

# DE L'ORIGINE SISMIQUE DE STRUCTURES SÉDIMENTAIRES PLÉISTOCÈNES À TERRETI, CALABRE

Yves Cornet<sup>1\*</sup> et Alain Demoulin<sup>2,3</sup>

(1) Unité de Géomatique, Dépt de Géographie, Université de Liège, Liège, Belgique

(2) unité de Géographie physique et Quaternaire, Université de Liège, Liège, Belgique

(3) Maître de recherches FNRS

\* Auteur correspondant. E-mail: ycornet@ulg.ac.be

## Résumé

Nous décrivons des structures sédimentaires (fentes et structures en bol) observées à proximité du village de Terreti (Calabre, Italie) dans des dépôts plio-pléistocènes. Leur très probable lien avec l'intense activité sismique locale et régionale est ensuite confronté aux autres processus pouvant déclencher la formation de telles structures. Il existe de nombreux indices permettant de distinguer deux générations de déformations. La première a été observée à la base des sables de la Formation de Cataforio. Elle consiste en un duo de fentes dont l'ouverture à la surface du sol ou du fond marin est syngénétique du dépôt et probablement liée directement à l'activité sismique de la faille de Terreti toute proche. La seconde génération a été observée dans la partie supérieure et plus carbonatée du dépôt, correspondant à la base des Calcarénites de Vinco. Des structures en bol et des fentes y sont observées. Il s'agit probablement de sismites au sens strict du terme, présentant un lien indirect avec l'activité sismique régionale qui aurait été le facteur déclenchant des processus hydroplastiques responsables de leur formation à faible profondeur sous la surface du sol ou d'un fond marin en eau peu profonde.

## Mots-clés

Sismites, fentes, processus hydroplastiques, Calabre, Pléistocène inférieur

## Abstract

We describe sedimentary structures (wedges and dish structures) observed near the village of Terreti (Calabria, Italy) in Plio-pleistocene deposits. Their probable relationship with the high local and regional seismic activity is then confronted with other processes potentially responsible for such deformations. There are several hints of two temporally distinct groups of deformations. The first one was observed at the base of the sands of the Cataforio Formation. It consists of a duet of wedges whose opening at the ground or sea-bottom surface was syndepositional and probably in direct relation with a seismic event on the very close fault of Terreti. The second group of structures was observed in the more carbonated upper part of the deposit, at the base of the Vinco Calcarenes. There, dish structures and wedges may be interpreted as true sismites, i.e. deformations indirectly related to the regional seismic activity responsible for hydroplastic processes leading to their formation at shallow depth under the ground or shallow water sea-bottom.

## Keywords

Sismites, wedges, hydroplastic processes, Calabria, Lower Pleistocene

## 1. INTRODUCTION

C'est avec grand plaisir que le premier auteur (Y. Cornet) a rédigé cet article d'hommage au Professeur André Ozer en collaboration avec Alain Demoulin. Depuis la fin de sa licence en Sciences géographiques, André Ozer l'a en effet toujours encouragé dans ses activités scientifiques. Il a aussi joué sur une corde sensible commune, leur amour à tous deux pour l'Italie, pays de ses aïeux maternels, pour stimuler ces activités. C'est ainsi qu'il l'a encouragé dès la fin de sa licence complémentaire en Océanographie à migrer vers Gênes dans le cadre du programme européen COMETT.

A la suite de la lecture d'un article d'Eliaison (1992), A. Demoulin lui a proposé d'entamer une thèse de docto-

rat en morphotectonique dont le but était de développer une méthode d'analyse en coplanéité de linéaments pour l'identification 3D de plans de fracturation de la croûte superficielle (Cornet, 1998). La passion d'André Ozer pour l'étude géomorphologique du milieu côtier et ses collaborations nombreuses avec G. Dai Pra de l'ENEA ont orienté le choix d'Y. Cornet vers une zone d'étude en Calabre, région idéale pour ce type d'analyse puisqu'elle présente de nombreuses caractéristiques d'un paysage sismique (Serva, 1995), avec une subdivision du territoire en secteurs sédimentaires délimités par des failles normales majeures (Ghisetti et Vezani, 1982). De plus, la Calabre a connu un soulèvement tectonique quaternaire particulièrement important, de l'ordre de 1 mm/an depuis ~900 ka (Ghisetti,

1981; Westaway, 1993), et l'a enregistré au travers de la formation de très nombreuses terrasses marines superposées (Dumas *et al.*, 1993, 2000, 2005; Murphy, 1993; Miyauchi *et al.*, 1994; Balescu *et al.*, 1997). L'origine de ce soulèvement s'inscrit dans le contexte géodynamique de l'arc siculo-calabrais, mais le mécanisme qui en est la cause fait toujours l'objet de nombreuses polémiques (Lungo, 1988; Lungo *et al.* 1991; Westaway, 1993; Finetti *et al.*, 1996). Actuellement, l'explication généralement admise est le détachement d'une tranche de lithosphère océanique ionienne en subduction sous le sud de la Mer Tyrrhénienne, ouvrant un *slab window* sous la Calabre (Gvirtzman et Nur, 2001; Ferranti *et al.*, 2006).

Par ailleurs, dans le bassin de Reggio di Calabria, de nombreuses traces d'activité sismo-tectonique néogène et pléistocène (fig. 1) ont été décrites (Bousquet *et al.*, 1980a, 1980b; Ghisetti, 1981; Ott d'Estevou *et al.*, 1987; Aifa *et al.*, 1987; Vachard *et al.*, 1987; Barrier *et al.*, 1987a; Dumas *et al.*, 1993; Cornet, 1998). Toutefois, l'interprétation sismique des structures sédimentaires héritées de paléoséismes entre fréquemment en concurrence avec d'autres explications possibles de ces structures. En effet, quoique l'observation des structures créées lors de séismes actuels (par exemple, Montenat *et al.*, 2007; Galli *et al.*, 2008) et la modélisation analogique (par exemple, Moretti *et al.*, 1999) facilitent l'identification de leurs équivalents fossiles, des structures semblables peuvent parfois être produites dans d'autres contextes. Par exemple, en l'absence d'injection, il est très difficile de distinguer des fentes fossiles d'origine sismique de fentes périglaciaires ou de dessiccation (Demoulin, 1996).

Bien sûr, certaines structures présentent des caractéristiques qui, dans un contexte textural, géomorphologique et sismo-tectonique spécifique, permettent de poser un diagnostic quasiment incontestable sur leur origine (Montenat *et al.*, 2007). Elles sont d'ailleurs maintenant exploitées pour étoffer les catalogues paléosismologiques (par exemple, Galli *et al.*, 2008) qui permettent d'allonger la période sur laquelle on dispose d'informations à propos de l'activité sismique d'une région.

Dans le cadre de sa thèse de doctorat, Yves Cornet avait réalisé de nombreuses observations géomorphologiques, sédimentologiques et structurales et, parmi elles, celles de structures sédimentaires particulières qu'il

avait interprétées comme des sismites (Cornet, 1998). Il s'agissait de structures de déformation en fentes dans des sédiments non consolidés. Dans cette publication d'hommage à André Ozer, nous proposons une description de ces structures et une réinterprétation dans le cadre de la littérature récente sur le sujet.

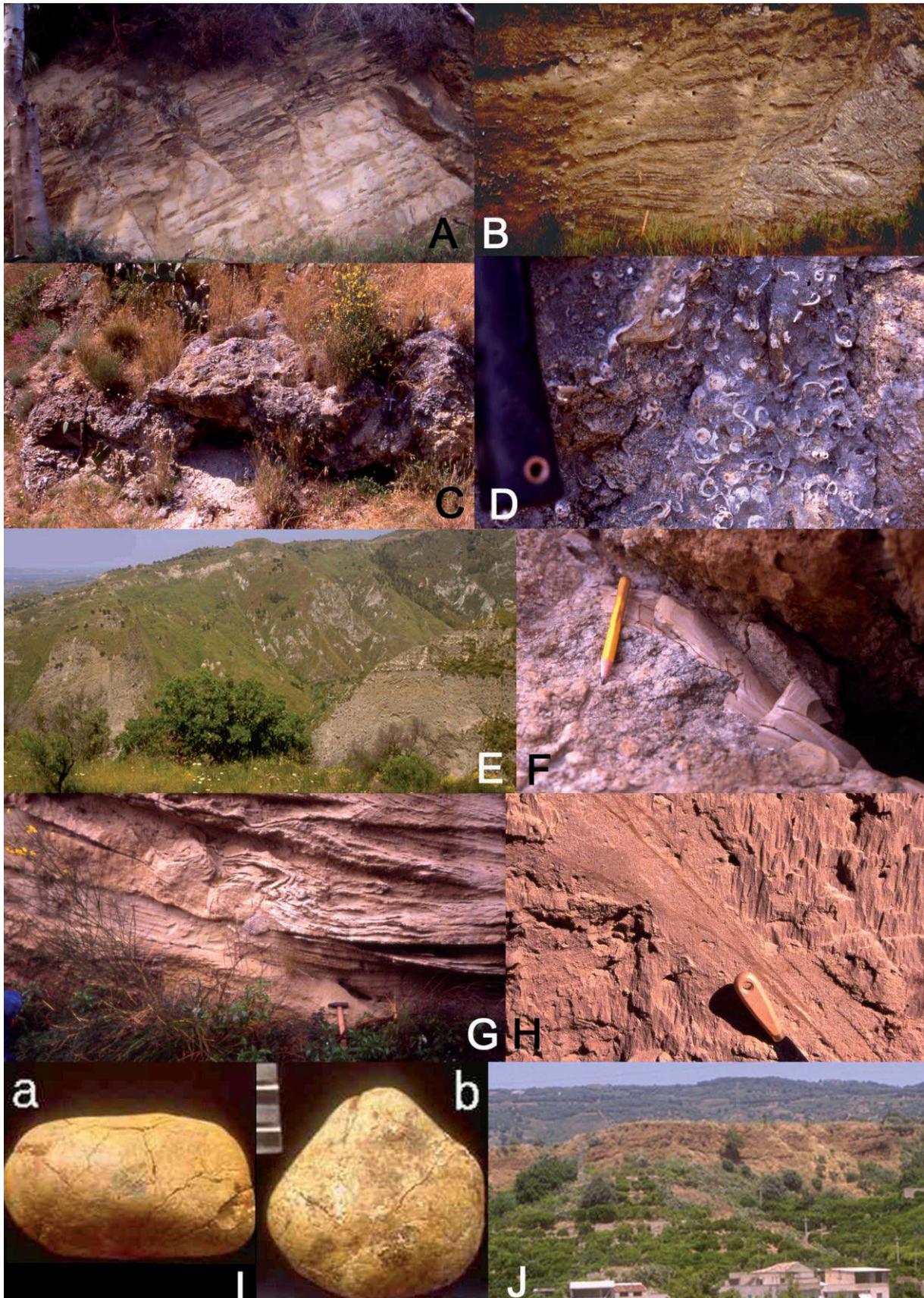
## 2. LE CONTEXTE LOCAL

Les structures sédimentaires faisant l'objet de cet article ont été découvertes à une altitude de 525 à 550 m en bordure de la route Terreti - Trizzino (fig. 2), sur des affleurements mis au jour dans une fondation creusée dans les sables de Cataforio à la base de la série calcarénitique plio-pléistocène.

Selon Ghisetti (1981) et Atzori *et al.* (1983), les sables de Cataforio renferment une microfaune pliocène remaniée. La présence de *Globigerina pachyderma* et *Globigerina inflata* leur confère probablement un âge pléistocène inférieur. Barrier (1987) leur attribue quant à lui un âge pliocène inférieur sommital à pléistocène inférieur en fonction de l'entité tectono-sédimentaire dans laquelle ils se trouvent. A Mosorrofa, l'origine de ces sables est liée à l'activité de failles NE-SO (Ghisetti, 1981; Atzori *et al.*, 1983). Ainsi, Barrier *et al.* (1987b) les associent autour de Mosorrofa, Pozzi et Armo aux dépôts-centres qui occupent les affaissements tectoniques apparus sous l'influence d'un système de failles normales synthétiques orientées ONO-ESE, NO-SE et NE-SO (fig. 2). La faille de Terreti, située quelques dizaines de mètres au sud-ouest de l'affleurement étudié, fait partie du second système cité. La trace morphologique de cette faille est soulignée de part et d'autre des lignes de crête séparant la Fiumara del'Annunziata, le Vallone Scasso et la Fiumara Calopinace, par des têtes de ravin, dont deux convergent vers le col de Crocevia séparant le Piano San Basile du replat de Terreti (fig. 2).

Le bloc sud-occidental constituant le toit de la faille de Terreti est affaissé. Les calcarénites de Vinco y sont couvertes par les argiles de Vito Superiore. Elles reposent en discordance soit sur des argiles et sables tortoniens, soit sur le socle cristallin. Sur le bloc nord-oriental soulevé, constituant le mur de la faille où se situe l'affleurement étudié, le substratum tortonien constitue la base des sables de Cataforio. Au sud et à l'est et à

Figure 1. A. Traces de tectonique cassante au sein des dépôts tortoniens et messiniens (Ghisetti, 1981; Ott d'Estevou *et al.*, 1987; Aifa *et al.*, 1987). B. Contact entre le socle granitique fracturé et les brèches et éboulis (vallée de la Funica et du «serbatoio» de Calanna), parfois cimentés et scellant les escarpements de failles plio-pléistocènes à coraux bathyaux (Vachard *et al.*, 1987). C. Éboulis cimentés. D. Gros plan sur les éboulis montrant les calcaires bioclastiques à scléactinaires sur les éboulis. E. Influence morphologique des escarpements de faille scellés par les éboulis cimentés sur les vallées les traversant. F. Dykes neptuniens associés aux brèches et éboulis cimentés qui se sont développés au sein du substratum granitique fracturé (Aifa *et al.*, 1987; Vachard *et al.*, 1987). G. Slumpings du cimetière de Calanna, courants de turbidité de Calanna et tronçatures sous-marines (Barrier *et al.*, 1987a) dans les calcarénites plio-pléistocènes affleurant dans différents secteurs tectoniques du bassin de Reggio di Calabre. H. Fractures, fentes et failles dans les sables partiellement indurés, les calcarénites et les marnes bathyales plio-pléistocènes décrites par Bousquet *et al.* (1980a et b), Ghisetti (1981) et Ott d'Estevou *et al.* (1987). I. Galets tectonisés trouvés à (a) Gelso (San Rocco) dans un dépôt pléistocène marin en place et (b) aux Piani S. Elia près de Vinco au sein d'un comblement hétérométrique, polyphasé et polygénique d'un puits karstique dans les calcarénites. J. Plissements et failles normales déformant les dépôts continentaux et marins pléistocènes de Rosali décrits par Dumas *et al.* (1993). (photographies: Y. Cornet).



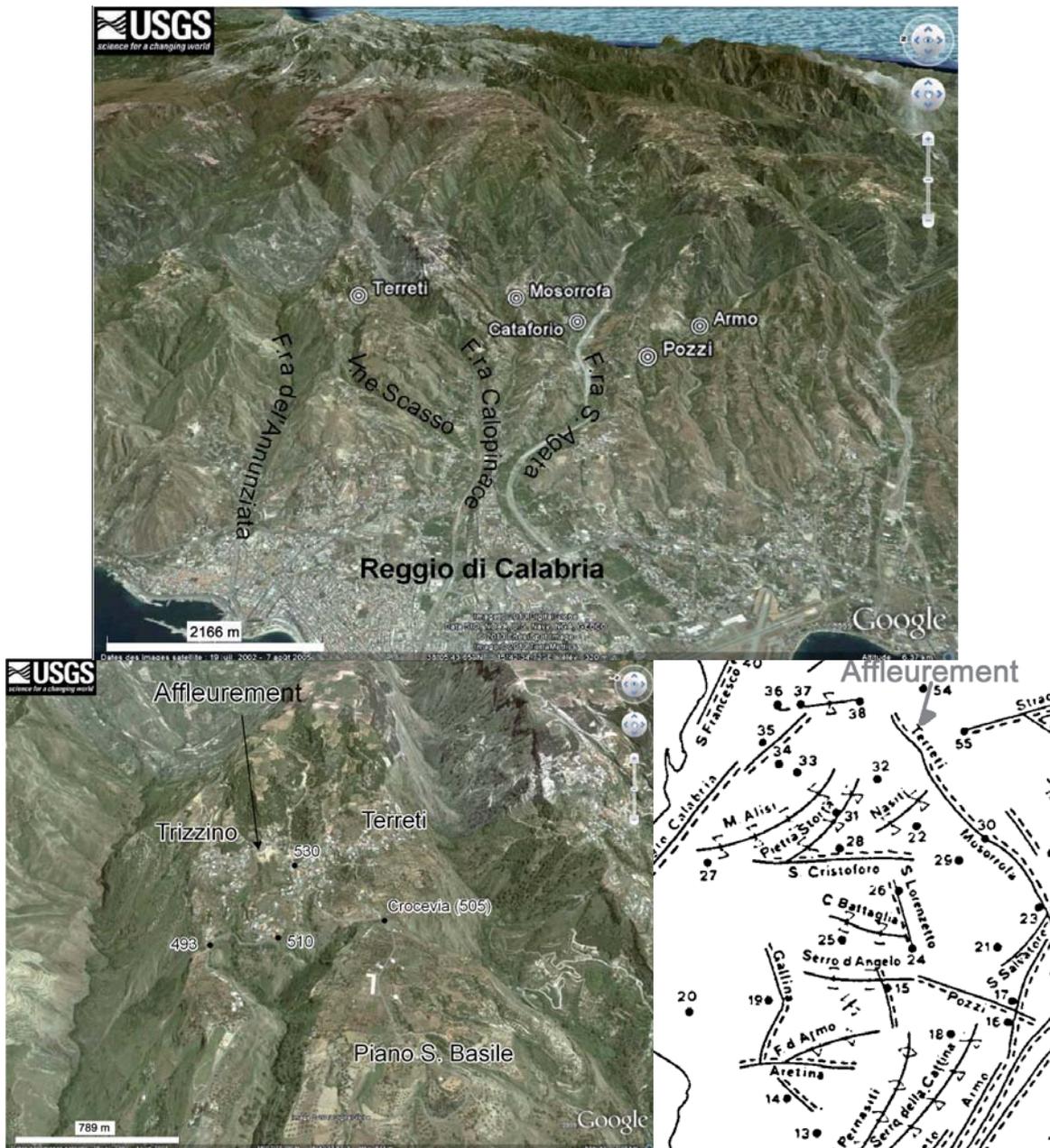


Figure 2. Localisation de l'affleurement étudié. En haut: vue générale de la région (©2009Google Earth, Image©2010 DigitalGlobe, Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO, ©2010 CNES/Spot Image, Image ©2010TerraMetrics). En bas à gauche: zoom sur la zone de Terreti (©2009Google Earth, Image©2010 DigitalGlobe). En bas à droite: contexte structural (Ghisetti, 1981).

proximité immédiate de Terreti, ces sables sont absents et les calcarénites reposent sur le socle cristallin. Les sables de Cataforio ont été taillés par une surface d'abrasion marine au sommet de laquelle on peut observer un sol bien développé. Miyauchi *et al.* (1994) la considèrent comme le témoin d'une terrasse marine qu'ils datent du stade isotopique marin (MIS) 25 (900 à 950 ka). Selon eux, cette surface aurait été disloquée par la faille normale de Terreti qui constitue la bordure nord orientale du bassin de Reggio di Calabria *sensu stricto* (Barrier *et al.*, 1987b; Ott d'Estevou *et al.*, 1987). Toutefois, contrairement à Miyauchi *et al.* (1994), Dumas *et al.* (1993) considèrent que les deux replats de Terreti sont deux niveaux distincts. Pour les plus basses terras-

ses d'altitude inférieure à 176.5 m et situées au Piano di Anghilla dans le bassin tectono-sédimentaire de Catona, terrasses postérieures au MIS 6, ils réaffirment d'ailleurs dans un article plus récent (Dumas *et al.*, 2005) que de très nombreux niveaux de terrasse se sont développés suite aux oscillations eustatiques du niveau de la mer plutôt qu'en raison de l'activité tectonique cassante. Leur conservation est liée au soulèvement probablement continu et important de la région. Enfin, Dumas *et al.* (2000) ont proposé un âge de 405 ka pour le niveau de terrasse de 510 m.

Par ailleurs, le soulèvement auquel est associé la formation du graben de Reggio di Calabria et Messina s'accompagne d'une très intense activité sismique historique

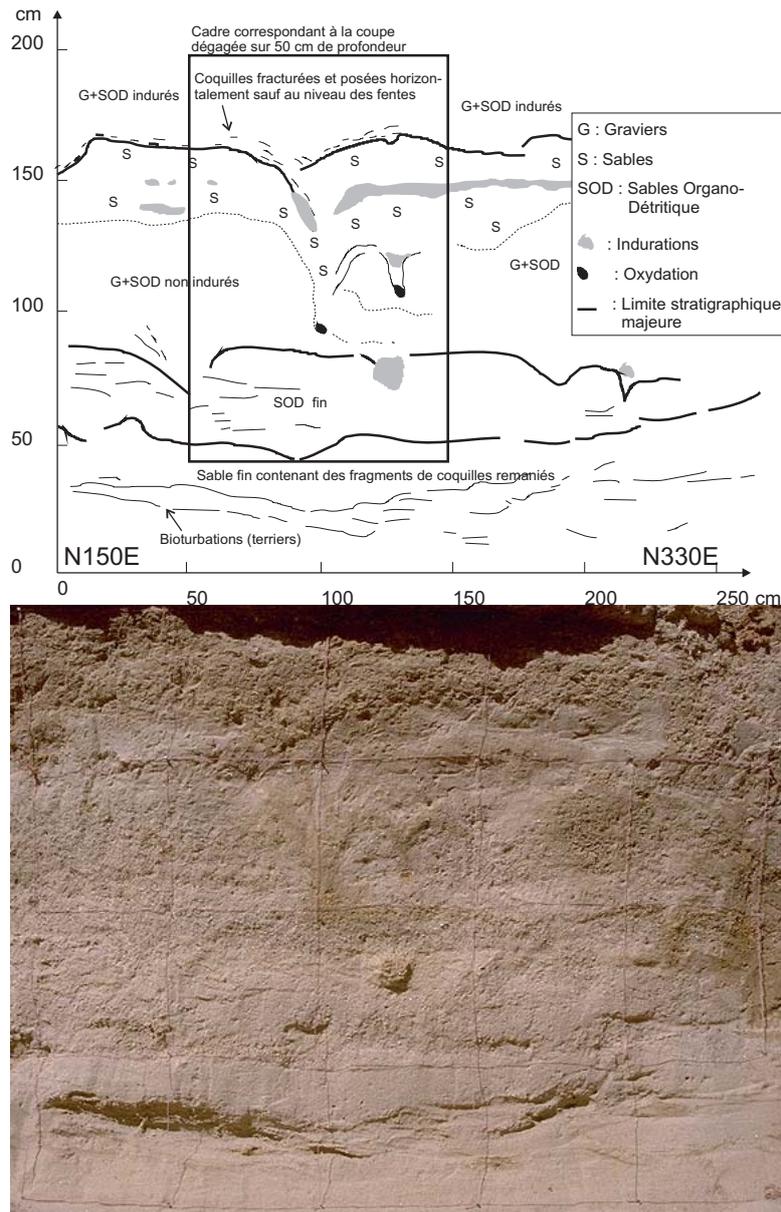


Figure 3. Coupe supérieure avant dégagement de l’affleurement. (photographie: Y. Cornet).

et instrumentale (Schick, 1979; Bottari *et al.* 1986, 1989; Bottari et Lo Giudice, 1987; Valensise et Pantosti, 1992), à l’image du séisme de magnitude 7 à Messina en 1908.

### 3. LE DÉPÔT-HÔTE ET LES STRUCTURES OBSERVÉES

Deux affleurements ont été étudiés (fig. 3 à 5). Une première coupe, la coupe inférieure, a été dégagée à la base du dépôt sableux. Elle contient les structures les plus spectaculaires. Une seconde coupe a été réalisée une dizaine de mètres plus haut (coupe supérieure). Dans ce dernier cas, l’affleurement a été dégagé et étudié en deux coupes parallèles et distantes de 50 cm pour analyser le développement horizontal des structures. Le sédiment hôte est sablo-graveleux, parfois induré. Il est d’origine mixte organo-détritique et terrigène et

se présente sous la forme de bancs décimétriques alternativement composés d’éléments grossiers et fins. Les premiers présentent souvent une stratification entrecroisée. La richesse en matériel organo-détritique détermine la concentration en carbonates à l’origine de l’induration plus intense de certaines couches, surtout sur la coupe supérieure. De nombreuses traces d’oxydation sont visibles. Elles se regroupent généralement au sein des couches les plus indurées. Les dépôts correspondant à la coupe inférieure sont moins riches en éléments organo-détritiques, ceci se traduisant par des concentrations en carbonates inférieures à 4 % du poids du sédiment sec, alors qu’elles atteignent 11.5 % dans les échantillons des coupes supérieures. Au sein de celles-ci, certaines couches sableuses homogènes et plutôt terrigènes renferment de nombreuses traces de bioturbation. Généralement, les couches plus grossières et

plus riches en éléments organo-détritiques contiennent des coquilles fracturées dont les plus gros fragments sont disposés parallèlement aux surfaces de stratification, localement déformées par des structures en bol et des fentes.

Les structures observées sont principalement des fentes en coin qui déforment généralement le sommet des couches grossières. Dans certains cas, elles traversent ces couches et affectent aussi les couches sous-jacentes plus fines. Comme en témoigne la réorientation des fragments de coquilles parallèlement aux épontes de la fente, le matériel fin sus-jacent a rempli cette fente. A l'exception de ce remplissage par le dessus, il semble qu'aucune migration importante de matériel n'ait eu lieu. Par ailleurs, aucune trace claire d'injection d'eau et aucune dislocation n'est observable. Il semble également que les déformations ne se propagent pas vers le haut, mais qu'elles soient scellées par des dépôts postérieurs (bien que des fentes superposées aient été observées).

Les fentes observées ont une hauteur comprise entre 5 et 50 cm et la largeur de leur sommet est comprise entre 5 et 15 cm. Leur extension horizontale, estimée

sur base des deux coupes supérieures, semble peu importante. La fente principale visible sur la première des deux coupes est par exemple absente de la seconde. Aucun réseau fermé de fentes n'a pu être mis au jour. Quant à la fréquence spatiale de ces structures, elle a été estimée sur base de l'affleurement supérieur et de la fondation qui a permis l'observation des structures de la coupe inférieure. Cette fondation profonde de 2 m et dont le périmètre était de l'ordre de 50 m n'a révélé que deux fentes très proches l'une de l'autre. Par contre, dans la partie supérieure du dépôt (coupes supérieures), de telles fentes, quoique moins caractéristiques, moins régulières et associées à des formes en bol, sont beaucoup plus fréquentes. Plusieurs échantillons ont été prélevés et soumis à des analyses granulométrique et calcimétriques (tableau 1 et fig. 6).

### 3.1. Coupe inférieure

Les sables de la coupe inférieure sont modérément à bien classés, à l'exception des échantillons E4 et E6 (fig. 5 et 6) qui sont mal à très mal classés. La raison de ces mauvais classements est différente pour chacun

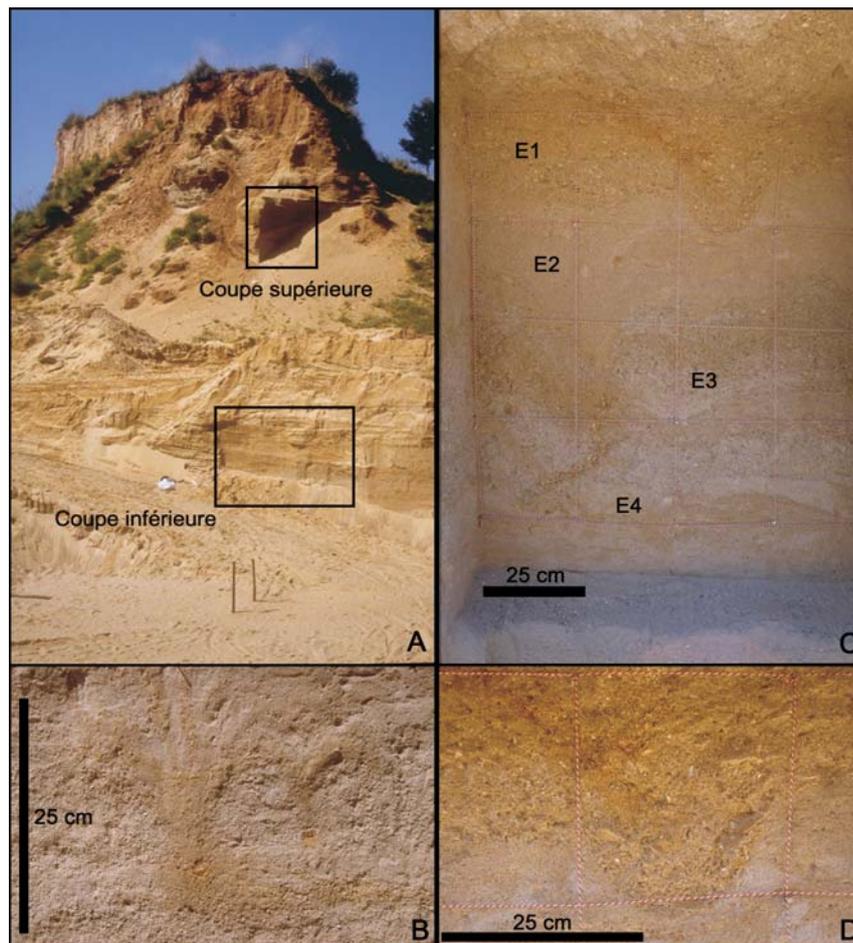


Figure 4. A. Vue générale de l'affleurement et position des coupes supérieure et inférieure. B. Détail de fentes observées sur la coupe supérieure avant dégagement de l'affleurement. C. Coupe supérieure après dégagement de l'affleurement sur 50 cm de profondeur avec position des échantillons prélevés. D. Détail de la structure en bol observée sur la coupe supérieure après dégagement de l'affleurement. (photographies : Y. Cornet).

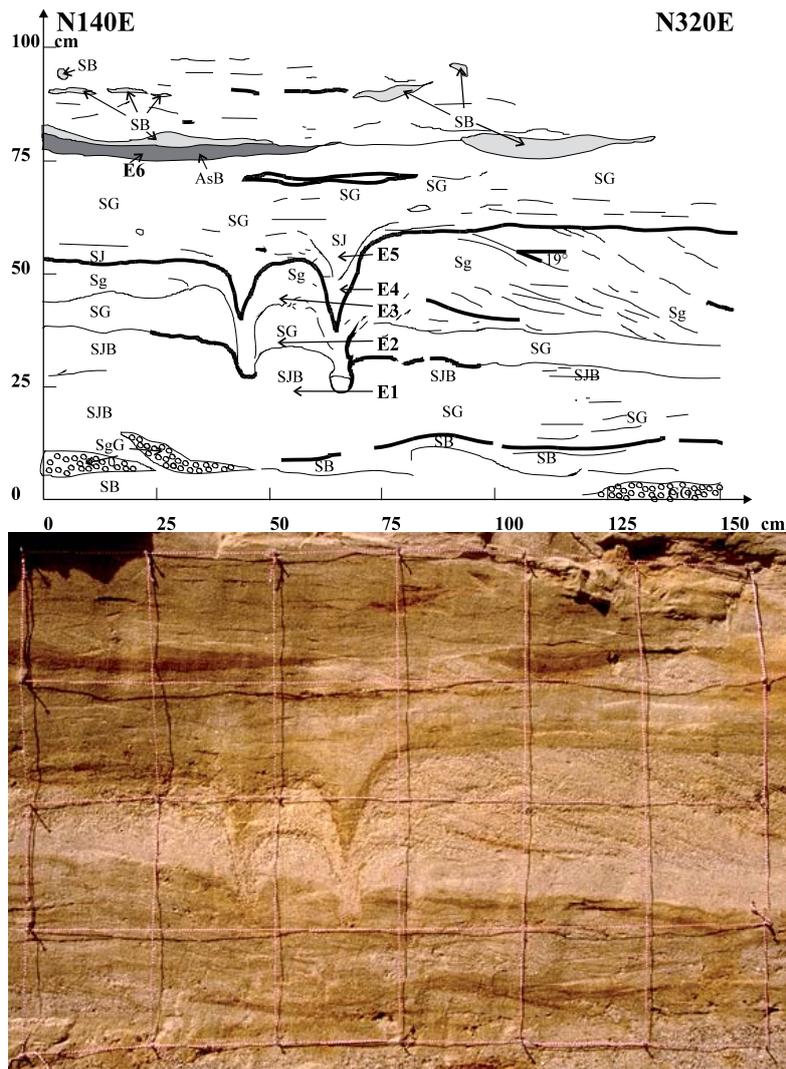


Figure 5. Coupe inférieure et position des échantillons prélevés. (photographie : Y. Cornet). AsB: argile sableuse brune; GG: gravier gris; SB: sable brunâtre; SG: sable gris; SJ: sable jaunâtre; SJB: sable jaune-brun; Sg: sable graveleux; SgG: sable graveleux gris. E1 à E6: échantillons. 19°: pendage de la stratification entrecroisée.

d'eux. Dans le premier cas, il semble qu'il soit dû à un enrichissement en matériel grossier en provenance de la couche sous-jacente plus grossière (échantillon E3) lors de l'ouverture de la fente. Il en a résulté un mélange des sables jaunes (SJ) sus-jacents de l'échantillon E5 et des sables graveleux à stratification entrecroisée (Sg) de l'échantillon E3. En ce qui concerne la couche discontinue d'argile sableuse brune (AsB) de l'échantillon E6, l'hétérométrie et la forte asymétrie positive résultent d'une distribution clairement bimodale.

### 3.2. Coupe supérieure

Les analyses calcimétriques (tableau 1) nous révèlent que, comparativement à la coupe inférieure, le dépôt est ici beaucoup plus riche en carbonates. C'est notamment le cas de la couche où E1 a été prélevé. Cette couche très riche en éléments bioclastiques est d'ailleurs fortement indurée. Les autres couches présentent une concentration en carbonates assez comparable à celle

des couches les plus carbonatées de la coupe inférieure. Ces concentrations plus élevées en carbonates liées à une plus grande fréquence d'éléments bioclastiques caractérisent probablement la transition vers les calcarénites sus-jacentes.

La déformation de l'interface entre les sables graveleux légèrement organo-détritiques contenant l'échantillon E3 et la couche sableuse modérément triée correspondant à l'échantillon E2 n'est pas à proprement parler une fente, mais il s'agit plutôt d'une structure en forme de V assez ouvert vers le haut et qui se prolonge au sein de la couche sablo-graveleuse contenant l'échantillon E3 par une fissure large de 2 à 3 cm (fig. 3 et 4). Celle-ci est incurvée, remplie de graviers et de matériel organo-détritique et montre des traces d'oxydation. Le sommet de la couche sableuse correspondant à E3 est également légèrement déformé, mais, ici, il s'agit plutôt d'une déformation de faible amplitude concave vers le haut. Une structure du même type est bien visible dans la

partie supérieure gauche de la coupe. A ce niveau, une orientation préférentielle des fragments de coquilles descendues sur les parois de la structure est clairement observable. Il s'agit très probablement d'une structure en bol à section horizontale subcirculaire.

Les structures décrites au sein de cette coupe une cinquantaine de centimètre en enfoncement par rapport à la surface de l'affleurement constituent le prolongement de celles reconnue sur la surface avant excavation. Pourtant, les formes sont assez différentes, peut-être en raison de l'orientation relative des structures par rapport à la direction de la coupe.

Au niveau de la coupe observée à la surface de l'affleurement, la déformation a l'allure d'une fente qui perturbe l'interface entre les graviers et les sables or-

gano-détritiques indurés (G+SOD indurés) et les sables (S), d'une part, et entre ces sables (S) et les graviers et sables organo-détritiques non indurés (G+SOD non indurés), d'autre part. Les coquilles du niveau supérieur (G+SOD indurés) sont descendues le long d'une épote de la fente.

Comme sur la coupe inférieure, les indurations se disposent parallèlement aux contacts stratigraphiques horizontaux entre couches de texture différente. Elles sont postérieures aux déformations de ces interfaces.

En comparaison à la coupe inférieure, la très forte irrégularité des contacts stratigraphiques au sein de la coupe supérieure doit être soulignée. De nombreuses déformations diffuses de moindre dimension par rapport aux structures majeures ont aussi été observées.

Tableau 1. Concentration en carbonates et coefficient d'uniformité de Crespellani *et al.* (1988) des échantillons prélevés sur les coupes étudiées à Terreti.

Coupe supérieure	E1	E2	E3	E4	Coupe inférieure	E1	E2	E3	E4	E5	E6
Coefficient d'uniformité	2.3	2.5	8.1	2.1	Coefficient d'uniformité	3.4	2.7	4.5	4.5	2	ND
Carbonates (% poids)	11.5	4.7	0.6	5.2	Carbonates (% poids)	0	0	0	3.8	4	3.4

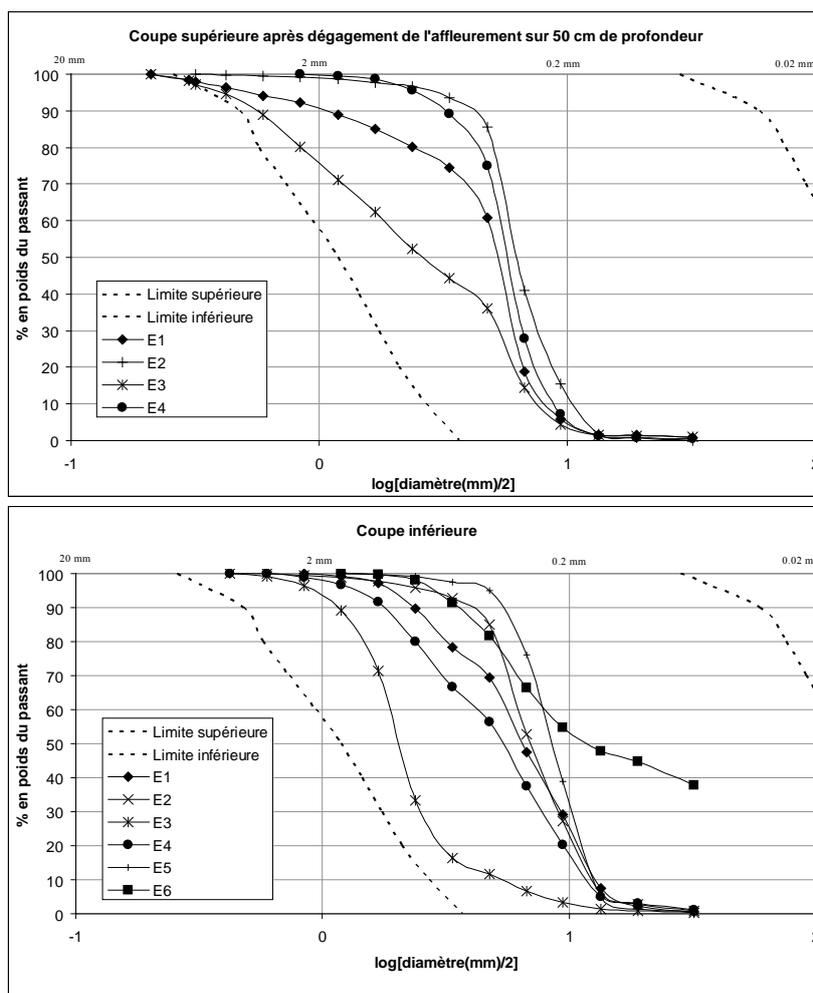


Figure 6. Courbes granulométriques et limites inférieure et supérieure du champ granulométrique favorable à la liquéfaction selon Siro (1977).

## 4. DISCUSSION

### 4.1. L'influence du contexte paléogéographique

L'explication de l'origine de ces structures et plus particulièrement des fentes observées sur la coupe inférieure doit être cherchée dans le contexte paléogéographique de leur formation. Elle devra aussi être étayée par comparaison avec des structures analogues décrites dans la littérature. Les formes et les dimensions des structures observées ne sont cependant pas spécifiques à un contexte unique. Ainsi, la confusion entre sismites et structures d'origine périglaciaire, par exemple, est *a priori* possible. Les variations de pression liées aux variations de niveau de la nappe phréatique ou de charge d'un aquifère confiné, le simple glissement en masse des sédiments sur un talus du fond marin, l'influence du sel dans le dépôt ou encore l'effet cyclique de houles de tempête ou un tsunami pourraient aussi provoquer le même style de déformation des sédiments.

D'un point de vue textural, les courbes de la figure 6 se trouvent toutes dans le champ granulométrique propice à la liquéfaction (Davenport, 1994). Le sédiment au sein duquel les déformations ont été observées à Terreti présente en outre un coefficient d'uniformité inférieur à 10 (tableau 1), également favorable à la liquéfaction (Crespellani *et al.*, 1988). De plus, il présente des caractéristiques semblables à celles des calcarénites au sein desquelles Montenat (1980) et Estévez *et al.* (1994) ont décrit des déformations liées à l'expulsion brutale de boues et d'eau, voire même une fluidification, et des fentes d'extension. Cependant, à l'exception peut-être de quelques fins horizons indurés constituant notamment la base des fentes de Terreti, aucun niveau fin imperméable suffisamment épais et continu, indispensable à un accroissement de pression interstitielle, n'est intercalé dans la pile sédimentaire de Terreti.

Le développement de structures semblables à celles de Terreti est fréquemment associé à la présence d'eau dans le sédiment. Ainsi, des déformations sédimentaires d'origine sismique ont été observées en milieu lacustre (Scott et Price, 1988), marin circa-littoral (Galdini et Sposato, 1989), fluvial (Plaziat *et al.*, 1990; Guiraud et Plaziat, 1993), dans un contexte subaérien (Thorson *et al.*, 1986), mais aussi dans des sables éoliens (Moretti, 2000). Actuellement, les sables de Cataforio à Terreti ne sont pas saturés en eau en raison du contexte hydrogéologique local (perméabilité du sable, profondeur du substratum granitique, topographie, hydrographie), mais la saturation était assurée au moment du dépôt des sables marins et probablement encore peu après l'émergence de la surface d'abrasion. De plus, les déformations observées sont scellées par des dépôts ultérieurs et apparaissent donc syngénétiques du dépôt.

Comme le montrent ailleurs Van Vliet Lanoë *et al.* (1996), les structures observées à Terreti présentent des formes comparables à celles de structures apparaissant dans des contextes périglaciaires. En Calabre méridionale, les conditions périglaciaires nécessaires à

la formation de telles structures n'ont toutefois probablement jamais été rencontrées à l'altitude de Terreti, même si elles ont pu exister plus haut dans le massif de l'Aspromonte et plus au nord, où des traces de glaciation ont été trouvées sur le Sila et le Polino (Boenzi et Palmentola 1975). Par ailleurs, des fentes et structures d'origine périglaciaire ne peuvent être envisagées qu'au sein de couches proches de la surface en milieu continental. Or les caractéristiques des dépôts étudiés ne permettent pas d'admettre cette possibilité. Ils sont incontestablement marins et la déformation est synsédimentaire. D'autre part, même dans le Connecticut, contexte pourtant favorable à l'hypothèse périglaciaire, Thorson *et al.* (1986) ont montré que l'origine sismique de fentes en coin était la plus vraisemblable, étant donné la sismicité modérée de la région et la texture des sédiments fluvio-glaciaires. La dimension des fentes décrites par ces auteurs est cependant beaucoup plus grande que celle des structures de Terreti. De plus, ils les associent, ainsi que le micro-faillage qui les accompagne, à la formation de volcans de sable qui, dans le contexte marin des sables de Cataforio, auraient laissé des traces probablement plus diffuses.

La production de structures d'injection par variations de pression artésienne au sein d'un aquifère (Demoulin, 2003) est difficilement envisageable dans le contexte géographique actuel de Terreti, où le confinement d'un aquifère ne semble pas possible. Toutefois, l'accumulation de la puissante série calcarénitique sus-jacente pourrait peut-être avoir rendu possible l'existence de telles conditions au cours du Pléistocène.

Les dimensions décimétriques des structures que nous avons observées sont compatibles avec celles de nombreuses sismites décrites dans la littérature. Leur allure de fentes en coin est comparable aux formes décrites par Thorson *et al.* (1986) dans le Connecticut et encore plus aux remplissages de fentes isolées en contexte horizontal et remplissages d'un ensemble de petites fentes décrits par Plaziat *et al.* (1990) en Egypte au NO de la Mer Rouge, ainsi qu'aux coins détritiques observés en Espagne par Estévez *et al.* (1994) dans la Cordillère bétique orientale.

Selon Thorson *et al.* (1986) et Ambraseys (1988), des magnitudes de 5 à 5.5 sont suffisantes pour produire des structures comparables à celles de Terreti et le type de déformation serait dépendant de la magnitude. Ceci cadre bien avec la densité des structures observées à Terreti en contexte de forte sismicité. Sims (1973) lie pour sa part le type de structure à l'intensité du séisme. D'après lui, les structures de charge se développeraient à partir d'une intensité de VI, les pseudonodules à partir d'une intensité de VIII et les plissements de faible amplitude à partir d'une intensité de l'ordre de VIII à IX. Cette catégorisation, qui n'inclut pas les fentes, d'injection ou non, a cependant été nuancée par des recherches ultérieures montrant l'effet combiné de la magnitude, de la durée, de la fréquence des séismes et de la distance à l'épicentre (Allen, 1986; Scott et Price, 1988;

Ambraseys, 1988; Guiraud et Plaziat, 1993; Obermeier, 1996; Becker *et al.*, 2005; Bertrand *et al.*, 2008). A ce sujet, Galli et Meloni (1993) et Moretti et Tropeano (1996) fournissent deux ordres de grandeur intéressants à propos de la distance maximale par rapport à l'épicentre à laquelle les déformations par liquéfaction peuvent être observées. Pour un séisme d'intensité XI ou plus, cette distance est de 100 km. Par ailleurs, en Italie, 90 % des séismes historiques qui ont causé des phénomènes de liquéfaction, se sont produits à moins de 40 km de l'endroit où ceux-ci ont été observés. En ce qui concerne la localisation de Terreti, le village se situe dans la zone d'intensité maximale (XI) du séisme de Messine de 1908 (Bottari *et al.*, 1986) et dans celle d'intensité maximale (VIII) du séisme de Reggio di Calabria de 1975 (Bottari et Lo Giudice, 1987). Cependant, comme le montrent l'allongement des zones isoséistes et le mécanisme au foyer de ces séismes, les failles impliquées étaient orientées SO-NE, appartenant à un système différent de celui de la faille de Terreti. Par ailleurs, tous les déplacements de sédiment observés se sont effectués *per descensum* et aucune trace d'injection, encore moins de liquéfaction, n'a été repérée à Terreti. De même, aucune trace d'affaissement et de déformation cassante n'a été relevée. Par contre, comme Estévez *et al.* (1994), nous avons pu observer des coins superposés au niveau de la coupe supérieure. A l'exception de quelques structures pluricentimétriques à décimétriques en forme de bol dans la coupe supérieure, aucun autre type de déformation n'a été noté à Terreti. En résumé, les structures de Terreti ne font pas partie des sismites typiques telles que décrites par Sims (1973).

Le contexte tectonique local est caractérisé par la présence de la faille de Terreti - Mosorrofa d'orientation NO-SE, dont les indices morphologiques d'une activité récente sont très nets (Miyachi *et al.*, 1994). Outre le faillage des dépôts (Bousquet *et al.*, 1980a, 1980b; Ghisetti, 1981; Ott d'Estevou *et al.*, 1987), de nombreuses traces d'une importante activité tectonique synsédimentaire existent par ailleurs sous forme d'éboulis, de *slumps*, de courants de turbidité et de tronçures sous-marines (Barrier *et al.*, 1987a) dans les calcarénites plio-pléistocènes des différents blocs tectoniques du bassin de Reggio di Calabria. Ce contexte est bien sûr éminemment favorable à l'interprétation des déformations de Terreti en termes de sismites. Comme le suggère une reconnaissance de terrain vers Trizzino, sur les versants du Monte Goni et à Cataforio, il semble d'ailleurs que les structures soient concentrées autour de Terreti et que la proximité de la faille constitue un élément déterminant.

#### 4.2. Les processus physiques

Il existe des différences manifestes entre les observations réalisées sur la coupe inférieure, où seules deux fentes ont été observées, et sur les coupes supérieures, où des déformations plus fréquentes et diffuses telles

que fentes mal définies et structures en bol coexistent. En particulier, les formes en bol suggérant une certaine hydro-plasticité ne concernent que la coupe supérieure. Même s'il est très probable que, dans les deux cas, le déclencheur des déformations fut d'origine sismique, les processus entrant en jeu furent donc vraisemblablement différents et il y aurait eu au moins deux générations de déformations répondant à des événements distincts.

Les fentes du niveau inférieur sont très probablement apparues à la surface du sol (ou du fond marin). Elles se seraient ouvertes en surface (éventuellement sous la mer) à l'occasion d'un séisme peut-être très proche car

- on ne voit pas de traces d'injection à la racine (parallélépipédique et non en pointe) des fentes
- le remplissage s'est fait par le haut, pour partie immédiatement à partir du matériau sablo-graveleux en place, pour partie par du sable issu de la couche sus-jacente, déposé postérieurement
- il semble que le contact érosif à hauteur duquel s'épanouissent les fentes soit décalé verticalement de ~10 cm de part et d'autre de celles-ci.

Cette dernière constatation permet de confirmer pour les fentes une origine sismique plutôt que périglaciaire ou qu'une cause liée à un glissement de terrain ou simplement à la dessiccation. Des déformations engendrées par un mouvement de masse gravitaire peuvent en effet être exclues du fait de la parfaite préservation de la stratification horizontale des sables et de l'absence de talus proche. La très faible extension horizontale des structures de Terreti (constatée toutefois uniquement sur la coupe supérieure) empêche toute détermination fiable de leurs orientations préférentielles et, surtout, suggère l'absence d'organisation en réseau. Ces structures ne résulteraient donc pas plus du développement d'un réseau de fentes de retrait lié à la dessiccation, la texture du sédiment n'autorisant d'ailleurs pas non plus cette hypothèse.

La fissuration de surface à laquelle correspondent les fentes de la coupe inférieure et le décalage vertical de la surface du sol de part et d'autre de leur position indiquent que, plus que de simples sismites, elles pourraient être des figures directes de déformation cosismique sur la faille de Terreti.

Pour les formes en bol de la coupe supérieure, l'interprétation est plus difficile, mais il pourrait s'agir de structures de charge dans un matériau passé temporairement à l'état hydro-plastique. Ces structures seraient apparues à faible profondeur sous la paléo-surface du sol (ou du fond marin) suite aux sollicitations cycliques imposées par le passage d'ondes sismiques. La présence des fentes mal dessinées qui les accompagnent ne s'oppose pas à l'hypothèse d'un tel processus. Il s'agirait donc de véritables sismites, c'est-à-dire de l'enregistrement sédimentaire indirect d'un séisme sous la forme de déformations souples d'un sédiment meuble saturé en eau sous l'effet d'une pression de pore brusquement augmentée (Lowe, 1975). Plusieurs arguments sont fa-

variables à cette hypothèse: (1) la fréquence et l'allure des structures de déformation dans la partie supérieure du dépôt, (2) la texture du dépôt et sa saturation en eau lors de la déformation, (3) l'existence d'une sismicité locale et régionale importante, et (4) l'impossibilité de justifier d'une autre cause potentielle de déformation.

Le processus physique généralement évoqué pour expliquer ce type de déformation est la thixotropie (Montenat *et al.*, 2007). La thixotropie a aussi été proposée par Lambrecht et Thorez (1966) pour expliquer des filons clastiques dans des schistes surmontant des grès namuriens en Belgique. Elle correspond à une propriété physique de certains matériaux saturés dont la viscosité diminue brusquement sous l'effet d'une contrainte et qui, perdant toute cohésion, se liquéfient si la contrainte est suffisamment élevée pour désolidariser les grains et déstructurer le sédiment. La distinction, difficile, entre thixotropie, fluidification, liquéfaction et déformation hydro-plastique, des processus que Lowe (1975) considère former un continuum, repose sur trois critères principaux, à savoir la conservation des structures sédimentaires originelles, l'éluvation des éléments fins et les types d'intrusion observables. La déformation hydro-plastique conserve les structures sédimentaires originelles, la fluidification les détruit totalement et la liquéfaction a sur elles une influence intermédiaire. L'éluvation des éléments fins croît de la déformation hydro-plastique à la fluidification. Quant aux intrusions, elles sont concordantes dans les cas d'une déformation hydro-plastique et discordantes dans les cas de fluidification. La liquéfaction peut quant à elle induire les deux types d'intrusion.

La liquéfaction marque la transition de l'état solide à l'état liquéfié d'un matériau granulaire. Ce passage résulte de l'augmentation de la pression d'eau interstitielle. Lorsque celle-ci dépasse la pression de confinement, les particules solides perdent tout contact entre elles et le matériau se comporte alors comme un fluide. L'augmentation de pression de pore peut être occasionnée par les contraintes cycliques que la propagation d'ondes sismiques cisailantes impose au sol jusqu'à des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres (Montenat, 1980; Scott et Price, 1988). Elle survient d'autant plus facilement que le caractère meuble et peu cohésif du matériau granulaire oppose peu de résistance à la déformation. Par ailleurs, la pression de pore n'augmentera suffisamment pour mener à un état liquéfié que si l'eau du sédiment ne peut pas s'évacuer librement au fur et à mesure des sollicitations, c'est-à-dire si le sédiment saturé est scellé par une couche imperméable. Si une telle couche existe et finit par céder à la pression sous-jacente, le matériau liquéfié est injecté vers la surface du sol, où il crée un volcan de sable (*sand blow*). Si par contre, comme cela est plus probable dans les sables peu argileux de Terreti où aucune figure d'injection n'a été constatée, la pression interstitielle ne dépasse pas la pression de confinement, seules des déformations hydro-plastiques, microplications, involutions et

convolutions, structures en bol, sont susceptibles d'apparaître.

## 5. CONCLUSION

Les structures observées à Terreti dans les sables de Cataforio et à la base des Calcarénites de Vinco sont très probablement d'origine sismique. Les mécanismes responsables en sont vraisemblablement différents dans la coupe inférieure et les coupes supérieures. Les fentes de la coupe inférieure sont des déformations synsédimentaires qui pourraient s'être ouvertes à la surface du sol lors d'un séisme sur la proche faille de Terreti. Les structures de la coupe supérieure évoquent quant à elles plutôt des déformations hydro-plastiques apparues à faible profondeur sous le sol de l'époque où un autre séisme les aurait causées.

Malgré leur intérêt sédimentologique manifeste, les déformations de Terreti restent des observations trop ponctuelles pour permettre une interprétation sismotectonique élaborée. De plus, l'interprétation de telles structures est rarement aisée. L'identification de la cause et du processus responsables des déformations n'est souvent possible qu'en fonction du contexte sédimentologique, stratigraphique, géomorphologique et sismotectonique. Néanmoins, en cas d'origine sismique avérée, elles peuvent contribuer utilement à la confection de catalogues paléosismologiques régionaux complétant les données de la sismologie instrumentale et historique.

## Bibliographie

- Aifa, T., Barrier, P., Feinberg, H. et Pozzi, J.P., 1987. Paléomagnétisme des terrains sédimentaires plio-quaternaires du Déroit de Messine. Doc. et trav. IGAL, Paris, 11, 83-90.
- Allen, J.R.L., 1986. Earthquake magnitude–frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sediment. Geol.* 46, 67–75.
- Ambraseys, N.N., 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 17, 1–105.
- Atzori, P., Ghisetti, F., Pezzino, A. et Vezzani, L., 1983. Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte. Lavoro eseguito con finanziamento CNR (contr. N. 80.01449.89 e contrib. N. 80.02625.05, 81.01847.05), G.T.M., Roma.
- Balescu, S., Dumas, B., Guéméry, P., Lamothe, M., Lhénaff, R. et Raffy, J., 1997. Thermoluminescence dating tests of Pleistocene sediments from uplifted marine shorelines along the southwest coastline of the Calabrian Peninsula (Southern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130, 25-41.
- Barrier, P., 1987. Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du Déroit de Messine. Doc. et Trav. IGAL, 11, 59-81.
- Barrier, P., Montenat, C. et Ott d'Estevou, P., 1987(a). Exemples de relation entre tectonique et sédimentation dans le Plio-Pléistocène du Déroit de Messine: tronçatures sous-marines et dépôts-centres. Doc. et trav. IGAL, Paris, 11, 143-151.
- Barrier, P., Cravatte, J., Decis, R., Lanzafame, G. et Ott d'Estevou, P., 1987(b). Mise au point stratigraphique sur les relations entre la «couverture calabride miocène» et les «terrains post-orogéniques» dans la région du Déroit de Messine. Doc. et Trav. IGAL, 11, 43-53.

- Becker, A., Ferry, M., Monecke, K., Schnellmann, M. et Giardini, D., 2005. Multiarchive paleoseismic record of late Pleistocene and Holocene strong earthquakes in Switzerland. *Tectonophysics* 400, 153–177.
- Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N. et De Batist, M., 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, 301–322.
- Boenzi, F. et Palmentola, G., 1975. Osservazioni sulle tracce glaciali della Calabria. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 961–977.
- Bottari, A. et Lo Giudice, E., 1987. Structural studies on the strait of Messina. The seismotectonic data. *Doc. et Trav. IGAL*, 11, 115–125.
- Bottari, A., Carapezza, E., Carapezza, M., Carveni, P., Cefali, F., Lo Giudice, E. et Pandolfo, C., 1986. The 1908 Messina Strait earthquake in the regional geostuctural framework. *J. Geodyn.*, 5, 275–302.
- Bottari, A., Capuano, P., De Natale, G., Gasparini, P., Neri, G., Pingue, F. et Scarpa, R., 1989. Source parameters of the earthquakes in the Strait of Messina, Italy, during this century. *Tectonophysics*, 166, 221–234.
- Bousquet, J. C., Carveni, P., Lanzafame, G., Philip, H. et Tortorici, L., 1980a. La distension pléistocène sur le bord oriental du détroit de Messine: analogies entre les résultats microtectoniques et le mécanisme au foyer du séisme de 1908. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 3, 327–336.
- Bousquet, J. C., Lanzafame, G., Tortorici, L., Sauret, B. et Abou Bekr, N., 1980b. Mise en évidence d'un épisode tectonique de distension pendant le Quaternaire ancien sur le bord sud-oriental du détroit de Messine. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, 3, 88–91.
- Cornet, Y., 1998. Développement d'une méthode d'analyse en coplanéité de linéaments et identification 3D de plans de fracturation de la croûte superficielle. Thèse de doctorat en Sciences, inédit ULg, 367 p. + annexes et cartes.
- Crespellani, T., Nardi, R. et Simoncini, C., 1988. La liquefaction del terreno in condizioni sismiche. Ed. Zanichelli, Bologna, 185 p.
- Davenport, C.A., 1994. Geotechnical consequences of ground motion: hazard perspectives. *Geologie en Mijnbouw*, 73, 339–356.
- Demoulin, A., 1996. Clastic dykes in east Belgium: evidence for Upper Pleistocene strong earthquakes west of the Lower Rhine rift segment. *J. Geol. Soc.*, 153, 803–810.
- Demoulin, A., 2003. Clastic (Neptunian) dykes and sills. In *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, Middleton G. ed., Kluwer Academic Press, Dordrecht, pp. 136–137.
- Dumas, B., Guérémy, P., Lhenaff, R. et Raffy, J., 1993. Rapid uplift, stepped marine terraces and raised shorelines on the Calabrian coast of Messina Strait, Italy. *Earth Surface Processes Landforms*, 18, 241–256.
- Dumas, B., Guérémy, P., Lhenaff, R. et Raffy, J., 2000. Périodicités de temps long et de temps court, depuis 400 000 ans, dans l'édification des terrasses marines en Calabre méridionale (Italie). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 6, 1, 25–44.
- Dumas, B., Guérémy, P. et Raffy, J., 2005. Evidence for sea-level oscillations by the "characteristic thickness" of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy). *Quaternary Science Reviews*, 24, 2120–2136.
- Eliason, J.R., 1992. Mapping fractures remotely for earthquake hazard assessment by the use of topographic and seismic hypocenter data. *Episodes*, 15, 1, 75–82.
- Estévez, A., Soria, J.M. et Alfaro, P., 1994. Un nouveau type de séismites dans le Miocène supérieur d'Alicante (Cordillère bétique orientale, Espagne): les coins détritiques. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 318, 2, 507–512.
- Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Pra, G., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Orru, P., Pappalardo, M., Radtke, U., Renda, P., Romano, P., Sanso, P. et Verrubbi, V., 2006. Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications. *Quaternary International*, 145–146, 30–54.
- Finetti, I., Lentini, F., Carbone, S., Catalano, S. et Del Ben, A., 1996. Il sistema Appennino Meridionale - Arco Calabro - Sicilia nel Mediterraneo Centrale: studio geologico-geofisico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, 529–559.
- Galdini, F. et Sposato, A., 1989. Interpretazione preliminare di alcune strutture sedimentarie nei dintorni di Montalto di Castro (Italia centrale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 108, 269–278.
- Galli, P. et Meloni, F., 1993. Nuovo catalogo dei processi di liquefazione avvenuti in occasione dei terremoti storici in Italia. *Il Quaternario*, 6, 2, 271–292.
- Galli, P., Galadini, F. et Pantosti, D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. *Earth-Science Reviews* 88, 89–117.
- Ghisetti, F., 1981. L'evoluzione strutturale del bacino Plio-Pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco Calabro. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, 433–466.
- Ghisetti, F. et Vezani, L., 1982. Different styles of deformation in the Calabrian arc (Southern Italy): implications for a seismotectonic zoning. *Tectonophysics*, 85, 149–165.
- Guiraud, M. et Plaziat, J.C., 1993. Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225, 493–522.
- Gvirtzman, Z. et Nur, A., 2001. Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 117–130.
- Lambrecht, L. et Thorez, J., 1966. Filons clastiques intraformationnels dans le Namurien de Belgique. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 263D, 1556–1559.
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157–204.
- Lungo, G., 1988. Tettonica globale dell'Italia meridionale: subduzione o bending? *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 159–163.
- Lungo, G., Cubellis, E., Ferri, M., Obrizzo, F. et Tortora, A., 1991. E falsificabile il modello di tettonica globale? Il caso dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 47, 333–340.
- Miyauchi, T., Dai Pra, G. et Sylos Labini, S., 1994. Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy. *Il Quaternario*, 7, 1, 17–34.
- Montenat, C., 1980. Relation entre déformations synsedimentaires et paléosismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 12, 3, 501–509.
- Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, P. et Hibsich, C., 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196, 5–30.
- Moretti, M., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology* 135, 167–179.
- Moretti, M. et Tropeano, M., 1996. Strutture sedimentarie deformative (simiti) nei depositi tirreniani di Bari. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 485–500.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. et Canas, J.A., 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics* 304, 369–383.
- Murphy, W., 1993. Remote sensing of active faults: case studies from Southern Italy. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 94, 1–23.
- Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis — an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleoearthquakes. *Eng. Geol.*, 44, 1–76.

- Ott d'Estevou, P., Barrier, P., Bousquet, J.C., Chabellard, J.G., Coppier, G., Jarrige, J.J., Lanzafame, G. et Lanièce, C., 1987. Evolution structurale pliocène et quaternaire du Déroit de Messine. Doc. et Trav. IGAL, 11, 105-114.
- Plaziat, J.C., Purser, B.H. et Philobos, E., 1990. Seismic deformation structures (seismites) in syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt). Bull. Soc. Géol. Fr., 6, 3, 419-434.
- Schick, R., 1979. A seismotectonic study of the 1908 Messina earthquake. Tectonophysics, 53, 289-290.
- Scott, B. et Price, S., 1988. Earthquake-induced structures in young sediments. Tectonophysics, 147, 165-170.
- Serva, L., 1995. Criteri geologici per la valutazione della sismicità : considerazioni e proposte. In Terremoti in Italia, previsione e prevenzione dei danni, Atti dei Convegni Lincei, Roma, 1-2 Dicembre 1994, 122, 103-116.
- Sims, J.D., 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. Science, 182, 161-163.
- Siro, L., 1977. Contributo all'analisi della liquefazione delle sabbie. Fenomeni avvenuti in Friuli durante i terremoti del 6 maggio e 15 settembre 1976. Geol. tecn., 1, 21-30.
- Thorson, R.M., Clayton, W.S. et Seeber, L., 1986. Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern Connecticut. Geology, 14, 463-467.
- Vachard, D., Barrier, P., Montenat, C. et Ott d'Estevou, P., 1987. Dykes neptuniens, brèches internes et éboulis cimentés des escarpements de faille du déroit de Messine au Plio-Quaternaire. Doc. et trav. IGAL, Paris, 11, 127-141.
- Valensise, G. et Pantosti, D., 1992. A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: The Messina Straits (Southern Italy) and the 1908 Earthquake (Ms 7.5). Terra Nova, 4, 472-483.
- Van Vliet-Lanoe, B., Hallegouët, B., Bonnet, S. et Laurent, M., 1996. Evidences d'une activité séismique au Pléistocène moyen et supérieur dans le massif Armoricaïn. Implications pour la dynamique du pergélisol européen. Notes et comptes-rendus du Groupe Régionalisation du Périglaciaire, 20, 3-22.
- Westaway, R., 1993. Quaternary uplift of Southern Italy. J. Geophys. Res., 98, B12, 21741-21772.
-

