

JK



BRGM

B.R.G.M.
20 OCT 1986
BIBLIOTHEQUE



LES MARQUEURS DE SÉISMICITÉ
ET DE PALÉOSÉISMICITÉ

SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

Marc BLANQUEFORT

JUIN 1988
88 SGN 617 GEO

PLAN SYNTHETIQUE

	Page
INTRODUCTION	1
I - GENERALITES SUR LES SEISMES	1
II - BUT DE CE TRAVAIL - SISMICITE HISTORIQUE	1
 PREMIERE PARTIE : LA FRACTURATION	 4
Introduction : contexte structural régional	5
I - Exemples de failles (sismique - néotectonique)	5
II - Les fissures de sédiments meubles	15
A - Les fissures liées à l'écoulement	15
B - Les fentes de retrait indépendantes de l'écoulement	21
III - Les brèches autoclásticas et les filons	21
A - Les brèches autoclásticas	25
B - Filons sédimentaires et fentes ouvertes	25
C - Dykes neptuniens	28
 DEUXIEME PARTIE : DEFORMATIONS ET MODIFICATIONS LIEES A LA FRACTURATION	 33
Introduction	34
I - Failles et versants : Morphologie	34
II - Glissements de terrains aériens	35
III - Les écoulements gravitaires	
 TROISIEME PARTIE : LES DEFORMATIONS HYDROPLASTIQUES (LIQUEFACTION - COMPACTION)	 62
Introduction : liquéfaction	63
I - Volcans de boue ou de sable	67
II - Figures de charge	76
III - Brèches intraformationnelles	76
IV - Calcaires à invaginations	76
V - Les faux mud-cracks de Montbrun les Bains	81
VI - La compaction	81
VII - Exemple de tassement	87

	Page
QUATRIEME PARTIE : EXEMPLES DE DESTRUCTION DANS L'ENVIRONNEMENT	90
I - Exemple de Lorca	91
II - Exemple de Messine	91
III - Ruptures dans des constructions situées sur des failles actives au Sud de la péninsule ibérique	91
IV - Autres exemples	94
CONCLUSIONS	99
BIBLIOGRAPHIE	103

AVANT-PROPOS

Cette synthèse bibliographique est le résultat d'un stage effectué par Marc BLANQUEFORT, étudiant à l'IGAL*, dans le courant du premier semestre 1988.

Ce travail sur les "marqueurs de la sismicité et de la paléosismicité" s'articule avec celui de Michel MACARIT (rapport n° 88 SGN 616 GEO) sur les "mouvements sismiques et asismiques".

Ces rapports entrent dans le cadre des recherches et des réflexions en cours à GEO/GAM et serviront également à la préparation des projets de recherches BRGM qui seront proposés en 1989 sur "l'analyse multicritères de l'activité néotectonique".

* Institut de Géologie Albert de Lapparent
21 rue d'Assas - 75270 PARIS CEDEX 06

INTRODUCTION

I - GENERALITES SUR LES SEISMES

La cause lointaine des séismes est l'interaction entre deux plaques, dont la frontière est précisément délimitée par la position des foyers sismiques successifs.

Les séismes tectoniques résultent de déformations profondes. Les principaux matériaux pour l'étude de la sismogénèse sont les observations faites sur le terrain après un séisme important.

Les recherches historiques jointes à l'étude des failles récentes visent à affecter aux diverses régions "des intensités sismiques caractéristiques" (zonage).

Les zones sismiques sont connues, une région dont on sait qu'elle a tremblé dans le passé, tremblera sans doute tôt ou tard.

Il est indispensable de rechercher tous les témoignages d'une activité sismique sur une période historique aussi longue que possible.

II - BUT DE CE TRAVAIL

Il est de rassembler une partie des renseignements concernant les déformations engendrées par les séismes pour en faire une sorte de catalogue des déformations sismiques.

Sur les 200 articles lus, seulement 70 environ ont retenu mon attention. Toutefois, les articles retenus m'ont permis de présenter un certain nombre de déformations sismiques ou liées à la sismicité. Ce "catalogue" des déformations aide à cerner et caractériser les différents critères de reconnaissance d'une zone sismique. Savoir attribuer le terme déformation sismique à un objet géologique observé peut ainsi permettre (en relevant précisément l'information) l'élaboration de carte de risque sismique. Bien connaître les déformations sismiques entre déjà dans la prévision des séismes.

La connaissance des zones à risques sismiques ou de zones qui ont déjà été affectées par des séismes peut permettre d'éviter des problèmes environnemental et humain qui sont parfois considérables.

Deux types de facteurs peuvent aider à la réalisation et à la compréhension de la sismicité dans telle ou telle région :

- la sismicité historique,
- le contexte structural régional.

Deux facteurs importants entrent en jeu dans les différentes déformations sismiques et autres d'ailleurs : la liquéfaction et la compaction.

Dans ce manuscrit, nous décrirons certains aspects de déformations sismiques suivants deux directions :

- les déformations de fracturation auxquelles se raccordent les déformations liées à la fracturation ;

- les déformations hydroplastiques (liées à la présence d'eau : problème de liquéfaction, de tassement, de thixotropie...) ;

pour terminer sur quelques exemples de déformations dans les constructions, pour montrer les types de déformations que l'on peut rencontrer dans des régions sismiques.

Ces différentes manifestations d'instabilités sismiques peuvent être retrouvées non seulement dans la paléoséismicité (< 5000 ans) mais également dans des terrains plus anciens (jurassiques, crétacés, paléogènes, miocènes...). Ces déformations citées permettent de mieux comprendre ce que l'on peut trouver dans la séismicité actuelle.

Pour ce qui est de la séismicité historique, J. Vogt (réf. 73) dit que "la séismicité historique permet de :

- * définir des familles de séismes ;
- * d'esquisser des typologies de crises sismiques ;
- * connaître les rythmes de récurrence des intensités élevées, pour l'appréciation des risques sismiques".

Elle fait connaître les mouvements de terrains associés et caractéristiques aux séismes : effets indirects par excellence, souvent plus importants que les effets directs.

"A chaque pas, ces hypothèses exigent un retour aux sources, aussi systématique que possible". "Nombreux sont les travaux éloignés de la sismologie qui livrent des matériaux qui peuvent être les clefs d'une meilleure compréhension d'un évènement ou de la séismicité historique d'une région".

"L'apport des archives est loin de se borner aux séismes anciens, mais éclaire aussi de nombreux événements récents". "Il faut parfois faire appel à des archives étrangères".

Attention aux faux séismes, dans de nombreux textes anciens, le terme de tremblements de terre a été donné à certains mouvements de terrains.

Les données historiques (réf. 2)

Les sources historiques

La sismicité historique concerne tous les témoignages anciens sur l'activité sismique. Les sources consultées sont extrêmement diverses ; ce sont par exemple :

- les travaux savants ;
- la presse (presse ancienne, presse locale de la 2e moitié du XIXe siècle et du début du XXe siècle) ;
- les archives (correspondances personnelles, correspondances commerciales, sources religieuses, sources administratives, municipales, provinciales, coloniales, sources militaires, sources consulaires) ;

- les chroniques ;
- les épigraphies ;
- l'archéologie médiévale et antique ;
- les légendes ;
- la préhistoire.

PREMIERE PARTIE

LA FRACTURATION

Un aspect fondamental de la fracturation est le contexte structural régional. L'importance de la connaissance du contexte structural régional est considérable. La recherche historique, jointe à l'étude des failles récentes, permet de donner aux diverses régions des "intensités sismiques caractéristiques".

La connaissance des champs de contraintes (plio-quaternaire) peut permettre l'obtention de modèles régionaux de déformations et la cinématique des failles actives.

De plus les champs de contraintes plio-quaternaires peuvent être comparés aux champs de contraintes actuelles. L'analyse microtectonique et les directions principales de contraintes déduites des mécanismes au foyer des séismes superficiels sont souvent en accord entre elles.

Exemple du détroit de Messine (réf. 16)

"Sur la rive calabraise du détroit de Messine, les observations tectoniques et microtectoniques permettent d'identifier trois phases successives : une phase de distension Pliocène supérieur - Quaternaire ancien, une phase discrète de compression vers la fin du Quaternaire ancien, et une phase de distension du Quaternaire moyen et récent. D'après les mesures microtectoniques, la direction de l'extension résultant des périodes de distension, est orientée Est-Ouest à ENE-WSW. Connaissant cette direction d'extension on peut caractériser approximativement le jeu quaternaire des failles principales, qui se répartissent en trois familles : N 20-40, N 130-160 et N 60-70. On peut alors constater une assez bonne analogie entre les caractéristiques de la tectonique de distension quaternaire et le fonctionnement actuel des failles actives du détroit, révélé par les mécanismes au foyer des séismes de Messine (1908) et Reggio Calabria (1975).

On peut donc constater que malgré des conditions lithologiques peu favorables aux observations microtectoniques dans les terrains quaternaires, les résultats obtenus sur la rive calabraise du détroit de Messine, apparaissent cohérents entre eux. Ils permettent de connaître la direction d'extension à laquelle a été soumise cette région pendant le Quaternaire. Cette direction, Est-Ouest à ENE-WSW, semble être la même à l'heure actuelle d'après les quelques indications fournies par les séismes dans la région du détroit."

On peut, grâce à la néotectonique, délimiter différents domaines de déformations et proposer ainsi un zonage régional basé non seulement sur l'activité sismique mais aussi sur les phénomènes qui la provoquent : notion de "province sismique".

Bien connaître le contexte structural régional permet de voir quel type d'accidents peut jouer et comment peut-il jouer. Il permet également de mieux comprendre les déformations engendrées par un séisme récent. Certaines failles peuvent "apparaître" lors d'un séisme accompagnant ces failles, des fissures, des brèches autoclastiques, des filons sédimentaires, des dykes Neptuniens. Voyons quelques exemples de ces différents phénomènes.

I - EXEMPLES DE FAILLES (sismique - néotectonique)

a) Asal Ghoubbet 1978 (Ethiopie) (réf. 38)

Des failles normales, de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de longueur, dont le **rejeu maximal est de 80 cm**, sont souvent accompagnées par

les failles antithétiques de plus faible rejeu.

Dans les plaines alluvionnaires, les failles sont couplées en grabens dissymétriques qui semblent être l'expression de surface du jeu de failles normales uniques en profondeur.

b) El Asnam 1954 (Algérie) (réf. 48)

Un premier système d'accidents s'est développé sur environ 6 km selon une ligne quasi continue en forme d'arc à convexité nord. Cartographiquement, compte tenu de la topographie, l'ensemble évoque une faille unique à pendage sud. En fait, il s'agit d'une série de failles ou fissures verticales en relais dont le tracé est guidé par le rebord gréseux du plateau à la limite avec les marnes sous-jacentes. Comme les premiers observateurs l'ont pensé (Y. Gourinard in J.P. Rothé, 1955), ce n'est sans doute qu'une ligne de décollement et d'affaissement qui s'est installée préférentiellement au niveau de cette discontinuité lithologique. Dans ces conditions, il est difficile d'en tirer parti.

Un second ensemble est constitué par des failles verticales, les unes méridiennes délimitant de longs couloirs, les autres d'orientation N 150, à rejets opposés de l'ordre du mètre, formant graben de 300 m de large, avec petit horst médian, au niveau du marabout de Sidi-Djilali. L'examen des photographies aériennes ou des cartes topographiques antérieures au séisme (carte de l'Oued Fodda, 1953), démontre une morphologie de failles préexistantes - peut-être d'origine sismique - mais que le séisme de 1951 n'a fait que rajeunir. Il s'agit donc du rejeu d'accidents plus anciens, cas fréquemment observé à l'occasion de séismes (J.L. Mercier, communication orale). Le rejeu comporte une composante verticale de l'ordre du mètre et sans doute une composante horizontale décrochante puisque certains d'entre eux se terminent par des fissures de tension disposées en échelon.

c) El Asnam 1980 (Algérie) (réf. 49)

Les mouvements tant verticaux qu'horizontaux semblent les plus importants : 6 m de rejet vertical cumulé et 1,30 m de décrochement horizontal. Les mouvements tant verticaux qu'horizontaux diminuent vers les extrémités de la faille.

L'observation de plans striés en plusieurs points confirme que le jeu est celui d'une faille inverse décrochante senestre avec un plan incliné de 40 à 50° vers le NW.

Conclusion

L'accord entre la sismicité et la trace de la faille en surface d'une part, le mécanisme focal et les mesures quantitatives de la déformation d'autre part, montrent clairement que pour le séisme d'El Asnam, nous sommes en présence d'un mécanisme de faille inverse avec un axe de pression orienté NNW-SSE. Ceci rejoint les observations faites pour le séisme de 1954 et confirme les études sismotectoniques (effectuées dans les régions proches) ou sismologiques. Enfin ces résultats sont en accord avec le mouvement relatif des plaques Europe et Afrique.

La nature des dislocations permet, à toutes les échelles, d'affirmer que le jeu de la faille principale est inverse, à composante senestre, et fait chevaucher le compartiment NW sur le SE. Les déformations tectoniques observées en plusieurs points le long de la faille ne sont pas limitées au voisinage de celle-ci mais intéressent une large zone pouvant atteindre 800 m de largeur dans le compartiment chevauchant.

Exemple de faille cf. pl. 1, 2.

d) Quseir (Egypte - Miocène) (réf. 57)

Un nombre important de fractures et de failles synsédimentaires de **faible rejet** (décimétrique) cf. pl. 3.

Le rejeu de ces petits accidents est le **plus souvent normal**, mais parfois il peut aussi y avoir **association entre accidents normaux et inverses**. Leur genèse nous semble résulter des secousses subies par le bassin en cours de distension. Le caractère synsédimentaire de ces accidents, dont les relations peuvent parfois être complexes, est toujours démontré par la présence de niveaux déposés postérieurement au fonctionnement des failles et non affectés par celles-ci.

Par conséquent, en raison de la faible ampleur de leur rejet et de leur caractère synsédimentaire, il apparaît que le fonctionnement de ces accidents n'a pu être que de **très courte durée** et qu'ils n'ont **probablement joué qu'une seule fois**, lors d'un unique séisme. Souvent, ces petits accidents sont associés à d'autres types de déformations, brèches et slumpings au niveau du wadi Asal, "load-casts" dans un affluent du wadi Sharm el Qibli. Là, chaque niveau réagit de façon différente à une **même sollicitation suivant sa plasticité**. Le niveau inférieur est affecté par une série de failles normales et rotationnelles dont le jeu induit localement la création de failles inverses.

e) Asal Ghoubbet 1978 (Ethiopie) (réf. 38)

Les structures tectoniques actives sont localisées dans et aux limites du plancher interne sur une surface d'environ 10 km de long sur 3 km de large et se manifestent par deux types de fractures, en majeure partie guidées par des accidents plus anciens : **fissures et failles de longueur métrique à kilométrique**. Leur jeu pendant la crise a été mis en évidence dans les sédiments consolidés (calcaires lacustres, diatomites, hyaloclastites), et dans les plaines alluvionnaires par des critères tels la fraîcheur des escarpements, le décalage d'éléments linéaires vrais (pistes, oueds, ...) et l'absence de miroirs de faille.

Le graben ainsi formé est alors traversé de fissures de direction analogue. Le **pendage des failles normales** est très fort en surface et le **pitch des stries** est de **90°**, ce qui **exclut des composantes en décrochement**. Les directions des structures sont celles de l'ensemble du rif d'Asal-Ghoubbet : N 130 à N 150. Quelques déviations sont parfois observées au voisinage de fractures majeures de la région.

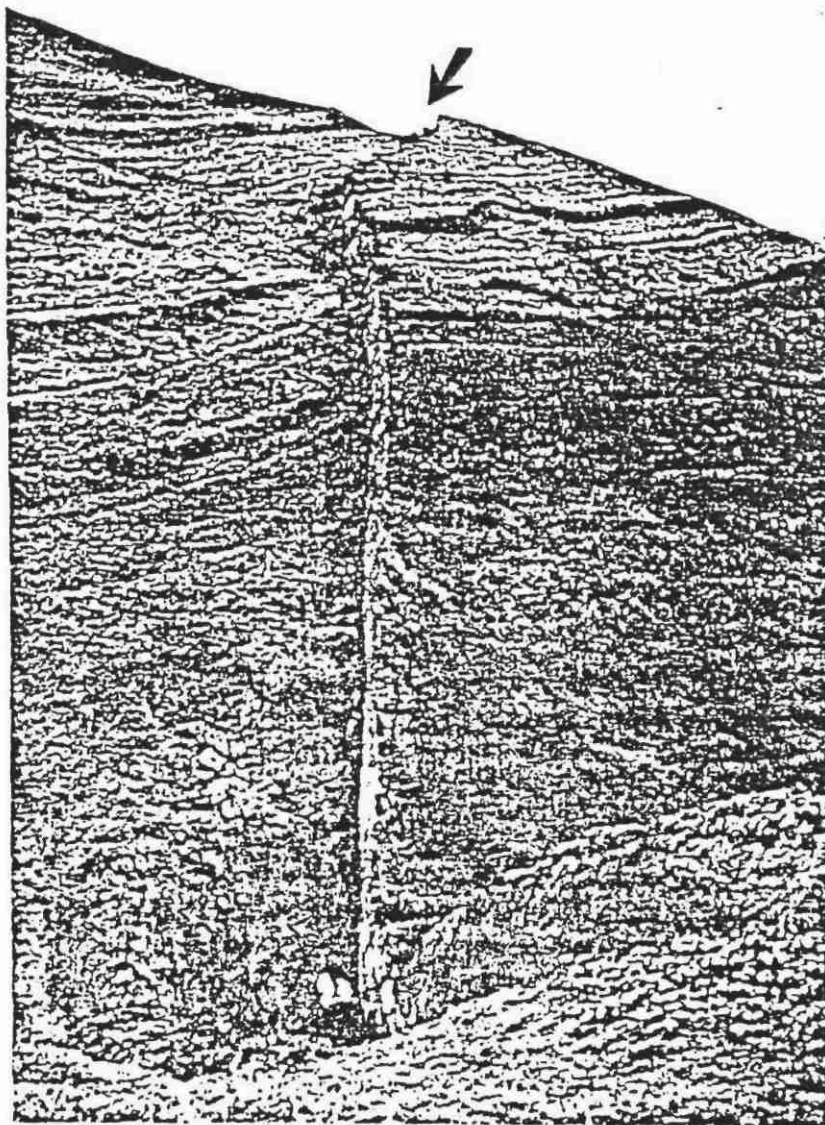
f) Corinthe 1981 (Grèce) (réf. 31) pl. 4, 5

Elles se situent aussi **très souvent le long de failles préexistantes** séparant d'une part des formations meubles du Néogène ou du Quaternaire, et d'autre part du bed-rock constitué par des calcaires du Mésozoïque. **Dans les formations meubles se sont formées des fissures d'ouverture millimétrique à métrique**.

Lorsque ces crevasses ont une ouverture supérieure au décimètre, l'intérieur de ces anfractuosités est partiellement rempli par les écroulements de mottes de terre qui se détachent des lèvres de la crevasse. Lorsque l'ouverture approche le mètre, l'aspect de la crevasse devient franchement chaotique.

Le profil des lèvres est sinueux : il peut se former de nombreuses fissures annexes qui sont à l'origine des petits écroulements. La largeur de la fissure varie alors rapidement, et les déformations continues aux abords de celle-ci peuvent être importantes. Ces morphologies complexes sont liées à l'importance de l'ouverture

PL 1



The main fault trace at the northeastern end of the rupture zone (D) near Kef el Més. The north is on the right side.

ref 75.



B. — La faille majeure au sein des terrains miocènes dans sa terminaison sud : un miroir avec stries est visible (centre du cliché) et indique un mouvement en faille inverse senestre

de ces crevasses.

A l'opposé, les fissures d'ouverture centi- à décimétrique - ont une morphologie plus simple : dans la plupart des cas, les deux lèvres ont gardé leur complémentarité. La géométrie de ces fissures sur une coupe verticale a pu être observée. Un talus de piste fraîchement déblayé permettait de voir la petite fissure au sol relayée rapidement par une faille normale géologique qui affecte des formations argileuses à silexites. Cette géométrie a pu être vérifiée : un mouvement de rejet important a eu lieu sur la faille géologique jusqu'à 1 mètre environ de la surface ; ensuite, il se fait en avant de celui-ci sur une fissure courbe dont la concavité regarde vers le comportement abaissé ; l'escarpement de faille préexistant est demeuré inactif lors de ce séisme.

Cette géométrie des fissures sismiques, déjà plusieurs fois décrite lors de séismes (Gilbert G., 1890 ; Slemmons D., 1957 ; Wikind I., 1954 ; Mercier J.L. et al.; 1979) correspond à l'expression dans les formations meubles superficielles, d'une faille normale en profondeur.

*** Modalités de leurs formations**

Près du sol, les circulations d'eau peuvent favoriser les échanges ioniques entre différentes formations de part et d'autre d'une faille géologique et colmater celle-ci par précipitations chimiques.

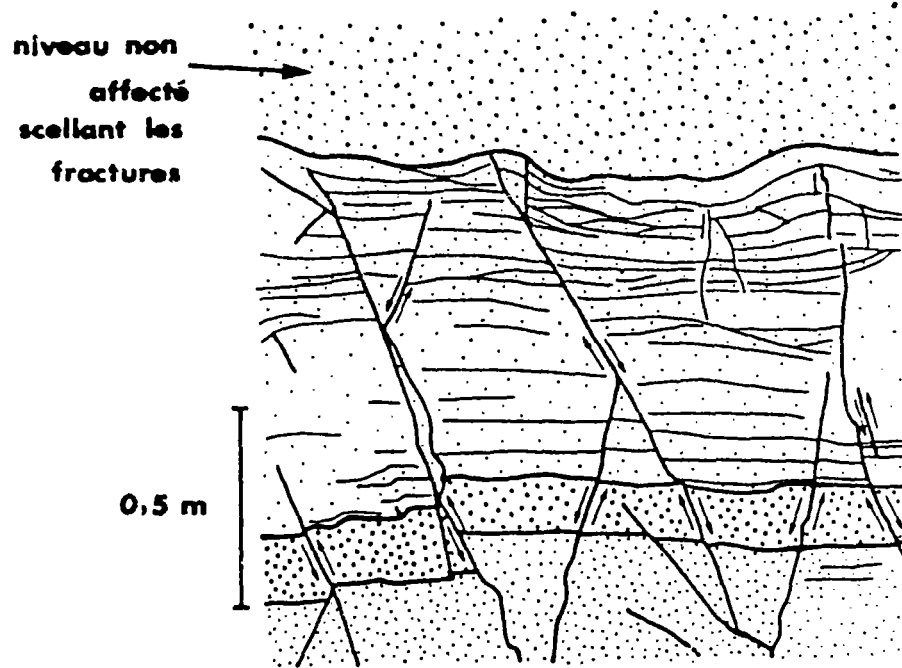
Par exemple, contre des formations calcaires, il peut se former un encroûtement marno-calcaire dans des argiles, qui scelle plus ou moins les lèvres de la faille. Lors d'un séisme, pour qu'un jeu sur la faille en profondeur se propage sur le miroir de faille jusqu'à la surface, il est nécessaire que cette faille ne soit pas scellée par ces processus chimiques ou que le colmatage puisse être fracturé. Si le seuil de rupture est plus élevé sur le miroir que dans la formation meuble, la rupture ne se produit pas le long du miroir préexistant, mais se propage dans la formation meuble. La fissure n'est plus portée par un plan préexistant. Sa géométrie dépend alors des contraintes qui s'exercent dans ce milieu et de la direction du mouvement sur la partie active du plan de faille sismique. La pression de confinement étant faible près de la surface sous l'effet de la traction provoquée par le mouvement en faille normale sur la faille sismogénique, des ruptures fragiles tendront à s'orienter perpendiculairement au mouvement porté par la faille, c'est-à-dire perpendiculairement au vecteur-glissement.

Le seuil de rupture pour une formation meuble dépend de sa nature et surtout de la charge lithostatique. On peut donc imaginer que la rupture quittera le miroir de faille à une profondeur à peu près constante et aura un azimuth intermédiaire entre la direction de la faille sismogénique dont elle dépend et la direction perpendiculaire au plan vertical contenant le vecteur-mouvement sur cette faille, la disposition en relais trouvant alors sa justification.

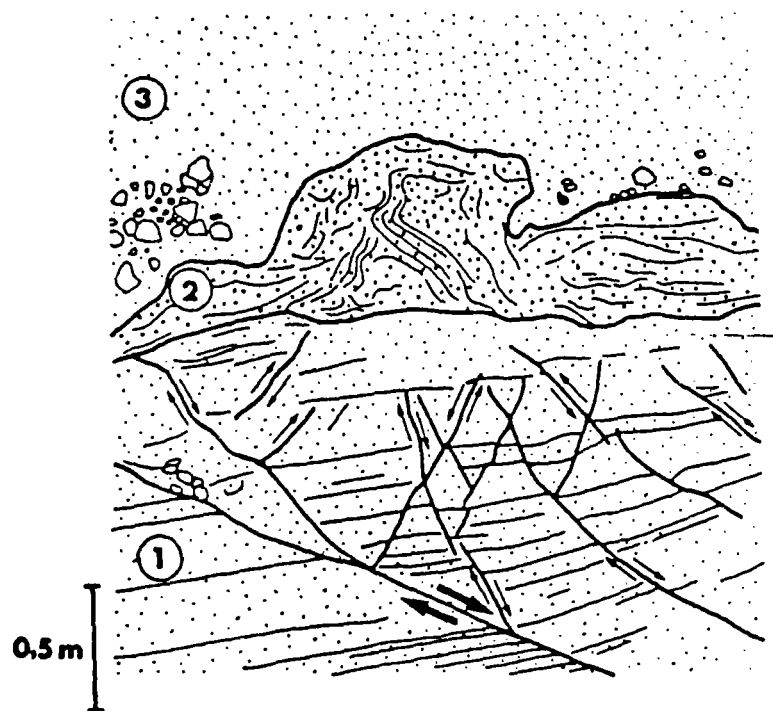
La géométrie des fissures sismiques qui naissent par rupture fragile dans les sédiments meubles dépend de deux causes essentielles : d'une part, de la faible charge lithostatique et d'autre part d'un seuil de rupture, dans les formations meubles, plus faible que le seuil de friction sur le plan de faille déjà existant.

*** Les déformations associées aux fissures sismiques**

a) Les déformations en grabens apparaissent quelquefois à deux mètres environ de la fissure principale, dans le compartiment abaissé, une deuxième fissure subparallèle à la première, d'amplitude plus modeste, qui délimite avec la fissure principale un petit graben.

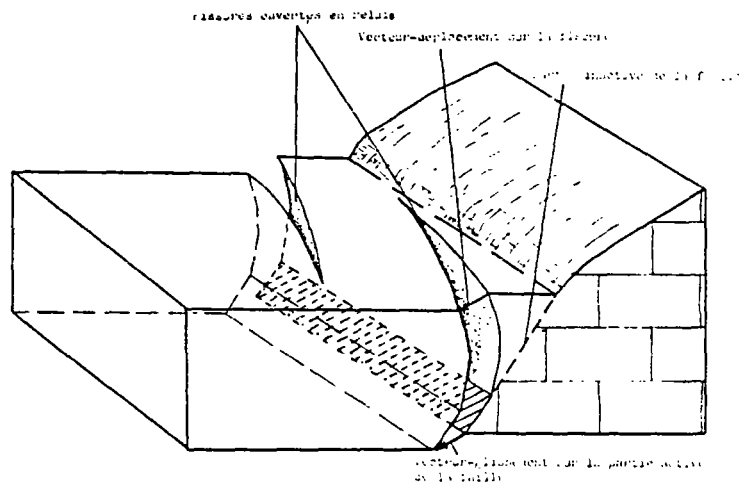


Fautes synsédimentaires de faible rejet.

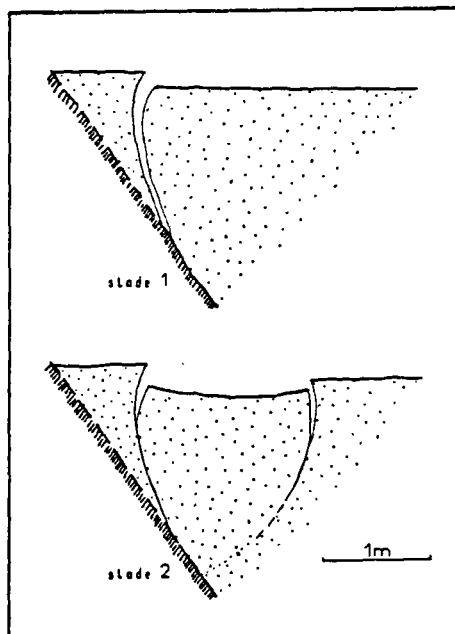


Fautes normales rotationnelles et fautes inverses.
Relations avec les "load-casts" sus-jacents.

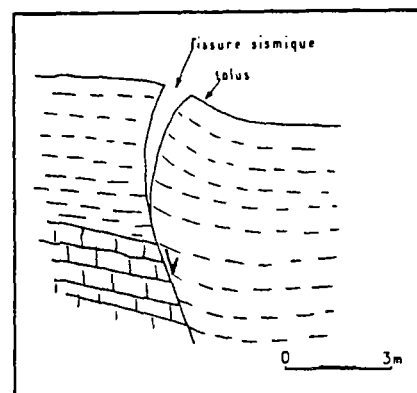
ex : Ousein . Egypte . (ref 57)



- Bloc diagramme montrant la géométrie des fissures ouvertes. La faille est normale à composante dextre. Les fissures en surface ont un mouvement apparent inverse à composante dextre. Le vecteur-déplacement mesuré sur les lèvres de la fissure à la même orientation et la même amplitude que le vecteur-glissement mesuré sur la partie active de la faille. Les fissures sont obliques par rapport à la trace de la faille en surface, elles sont disposées en relais dextre.



- Une interprétation des grabens sismiques : l'ouverture de la fissure antithétique reforme la fissure principale.



- Coupe interprétative des déformations continues vers Plateaux (Site 22) par formation d'un crochon de faille normale.

(ref 31)

Sur cette dernière, le déplacement est de l'ordre de 30 cm. Il indique un jeu en faille normale à composante dextre. Sur la fissure secondaire, le déplacement atteint 6 cm d'amplitude : il indique là aussi un jeu normal à composante dextre plongeant vers le centre du graben. Au sol, la géométrie de ces fissures secondaires est identique à celle des fissures principales qui leur sont antithétiques. Nous n'avons pas pu observer de sections à ces grabens, mais on peut imaginer qu'ils sont nés par effondrement de la partie aval de la fissure pendant son ouverture. Les affleurements trop médiocres ne nous ont pas permis de vérifier avec suffisamment de précision que la somme vectorielle des vecteurs-déplacement sur les deux fissures qui bordent le graben permettait de retrouver le vecteur-déplacement, là où la fissure est unique dans le même site.

b) Les déformations continues

Un sédiment meuble soumis à des forces subit une déformation discontinue par rupture et une déformation continue par glissement grain sur grain, la prédominance de l'une ou de l'autre dépendant de la cohésion du sédiment. Si la cohésion est suffisante pour que la déformation disparaisse.

*** Les déformations associées aux mouvements de failles liées**

Les fissures sismiques forment une ligne brisée. Il est facile de voir sur le terrain qu'elles réactivent un dièdre formé par deux failles.

*** Les glissements de terrain initiés par les séismes**

Lors de tremblements de terre, les fissures au sol peuvent être d'origine tectonique - expression des mouvements de failles sismogéniques - ou d'origine gravitationnelle. Dans ce dernier cas, elles ne sont que l'expression de glissements de terrain déclenchés par les vibrations sismiques, et la direction du glissement qui se définit par l'azimut du vecteur-déplacement ainsi que la pente moyenne du versant sont contenues dans un même plan.

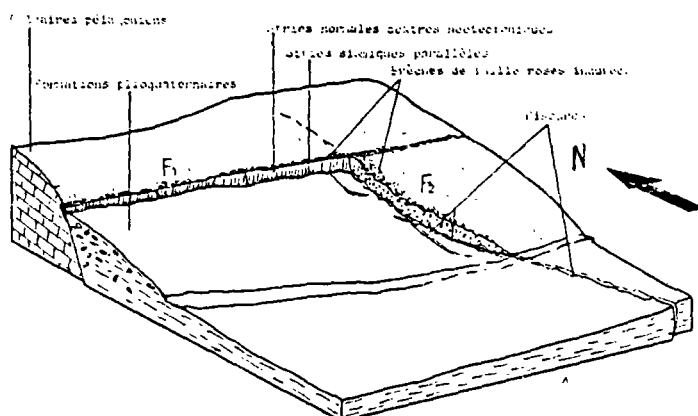
Outre une pente topographique importante, l'immersion du pied de la formation et du miroir de faille d'une part et la présence d'amas serpenteux qui jalonnent la faille d'autre part, abaissent le seuil de friction sur la faille, facilitant les glissements de gravité.

Conclusions

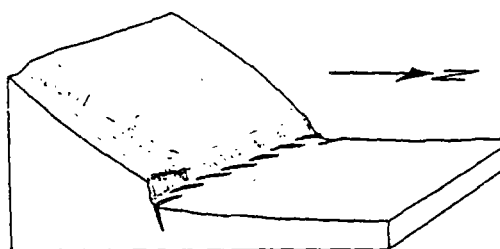
L'analyse structurale des failles sismiques et néotectoniques de la région épicertrale des séismes de Corinthe montre que les failles sismiques résultent de l'activation d'un ancien réseau de failles. Il semble que la disposition en relais des failles sismiques et néotectoniques kilométriques soit provoquée par le découpage de la partie supérieure de l'écorce en unités structurales contenant chacune leur propre fracturation.

La disposition des failles superficielles par rapport à la faille sismogénique profonde est alors identique à la disposition des fissures décimétriques dans les formations meubles par rapport aux failles géologiques qui les guident. La faille sismogénique passant par le foyer est une faille de premier ordre, les grandes failles superficielles sont du deuxième ordre, tandis que les fissures dans les formations meubles définissent un système du troisième ordre.

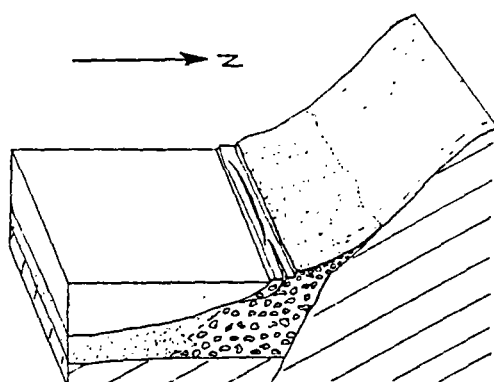
L'analyse cinématique des failles sismiques et néotectoniques de la région épicertrale des séismes de Corinthe montre que les failles sismiques résultent du même état de contrainte que les failles néotectoniques. Cet état de contrainte



- Bloc diagramme du dièdre de failles de Platées.



- Bloc diagramme du site 6 près de Pérachora.



- Bloc diagramme du site 1 montrant les fissures ouvertes nées par glissement et tassement sur les berges du lac Vouliagmeni.

provoque un allongement Nord-Sud à Nord-Est - Sud-Ouest de la lithosphère continentale depuis le Quaternaire moyen. Il est responsable de la subsidence du Golfe de Corinthe.

g) D. Burton-Slemmons et al. (réf. 67) proposent une nomenclature ou une classification selon certains critères pour les failles actives (cf. tableaux 1, 2, 3) pl. 6, 7, 8.

Nous avons vu dans ces quelques exemples de fracturation que la notion de néoformation de faille n'était pas très important. Il se passe plutôt soit un rajeunissement des miroirs d'anciennes failles ou des failles néoformées en liaison avec des failles préexistantes. Seules les failles qui mettent en contact deux lithologies différentes peuvent engendrer la création de failles néoformées (de petites tailles, à faible jeu).

Deux types de failles s'observent :

- des failles anciennes réactivées ;
- des failles synsédimentaires (contemporaines du séisme) mais qui se trouvent être de petites tailles et n'entraînent ainsi peu de "dégâts".

En fait la fracturation engendre de grandes déformations que lorsqu'elle est directement impliqué dans le mécanisme du séisme (cf. pl. 9, 10). Les séismes destructeurs sont souvent liés à de très grandes failles de type régional (plurikilométrique). Les faibles séismes jouent en fait ou n'engendre pas la réactivation des grandes failles mais jouent sur les failles secondaires et sont donc très vite amorti.

Autres phénomènes de "fracturation". Ce sont les fissures engendrées ou associées au jeu de failles. Voyons quelques exemples de fissures dont celles décrites par Baltzer et Purser (réf. 6) en 1979 au sujet d'un séisme qui a eu lieu dans le Sud-Est de l'Iran.

II - LES FISSURES DE SEDIMENTS MEUBLES (réf. 6) (cf. pl. 11 et 12)

A - FISSURES LIEES A L'ECOULEMENT

Nous avons trouvé trois types de fissures liées à l'écoulement en masse des sédiments. Les unes se répartissent parallèlement aux berges, d'autres se répartissent en arc de cercles à l'amont du chenal dont le fond a écoulé ; les troisièmes, plus complexes, résultent de la rotation sur place, autour d'un axe horizontal, d'une masse sédimentaire sous l'effet de son poids dont la composante tangentielle n'était plus équilibrée après l'écoulement de la base. Dans certains cas, cet écoulement en masse peut s'expliquer par une succession de fractures de ce type se propageant vers l'amont "retrogressive flow slides" (Andressen et Bjerrum, 1968).

1) Fissures rectilignes parallèles aux berges

Elles ont été observées de part et d'autre de la masse écoulée. Mais nous en avons vu également le long des berges des autres fleuves de la région affectée par le séisme. L'effet d'ensemble de ces fissures est toujours un effondrement vers le lit du fleuve ou du chenal. Les fractures débitent le sédiment en prismes dont les faces sont obliques par rapport au fleuve. Le rejet de chaque marche est

TABLE 1. CRITERIA FOR RECOGNITION OF ACTIVE FAULTS
(Modified from Cluff and others, 1972, and Slemmons, 1977)

GENERAL CRITERIA	SPECIFIC CRITERIA
Geologic	Active fault zones are characterized by the following types of youthful features suggestive of tectonic activity: fault scarps, rift valleys, over-steepened base of mountain fronts, faceted spurs or ridges, trench or grabens, fault scarplets, fault slice ridges, shutter ridges, offset streams, drainage lines or ravines, benches, sags, sag ponds, closed depressions, troughs, sidehill ridges, terraces along sides of hills, saddles and notches of unusual orientation or position relative to stratigraphy, open fissures, mole tracks, furrows, streams and terraces upstream from fault, or fault offsets of terraces, folding or warping of young alluvial or erosional surfaces with unusual distribution of sedimentation or erosional, groundwater barriers marked by aligned springs or vegetational contrasts. Usually combinations of the above are present. Erosional landforms are associated with many active faults, but may not be diagnostic. Stratigraphic offset of late Quaternary deposits by faults, or unusual variations in thickness relations at faults may be present.
Historic	Historical manuscripts, news or book accounts, personal diaries, verban communications, and legends may describe past earthquakes, surface faulting, warping or folding, creep on faults, landsliding, fissuring, or other phenomena that may be associated with past earthquakes or fault activity. Usually there are several or many historical accounts available. Indications of fault creep may be shown by offset fences, highways, roads, buildings, etc., or by geodetic displacements or distortions along a fault.
Seismologic	Earthquake epicentral distribution based on instrumental microearthquake or macroearthquake activity may delineate active faults. Lack of earthquake activity does not define a fault as inactive.

29 Jan

TABLE 2. CLASSIFICATION OF FAULT ACTIVITY BASED ON AVAILABLE DATA
(Modified from Cluff and others, 1972)

Activity Classification and Definition	Historic	Criteria Geologic	Seismologic	Studies to Further Define Activity
Active - a tectonic fault with a history of strong earthquakes or surface faulting, or a fault with a short recurrence interval relative to the life of the planned project. The recurrence interval used to define activity rate may vary according to the consequence of activity	(1) Surface faulting and associated strong earthquakes (2) Tectonic fault creep, or geodetic evidence of fault displacement or deformation	(1) Geologically young deposits cut by fault (2) Youthful geomorphological features that are characteristic of geologically young displacements along the fault trace (3) Groundwater barriers in geologically young or unconsolidated deposits	Earthquake epicenters can be assigned with confidence to the fault	Additional investigation and exploration are needed to define: (1) Exact locations of individual fault traces (2) Recurrence interval (3) Probable magnitude of future events (4) Type of surface deformation associated with the surface faulting (5) Probable epicenter of future earthquakes
Potentially Active - a tectonic fault without historic surface offset, but with a recurrence interval that could be sufficiently short to be significant to the particular project	No reliable report of historic surface faulting	(1) Geomorphic features that are characteristic of active faults, but with subdued, eroded, and discontinuous form (2) Faults not known to cut or displace youngest alluvial deposits, but offset older quaternary deposits (3) Water barriers in older deposits (4) Geological setting in which the geometry in relation to active or potentially active faults suggests similar degree of activity	Alignment of some earthquake epicenters along or near fault but assigned locations have low degree of confidence in location	Additional investigations are needed to resolve: (1) Time since previous activity (2) Recurrence interval (3) Location of possible fault traces. Completion of classification is less important if fault does not cross the project site and a known active fault that is capable of more frequent or higher magnitude earthquakes is closer to the site.
Activity Uncertain - a fault with insufficient evidence to define past activity or recurrence interval. The following classifications can be used until the results of additional studies provide definitive evidence	Available information is insufficient to provide criteria that are sufficiently definitive to establish fault activity. This lack of information may be due to the inactivity of the fault or to lack of investigations needed to provide definitive criteria.			
Tentatively Active - predominant evidence suggests that the fault may be active even though its recurrence interval is very long or poorly defined	Available information suggests evidence of fault activity, but evidence is not definitive			
Tentatively Inactive - predominant evidence suggests that fault is not active	Available information suggests evidence of fault inactivity, but evidence is not definitive			

TABLE 2. CLASSIFICATION OF FAULT ACTIVITY (Cont.)

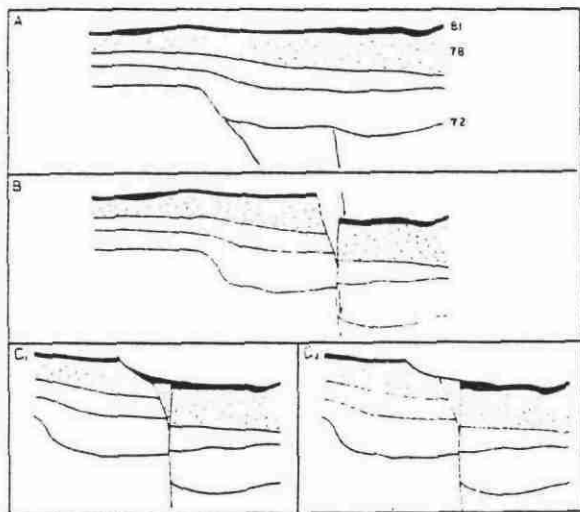
Inactive - a fault along which it can be demonstrated that surface faulting has not occurred in the recent past, and that the recurrence interval is long enough not be of significance to the particular project.	No historic activity	Geomorphic features characteristic of active fault zones are not present and geological evidence is available to indicate that the fault has not moved in the recent past and recurrence is not likely during a time period considered significant to the site. Should indicate age of last movement: Holocene, Pleistocene, Quaternary, Tertiary, etc.	Not recognized as a source of earthquakes	No additional investigations are necessary to define activity.
--	-----------------------------	--	--	---

TABLE 3. GEOMORPHIC FEATURES ALONG ACTIVE FAULTS AND THEIR APPROXIMATE RANKING BY FREQUENCY OF OCCURRENCE
(Modified from Stiemmons, 1977)

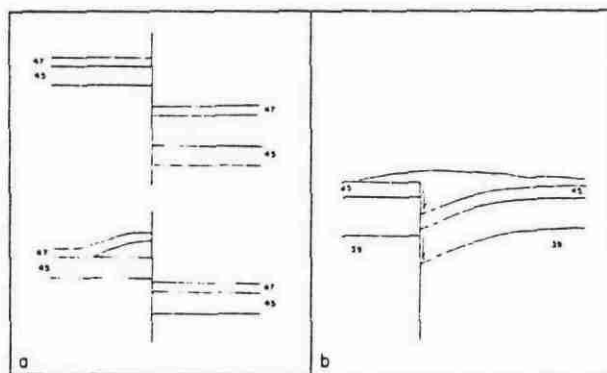
APPROXIMATE RANK	GEOMORPHIC FEATURE	APPROXIMATE RANK	GEOMORPHIC FEATURE
STRIKE-SLIP FAULTS		22	Fault Valley or Graben (Rift)
1	Scarp, Eroded Scarp	23	Fault Trace
2	Bench	24	Fault Path or Pebbly Path
3	Linear Canyon, Gully, Swale, Trench, Trough, Stream or Valley	25	Open Crack or Fissure
4	Pond, Depression, Swampy Depression, Sag, Playa, Sag Pond, Swampy Trench, Rhomb Depression	26	Faceted Ridge or Spur, Triangular Facets
5	Lateral Stream or Drainage Channel Offset	27	Alignment of Springs or very Elongate Springs
6	Fault Gap, Notch or Saddle	Unranked:	Riedel Shears, en echelon Fissures, Scarps, Lineaments, etc.
7	Trench, Wedge, Rhomb-Shaped Depression, Elongate Rhomb Depression	REVERSE-SLIP FAULTS	
8	Offset Ridgeline or Hill	1	Scarps
9	Deflected or Diverted Drainage Channel, Gully, Gulch, Stream or Valley Axis	2	Over-Steepened Base of Mountain Fronts
10	Linear or Elongate Ridge (Pressure Ridge), Bulges or Buckles, Termination Bulge (New Zealand)	3	Faceted Spurs or Ridges
11	Trough	4	Mole-Track or Bulldozed Scarps or Traces
12	Ponded Alluvium	5	Landslide or Talus Alignments
13	Aligned Notches and Swales	6	Grabens or Fissure Swarms above Main Fault Plane
14	Shutter Ridge	NORMAL-SLIP FAULTS	
15	Scarplet	1	Scarps (Simple, Fissure, Trench or Graben, Longitudinal or Step Subsidence)
16	Swale	2	Faceted Spurs and Ridges
17	Aligned Vegetation or Linear Boundary	3	Over-Steepened Base of Mountain Fronts
18	Aligned Gullies, Gulches, Valley and Stream	4	Rejuvenated Valley Floors with Terraces Upstream from Fault Scarp
19	Side-Hill (or hillside) Trench or Trough	5	Zig-Zag Faults on Conjugate Sets of Orthogonal Fractures
20	Spring, Elongate Spring, Marsh, Groundwater Barrier	6	Arcuate Scarps or Sets of Concentric Scarps
21	Lineament (Lithologic, Topographic, altered, Mineralized, Soil Contrast, en echelon or Riedel, etc.)	7	Wine-Glass Shaped Canyons

D. BURTON STIEMMONS

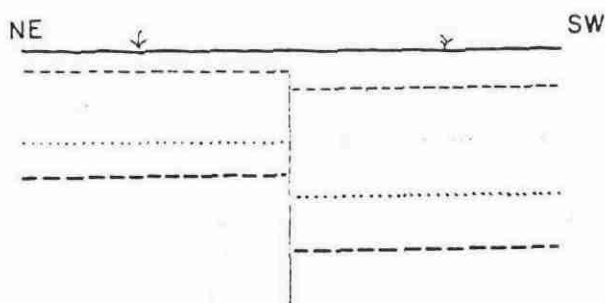
ref 67



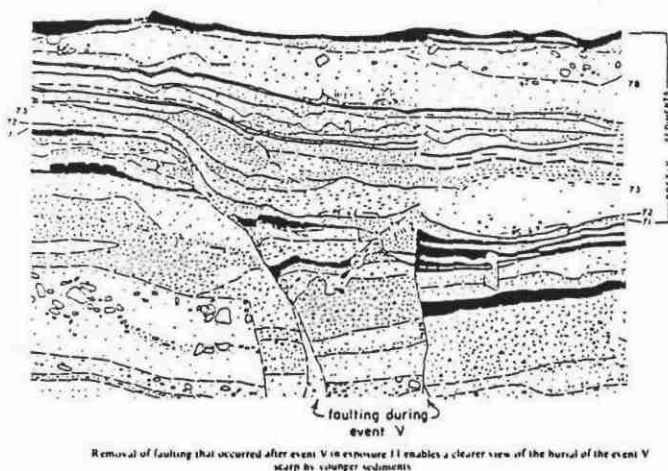
Development of scarp formed during event X, based on analysis of exposures 10, 10a, 11, and 11b. (a) Configuration of sediments and faults immediately prior to event X. (b) Faulting during event X results in the formation of a scarp about 200 mm high and a fissure. (c₁ and c₂) Unit 78 (stippled) is not able to maintain a vertical face and collapses into the fissure. The modified scarp now has a slope of about 35°. In Figure 21c₁, peat of unit 81 comes to rest over the fissure. In Figure 21c₂, the peat slides over the fissure onto the lower block. In both cases a peat approximately 2 mm thick forms upon the scarp during the several years following event X.



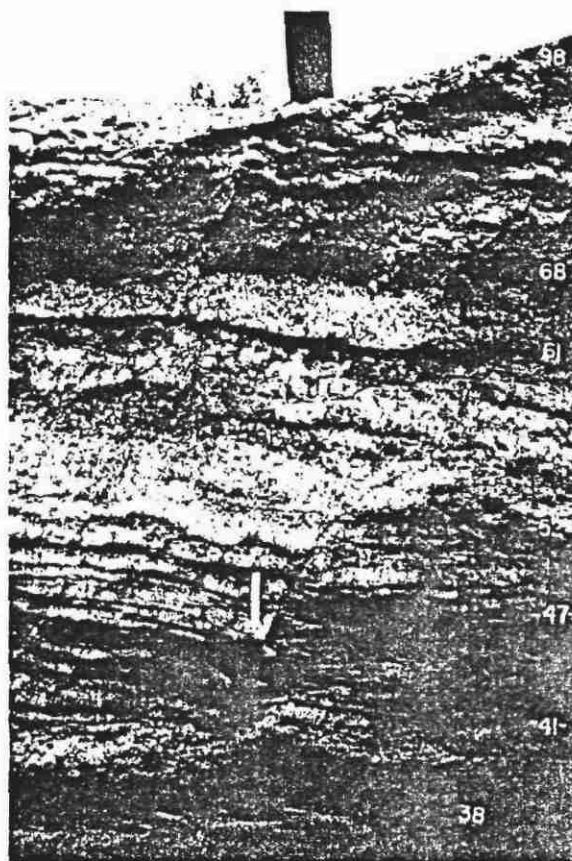
Possible reasons why unit 45 is separated more than overlying units in exposure 10. (a) In the upper diagram the section to the left of the fault did not receive a sandblow deposit (stippled unit) above unit 45 during event I, whereas the section to the right of the fault did. Unit 47 later was deposited upon both sections. Right lateral fault slip of perhaps several meters, accompanied by a small amount of vertical slip, then juxtaposed the two different sections, giving the impression that unit 45 is vertically offset more than unit 47. Relationships in the lower diagram may have developed in a similar fashion. (b) Liquefaction of unit 39 during event I may have been followed by extrusion of a portion of that unit to form a sandblow (stippled unit). The evacuation of a part of unit 39 may have resulted in a bending of overlying units downward along the fault. This might give the impression that tectonic faulting had occurred even though it had not.



The effect of several right lateral movements on deposits dipping gently away from the reader is shown in this cross section. The older layers, which have experienced more slip events, have larger vertical separations than the younger layers.



Removal of faulting that occurred after event V in exposure 11 enables a clearer view of the burial of the event V scarp by younger sediments.



Minor fault exposed in bulldozer cut offsets all units below unit 61 about 300 mm. This fault is evidence for event R. Facies and thickness differences across the fault in the gravelly units between units 52 and 61 indicate at least several hundreds of millimeters of lateral slip on the fault. Dots indicate fault trace in gravels. Scale is 220 mm long. View is to the northwest.

PL9

Exemple de failles. Pallett Creek. California.

K. E. Sieh

1978

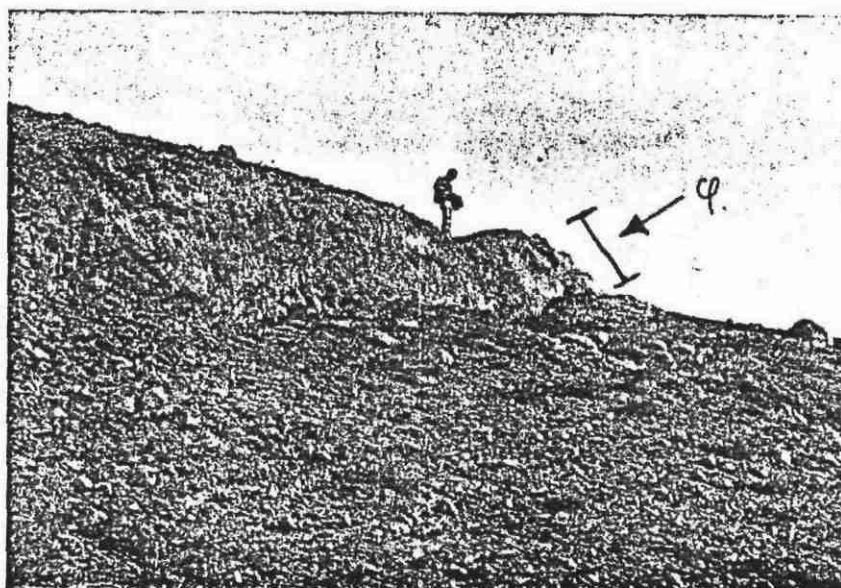
(4/63)

— Une faille provoquée par le tremblement de terre des Andes péruviennes
du 10 novembre 1946 (cliché A. HIM)

PL10



A.A. NOWROOZI, A. MOHAJER-ASHJAI



ref 76.

— Fresh fault scarp north of the Koli earthquake.

décimétrique. Les fissures sont ouvertes et la profondeur visible peut atteindre 0,80 m.

2) Fissures en arc de cercle

Ce type de fissure limite vers l'amont la zone écoulée du chenal. Ces fissures en arc s'apparentent aux fissures parallèles aux berges en limitant les mêmes stocks de sédiment et en étant elles aussi ouvertes.

3) Fissures concaves avec rotation du bloc

Si les deux premiers types de fissures se caractérisent par des surfaces planes ou concaves sur le plan horizontal, le troisième, en revanche, est concave sur le plan vertical ; la diminution de l'angle d'inclinaison avec la profondeur conduit à la rotation du bloc effondré. En effet, nous avons observé la rotation d'un bloc de sédiment en conséquence des phénomènes de fluage. Sur la rive gauche du chenal des fissures limitaient une loupe de sédiments dont la partie voisine de la berge était effondrée et la partie proche de l'axe du chenal, soulevée. Les fractures du côté effondré étaient ouvertes alors que celles du côté soulevé étaient fermées. Cette disposition suggère un déplacement latéral du bloc vers l'axe du chenal. Cette disposition montre qu'il s'agit de fractures rotationnelles classiques, telles qu'on en observe dans les grands travaux en déblais sous climat humide ("failles panaméennes"). La masse affectée par la rotation avait une trentaine de mètres de long et cinq mètres de large. Le processus semble avoir été déclenché par l'écoulement des sédiments du chenal. Ce fluage, en augmentant la hauteur du surplomb des sédiments, a créé les conditions favorables à leur rotation. Il est possible que l'écoulement soit lui-même l'effet d'une succession de telles fissures se propageant de l'aval vers l'amont et précédant la liquéfaction temporaire de la masse sédimentaire.

B - FENTES DE RETRAIT INDEPENDANTES DE L'ECOULEMENT

En plusieurs endroits de la plaine deltaïque du fleuve Anzari, nous avons observé des systèmes de fentes de retrait parallèles et rectilignes, dessinant un réseau rectangulaire très différent des polygones de dessiccation classiques. La direction privilégiée ainsi à plusieurs endroits de la sabkha suggère que le séisme a affecté là un sédiment ayant atteint le degré de dessiccation qui précède l'ouverture des fentes. L'orientation des ondes de pression aurait favorisé l'ouverture d'une série parallèle de fentes suivant une direction privilégiée (à 40° près) de 200 à 330° (la déclinaison est voisine de 0°), très sensiblement perpendiculaire à la direction de l'épicentre.

La deuxième série de fentes, disposées de façon orthogonale par rapport à la première, dont l'origine exacte est inconnue, sont légèrement plus petites et généralement discontinues.

III - BRECHES AUTOCLASTIQUES ET LES FILONS

Deux autres types de déformations sont à rattacher à la fracturation : les brèches autoclastiques et les filons sédimentaires et les dykes Neptuniens.



1 : Fissures concaves en gradins avec rotation d'une partie de la masse sédimentaire ; malgré cette rotation du bloc effondré, les fissures restent ouvertes ;

2 : Vue d'ensemble du bloc affecté par la rotation. Les flèches indiquent la partie soulevée par la rotation ;

4 : Détail des fissures ouvertes et rectilignes parallèles aux berges ; à noter que ces blocs en gradin ne sont pas affectés par la rotation (cf. 1) ;

5 : Fentes de retrait en réseau rectangulaire sur la plaine du fleuve Anzari ; la série principale (N-S), dont la disposition est à peu près orthogonale par rapport à l'épicentre du séisme, est mieux développée que la série « E-W ».

IRAN.

BALZER

PURSOR

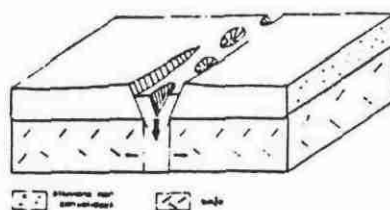
1979.

nel 6



Crevasses et affaissements au rio Golgol.
Région de Papahan.

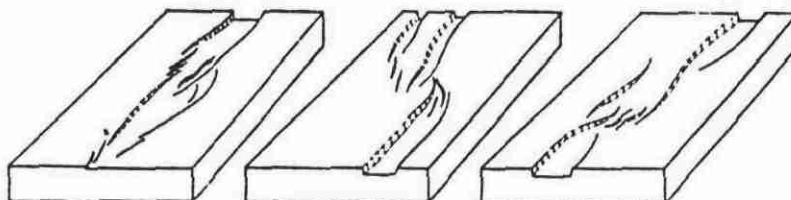
H. Tazieff. 1960. nel 68



— Manifestations dans une couverture alluvionnaire non consolidée de l'ouverture d'une fissure dans le socle -snos jacent ; graben et alignement d'entonnoirs d'effondrement.

ASAL - Groubet
1978.

Le dain et al 1979.
Ref 38

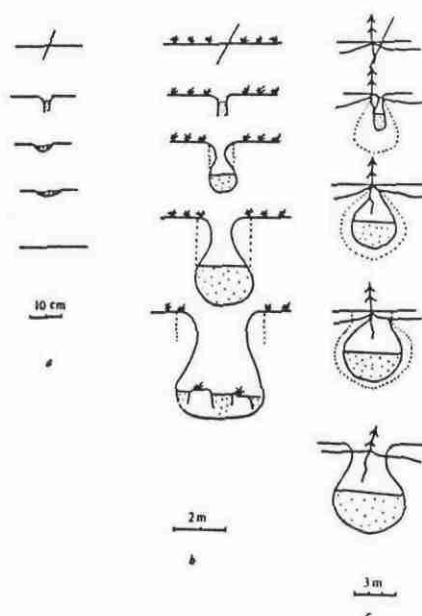


— Relais entre les structures d'effondrement.



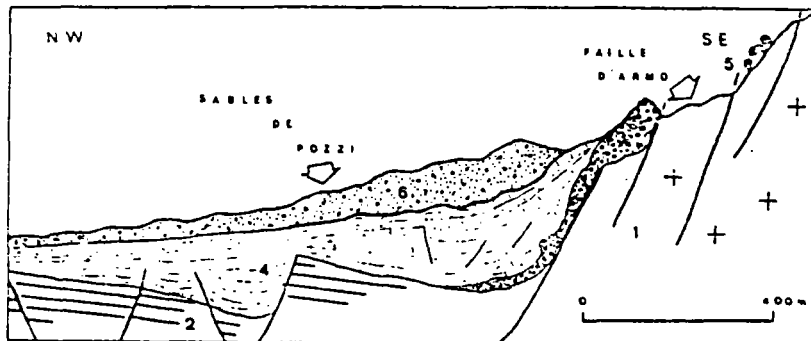
J. P. Rotte' 1977.
ref 56

— Fissures de tension en échelon à direction de cisaillement senestre. Secteur de Sidi Djilali.

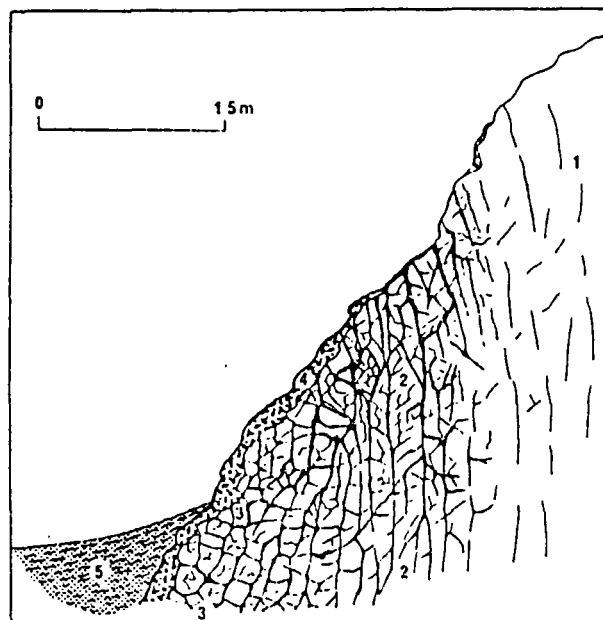


Laike. N. Asfaw
1982.
ref 37

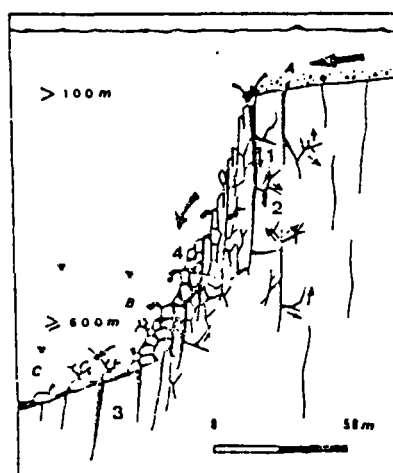
Types of development of fissures on sediments: a, fissures on flat ground with poor drainage; b gully type erosion of fissures; c, development of subsidence pits. Approximate scales do not include vegetation. No vertical exaggeration.



- Coupe schématique de la faille d'Armo, montrant la troncature sous-marine des sables de Pozzi. 1. Socle cristallin; 2. Flysch tortonien; 3. Brèche autoclastique et mégabèche à coraux profonds; 4. Sables calcaires et biocalcarénites; 5. Coraux profonds encroûtant le paléoescapeement de faille sous-marin; 6. Sables de Pozzi.



- Représentation schématique des lithologies composant l'escarpement: 1. substratum; 2. substratum intensément fracturé par des dykes neptuniens et des filons anastomosés (= brèche interne); 3. les phénomènes de bréchification donnent naissance à un chaos de blocs calcaires appelé ici éboulis cimenté; 4. des calcaires bioclastiques à Scleractiniaires bathyaux se développent sur les éboulis cimentés; 5. des marnes bathyaux recouvrent le pied de l'escarpement.



- Reconstitution du dispositif sous-marin à brèche autoclastique intraformationnelle sur escarpement. 1 - Fentes à remplissage allodapique gravitaire. 2 - Filons multidirectionnels, à remplissage per ascensum (injection de matériel fluide sous pression). 3 - Fentes largement ouvertes en pied d'escarpement (remplissage allodapique gravitaire). 4 - Brèche autoclastique. A, Eléments littoraux remaniés; B) Biocoenose des coraux blancs (*Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa* et *Desmophyllum cristagalli*); C) Biocoenose des vases bathyaux.

1. Le socle sain, plus ou moins fracturé (1).

2. Une sole intensément fracturée, injectée de boue calcaire, sous forme de filons étroits et anastomosés. Vers l'extérieur de cette zone, large d'une vingtaine de mètres, les filons sont plus épais et montrent un remplissage calcaire finement laminé. Ces filons ont une disposition réticulaire, dans tous les plans de l'espace dé-

couplant le socle en polyèdres.

3. Une «brèche» à matrice calcaire abondante où les éléments de substratum peuvent être mis en connexion. Elle résulte du découpage *in situ* du socle par le réseau des filons. La partie externe de la «brèche» est chaotique, les blocs de substratum sont en position d'équilibre, figés dans la matrice calcaire (3).

4. 5. Des encroûtements calcaires à coraux bathyaux (*Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa*, *Desmophyllum cristagalli*, *Isis* sp.), viennent sceller l'escarpement (4) associées à des marnes bathyaux (5).

L'escarpement de faille parvient à son développement maximum, la brèche autoclastique et la falaise sous-marine sont alors plus largement colonisées par les coraux bathyaux. L'ensemble du dispositif enregistre ensuite une remontée, il est porté à l'émergence sans que l'escarpement majeur ou les fentes injectées ne subissent une quelconque déformation.

ref 72.

A - LES BRECHES AUTOCLASTIQUES (ex. détroit de Messine, Barrier et al., 1987) (réf. 72)

Les brèches

Les éléments des brèches varient de quelques cm³ à plusieurs m³. Les remplissages calcaires sont toujours proportionnellement peu épais. A l'oeil nu, ils paraissent pauvres en bioclastes, mais présentent diverses figures d'expulsion de fluide. La matrice micritique est parcourue par des lamines horizontales et obliques, parfois disposées en éventail entre les blocs. Elles sont souvent découpées, à intervalle irrégulier, par des conduits verticaux sans stratification. On reconnaît dans ces structures sédimentaires, d'échelle centimétrique à pluridécimétrique, des coupelles et piliers (dishes and pillars) décrites par de nombreux auteurs (Lowe et Lo Piccolo, 1974 ; Lowe, 1975 ; Bordet et al., 1982). Des blocs de calcaires à coupelles et piliers sont remaniés dans l'éboulis cimenté, laissant deviner la formation polyphasée de ces ensembles. Cf. pl. 13.

B - FILONS SEDIMENTAIRES ET FENTES OUVERTES

Les filons gréseux (réf. 3) ont une puissance très variable (de 1 à 40 cm). Ils sont affectés de nombreux replis alors que les bancs de la série encaissante restent pratiquement impertubables. Leur longueur est limitée (de l'ordre de la dizaine de mètres au maximum) et leur terminaison progressive, vers le haut et le bas de la série.

Le passage d'un filon perturbe la disposition des bancs. Certains plis ne sont que l'exagération par aplatissement de filons originellement en zig-zag. Ces phénomènes de tassement différentiel et ces plis formés par aplatissement prouvent que la diagenèse était loin d'être terminée lors de l'injection des filons.

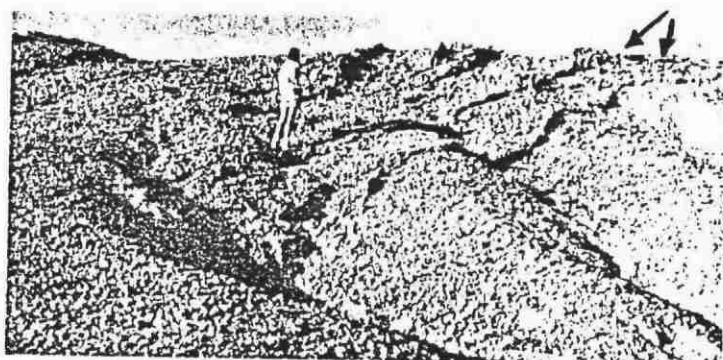
Injection de grès, indifféremment vers le haut ou le bas, à partir de bancs déjà recouverts par une épaisseur plus ou moins grande de sédiments.

Lorsqu'on se trouve en présence d'un filon assez épais et de fort pendage, on remarque que la stratification déformée se relève vers la partie supérieure du filon, tandis qu'elle s'infléchit vers sa partie inférieure. Elle tend à se mouler sur les deux extrémités de celui-ci ; nous voyons là le résultat de la compaction des sédiments encaissants après la mise en place du filon.

Parfois la compaction se traduit par un épaissement local des filons.

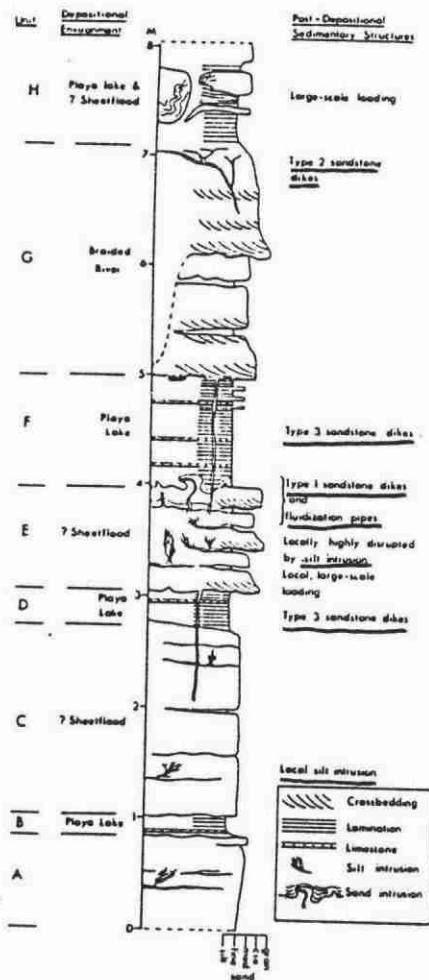
Si l'on se perd en conjectures sur cette cause extérieure (séisme, glissement des couches sur le talus continental), elle est sans aucun doute d'origine tectonique ou en relation avec un phénomène tectonique. Dans le cas envisagé ici c'est une phase de distension, à un stade peu avancé de la diagenèse, qui est responsable de la formation des filons.

Les dykes sédimentaires sont des injections de matériel terrigène à l'intérieur de fractures ouvertes plus ou moins perpendiculaires à la stratification des niveaux encaissants leur puissance est décimétrique et peuvent se développer sur une hauteur de plusieurs mètres. Le remplissage peut s'effectuer per descendum ou per ascensum. Ils dessinent un réseau complexe de filons anastomosés et empruntent les directions principales des accidents responsables de l'effondrement du bassin (ex. Mer Rouge - N5 et N140) (réf. 57) cf. pl. 14, 15.

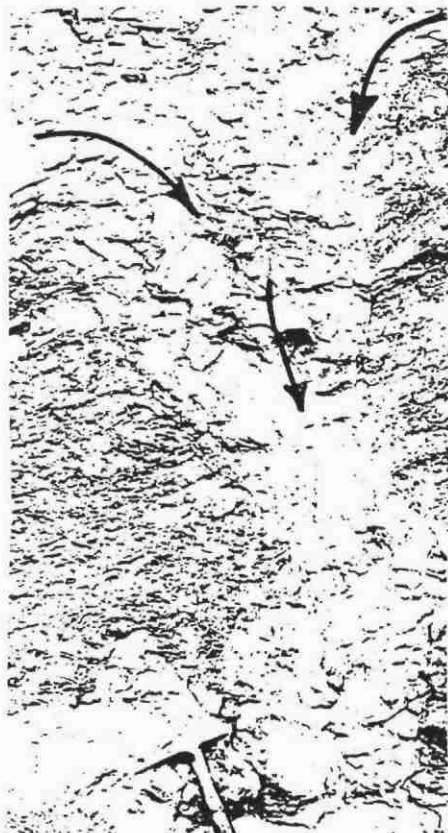


filons sédimentaires

ref 57



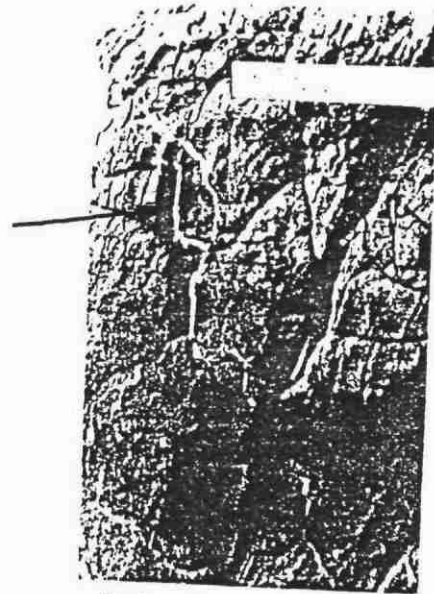
Detailed stratigraphy of part of the coastal section exposed 300 m east of Tynemouth Creek, showing the distribution of post-depositional sedimentary structures.



Les dykes sédimentaires

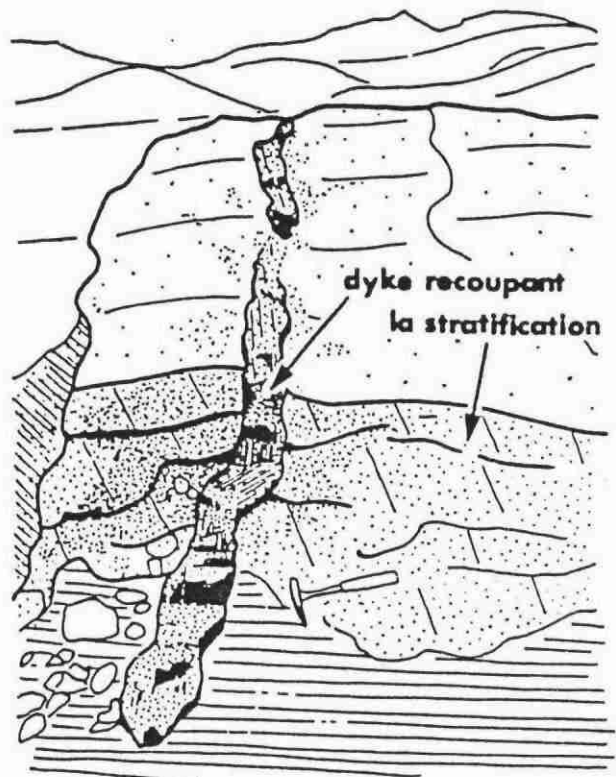
—Mudstone dike. Liquefied or fluidized flow of mud downward forming a dike. Marnoso-arenacea Formation, Miocene, Apennines, Italy. Modified from Ricci Lucchi (1975, Fig. 55a).

H.E. Cook, N.E. Field, J.V. Gardner
1982.



Type 2 sandstone dikes in the upper part of unit G. The dikes consist of silt-free, fine- to medium-grained sandstone generated through the elutriation of the host sediment. Note the frequent changes in thickness and orientation of the dikes.

ref 54.



ref 57

C - DYKES - NEPTUNIENS (ex. Détroit de Messine - P. Barrier - D. Vachard - C. Montenat - P. Ott d'Estevou - 1987) (réf. 72)

*** Précisions sur les dykes** (pl. 16)

Les dykes neptuniens. Ce sont des fentes subverticales, largement ouvertes sur l'escarpement, qui s'enfoncent dans le substratum sur plusieurs dizaines de mètres. Leur remplissage est un calcaire compact, bioclastique et sableux, de teinte blanche ou rosée. La largeur de ces fentes peut être pluridécimétrique.

La nature des remplissages filoniens et les microstructures sédimentaires rencontrées caractérisent parfaitement le milieu et la genèse des filons. Le matériau de remplissage des filons les plus largement ouverts, ainsi que la matrice des encroûtements à coraux bathyaux, est un calcaire allodapique à foraminifères planctoniques et nombreux bioclasts déplacés.

Les filons injectés dans le substratum présentent un microfaciès différent. Il s'agit de mudstone à micrite dominante. Les microstructures sédimentaires contenues dans ces filons sont des découpages d'autoclasts micritiques de plusieurs générations successives, des rubans de micropellites et pelloïdes, des lamines de fins bioclasts intimement brisés alternant avec de la boue pure, des microstrates obliques en éventail, des figures en coupelles et piliers (dish and pillars structure).

Le démarrage du dispositif considéré, en milieu circalittoral voire plus profond, permet l'ouverture de fentes le long de l'escarpement créé. Le jeu successif et simultané des différents plans de failles constituant l'escarpement génère à chaque étape de l'approfondissement deux mécanismes de dépôt.

A - Une ouverture de fentes de tension et de décompression sur l'escarpement aval nouvellement créé, permettant la pénétration de matériel allodapique (boue, bioclasts, eau) avec un mouvement per descensum.

B - La poursuite de l'affaissement ouvre une nouvelle génération de fentes à l'aval de l'escarpement et provoque également le serrage de celles préalablement remplies à l'amont par pression pratiquement normale exercée sur le plan de faille. Ce serrage provoque la mise en pression du remplissage sédimentaire des fentes, suivie d'une injection du matériau fluide dans tous les plans de discontinuité.

L'injection de fluide produit un phénomène de cric hydraulique (jacking) qui ouvre les fentes restées occluses et fait éclater la roche en place expliquant ainsi les microstructures d'expulsion de fluides rencontrées dans les calcaires micritiques des filons et le découpage en polyèdres et les injections en étoiles du socle.

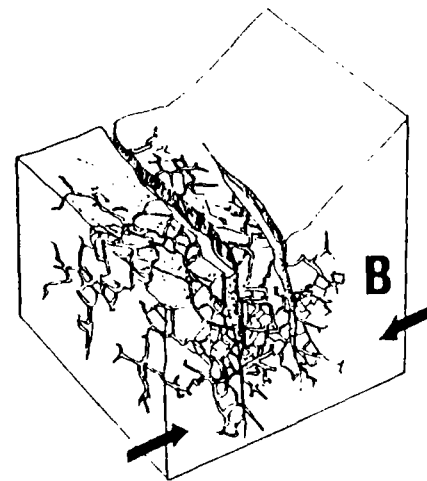
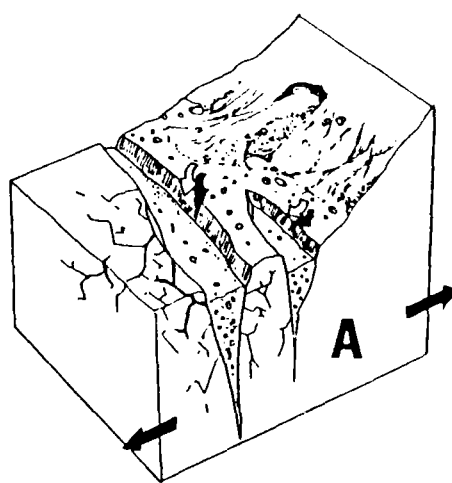
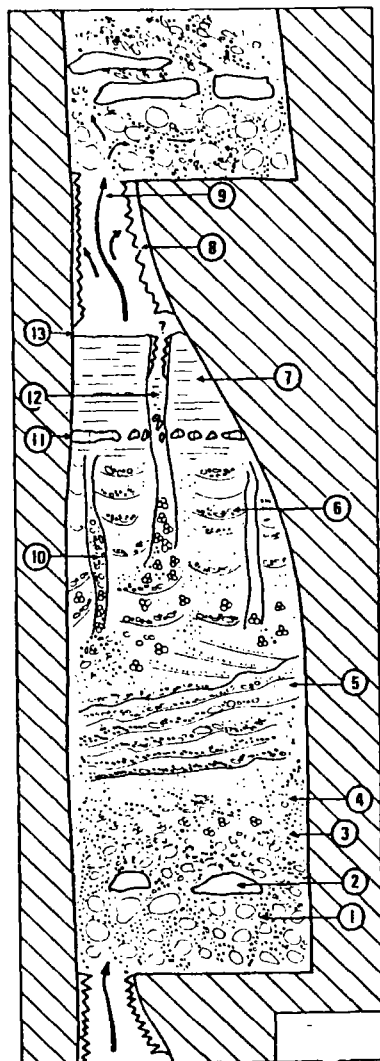
L'existence de phases d'activité successives sur l'escarpement est prouvée par les différentes générations d'autoclasts rencontrés dans les filons et dans la brèche externe où sont accumulés tous les blocs arrachés à la falaise sous-marine, ceci impliquant bien entendu une induration précoce de la boue en milieu profond.

*** Les ouvertures et leur remplissage per descensum**

Les jeux successifs des failles normales plio-quaternaires du Détroit de Messine ont abouti à la création de paléoescarpement, présentant des dénivellations importantes.

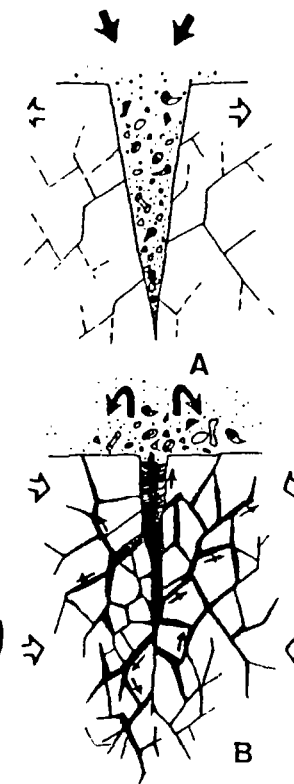
Dans ce contexte, l'ouverture et le remplissage de fentes sont faciles à concevoir. A chaque jeu de faille majeure correspond une fracturation mineure, empruntant dans de nombreux cas les discontinuités préexistantes de la roche

PL 16

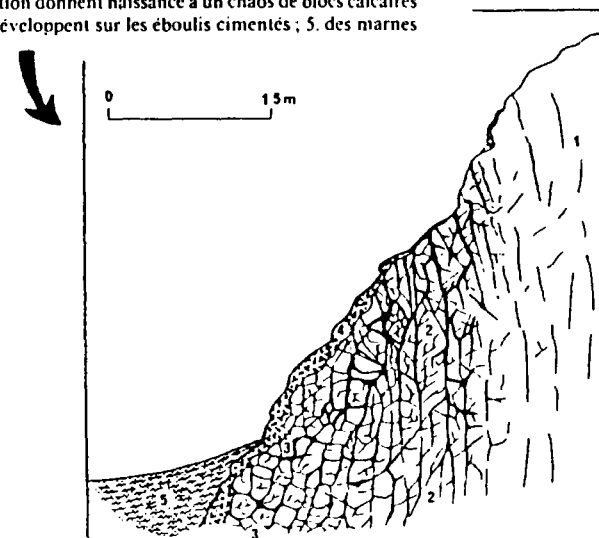


- Fonctionnement des dykes neptuniens et des brèches internes : A. Ouverture et remplissage *per descensum*. B. Chocs sismiques probables, serrage, fluidification et migrations *per ascensum*.

- Représentation de la dynamique de remplissage des filons et fentes. A. Ouverture des fentes par traction et remplissage allodapique *per descensum*. B. Serrage et compression du matériel de remplissage, ouverture de fissures préexistantes et injection de matériaux fluides dans tous les plans de l'espace (*jacking*), découpant ainsi le substratum en polyèdres.



- Représentation schématique des lithologies composant l'escarpement : 1. substratum ; 2. substratum intensément fracturé par des dykes neptuniens et des filons anastomosés (= brèche interne) ; 3. les phénomènes de bréchification donnent naissance à un chaos de blocs calcaires appelé ici éboulis cimenté ; 4. des calcaires bioclastiques à Scléractiniaires bathyaux se développent sur les éboulis cimentés ; 5. des marnes bathyales recouvrent le pied de l'escarpement.



24 22

- Microséquence virtuelle élémentaire du remplissage carbonaté tectono-sédimentaire le long des escarpements du détroit de Messine. Quadrillage : substratum des dykes et filons. I. Séquences de liquéfaction/fluidification (avec lithification plus ou moins précoce) : 1. éluviation et vannage par migration *per ascensum* ; 2. création de microcavernes par mobilisation d'un matériel de taille moyenne ; 3. sédiment assez voisin du dépôt ; 4. sédiment granoclassé ; 5. zone des coupelles allongées (et microclinostratifications) ; 6. zone des coupelles festonnées ; 7. zone des micrites pures ; 8. dépôt de sparite palissadique le long des épontes ; 9. l'eau restante va cimenter les niveaux 1 des séquences suivantes. II. Séquences d'expulsions de fluide explosives : 10. piliers à matériel grossier ; 11. piliers (ou autres progressions explosives) provoquant la formation d'autoclastes aux dépens d'une micrite indurée ; 12. piliers à remplissages fins ou uniquement dépôts de sparite ; 13. extrémités des piliers non observées.

affectée. En raison de l'importance des déplacements verticaux, les compartiments surélevés sont soumis, dans les bandes de déformation associées aux plans de rupture principaux, à une décompression brutale qui engendre une multitude de fentes ouvertes, verticales ou généralement proches de la verticale. Celles-ci jouent le rôle de drains et se remplissent per descensum de sédiment, préalablement déposée au-dessus des ouvertures, ou située à leur proximité et glissant vers elles par déstabilisation sur la pente de l'escarpement. Le comportement hydroplastique de la boue (Lowe, 1975) lui permet, par un mouvement de "creeping" (Lombard, 1972), de pénétrer assez loin à l'intérieur des fentes. En revanche, à ce stade de remplissage gravitaire, passif, la viscosité de la boue est un frein à son infiltration dans le réseau intime de fractures du substrat qui, en outre, n'est vraisemblablement pas encore ouvert. Ultérieurement, les phénomènes de liquéfaction permettront au fluide carbonaté de s'injecter jusqu'au fin fond des fissures les plus ténues.

Les migrations per ascensum

Après la mise en place purement gravitaire du sédiment, l'histoire du remplissage montre en abondance des figures d'expulsion d'eau. Ces figures, rarement signalées dans les carbonates (Bordet et al., 1982), sont par contre bien connues dans les dépôts siliciclastiques (Lowe, 1975, 1976), où elles sont interprétées comme résultant de phénomènes de liquéfaction et/ou de fluidification. Ces mécanismes semblent applicables aux remplissages boueux carbonatés, en notant toutefois que leur environnement textural est sensiblement différent de celui d'un matériau siliciclastique : les filons carbonatés sont constitués d'une boue clastique, peu granulaire, contenue dans un matériau rigide, totalement induré. Il existe donc un contraste de compétence extrêmement important entre le contenu du filon et son contenant (matériaux du socle cristallin le plus souvent).

La cause des liquéfactions spontanées (Terzaghi, 1947 ; Lowe, 1976) est généralement attribuée à des chocs sismiques, parfois à des processus de compaction par surcharge (Lowe, 1975, 1976). Les essaims de dykes carbonatés étant toujours étroitement liés au tracé de failles dont les jeux plio-quaternaires sont connus (Barrier, 1984), il est logique d'établir une relation entre les chocs sismiques vraisemblablement induits par le jeu des failles et l'évolution interne du remplissage initial des fentes (stade per descensum).

Au moment du choc sismique, l'eau interparticulaire est mobilisée et entraîne avec elle une vase fortement diluée et une fraction silteuse, quartzeuse et bioclastique. Conjointement, la boue carbonatée initiale, en partie déchargée de son eau, se compacte, permettant le piégeage local, par pression différentielle, de véritables "bulles" d'eau. Ces dernières, chargées en carbonates dissouts, seront à l'origine des "microcavernes" à tapissage sparitique.

Le "liquide d'échappement" tend naturellement à progresser vers le haut, en raison de sa plus faible densité. Cependant, la viscosité croissante de la boue carbonatée restante et la nature rigide de l'encaissant empêchent cette progression simple. L'eau, chargée en carbonates, subit alors une surpression qui provoque une fracturation hydraulique utilisant toutes les discontinuités mineures de l'encaissant. L'ouverture et le remplissage simultanés des fissures, dans toutes les directions de l'espace, sont assez comparables à ce qui se produit lors d'essais de fracturation hydraulique ou de compaction provoquées par explosif (Bates et Jackson, 1980 ; Costet et Sanglerat, 1981 ; Murphy, 1984). Le "liquide d'échappement" va s'injecter assez loin dans les fissures, y déposant une micrite dont la rapidité d'induration sera perceptible au travers de microdéformations : microfailles affectant des micrites encore plastiques, autoclastes, traduisant une lithification avancée... Seul

un liquide épuré, mais encore chargé d'ions carbonatés, pourra pénétrer les discontinuités les plus fines. Il déposera son contenu sous forme des divers ciments déjà évoqués.

Le caractère "explosif" de l'échappement d'eau va en outre produire un tri par densité au niveau des coupelles, dont la structure interne apparaît granoclassée, les éléments les plus grossiers soulignant parfois une microstratification oblique notamment dans les coupelles allongées. Ces concentrations granulaires sont sans doute dues au tirage latéral occasionné par le départ brusque de la phase liquide dans un sédiment à forte viscosité. Leur répartition séquentielle ne doit pas tromper, elle ne traduit pas une répétition temporelle d'événements, comme des décantations successives par exemple ; elle se produit instantanément dans toute la colonne de sédiment affecté. Il est fréquent par ailleurs que les grains soient littéralement aspirés puis extraits de leur matrice boueuse (coupelle) et remontés dans les conduits d'échappements où ils se retrouvent piégés et parfois concentrés dans une micrite.

L'organisation de ces remplissages présente certains caractères séquentiels et répétitifs : remplissage per descendum, injection per ascensum et son cortège de phénomènes spécifiques. Il est à noter que fréquemment plusieurs générations de filons se recoupent. Mais chacun de ces filons n'a connu qu'une seule phase d'activité per ascensum.

Du point de vue environnemental, les différents microfaciès observés peuvent tous avoir été générés dans des milieux relativement profonds, l'ensemble des ciments carbonatés notamment (Froget, 1972 ; Bathurst, 1971 ; Cook et Mullins, 1983 ; Scholle et al., 1983).

*** Relations avec la fracturation**

Les remplissages sédimentaires sur l'escarpement sont largement contrôlés par la microfracturation du substrat :

- le long de l'escarpement du Capo dell'Armi, les dykes neptuniens et les filons les plus importants de la brèche interne sont disposés suivant la direction N 140, direction générale de l'escarpement, et N 045, direction de fracturation secondaire ;
- à Scilla, les deux directions préférentielles sont N 080, celle de l'escarpement, et N 020, pour la fracturation secondaire.

Par contre, le réseau le plus fin de la brèche interne, celui des filonnets adventices, ne présente pas de direction préférentielle. Il a emprunté toutes les discontinuités mécaniques possibles. De plus, aucune fracture n'affecte les dykes ou les filonnets.

Conclusion

Les paléoescarpements du détroit de Messine sont disposés selon plusieurs directions de failles. Les jeux simultanés de ces failles ont engendré des panneaux effondrés constituant autant d'entités tectonosédimentaires. Les colmatages des panneaux, sables bioclastiques souvent gravitaires et marnes bathyales, peuvent être diachrones au cours des temps plio-pléistocènes.

Au cours de cette période, les différents compartiments, et les escarpements de failles qui les limitent, ont d'abord été portés rapidement en milieu bathyal, à plus de 500 m de profondeur. Puis ils ont été soumis à un soulèvement généralisé et

ont émergé à une époque récente ; il y a moins de 100 000 ans probablement.

Des jeux de failles, verticaux et importants, ont permis par décompression des compartiments surélevés, la pénétration de boue pélagique dans des fentes ouvertes. Des chocs sismiques postérieurs ont mis le sédiment de remplissage sous pression, aboutissant à une fracturation hydraulique du substrat et à l'injection sélective d'une partie du sédiment initial, fortement enrichie en eau par liquéfaction-fluidification.

En raison de leur émergence récente, les morphologies des paléoescarpements sont en général bien conservées : Messina, Scilla, Capo dell'Armi, etc. D'autres escarpements analogues disposés suivant les mêmes directions de failles, demeurent encore immergés dans le Détroit.

DEUXIEME PARTIE

DEFORMATIONS ET MODIFICATIONS LIEES A LA FRACTURATION

La fracturation correspond à tout ce qui a trait à une faille. Mais une faille peut engendrer certains phénomènes :

- la modification des versants ;
- les glissements.

Pour un séismologue, un versant représente toujours un risque au point de vue danger : un versant peut se mettre à glisser pour deux raisons : une faille ou une saturation en eau, du matériel formant le versant (principalement lorsqu'il est terrigène) ou parfois les deux en même temps.

Il faut savoir reconnaître un versant où les risques de glissement sont possibles. Or maintes types de versants sont à l'origine de l'activité d'une faille. Les éboulis et les brèches de celle-ci formant une bonne part des matériaux du versant. Cette faille présente peut rejouer lors d'un séisme. Il faut donc être capable de la repérer. L'érosion différentielle aide heureusement les géologues en dégagant la plupart du temps le miroir de failles. Nous verrons donc dans cette partie quelques exemples de versants ou de morphologie de versant.

Pour en venir au glissement, une partie des glissements aériens sont et peuvent se rattacher au problème des versants, mais une autre partie se fait par écoulements gravitaires sous eau (slide, slump, turbidites...). Nous passerons en revue ces différents phénomènes pour en sortir les principales caractéristiques.

I - FAILLES ET VERSANTS : MORPHOLOGIE

L'évolution des versants peut dépendre de l'action des séismes, car il est certain que les effets liés à ces derniers sont à long terme plus importants que ceux liés aux failles, puisque si tout rejeu de faille s'accompagne de séismes, l'inverse n'est pas obligatoire. Autrement dit, l'érosion et l'évolution des grands versants doivent, sans doute, autant à la sismicité qu'à la tectogenèse.

En région hautement instable l'érosion différentielle reste donc un élément essentiel du relief de faille. Il existe d'ailleurs des exemples incontestables d'escarpements de ligne de faille dérivés d'une activité néotectonique.

Le rôle de l'érosion différentielle

Cette érosion différentielle se manifeste communément du fait que le plan de faille met en contact des roches de résistance inégale. Il est alors très difficile de déterminer sur le terrain quel est, de ces deux cas, celui qui est réalisé. On est naturellement assuré qu'on se trouve en présence d'un plan dégagé par l'érosion différentielle lorsque le miroir n'affleure qu'au voisinage des thalwegs et qu'aucune des dénivellations n'affecte les croupes d'interfluve au passage de la faille.

Si les profils des versants dans le bloc soulevé et dans le bloc affaissé sont grossièrement parallèles, il faut en conclure qu'une vallée initiale, bien calibrée en dépit de la différence des roches traversées, a été brisée par une faille récente. La largeur d'affleurement du miroir est alors sensiblement constante.

Mais l'érosion différentielle peut se manifester également lorsque la faille met en présence des roches de résistance comparable.

Le rôle des séismes sur les versants et les failles est en fait le mécanisme moteur de leurs activités et donc de la morphologie.

- Séisme

*** Phase initiale**

Fissuration (trituration) de la roche par dilatance (bandes de broyage).
Désagrégation rapide par diffusion des fluides.

*** Phase secondaire (activité sismique)**

Vibration des parois et criblage des piedmonts.
Destruction des miroirs, criblage sismique des dépôts détritiques meubles, induration inégale selon l'activité des sources.
Ce qui entraîne le jeu des failles et la "création" d'éboulis de faille qui entre pour une bonne partie dans la morphologie des versants.

Toute période fortement sismique et toute zone fortement tellurique auraient pour caractéristique de voir augmenter la fissuration des roches, c'est-à-dire les bandes de broyage si banales sur les escarpements tectoniques. Les mécanismes telluriques peuvent donc être en partie responsables de la fragmentation des roches, de leur trituration dans les zones faillées. En plus, toute région au substratum intensément fissuré par les processus élastiques d'origine climatique, et aux infiltrations d'eau abondantes, comme dans une région calcaire de montagne, pourrait être une zone propice à ces mécanismes de dilatance-diffusion.

* Les planches 17 et 18 montrent différents types d'escarpements de failles et de morphologies de versants.

II - GLISSEMENT DE TERRAIN (AERIEN)

Introduction

Mouvement de masse rapide, vers le bas, d'une partie du matériel d'un versant. On peut en distinguer deux grandes catégories :

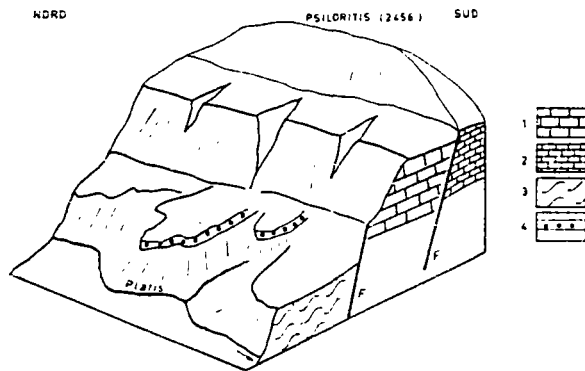
1) Celle où une partie d'un versant se détache en bloc, soit le long d'un plan de glissement déjà existant (diacalse, surface de stratification), soit avec formation d'une cassure souvent courbe.

2) Celle que l'on nomme solifluxion où le glissement, en général moins rapide, est dû au fait que les terrains sont gorgés d'eau, et s'écoulent comme une masse boueuse à partir d'une niche de décollement ou niche de solifluxion (coulées boueuses ou coulées de solifluxion).

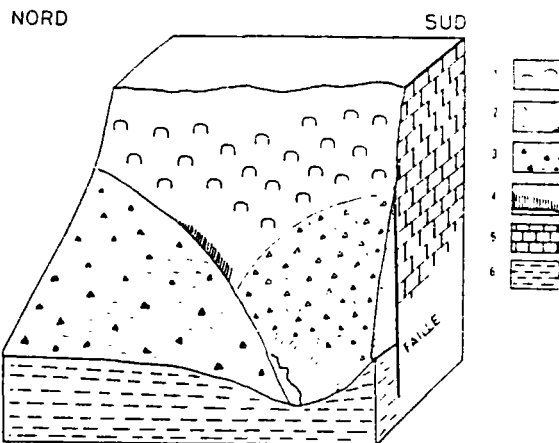
D'après P. Sirieys (réf. 66), l'aspect dynamique des mouvements de terrain est lié au mode de formation des roches et à leurs déformations naturelles c'est-à-dire à la tectonique. Il analyse des vitesses de déplacements et donc de déformation, associée aux études tectoniques des massifs concernés sont des éléments essentiels dans la prévision et la prévention des mouvements de terrains.

Surface de rupture :

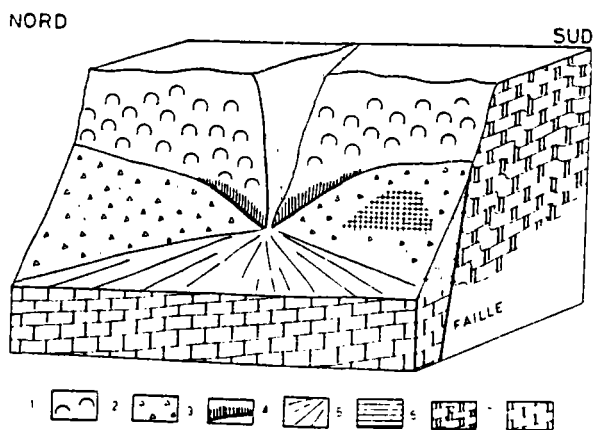
- stratification (facilité si présence de marnes ou de niveaux plus ou moins imperméable) ;
- fracturation ou diaclases ;
- ou les deux (mixtes).



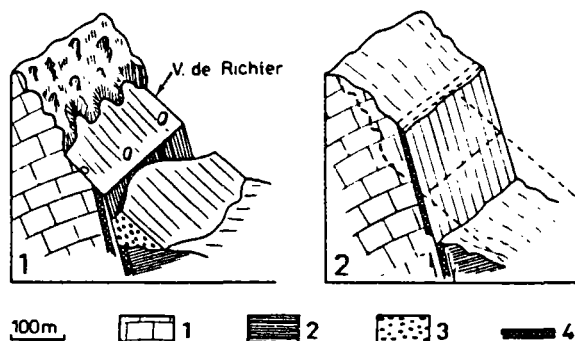
Bloc-diagramme du cône alluvial de Fourfouras.
1: Calcaire en plaquettes; 2: Calcaire de Tripolitza;
3: Flysch; 4: Alluvions grossières du cône.



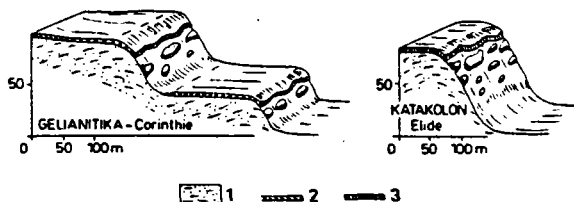
Bloc-diagramme schématique du Youktas (815 m), bassin d'Heraklion.
1: Corniche rocheuse sommitale; 2: Eboulis calcaires würmiens; 3: Pentes marneuses affectées par la solifluction;
4: Miroir de faille visible; 5: Calcaire de Tripolitza;
6: Marnes néogènes.



Bloc-diagramme schématique de l'escarpement de faille de Kavousi.
1: Corniche rocheuse du sommet de l'escarpement; 2: Eboulis würmiens; 3: Miroir de faille visible, non fossilisé par les éboulis; 4: Cône de déjections würmien; 5: Rocher de calcaire de Tripolitza; 6: Calcaire en plaquettes inférieur (autochtone ?); 7: Calcaire de Tripolitza.



Escarpement de faille post-pliocène à miroir dégagé par l'érosion différentielle de brèches würmiennes qui le fossilisaient.
En 1: relief actuel. En 2: hypothèse d'un rejeu néotectonique post-Riss; en pointillé sur cette figure, relief résultant du dépôt des brèches et de la réalisation d'un fragment de versant de Richter sur le compartiment soulevé.
1: Calcaires pré-pliocènes; 2: Pliocène; 3: Brèches würmiennes (cailloux calcaires anguleux, lits de limon rouge);
4: Zones de broyage.



Escarpements de flexure originels de type corinthien (vraisemblablement post-rissiens).
1: Pliocène (marnes sableuses); 2: Poudingue quaternaire marin (Tyrrhénien); 3: Grès coquiller. Quaternaire marin.

A - D'APRES F. CAZENAVE - PIARROT et al (réf. 21)

1) Trois types peuvent être distingués

1.1) Le glissement simple, massif à déplacement limité

Il s'agit d'un glissement qui affecte un versant historiquement instable, dans des pélites à débit schisteux et de cohérence très médiocre. Le déplacement s'est effectué pour l'essentiel en quelques jours (fin août 1982) immédiatement après une série de secousses sismiques et d'averses torrentielles (de l'ordre de 20 à 30 mm/heure). La photographie aérienne prise en novembre 1982 montre que le déplacement s'est produit en masse avec formation de rides de bourrage décimétriques vers le lobe frontal.

Le glissement de Gourette situé dans la haute vallée du Valentin (Pyrénées Occidentales) bien qu'affectant un matériel plus résistant présente le même aspect : lobe frontal très raide ; couronne d'amont calquée sur des linéaments tectoniques ; masse déplacée compacte formée de blocs plurimétriques sans orientation préférentielle dans une matrice très filtrante.

1.2) Les glissements composites associent dans l'espace de textures et des modelés très variés. C'est le cas du glissement de la Tartera. La flèche de déplacement est d'ordre kilométrique alors que la largeur reste modeste (100-200 m). Aux rides de bourrages systématiques des glissements simples se substituent un dispositif de coulées emboîtées où les blocs présentent une orientation de fluage caractéristique.

1.3) La coulée de blocs à matrice abondante est un type particulier où la masse déplacée offre l'aspect de coulées de blocs digitées en partie déconnectées de la zone d'alimentation amont. La flèche de déplacement est ici encore bien plus importante et les processus de fluage bien plus prépondérants que dans les types précédents. Les coupes montrent toujours une matrice abondante fine emballant des blocs de plusieurs mètres cubes.

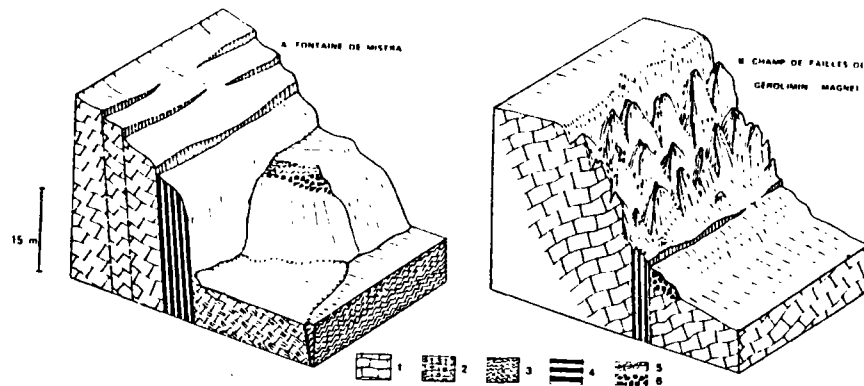
Tous ces glissements s'ajustent à un dispositif structural hautement propice.

2) Le contrôle lithologique et structural

L'instabilité des versants pyrénéens n'est pas uniforme, mais résulte de la coïncidence, en certains points, de plusieurs facteurs lithologiques et structuraux.

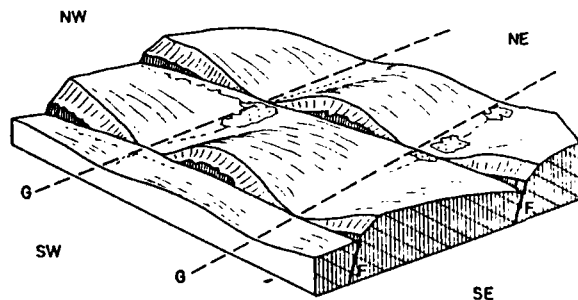
La lithologie des séries sédimentaires est déterminante. Les glissements de versants étudiés affectent généralement une série (siluro) - dévonienne où se succèdent :

- à la base, d'épaisses couches de pélites, de pélites et de grès fins, plus ou moins schistosees ;
- au sommet, une série massive, généralement calcaire, ou calcaréo-dolomitique, pouvant admettre des horizons gréseux.



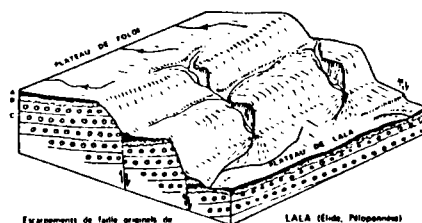
Miroirs originaux dans le domaine de la fenêtre lacronienne.

1: Marbres de l'Autochtone Relatif Ionien; 2: Caleschistes oligocènes de la même série; 3: Quartzo-phylloides permien (semelle de la Nappe de Tripolitza); 4: Mylonites; 5: Brèches würmiennes; 6: Brèches « anciennes » (Quat. moyen indifférencié).



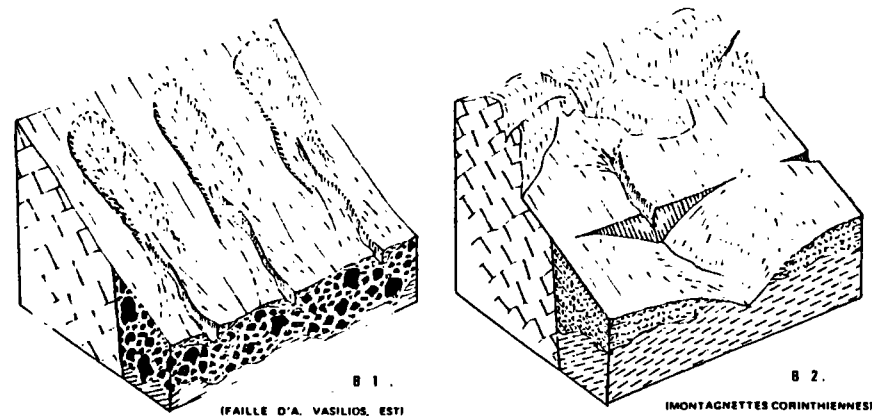
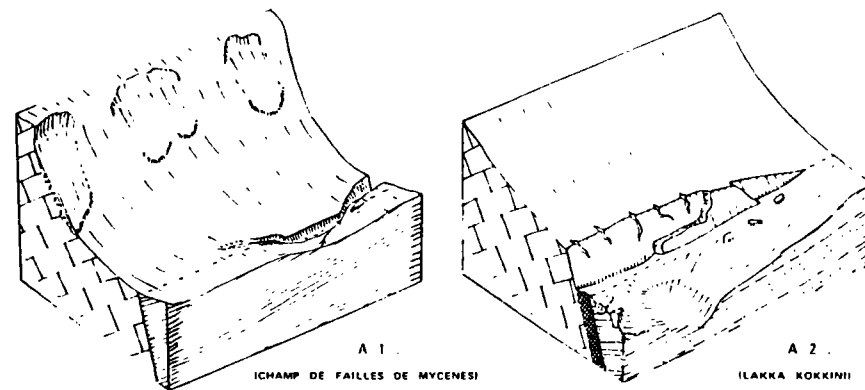
Les gondolements transversaux.

Ce bloc théorique montre deux failles de direction apennine, c'est-à-dire NW-SE. Sur le rebord des gradins, l'escarpement dû à la tectonique fini-villafranchienne est figuré en hachures larges. Au-dessous, la ligne des miroirs frais d'âge rissien, en hachures serrées. On n'a pas tenu compte, pour plus de clarté, des effets des tectoniques pré-quaternaires. Les secteurs ayant rejoué sont localisés selon des dorsales transversales, c'est-à-dire SW-NE. Les axes de non-rejeu sont les gouttières G. Dorsales et gouttières résultent probablement d'un léger serrage latéral. On conçoit comment le réseau hydrographique, d'abord dirigé par les failles apennines, ait pu être tronçonné par les dorsales.



Escarpement original à la surface d'un piedmont villafranchien soulevé.

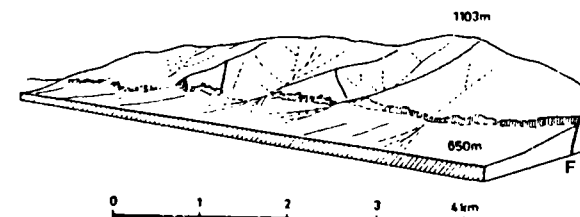
A: Altérité épaisse (jusqu'à 10 m): sol fersiallitique géant développé pendant le Quat. ancien (et une partie du Quat. moyen ?); B: Arène; C: Poudingues (équivalent des séries à flore pré-tigénienne du Golfe de Corinthe ?).



Principaux types d'évolution des escarpements de faille dans la région argo-corinthienne (Péloponnèse)

Exemples de toposéquences à la base des grands abrupts composites.

1: Calcaires mésozoïques; 2: Séries plio-villafranchiennes (a, faciès argilo-marneux; b, « marnes blanches de Corinthe »; c, faciès molassique); 3: Brèches d'éboulement monumentales (Mindel ?); 4: Brèches würmiennes.



Un exemple de versant faillé: le Monte Pettino. Au premier plan la conque d'Aquila et les cônes würmiens. On voit nettement la longue ligne des miroirs frais, hachurés, au pied du versant découpé en facettes. Dans la réalité les miroirs frais apparaissent comme une bande blanchâtre.

Une disharmonie nette de comportement se manifeste ainsi entre la dalle calcaire dévonienne rigide, fracturée, plissée, injectée de calcite de recristallisation, karstifiée et perméable et la semelle de pélites, incompetente, schistosée, imperméable en grand.

L'étude structurale montre que les glissements étudiés sont étroitement contrôlés par le contexte structural et sismique.

1. Le glissement de terrain des Eaux-Bonnes, dans la vallée de Cély se produit au point de concours de failles NW-SE, et d'un accident N 110°, interprété comme le prolongement de la faille Nord-Pyrénéenne, ayant eu un jeu décrochant (vallée de Cély, et vallée du Gave d'Ossau, gorges du Hourat).

Ce réseau de fracturation affecte une série de pélites, de pélites gréseuses, de pélites et calcaires, puis de schistes sombres et de calcschistes attribués au Dévonien inférieur, et recouverts par une "dalle" de calcaires massifs et calcaires en dalles de l'Eifélien (Dévonien moyen) (R. Mirouse, 1966).

Le déclenchement du glissement, favorisé par le contexte lithologique, structural, climatique (pluies), s'est produit fin août 1982, au moment d'une intense activité sismique répétée ; et donc à effets cumulatifs.

2. Le glissement de la Tartera répond à des conditions structurales comparables, au point de concours d'une faille majeure décrochante et d'accidents satellites.

Les modalités structurales sont cependant particulières, puisqu'après l'acquisition de structures en compression, avec reprises d'accidents décrochants et/ou normaux en failles inverses de recouvrement variable conduisant à la formation d'écaillés complexes constituées de feuillets, avec expression de calcite de pression-dissolution puis relaxation, notamment le long de surfaces listriques certains panneaux de cette série massive, intensément fracturée, se sont trouvés en aval pendage et cisailés en feuillets, séparés par des joints de calcite macrocristalline constituant autant de surface de glissement et de discontinuités.

Le glissement se produit au point de concours de réseaux de fracturations, sur une série calcaire tectonisée différenciellement au-dessus d'assises pélitiques, pélito-gréseuses, pélito-calcaires, et par aval-pendage.

Là encore, les conditions lithologiques, le contexte structural, mais aussi climatique et très probablement aussi la sismicité, contrôlent ce glissement rocheux, polyphasé.

3. Le glissement de la Hoya de Cancieho se produit encore au point de concours de réseaux de fracturations et affecte une série lithologique du (siluro) - dévonien inférieur, dans laquelle une dalle carbonatée surmonte un ensemble pélites-grès - carbonates.

4. L'écoulement rocheux de la Foradada résulte de la fracturation intense d'épaisses dalles carbonatées, fracturation de détail, liée là encore à l'existence de réseaux de fracturations majeurs.

Ainsi, l'étude structurale de ces différents types d'écoulements gravitaires aériens, et la lithologie très particulière des séries affectées montre que tectonique et lithologie conjuguées créent en certains points de la série siluro-dévonienne des conditions propices à l'instabilité des versants. Une sismicité très forte peut déclencher l'initiation du glissement, plus par l'accumulation de ses effets que par induction instantanée.

B - D'APRES B. SAUVET, 1980 (réf. 59)

Dans le secteur étudié, on a ainsi pu distinguer et cartographier les types de mouvements de terrain suivants :

- glissements rotationnels (rotational landslide) ;
- glissements plans (predisposed landslide) ;
- coulées (flow) ;
- écroulements (fall) ;
- zones de mouvement profond ou superficiel et zones de creep ;
- phénomènes d'érosion intense.

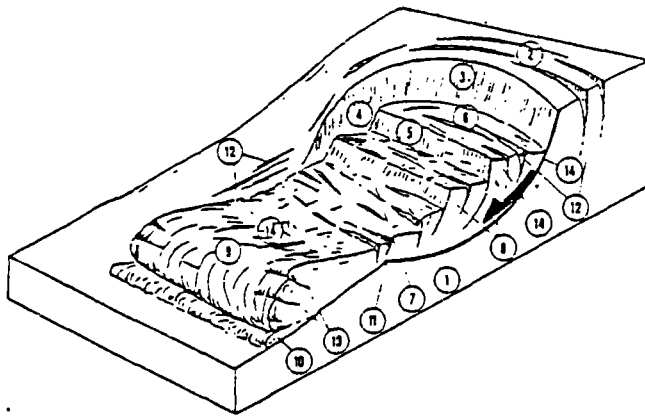
1) Glissements de terrain de type rotationnel : pl. 19

Dans ce type de mouvement, une masse glisse suivant une surface de rupture plus ou moins circulaire : ce basculement s'effectue selon une **rotation** et à partir de surfaces de rupture néoformées qui peuvent être simples, multiples et/ou successives. La rupture se produit dans des roches cohérentes, en peu de temps, voire quelques heures et le matériau qui perd plus ou moins sa cohérence glisse en masse.

La morphologie d'un glissement de terrain rotationnel est typique et c'est dans ce cas que l'on peut identifier le plus facilement les éléments descriptifs d'un mouvement de terrain. On distingue ainsi :

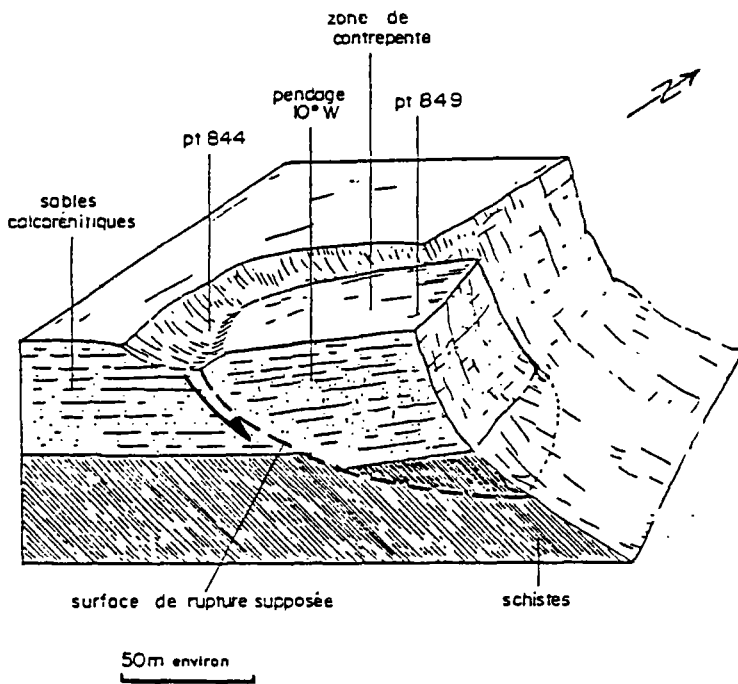
- **l'escarpement principal** (ou "nicchia" dans la nomenclature italienne) ;
- **le corps** du glissement : il peut être fait d'une seule masse ou composé de différents éléments séparés par des **escarpements secondaires** en escalier ;
- les figures qui expriment la rupture et le mouvement des matériaux : ce sont des **fissures** ou des **crevasses** de traction situées dans le corps du glissement, à l'arrière de l'escarpement principal et sur les flancs. Dans le bourrelet peuvent exister des rides transversales voire des chevauchements, témoignant de compressions ;
- les zones de **contrepen**te qui sont fréquentes au niveau du pied et de la tête : elles peuvent bloquer l'eau dans des marécages, des mares ou des lacs selon l'importance du glissement.

Ce type de mouvement de terrain est illustré par le glissement d'une masse de sables calcarénitiques de la bordure Est du Campo di S. Antonio.

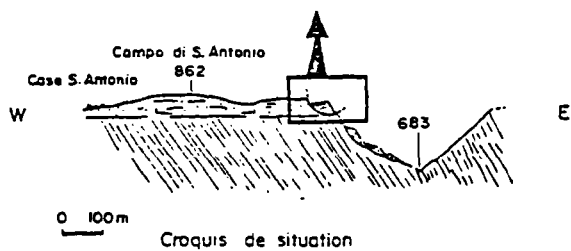


- ① Surface de rupture
- ② Couronne
- ③ Escarpement principal
- ④ Flanc
- ⑤ Escarpement secondaire
- ⑥ Tête
- ⑦ Corps
- ⑧ Éléments
- ⑨ Bourrelet ou langue
- ⑩ Pouce
- ⑪ Pied
- ⑫ Fissures et crevassees
- ⑬ Rides transversales
- ⑭ Zone en contrepente

Éléments descriptifs d'un glissement
de terrain du type rotationnel
(d'après VARNES, 1958 et COLAS PILOT 1976, modifié)



Exemple de glissement rotationnel : bordure Est
du Campo di S. Antonio



ref 59.

La surface de rupture se développe très probablement à cause de la différence de perméabilité, à partir du contact des sables calcarénitiques avec les schistes du socle sous-jacent. L'escarpement principal est marqué par une dépression large de plusieurs dizaines de mètres mais aucune fente n'est visible. La contrepente est exprimée par le pendage de 10° W des strates de la masse en basculement. Celle-ci déborde d'une dizaine de mètres de la ligne de falaise du Campo di S. Antonio.

2) Glissements de terrain de type plan (ou "préparé") (pl. 20)

Ce type de glissement se produit le long des surfaces de discontinuités préexistantes (plans de stratifications, plans de faille, diaclases, schistosité, etc.).

- La discontinuité préexistante est la stratification. Le matériau est constitué d'une alternance de bancs de grès de plusieurs décimètres d'épaisseur et d'interbancs argileux de quelques centimètres d'épaisseur. Un (ou plusieurs) de ces niveaux argileux de la formation a pu servir de "patin". Un lambeau de sables et de calcarénites de la série plio-pléistocène est conservé au sommet de la masse glissée et son décalage constitue un bon marqueur de la translation.
- Une coupe du Fiumara d'Armo à Cannavo dans la même formation du grès et d'argiles permet de distinguer :
 - . les versants sans glissement de terrain, très souvent en pente raide ou en falaises ;
 - . les versants affectés de glissements plans et généralement de pente plus douces que les précédents. On peut ainsi dénombrer six grands mouvements de terrain de ce type en rive gauche du Vallone Palombaro et autant en rive gauche de la Fiumara S. Agata à proximité immédiate de Gallina.

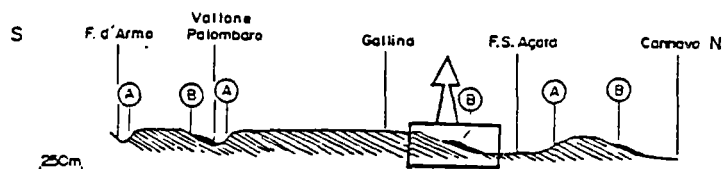
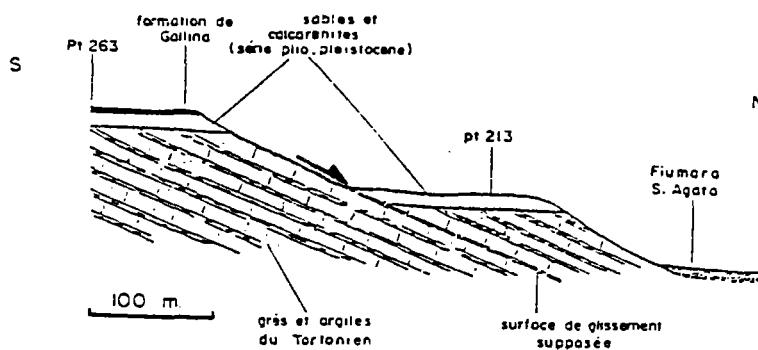
3) Mouvements de terrain de type coulée (pl. 20)

Ce sont des mouvements de matériaux meubles en général à grains fins possédant un **haut degré de plasticité**. On distingue ainsi selon la granulométrie du matériel, les coulées de débris, les coulées de terre, les coulées de boue. Les argiles sont, de par leur texture, très souvent affectées par ce phénomène, qui se déclenche lorsque la teneur en eau dépasse un seuil critique.

Les vitesses de déplacement peuvent être très rapides (plusieurs mètres à l'heure). Elles dépendent du degré de fluidité du matériel de la pente des versants. Au fur et à mesure de leur avancement, les coulées peuvent s'enrichir de matériel au dépend des formations sous-jacentes avec lesquelles il n'est souvent pas possible de distinguer de plan de séparation net. Les coulées d'argiles obstruent souvent les thalwegs et peuvent modifier le parcours du cours d'eau, figure qui se produit aussi avec les autres types de mouvements de terrain.

4) Mouvements de terrain de type écroulement (pl. 20)

Des blocs de dimensions variables se séparent des falaises ou des barres rocheuses et s'accumulent à leur pied en formant des **écroulements**. Ce type de mouvement se fait de façon instantanée. Des pans entiers de falaises peuvent s'effondrer.



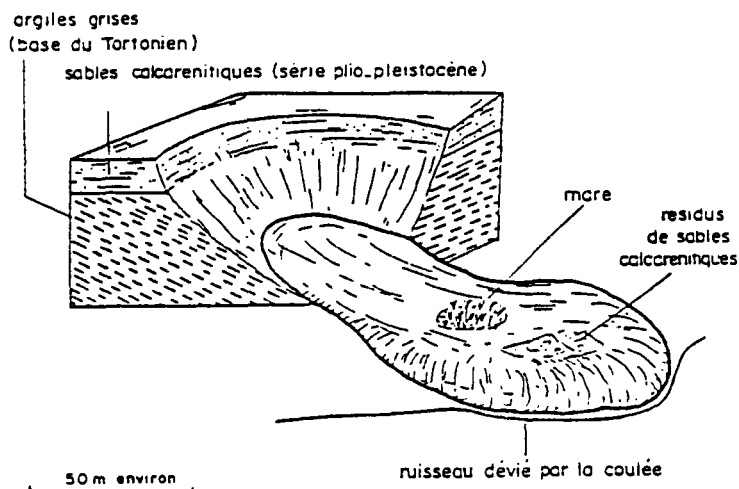
Coupe schématique de situation

(A) versants sans glissement

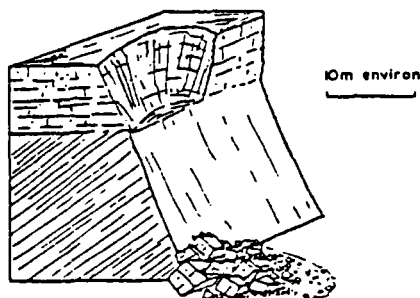
(B) versants à glissements plans

Exemple de glissement plan (400m à l'Est de Gallina)

Exemple de coulée : Conochiella (1km Nord-Est de S. Basilio)



Exemple d'écroulement :
pied d'une falaise de calcarenites
plio-pleistocènes



Les causes sont diverses : affouillement des bases de falaises par les cours d'eau, élargissement des fractures par des circulations d'eau dans les massifs...

Le mouvement se produit lorsqu'il y a **perte d'équilibre**. Les blocs se détachent sous l'effet de la gravité et **perdent contact au moins un instant avec le substratum**. Les blocs sont en général limités par des diedres, hérités de la fracturation.

5) Zones de mouvement

On a rassemblé sous cette appellation (en italien "zone franose") les secteurs où **la fréquence et les dimensions des mouvements empêche une cartographie de détail de chacun d'eux**. Une limite arbitraire de trois mètres permet de distinguer les "zones de mouvement superficiel" (de 0 à 3 m) et les "zones de mouvement profond" (au-delà de 3 m).

La **reptation** ou fluage (traduction du terme "creep", couramment employé) se caractérise par un **mouvement lent et continu** le long des versants sans que l'on puisse distinguer de déplacement proprement dit, identifiable à l'un des processus précédemment décrits.

6) Zones d'intense érosion

Dans la zone étudiée, les eaux météoriques sont responsables d'une intense érosion. Il faut distinguer une érosion diffuse (sheet erosion) due aux circulations d'eaux diffuses sur les versants durant les pluies et une érosion concentrée en ruisseaux (rill erosion) et en petits ravins plus profonds (gully erosion). Les ruisseaux et les petits ravins en fonction de divers facteurs (pente, lithologie, exposition, altération, végétation...) peuvent se concentrer, entailler les versants et ainsi donner naissance aux "bad lands", succession de thalwegs et de crêtes dégarnies de végétation.

C - D'APRES BALZER ET PURSER, 1979 (réf. 6)

Les écoulements en masse

L'effet d'écoulement en masse était particulièrement net dans les sédiments d'un court chenal, observé à sec, affluent du fleuve traversant la route de Bandar Abbas à Minab au km 20. Ce chenal est ouvert par érosion régressive dans les sédiments de la plaine littorale qui prend là l'aspect d'une sabkha. Au moment de nos observations, le fond asséché de ce chenal était formé d'un sable limoneux légèrement humide. Vers les berges, le sable limoneux devenait progressivement plus sec et plus dur. La zone de transition entre les deux stocks était soulignée par une série de fractures sur lesquelles nous reviendrons.

Vers l'aval, la masse sableuse provenant du fond du chenal asséché s'est écoulée en masse et est venue s'épandre en une nappe grossièrement elliptique obstruant partiellement le lit du fleuve au confluent. L'idée d'écoulement en masse est confirmée par la forme de la masse écoulee qui s'amincit vers l'amont comme un liquide visqueux. La teneur en eau relativement élevée des sédiments du chenal distingue ces derniers des sédiments de la sabkha voisine et trouve son origine dans la fréquence des immersions plus grandes dans cette zone basse. Au contraire, la sabkha est une zone d'intense évaporation. Les fractures séparant les deux masses sédimentaires sont liées à une discontinuité dans les propriétés mécaniques du sol, résultant elle-même d'un fort gradient local de la teneur en eau interstitielle. L'écoulement en masse de la partie la plus humide s'explique par les phénomènes de thixotropie déclenchés par le séisme. En milieu sous-marin, les écoulements en

masse provoqués par les séismes ont été souvent évoqués. Ils atteignent parfois une extension énorme (Heezen et Drake, 1964). Mais, dans ces sédiments gorgés d'eau, bien d'autres causes peuvent déclencher les écoulements : rôle des organismes, des tempêtes et, toujours, de l'instabilité du sédiment frais (Mary et Dangeard, 1970). En milieu exondé et en l'absence de précipitations, les séismes sont une condition nécessaire pour qu'il puisse se produire un écoulement en masse notable. Dans l'exemple qui nous intéresse, un séisme de magnitude 6,5 s'est révélé capable de déclencher un tel écoulement. Le départ de matériel au centre du chenal a imposé une fracturation à la périphérie de la masse écoulée. Notons que les berges, hautes de deux à trois mètres, formées de sédiment plus argileux et plus secs, ne se sont pas effondrées, comme l'indique l'état très altéré de leur escarpement.

D - D'APRES J.C. THOURET ET D. FABRE (réf. 71) (cf. pl. 21)

Plusieurs facteurs propices à l'instabilité des versants convergent dans la zone morphodynamique la plus instable des Andes équatoriales, entre 1800 et 2500 m d'altitude. Ce sont des pentes moyennes à fortes (20° - 40°), une humidité maximale liée à l'optimum pluviométrique (2,5 m par an, sur le flanc Est de la Cordillère et 3 m au NE vers 2000 m ; 3 à 4 m sur le flanc Ouest au-dessus de 2000 m), des températures assez élevées (15 à 22°) ; une altération géochimique intense, l'épaisseur des sols et altérites argileuses, les discontinuités de perméabilités et des propriétés mécaniques des matériaux superposés ; enfin, les dégradations d'origine anthropique par déforestation, surpâturage et substitution du café moderne sans ombrage, mais protecteur des sols, au café traditionnel sous couvert de légumineuse.

Dans cette zone s'observent deux types de mouvements élémentaires.

- Des affaissements, c'est-à-dire des mouvements pour lesquels le déplacement du centre de gravité de la masse instable a une composante verticale supérieure à sa composante horizontale. Le rapport d'extension de ce type de mouvement est faible. Les sols concernés sont des ponces, des cendres peu ou pas altérés et des andosols. Les formes dynamiques sont assimilables à des niches et cuvettes adoucies aux couronnes émoussées. Elles sont nombreuses, mais leur volume reste faible.
- Des glissements, c'est-à-dire des mouvements pour lesquels le déplacement du centre de gravité de la masse instable a une composante horizontale beaucoup plus grande que la composante verticale. Le rapport d'extension est plus grand, de même que le volume concerné.

Les sollicitations externes particulières qui contribuent à déclencher le tassement brutal des matériaux pyroclastiques sont dans la zone étudiée liées à :

- Un facteur climatique

Les pluies intenses et durables des maxima d'avril-mai et d'octobre-novembre en saturant ces sols volcaniques à très grande rétention en eau, augmentent encore leur sensibilité au tassement. Cet accroissement a été reproduit par analogie en comparant les résultats des essais drainés et non drainés à l'oedomètre (= podomètre).

- Un facteur géodynamique

Les secousses sismiques fréquentes en particulier à l'Ouest de la Cordillère à proximité du champ de failles actives de Romeral, entraîneraient un tassement brutal du matériau par perte soudaine de la cohésion. Le réarrangement soudain des grains limite l'extension et la taille de nombreux affaissements sur les versants.

Mouvement de terrain	Long.Lat.: Alt.	Pente : moyenne	Long. : Lar.Epais.:	L_2/L_1	Vol.dépla.: approximat.:
Affaissement (ex : Neira, flanc Ouest)	75°32'W 5°10'N 1950 m	25°	10-12 m 8-10 m 2,5-4,5 m	1,2	200 à 500 m ³
Arrachement- glissement (ex : Mesones, flanc Est)	75°12'W 5°07'N 2400 m	35°	400 ; 200m 10 m	2,0	800.000 m ³
Versant déformé et glissé en masse (ex : Manzanares, flanc Est)	75°10'W 5°16'N 1950 - 2350 m	17°	1200 m 1000 m 10 - 15 m	1,2	12 à 15 millions m ³
PRINCIPAUX TYPES DE MOUVEMENTS DE TERRAIN					

Ces deux facteurs semblent collaborer lorsque des secousses sismiques violentes se produisent dans les sols saturés et mal drainés pendant les saisons des pluies ou à la fin d'averses exceptionnelles pendant le "veranillo". Cette coïncidence survenue en mai et novembre 1979 et en avril et août 1983, dans la région de Manizales par exemple, s'est traduite par le déclenchement d'un grand nombre d'affaissements pluri-décamétriques dans les dépôts pyroclastiques, auxquels sont associés des coulées créées par la liquéfaction des sables saturés en eau. Obstruant fréquemment la route de Manizales, elles ont atteint quelques dizaines de mètres de long, une dizaine de large et quelques mètres d'épaisseur. Ressemblant à la lavaka, cette forme dynamique originale (cirque ou niche d'affaissement et coulée) est due à la grande compressibilité des dépôts pyroclastiques et à la liquéfaction des matériaux sableux.

III - LES ECOULEMENTS GRAVITAIRES

1) Classification générale des écoulements gravitaires (C. Brimaud, 1984) (réf. 19)

Diverses classifications descriptives et génétiques ont été proposées (Flügel, 1982 : 502).

Les différents processus de transport en masse sous-aquatiques peuvent être principalement classés dans l'ordre de désintégration interne croissante de la masse sédimentaire en mouvement (Dott, 1963 : 110 ; Middleton et Hampton, 1976 ; Arnaud, 1981 : 460 ; Flügel, 1982 : 502 ; Selley, 1982 : 200 - 203).

a - Groupe des glissements synsédimentaires

La masse sédimentaire mise en mouvement n'est pas complètement désorganisée ; les structures internes sont conservées. Les éboulements (rockfall) sans composante horizontale, les glissements (slidings) et les contournements (slumpings), où les paquets se déplacent le long de plans de cisaillements, appartiennent à ce groupe.

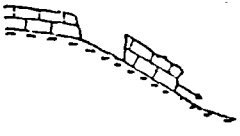
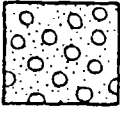
b - Groupe des écoulements gravitaires de sédiment (pl. 22 - 23)

(Sediment gravity flow, mass flow, sediment flow, inertia flow, high concentration dispersion). Les écoulements sont constitués de mélanges de sédiments et de fluides. La cohérence des bancs est détruite et ce sont des grains individuels qui se déplacent dans un médium fluide. Quatre types d'écoulements gravitaires de sédiments peuvent être distingués d'après les mécanismes de support des grains :

- la coulée boueuse (debris flow) où les clastes sont supportés par une matrice ;
- la coulée sableuse (grain flow) où il y a interaction grain à grain ;
- la coulée fluidifiée (fluidized flow) où les fluides interstitiels s'échappent par les pores ;
- les courants de turbidité causés par la turbulence des fluides (cf. figure, pl. 24 et 25, 26).

2) Causes des écoulements gravitaires

Les écoulements gravitaires peuvent résulter : (a) d'événements plus ou moins catastrophiques ; (b) d'écoulements locaux ; (c) de l'accroissement de la pente sédimentaire ; (d) de surcharges sédimentaires (d'après Lombard, 1956 : 86 ; Rupke,

E C C O U L E M E N T S G R A V I T A I R E S E N M A S S E (subaqueous gravity mass flow)	1er groupe : à structures initiales plus ou moins conservées		EBOULEMENT = chute de pierres = rock fall	Fragments de roches indurées partant en chute libre. Dépôts de masses importantes de blocs concassés demeurant presque sur place et formant des brèches chaotiques
			GLISSEMENT (= sliding)	Masse de sédiment rigide ou semi-consolidé glissant sans déformation
			CONTOURNEMENT (= slumping)	Masse de sédiment semi-consolidé présentant diverses déformations (glissements rotationnels) plissements et perturbations syngénétiques
	2e groupe : à structures de dépôt renouvelées		COULEE BOUEUSE	Clastes supportés par une matrice ("matrix strength")
			COULEE SABLEUSE	Interaction (choc) entre les grains ("pression dispersive") + collision
			COULEE FLUIDIFIEE	Echappement du fluide interstitiel (mouvement ascendant)
			TURBIDITE	Turbulence des fluides
	P L U X O T U R B I D I T E S			

- Les différents types d'écoulements gravitaires
(d'après Dott 1963: 110 - 126; Boirie et Souquet
1979: 6; Flügel 1982: 502; etc.)

C. Brimaud 1994
Ref 19.

Major Types of Submarine Mass Transport on Slopes and Suggested Criteria for their Recognition.¹

TYPES OF MASS TRANSPORT		INTERNAL MECHANICAL BEHAVIOR	TRANSPORT MECHANISM AND DOMINANT SEDIMENT SUPPORT
SLIDE	ROCKFALL	ELASTIC	FREEFALL AND ROLLING SINGLE BLOCKS ALONG STEEP SLOPES.
	TRANSLATIONAL (GLIDE)		SHEAR FAILURE ALONG DISCRETE SHEAR PLANES SUBPARALLEL TO UNDERLYING BEDS. SLIDE MAY BEHAVE ELASTICALLY AT TOP; PLASTICALLY AT BASE AND THIN LATERAL MARGINS.
	ROTATIONAL (SLUMP)		SHEAR FAILURE ALONG DISCRETE CONCAVE-UP SHEAR PLANES ACCOMPANIED BY ROTATION OF SLIDE. MAY MOVE ELASTICALLY OR ELASTICALLY AND PLASTICALLY.
SEDIMENT GRAVITY FLOW	DEBRIS FLOW OR MUD FLOW	PLASTIC	SHEAR DISTRIBUTED THROUGHOUT THE SEDIMENT MASS. CLASTS SUPPORTED ABOVE BASE OF BED BY COHESIVE STRENGTH OF MUD MATRIX AND CLAST BUOYANCY. CAN BE INITIATED AND MOVE LONG DISTANCES ALONG VERY LOW ANGLE SLOPES.
	GRAIN FLOW		COHESIONLESS SEDIMENT SUPPORTED BY DISPERSIVE PRESSURE. USUALLY REQUIRES STEEP SLOPES FOR INITIATION AND SUSTAINED DOWNSLOPE MOVEMENT.
	LIQUEFIED FLOW	FLUID	COHESIONLESS SEDIMENT SUPPORTED BY UPWARD DISPLACEMENT OF FLUID (DILATANCE) AS LOOSELY PACKED STRUCTURE COLLAPSES; SETTLES INTO A TIGHTLY PACKED TEXTURE. REQUIRES SLOPES > 3°
	FLUIDIZED FLOW		COHESIONLESS SEDIMENT SUPPORTED BY UPWARD MOTION OF ESCAPING PORE FLUID. THIN (< 10 CM) AND SHORT-LIVED.
	TURBIDITY CURRENT FLOW		CLASTS SUPPORTED BY FLUID TURBULENCE. CAN MOVE LONG DISTANCES ALONG LOW ANGLE SLOPES.

ACOUSTIC RECORD CHARACTERISTICS	SEDIMENTARY STRUCTURES AND BED GEOMETRY
STRONG HUMMOCKY BOTTOM RETURN, HYPERBOLE AND SIDE ECHOES COMMON. WEAK, CHAOTIC INTERNAL RETURN; STRUCTURELESS.	GRAIN SUPPORTED FRAMEWORK, VARIABLE MATRIX, DISORGANIZED. MAY BE ELONGATE PARALLEL TO SLOPE AND NARROW PERPENDICULAR TO SLOPE.
INTERNAL REFLECTORS CONTINUOUS AND OFTEN UNDEFORMED; ABRUPT TERMINATIONS. STRATA OF GLIDE BLOCKS MAY BE UNCONFORMABLE OR SUBPARALLEL TO UNDERLYING SEDIMENT.	BEDDING MAY BE UNDEFORMED AND PARALLEL TO UNDERLYING BEDS OR DEFORMED ESPECIALLY AT BASE AND MARGINS WHERE DEBRIS FLOW CONGLOMERATE CAN BE GENERATED. HUMMOCKY, SLIGHTLY CONVEX-UP TOP, BASE SUBPARALLEL TO UNDERLYING BEDS; 10'S TO 1000'S OF METERS WIDE AND LONG.
INTERNAL REFLECTORS CONTINUOUS AND UNDEFORMED FOR SHORT DISTANCES WITH DEFORMATION AT TOE AND LONG BASE. CONCAVE-UP FAILURE PLANE AT HEAD AND SUBPARALLEL TO ADJACENT BEDDING AT TOE. SURFACE USUALLY HUMMOCKY.	BEDDING MAY BE UNDEFORMED. UPPER AND LOWER CONTACTS OFTEN DEFORMED. INTERNAL BEDDING AT ANGULAR DISCORDANCE TO ENCLOSING STRATA. SIZE VARIABLE.
SEA FLOOR REFLECTORS MAY BE HYPERBOLIC, IRREGULAR, OR SMOOTH. COMMONLY ACOUSTICALLY TRANSPARENT WITH FEW OR NO INTERNAL REFLECTORS. "FOUNDED" OR LENS SHAPED WITH BLUNT TERMINATION AT HEAD. MAY BE CHAOTIC INTERNALLY.	CLASTS MATRIX SUPPORTED. CLASTS MAY EXHIBIT RANDOM FABRIC THROUGHOUT THE BED OR ORIENTED SUBPARALLEL, ESPECIALLY AT BASE AND TOP OF FLOW UNITS; INVERSE GRADING POSSIBLE. CLAST SIZE AND MATRIX CONTENT VARIABLE. OCCUR AS SHEET TO CHANNEL-SHAPED INDIES CM'S TO SEVERAL 10'S OF METERS THICK AND 100'S TO 1000'S (?) OF METERS LONG; WIDTHS VARIABLE.
INDIVIDUAL FLOW DEPOSITS VERY THIN; MAY NOT BE RESOLVABLE WITH PRESENT SEISMIC-REFLECTION TECHNIQUES. REPEATED FLOWS MAY PRODUCE A SEQUENCE OF THIN, EVEN, REFLECTORS.	"MASSIVE", CLAST A-AXIS PARALLEL TO FLOW AND IMBRICATE UP-STREAM. INVERSE GRADING MAY OCCUR NEAR BASE.
	DEWATERING STRUCTURES, SANDSTONE DYPES, FLAME AND LOGE STRUCTURES, CONVOLUTE BEDDING, HOMOGENIZED SEDIMENT.
THIN, EVEN, CONTINUOUS, ACOUSTICALLY HIGHLY REFLECTIVE UNITS, OVLAPS SLOPE OR RAISED TOPOGRAPHY. DISCONTINUOUS, MIGRATING AND CLIMBING IN CHANNEL SEQUENCES.	ROOMA SEQUENCES. TH'S TO SEVERAL 10'S OF CM THICK. 10'S TO 1000'S OF METERS IN LENGTH, WIDTHS VARIABLE.

¹Modified from Nardin et al. 1979

H.E Cook, N.E. Field, J.V. Gardner
ref #9
1988

1978 : 373 ; Arnaud, 1981 : 744 ; Paskoff, 1981 : 14 ; Flügel, 1982 : 516 ; Meilliez, 1984 : 39).

a - Evènements plus ou moins catastrophiques

Ce sont les tremblements de terre (Messine, 1908 ; Terre-Neuve, 1929 ; El Asnam, 1954) et autres signes de sismicité ; les tsunamis produisant des ondes de chocs ; les ondes de tempêtes (storm surges) ; les ouragans (typhons, hurricanes) ; les orages particulièrement violents.

b - Ecoulements locaux

Une marge de plateforme ou des flancs de canyons, par exemple, peuvent s'écrouler et entraîner des écoulements gravitaires pouvant être en liaison avec les phénomènes de slumping.

c - Accroissement de la pente sédimentaire

Sapements par les vagues et les courants (surcreusement), épaissement de la pile de sédiment par dépôt (canyon sous-marin, delta), par éruption volcanique ou par halocinèse (diapir) ont pour résultat d'accroître l'angle de la pente et d'augmenter la force de cisaillement.

d - Surcharges sédimentaires

Elles se produisent durant les émergences tidales, les événements saisonniers (débâcles estivales, crues fluviales, etc.) ou en conséquence d'activité volcanique (fonte de neige et de glace, déplacement de sédiments sur pentes, etc.).

3) Paramètres contrôlant un écoulement gravitaire

J'emprunte le paragraphe qui suit à l'exposé de Meilliez, 1984.

Les paramètres retenus par cet auteur sont :

a - La force de courant

Fonction de son énergie cinétique, l'intensité du courant augmente avec la valeur de la pente et avec la masse sédimentaire disponible lors du départ de la coulée.

b - La densité du courant

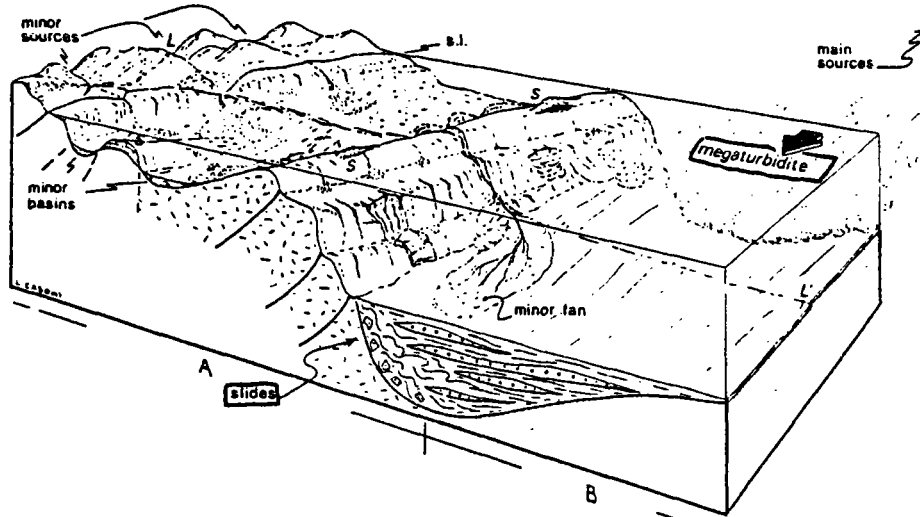
Elle est d'autant plus élevée que le volume de la fraction fine transporté est important. En outre, son augmentation accroît la portance du courant (Middleton et Hampton, 1976).

c - La viscosité

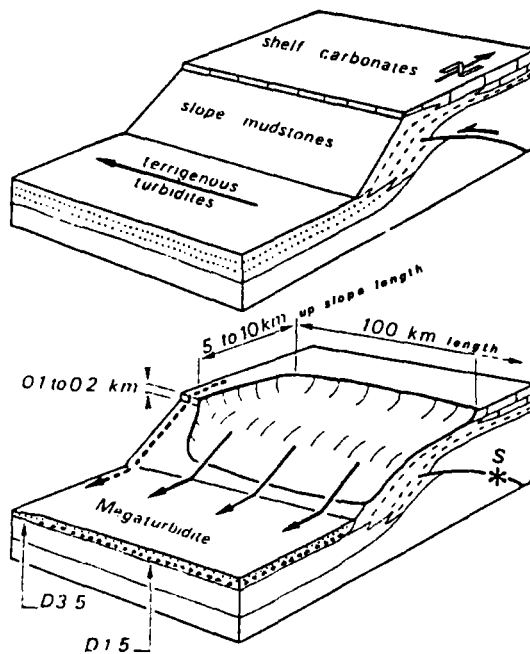
Elle varie comme la densité. Son augmentation abaisse la fluidité de la coulée. La fluidité augmente normalement d'amont en aval, et facilite ainsi le vannage des particules fines.

d - Le régime

Le régime d'un courant de haute densité est laminaire dans sa partie centrale, turbulent à sa périphérie. En fonction de la géométrie du chenal, des zones de



. Hypothetical reconstruction of a segment of a foredeep system (major trough and minor "overhanging" basins) in the active continental margin of the Apennine orogen. Megaturbidites came also from the minor sources on the compressional side, but main sources provided most "mega" events (they were located at the other basin margin, and the detritus was funneled near one end of the trough). "Atypical" flysch accumulated there since Oligocene: Marnoso-arenacea is the best-known example, and served as main reference for this scheme. Other large bodies are the Macigno, Cervarola, and Laga formations. S = shoals on tectonic highs (not preserved in place); A = deformed, "orogenic" side; B = foreland side; L-L' = transversal tectonic line. For minor basins, see also Reutter (1981).



Schematic diagram of slope failure geometry and emplacement conditions of the megaturbidites (MT3-MT5). S = seismic shock on the Eaux Chaude thrust; D1-5 and D3-5.

turbidites

turbulence peuvent se développer vers le centre et, de ce fait, isoler des cellules à régime laminaire.

e - La vitesse moyenne

Dans le cas d'un courant de haute densité, elle augmente, atteint un maximum, puis chute brusquement. En régime laminaire dans la partie centrale du chenal, des mouvements relatifs lents des galets et des blocs tendent à concentrer les plus gros d'entre eux vers le milieu du courant, là où la vitesse est maximale : c'est l'effet de Bagnold (1954). Simultanément, les turbulences périphériques ne permettent qu'à très peu de matériel nouveau d'incorporer la zone centrale.

4) Connections entre les différents dépôts d'écoulements gravitaires

Généralités

On sait que, parmi les écoulements gravitaires, les glissements synsédimentaires, en particulier les slupings, donnent naissance aux turbidites (Heezen, Ericson et Ewing, 1954 fide Termier et Termier, 1960 : 155 ; Rupke, in reading 1978 : 379). Les études expérimentales et théoriques de Middleton et Hampton (1973) ont confirmé cette relation. Les recherches ultérieures ont permis d'établir d'autres filiations.

Exemple : passage d'une coulée boueuse à une coulée sableuse

Les travaux traitant de ce point montrent que le passage d'une coulée sableuse à une coulée boueuse est fonction d'une variation du pourcentage d'argile : Arnaud (1981 : 484) dit que "10 % d'argiles suffisent pour passer d'une coulée sableuse à une coulée boueuse". Ravenne et Beghin (1983 : 287) font implicitement une remarque identique selon laquelle, avec 10 % d'argile, on passerait de l'un à l'autre type de dépôt de coulée. Enfin Flügel (1982 : 502) pense qu'il existe des stades intermédiaires entre les coulées sableuses et boueuses ("marl flaser breccia").

A - EXEMPLE : SLUMP ET CONVOLUTION

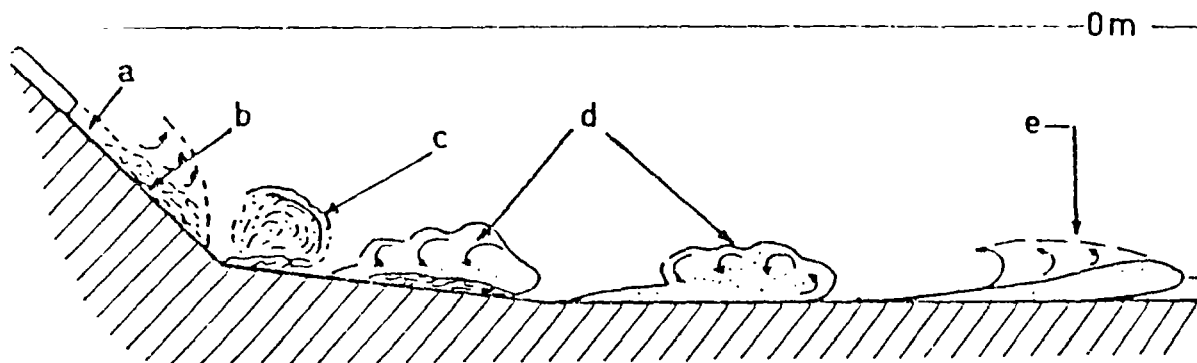
Slumping

Phénomène sous-aquatique de glissement en masse de sédiments encore gorgés d'eau (glissement synsédimentaire), qui donne naissance à des plis ou à des brèches intraformationnelles. Son déterminisme est encore mal connu ; on a parfois constaté sa liaison avec des tremblements de terre. Il ne semble pas qu'il exige pour se produire des pentes très importantes (quelques degrés).

Slump (formation sédimentaire qui a été reprise par un slumping).

Convolution

Contournement interne d'un banc généralement microgréseux ou pélitique dû à son glissement, sur le fond, à l'état de sédiment meuble gorgé d'eau. On y voit dans le détail des petits anticlinaux aigus séparés par des synclinaux arrondis parfois en éventail ou en blague à tabac, évoluant même en masses arrondies indépendantes dites pseudonodules (ou faux nodules). Ces structures, fréquentes dans les séries turbiditiques, permettent, si besoin est, de déterminer la polarité des couches qui les renferment.



Phases successives de l'écoulement d'une bouffée turbide
(d'après Ravenne et Beghin 1983: 282, fig. 3). Explications
dans le texte.

a - Glissement en masse sur la pente d'un matériau formé soit de microbilles de silice, soit d'argile. C'est un exemple de "sliding". Quelques plans de cisaillement permettent à l'eau de s'incorporer au matériau.

b - Formation d'une coulée sableuse ou boueuse

Il y a formation d'une coulée sableuse quand le matériau de départ est grenu et d'une coulée boueuse lorsqu'il est argileux. Le matériau s'écoule sur la pente; la résistance au cisaillement est nulle. La densité apparente décroît par incorporation d'eau et par expansion du volume ("pression dispersive" due aux chocs entre les grains).

c - Mise en suspension au ressaut hydraulique

A la rupture de pente se place un ressaut hydraulique où l'on observe alors une séparation en deux de la coulée : une partie est mise en suspension (la plus fine), l'autre continue à s'écouler sur le fond (la plus lourde).

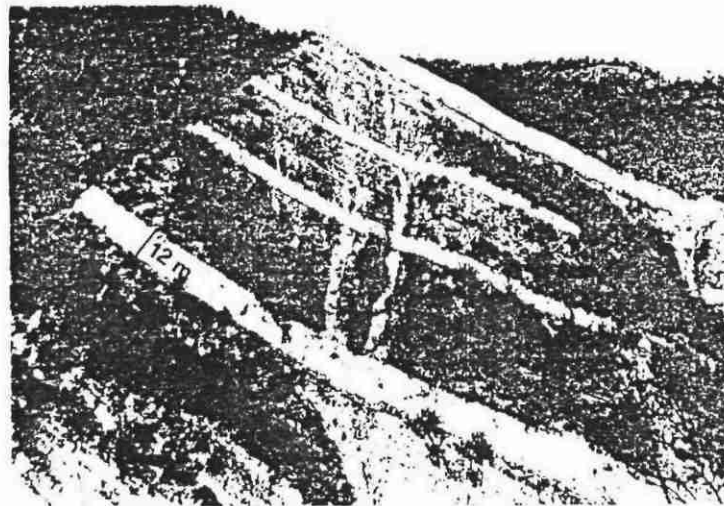
d - Formation de la bouffée turbide

La coulée sableuse, restée au fond, s'arrête et se fige à une distance relativement faible en aval. La bouffée turbide s'individualise pleinement sous forme de gros tourbillons turbulents, formant un front bombé à "circonvolutions", surélevé par rapport au fond. Une couche arrière peu épaisse et très diluée prolonge la bouffée. Elle continue à progresser.

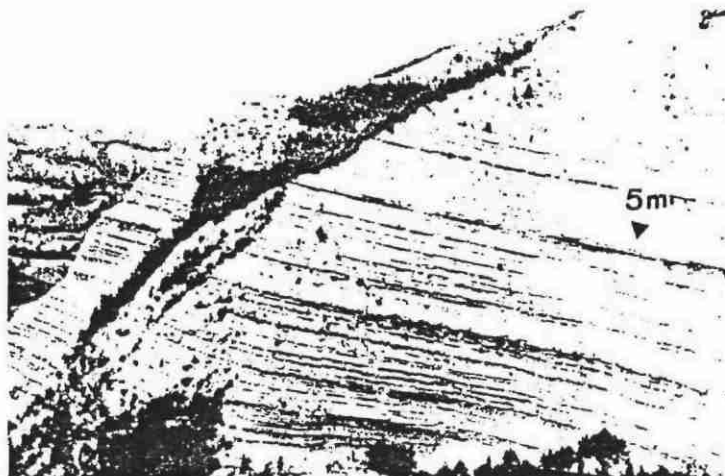
e - Décélération de la bouffée

Les frottements sur le fond, à l'interface, et l'annulation de la pente provoquent la décélération de la bouffée, qui s'étale alors largement. Les particules les plus grosses se sédimentent d'abord sous le front, puis se déposent les éléments des tourbillons. Dans le cas d'un matériau composé de microbilles de silice, donc après le dépôt d'une coulée sableuse, la bouffée turbide s'arrête à 4 - 5 m du point d'origine.

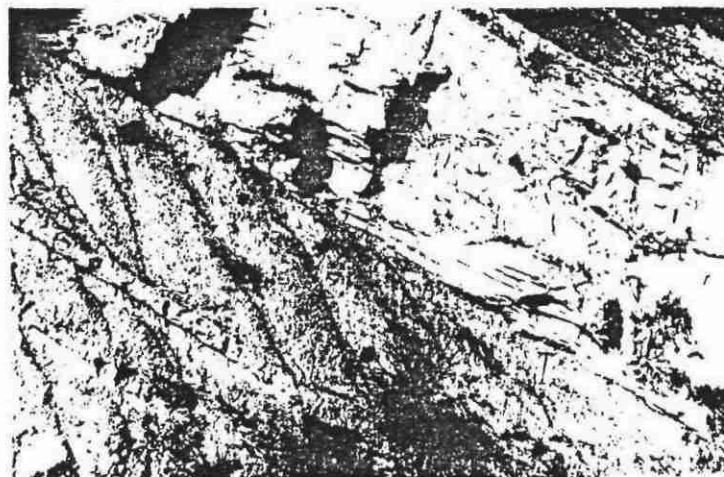
Ce genre de passage entre un dépôt de coulée sableuse et turbidité (T de) existe peut-être dans les séries anciennes, puisque Boirie et Souquet (1979 : 10) ou Krause et Oldershaw (1979 : 191 - 192) indiquent que Sanders (1965) envisageait un passage séquentiel d'un dépôt qui serait aujourd'hui interprété comme celui d'une coulée sableuse à des turbidites vraies.



Calcareous megaturbidites interbedded with terrigenous basin plain deposits in a typical flysch of the Cretaceous helminthoid family (Solignano Formation in Taro Valley, northern Apennines).



Basin-wide turbidites stand out (especially the one with the lighter mudstone, corresponding to a calcareous layer) in this outcrop of Marnoso-arenacea (Savio Valley, Romagna Apennines).



Two megaturbidites of Marnoso-arenacea in Umbria. Thickness and sand/shale ratio are different but the grain size of sand at the base of the two layers is almost the same, i.e. fine to very fine. In terms of Bouma sequence, the two layers are T_{c-e} and T_{b-e} , respectively.

Exemple de slump (Quseir (Egypte) - Sorbas (Espagne) (pl. 27, 28, 30)

Exemples de pseudonodules (Quseir) (pl. 29)

d'après (G. Mary et L. Dangeard, 1970) (réf. 41)

"Les couches déformées sont toujours comprises entre des strates régulières. La perturbation s'est donc produite au cours du dépôt et c'est pourquoi de tels glissements sont qualifiés de **syngénétiques** ou **d'intraformationnels**. Les figures typiques sont celles de gaufrages, de plissements plus ou moins complexes donnant parfois une structure imbriquée. E. Ten Haaf (1956) a souligné la discontinuité, l'étirement des couches lors de ces accidents.

En résumé, les glissements intraformationnels (slumping) s'observent dans les séries sédimentaires tant lacustres que marines. La nature du dépôt peut être différente : calcaire, argile, sable. Les pentes sur lesquelles ils se sont produits varient, suivant les gisements, depuis la sub-horizontabilité (M. Gulinek, 1948) jusqu'à 20° (M. Grangeon, 1960) mais sont faibles en général."

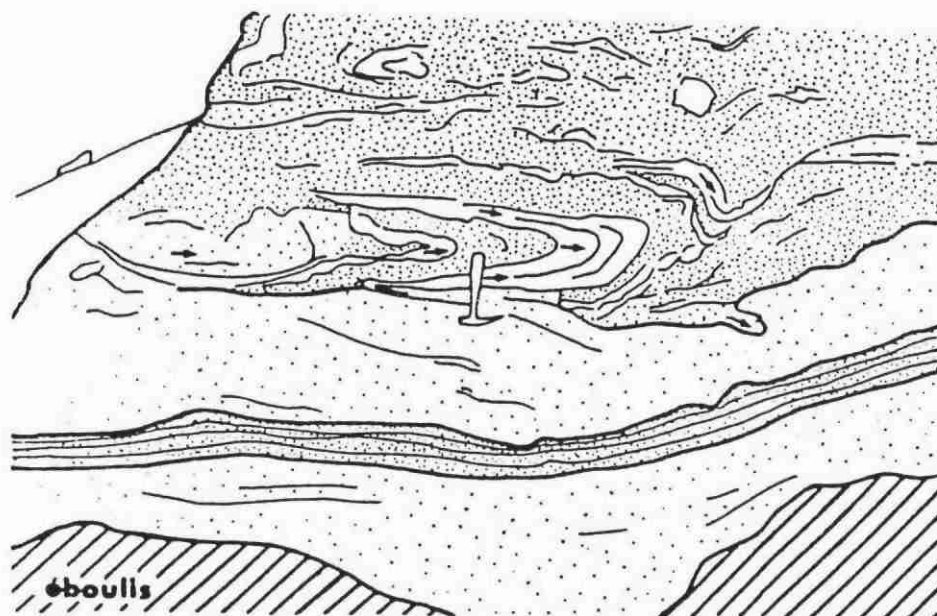
B - EXEMPLE : OLISTOLITHE - OLISTOSTROME (G. Mary et L. Dangeard, 1970) (réf. 41) (pl. 31, 32)

G. Florès (1955) a proposé le terme d'"olistostrome" pour être appliqué à une gigantesque structure bréchique à matrice argileuse glissée par gravité dans un bassin sédimentaire et celui d'"olistolites" pour désigner les blocs contenus. Un olistostrome serait une accumulation par glissement. Un olistolite serait un bloc ou lambeau rocheux mis en place par glissement. Pour E. Beneo, 1956 b, p. 57. Un olistostrome comprend une partie chaotique, la plus voisine du lieu d'origine, et une partie parfaitement stratifiée, due au transport et à la sélection opérée par des courants de turbidité née à la suite d'une frane* sous-marine.

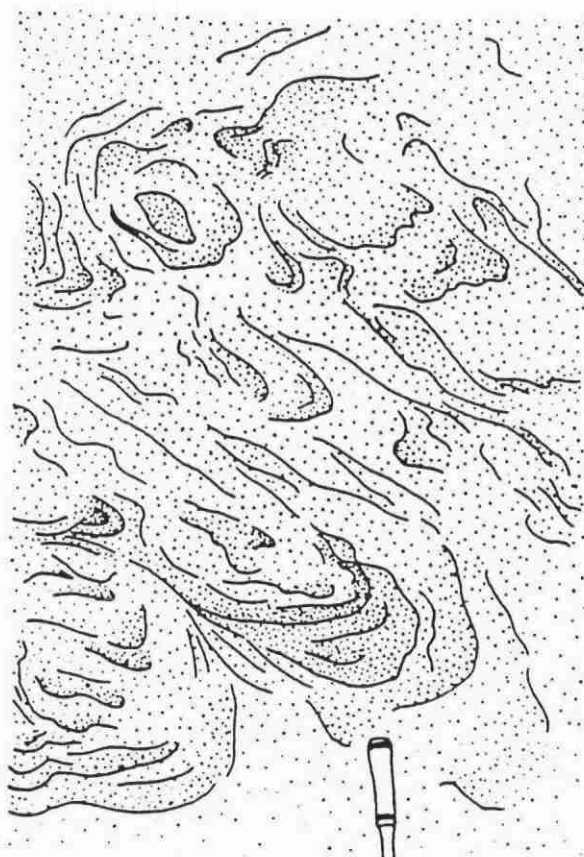
L'olistostrome est constitué d'un dépôt ou d'une accumulation de matériel provenant d'une frane... C'est un phénomène sédimentaire... Aucune frane ne devrait présenter de stratification, ni être limitée par des surfaces subparallèles... L'olistostrome doit présenter, au moins en partie, l'allure chaotique d'une frane... Les olistolites peuvent être définis comme des masses particulièrement volumineuses présentes dans la frane... Les blocs isolés dans des sédiments normaux ou dans des turbidites pourraient faire supposer l'existence de phénomènes différents des franes sous-marines.

Cependant, l'emploi des termes olistostrome et d'olistolithe implique la reconnaissance préalable du mode de transport (frane sous-marine). D'autre part, le terme d'olistostrome ne peut être appliqué à un dépôt tant qu'on n'a pas trouvé dans celui-ci une partie chaotique. La simple découverte d'une petite partie chaotique, à l'occasion du dégagement de nouveaux affleurements, amènerait à qualifier d'olistostrome ce qui avait auparavant un autre nom. Encore faut-il montrer que la chaoticité est due à un mode de transport contemporain de la sédimentation et non à des actions tectoniques postérieures ou à des remises en marche sous l'influence de la gravité. En outre, nous ignorons à partir de quelle dimension nous devons parler d'olistolithe. Une masse est-elle "particulièrement volumineuse" quand elle atteint le dm³, le m³, ou le km³ ?

* frane : glissement de terrain sur un versant

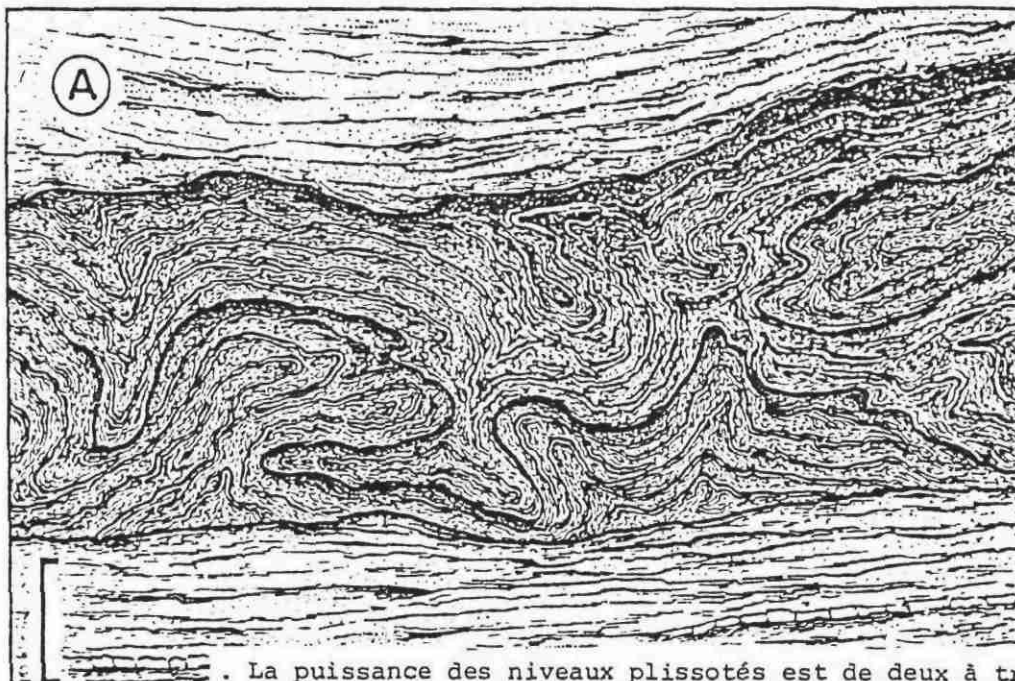


Slumping



Slumpings atteignant le stade des convolutions

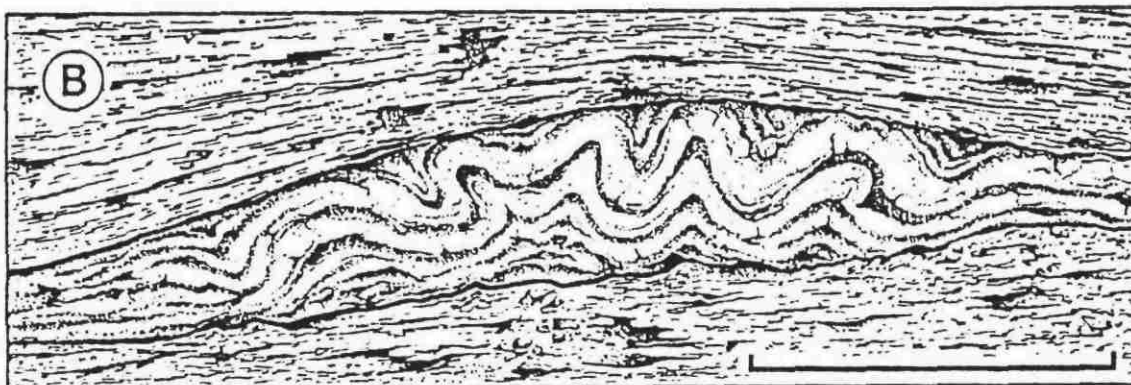
QUSEIR. (Miocène) Egypte. n° 57



. La puissance des niveaux plissotés est de deux à trois mètres pour une épaisseur initiale à l'état plan de un mètre environ . La surface de décollement , très nette , comporte des intercalations carbonatées indurées qui n'existent pas dans la partie plissée . Au - dessus , se poursuit le même type de sédimentation qui scelle le glissement , en comblant ses irrégularités de surface .

La complexité du plissement , très contourné , évoque des " convolute lamination " de grande dimension . L'orientation moyenne des axes de plis indique un glissement du S-SW vers le N-NE.

Ce glissement, qui atteste d'un déséquilibre de pente , probablement brutal, s'accorde bien avec la mise en place d'un léger bombement qui sera fossilisé par la série mio-pliocène .

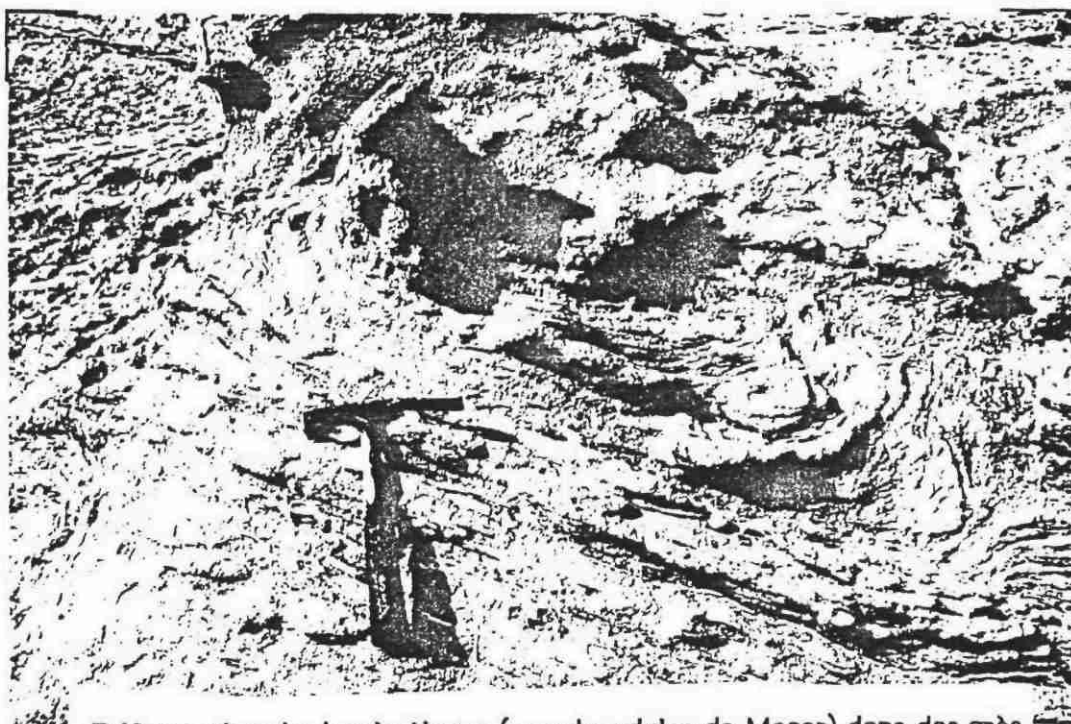


Cette figure , de dimension plus modeste, fut mise au jour à la faveur des travaux de terrassement de la route N 340 , au niveau de Sorbas . Elle se situe sur la même coupe que la figure A , mais à un niveau stratigraphique plus élevé . L'orientation de l'affleurement est également différente et correspond à une section transverse . Aucun sens d'écoulement préférentiel n'est discernable . Seul apparaît un raccourcissement probablement NW-SE , générateur d'un léger bombement , recouvert progressivement par les laminites surincombantes .

Figures de glissement dans le Messinien post-évaporitique
(l'échelle est égale à 1 mètre)

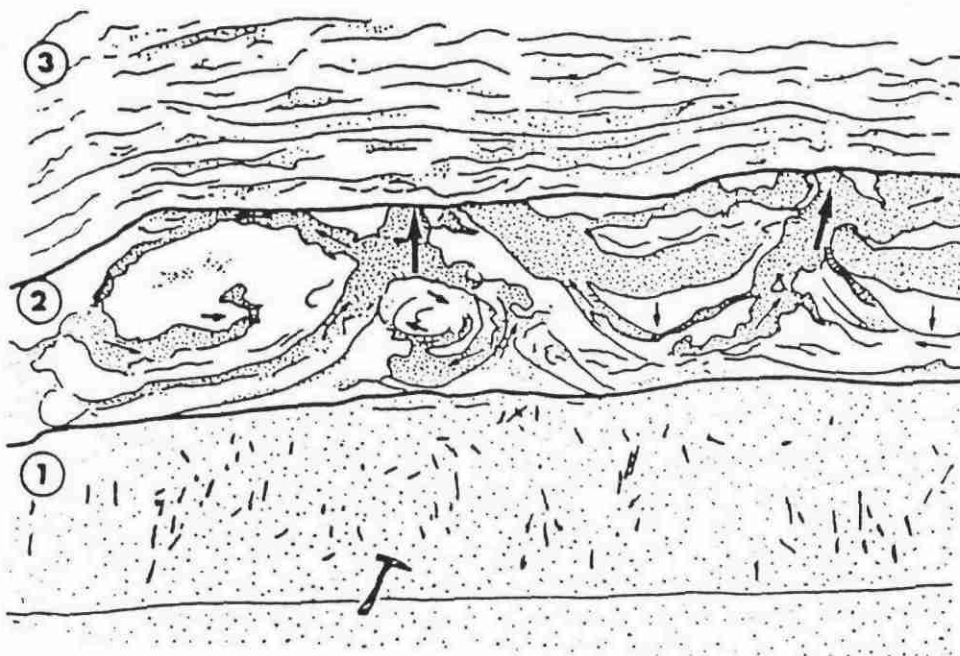
SORBAS

P. Ott d'Estevan 1980.
ref 46



ref 69.

Déformations hydroplastiques (pseudonodules de Macar) dans des grès argileux de la formation détritique marno-gréseuse versicolore du groupe D (Dg - Miocène supérieur ? à Pliocène) - Rive Nord du wadi Gasus



ref 52

Pseudonodules de Macar. Formation silico-carbonatée supérieure du groupe B (wadi Sharm el Bahari).

Le banc sablo-marneux sous-jacent (1) ne montre aucune perturbation, les bioturbations (terriers) y sont parfaitement conservées. De même, au-dessus du niveau déformé (2), l'alternance marneuse (3) n'est nullement affectée par les déformations. La déformation du niveau 2 a donc eu lieu alors que le niveau 1 avait déjà subi au moins une compaction importante. Le niveau 3 s'est déposé ultérieurement à l'ébranlement mécanique générateur des déformations.

D. G. Howell, W. R. Normark



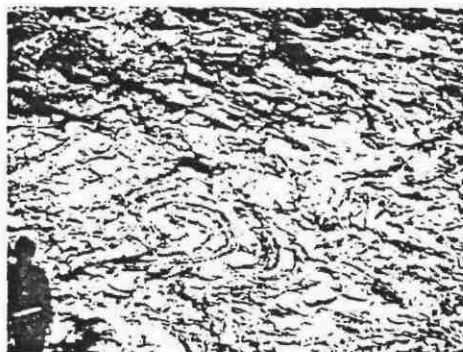
Local slump (facies F) involving facies E strata, thin turbidites (Bouma T_c or T_d levee or channel margin deposit). Pigeon Point Formation, Upper Cretaceous, Pescadero Beach, California.



Slumped overbank deposits (facies E) from a lacustrine fan sequence, Ridge Basin strata, Miocene and Pliocene, Castaic Canyon, California. Photo by P. A. Scholle.



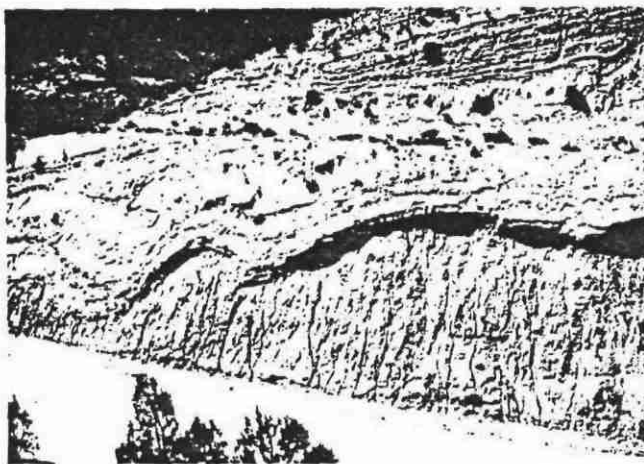
Slide and slump roll-over structures (facies F) involving turbidites in a 4-m-thick thinning-upward cycle, Topanga Formation, Miocene, Santa Monica Mountains, California.



Megaslump (facies F) of thin-bedded turbidites (facies D), Hecho Group, Eocene, Southern Pyrenees. Photo by F. Ricci Lucchi.

PL30

D.G. Howell
W.R. Normark.
ref 80



-Pliocene Ridge Basin Group, California. Slump structure in sandstone and interbedded mudstone of Link and Osborne's (1978) turbidite facies. Photograph by M. H. Link.

T.D. Fouck, W.E. Dean.
1982

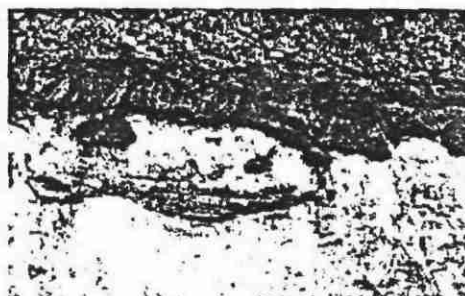
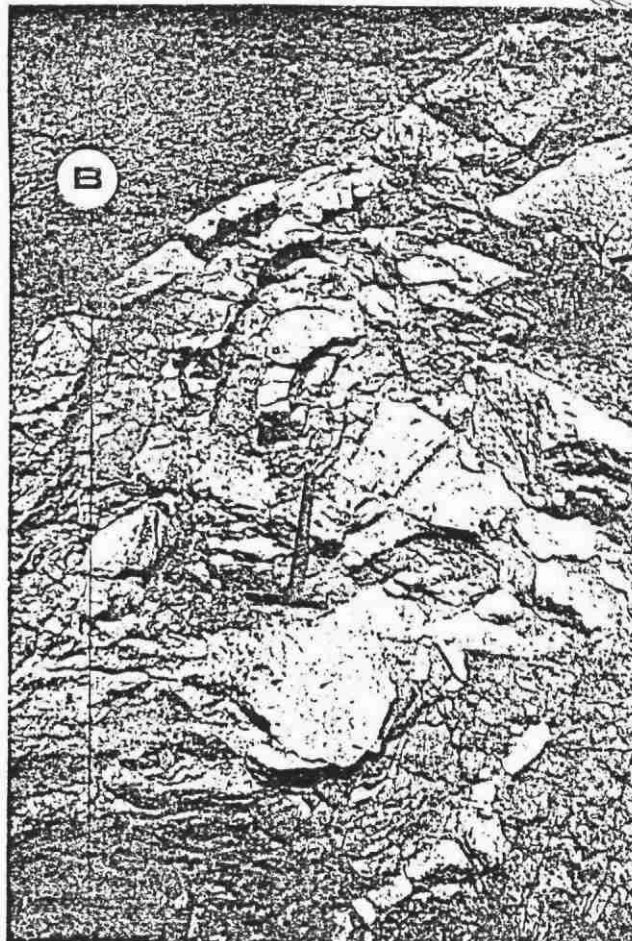
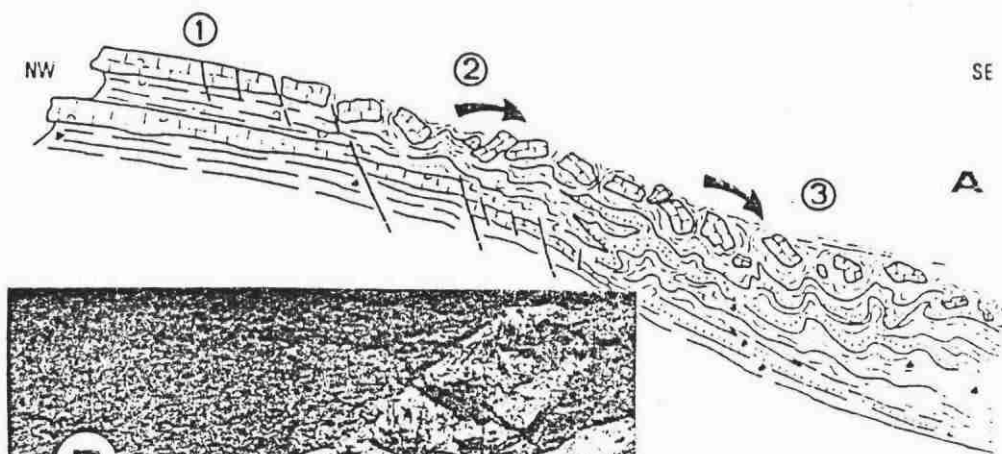
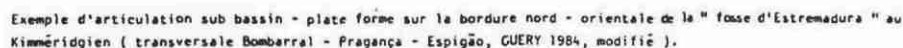


Fig. 40—Load-casted basal contact of slump(?) Slope facies, Embetsu Formation, Pliocene, Utsukusi, Hokkaido, Japan. Scale is 2 m long. Photo by G. de Vries Klein.

H.E. Cook, F.E. Field, J.V. Gardner
1982
ref 79



: DEMANTELEMENT ET GLISSEMENT D'CLISTOLITHES DANS
LE SECTEUR DE LA MUELA



MAIN EVOLUTIVE STAGES OF THE BOMBARRAL SUBBASIN DUE TO THE PRAGANÇA FLEXURE ACTIVITY.



TROISIEME PARTIE

LES DEFORMATIONS HYDROPLASTIQUES

(liquéfaction - compaction)

Dans cette partie, nous allons montrer les déformations sismiques liées à la présence d'eau dans le sédiment affecté : rôle important dans certaines figures telles que les volcans de boue, les filons sédimentaires (cf. 1ère partie), les figures de charges, les phénomènes de tassement.

L'eau joue un rôle important dans deux phénomènes importants affectant les sédiments terrigène : la liquéfaction et la compaction.

Voyons tout d'abord les problèmes de la **liquéfaction**.

Pour certains sols sableux de granulométrie fine, lâches et saturés en eau, les sollicitations dynamiques d'un séisme peuvent provoquer des surpressions de l'eau intersticielle, entraînant ainsi l'annulation des contraintes effectives le sol se comporte alors comme un véritable liquide.

L'émission d'eau et de sable sous la forme classique de petits volcans de boue ou de sable associés à des fissures et des crevasses, est typique de la liquéfaction.

La liquéfaction entraîne la diminution ou l'annulation du coefficient de portance du sol, de manière instantanée ou différée : le sol s'effondre sous la propre charge des terrains ou par poinçonnement des fondations.

Elle provoque (réf. 60) (fig. 33, 34, 35) :

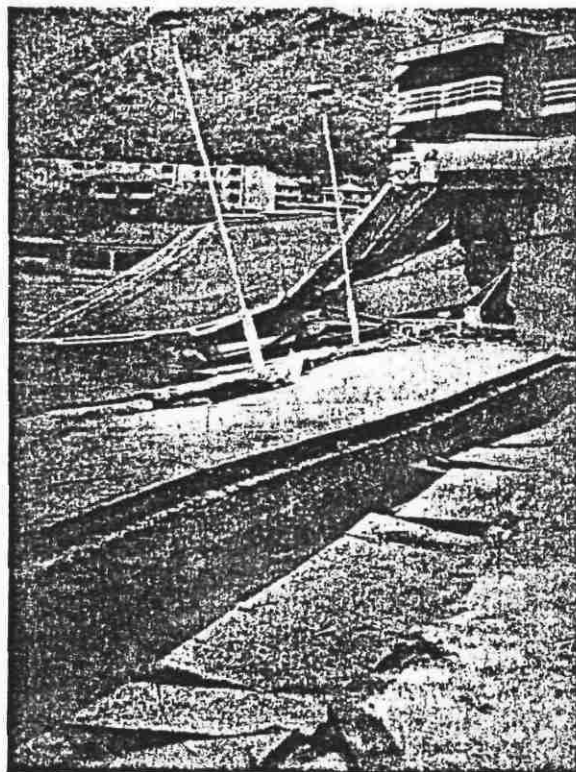
- **les tassements différentiels, effondrements, enfoncement et basculement de constructions ;**
- **les ruptures et submersion :** liquéfaction entraînant la mise en mouvement de lentilles sableuses qui implique des glissements de terrains type rotationnel en grande partie sous marin ;
- **déformation et déplacement important :** crevasses béantes et escarpées, effondrements en formation de "graben", digues disloquées, secteurs entiers déprimés.

Les horizons liquéfiés pourraient servir de surfaces de glissement.

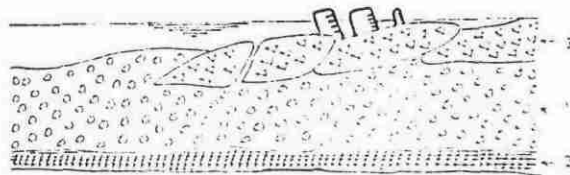
"La liquéfaction a été reconnue comme la cause principale de nombreux mouvements de terrain provoqués par les forts séismes. La liquéfaction est définie comme la transformation d'un matériel non consolidé finement granuleux d'un état solide à un état liquide, par suite de l'accroissement de la pression intersticielle de l'eau dans des terrains aquifères. La liquéfaction peut se produire quand une secousse sismique réoriente les grains en un arrangement plus compact. Le contact entre les grains est temporairement réduit et la charge normalement portée par les sédiments est transférée sur l'eau intersticielle. La résistance au cisaillement du sédiment en est réduite et il peut devenir instable. La masse du sédiment se comporte alors comme un liquide visqueux".

"La liquéfaction s'exprime par plusieurs phénomènes typiques très particuliers : éjection d'eau et de sédiments gorgés d'eau sous forme de "volcans de sable", affaissement général du sol et mouvements de terrain. Ceux-ci sont souvent situés en bordure des côtes. Sur des pentes plus ou moins fortes, la liquéfaction peut conduire à des mouvements de masse sur de longues distances, qui peuvent se déplacer avec de grandes vitesses. Sur des pentes douces ou nulles, la liquéfaction d'un niveau à faible profondeur, peut induire sur des surfaces plus ou moins étendues, des déplacements latéraux variant de plusieurs dizaines de centimètres à plusieurs dizaines de mètres voire plus. En terrain plat si les sédiments liquéfiables

LIQUEFACTION PHENOMENA IN MONTENEGRO COASTAL REGION



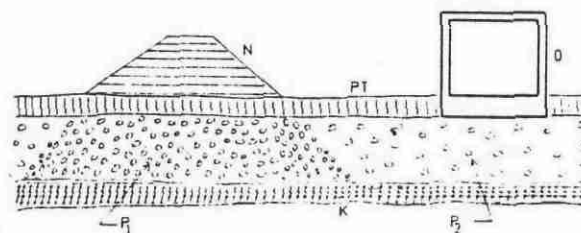
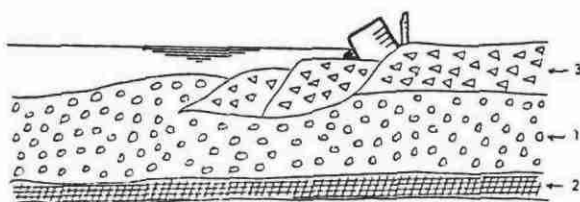
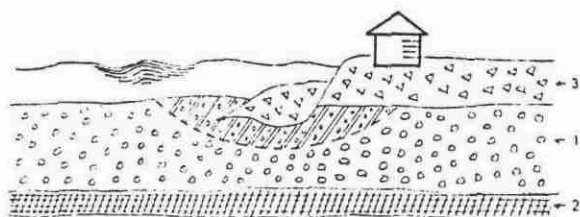
— Effects of landsliding caused by liquefaction.



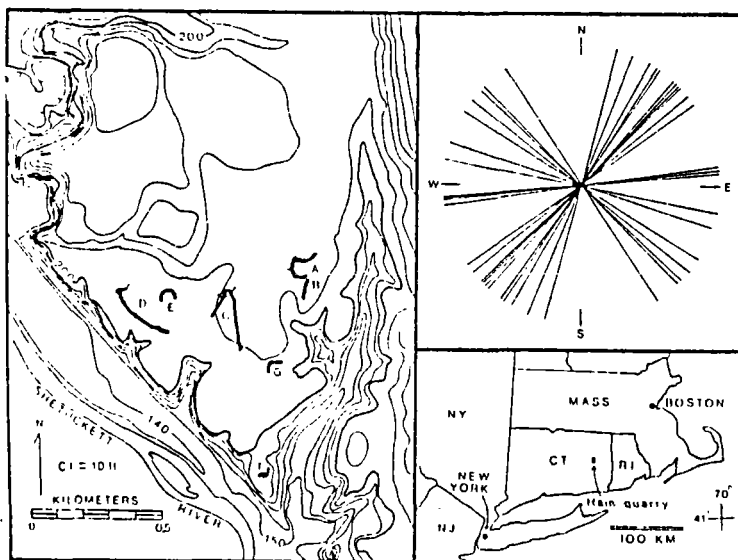
— Progressive collapse of soil and structures, in the case of landsliding caused by liquefaction
(1. loose sand, 2. clay, 3. embankment)



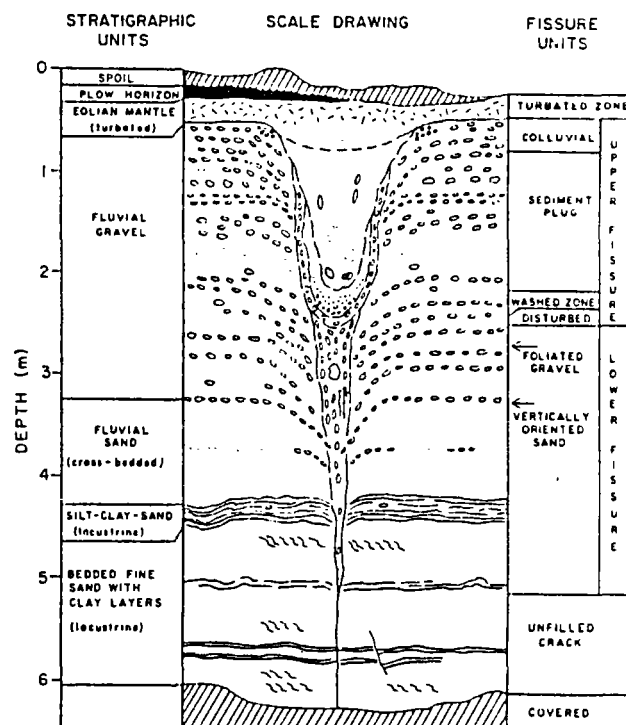
— Sand boils



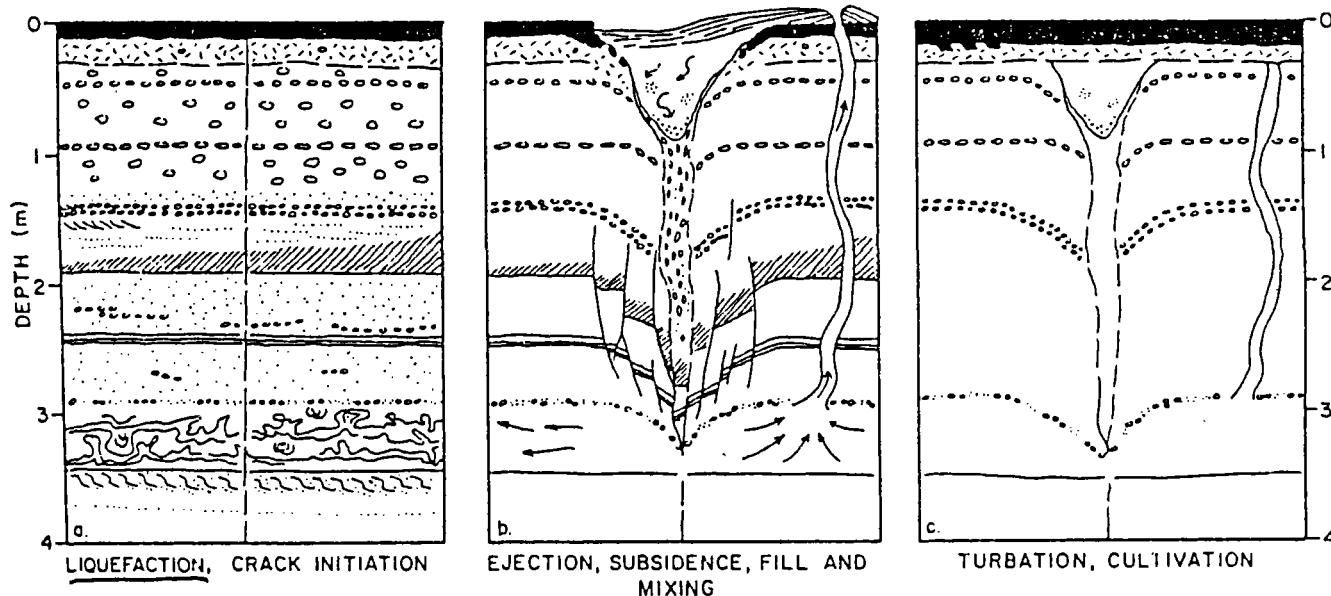
— Local conditions in the case of uniform sinking
(N : embankment, PT : surface soil, O : structure, P₁ : sand densified by the embankment influence, P₂ : loose sands, K : clay)



Map of Hain Quarry and vicinity showing location of active gravel pits and location and strike of ground fissures described in text. Contours (in feet) taken from U.S. Geological Survey Willimantic quadrangle, Connecticut (1984 edition)

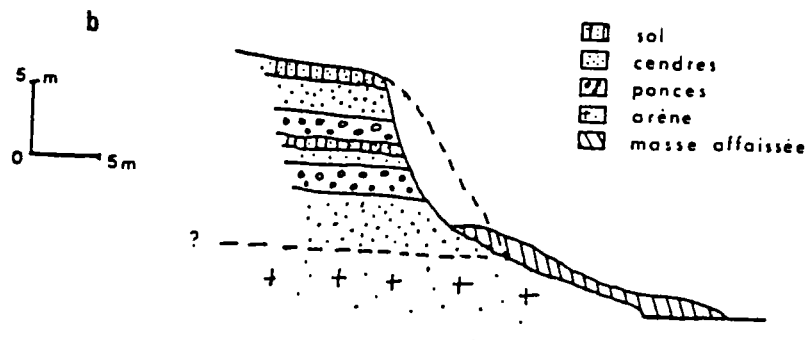
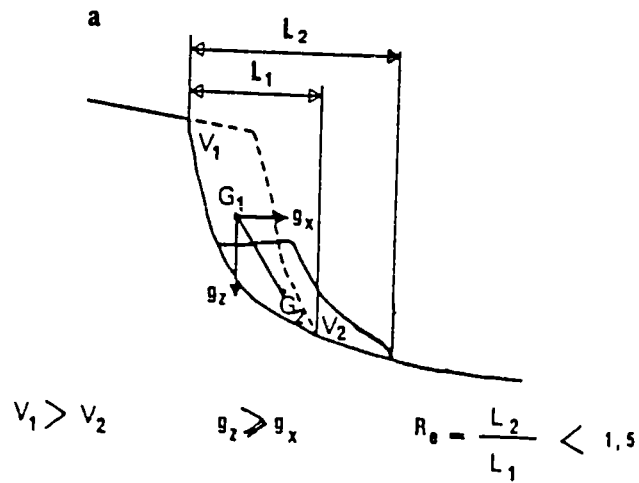


Field sketch of ground fissure in pit D showing representative stratigraphic section for Hain Quarry, typical morphology of a fissure, and nomenclature used for fissure description.



Generalized model showing sequential origin of idealized fissure. a: Original stratigraphy showing liquefaction deformation in lacustrine sediments and initial ground fracture. b: Movement of liquefied material toward surface, subsidence resulting from loss of support, filling of enlarged fissure, and sediment mixing in upper fissure (vent probably occurs somewhere along fissure but is shown diagrammatically in this cross section). c: Truncation of upper stratigraphy by prolonged turbation and cultivation. Note: Only key marker horizons are redrawn on sections b and c to clarify significant changes.

de'formation entrainé par la liquéfaction



- TYPES D'AFFAISSEMENT

- a) affaissement simple : critères géométriques
- b) affaissement et coulée engendrée par la liquéfaction des sables à la suite d'un séisme.

ref 5.

affleurent jusqu'à une certaine profondeur dans des secteurs où la nappe d'eau est à un haut niveau, il peut se produire de véritables **conditions mouvantes**. Les constructions et les ouvrages peuvent littéralement plonger dans les sédiments liquéfiés (Niigata, 1964 ; Alaska, 1964) alors qu'à proximité peuvent ressortir des structures enterrées (réservoirs par exemple)" (réf. 59).

L'eau va jouer un rôle important dans les déformations engendrées par le séisme. Elle sert de moteur à la déformation, l'eau en surpression va chercher à se libérer de cette pression en s'échappant. Cette "fuite" d'eau entraîne des déformations telles que les volcans de boue.

I - LES VOLCANS DE BOUE OU DE SABLE (pl. 36, 37, 38)

(Sand blows - sand boils - sand sloughs - sand - crakers - sand volcanoes - mud volcanoes) (réf. 30, 44, 43, 55)

Exemple : San Miguel de Salinas (C. Montenat, 1980 - M. Garcin, 1987) (pl. 36, 37)

Parmi les effets secondaires des tremblements de terre, des phénomènes de jaillissements de boue, d'eau, de sable voire de gaz, se produisent à la surface du sol.

Ces types de déformations furent signalés en maintes endroits (Mississippi, Messine, Californie, El Asnam, Normandie, Espagne...).

Ces volcans de boue ou de sable n'apparaissent en général que **dans les zones déprimées occupées par des dépôts peu consolidés et imbibés d'eau (thixotropie) : plaines alluviales et côtières, environnements deltaïques...** (pl. 39).

Il semblerait que ce type d'éruption ne se manifeste qu'à la faveur de séismes d'assez forte magnitude (≥ 6).

Lors du choc sismique, la surface du sol est déformée par des ondulations (earth waves) qui se déplacent à la manière d'une houle sur la mer. A la crête de certaines "vagues" s'ouvrent des fissures qui livrent le passage aux jaillissements d'eau et de boue. Les ruptures en surface sont le plus souvent à peu près parallèles entre elles (pl. 40).

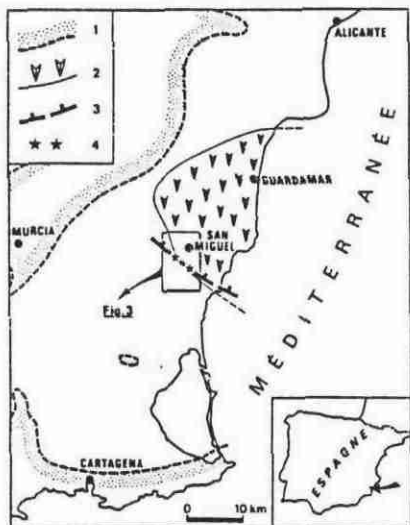
A - PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES STRUCTURES (réf. 44)

1) Présence de couches contournées et disloquées, comprises entre des bancs non affectés, le plus souvent subhorizontaux.

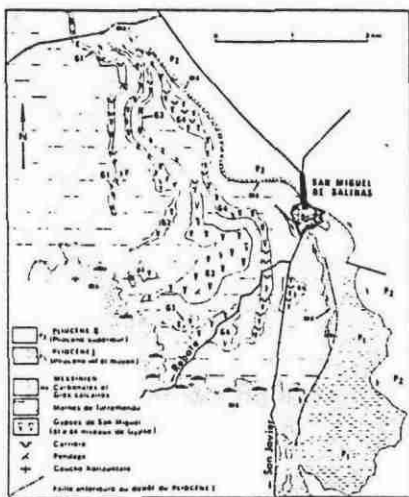
2) Chacune des structures présente un **plan axial** de part et d'autre duquel les couches sont rebroussées de manière **centrifuge**, souvent renversées, parfois retournées à 180°.

3) Entre les lèvres extravasées est injecté vers le haut verticalement ou obliquement, un "dyke" de matériel fin qui montre des plissements internes anarchiques, indiquant un mode de mise en place fluidal. Cette injection est issue d'un horizon marno-silteux situé sous la couche de grès déformée.

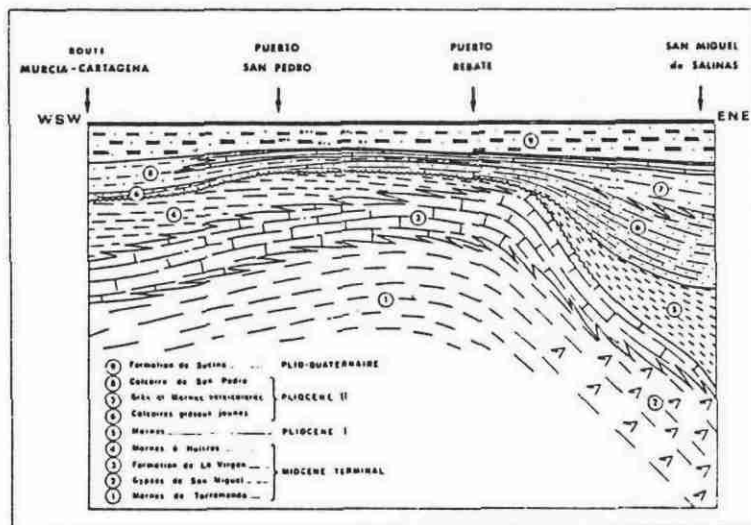
4) Mise à part la rupture intervenant suivant le plan axial, à l'aplomb du "dyke", la déformation s'opère principalement de manière souple. Le litage



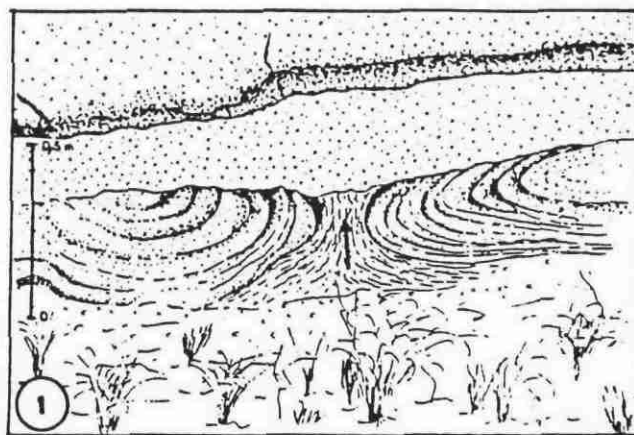
— Cadre paléogéographique messinien.
1 : limite d'extension maximum de la mer messinienne ;
2 : extension du bassin évaporitique messinien ; 3 : flexure messinienne ; 4 : localisation des « volcans de sable ».



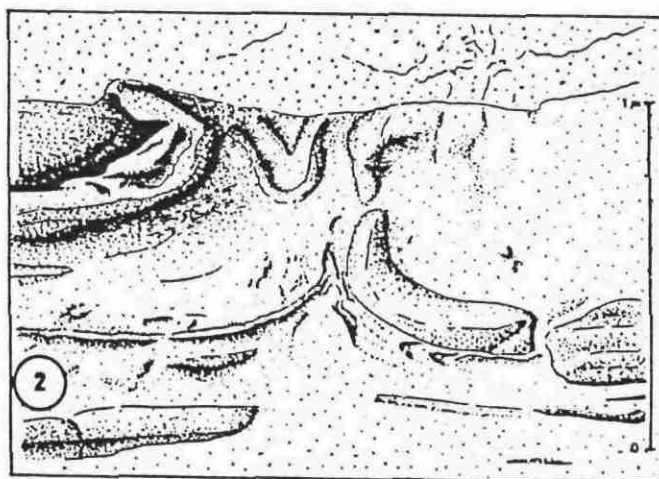
— Carte géologique schématique de la région de San Miguel de Salinas [d'après Montenat, 1977].
Triangles noirs : principaux groupements de « volcans de sable ».



— Enchaînement des faciès du Messinien et du Pliocène entre Murcia et San Miguel de Salinas [d'après Montenat, 1977].

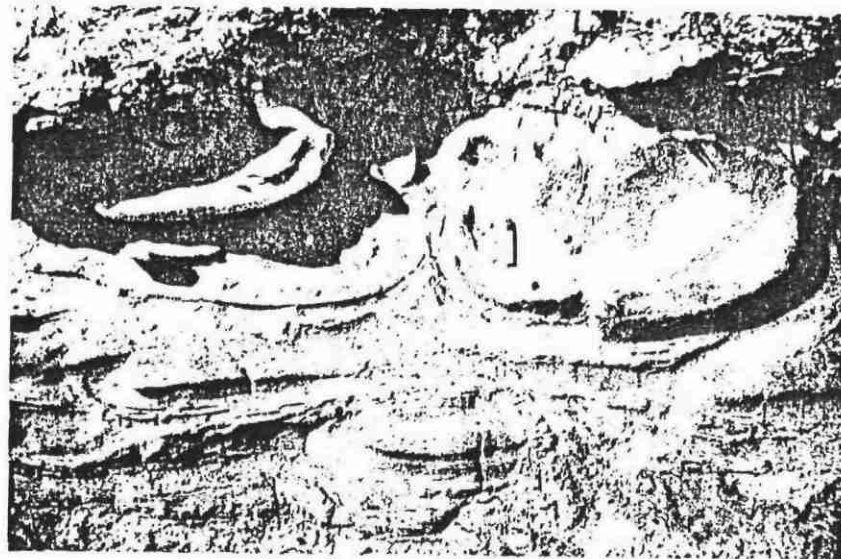


1-VOLCAN DE SABLE
localisation: Est de la route de Rebate
2-VOLCAN DE SABLE
localisation: proximité de la route de San Pedro del pinatar

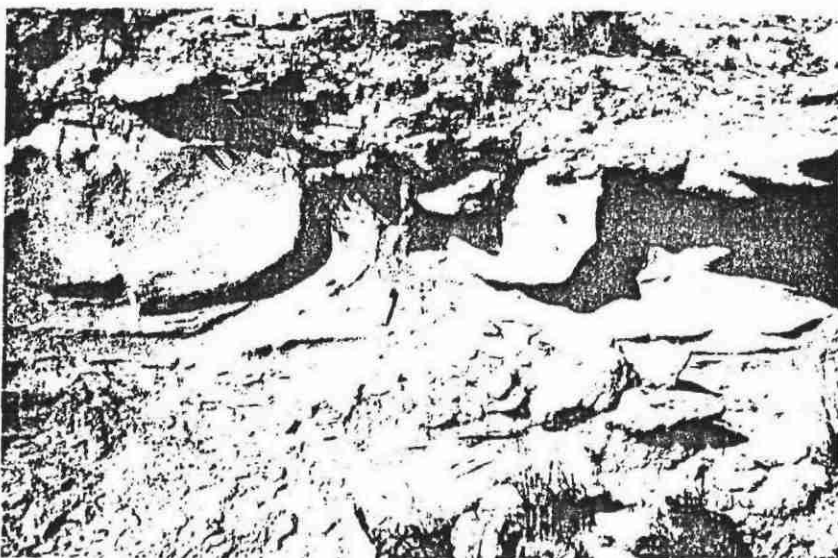




1



2



3

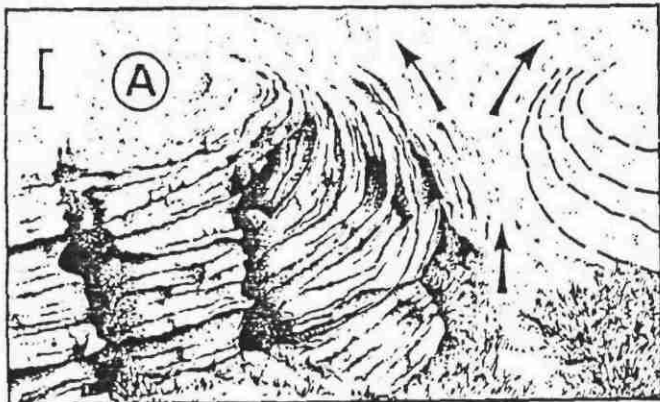
1, 2 et 3 — Déformations synsédimentaires dans les dépôts calcaréo-gréseux, contemporains de la sédimentation gypseuse; Messinien ; Sud de San Miguel de Salinas . On remarquera :

- le déversement centrifuge des couches déformées ;
- des figures d'écoulement dans les niveaux situés sous la couche rompue (témoignant d'une expulsion vers le haut de l'eau contenue initialement dans le sédiment ; fig. 2);
- la déformation est cachetée par la couche surincombante (fig. 3);
- les déformations se répartissent en plusieurs horizons successifs (fig. 1).

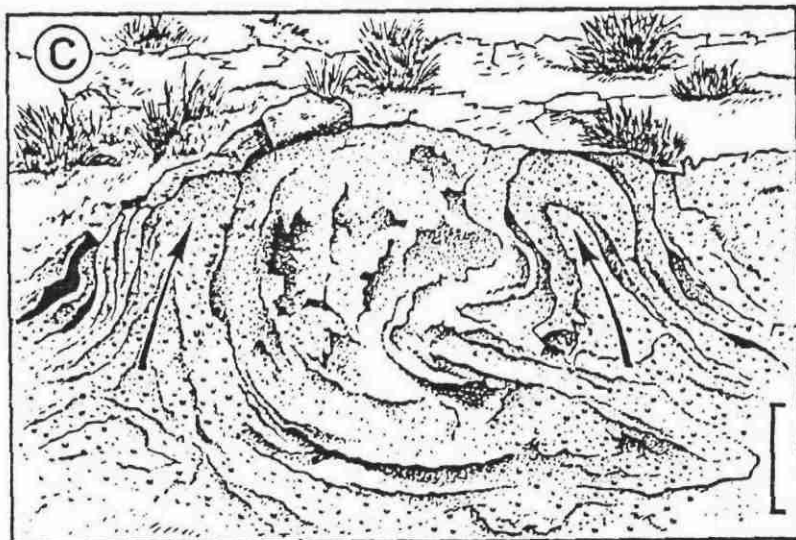
De telles déformations, comparables au phénomène des "volcans de sable" ou "volcans de boue" pourraient être considérées comme un indicateur de paléosismicité.

San Miguel de Salinas.
C. Montenat 1980. 2/43.

PL37



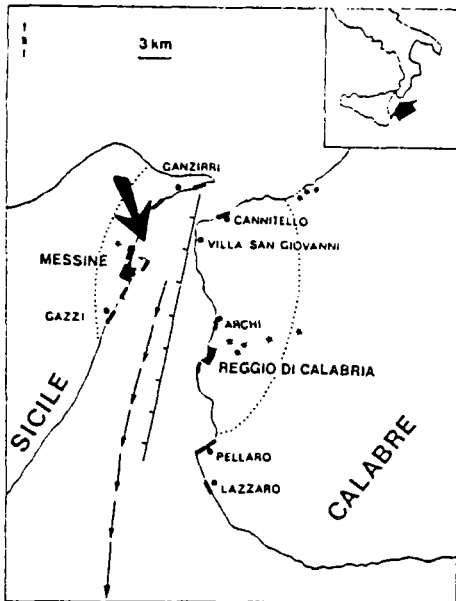
A. Quelques kilomètres à l'Est de Sorbas , dans le talus de la route N 340 est observable , au sein de laminites argilo-silteuses, un banc calcaréo-gréseux qui présente un brusque rebroussement vers le haut , associé à un amincissement . Cette structure , qui apparaît ici bien incomplète , est à comparer avec des figures d'expulsion d'eau décrites récemment dans la région de Murcia (Montenat 1977 et 1980) . Elles résultent en général de la montée brutale de l'eau contenue dans un sédiment argilo-silteux sous l'effet probable d'un choc séismique . Ce mouvement ascendant provoque le plus souvent la "déchirure" des sédiments sus-jacents , et aboutit dans les cas favorables à l'érection d'un " volcan de sable ou de boue " , constitué par les matériaux éjectés avec l'eau . A Sorbas, aucun affleurement n'a livré de figures aussi nettes et aussi complètes que celles de la région de Murcia. Cependant, l'analogie du contexte tectonique, et l'identité des formes observables permet d'envisager raisonnablement une origine commune aux structures de Murcia et de Sorbas . (les tiretés correspondent à l'autre lèvre de la structure , non visible à l'affleurement) .



C. Figures identique à A , dans des niveaux sableux plus grossièrement détritiques. A droite de la figure , une lame indurée, en cours de grésification, s'est fichée dans la partie centrale , puis fracturée . L'aspect moins tranché de cette structure est probablement dû au fait que les matériaux ascendants et encaissants sont sensiblement de même nature .

Figures d'expulsion ascendante dans le Messinien post-évaporitique. (l'échelle est égale à 15 centimètres)

P. ott d'Enteuso. 1980. nef46



DETROIT DE MESSINE

— Faille responsable du séisme | selon M. SCHICK 1977

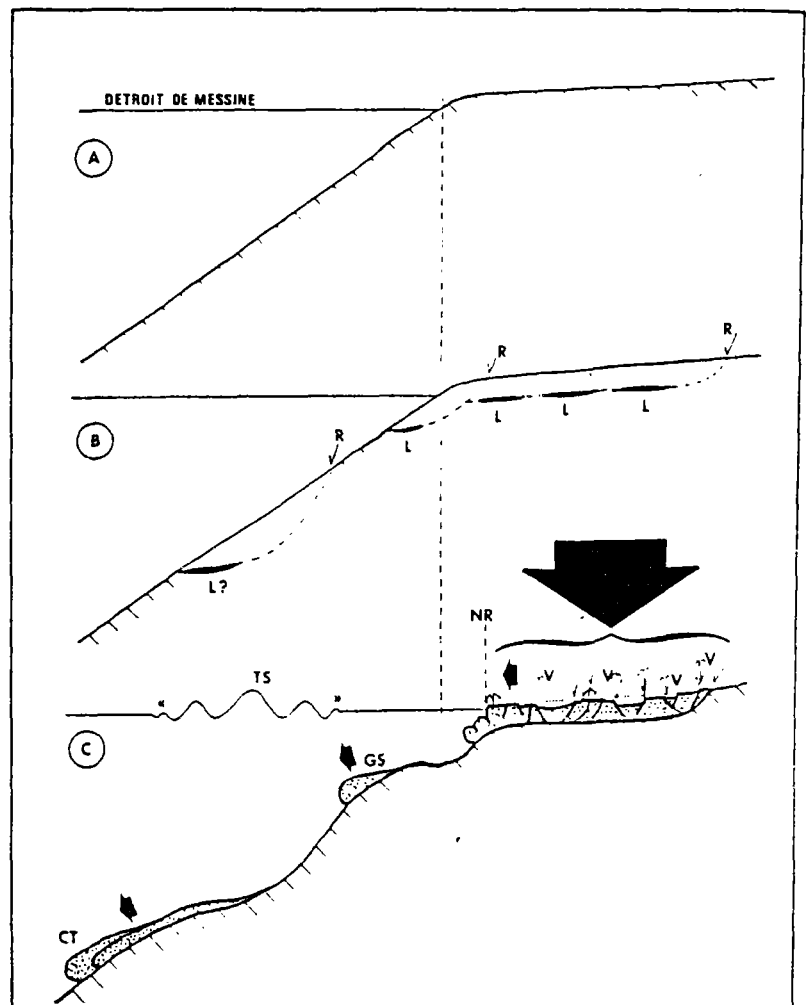
..... Zone de destruction maximale

— Portion de rivage modifiée (ruptures et submersion)

★ Mouvement de terrain sur les versants

→ Trajectoire du courant de turbidité (selon RYAN et HEEZEN 1965).

Bathymétrie modifiée (profondeur diminuée d'après DE STEPHANI 1910).



SEISME DE MESSINE : COUPE SCHEMATIQUE INTERPRETATIVE SYNTHETIQUE DES MANIFESTATIONS D'INSTABILITE

A Avant le séisme, B Au moment du séisme, C Juste après le séisme.

L Liquéfaction d'horizons sableux saturés

R Rupture

→ Direction des mouvements

CT Courant de turbidité

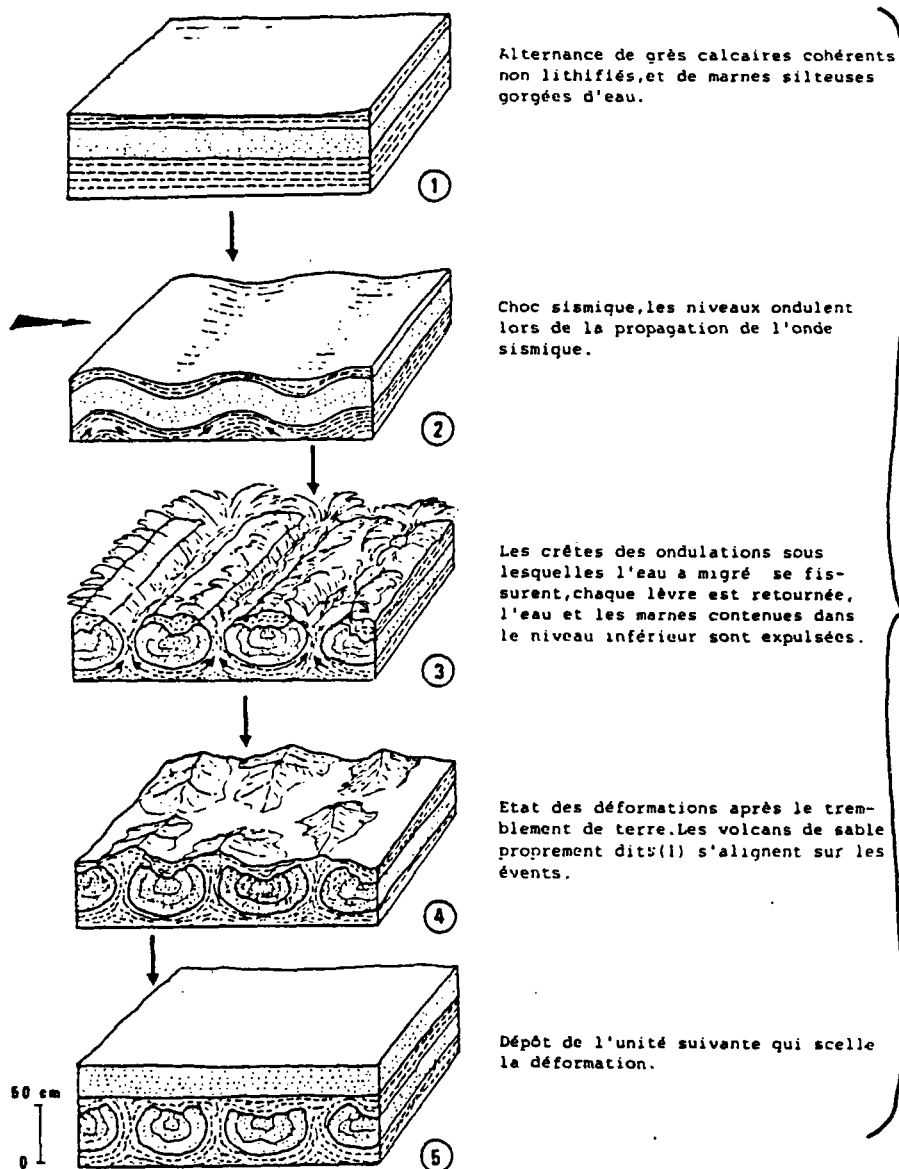
GS Glissement de terrain sous-marin

TS Tsunami

V Volcan de sable

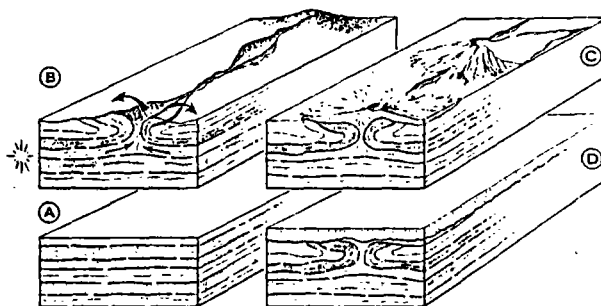
NR Nouveau rivage

localisation: Exemple du détroit de Messine. ref 60



N. Garcin
1987
ref 30

REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES ETAPES DE LA FORMATION DES VOLCANS DE SABLE



C. Montenat
1980.
ref 44

— Représentation schématique des étapes de la déformation.

A. *Sédimentation*. Alternance de calcaires silteux ou sableux et de lits plus argileux (praelim). B. *Choc sismique*. Mobilisation et mise sous pression de l'eau contenue dans les sédiments (niveaux litotroques); formation d'une intumescence, éclatement (cf. Pl. II, fig. C) et fissuration en surface. C. *Expulsion d'eau et de sédiment fluide*; mise en place de «volcans de sable» à l'aplomb d'événements (cf. fig. 4 A et Pl. II, fig. B). Dans la plupart des cas, les cônes sont rapidement érodés. D. *Finalisation* de la déformation par un nouvel épandage normal sédimentaire.

préservé dans les couches extravasées souligne des étirements et des plissements disharmoniques indiquant que le matériel était meuble mais non dépourvu de cohésion.

5) Les rapports avec les strates non déformées sont de nature différente au mur et au toit :

- a) vers le bas, on note un **passage progressif** aux couches non perturbées, par l'intermédiaire de l'horizon pélitosableux plus ou moins étiré d'où est issue l'injection ;
- b) vers le haut, la structure est **tronquée** par un banc normalement stratifié, qui scelle la déformation et présente quelquefois à sa base des figures de charge ("load cast").

6) Dans quelques cas, la structure est complétée par l'intercalation, entre la couche extravasée et le banc surincombant, d'un niveau pélito-silteux qui ne montre pas de litage mais au contraire, des figures convolutées anarchiques. Ce matériel, qui se raccorde à l'extrémité supérieure du "dyke", a été expulsé à l'état plus ou moins liquide et s'est répandu sur les bords de la fissure. Le plus souvent il a été érodé avant le dépôt de l'épandage suivant. Dans l'exemple évoqué, la présence de figures de "load cast" à la base des sables scellant la structure montre bien que le matériel éjecté était demeuré très mou.

B - DIMENSION DES STRUCTURES

L'échelle de ces figures est variable allant du centimètre au mètre. Le plus souvent la tranche de sédiment perturbé a une épaisseur moyenne d'environ cinquante centimètres.

Dans le plan horizontal, la fissure peut être suivie sur des distances également très variables, comprises entre le mètre et plusieurs dizaines de mètres. Il s'agit donc dans la plupart des cas de structures **linéaires**, présentant une direction d'allongement privilégiée.

C - MODALITES DE LA DEFORMATION

- phénomène éjectif ;
- déformation sur la tranche des sédiments la plus superficielle (≤ 1 m) ;
- structure synsédimentaire : structure tronquée et scellée ;
- déformation sur sédiment cohérent mais meuble ;
- matériel expulsé a été mobilisé à l'état de liquide visqueux ;
- fissures engendrées ne sont pas des fractures préexistantes.

D - AUTRE EXEMPLE : NORMANDIE (O. Dugué et M. Rioult, 1987) (réf. 26)

Les contraintes ne pouvaient être uniquement d'origine hydrodynamique (tempêtes...), les figures observées étant trop volumineuses. Un moteur gravitaire (glissement...) ne peut également suffire à expliquer la position alterné des

déformations, la morphologie ouverte des "blagues à tabac" et la variété des directions d'écoulement. Une contrainte d'origine mixte, tectono-sédimentaire apparaît plus vraisemblable.

Confrontées aux résultats des expériences classiques de Kuenen ou de Weaver & Jeffcoat sur des sédiments carbonatés, les déformations observées sont compatibles avec celles obtenues lors de secousses expérimentales.

D'autre part, dans des environnements actuels sismiquement actifs (Californie), des structures analogues initiées par des tremblements de terre, ont été décrites dans des milieux littoraux et lacustres.

L'enregistrement de secousses sismiques dans le Calcaire gréseux de Hennequeville, expliquerait tout à la fois - la contrainte verticale dominante ; - la répartition latérale des déformations ; - le caractère éjectif de la déformation dans la série ; - le développement polyphasé des déformations sous une faible tranche d'eau et de sédiments ; - la brièveté de la phase de déformation, contemporaine d'une diagénèse précoce.

Ces indices de paléosismicité trouvent naturellement leur place dans le cadre paléogéographique de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien, à proximité de la limite nord-orientale du bloc armoricain, et dans un contexte géodynamique en extension à l'Oxfordien supérieur (contrôlée par l'enregistrement d'un phénomène ondulatoire antérieur à la lithification).

E - MESURES DES DIRECTIONS DES EVENTS DES VOLCANS DE SABLE ET DE LA FRACTURATION ASSOCIEE (San Miguel de Salinas) (M. Garcin, 1987), (réf. 30)

1 - Mesures des directions des événements des volcans de sable (pl. 41)

Nous avons signalé précédemment le raccourcissement de la tranche superficielle de sédiment affectée de volcans de sable, perpendiculairement à l'orientation des événements. Ces derniers parallèles entre eux ont fait l'objet de mesure à proximité d'El Espartal.

Six niveaux sont individualisés dans cette coupe mais comme aucune variation de direction n'a été constatée entre chaque unité, les mesures ont été regroupées sur le même stéréogramme.

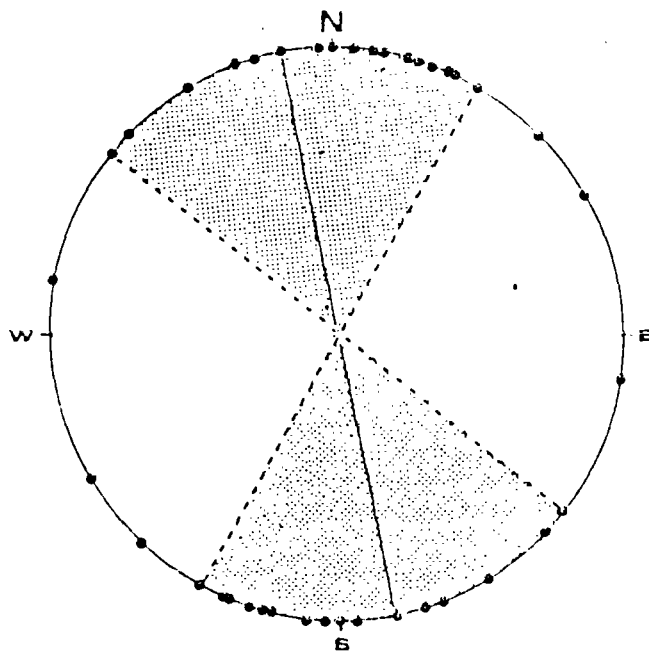
L'examen de ce dernier met en évidence une direction moyenne des événements sensiblement **N80**. Ceci implique une direction de raccourcissement des niveaux déformés à **N170**.

2 - Mesure des directions de fracturation (pl. 41)

De nombreuses diaclases sont observables dans cette même coupe. Deux familles se distinguent : **N45** et **N140**. Leurs directions s'accordent parfaitement avec la direction de raccourcissement déduite des mesures effectuées sur les événements. Ces deux directions sont **orthogonales** entre elles ; bien que non datées, il n'est pas impossible que ces systèmes de diaclases soient l'enregistrement des vibrations sismiques dans un sédiment induré situé sous la tranche meuble qui est affectée par les figures d'expulsion d'eau. En effet, ce type d'association de deux familles de diaclases à 90 degrés n'apparaît pas en tectonique classique mais a été signalé par Baltzer & Purser (1979) dans des sédiments actuels relativement indurés (SE de l'Iran) à la suite d'un séisme de magnitude 6,5 (Richter).

(Canevas de Wulff, hémisphère supérieur)

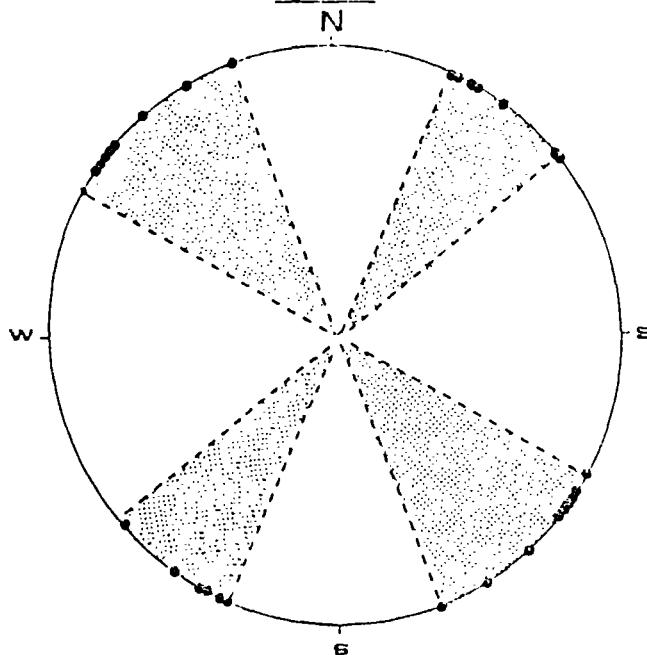
PROJECTIONS POLAIRES DES DIRECTIONS D'ALLONGEMENT
DES VOLCANS DE SABLE



Direction moyenne de raccourcissement N170

(v)

PROJECTIONS POLAIRES DES DIRECTIONS DE FRACTURATION
ASSOCIEE



Deux familles principales: -N45
-N140

(i)

San Miguel de Salinas.
M. Garcin 1987. ref30

En Iran comme en Espagne, les diaclases dessinent un réseau rectangulaire.

Nous avons démontré que l'organisation spatiale de ces déformations n'est pas quelconque mais qu'elles s'alignent parallèlement les unes aux autres ; nous émettons l'hypothèse que leurs axes sont perpendiculaires à la direction de propagation des ondes sismiques.

. Associé aux figures d'échappement d'eau, les figures de charges et les brèches intraformationnelles sont également des moyennes de séismicité. Elles permettent de compléter les informations sur la séismicité de la région considérée.

II - FIGURES DE CHARGES (pl. 42)

Elles correspondent à des figures d'interfaces qui s'expriment souvent moulages d'interfaces (interfacial casts) dont les causes sont liées aux différences de comportement mécanique entre le sédiment déjà déposé et celui qui vient se sédimenter dessus. La couche supérieure s'enfonce en certains points dans la couche inférieure sous l'effet de la gravité (load cast ou moulages de boue).

Elles consistent en de nombreux lobes situés à la base du banc déformé. La taille des lobes est très variable, décimétrique quelquefois, mais métrique le plus souvent.

En général, le niveau supérieur est plutôt carbonaté et sa base tend à pénétrer à l'intérieur du niveau sous-jacent ; nettement plus terrigène (sableux ou marneux) en développant des lobes.

Elles peuvent être associées à des brèches intraformationnelles.

III - LES BRECHES INTRAFORMATIONNELLES (réf. 57) (pl. 43, 44)

R.W. Fairbridge (1946) interprète les brèches intraformationnelles formées de matériel de même âge que les couches environnantes comme le résultat du glissement de sédiments consolidés.

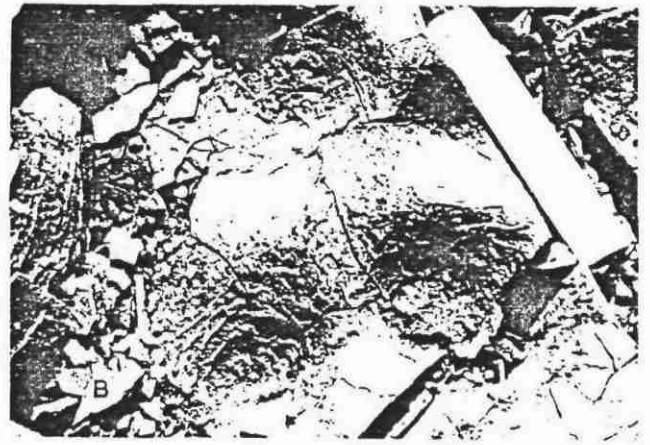
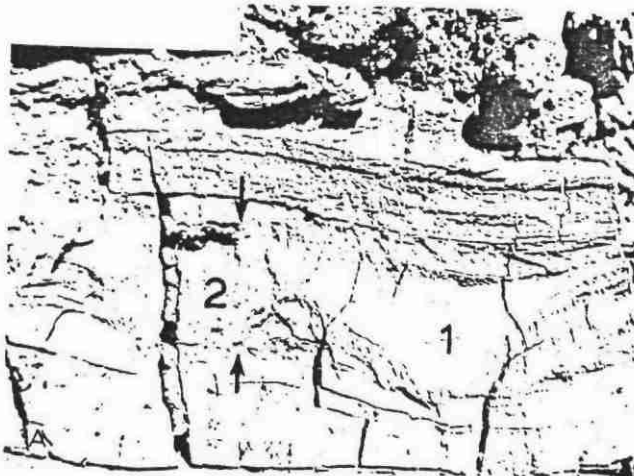
Les brèches sont formées par la fragmentation "in situ" d'un matériel sédimentaire déjà lithifié, au moins partiellement. Fréquemment, elles sont associées à d'autres types de déformations (slumpings, load-casts, figures d'échappement d'eau), ce qui suggère qu'elles ne soient pas formées par collapse ou par simple dessiccation elles apparaissent et disparaissent brutalement latéralement au sein d'un même niveau.

. Deux autres déformations peuvent se lier aux problèmes d'expulsions d'eau.

Ce sont d'une part - les calcaires à envaginations décrit par P. Barrier et A. d'Alessandro en Italie (réf. 7) et d'autre part, les faux mud-cracks de Montbrun les Bains (M. Saillard et Ch. Montenet, inédit) (réf. 58).

IV - LES CALCAIRES A INVAGINATIONS (cf. pl. 45)

Les niveaux 4 montrent ces calcaires à invaginations qui forment des poches dans les sables des niveaux 3 ; or à la périphérie de ces poches des figures d'expulsion d'eau ont été observées.



vertical view of excavated load molds, attributed to the 21 July 1952 earthquake; and (A) vertical section of the load structure, with unit *a* equivalent to (B) and unit *b* equivalent to the material removed in (B); this structure is attributed to the 21 July 1952 earthquake.

ref 64-65

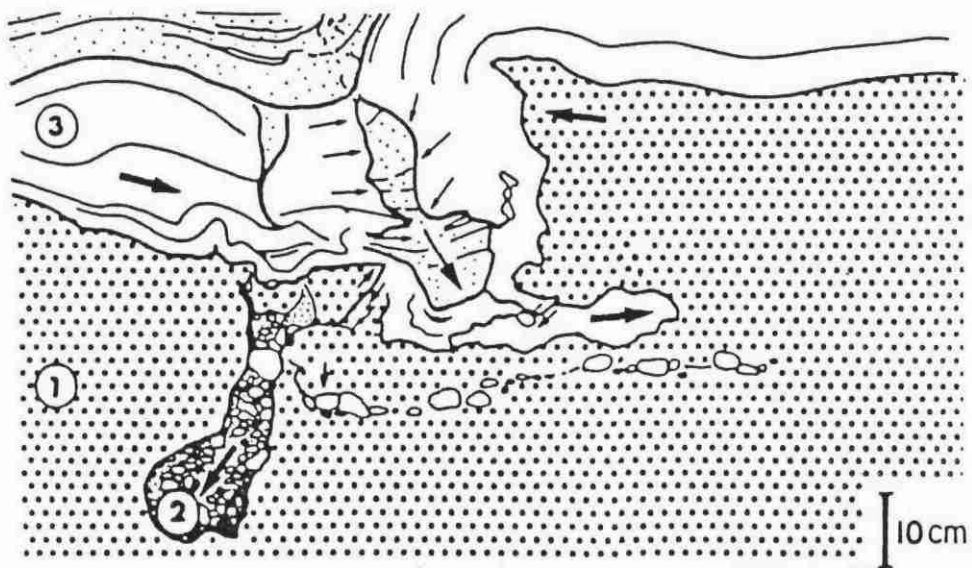
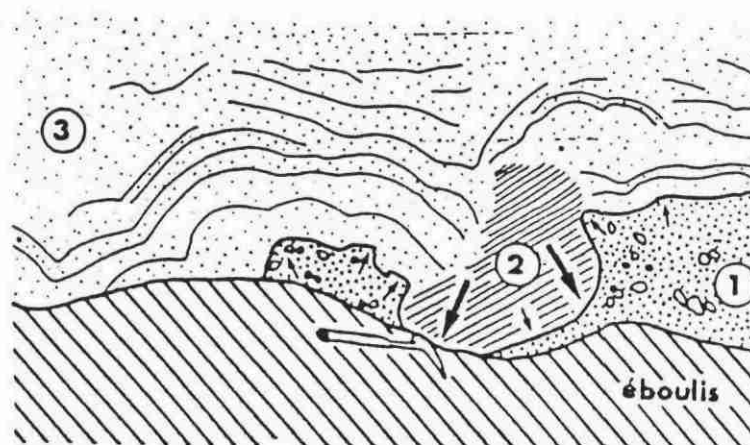


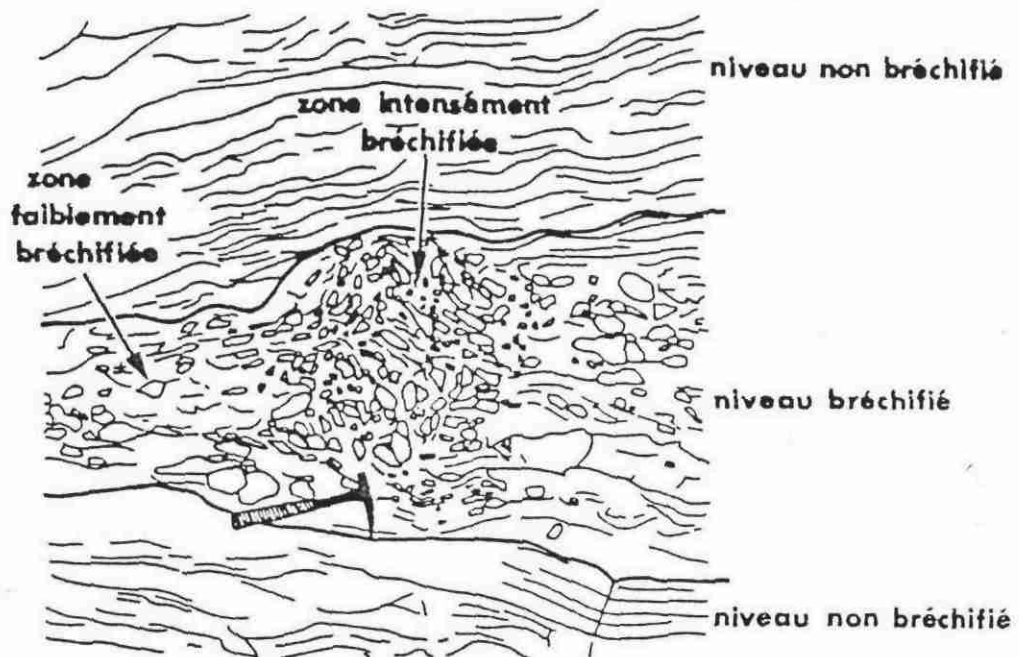
Figure de charge.

ref 57



Figures de charge affectant des niveaux stromatolithiques.

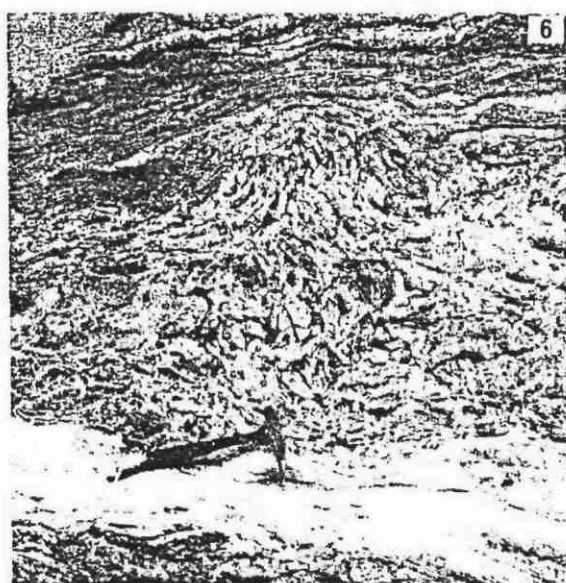
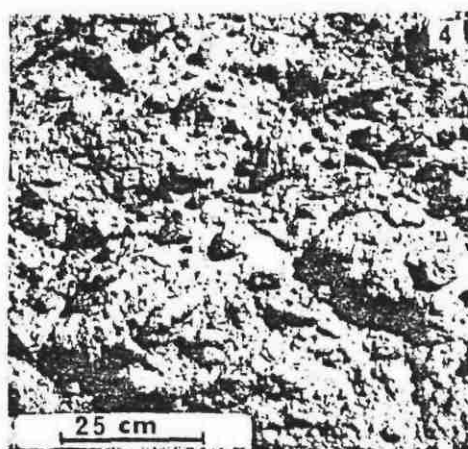
PL42



Brèches intraformationnelles.

Quseir-

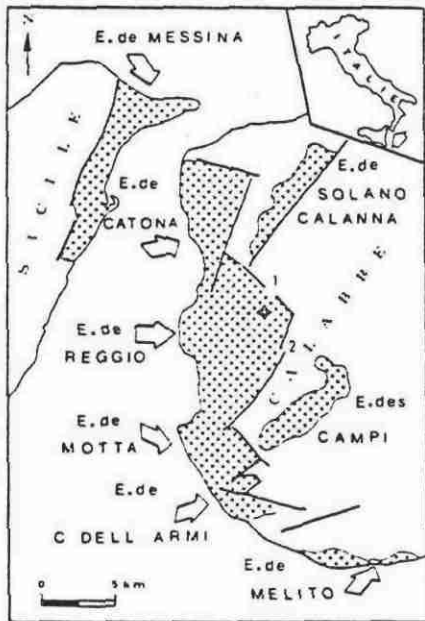
ref 54.



Brèches intraformationnelles.

Quseir -

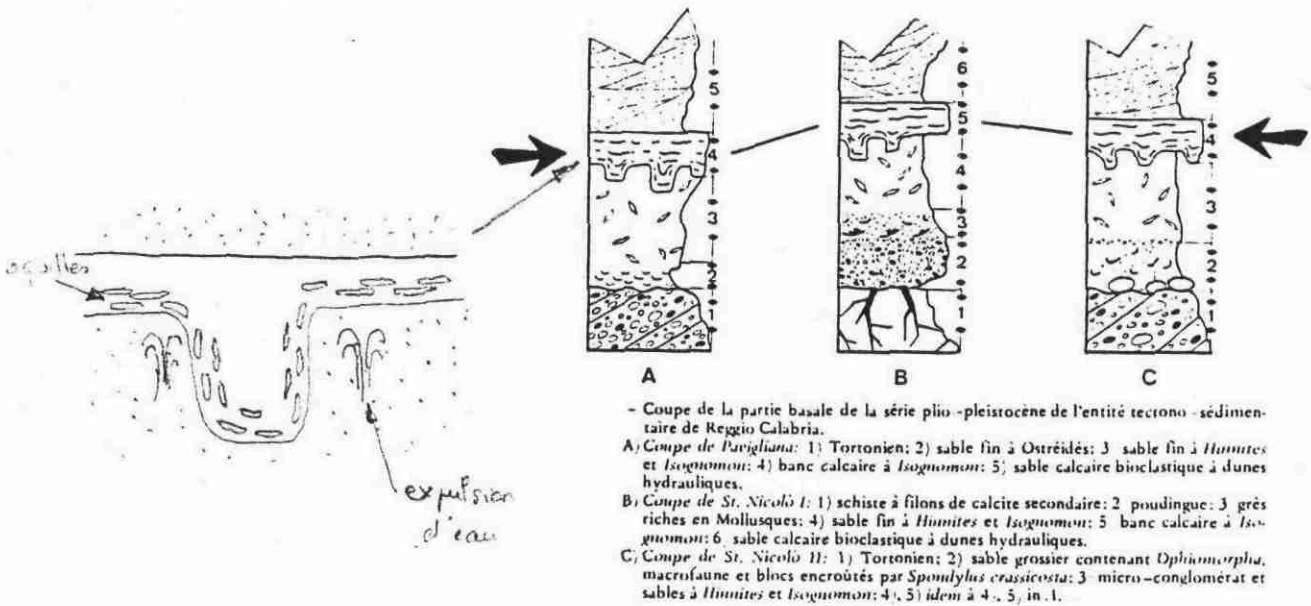
rep 57



Interpréter les invaginations du calcaire à *Isognomon* comme le résultat de mouvements tixotropiques, issues d'un ébranlement d'origine séismique du sédiment sous-jacent gorgé d'eau, paraît satisfaisant. Surtout si l'on considère l'hétérogénéité des deux faciès : accumulation de test d'organismes-sables fin silteux, le poids du premier exercé sur le second ne pouvant que accentuer le phénomène.

Les structures à invaginations du calcaire à *Isognomon* correspondent morphologiquement à des dépressions circulaires d'ordre métrique dans lesquelles le matériel semble orienté suivant des lignes de tassements accentuées vers le fond du trou. Ce faciès se développe sur plusieurs kilomètres. Pour de telles structures sédimentaires, l'origine biogène peut être exclue.

Les facteurs physiques susceptibles de les générer à une telle échelle ont certainement un impact régional. Etant donné la morphologie circulaire, un réseau chenalissant est exclu: la seule hypothèse susceptible d'expliquer la formation de ces dépressions sur une telle étendue demeure un phénomène tectonique. Des preuves en faveur d'une tectonique active dès la base de la série Plio-Pleistocène dans l'entité tectono-sédimentaire de Reggio Calabria sont nombreuses et liées au jeu des deux accidents N 045 et N 140 qui la limitent



- Invagination à fond plat du calcaire à *Isognomon*: 1. calcaire à invaginations; 2. sable à *Humites* et *Isognomon*. Cette photo montre le dépôt gravitaire des moules internes d'*Isognomon*, horizontaux à la périphérie de la dépression et verticaux au centre. Cette organisation s'atténue au sommet du banc.

PL 45

neft.

Ces niveaux de calcaires à invaginations sont formées par l'accumulation de coquille de *Isognonom* uniquement et en position de vie.

Sauf au niveau des poches où celles-ci se retrouvent verticales sur les flancs des poches et horizontales sur le fond de celles-ci.

Ces poches peuvent atteindre le mètre de profondeur.

Explications voir le haut de la planche 45.

V - LES FAUX MUD-CRACKS DE MONTBRUN LES BAINS (réf. 58) (cf. pl. 46)

Celà ressemble à des muds-cracks mais à l'envers. Il y a des figures d'expulsion d'eau et de matériel sous-jacent (fin) montrant un mouvement per ascensum. Les fissures engendrées sont en coin vers le haut. Les couches (5 à 10 cm) affectées par ce phénomène devait être déjà légèrement induré.

Ces fissures résultent de sollicitations dynamiques du à un séisme affectant un matériel non encore totalement induré. Sur ces fissures ont été relevées des critères de déplacements normaux et peut être décrochant.

L'étude de ces phénomènes n'est pas encore achevé.

Il faudrait poursuivre les études de ces phénomènes qui pourrait être un marqueur supplémentaire de sismicité.

Autre problème important affectant les sédiments meubles : la compaction-décompaction ; problème de tassement différentiel. Voyons tout d'abord quelques généralités, puis prenons un exemple (réf. 46). Là encore, le facteur eau intervient dans ce style de déformation : eau moteur de déformation qui peuvent être d'origine sismique ou non (poids des sédiments...).

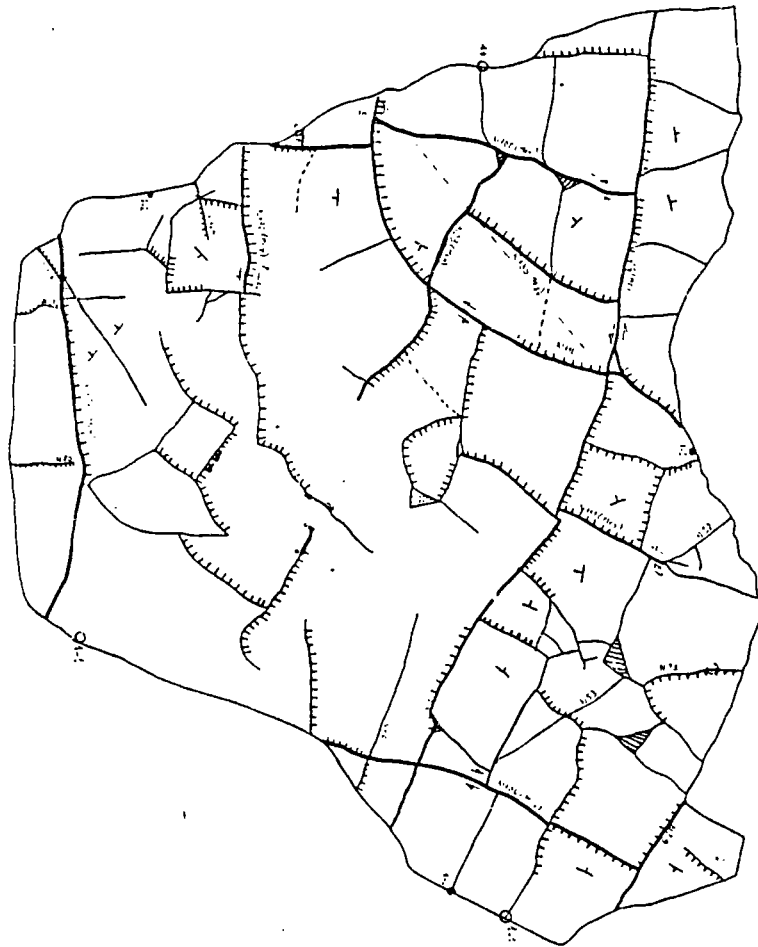
VI - COMPACTION (réf. 19) (pl. 47, 48)

La compaction résulte de la réduction relative de volume par rapport au volume initial. Lors de l'enfouissement, l'augmentation du poids des sédiments sus-jacents provoque un réarrangement des particules et donc une diminution de l'épaisseur de la colonne sédimentaire. Le réajustement des grains tend à se rapprocher de l'arrangement tétraédrique (Comby, 1975).

Les stylolites ne sont pas liés uniquement à la pression et ils ne se développent pas à partir d'une profondeur critique. De nombreux auteurs ont observé la présence de stylolites dans des séries très peu enfouies :

- S.O. Schlanger (1964) en décrit dans les calcaires quaternaires de l'île de Guam qui ont subi un enfouissement égal ou inférieur à 90 mètres ;
- O. Comby (1975) souligne que la profondeur d'enfouissement n'est certainement pas le facteur le plus efficace.

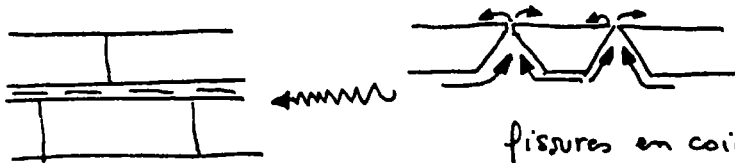
La composition du liquide interstitiel (sels minéraux, pCO_2 , concentration en $CaCO_3$ variable), l'hydrodynamisme des eaux de formation et la perméabilité du sédiment seraient les paramètres les plus importants (Leroux, 1976 ; Humbert, 1976 ; Purser, 1973).



25
110
pendage .

12 cm

Schématiquement.



fissures en coin, sédiment expulsé
par ascension

Faux ried cracks de Northumbria les bords dans les Calcaires stampiens.

ref 58.

PL46

D'autres paramètres interviennent dans la formation des stylolites :

- la taille des grains (les faciès fins riches en micrite comportent beaucoup plus de stylolites que les grainstones) ;
- la forme, l'orientation et la composition minéralogique des grains ont également une grande influence (une séquence riche en aragonite doit se lithifier à une profondeur plus faible qu'une séquence calcitique) ;
- la présence d'hétérogénéités contrôle la géométrie de la surface stylolitique (Masse, 1974) ;
- il semble que la cimentation précoce inhibe la compaction. Les calcaires du Dogger du bassin de Paris lithifiés précocement renferment peu de stylolites et les grains ne s'interpénètrent pas (Purser, 1971). Il ne m'a pas été possible de vérifier cette constatation car le ciment précoce est peu développée dans l'Angoumien.

L'augmentation de la pression conduit donc à une dissolution des carbonates au contact des grains et le long des plans stylolitiques. La dissolution par pression entraîne une diminution de volume de la roche variant de 30 à 40 % suivant les auteurs.

A cause de la non cimentation précoce, le tassement mécanique et l'interpénétration (latérale) des grains réduisent la dimension initiale des corps sédimentaires. Les stylolites transverses contribuent également à cette compaction.

Ces différents facteurs, résultant du processus de "pression - dissolution", libèrent une grande quantité de carbonate de calcium qui doit très vite **reprécipiter** car la cimentation est toujours très élevée dans les stations fortement déformées.

Du moment que, dans un bassin donné, une certaine épaisseur des sédiments meubles imbibés d'eau de mer se trouve être recouverte d'argile, l'évacuation de l'eau qui mouille encore les masses meubles ne pourra plus se faire vers le haut. Tout déplacement ascendant de l'eau reste dorénavant coupé par la protection argileuse.

L'échappement des eaux, ne fût-ce que partiel, crée inévitablement des **vides** ou du moins des zones soumises à une **pression sensiblement diminuée**. Quand l'ensemble de ces zones, dans toute l'épaisseur stratifiée donnée, atteint des proportions considérables, la calotte se trouvant insuffisamment soutenue, s'affaisse. Il se produit, par conséquent, un **effondrement**.

La compaction des sédiments consiste en une réduction de leur épaisseur, mécanique ou chimiques : la compaction mécanique correspond à la perte de porosité associée à l'expulsion de fluides par réarrangement des grains et la compaction chimique à la "pression - dissolution", les deux s'opérant sous la charge des dépôts sus-jacents.

Cette réduction d'épaisseur peut être quantifiée par le taux de compaction, τ , correspondant au rapport entre l'épaisseur initiale, h_0 , et l'épaisseur actuelle, h : $\tau = h_0/h$ (réf. 9, 10) (pl. 47).

En première approximation, la réduction (mécanique) de la porosité s'effectue en gardant constante la quantité de solide (fig. 1).

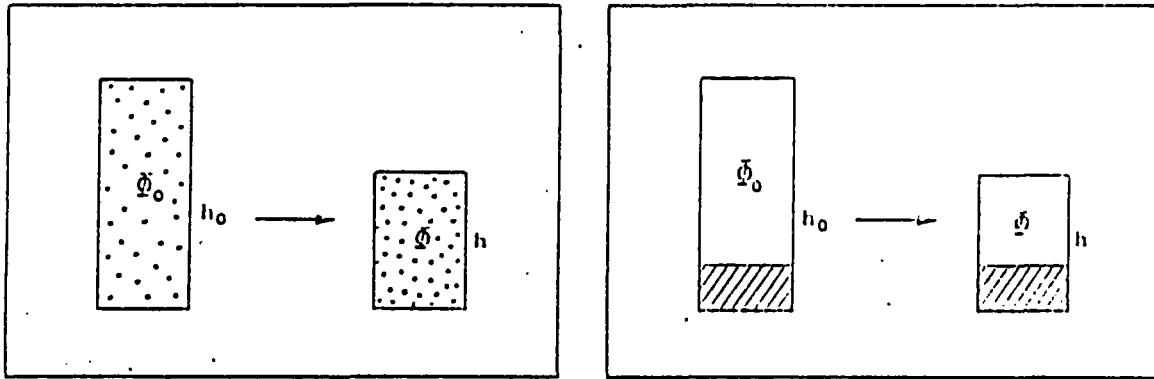
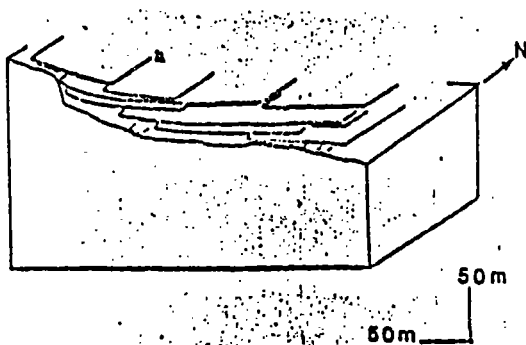
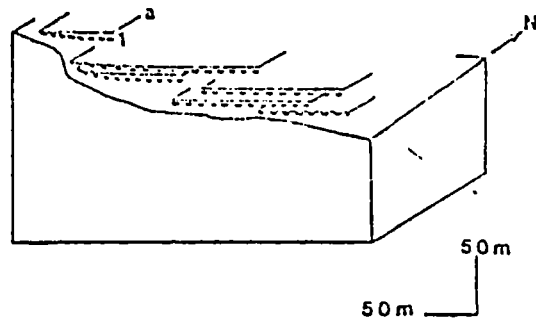


Fig. 1 : Approximation de la compaction mécanique à une perte de porosité à volume solide constant.

Au fur et à mesure de leur enfouissement, les sédiments, comprimés sous le poids de ceux qui les recouvrent, subissent tout d'abord une compaction mécanique. Celle-ci entraîne une réduction simultanée de leur porosité et de leur épaisseur.



Disposition des chenaux avec des épaisseurs actuelles



Restitution des épaisseurs décompactées sous le chenal a. (1. Emplacement actuel des chenaux)

ref 9 - 10. - 40

Résumé (réf. 34)

Des calcaires granulaires (grainstone) subissent les effets superposés de l'enfouissement et des déformations tectoniques en compression (faille inverse, paraclase, couloir de fracturation, diacalse). L'enfouissement se manifeste à la fois par la compaction mécanique lithostatique et physicochimique (pression-dissolution). Les déformations tectoniques ont aussi des effets mécaniques et physicochimiques (pression-dissolution). La plupart des microfigures de déformation ne permettent pas de séparer les effets spécifiques de l'enfouissement et de la tectonique. Le système des déformations aux échelles kilométriques à métrique contrôle la distribution verticale et horizontale des propriétés réservoirs.

La durée de l'enfouissement est d'environ 100 MA. La pression lithostatique maximum serait de l'ordre de 130 bars correspondant à un enfouissement maximum d'environ 550 m à la fin du Crétacé.

L'enfouissement se manifeste par une compaction verticale lithostatique ou atectonique. Sur un sédiment carbonaté sableux (grainstone) meuble ou en voie de consolidation, les effets sont à la fois mécaniques et physicochimiques.

* Compaction lithostatique mécanique (pl. 48)

La compaction lithostatique mécanique se traduit par le réarrangement, le rapprochement ou la déformation des grains et corrélativement par une diminution de la porosité matricielle intergranulaire. Ces transformations affectent la roche avant et après la cimentation.

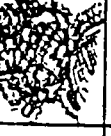
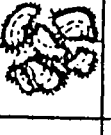
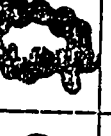
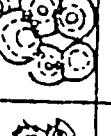
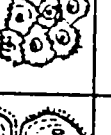
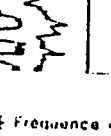
1) **Compaction lithostatique mécanique antérieure à la cimentation**

- tassement simple : les grains se rapprochent les uns des autres sans déformation apparente ;
- tassement avec **polygonisation** : les grains (oolithes) subissent une déformation plastique. Cette **compaction antérieure à la cimentation est localisée et précoce** ; elle affecte l'ensemble des unités. La réduction de la porosité est forte ;
- décollement cortical des oolithes : le décollement se traduit par une désolidarisation des dernières couches périphériques du cortex qui n'adhèrent plus au grain. Ce phénomène est plus fréquent dans les grainstones.

2) **Compaction lithostatique mécanique postérieure à la cimentation**

- décollement du ciment de bordure : le ciment aciculaire radiaire de bordure n'adhère plus aux grains. Un ciment sparitique colmate partiellement ou totalement les pores. La compaction se produit donc après la cimentation dite "précoce" et avant la cimentation dite "tardive". La localisation des décollements indique une compaction essentiellement verticale ;
- fracturation des grains : les grains (oolithes, bioclastes) sont fragmentés en plusieurs morceaux séparés ou encore en contact. Les cristaux du ciment peuvent subir aussi la fracturation. Ici, la compaction agit sur des grains et un sédiment suffisamment indurés.

PL48

FREQUENCE DES FIGURES COMPACTION LITHOSTATIQUE MECANIQUE		FREQUENCE DES FIGURES DE COMPACTION LITHOSTATIQUE PHYSICO-CHIMIQUE	
avant cimentation		après cimentation	
0.05 1.0		Tassement simple	
0.05 1.0		Polygonisation plastique	
0.05 1.0		Décollement cortical	
0.05 1.0		Décollement du ciment de bordure	
0.05 1.0		Fracturation des grains *	
0.05 1.0		Colonnette pression-dissolution	
0.05 1.0		Contact intergranulaire stylolithique	
0.05 1.0		Compaction stylolithisation	
0.05 1.0		Inversion de forme *	
0.05 1.0		Polygonisation dissolution *	
0.05 1.0		Stylolithe stratiforme *	

* Frequence influencee aussi par les informations tectoniques

ref 34.

3) Compaction lithostatique physicochimique

En plus du réarrangement mécanique, la compaction se traduit par une dissolution partielle des grains et/ou du ciment de la roche : stylolithisation intergranulaire, interpénétration avec inversion de forme, polygonisation et stylolithisation stratiforme.

Stylolithisation intergranulaire

L'intensité de la "pression-dissolution" dépend de l'intensité de la compaction. On observe trois stades :

- **Stade 1** : stylolithisation intergranulaire avec structure en colonnette de faible compaction.

Les oolites sont disposées les unes sur les autres en colonnettes. Les contacts intergranulaires sont stylolithiques et les couches corticales externes des oolites sont décollées. Le ciment sparitique colmate partiellement ou totalement les pores intergranulaires de grande dimension. En conséquence, la stylolithisation intergranulaire associée à une faible compaction verticale est antérieure à la cimentation sparitique. Cette cimentation sparitique doit être suffisamment précoce par rapport à la période totale de compaction pour fossiliser cet état de faible compaction.

- **Stade 2** : compaction stylolithique intergranulaire avec une structure de compaction moyenne.

Des joints stylolithiques orientés dans diverses directions assurent avec destruction de matière la liaison de tous les grains (oolites). Il reste cependant une porosité matricielle assez forte (10 - 15 %) qui peut être plus ou moins réduite par une cimentation sparitique postérieure.

- **Stade 3** : compaction stylolithique intergranulaire avec structure de forte compaction.

Un très fort engrenage multidirectionnel des grains les uns dans les autres masque les contours et la forme originelle des oolites. Entre les sutures stylolithiques l'espace poreux résiduel déjà très réduit (5 %) est colmaté partiellement ou totalement par un ciment sparitique.

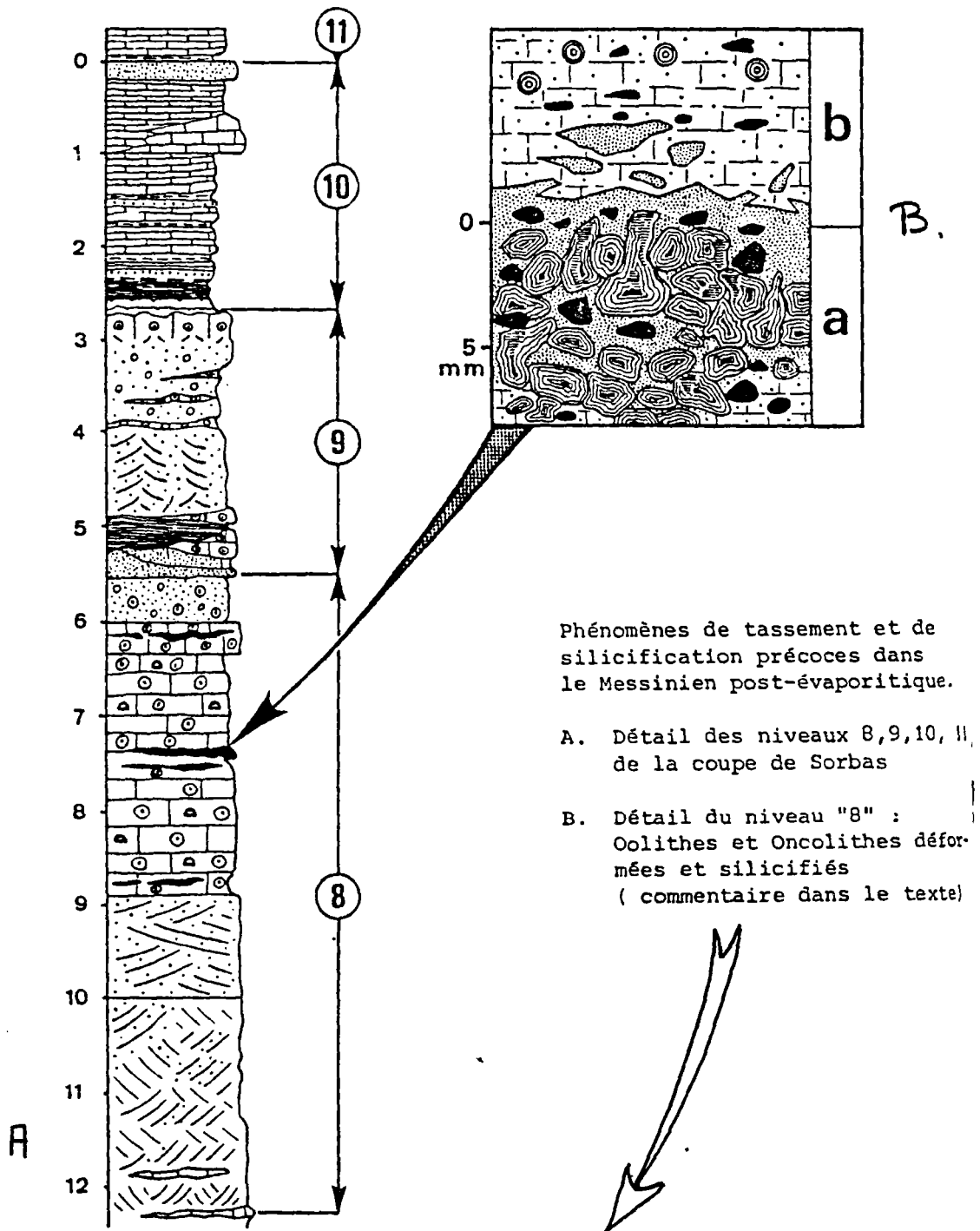
Du stade 1 à 3, la compaction d'abord verticale (géotrope) devient multidirectionnelle (isotrope). Ces figures de compaction correspondent donc à des répartitions de contraintes différentes, et ne seraient pas synchrones.

VII - EXEMPLE DE TASSEMENT (pl. 49)

Les phénomènes de tassement superficiel (P. ott d'Estevou, 1980) (réf. 46)

Une analyse fine de la coupe du Messinien post-évaporitique de Sorbas a permis de mettre en évidence des processus de tassement et de silicification précoce. La figure donne le détail du sommet de cette coupe.

La partie supérieure du niveau "8" est formée par des calcaires sableux à oolites et oncolites, qui admettent plusieurs passées siliceuses, discontinues, d'épaisseur irrégulière (quelques centimètres), de teinte bleu-verdâtre.



"a" Zone siliceuse . Les oolithes et les oncolithes sont déformés . Ils peuvent être encore carbonatés , et dans ce cas le plus souvent micritisés , ou bien subsister à l'état de fantôme dans un fonds de silice amorphe, ou cryptocristalline . Les oncolithes , de plus grande taille contiennent parfois de la silice piégée entre leurs lamines disjointes .

"b" Zone carbonatée . La surface des silicifications est très fréquemment effritée . Elle se débite en petites lamelles (mm → cm) anguleuses qui sont immédiatement remaniées à la base des calcaires sableux surincombants, à l'état soit bréchiq, soit légèrement émoussé.

A proximité de chacune de ces intercalations siliceuses, les oolithes et les oncolithes s'avèrent particulièrement déformés. Ils sont desquamés superficiellement, ou emboîtés, ou encore tassés, de façon soit anarchique, soit régulière, auquel cas les oolithes se présentent comme un assemblage de polyèdres presque parfaits.

Ces remarques amènent à conclure que :

- la déformation des oolithes et des oncolithes, ainsi que la silicification se sont produites à la partie superficielle d'un sédiment meuble : il ne peut donc s'agir d'un tassement lié à une **surcharge** ;
- la silicification est pénécontemporaine de la déformation. Les deux phénomènes sont donc probablement consécutifs à un même évènement ;
- le sédiment, ainsi modifié, a subi une induration précoce génératrice d'intraclastes.

Ce qui a été dit de l'activité de l'accident de Sorbas à l'époque post-évaporitique peut s'appliquer à ces phénomènes :

- les grains d'un sédiment meuble sont vigoureusement tassés et déformés par un choc sismique ;
- ce tassement s'accompagne nécessairement d'une mobilisation des fluides interstiels, dans lesquels il est possible de rechercher l'origine de la silice.

Conclusion

La plupart des figures tectono-sédimentaires du bassin de Sorbas sont actuellement en cours d'étude, et il n'a été fourni ici que quelques exemples simples et significatifs.

Il convient de souligner l'importance que revêtent de tels documents dans la **détection de linéament tectonique synsédimentaire**. En effet, bien que certaines interprétations adoptées ici puissent être discutées, il n'en reste pas moins que la concentration linéaire de ces anomalies sédimentaires traduit bien l'existence en profondeur d'un accident fonctionnel pendant la sédimentation.

QUATRIEME PARTIE

EXEMPLES DE DESTRUCTION DANS L'ENVIRONNEMENT

INDICES SISMIQUES ET CONSTRUCTIONS

L'observation de rupture de surfaces affectent des édifices situés sur le tracé de failles permet d'établir une relation entre l'activité actuelle de ces dernières et la sismicité superficielle.

I - EXEMPLE DE LORCA (Murcia - Espagne) - J.C. Echallier (réf. 27) (pl. 50)

La ville de Lorca situé à la jonction de plusieurs grands accidents de direction NS, N40 et N140, est soumise à de fréquents séismes de faible et moyenne intensité. Ces accidents fonctionnent en décrochements à mouvements horizontaux dominant.

"Les désordres architecturaux" observés sur la cathédrale et sur l'hôtel de Ville ne sont pas d'origine gravitaire mais sismo-tectonique.

Chaque séisme est produit par le jeu d'un accident particulier.

Les déformations que l'on observe ne sont qu'un enregistrement graduel des contraintes de petits séismes successifs (non destructeurs) commandés par la tectonique locale.

II - EXEMPLE DE MESSINE 1908 (B. Sauvat, J.C. Bousquet, 1980) (réf. 60) (pl. 51)

Les différentes observations qui ont pu être faites indiquent :

- l'affaissement du quartier du port de **40 centimètres** ;
- les dallages rompus en marches d'escalier ;
- la fissuration de certains bâtiments ;
- l'écroulement de pans de murs ;
- la dislocation en deux blocs de certains édifices (mairie de Bellars).

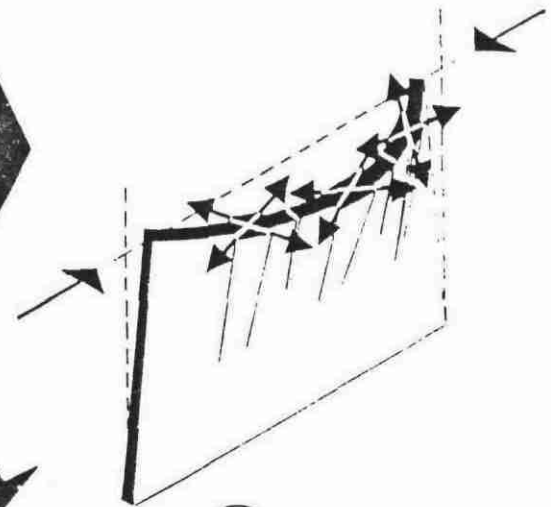
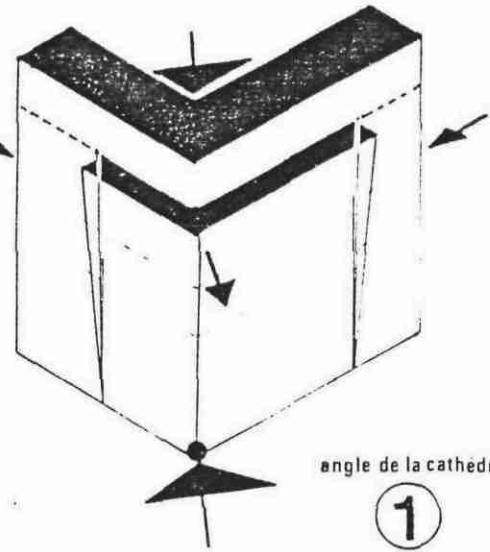
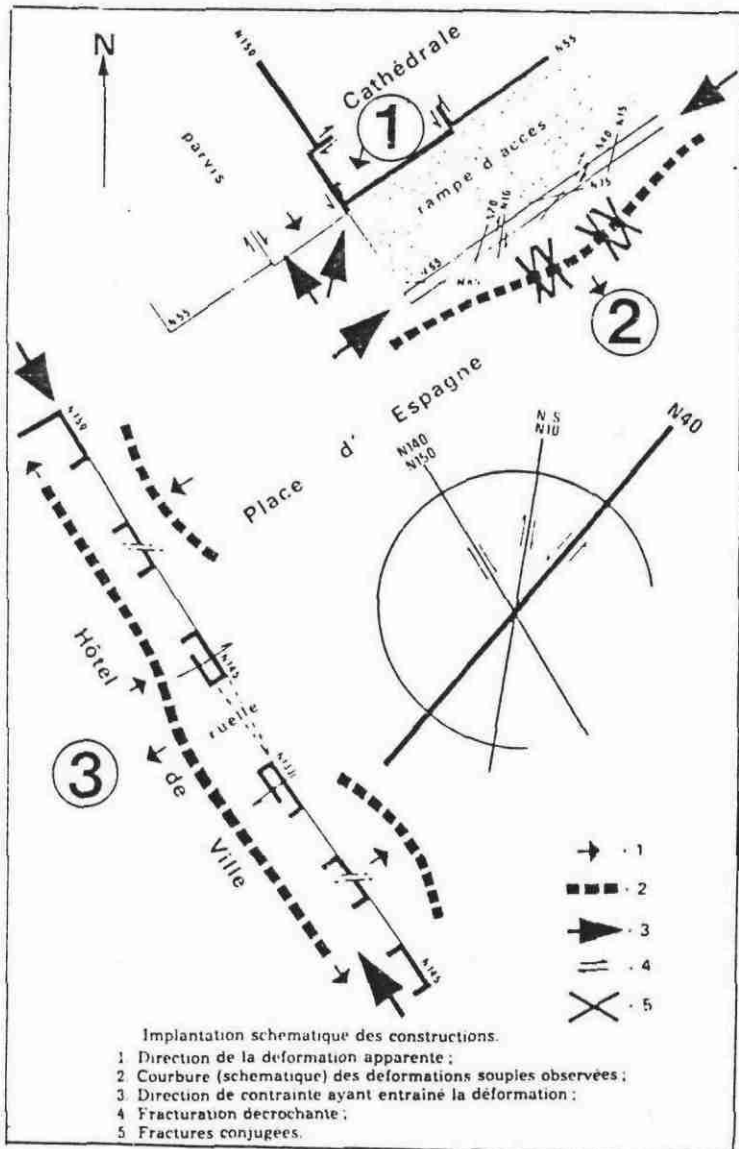
Pour les auteurs, un facteur joue un rôle primordial dans toutes ces destructions : la **liquéfaction**.

III - RUPTURES DANS DES CONSTRUCTIONS SITUEES SUR DES FAILLES ACTIVES DU SUD DE LA PENINSULE IBERIQUE (J.C. Echallier, C. Montenat, J.C. Bousquet) (réf. 18)

A - Dans les cordillères bétiques orientales, des observations nouvelles le long des accidents d'Alhama de Murcia et de Carboneras (décrochements sénestres d'orientation NE-SW), actifs durant le Quaternaire (2), apportent les précisions suivantes :

1) Failles d'Alhama de Murcia

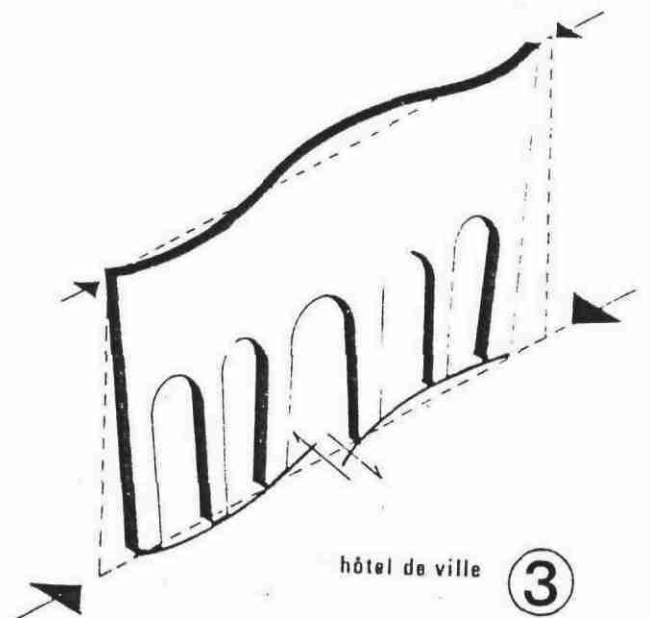
A la fin du printemps 1977 une étude sismique, réalisée avec cinq stations portables, a pu enregistrer une vingtaine de chocs d'une magnitude entre 3 et 5.

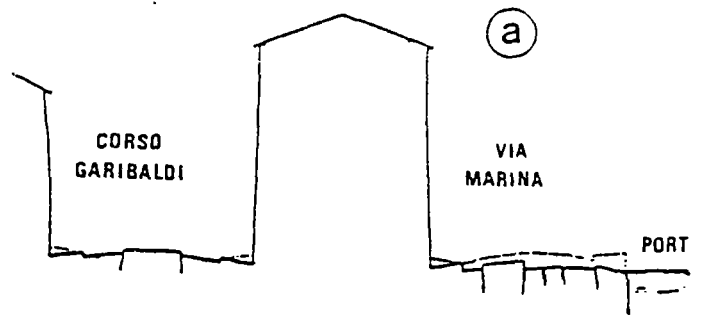
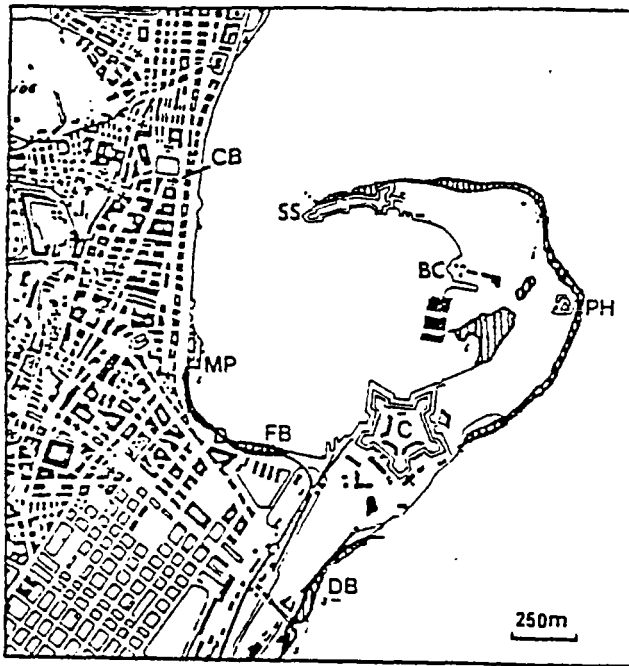


rampe de la cathedrale



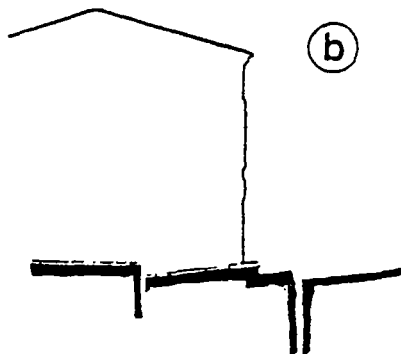
Basculement d'une partie du parvis de la cathedrale.



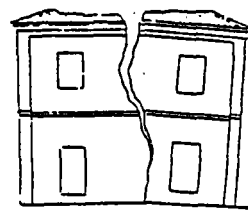


MESSINE : LOCALISATION DES ZONES SUBMERGEES ET DES EDIFICES CITES
DANS LE TEXTE (d'après BARATTA 1910 mod.)

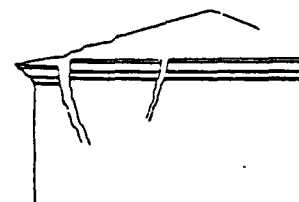
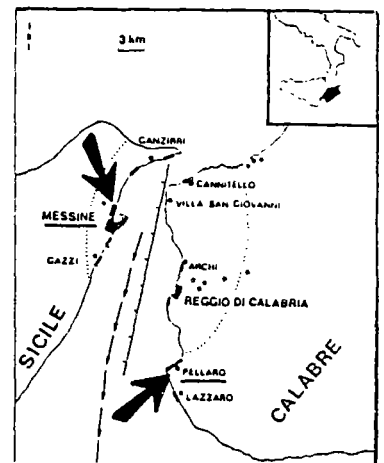
Zones submergées	DB Murailles Don Blasco
BC Bassin de carénage	FB Quai des Ferry boats
C Citadelle	MP Marché aux poissons
CB Corso Garibaldi	PH Phare S. Raineri
D Quai des Douanes	SS Fort San Salvatore



— Pellaro. — Profil du soubassement et abaissement sous le vestibule della Casa Comunale e sotto la strada che la porta davanti.



— Pellaro. — Profil di casa normale alla riva, con innanzi all'estremità la rotazione d'una parte della costruzione verso il mare.



— Pellaro. — Fianco settentrionale della Casa Comunale.

RUPTURES ET AFFAISSEMENT DU SOL A MESSINE (a) ET PELLARO (b)
d'après BARATTA 1910 (mod).

ref 60.

L'épicentre du séisme majeur (6.6.77) a été localisé dans la Sierra de las Estancias ($1^{\circ}48'W - 37^{\circ}38'N$) à 3 km à l'W de la faille qui, dans ce secteur, est inclinée vers le NW. Des ruptures dans les constructions situées sur le tracé de l'accident ont été provoquées par cette activité sismique.

a - A Lorca, le séisme du 6.6.77 a occasionné des fissures nouvelles dans les façades W et S de la cathédrale édifée sur l'une des failles majeures. Un mur attenant à l'édifice (orientation N 60) présente des fractures conjuguées à géométrie de failles inverses décrochantes. Leur orientation N 35 (dextre) et N 95 (sénestre) indique une direction de raccourcissement NE-SW.

b - A 5 km au NE de Totama, deux petits ouvrages d'hydraulique en béton, placés sur l'une des deux failles majeures de ce secteur, sont également affectés de failles inverses. Dans l'un de ces ouvrages, ces failles sont conjuguées et ont provoqué un raccourcissement de l'ordre de 1 à 2 cm suivant la direction de la faille (N 40).

2) Failles de Carboneras

Près du village d'El Baranquete, un aqueduc recoupant le tracé de l'accident de Carboneras a été déformé : inflexion du canal indiquant un jeu sénestre, rupture d'un pilier au franchissement de la faille.

B - Au Portugal, le jeu post-Pliocène de certains accidents est également connu. Au N de Lisbonne, la faille de Caldas de Rainha, qui se suit entre le Jurassique et le Pliocène doit être considérée comme une faille active. L'aqueduc ancien d'Obisdos (XVII^e siècle) est fracturé et décalé de quelques centimètres (jeu sénestre) à l'endroit précis où il franchit cette faille, qui est alors de direction NNE-SSW.

Conclusion

Ces premiers exemples de rupture dans les constructions situées sur des failles permettent de relier la sismicité actuelle au jeu d'accidents dont l'activité quaternaire a été démontrée. Les fractures observées montrent qu'un régime compressif identique à celui du Quaternaire est responsable de la sismicité actuelle.

IV - AUTRES EXEMPLES

- El Asnam : routes effondrées - voies de chemin de fer décalées (pl. 52) ;
- Montana : barrières tordues (pl. 54) ;
- Valvidia : changement du cours de la rivière (pl. 54) ;
- Niigata : parasismique (pl. 55) ;
- Japon, 1968 : route effondrée (pl. 55) ;
- Orléanville, 1954 : bâtiments effondrés (pl. 53) ;
- Agadir, 1969 : bâtiments effondrés (pl. 53).

De façon générale, le mouvement, voire la chute des objets, n'est pas quelconque : la direction préférentielle est celle de l'épicentre. Ceci se vérifie pour des objets non fixés (vases sur tombes par exemple), ou encore pour les clochers d'églises. De même à El Asnam, dans un certain nombre de cas, seules les facades de maisons ou d'immeubles orientées perpendiculairement à la direction de l'épicentre sont tombées. La rotation de croix observée sur une tombe indique, au même titre que les fentes en échelon, un cisaillement potentiel, dans le cas, probablement dextre - mais elle est à elle seule insuffisante pour en connaître la direction.

Les faits les plus intéressants concernent les installations hydrauliques : conduites forcées, galeries souterraines en liaison avec les barrages de l'Oued Fodda, ou de Ponteba sur l'Oued Chélif :

au niveau du barrage de Ponteba - le seul touché - outre un basculement d'ensemble vers le Sud de 55 cm sur 80 m, il faut retenir la fracturation avec déplacement de la culée rive droite par une faille d'orientation sensiblement N 10 E, à fort pendage est indiquant un jeu normal décrochant sénestre ;

mais les observations les plus significatives consignées dans un rapport de J. Thévenin [1955] ont trait aux déboitements des joints qui unissent les divers éléments de conduites forcées du tronc commun selon une direction N 60 E. On doit les interpréter comme des signes de distension longitudi-

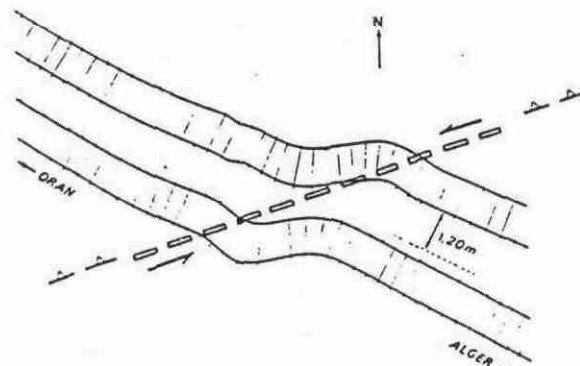
inale. Dans d'autres secteurs, pourtant de même direction (?), sont signalés, au contraire, des telescopages avec chevauchements et formation de bourrelets ;

quant aux galeries du tronc commun, on peut estimer qu'elles nous livrent directement une image de la déformation ~~(voir figure 1)~~ puisque, sur une partie du trajet de direction N 60 E (en particulier au voisinage du km 3 compte depuis le barrage de Ponteba), le profil transversal circulaire de 2,60 m de diamètre est devenu elliptique. Le petit axe horizontal - axe de raccourcissement intermédiaire, sinon maximum, est orienté au N 150. C'est l'indice d'une direction de compression grossièrement NNW-SSE.



Profil transversal elliptique pris par la galerie du tronc commun.

ref 56



Map of a rupture on the Alger-Oran railways at the main fault trace.

ref 75.

PL52

EL ASNAM



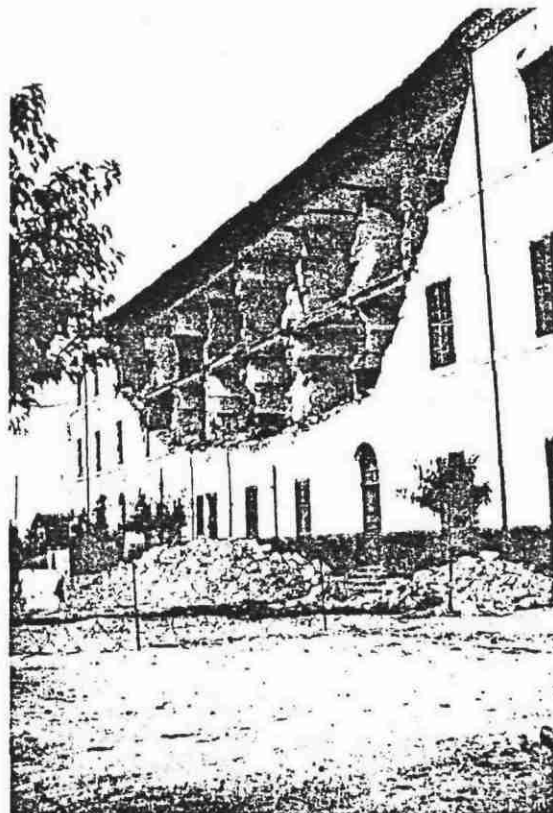
A. - Faille inverse antithétique, déformant un chemin, observée à 100 m au nord-ouest de la faille majeure dans la région de Oued Fodda. Vue vers le NE

ref 48



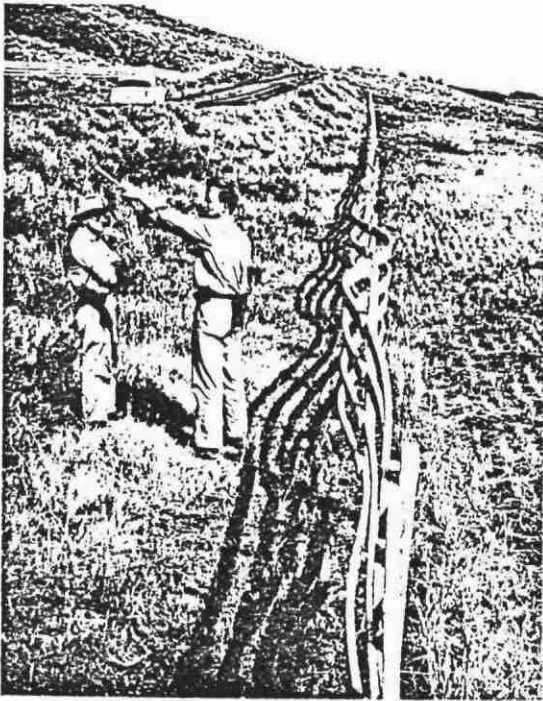
— Effondrement de l'immeuble Sud-Building, à Agadir (1960)
Les étages supérieurs, trop lourds, mal soutenus ou mal liés ont écrasé
la partie inférieure du bâtiment.

ref 14.

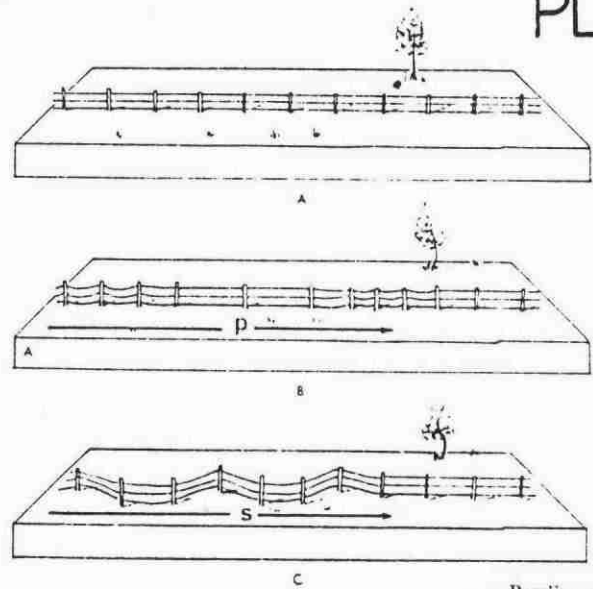


— Un immeuble après le séisme d'Orléansville
(9 septembre 1954)

Les dégâts sont d'autant plus importants que l'étage
est plus élevé, conséquence de l'amplitude croissante
des oscillations avec la hauteur. La direction des secousses
était perpendiculaire à cette face de l'immeuble. Appa-
rence intacte du reste de l'édifice.



— La barrière tordue après le tremblement de terre de Montana (1959)



— Barrière tordue par un tremblement de terre : figure schématique

- a) état initial;
- b) déformations dues à des ondes de compressions (P);
- c) déformations dues à des ondes de distorsion (S) polarisées dans le plan horizontal (d'après ZUMBERG).

ref 11.

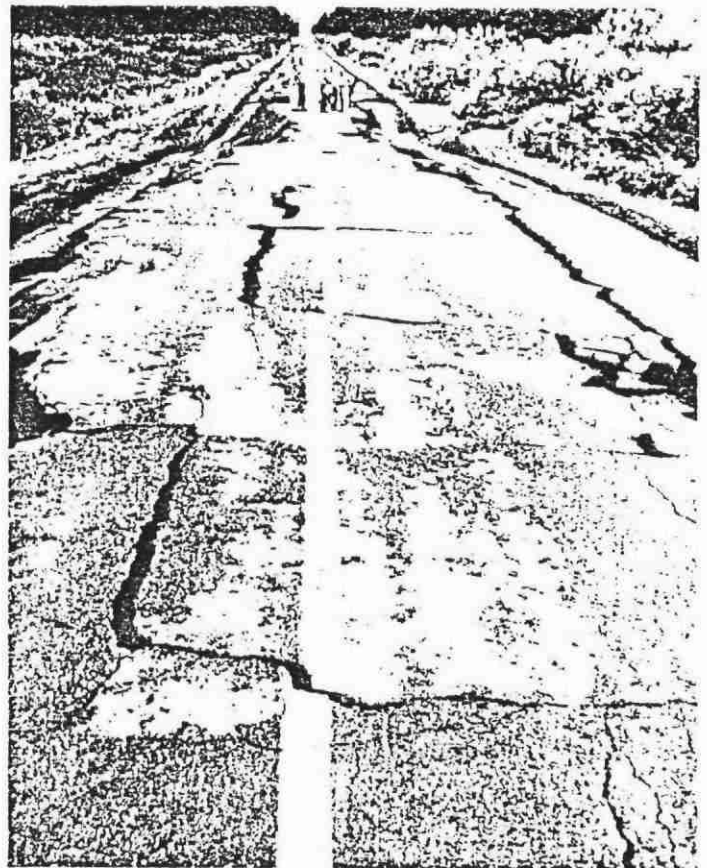


Fleuve Cau-Cau (af. rio Valdivia).
Rive est universitaire. Avant 22 mai 1960.



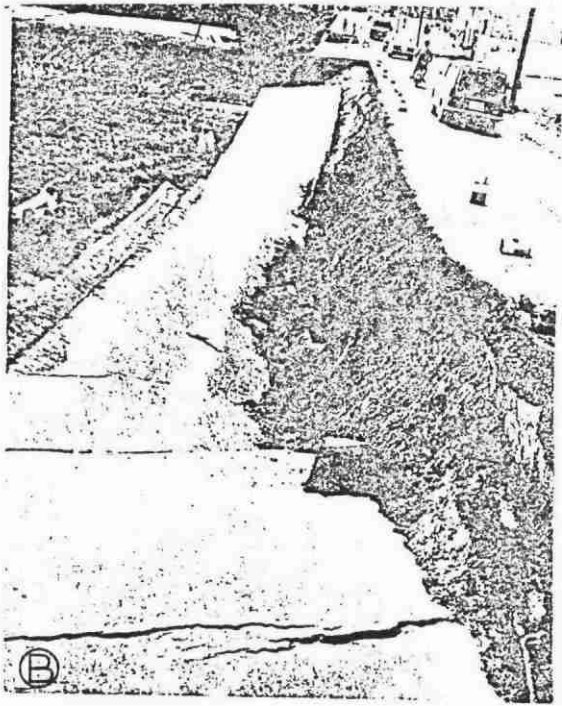
Fleuve Cau-Cau (af. rio Valdivia).
Rive est universitaire. Après 22 mai 1960.
Etat actuel après Rûdine, 22 septembre 1960.

ref 63



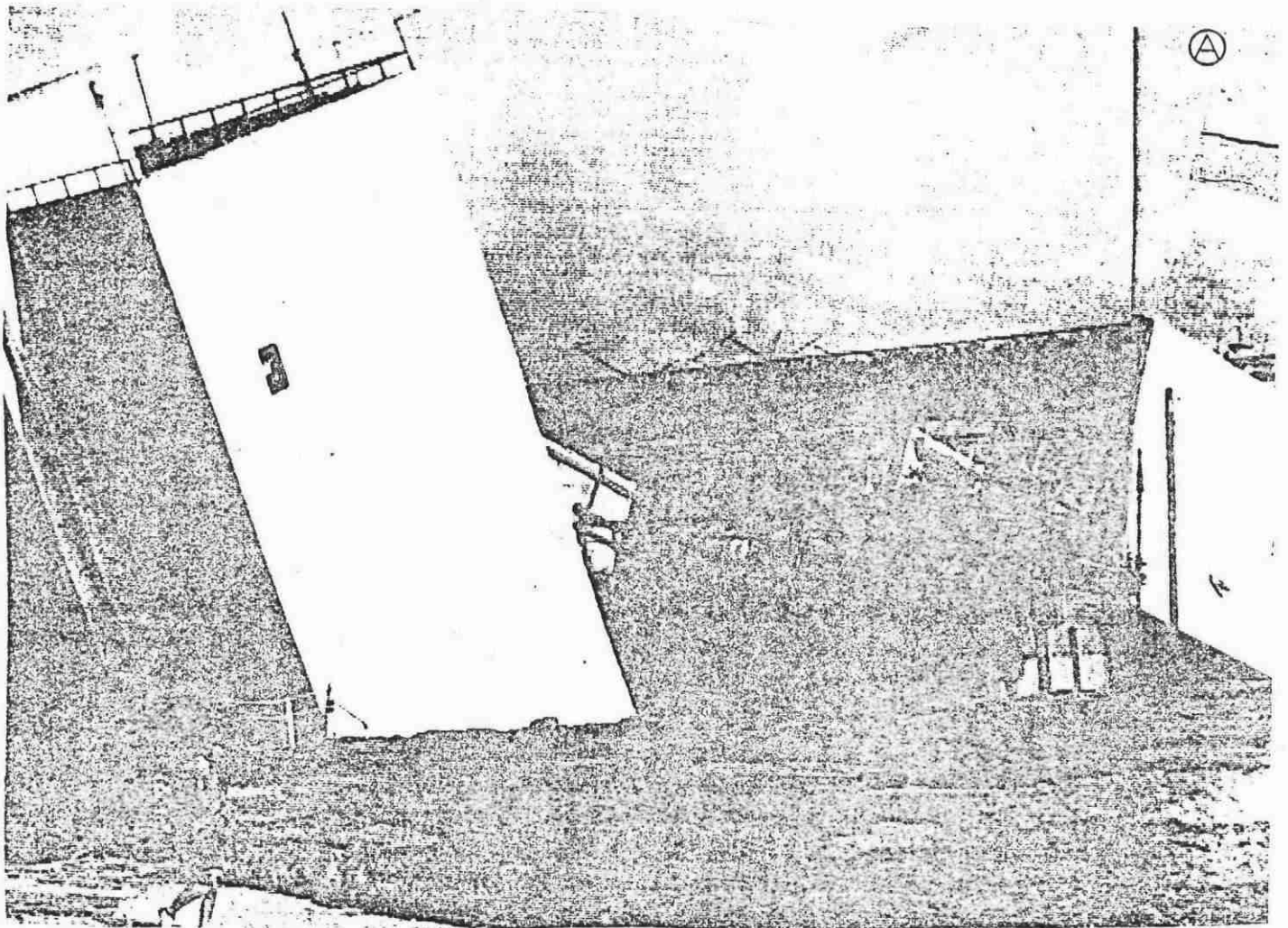
— Une route lors du tremblement de terre de Montana (1959)

Cisaillements évidents avec fractures et décalage de la ligne de peinture médiane.



Des progrès considérables ont été accomplis durant ces vingt-cinq dernières années en matière de prévision et de prévention des séismes au Japon. La construction parasismique constitue entre autres un aspect spectaculaire de la prévention. La recherche en ingénierie sismique est très développée principalement dans le domaine privé et s'effectue en relation avec les universités. La photo (A) en bas, nous montre l'efficacité, des années 1960, des mesures parasismiques. Lors du séisme de Niigata en 1965 de magnitude 7,5, les immeubles dont l'armature était constituée de poutres métalliques se sont couchés latéralement mais en restant pratiquement intacts. Aujourd'hui ces recherches sont illustrées par les gratte-ciel de certains quartiers de Tokyo construits depuis les années 1970 selon le principe du « culbuto ». Ils comportent un socle de structure acier renforcée de béton armé enterré sur une profondeur de quelques étages. La tour proprement dite est entièrement en métal, sa structure élastique permet d'absorber l'énergie du séisme mais favorise les oscillations. Ces immeubles devraient pouvoir subir une secousse de magnitude 8 sans destruction. Cependant d'importants dégâts ne peuvent être évités au cours des tremblements de terre comme l'illustre la photo (B). Après le fort séisme dans le Nord du Japon du 16 mai 1968, de nombreuses portions de chaussée se sont ainsi effondrées. (Clichés A, Keystone ; B, (Pana) Raphu)

ref 33



CONCLUSIONS

Pour bien connaître une région dans le cadre de sa sismicité, deux facteurs entrent en compte : la sismicité historique et le contexte structural régional.

L'intérêt de la **sismicité historique** permet de savoir où, dans l'histoire, la région considérée a subi des dégâts ou des déformations sismiques : ce qui permet de savoir où elle est susceptible de rebouger. Car une région qui a tremblé est susceptible de retrembler tôt ou tard. Ce qui permet une **zonation sismique** dans un cadre régional.

Elle fait connaître les mouvements de terrain associés et caractéristiques aux séismes, et caractérise les failles qui ont pu jouer au cours de ce séisme.

L'intérêt du **contexte structural régional** est de connaître les champs de contraintes plio-quaternaires ce qui permet l'obtention de modèles régionaux de déformations et la cinématique des failles actives. On peut ainsi délimiter différents domaines de déformations et proposer ainsi un **zonage régional** (notion de **province sismique**).

La répétition de ces événements souligne leur banalité : les fréquentes associations entre plusieurs types de déformations (pl. 56) (slump et brèches, figures d'échappement d'eau et brèches, failles et figures de charges) indiquent qu'elles sont sous la dépendance des mêmes événements. La réponse à ces événements est différente suivant les qualités mécaniques propres à chaque niveau déformé et notamment selon l'intensité de la diagenèse (compaction, liquéfaction, lithification) qui l'avait affecté jusqu'à ce moment (instant sismique).

La création des diverses déformations est tributaire de plusieurs facteurs indépendants :

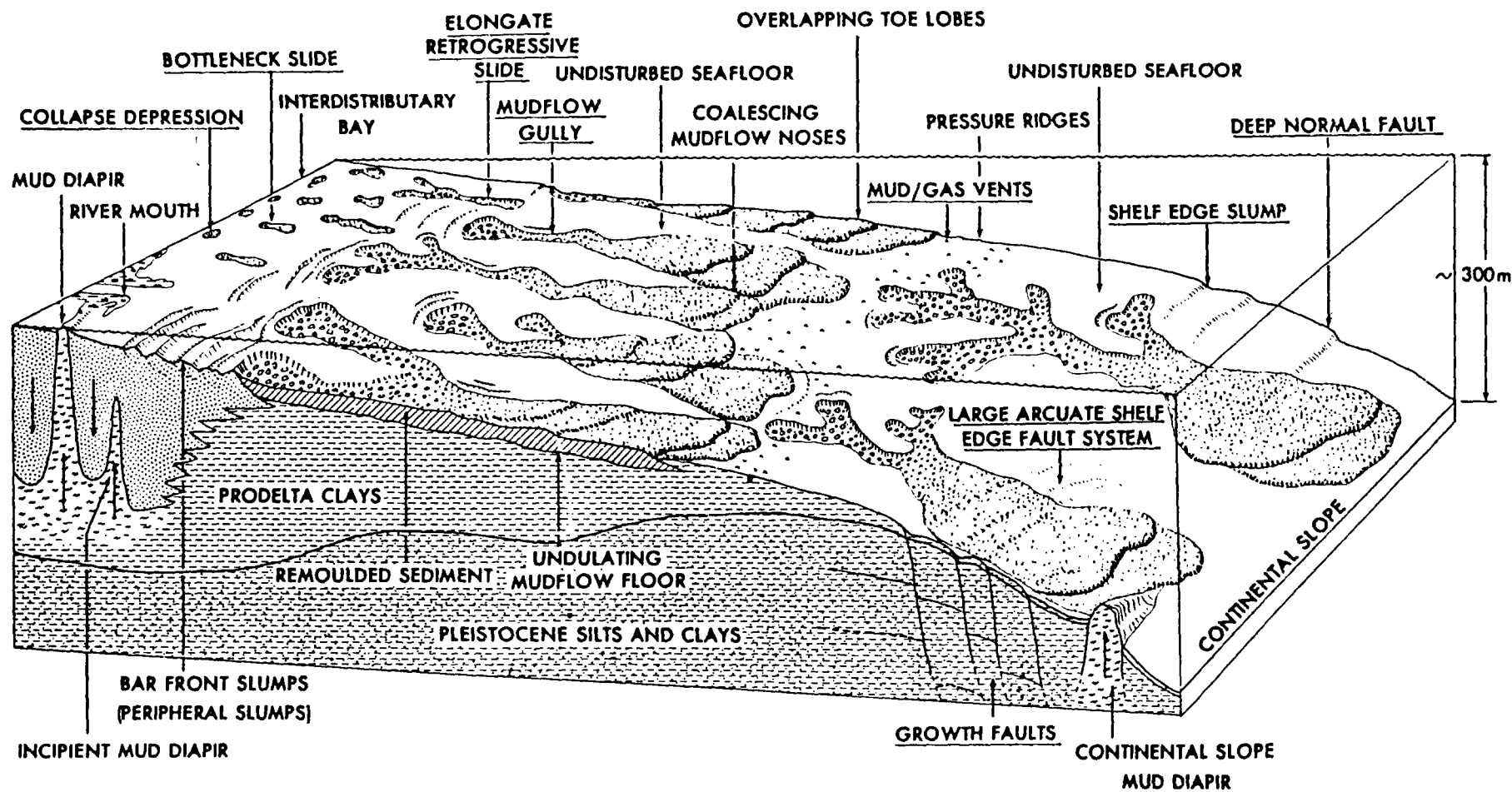
- présence d'eau au sein de sédiments (figures de charges, slumping, brèches, figures d'échappement d'eau) ;
- succession lithologique favorable, sédiments de nature ou de granulométrie différente (déformations hydroplastiques) ;
- variation de l'intensité de la diagenèse (brèches, failles synsédimentaires).

Le point commun à toutes ces déformations est le **facteur sismique déclenchant**.

Certains marqueurs de séismicité ou de paléosismicité sont importants pour bien connaître la région étudiée : tout ce qui touche à la présence d'eau. Ces "petites" figures de déformations sismiques **doivent** être à chaque fois observées, répertoriées, analysées pour mieux connaître leur cause, leur effet, et leur répartition et leur lien avec la "tectonique".

Dans chaque région à risque, la recherche de ce style de déformations peut permettre un début de prévision sur le style de déformations à venir, et définir des zones, dans la région considérée, où des risques d'affaissement, de tassement peuvent arriver (leur cause n'étant pas forcément sismique : réaction à la charge d'un bâtiment par exemple).

Les effets sismiques ou les déformations sismiques peuvent non seulement permettre de faire une zonation régionale mais aussi dans une région considérée



—Schematic illustration depicting the major types of submarine landslides, diapirs, and contemporary faults in the Mississippi River delta.

J. N. Coleman, D. B. Prior
 ref 78. 1982

permettre un découpage en secteur plus ou moins "dangereux" pour l'environnement et la construction.

Faire une étude des formations terrigènes en fonction de leur dépôt, épaisseur, nature, présence d'eau peut permettre d'éviter bien des problèmes dans l'avenir.

La connaissance du contexte régional, tant au point de vue structurale que sédimentaire (répartition des dépôts terrigènes) peut permettre une zonation sismique mais également une zonation pour la construction et l'environnement.

Il faudrait donc pour chaque site urbanisé ou industriel, faire une étude systématique des zones : études géologiques et géophysiques détaillées à l'aide de toutes les techniques géologiques (photos aériennes, cartographie des corps sédimentaires, analyse microtectonique) pour la prévision sismique mais également en vue de sécurité maximum dans la construction ou l'environnement.

Certaines déformations devraient faire l'objet d'études plus poussées ou plus systématiques.

Exemples des figures d'échappement d'eau : connaître mécanismes, causes ; recherche systématique de toutes figures pouvant être rattachées à la sismicité pour affiner la zonation des régions à risques.

Tout ce qui peut améliorer la caractérisation des régions à risques est à entreprendre tant pour la préservation des sites, que pour la construction de nouveaux sites urbains ou industriels.

Le microzonage sismique

Les effets de tremblements de terre pris en compte par les études de microzonage peuvent être rangés en 2 catégories :

- **les effets primaires** : conséquence directe de la réponse des terrains de surface aux sollicitations des ondes sismiques ;
- **les effets secondaires** (ou effets géologiques) : non directement liés à la réponse des terrains de surface. Ces effets sont représentés par l'activation ou la réactivation d'instabilités (mouvement de terrain) et par certains phénomènes particuliers propres aux séismes (ruptures de surface, liquéfaction, raz de marée).

Quelques méthodes d'analyse sismique

Pour les **raz de marée** qui accompagnent les séismes, il a été suggéré qu'ils pouvaient être provoqués par le fonctionnement de failles actives sous-marines. Celles-ci agiraient à la manière de gigantesques pistons, mais on s'accorde de plus en plus, modèles mathématiques à l'appui, pour dire que ce sont plutôt le déplacement de masses glissées au fond de l'eau (**courants de turbidité**) mises en mouvement par les secousses sismiques qui provoquent des "aspirations" et déclenchent ainsi les vagues dévastatrices. La propagation de l'onde du raz de marée ne répond pas à des lois simples et les dégâts les plus importants s'observent en général dans les baies et les estuaires (ondes guidées par les rivages, phénomènes d'interférences). Les vagues déferlantes peuvent facilement atteindre plusieurs mètres de haut. Un cas particulier de raz de marée est la mise en résonance des lacs ("seichés") (réf. 59).

Les terrains récents nécessitent fréquemment l'utilisation de méthodes d'investigation géophysique et de sondages. Les tests S.P.T. au pénétromètre donnent une bonne estimation du **potentiel de liquéfaction**, qui est un élément essentiel en ingénierie sismique. L'évolution des nappes phréatiques suivie à l'aide de piézomètres. Ces études de base pourront être complétée par l'installation de **matériel d'enregistrement** (microsismicité, accéléromètres, **sur des sites-tests** bien connus.

L'exécution de tranchées au niveau d'escarpement de failles actives peut apporter dans certains cas de précieuses informations (Taylor et Cluff, 1973, Siemke) et des études géophysiques peuvent servir à mettre en évidence la continuation de certains accidents sous des couvertures alluviales récentes ou sous la mer. Les méthodes de microsismicité qui consistent à disposer des appareils enregistreurs à proximité d'accidents supposés actifs, sont très profitables.

On peut espérer toutefois pouvoir classer les failles actives durant le Quaternaire selon l'importance de leur rejet et de leur longueur, à partir des critères géologiques et géomorphologiques.

La profondeur de la **nappe phréatique** est très importante notamment quand elle se situe à moins de 10 mètres de la surface. Selon Medvedev, l'intensité sismique peut être alors augmentée d'une unité si la nappe est sub-affleurante à la hauteur des fondations. Des formules empiriques sont proposées pour évaluer dans ces cas, l'accroissement de l'intensité sismique (réf. 59).

De même, l'**épaisseur des dépôts superficiels** reposant sur un substratum et leur extension latérale sont à prendre en compte (réf. 59).

Les études géologiques et géotechniques approfondies des sites considérés, comme essais S.P.T., complètent une étude de terrain qui :

- montrent l'intérêt des études d'archives dans la mise en évidence des instabilités du sol avec ici re-interprétation à la lumière des connaissances nouvelles en mécanique des sols ;
- confirme la nécessité de prendre en compte dans le microzonage sismique les risques de liquéfaction et les effets induits ;
- illustre le rôle particulier que la sismicité peut avoir dans la morphogénèse des littoraux.

Une étude des déformations sur le terrain doit être également entreprise avant qu'elles ne soient effacées par l'érosion.

Il existe des secteurs plus sensibles aux sollicitations morphogénétiques des séismes : il est important de les reconnaître et de les individualiser au sein des aires sismiques. Les informations tirées de la lecture raisonnée des paysages sont utiles pour confirmer, ou nuancer, les témoignages sismiques enregistrés par les sites archéologiques et consignés dans la chronique.

BIBLIOGRAPHIE UTILISEE

- 1 - ABOU BEKR N. et al. (1980) - Néotectonique du détroit de Messine : résultats tectoniques et microtectoniques. 8e R.A.S.T. - Marseille 1980.
- 2 - Académie des Sciences (1982) - La définition et la prise en compte des risques sismiques - Rapport de l'académie des Sciences - Mai 1982.
- 3 - ANDRIEUX J. (1967) - Etude de quelques filons clastiques intraformationnels du flysch albo-aptien des zones externes du Rif (Maroc). Bull. Soc. Géol. de France (7), IX, 1967, p. 844-949.
- 4 - AUGER P. et MARY G. (1968) - Glissements et coulées boueuses en Basse-Normandie. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam. (2), vol. X, fasc. 3, pp. 213-224 - 1968.
- 5 - AVIAS J. (1984) - Sur la méthodologie de prévision et de prévention des risques liés aux mouvements de terrains d'origine principalement hydrique : doc BRGM n°83.
- 6 - BALTZER F. et PURSER B.H. (1979) - Ecoulement en masse et fracturation de sédiments fluviatiles actuels sous l'influence d'un séisme, Sud-Est de l'Iran. C.R. Somm. géol. Fr. fasc. 2, p. 72-75.
- 7 - BARRIER P. et D'ALESSANDRO A. (1985) - Structures biogéniques et physiques dans les sables de Pavigliana : Reggio Calabria (Italie). Riv. It. Paleont. Strat. Vol. 91, n°3, pp. 379-408.
- 8 - BARRIER P. (1986) - Evolution paléogéographique du détroit de Messine au Pliocène et au Pleistocène. Giornale di Geologia, ser. 3°, Vol. 48/1-2, p. 7-24, Bologna.
- 9 - BEAUDOIN et al. (1987) - Compaction - décompaction. 1er Congrès Français de Sédimentologie. Paris 1987.
- 10 - BEAUDOIN et al. - Mesure directe de la compaction dans les sédiments.
- 11 - BELLAIR P. et POMEROL Ch. - Eléments de géologie. Armand Colin. Collection U.
- 12 - BLANC J.J. (1975) - Ecoulements de falaises et chutes de blocs au littoral rocheux de Provence occidentale. Géologie Méditerranéenne. Tome II, n°2, p. 75 à 90.
- 13 - BONNEFONT J.C. (1977) - La Néotectonique et sa traduction dans le paysage géomorphologique de l'île de Crète (Grèce). Rev. Géogr. phys. et géol. dynam. (2), Vol. XIX, fasc. 1, p. 93-108.
- 14 - BOUSQUET B. (1977) - Les grands versants de la Grèce du Nord-Est. Evolution morpho-climatique et morpho-tectonique. Rev. géogr. phys. et géol. dynam. (2), Vol. XIX, fasc. 1, p. 59-82.
- 15 - BOUSQUET B., DUFAURE J.J., PECHOUX P.Y. (1983) - Comment repérer les effets sismiques dans les paysages méditerranéens. IVème renc. int. d'Archéologie et d'histoires d'Antibes. Tremblements de terre : histoire et archéologie. Editions APDCA.
- 16 - BOUSQUET J.C. et al. (1980) - Mise en évidence d'un épisode tectonique de distension pendant le Quaternaire ancien sur le bord sud-oriental du détroit de Messine. C.R. Somm. Soc. géol. Fr, fasc. 3, p. 88-91, 1980.

- 17 - BOUSQUET J.C. et al. (1980) - La distension pleistocène sur le bord oriental du détroit de Messine : analogies entre les résultats microtectoniques et le mécanisme au foyer du séisme de 1908. Bull. Soc. Geol. Fr (7), t. XXII, p. 327-336, 1980.
- 18 - BOUSQUET J.C., ECHALLIER J.C., MONTENAT C. - Ruptures dans les constructions situées sur des failles actives au Sud de la péninsule Ibérique (en préparation).
- 19 - BRISSAUD C. (1984) - Etude biosédimentologique des gisements à spongiaires du tortonien des Cordillères bétiques orientales (Espagne). Thèse, Marseille, 1984.
- 20 - BROQUET P., CAIRE A., MASCLE G. (1966) - Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani). Bull. Soc. Géol., Fr. (7), VIII, p. 994-1013.
- 21 - CAZENAVE-PIARROT F., LAUGENIE C., TIHAY J.P., BOURROUILH R. (1984) - Contrôle géologique et morphoclimatique des glissements de versants dans les Pyrénées occidentales. Doc. BRGM n°83.
- 22 - CITA M.B. et al. (1984) - Turbidites and megaturbidites from the Herodotus abyssal plain (Eastern Mediterranean) unrelated to seismic events. Marine geology, 55 (1984), 79-101.
- 23 - DEMANGEOT J. (1965) - Néotectonique du Gran Sasoo (Apennin central). Rev. goegr. phys. et géol. dynam. (2), Vol. VII, fasc. 3, pp. 223-234.
- 24 - DUFAURE J.J. (1965) - Problèmes de néotectonique dans le Péloponnèse. Rev. géogr. phys. et géol. dynam. (2), Vol. VII, fasc. 3, p. 235-252.
- 25 - DUFAURE J.J. (1977) - Néotectonique et morphogenèse dans une péninsule méditerranéenne : le Péloponnèse. Rev. géogr. phys. et géol. dynam. (2), Vol. XIX, fasc. 1, pp. 27-58.
- 26 - DUGUE O. et RIAULT M. (1987) - Déformations synsédimentaires dans le Calcaire gréseux de Hennequeville (Normandie) : indices de paléosismicité dans le bassin anglo-parisien à l'Oxfordien supérieur. 1er Congrès Français de Sédimentologie, Paris, 1987.
- 27 - ECHALLIER J.C. (1983) - L'enregistrement de la tectonique historique par la cathédrale de Lorca (province de Murcia - Espagne). IVème renc. int. d'archéologie et d'histoire d'Antibes. Tremblements de terre. Histoire et archéologie. Editions APDCA.
- 28 - FORTI P. et POSTPISCHL D. (1984) - Seismotectonic and paleoseismic analyses using karst sediments. Marine geology. pp. (1984) 145-161.
- 29 - GAILLARD M. (1978) - Diagenèse et déformation des massifs à rudistes. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. Thèse Paris 6, 1978.
- 30 - GARCIN M. (1987) - Le bassin de San Miguel de Salinas (Alicante - Espagne). Relations entre contexte structuro-sédimentaire et dépôts évaporitiques et carbonates au Messinien. Thèse Orsay, 1987.
- 31 - GARS G. (1983) - Etudes sismotectoniques en Méditerranée centrale et orientale. Thèse Orsay, 1983.

- 32 - GUERY F. (1987) - Contrôle structural de la sédimentation pendant le jurassique supérieur dans le bassin d'Estramadura ; 2nd International symposium on Jurassic stratigraphy. Lisboa. Livret excursion B.
- 33 - GUIDI A. et MARTY B. (1987) - La prévision des tremblements de terre au Japon. La recherche n°184, p. 124-135.
- 34 - HUMBERT L. et POITEVIN E., YAPOUDJIAN L. - L'effet de l'enfouissement et d'une tectonique en compression sur la diagenèse et les propriétés réservoirs des calcaires de plateforme Dogger du Causse Martel (Nord - Quercy - France).
- 35 - KASTENS KIM. A. (1984) - Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the calabrian ridge. Marine geology 55 (1984) 13-33.
- 36 - KING G.C. et VITA-FINZI C. (1981) - Active folding in the Algerian earthquake of 10 october 1980. Nature Vol. 292, 1981.
- 37 - LAIKE M. ASFAW (1982) - Development of earthquake-induced fissures in the Main Ethiopian rift : Nature Vol. 297 - p. 393-395.
- 38 - LE DAIN A.Y., ROBINEAU B., TAPPONIER P. (1979) - Les effets tectoniques de l'évènement sismique et volcanique de novembre 1978 dans le rift d'Asal-Ghaubbet. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XXII, n°6, p. 817-822.
- 39 - LOISEAU Joël (1988) - Le segment Archena-Mula de l'accident Nord-Bétique (Espagne) : ses relations avec la sédimentation Néogène. Implications structurales. Thèse en préparation. Inédit. IGAL.
- 40 - MAILLART J. et al. (1987) - Rôle de la compaction dans la déformation synsédimentaire : exemples dans le Sud-Est de la France. 1er Congrès Français de Sédimentologie, Paris 1987.
- 41 - MARY G. et DANGEARD L. (1970) - Les phénomènes de glissement dans le domaine marin. Rev. géogr. phys. et géol. dynam. (2), Vol. XII, fasc. 4, p. 313-324.
- 42 - MERCIER J. et al. (1972) - Déformation en compression dans le Quaternaire des rivages ioniens (Cephalonie - Grèce). Données néotectoniques et sismiques. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 275, p. 2307-2310.
- 43 - MONTENAT Ch. (1977) - Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales - Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n°69, 345 p., 7 pl., 75 fig.
- 44 - MONTENAT Ch. (1980) - Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales - Espagne). Bull. sur. géol., Fr. (7), t. XXII, n°3, p. 501-509.
- 45 - MUTTI E. et al. (1984) - Seismoturbidites : a new group of residimented deposits. Marine Geology, 55 (1984) 103-116.
- 46 - OTT d'estevou Ph. (1980) - Evolution dynamique du bassin Néogène de Sorbas (Cordillères bétiques orientales - Espagne). Thèse Paris VII, 1980.

- 47 - OULIANOFF N. (1960) - Tassements et effondrements dans les séries sédimentaires. C.R. des Sciences de l'Académie des Sciences.
- 48 - OUYED M. et al. (1980) - Le séisme d'El-Asnam du 10 octobre 1980, premiers résultats sismologiques et tectoniques. C.R. Acad. Sc. t. 291, p. 921-924.
- 49 - OUYED M. et al. (1981) - Seismotectonics of the El Asnam. Earthquake. Nature Vol. 292, p. 26-31.
- 50 - PARIZE O., BEAUDOIN B., FRIES G., PINAULT M., PINOTEAU B. - Les filons gréseux sédimentaires.
- 51 - PECHOUX P.Y. (1973) - Déformations mio-pliocènes et quaternaires en extension et en compression sur les rivages du golfe Molique et du canal d'Atalante (Egée - Grèce). C.R. Acad. Sc. t. 276, p. 1813-1816.
- 52 - PECHOUX P.Y. (1977) - Nouvelles remarques sur les versants quaternaires du secteur de Delphes. Rev. geogr. phys. et géol. Dynam. (2), fasc. 1, Vol. XIX, p. 83-92.
- 53 - PERRODON A. (1961) - Sédimentation et tectonique d'écoulement Sciences de la terre. T. VII, n°1-2, p. 115 à 121.
- 54 - PLINT A.G. (1985) - Possible earthquake-induced soft sediment-faulting and remobilization in Pennsylvanian alluvial strata, Southern New-Brunswick - Canada. Can. J earth. Sci. 22, 907-912.
- 55 - RASCOE BAILEY J.R. (1975) - Tectonic origin of preconsolidation deformation in Upper Pennsylvanian Rocks. Near Bartlesville, Oklahoma, A.A.P.G. Bull. Vol. 59, n°9, p. 1626-1638.
- 56 - ROTHE J.P., LEPVRIER C., TRUILLET R. (1977) - Les déformations liées au séisme de 1954 d'El-Asnam (ex. Orléansville - Algérie). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), t. XIX, n°3, p. 641-644.
- 57 - ROUSSEL N. (1986) - Dynamique sédimentaire des séries miocènes de la région de Quseir (Egypte). Bordure N.W. de la Mer Rouge. Thèse Orsay, 1986.
- 58 - SAILLARD M., MONTENAT Ch. - Les faux mud-cracks du Stampien de Montbrun les Bains (inédit). IGAL.
- 59 - SAUVET B. (1980) - Contribution à l'étude néotectonique du détroit de Messine (Italie) (Secteur Sud de Reggio di Calabria). Thèse Paris VII, 1980.
- 60 - SAUVET B. et BOUSQUET J.C. (1984) - Manifestations d'instabilité du sol dans la zone épacentrale du séisme de Messine de 1908. Le rôle de la liquéfaction. Doc. BRGM, n°83.
- 61 - SEGURET M., LABAUSSE P., MADARIAGA R. (1984) - Eocene seismicity in the Pyrénées from megaturbidites of the South pyrenean Basin (Spain). Marine geology 55 (1984) 117-131.
- 62 - SEILACHER A. (1983) - Sedimentology structures caused by seismic events. Rapp. Comm. int. mer. Médit., Vol. 28, fasc. 4.

- 63 - SIEH KERRY E. (1978) - Prehistoric large Earthquake produced by slip on the San andreas fault at Palbett Creek. California. Journ. of Geophys. Research, Vol. 83, p. 3907-3939.
- 64 - SIMS J.D. (1973) - Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando - California. Science n°182, p. 161-163.
- 65 - SIMS J.D. (1975) - Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. Tectonophysics, 29 (1975) 141-152.
- 66 - SIRIEYS P. (1984) - Divers types de mécanismes de mouvements de terrains. Doc. BRGM n°83.
- 67 - SLEMMONS D.B. (1978) - A procedure for analyzing fault-controlled lineaments and the activity of faults. Basement-Tectonics. Committee publication n°3.
- 68 - TAZIEFF H. (1960) - Interprétation des glissements de terrains accompagnant le grand séisme du Chili. Bull. Soc. Géol. Belgique. T.LXIX, fasc. 3, p. 374-384.
- 69 - THIRIET J.P. (1987) - Evolution tectonique et sédimentaire de la marge Nord occidentale de la Mer Rouge au Néogène. Région de Port-Safaga - Egypte. Thèse Lyon 1, 1987.
- 70 - THORSON R.M. et CLAYTON W. (1986) - Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern connecticut. Geology. V. 14, p. 463-467.
- 71 - THOURET J.C. et FABRE D. (1984) - Processus morphodynamiques, mouvements de terrain et caractéristiques physiques et mécaniques des sols d'origine volcanique sur les versants de la Cordillère centrale des ondes de Colombie. Doc. BRGM n°83.
- 72 - VACHARD D., BARRIER P., MONTENAT Ch., OTT d'estevou Ph. (1987) - Dykes Neptubiens, brèches internes et éboulis cimentés des escarpements de faille du détroit de Messine au plio-quaternaire. Doc. et Trav. I.G.A.L. n°11.
- 73 - VOGT J. (1983) - Exposé introductif aux journées de sismicité historique des rencontres d'Antibes. IVème renc. Intern. d'Archéologie et d'histoire d'Antibes. Tremblements de terre : histoire et archéologie. Editions A.P.D.C.A.
- 74 - VOGT J. - Problèmes de sismicité historique en France. Géologues n°57.
- 75 - PHILIP H. et MEGHRAAIN (1983) - Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam Earthquake of October 10, 1980. Tectonics Vol. 2, n°1, p. 17-49.
- 76 - NOWROOZI A. Ai et MOTTAJER-ASHJAI (1980-1981) - Faulting of Kurizon and Koli (Iran) earthquakes of November 1979 a field report. Bull. BRGM Sect. IV, n°2, p. 91-99.
- 77 - CORIC S. et MANOJLOVIC M. (1980 - 1981) - Liquefaction phenomena in Montenegro caostal region. Bull. BRGM. Sect. IV, n°2, p. 101-104.

- 78 - COLEMAN J.M. et PRIOR D.B. (1982) - Deltaic environments of deposition: A.A.P.G. Mém. 31.
- 79 - COOK H.E., FIELD M.E., GARDNER J.V. (1982) - Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes A.A.P.G. Mém. 31.
- 80 - HOWELL D.G., NORMARK W.R. (1982) - Sedimentology of submarine fans. A.A.P.G. Mém. 31.
- 81 - FOUCH T.D., DEAN W.E. (1982) - Lacustrine and associated clastic depositional environments. A.A.P.G. Mém. 31.

QUELQUES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES QUE L'ON POURRAIT LIRE

- BOURCART J. et GLANGEAUD L. (1956-1958) - Perturbations sous-marines et courants de turbidité résultant du tremblement de terre d'Orléansville. C.R. Ac. Sc., Paris, t. 242, p. 1504-1506 et Bull. Inform. Com. Cent. d'Océan Et. Côtes, X. 10.
- CORTE J.F. (1982) - Liquéfaction et essai de pénétration S.P.T. - Bull. liaison P. et CH. 122 - pp. 103-113.
- DOTT R.H. (1966) - Cohesion and flow phenomena in clastic intrusions (abstract). American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 50, pp. 610-611.
- DURVILLE J.L., MENEROUD J.P. (1982) - Phénomènes géomorphologiques induits par le séisme d'El Asnam, Algérie. Comparaison avec le séisme de Campanie, Italie. Bull. liaison Labo p. et Ch. 120.
- GACHELIN-RIBAULT Ch. (1983) - Les effets géomorphologiques du séisme d'avril-mai 1979 en Monténégro (Crna Gora, Yougoslavie). Act. Coll. Nice cité. Sous presse dans Méditerranée, Aix-en-Provence.
- GIRAUD A., GOURC J.P., BESSON L. et FABRE D. (1980) - Approche pluridisciplinaire des problèmes posés par un glissement de terrain sur faible pente. *Revue française de Géotechnique*, n°14, p. 57-66.
- HABIB (1977) - La liquéfaction des sables A.I.T.B.T.P. n°355. pp. 155-159.
- HARMS J.C. (1965) - Sandstone dikes in relation to Laramide faults and stress distribution in the southern Front Range. Colorado. Geological Society of America Bulletin, 76, pp. 981-1001.
- LEGIER A. (1977) - Mouvements de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette. Thèse de 3ème cycle, Géologie appliquée. USMG, 163 p., Grenoble.
- LIPPANN M. (1983) - Effets géomorphologiques du tremblement de terre d'Irpinia (Italie du Sud). Act. Coll. Nice cité. Sous presse dans Méditerranée, Aix-en-Provence.
- McCULLOCH D.S. (1968) - Slide-induced waves, seiching and ground fracturing caused by the earthquake of March 27, 1964 at Kenai Lake, Alaska. United States Geological Survey. Professional Paper 543A.

- MAGAGNOSC J.S. (1983) - La dynamique des versants liée au séisme d'Ech Cheliff (Algérie). Act. Coll. Nice cité. Sous presse dans Méditerranée, Aix-en-Provence.
- MAQUAIRE O., GIGOT P. et BALLAIS J.L. (1984) - Etude du glissement du Bouffay (5 août 1981) : réflexions en vue de la prévision et de la prévention. Résumés Coll. Mouvements de terrain : Université de Caen (22 - 24 mars 1984).
- MARSCHALKO R. (1965) - Clastic dikes and their relations to synsedimentary movements (flysch of central Carpathians). Geologické práce, 36, pp. 139-148.
- MAYALL M.J. (1979) - Sedimentology of the Rhaetic (Upper Triassic) in S.W. Britain. Ph. D. thesis. University of Reading. Reading. England.
- MAYALL M.J. (1983) - An earthquake origin for syn-sedimentary deformation of a late Triassic (Rhaetic) lagoonal sequence, southwest Britain. Geological Magazine. 120, pp. 613-622.
- ROTHER J.P. (1954) - Les tremblements de terre d'Orléansville (sept.-oct., 1954). Rev. Et. Calamités. Genève. XIV, 32, p. 77-82.
- SEILACHER A. (1969) - Fault-graded beds interpreted as seismites. Sedimentology. 13, pp. 155-159.
- THEVENIN J. (1955) - Les effets du séisme du 9 septembre 1954 sur les ouvrages hydrauliques de la région d'Orléansville. Terre et Eaux. Alger. 6e ann. 24. p. 14-23.
- WINSLOW M.A. (1983) - Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt on the southern Andes. Geological Society of America Bulletin, 94, pp. 1073-1080.
- YIELDING G., JACKSON J.A., KING C.C.P., SINVAH H., VITA-FINZI C. and WOOD R.M. - Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 287-304, 1981.

