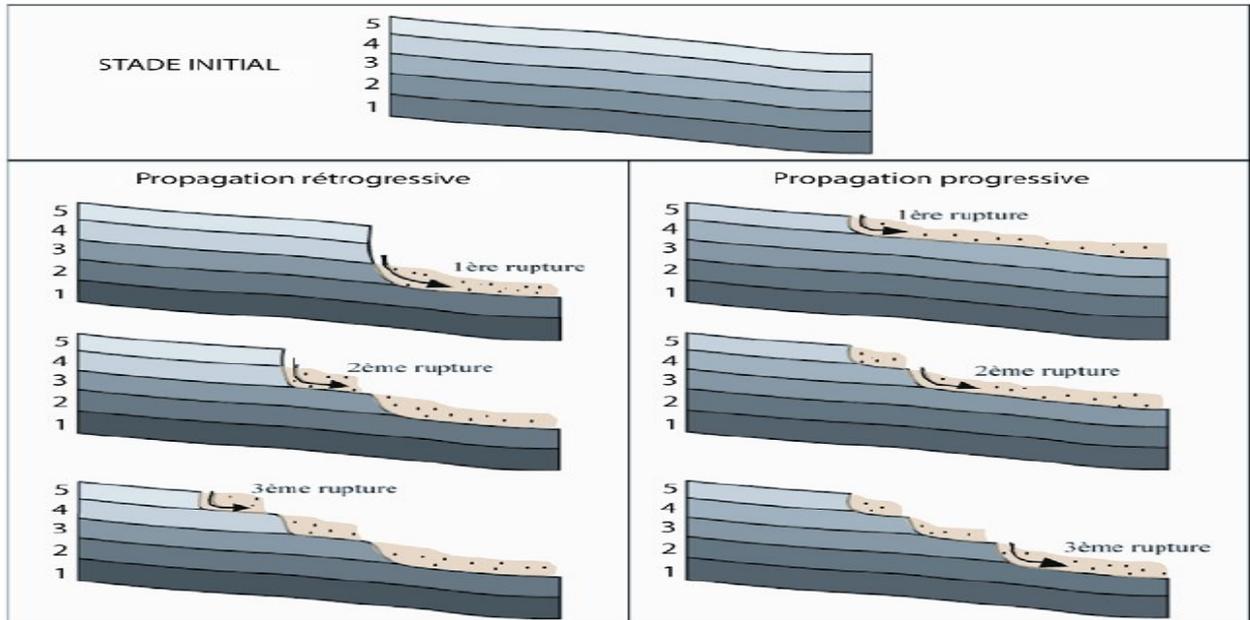


Fig.233: Schéma montrant la propagation des surfaces de rupture (Torres, 1995 ; Mulder et Cochonat, 1996).

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.

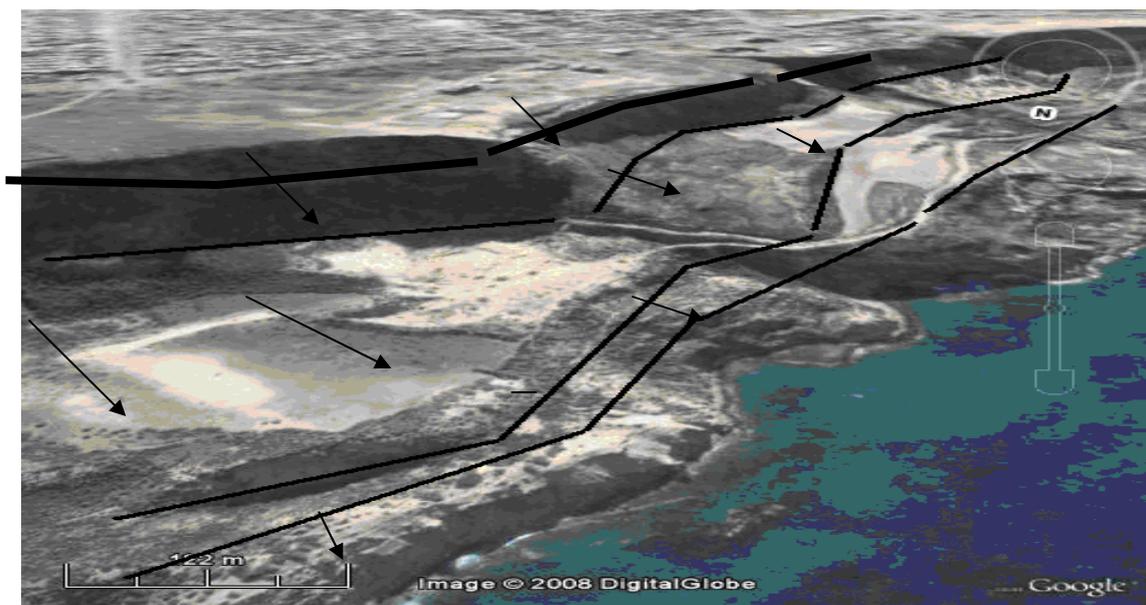


Figure 234: Propagation des surfaces de rupture au niveau de la frange maritime d'Oran.

## 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.