

Convivere con i grandi movimenti di massa

Alessandro Guerricchio - Professore Emerito di Geologia Applicata dell'Università della Calabria

Testo esteso a partire dalla lezione tenuta all'XI Convegno dei Giovani Ricercatori di Geologia Applicata il 19.09.19 presso la sede di Matera dell'Univ. Basilicata

Dedico questo lavoro al mio amatissimo figlio Francesco, Avvocato, già Ufficiale di Cpl. della Guardia di Finanza, ex Docente a contratto di Materie Giuridiche presso la Facoltà d'Ingegneria dell'Università della Calabria, competentissimo Funzionario dei Servizi Amministrativi del Politecnico di Bari e soprattutto un Grande Uomo di Profonda Fede, Padre Esempiare e Marito Prezioso, tragicamente scomparso il 21-4-2019.

Premessa

Il presente lavoro riporta in forma più ampia i concetti e gli esempi espressi durante la lezione ad invito tenuta nell'ambito dell'XI Convegno dei Giovani Ricercatori di Geologia Applicata il 19 settembre 2019 presso la sede di Matera dell'Università della Basilicata e in numerosi altri lavori dello scrivente pubblicati in passato, forse non sempre adeguatamente conosciuti.

Nelle mie ricerche non ho mai dimenticato gli insegnamenti desunti da illustri Autori quali Albert Heim (1932), con la sua classica sintesi sui fenomeni di scorrimento nelle Alpi, Josef Stini (1943) "fondatore" della Meccanica delle Rocce, Ardito Desio (1949) e Roberto Signorini (1956), pionieri e "pilastri" della Geologia e della Geologia applicata, Bruno Accordi, Guido Devoto, Antonio Praturlon, Marcello Zalaffi (anni 1958 – 1968) e Paolo Scandone (1970), che mi hanno trasmesso la passione per la Geologia e la Geologia Strutturale, nonché quelli di David J. Varnes (1978), Vincenzo Cotecchia, Gregorio Melidoro e Giovanni Valentini, cardini modeni della Geologia Applicata e della Geotecnica; degli ultimi tre ho avuto l'onore di una lunga amicizia e collaborazione scientifica.

Questo lavoro vuole costituire, oltre che una sintesi di diversi studi sviluppati in oltre 50 anni di carriera accademica, anche una presentazione della mia visione della dinamica del territorio, tesa a far comprendere le stringenti implicazioni di carattere applicativo dei fenomeni geologici di grande scala, non sempre adeguatamente comprese anche da molti colleghi geologi.

Come è noto, l'Italia è un paese geologicamente giovane, con una evoluzione geomorfologica intensa e complessa, in cui il sollevamento tettonico recente e ancora in atto fa sì che il suo territorio sia soggetto ad una significativa dinamica condizionata dalla gravità. Questa si esplicita con grandi frane e deformazioni gravitative profonde (DGPV), a volte di dimensioni così ampie da poter meglio essere definite deformazioni gravitative "territoriali" (DGT). Fenomeni che creano forti condizionamenti allo stesso territorio, a volte non immediatamente evidenti, ma che controllano, ad esempio, pure i meccanismi di erosione delle coste, le forme geografico-geomorfologiche di intere regioni, ecc..

Gran parte della mia attività scientifica durante i 50 anni passati è stata dedicata allo studio dei fenomeni gravitativi. Molti studi sono riferiti all'Italia meridionale ed alla Calabria, ma si tratta di manifestazioni che interessano tutto il territorio nazionale ed anche quelli al di fuori di esso. In questo lavoro sono illustrati alcuni casi che permettono di evidenziare come una lettura in termini di movimenti gravitativi, spesso ad ampia scala, consenta di dare una nuova e diversa interpretazione a tante dinamiche del territorio. Dinamiche con le quali è possibile coesistere, ma la cui comprensione è indispensabile per avere una convivenza "sostenibile".

Nei miei lavori riportati (dei quali è sostanzialmente costituito questo scritto), ho voluto differenziare le "rotture tettonico – gravitative" dalle faglie s.s., intendendo indicare colla prima espressione le rotture relativamente profonde condizionate dal sollevamento tettonico del territorio studiato ma soprattutto dalla gravità, come detto, con le conseguenti dislocazioni ed il richiamo verso il basso e verso il vuoto delle grandi masse fratturate e disarticolate. Si tratta quindi di rotture che per la loro ampiezza e profondità, considerati pure i loro andamenti planimetrici (nelle parti

topograficamente più elevate sono “a ferro di cavallo” o arcuati) e la relativamente moderata entità del rigetto, non sarebbero da inquadrare tra le faglie s.s., ma piuttosto tra le DGPV o le Grandi Frane. Sono state pertanto denominate “rotture tettonico – gravitative” ad evidenziare che trattasi di fenomeni di grande scala, in cui la gravità gioca un ruolo dominante, ma la cui origine è generalmente governata dal sollevamento tettonico regionale, unitamente alla natura molto “deformabile” di unità rocciose presenti a non grande profondità, costituenti l’appoggio di quelle a comportamento meccanico “rigido” in affioramento.

Richiamo, in avvio, il drammatico evento nelle Alpi orientali costituito dalla Grande Frana del Vajont, per trattare poi di alcuni esempi gravitativi e di tettonica gravitativa emblematici della Sicilia meridionale e orientale, quindi della fascia adriatica, del Tirreno meridionale, della Basilicata e della Calabria, prima settentrionale quindi meridionale, facendo riferimento per la gran parte, come detto, ad alcuni lavori dello scrivente.

La grande frana del Vaiont

Alle 22.39 del 9 ottobre 1963 scivolò dal fianco settentrionale del Monte Toc, sulla sinistra del bacino d’invaso, l’apocalittica frana del Vaiont che sparse più di 2000 vite umane (Fig. 1. a, i). Un’idea delle dimensioni del fenomeno può essere data con i seguenti dati: una massa di roccia di ca. 270 milioni di mc, di spessore massimo di 250 m ca., con un fronte di ca. 1800 m, si è spostata unitariamente di ca. 400 m in orizzontale ed ha risalito la sponda opposta di 100-150 m, assumendo una velocità massima compresa tra 20-30 m/s, (Fig. 1. i). Il tempo dello scorrimento si aggirerebbe attorno a ca. 45”. Dell’onda prodottasi con l’acqua del serbatoio (Trollope, 1980, afferma essersi verificato pure un fenomeno di acquaplaning), una parte è risalita sul versante opposto lambendo gli abitati di Casso ed Erto, l’altra ha tracimato, insieme a detriti, la diga con un’altezza di oltre 100 m, è precipitata nella profonda gola del Vaiont e ha cancellato l’abitato di Longarone ed altri piccoli centri nella valle del Piave, (Semenza, 1965; Muller, 1967; Selli et alii, 1964; 1968; Hendron et alii, 1985; Melidoro, 1986; Guerricchio e Melidoro, 1986), (Figg. 1. a, b, c, d).

La frana del Vaiont rappresenta un fenomeno singolare ed eccezionale d’interazione tra attività umana ed ambiente geologico, che sembra essere al di fuori degli schemi e modelli derivanti dall’esperienza fino ad allora acquisita, (Melidoro, 1986; Guerricchio e Melidoro, 1986).

Le ripercussioni nella progettazione e nell’esercizio delle dighe già realizzate furono piuttosto immediate: l’esame delle condizioni di stabilità delle sponde non fu più un’eccezione, ma divenne obbligatorio; si procedette alla verifica delle condizioni di stabilità delle sponde dei serbatoi esistenti; nuove norme e raccomandazioni furono introdotte in vari Paesi, tra i quali l’Italia, la Francia, il Giappone ed altri. La frana del Vaiont divenne così nel mondo un importante termine di riferimento.

Nel campo scientifico l’interesse è tuttora tenuto desto dalla mancanza di accordo soprattutto sul meccanismo e sulle modalità di rottura; ma certamente il drammatico evento deve indurre tutti coloro che operano nei settori delle Scienze della Terra, Ingegneria Idraulica e Geotecnica-Geomeccanica ad imparare la lezione sugli “errori commessi”, (Melidoro, 1986).

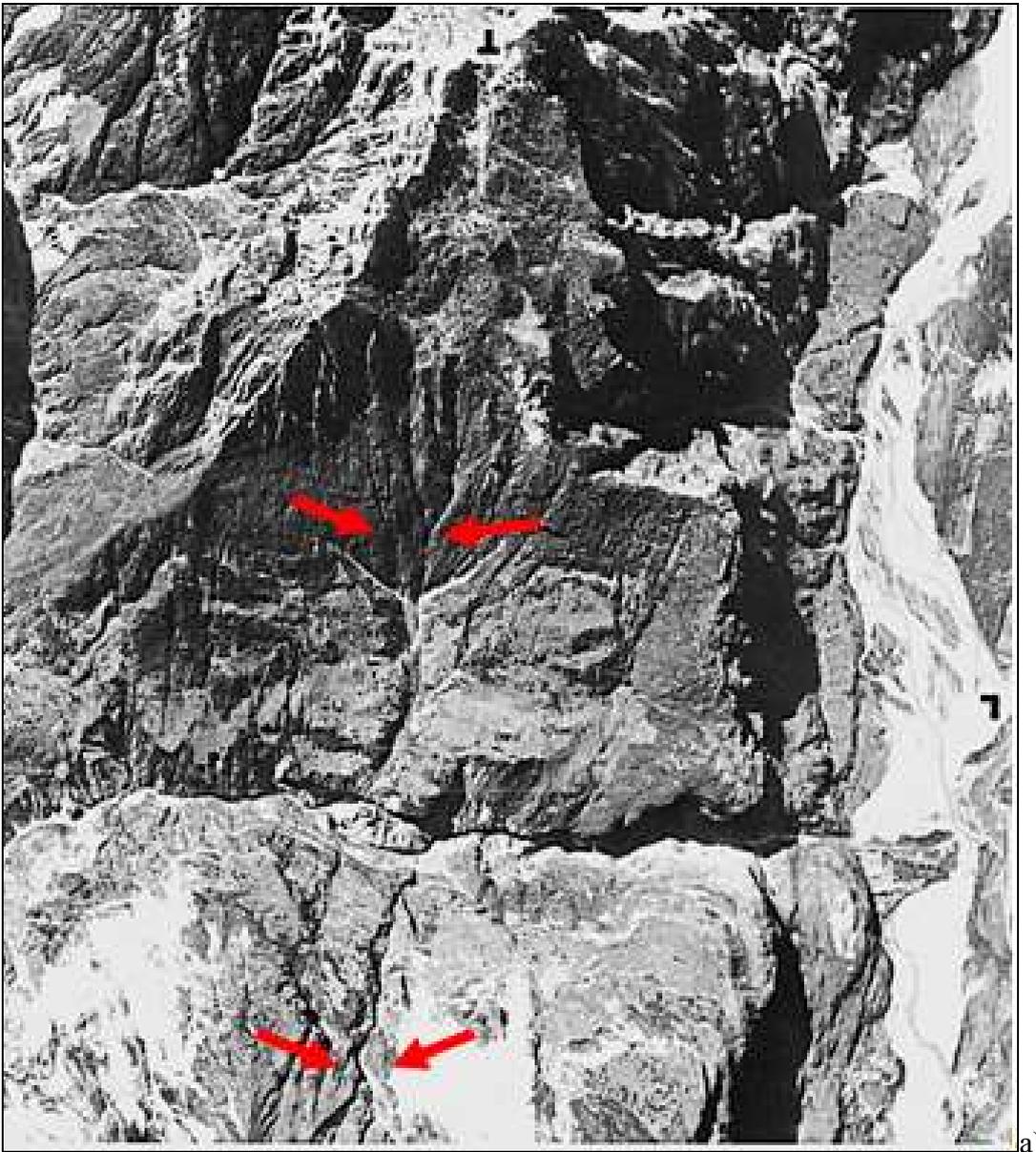
Semenza e Collaboratori hanno approfondito ed esteso ad una zona più ampia i precedenti studi litostratigrafici e tettonici della frana del Vaiont. Lo schema strutturale nelle linee generali resta quello già noto, costituito da una “sinclinale” asimmetrica, detta sinclinale di Erto, lungo il cui asse si è impostato il solco del T. Vaiont, (Fig. 1. l). Questa sinclinale verso N e’ parzialmente ricoperta dal sovrascorrimento del M. Borgà e verso S, sul versante settentrionale del M. Toc dove si è verificata la frana, ha una struttura a “sedia”, con gli strati che costituiscono lo schienale inclinati da 25° a 45° a franapoggio, (Semenza, 1965), (Figg. 1. a, d, g, h, l).

I fenomeni d’instabilità sul versante destro sono fortemente condizionati dalla configurazione litostrutturale determinata col sovrascorrimento tettonico del Borgà, che ha sovrapposto una formazione più “competente” a formazioni meno “competenti” con livelli marnosi. Sul fronte di tale sovrascorrimento si manifestano fenomeni di ribaltamento e di scivolamento sull’ala della piega di

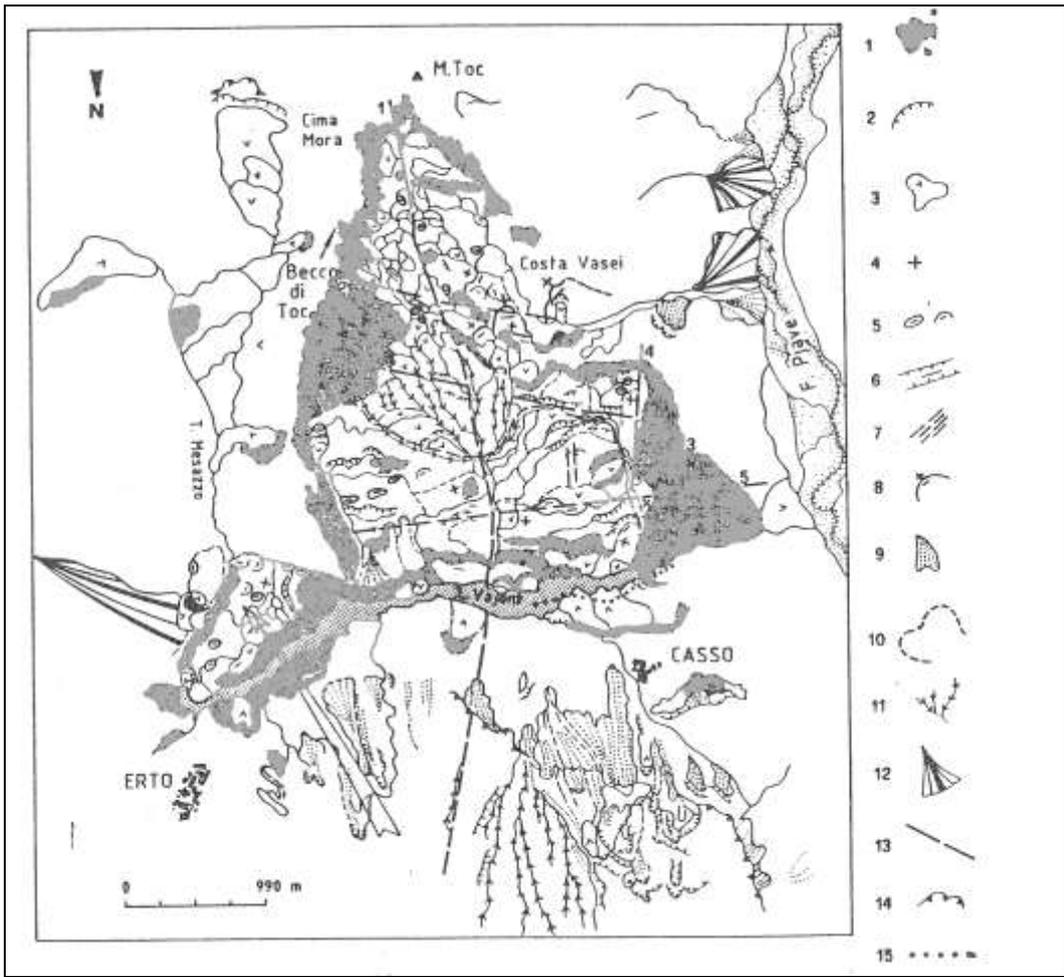
trascinamento con stratificazione a franapoggio, (Figg. 1. f., g, h), (Semenza, 1986; Guerricchio e Melidoro, 1986).

Sul versante sinistro della valle, quello settentrionale del M. Toc, prevalgono i fenomeni di scivolamento determinati dall'accentuata inclinazione a franapoggio. Sotto l'aspetto strutturale, apparentemente esso è costituito da una struttura omoclinale, ma, in realtà, questa è suddivisa da almeno tre importanti discontinuità tettoniche, (Figg. 1. a, b, l). Le principali questioni geologiche e geomeccaniche sollevate dalla frana del Vajont, sulle quali in letteratura non c'è accordo, sono costituite dalla preesistenza o meno di corpi di frana (seppure sia le foto aeree -1. a, e)- mostrino molto chiaramente la sua esistenza) e dai meccanismi che hanno portato all'improvvisa caduta di resistenza sul piano di scivolamento con conseguenti, elevati valori di velocità, (Melidoro, 1986; Guerricchio e Melidoro, 1986).

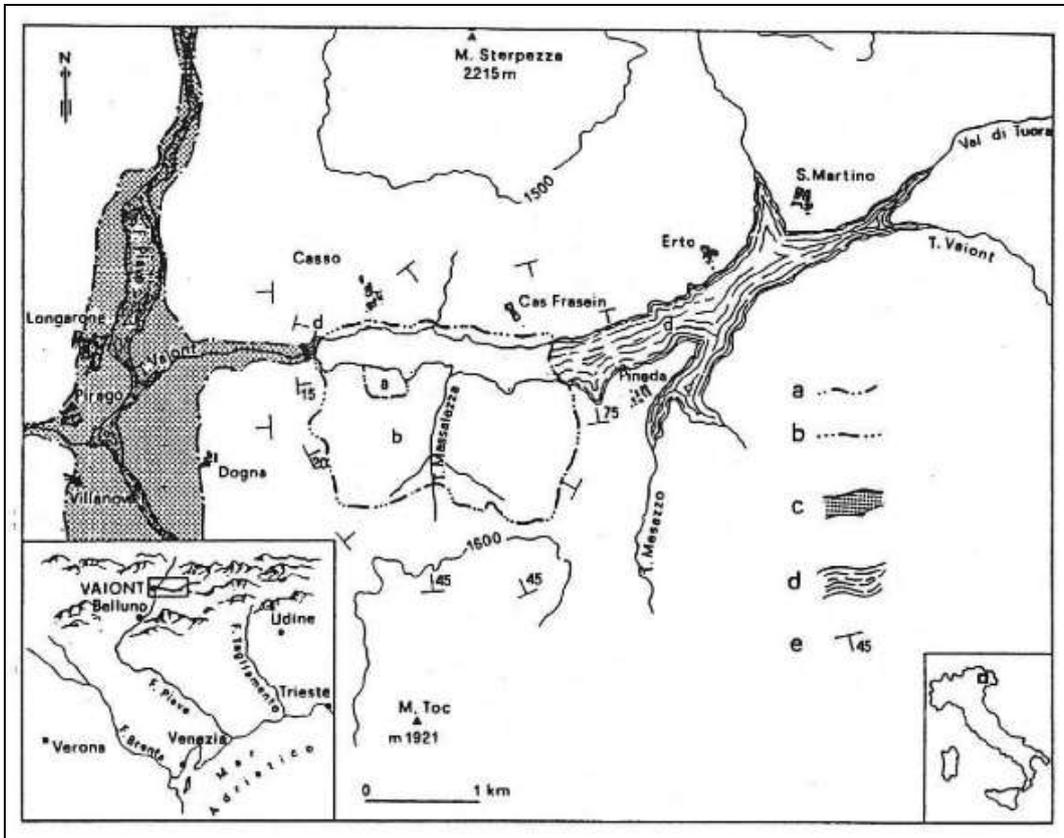
I primi elementi della preesistenza di una paleo-frana sono stati osservati da E. Semenza e F. Giudici (1960), riportati in una "sezione-schizzo", che è un documento ormai storico per la frana del Vaiont. Anche per Hendron e Patton e Guerricchio e Melidoro non vi è dubbio che lo scivolamento del 1963 rappresenta la riattivazione di un'antica frana, (Figg. 1. a, b, d).



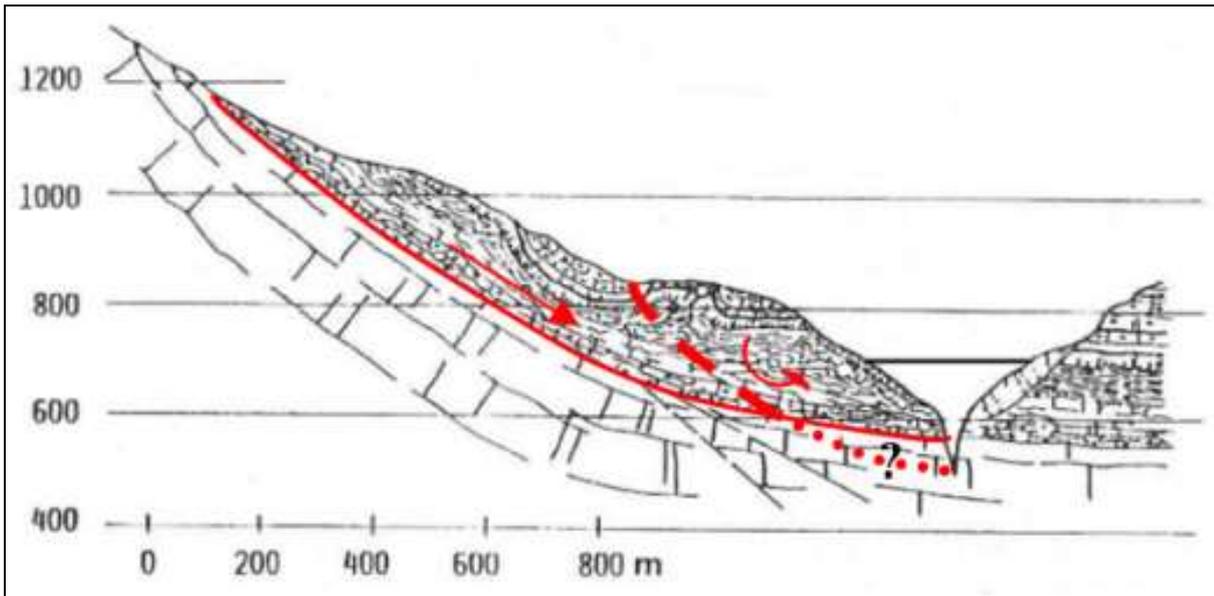
a)



b)



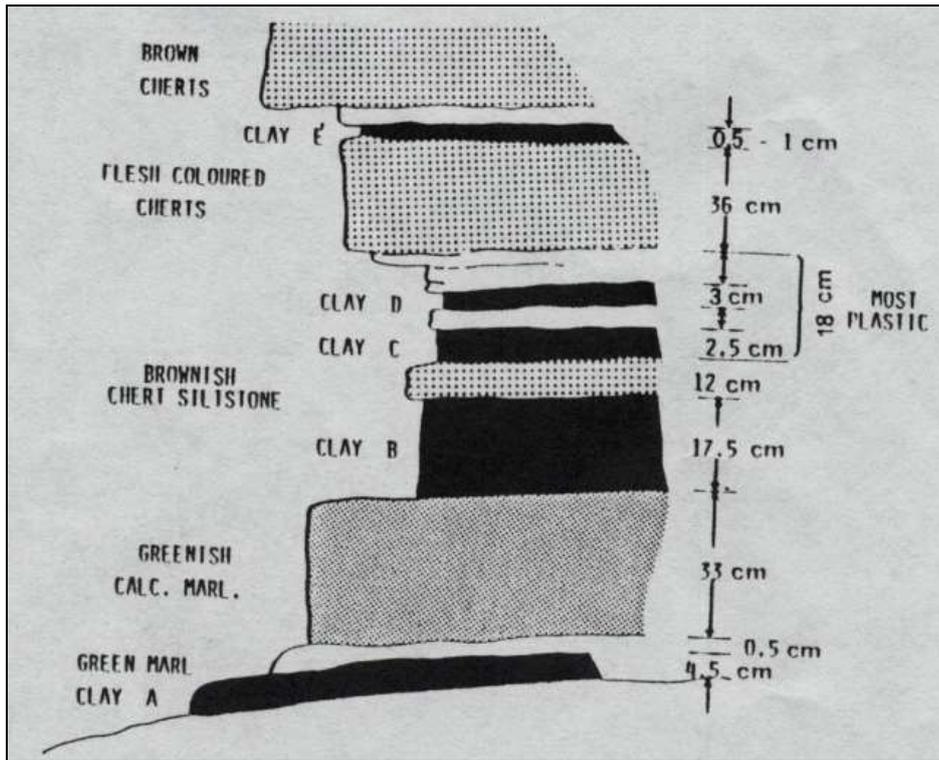
c)



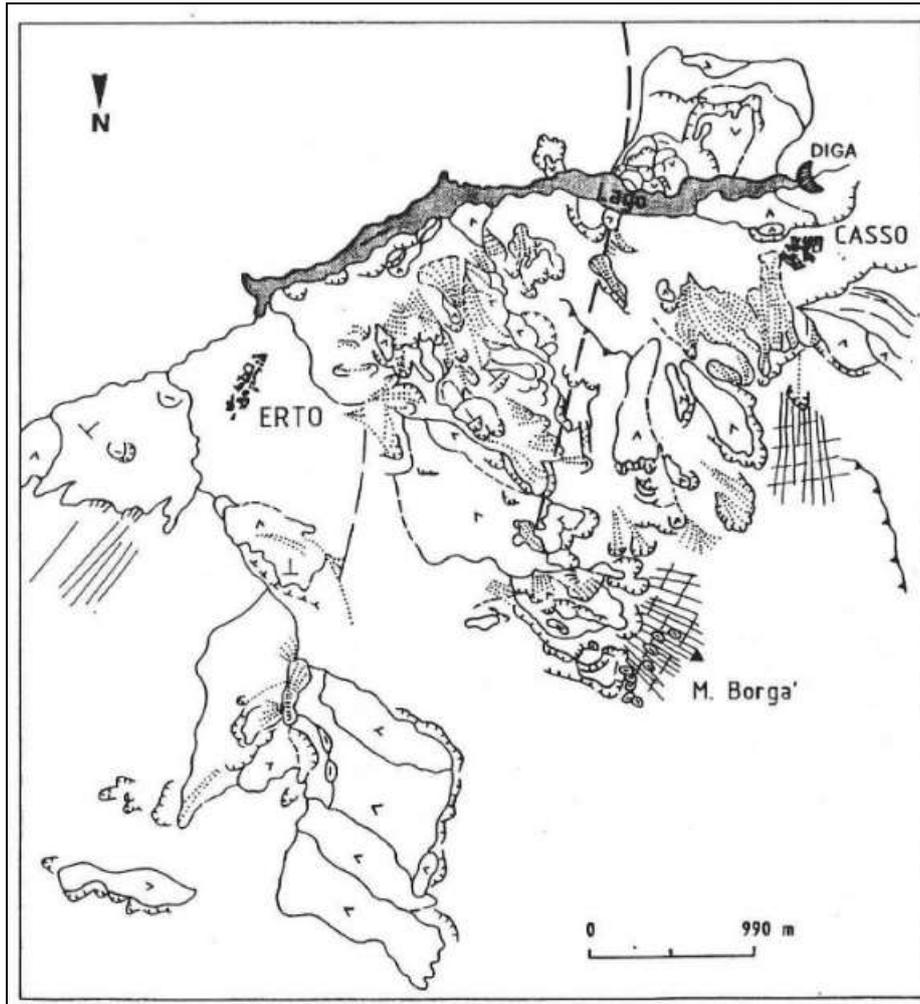
d)



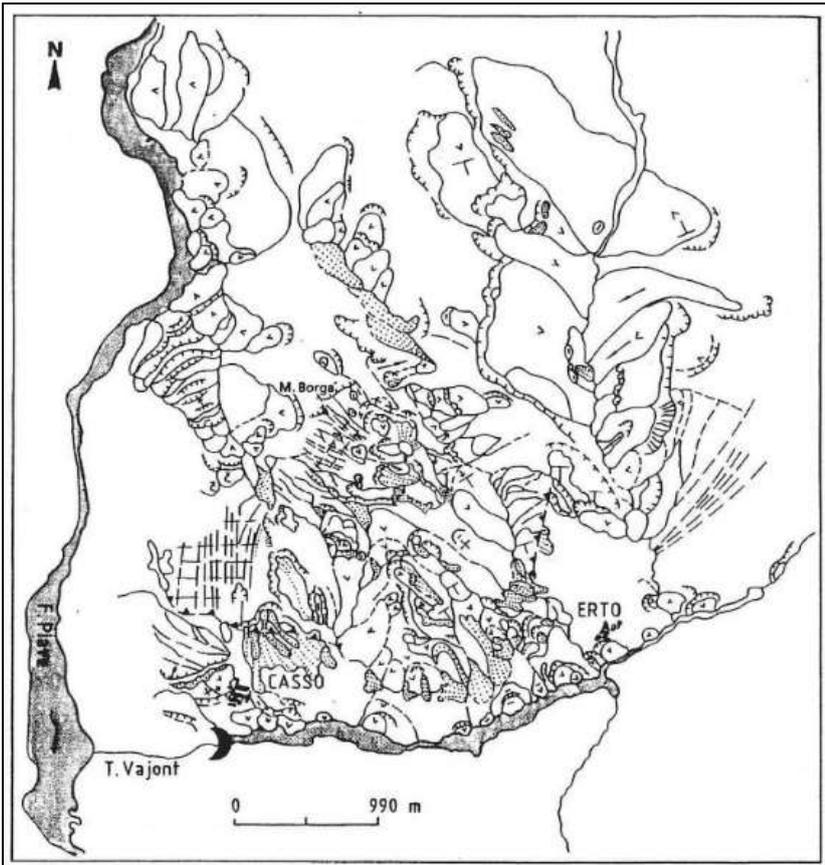
e)



f)



g)



h)



i)

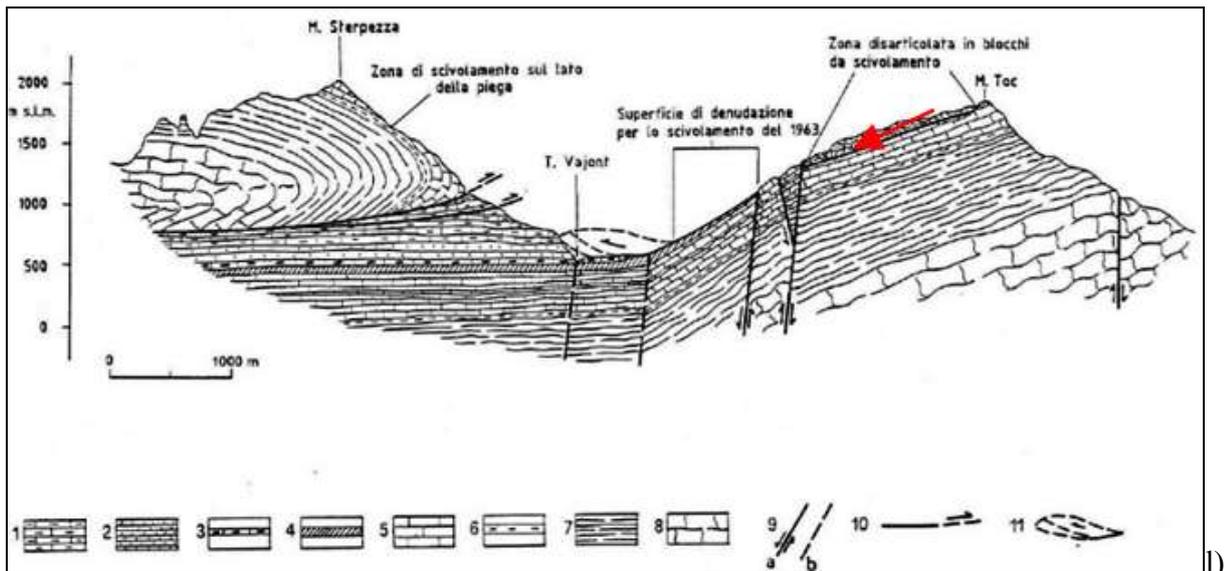


Fig. 1. a) – Fotoaerea del 1954 della zona della paleofrana del M. Toc (il S è in alto), prima della costruzione della Diga del Colombè, da cui si osservano con chiarezza: nel Rio Massalezza passa un rottura NS che fa pendere in direzioni opposte (convergenti verso il Massalezza stesso) l'antica superficie di scivolamento della paleo frana (frecce); i limiti del corpo della "paleo frana", successivamente riattivatisi; il Rio Massalezza in rapido approfondimento perché incide materiali destrutturati della paleofrana; la depressione del Pian della Pozza; il Castelletto, che sposta il T. Vaiont verso N; le zone delle frane del marzo e del novembre del 1960 lungo la sponda sinistra del T. Vaiont; le antiche superfici di "scivolamento" della paleofrana a quel tempo vegetata; il T. Vaiont, il F. Piave, gli abitati di Longarone, Casso, Casere Nelve (sinistra in basso), ecc.; b), g), h) – Carte geomorfologiche dei versanti della Valle del Vaiont insistenti sul bacino d'invaso, ricavate dall'esame stereoscopico delle foto aeree del 1954: 1. a) Cigli; b) Superfici denudate di scivolamento; c) Andamento delle superfici di scivolamento; 2. Cigli e scarpate principali di frane; 3. Limiti dei corpi di frana e senso del movimento; 4. Rigonfiamento da frana; 5. Conche e depressioni da "piping", da frane e subordinatamente da carsismo; 6. Principali "trenches"; 7. Principali fratture; 8. Rotture gravitative allo stato iniziale; 9. "Rock avalanches"; 10. Impronta della frana del 1963; 11. Fossi in forte erosione; 12. Landslide fans; 13. Principali lineazioni tettoniche; 14. Contatto tettonico per sovrascorrimento; 15. Probabile alveo fossile del T. Vaiont; c) – Planimetria generale della zona della diga del Vaiont: a) limite della frana del 1960; b) limite della Grande Frana del 1963; c) Zona invasa e distrutta dall'onda dell'acqua tracimata, a valle della diga; d) Resti del lago dopo la frana; e) Giacitura degli strati (da Guerricchio & Melidoro, 1986); d) – Sezione geologica interpretativa (da Carloni e Mazzanti, 1964, modificata); e) – Parete nordoccidentale del Pian del Toc che dà la precisa idea e configurazione del corpo dell'antica deformazione gravitativa, già evidente dalla fotoaerea a); essa ha coinvolto i "banchi di Soccher" (calcari), che, malgrado qualche parte mostri un certa regolarità nella stratificazione, nell'insieme appaiono sconvolti e chiaramente in scivolamento (frecce) sulla superficie molto inclinata in primo piano; f) – Schema dell'affioramento della Formazione del Cretaceo Inferiore con strati di argilla, a W dell'abitato di Casso. Questo affioramento giace nello stesso livello stratigrafico di quelli alla base della frana del Vaiont (da Hendron e Patton, 1985); i) – Ripresa aerea nel maggio 1964 della massa scivolata nell'invaso. Si deve immaginare che dai "crateri" osservabili nel corpo di frana presso la diga si sollevassero colonne d'acqua e detriti fin oltre 100 m di altezza, che successivamente precipitassero nel profondo canyon a valle della diga; l) – Sezione geologica schematica in direzione NS, trasversale alla Valle del Vaiont (da Semenza & Sapigni, 1986, leggermente modificata): 1. Scaglia rossa. Cretacico Sup. – Paleocene; 2. Calcare di Soccher. Cretacico; 3. Ammonitico rosso. Kimmeridgiano-Titonico; 4. Formazione di Fonzaso. Calloviano-Oxfordiano; 5. Calcare del Vaiont. Dogger; 6. Formazione di Igne. Lias Sup.; 7. Formazione di Soverzene. Lias Inf.-Medio; 8. Dolomia Principale. Trias Sup.; 9. a) Faglie; b) Grandi fratture; 10. Sovrascorrimento; 11. Corpo della frana del 1963, (da Guerricchio & Melidoro, 1986).

Infatti, sul versante settentrionale del M. Toc si osservano accumuli di vecchie frane di scivolamento, testimoniate non solo dai caratteri geomorfologici, ma anche litologici e strutturali, con superfici già sedi di scivolamenti o "scollamenti" per tettonica gravitativa, (Figg. 1. a, b), (da Guerricchio & Melidoro, 1986).

Tra i nuovi elementi geologici, rilevati da Semenza ed altri, che hanno avuto un ruolo importante nella frana, oltre ai caratteri strutturali già detti, vi è da segnalare l'interesse della Formazione di Fonzaso del Malm Inferiore, costituita da calcari micritici e calcareniti a strati sottili con liste e noduli di selce, con interstrati argillosi di spessore non superiore ai 20 cm. In tale formazione viene localizzata la superficie di scivolamento, (Hendron e Patton, 1985), (Fig. 1. f).

La notevole continuità di tali interstrati argillosi multipli, di natura prevalentemente calcio-montmorillonitica, ha costituito per Hendron e Patton la chiave per l'interpretazione del complesso meccanismo dello scivolamento e dell'improvvisa caduta della resistenza. Infatti, oltre ad opporre una resistenza residua molto bassa, risultata tra i 5° e 16° e mediamente intorno ai 10°, essi hanno costituito un livello impermeabile, determinando l'insorgere di sottopressioni durante il riempimento del lago e la concomitante alimentazione della falda dall'acqua di infiltrazione sul versante del Toc, (Hendron & Patton, 1986; Melidoro, 1986; Guerricchio & Melidoro, 1986).

Come accennato, un'altra possibile causa dell'incremento della pressione dei pori e quindi delle elevate velocità raggiunte, una volta iniziato lo scivolamento, è data dal fenomeno dell'acquaplaning (Trollope, 1980). Questo spiega le colonne d'acqua e detriti alte fin oltre 100 m di altezza, che per compressione del corpo di frana sulle acque del lago vennero sollevate nei "crateri" osservabili nel corpo di frana presso la diga, successivamente precipitate nel profondo canyon a valle di questa.

L'analisi geomorfologica della Valle del Vaiont mostra come la catastrofica frana del 1963 è l'ultimo dei grandi eventi gravitativi che in essa si sono verificati dopo il ritiro del ghiacciaio wurmiano. Il bacino artificiale della diga si è sfortunatamente inserito in un momento in cui il versante del Monte Toc era prossimo al collasso, che sarebbe avvenuto naturalmente, seppure in un tempo non precisabile, (Giudici & Semenza, 1980; Melidoro, 1986; Guerricchio & Melidoro, 1986).

In sostanza, la successione dei principali eventi individuati è la seguente:

- In concomitanza del sollevamento del Monte Toc avveniva il lento "decollement" tettonico-gravitativo delle formazioni del Cretacico su tutto il versante sinistro del Vaiont, con locali movimenti più bruschi (fra i quali molto verosimilmente il blocco calcareo-dolomitico de Il Castelletto), con probabile sbarramento del Vaiont, (Figg. 1. a, b).
- Successivamente sul versante destro, dal fronte del sovrascorrimento del M.te Sterpezza scivolava la massa calcarea del Dogger, rappresentata dal corpo di frana de La Pineda, producendo lo sbarramento del T. Vaiont e di alcuni affluenti, con formazione di laghi poi estintisi, (Figg. 1. a, b).
- L'ultimo atto è rappresentato dal catastrofico grande scivolamento del 1963 sul versante settentrionale del Monte Toc, con un nuovo sbarramento del corso d'acqua, (Figg. 1. i, l).

Tra i numerosi insegnamenti che ci derivano dalla frana del Vaiont è opportuno sottolineare la preesistenza di fenomeni di scivolamento, che possono essere ripresi anche dopo lunghissimo tempo, (Figg. 1. a, b). Nello scivolamento di grandi masse rocciose assume un ruolo molto importante la presenza di livelli argillosi, anche molto sottili, (Fig. 1. f), (Hendron & Patton, 1985), insieme alla giacitura a franapoggio, spesso tenuta in nessuna o scarsa considerazione. Altro importante segno premonitore d'instabilità dei versanti è rappresentato dalla forte attività erosiva del reticolo idrografico, che si manifesta con rapidi approfondimenti e notevole trasporto solido (ad es. il Rio Massalezza nel Vaiont, o il versante settentrionale del M.te Costantino nella Fiumara Buonamico, Calabria meridionale, (Fig. 1.a; Fig. 45f), (Guerricchio & Melidoro, 1969; 1973), dando luogo alla formazione di coni di deiezione da frane (landslide fan). Tali incisioni vengono ad isolare intere o parti di corpi di antiche frane, già costituite da rocce rilassate, disarticolate o destrutturate.

Nelle masse di rocce calcareo-dolomitiche molto fratturate vengono attribuite a forme carsiche quelle che in realtà rappresentano prevalentemente forme derivanti da dislocazione da frane, elaborate da piping più che da vera dissoluzione carsica, come ad es. presso la cima del M. Toc, (Fig. 1. a), (Guerricchio & Melidoro, 1969; 1973; 1986).

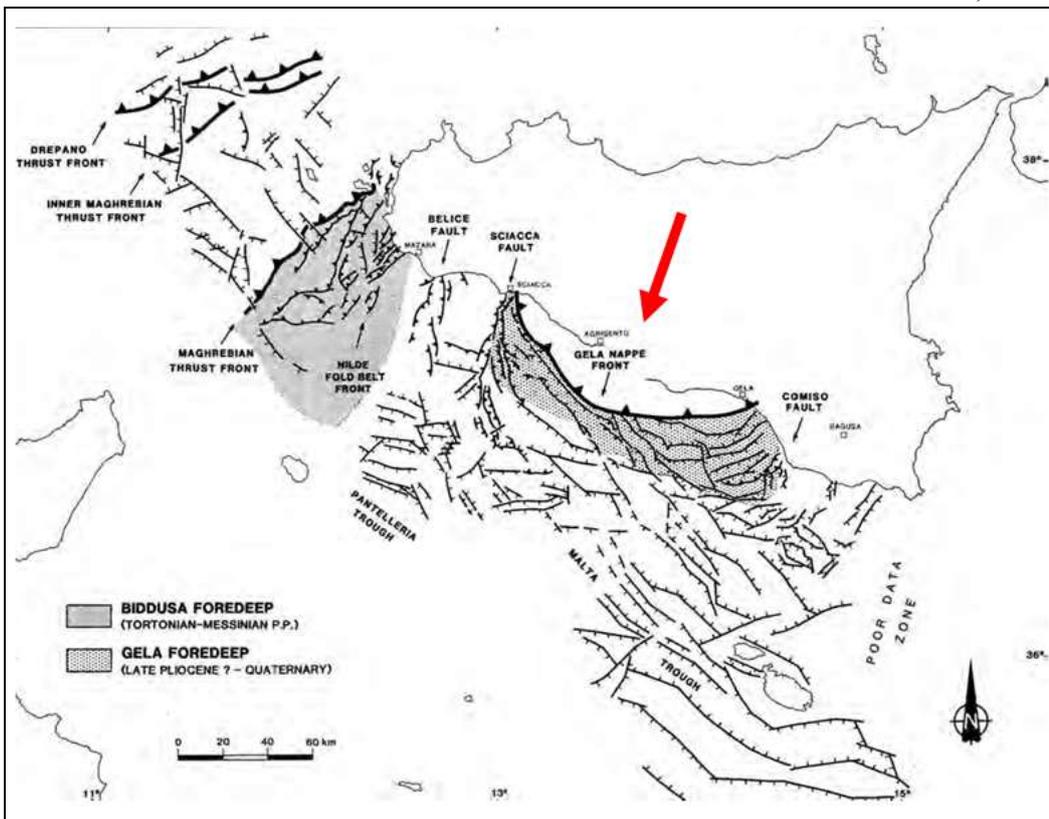
Sicilia

Erosione costiera

Il tono morfologico del territorio di Agrigento è condizionato dal grande spostamento verso S delle formazioni geologiche costituenti la Falda di Gela (Figg. 2. a, b), caratterizzata da unità a prevalente comportamento geotecnico "plastico". Pertanto i materiali rocciosi in movimento grosso modo dal centro della Sicilia (Fig. 2. a), pervenendo nel territorio Agrigentino danno luogo ad una serie di deformazioni gravitative (DGPV) spesso interpretate in chiave tettonica. Queste DGPV e Grandi Frane (meglio sarebbe classificarle "Deformazioni Gravitative Territoriali" o DGT) non hanno risparmiato neppure la collina sulla quale poggia il centro abitato (Figg. 2. c, d, e, f). In essa, infatti, la struttura a franapoggio con inclinazione di circa 30° delle calciruditi e delle calcareniti della Formazione di Agrigento del Pleistocene inferiore (Fig. 2. e) ha favorito l'esteso e profondo scollamento, che ha coinvolto queste ultime litologie e quelle argillose e sabbiose stratigraficamente sovrapposte alle prime. La deformazione è del tipo scorrimento traslazionale, associata a scorrimento in blocchi; essa ha comportato la mobilitazione di una parte di strati calcarenitici, favorita anche da alternanze argillose ed argilloso-sabbiose che costituiscono la Formazione di Agrigento, fino al Fiume S. Anna (Hypsas) nell'area sud-occidentale e fino al Fiume S. Biagio (Akragas) in quella sud-orientale, (Fig. 2. e). L'estesa DGPV ha avuto un maggiore sviluppo nella metà orientale della collina su cui sorge la rupe Atenea (351 m s.l.m.) ed una parte della città, grosso modo ad E della stazione ferroviaria (Figg. 2. e, f). Da quest'ultima, in direzione NNE-SSW è presente una parete da subverticale ad inclinata, che costituisce il fianco destro del vasto, antico scorrimento, la cui scarpata principale è proprio rappresentata dalla pendice che, dalla linea spartiacque della cresta calcarenitica passante pure per la rupe Atenea, termina grosso modo in corrispondenza della strada che rappresenta la continuazione ideale della linea ferroviaria verso ESE (Fig. 2. h). La massa così staccatasi, di cui sono riconoscibili più superfici secondarie di scorrimento, porta livelli di calcareniti, costituenti il rilievo (101 m s.l.m.) su cui ricadono i Templi più importanti (Giove, Giunone, ecc.), a ruotare contro monte durante lo scorrimento assieme ad una porzione delle sottostanti argille grigio-azzurre del Pliocene medio-superiore, appartenenti alla Formazione di Monte Narbone, (Figg. 2. g, h). Tale movimento dà luogo ad una classica forma vagamente sinclinaloide, tipica di frane per scorrimento traslazionale (vedi Vaiont), che può evolvere in movimento rototraslazionale contromonte delle masse presenti nella zona di piede, (Fig. 2. i). Questo meccanismo determina la presenza di una depressione che spesso può essere occupata da un lago all'interno del corpo di frana, rapidamente colmato da detriti di varia provenienza e quindi fortemente eterogenei.



a)



b)



c)

Fig. 2. a) – Modello strutturale della Sicilia con anomalie gravimetriche di Bouger. Il segno meno (-), minimo negativo, indica mancanza di materiale geologico in “trasferimento” gravitativo verso i settori

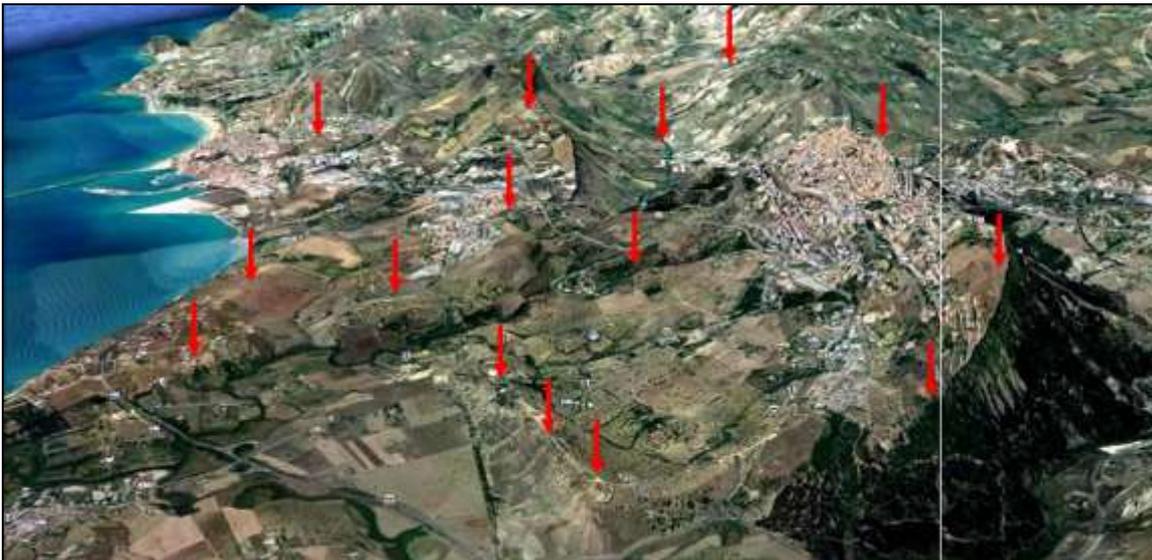
meridionali. Infatti, le suddette anomalie sono “spanciate” verso i fondali del Canale di Sicilia (al pari delle isoanomale, del rosario delle Argille Varicolori a S e ESE, dei depositi plio - pleistocenici, nonché dell’andamento arcuato del profilo dell’attuale costa). Le frecce suggeriscono i versanti spostamento delle masse affioranti, dal centro della Sicilia verso la depressione tettonica (canyon sottomarino) del Canale di Sicilia; **b**) – Schema strutturale del Canale di Sicilia, derivante dall’interpretazione di linee sismiche e mostrante l’evoluzione neogenico-quadernaria, in particolare del settore nord-occidentale e i caratteri transpressivi dell’offshore Sciacca-Mazara del Vallo (da Antonelli et alii, 1988); **c**) – Le unità dal Tortoniano Superiore (10-9 Ma) al Pleistocene (1.8-1.4 Ma) sono sostenute dal “Complesso in prevalenza argilloso con lembi marnosi di varia età miocenica e blocchi lapidei di varia natura, età e dimensioni del Miocene medio” (10 Ma). Tale Complesso, molto plastico e instabile, tende a mobilitarsi anche con bassi angoli di attrito, trasportando verso la costa i depositi ad esso soprastanti (freccione), favorendo quindi i fenomeni di erosione marina che rileviamo nella costa meridionale siciliana, a cui si aggiungono le deformazioni gravitative.



d)



e)



e')

Fig. 2. d) – e) – e') – Due esempi della costa agrigentina “sconvolta” da una serie di antiche frane da scorrimento rotazionale, che, nel loro spostamento verso il mare, provocano un'intensissima erosione attribuita, però, alla sola azione di quest'ultimo.

Il movimento principale ha avuto uno sviluppo nella sua lunghezza, a partire dal coronamento della scarpata, di circa 2500 m, terminando in corrispondenza della S.S. 115 che decorre al di sotto dei Templi, collegando Villaggio Mosè e Villaseta.

Tale movimento tuttavia deve continuare fino alla confluenza tra il T. S. Biagio (Akragas) e il F. S. Anna (Hypsas). Nella parte occidentale della collina di Agrigento lo scorrimento è stato più contenuto al punto che le calcareniti di quella parte della collina mostrano un volume molto maggiore. Tuttavia, anche in questa sede sono avvenuti scorrimenti traslazionali che hanno solo prodotto spostamenti dell'ordine di 1250 m verso SSW. In detta dislocazione dev'essere stato pure coinvolto il corpo roccioso sul quale ricade la porzione orientale dell'abitato di Villaseta. E' possibile che questo grande distacco, che ha impegnato l'esteso fronte della collina di Agrigento

per oltre 3500 m, abbia anche generato il contemporaneo spostamento verso SW delle formazioni argillose della fascia di località Maddalusa, compresa fra Porto Empedocle e S. Leone.

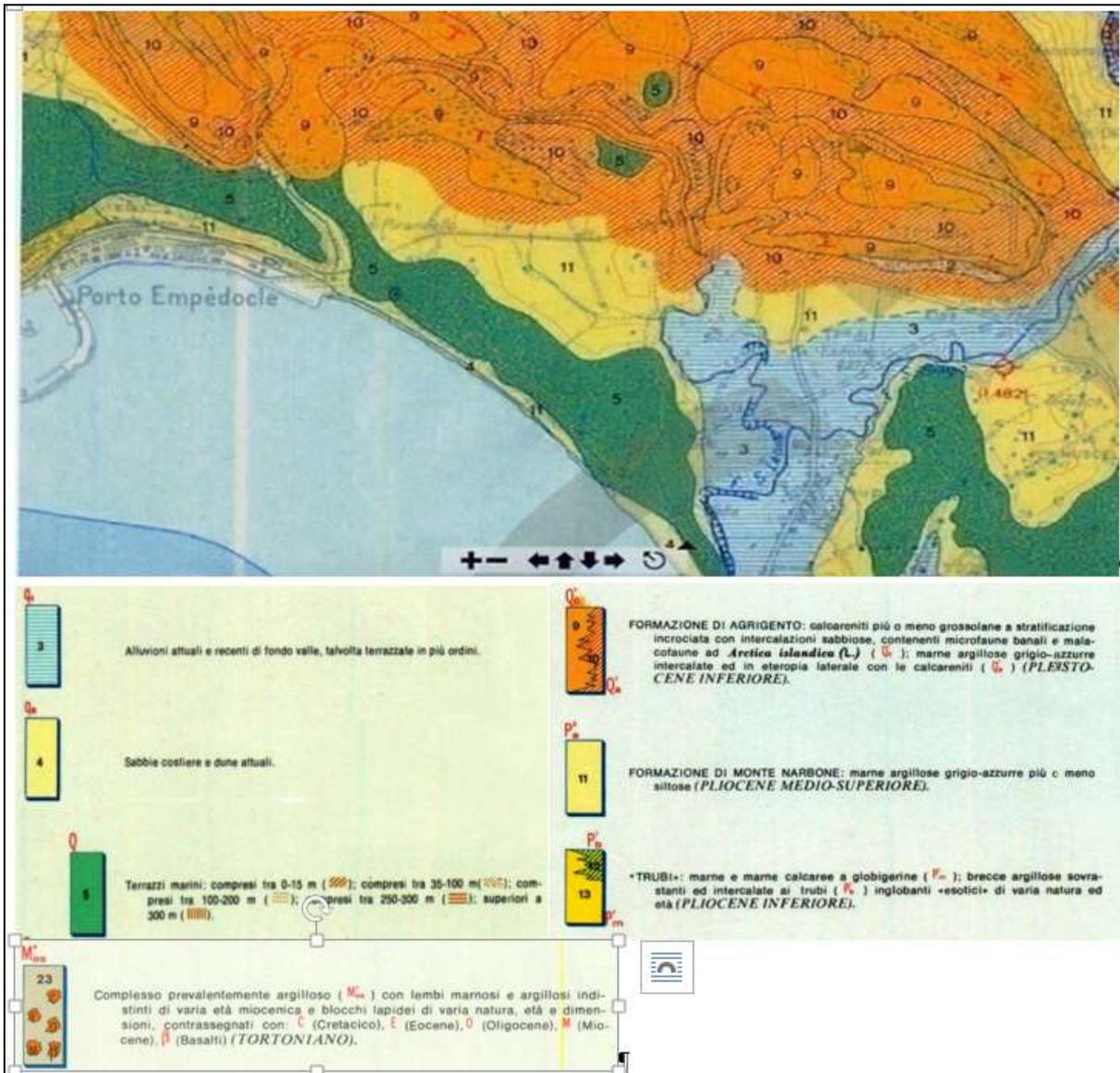
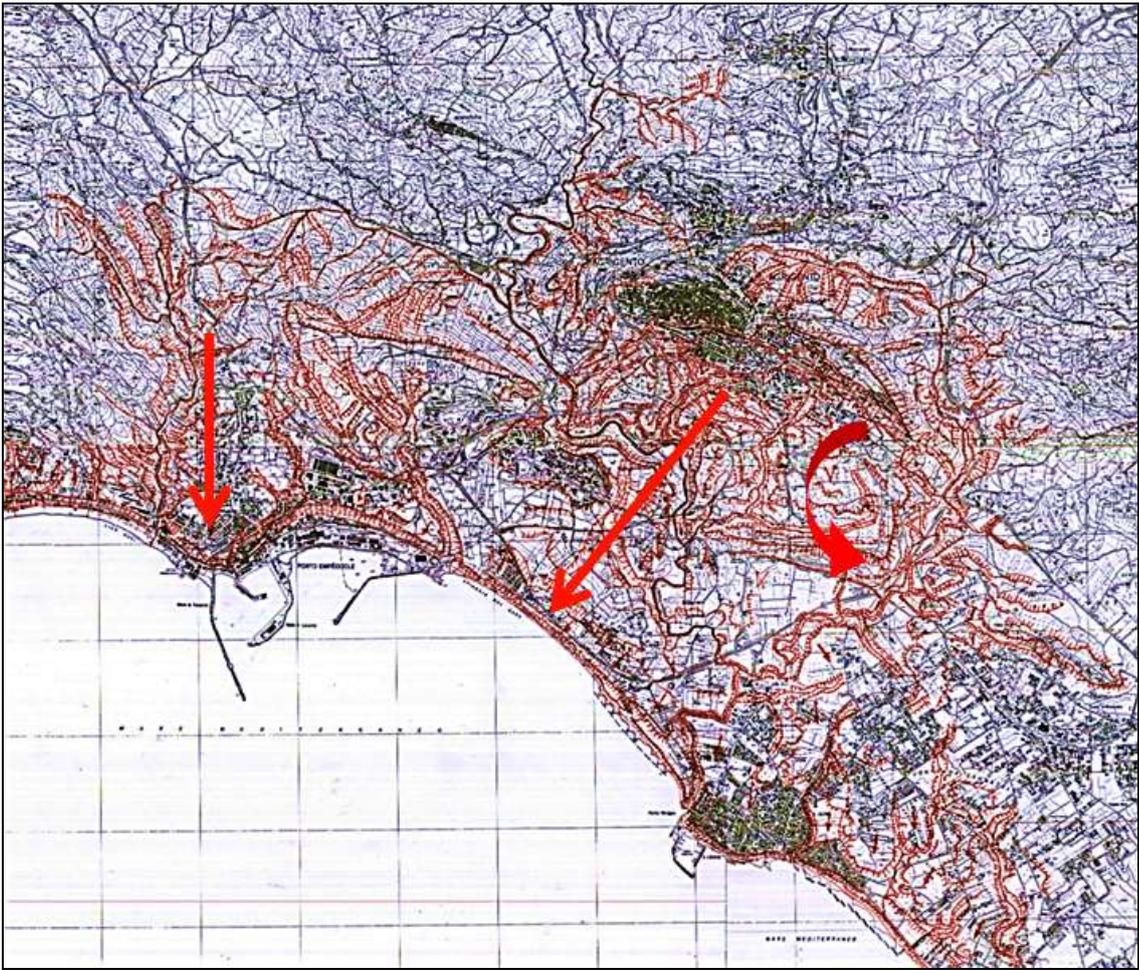


Fig. 2. f) – Carta Geologica della zona di Agrigento-Porto Empedocle. Legenda: $I q_2$ (3) e $i q_s$ (4) sono depositi continentali, mentre $i Q$ (5) sono depositi marini, tutti dell'Olocene; i depositi marini Q'_c (9) e Q_a (10) sono del Pleistocene Inf., P_a^2 (11) del Pliocene Medio-Sup., P'_b (12) e P'_m (13) del Pliocene Inf.

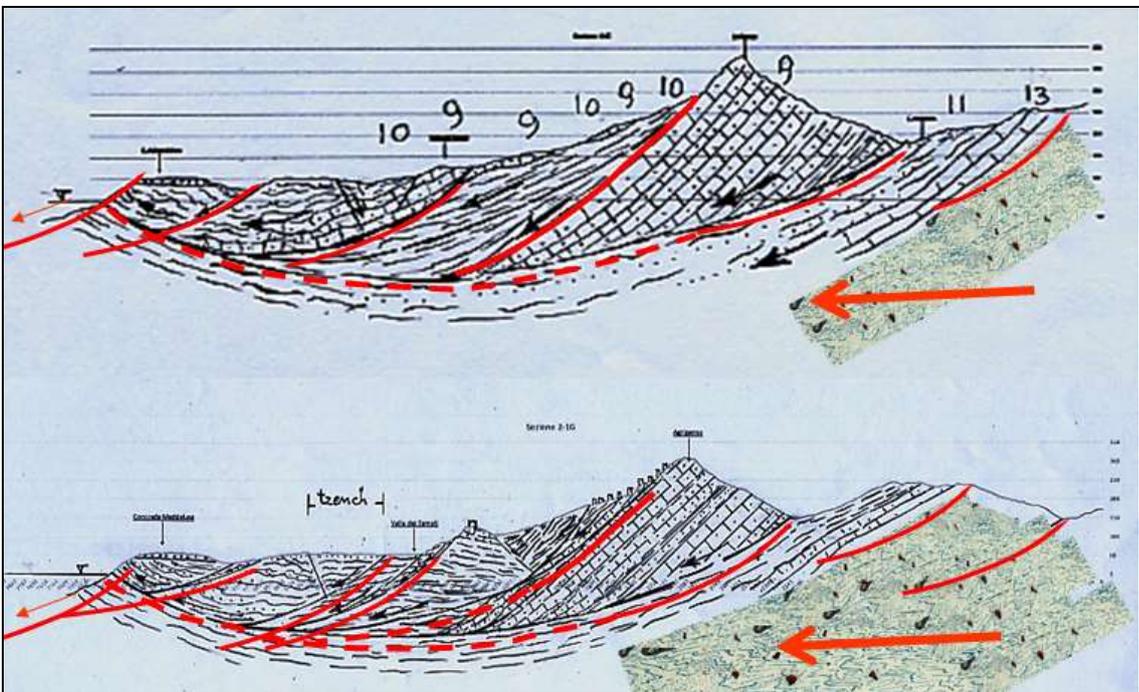
Esse ricadono direttamente al fronte di detto movimento gravitativo, ove numerosi sono i segni di deformazioni da DGPV ancora attivi. Un aspetto che può collegarsi al perdurare dell'esteso movimento che comprenda pure le argille della suddetta località Maddalusa è, ad es., la fortissima erosione del litorale, ove la vera e propria spiaggia, ridotta a pochi metri, è a ridosso di una lunga e continua falesia in argille del Pliocene Medio Sup. attiva e in frana, (Figg. 2. f, g, g', h, i, l).



g)



g')



h) - i)

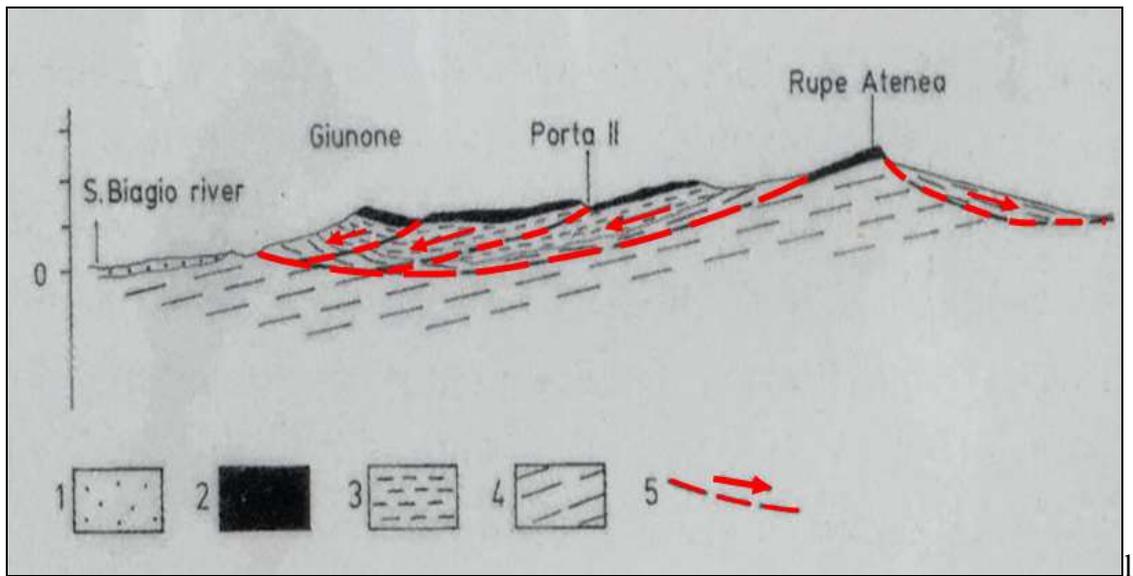


Fig. 2. **g) – g’)** – Carte geomorfologiche di Agrigento, finalizzate alle DGPV ed alle Grandi Frane: 1. Scarpata principale; 2. Rottura e limite principali della DGPV; 3. Scarpata secondaria di scorrimento, talora con depressioni da trenches; 4. Trench principali e verso di trazione; 5. Scorrimento rototraslazionale; 6. Colata; 7. Principali blocchi scivolati; 8. Basculamento (la freccia indica il verso del massimo abbassamento, corrispondente al segno – (meno); 9. Rigonfiamenti da compressione; 10. Versi principali di scorrimento (la freccia piccola si riferisce allo scorrimento che ha prodotto la struttura basculata su cui poggiano i Templi Magno Greci, quella grande alla estesa DGPV fino alla costa); 11. Spostamento laterale d'alveo; 12. Tratto di costa in accentuata erosione; 13. Giacitura degli strati; 14. Traccia di sezione geologica; **h) – i)** – Sezioni geologiche schematiche della collina di Agrigento. Pleistocene inf.: 1. Formazione di Agrigento: calciruditi e calcareniti con intercalazioni sabbiose e livelli argilloso-sabbiosi; 2. F.ne di Agrigento: marne argillose ed argille sabbiose grigio-azzurre, talora sabbie fini limose. Pliocene: 3. Formazione di Monte Narbone: marne argillose ed argille grigio-azzurre; 4. Trubi: marne e marne calcaree con livelli di breccie argillose nelle zone di “disturbo” gravitativo; 5. Superfici di scorrimento e versi di movimento; **l)** – Sezione geologica schematica della porzione orientale della collina di Agrigento. 1. Formazione di Agrigento. Calciruditi e calcareniti con intercalazioni sabbiose e livelli argilloso-sabbiosi (Pleistocene inf.); 2. Formazione di Agrigento. Marne argillose ed argille sabbiose grigio-azzurre, talora sabbie fini limose (Pleistocene Inf.); 3. Formazione di Monte Narbone: marne argillose ed argille grigio-azzurre (Pliocene medio-sup); 4. Trubi: marne e marne calcaree con livelli di breccie argillose nelle zone di disturbo gravitativo (Pliocene Inf.); 5. Superfici di scorrimento e versi di movimento, (da Guerricchio, 2001, 2016).

L'inizio del fenomeno gravitativo, tuttora in lenta evoluzione, è certamente tardo pleistocenico, con riprese quasi certamente risalenti all'inizio dell'Olocene (20.000/15.000 anni fa), da mettersi ancora in relazione con la rapida regressione marina di quel periodo. Il mancato riconoscimento da parte di alcuni Autori dell'antica DGPV ha poi condizionato l'interpretazione del modello strutturale, non già come fenomeno gravitativo e quindi da "trazione", bensì come sinclinale asimmetrica con asse da NE a SE e cioè come fenomeno tettonico da compressione. Tutto il versante settentrionale, nord-orientale e nord-occidentale della collina di Agrigento è interessato da estese deformazioni gravitative attive che inducono forti irregolarità nei tracciati stradali ricadenti in quelle aree, limitando altresì lo sviluppo edilizio e condizionando la stabilità stessa dell'edificato esistente.



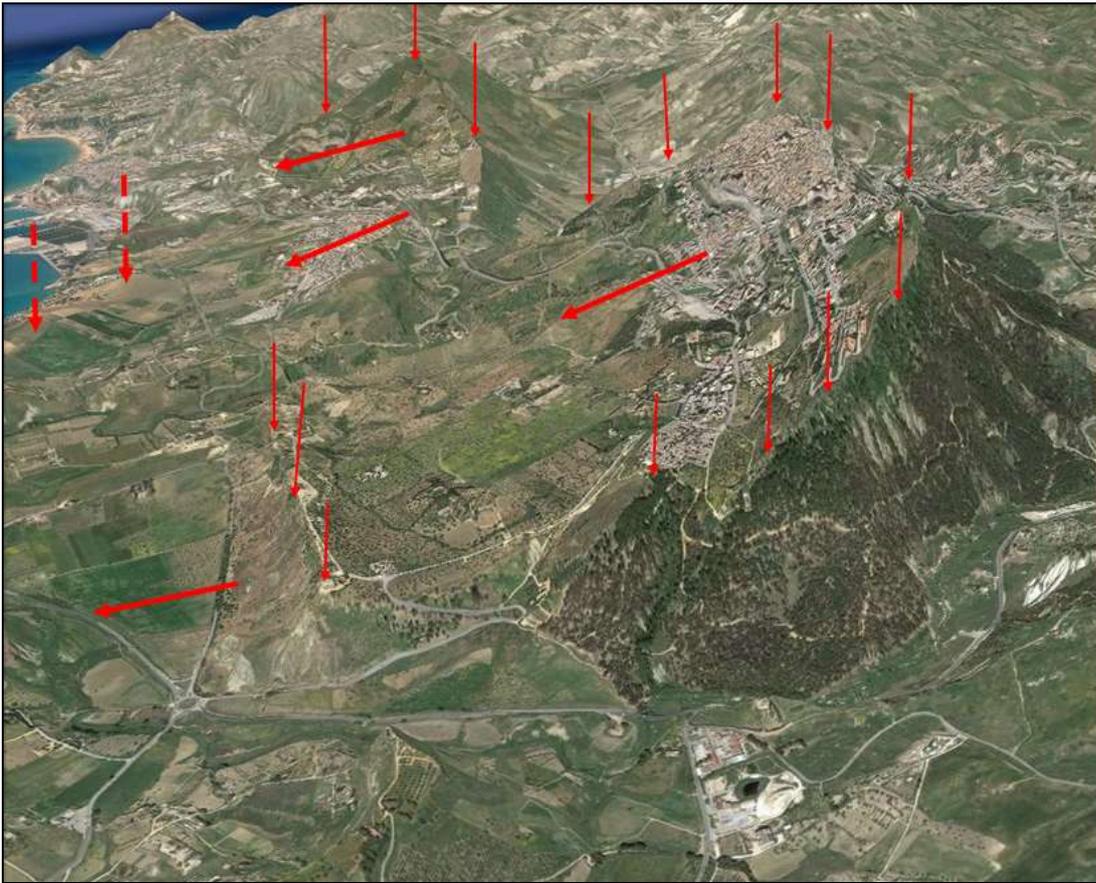
l')

Fig. 2. l') – Il territorio di Agrigento-Porto Empedocle appare coinvolto da numerose rotture a taglio prodotte da gigantesche “frane rotazionali”. In tali rotture si impostano le valli ed i principali corsi d’acqua, che modellano il paesaggio, conferendogli un aspetto ondulato simile a un “mare in tempesta”. Le frecce individuano l’inizio di alcune scarpate di frana e quella presso la costa un rigonfiamento da deformazioni plastiche.

Infine, i movimenti gravitativi più profondi sono favoriti dalla presenza della formazione salina, a cui seguono, dal basso verso l'alto, terreni comprendenti: gessareniti; gessi straterellati o saccaroidi con intercalazioni argilloso-marnose-siltoso-micacee; marne calcaree e breccie argillose; marne argillose grigio-azzurre, calcareniti e breccie argillose sovrastanti o intercalate; sabbie gialle ed argille sabbiose lagunari, quasi tutti terreni a comportamento plastico. Ma l'unità di base responsabile degli estesi movimenti, non affiorante nella zona esaminata, è data dal “Complesso prevalentemente argilloso con lembi marnosi e argillosi indistinti di varie età miocenica e blocchi lapidei di varia natura, età e dimensioni” del Tortoniano. Essa molto richiama il Complesso delle Argille Varicolori Scagliose della Calabria e dell'Appennino, molto instabili, responsabili, quando presenti, delle Grandi Frane nelle suddette regioni.



m)



n)

Fig. 2. **m)** – Il territorio di Agrigento-Porto Empedocle. Le frecce indicano le rotture principali da scorrimento rotazionale e da espandimenti laterali e il verso del movimento di una parte delle Grandi Frane. Notare gli interventi con strutture a T o a martello nella spiaggia a W del porto; **n)** – Le frecce verticali continue percorrono l'inizio delle scarpate di scorrimento, quelle tratteggiate aree rigonfiate da compressioni mentre quelle più lunghe i versi di movimento degli estesi scorrimenti gravitativi.



o)



p)

Fig. 2. **o)** – Profonda erosione nella falesia marina “Spiaggia del Chaos” di Agrigento, prodotta dall’esteso, immenso “scorrimento rotazionale” e dagli “spandimenti laterali” (DGPV) dell’intero territorio. Questi, a partire almeno dall’abitato, giungono fino alla costa, (ragionevolmente proseguendo anche nel fondale marino) rialzando la zona del piede apparente della DGPV, costituita dalle Argille di Nardone del Pliocene, che in tale dinamica si “aprono” e si fessurano; **p)** – Particolare della precedente figura, che meglio chiarisce il movimento rototraslazionale del tratto costiero verso il mare e la morfodinamica delle “aperture” e fessurazioni delle argille (frecce). Sullo sfondo la città di Agrigento.



q)



r)

Fig. 2. q) - r) – Altri aspetti dei fenomeni di profonda erosione nella falesia marina di Agrigento nelle Argille di Monte Nardone, ove la costa è sempre alta (in frana) e le spiagge sono del tipo “pocket beaches”.



s)



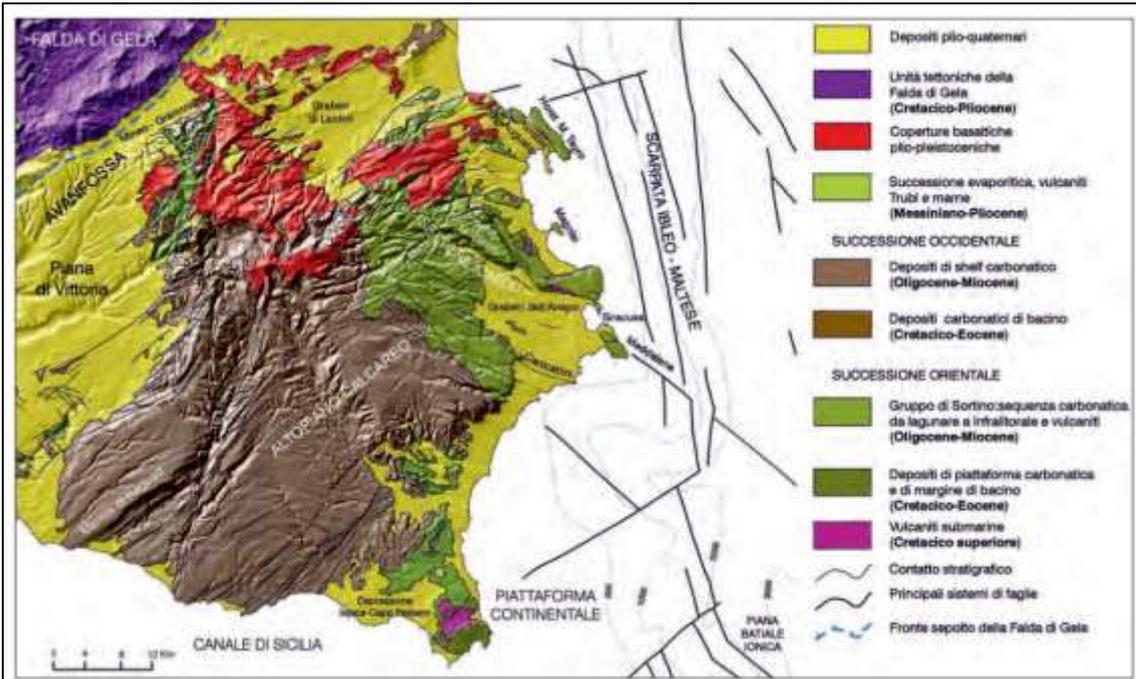
Fig. 2. s) – t) - Località ad ovest della costa di Agrigento, che ben illustrano il motivo rototraslazionale multiplo caratterizzante l'intera fascia costiera, con masse che, spostandosi per fenomeni tettonico-gravitativi verso la costa, vi inducono forti erosioni marine, seppure la convinzione, anche di geologi, è quella che tale erosione sia prodotta dalle "mareggiate" (che certamente agiscono negativamente), ma il primo "motore" è quello gravitativo che "trasporta" le formazioni "rocciose" ad "occupare" "proprietà" del mare.

Iblei

Altro importante esempio del convivere con i grandi movimenti di massa è rappresentato dalla parte meridionale dell'Altipiano calcareo degli Iblei, (Sicilia di SE), (Figg. 3. a, b). Qui già l'andamento arcuato-convesso in diversi tratti della linea di costa attuale indica l'esistenza di vasti corpi (DGPV o DGT) in "spostamento" verso il mare, in un territorio che, almeno per la sua natura litologica, dovrebbe assicurare grande stabilità e difficoltà di erosione. In esso ricadono, poi, importanti centri urbani quali Modica, Ragusa e dove il M.te Renna (671m) è la vetta più elevata e il Fiume Irminio ed il Torrente Tellaro i corsi d'acqua che delimitano le suddette DGPV, veri e propri "binari" di scorrimento, rispettivamente a W e ad E, (Figg. 3.a, b).



a)



b)

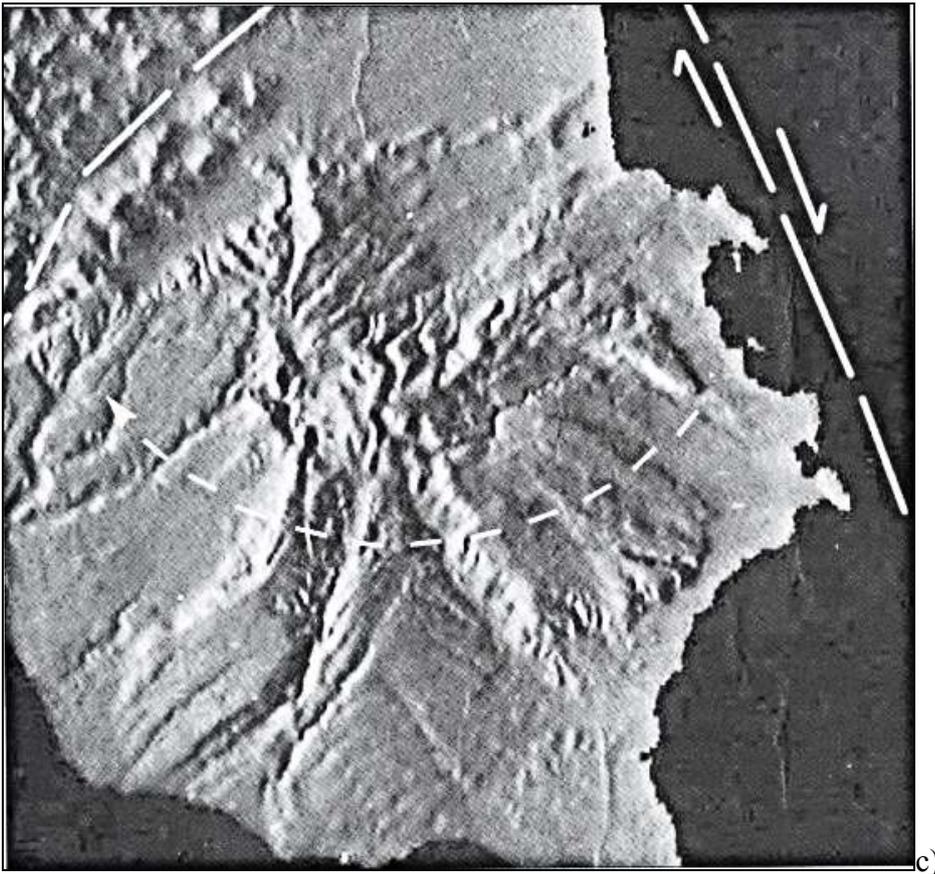


Fig. 3. **a)** – Immagine satellitare del territorio degli Iblei, da cui si osservano DGPV o meglio “Deformazioni Gravitative Territoriali” (DGT), le cui rotture, componendosi con quelle di natura tettonica, isolano estesissime masse rocciose in lento spostamento verso la costa; **b)** – Carta geologica (da Lentini & Carbone, 1988), da cui si ricavano le formazioni lapidee carbonatiche, in appoggio su vulcaniti. Le prime sono in lenta deformazione gravitativa verso S, favorendo l’erosione marina lungo un tratto di costa carbonatica non minore di ca. 20 km; **c)** – DTM della struttura carbonatica dei Monti Iblei, da cui si evincono, oltre ai sistemi di faglie principali radiali, alcune DGPV, quali quelle di Noto, Noto antica e gran parte delle aree a N del M.te Lauro, ove ricadono i centri abitati di Grammichele, Mineo, Francofone, Militello, Scordia, Palagonia, Vizzini, ecc., oltre quelle tra le valli dei fiumi Cassibile, Cavadonna e Anapo. Fra la valle del Cassibile e l’Anapo esiste un movimento a gradinata verso N responsabile della deformazione ad arco con convessità, sempre verso N, a carico di quest’ultimo corso d’acqua, (da Guericchio, 2001).

Come si desume dal bellissimo lavoro di Lentini (Lentini & Carbone, 2013), il *plateau* Ibleo rappresenta un settore emerso del Blocco Pelagiano, delimitato dalle aree fessurate sul suo margine nord-occidentale da un sistema di faglie normali di notevole rigetto orientate NE-SW (Fig. 3. b), (Antonelli et al., 1987). Queste ribassano verso NW, originando l’Avanfossa Gela-Catania, che è occupata dalle unità alloctone del cuneo frontale della catena, la Falda di Gela. Verso NW la successione carbonatica iblea si estende al disotto delle unità tettoniche “pellicolari” del *roof thrust system* della Catena Appenninico-Maghrebide, per poi risalire, collegandosi ad una generale culminazione che si esprime nel Sistema a *Thrust* Esterno. La copertura sedimentaria del *plateau* Ibleo è nota fino ad una profondità di circa 5.5 km (sondaggio Vizzini 1 - 5.507 m, presso l’abitato di Vizzini), dove sono stati perforati livelli del Triassico medio, mentre non vi sono informazioni circa l’intervallo Permo-Triassico, identificato solamente nelle linee sismiche (Bianchi et alii, 1990 in Lentini & Carbone, 2013). La successione sedimentaria è formata da potenti calcari di piattaforma del Triassico-Giurassico inferiore con intercalazioni di vulcaniti basiche, sormontate da pelagiti carbonatiche dell’intervallo Giurassico-Eocene, cui seguono estesi depositi terziari anch’essi carbonatici. Sul *plateau* Ibleo le rocce sedimentarie affioranti sono in prevalenza terziarie

e quaternarie. Vengono distinti due settori: quello orientale caratterizzato da una sequenza di ambiente marino poco profondo, condizionato dallo sviluppo di prodotti vulcanici, e quello occidentale contrassegnato da sedimenti carbonatici di mare aperto, che includono cospicui risedimenti provenienti dalle aree orientali (Fig. 3. b). Il *plateau* Ibleo è stato sede di un'intermittente attività vulcanica dal Triassico fino al Pleistocene Inferiore. Contrariamente ai prodotti delle fasi triassiche e giurassiche che sono sepolti, le vulcaniti submarine del Cretacico Sup. affiorano, ricoperte da calcari a rudiste, nei settori orientali iblei e sono queste che hanno smembrato le soprastanti formazioni carbonatiche che, per gravità, stanno spostandosi verso S. Un'attività vulcanica, con prodotti a composizione mafica alcalina, di ambiente da submarino a subaereo caratterizza il Miocene Superiore. Nel Pliocene Inf. un'attività vulcanica basica alcalina ha continuato a interessare la parte settentrionale del *plateau*. L'attività del Pliocene Sup. fu marcata da un drastico cambiamento composizionale da alcalina a tholeitica e dall'emissione di enormi volumi di lava. Tale attività si verificò quando il settore di NW dell'Avampese Ibleo collassò, sviluppando un sistema di faglie normali e originando l'Avanfossa, (Fig. 3. b). I potenti intervalli di vulcaniti perforate nell'avanfossa sono ben correlabili con le vulcaniti del margine settentrionale dell'Avampese Ibleo, ma includono un'unità più giovane nel sottosuolo della Piana di Catania, che indica una migrazione dell'attività ignea verso l'area etnea (Lentini & Carbone, 2013).

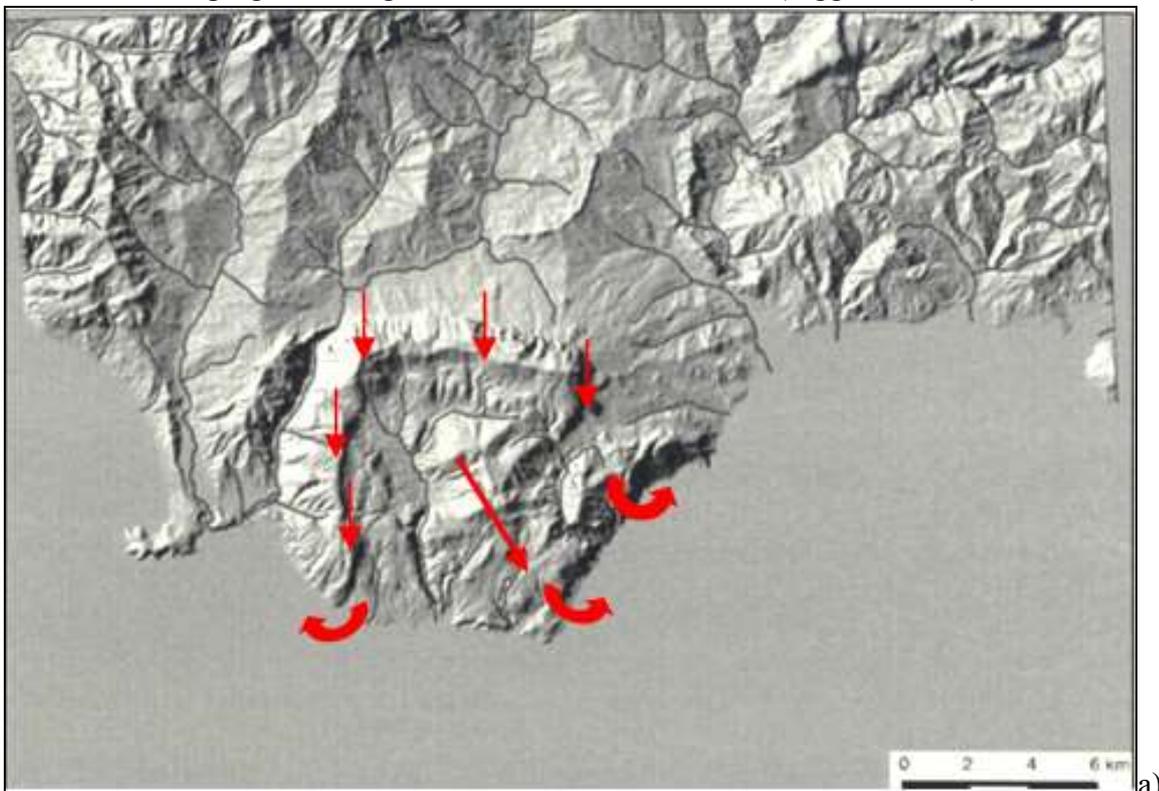
L'intera struttura carbonatica degli Iblei ha una configurazione somigliante ad un "macrocono" conseguente ad una spinta concentrata dal basso in corrispondenza del punto di massima elevazione rappresentato dal Monte Lauro (986 m), (Fig. 3. c). È possibile che tale spinta sia stata esercitata da una paleo-camera magmatica etnea, evolutasi, poi, nell'attuale posizione al di sotto del vulcano, (Guerricchio, 2001).

A causa di questo innalzamento, la struttura carbonatica rigida, come detto, si è smembrata in blocchi di varie dimensioni da una numerosa serie di faglie e rotture dipartentesi in prevalenza radialmente dal suddetto M.te Lauro (Catalano & D'Argenio, 1982; Guerricchio, 2001), alla stregua di una "crosta di pane" che venga spezzata da un movimento dal basso. All'interno di molti blocchi derivanti dall'anzidetta disarticolazione si riconoscono DGPV che evolvono con meccanismi di creep profondi, cioè meccanismi di deformazione della roccia secondo movimenti lenti visco-plastici e continui nel tempo, cui si associano spesso rilasci di energia sismica, da collegarsi però alle zone di deformazioni elastiche, pure presenti all'interno delle DGPV, (Guerricchio, 2001).

In particolare, zone di DGPV sono ad es. quelle di Noto, Noto antica e gran parte delle aree a N del M.te Lauro, ove ricadono i centri abitati di Grammichele, Mineo, Francofone, Militello, Scordia, Palagonia, Vizzini, ecc. Anche negli Iblei orientali sono numerose le DGPV tra le valli dei fiumi Cassibile, Cavadonna e Anapo. Per quanto attiene soprattutto alla prima ed all'ultima valle, ben evidente è l'origine per "strappi" o trazioni che hanno prodotto le forre (o canyon) delle suddette valli, come del resto per altre profonde incisioni quali quella dell'Irminio, il corso d'acqua che passa per Modica e Scicli, il Dirillo, ecc., (Guerricchio, 2001). Ancora, fra la valle del Cassibile e l'Anapo (Fig. 3. c) esiste un movimento/rottura a gradinata verso N cui si deve la deformazione ad arco con convessità, sempre verso N, a carico di quest'ultimo corso d'acqua. Inoltre, la zona meridionale degli Iblei, a vaga forma triangolare delimitata dalle valli del Tellaro e dell'Irminio, impostatesi in due delle anzidette rotture ad andamento prevalentemente radiale, è solcata da deformazioni visco-plastiche con spostamento verso S. In essa ricadono gli abitati di Rosolini, Ispica, Pozzallo e, marginalmente, Modica. Una prosecuzione di dette deformazioni è responsabile della generazione dell'appendice di Pachino-Capo Passero, ove si notano successioni di blocchi separati da trenches tipici di spandimenti laterali, (Guerricchio, 2001). Nel territorio ibleo descritto, in prossimità dei lineamenti geostrutturali richiamati, si registrano effetti di amplificazione sismica in quanto detti lineamenti possono incanalare le onde sismiche, con movimenti orizzontali del suolo anche dieci volte più intensi di quelli di aree distanti anche solo poche decine di metri dai lineamenti stessi (Bard, 1999).

M.te Bulgheria (Cilento meridionale)

Le linee di drenaggio trasversali e longitudinali all'esteso corpo carbonatico del Monte Bulgheria, a sud della dorsale compresa tra gli abitati di Scario, S. Giovanni a Piro e Centola, sono impostate lungo assi che risultano linee di rotture gravitative che lo hanno profondamente disarticolato (Fig. 4. a). Al pari del caso su descritto e di alcuni altri trattati successivamente, pure nel M.te Bulgheria c'è la sovrapposizione tettonica, lungo il bordo settentrionale, di unità lapidee-carbonatiche rigide, di età compresa fra il Trias Sup. e l'Oligocene, su terreni arenaceo-argilloso-marnosi del Miocene Inf. duttili-"plastici" del Flysch del Cilento (Scandone et alii, 1964), su cui localmente affiorano calcareniti, sabbie, argille e conglomerati del Pliocene medio e del Pleistocene Inf., (Figg. 4. a, d, e). La morfodinamica del M.te Bulgheria ricade nei fenomeni pseudo-tettonici (Guerricchio & Melidoro, 1981) prodotti soprattutto per mancanza di un'adeguata resistenza meccanica da parte delle unità terrigene di base non idonee a sostenere i carichi litostatici delle soprastanti masse lapidee carbonatiche (Figg. 4. d, e). Assistiamo, pertanto, a deformazioni del tipo "rock block slide" in diversi stadi di evoluzione (Guida et al. 1987; Guerricchio, 2014), che è possibile siano stati favoriti pure dal rapido abbassamento del livello marino tra i 15.000 e i 10.000 anni fa, allorchè esso raggiunse la batimetrica dei -120m al di sotto dell'attuale livello, con l'approfondimento altrettanto molto rapido delle valli fluviali, soprattutto delle unità terrigene (ricche quindi di livelli argillosi). Ciò avrebbe determinato condizioni di disequilibrio geostatico nelle masse rigide, innescando movimenti gravitativi profondi di interi versanti (Stini, 1943; Melidoro & Guerricchio, 1969), ancor più severi data la prossimità del mare all'area in questione, ove gli attuali sismi di modesta profondità ipocentrale potrebbero comprovare la loro origine dai fenomeni gravitativi che evolvono a scatti (Guerricchio, 2014). Lungo i versanti meridionali la giacitura delle serie carbonatiche è prevalentemente a reggipoggio, mentre è a franapoggio nella parte settentrionale ove favorisce gli imponenti fenomeni gravitativi. Questi si originano dal fianco meridionale del M.te Bulgheria, cioè dalla sommità della dorsale tra gli abitati di Scario e S. Giovanni a Piro, coincidente con l'asse della piega del Bulgheria stesso orientato E - W, (Figg. 4. a, b, c).





b)



c)

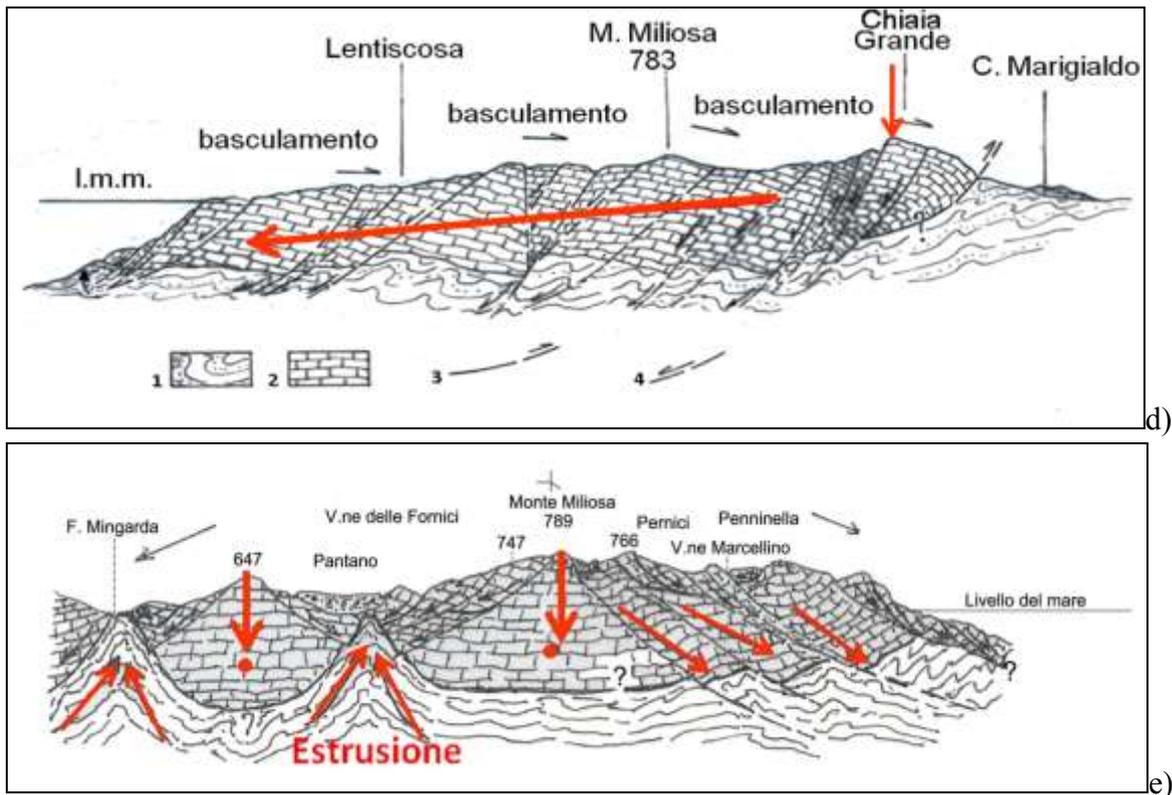


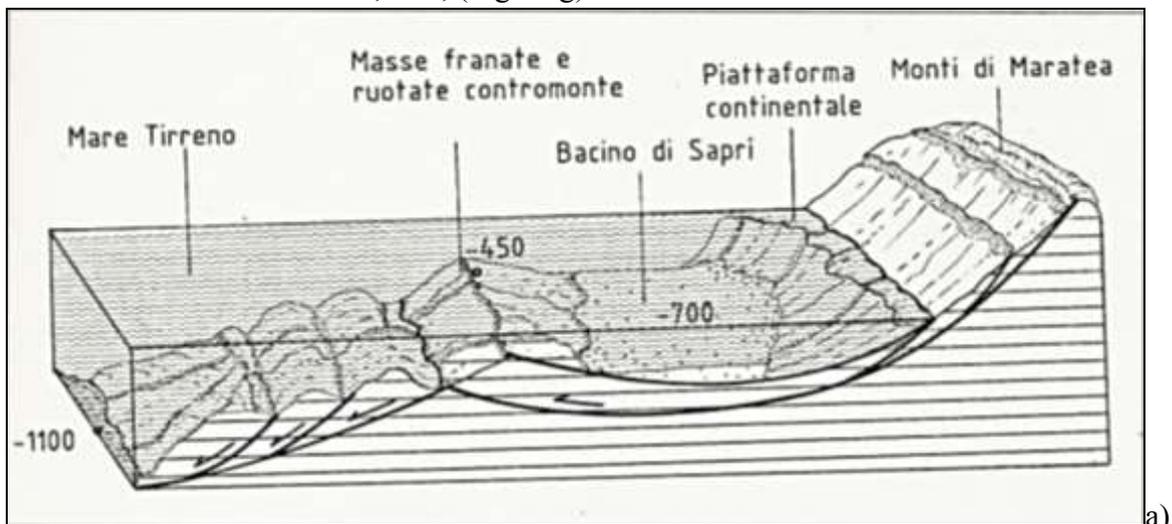
Fig. 4. **a)** – DTM del M.te Bulgheria; **b), c)** – Immagini da satellite che mostrano le DGPV da scorrimenti e spandimenti laterali (ca. 12 km da N a S (b) e da E a W (c)); **d) – e)** – Sezioni geologiche interpretative: **d)** da N – S; **e)** da E – W, (da Guerricchio, 2014). Le frecce verticali indicano il carico dei carbonati sui terreni fliscioidi; tali carichi determinano in questi ultimi fenomeni di “estrusione”.

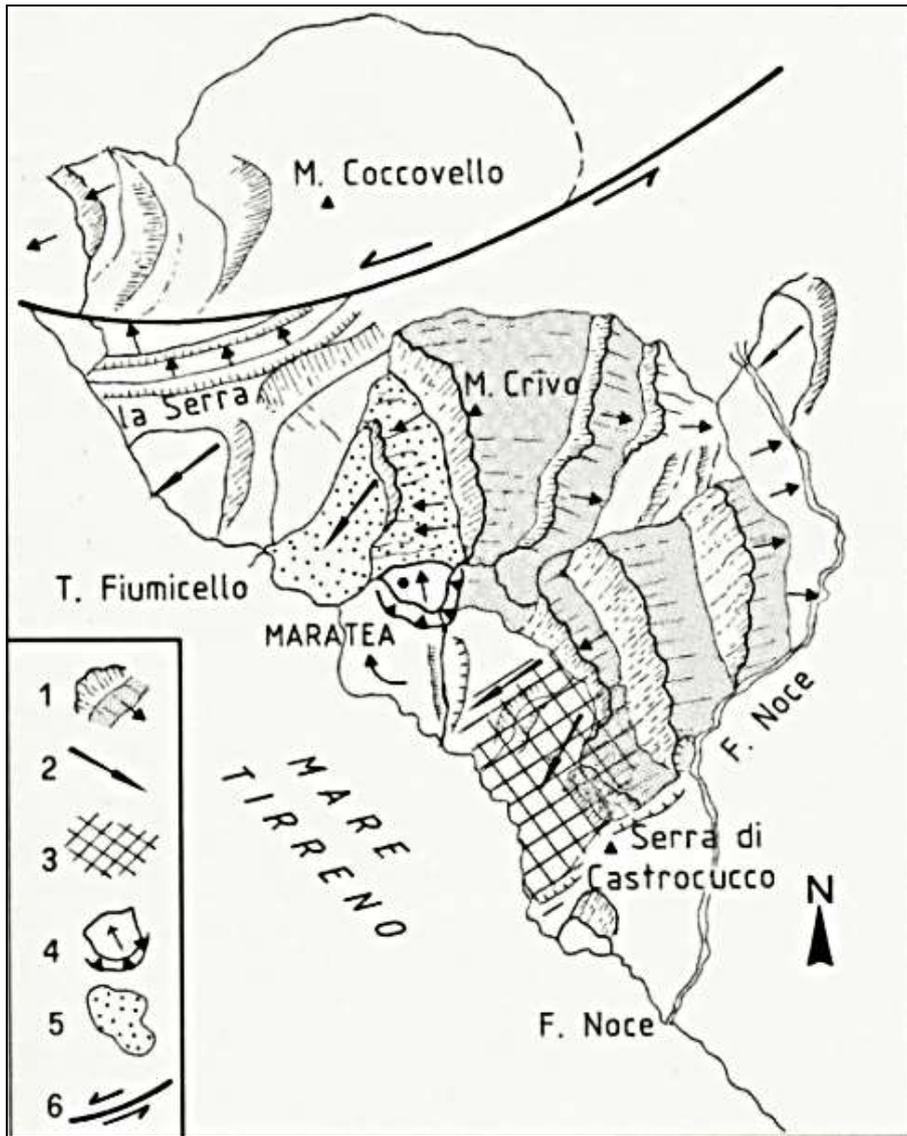
Dalle sezioni geologiche, nelle strutture carbonatiche, si notano rotture da scorrimenti roto-traslativi, basculamenti verso monte ed estrusioni da carico delle sottostanti argille del Flysch del Cilento e delle AVS, che in particolare nella località Pantano tendono ad affiorare, mentre sono già in superficie nella valle del Fiume Mingarda, (Fig. 4. e).

Le grandi deformazioni gravitative di Maratea

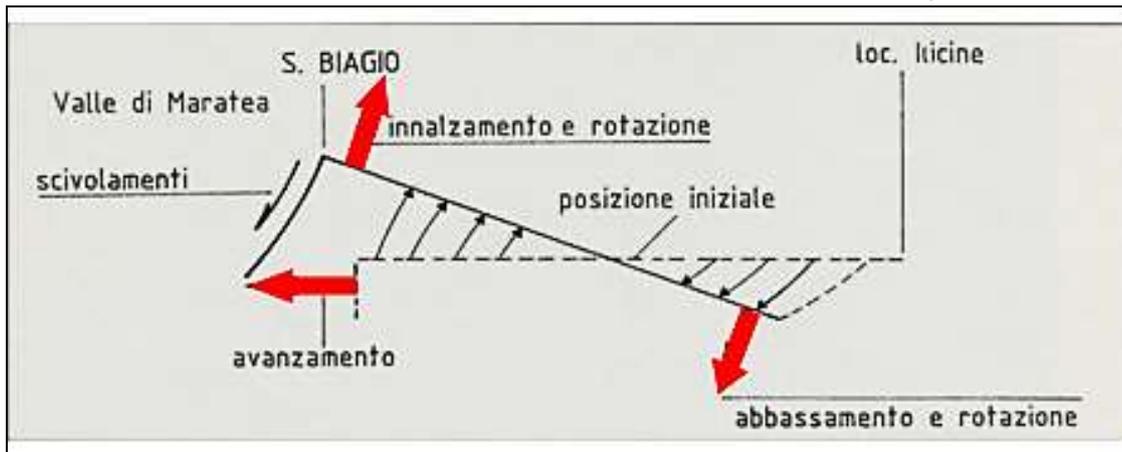
Negli enormi scendimenti gravitativi lungo la fascia costiera tra la foce del F. Noce ed Acquafredda, che proseguono nei fondali marini, ha un ruolo fondamentale il forte richiamo esercitato dalla profonda depressione del Mar Tirreno (Fig. 5. a). La stessa depressione individuata in prossimità della fascia costiera, denominata “bacino di Sapri” di età pleistocenica (Ortolani et alii, 1995), potrebbe essersi determinata a seguito di un enorme scorrimento rotazionale gravitativo delle masse carbonatiche, come schematizzata in Fig. 5. a. A giudicare dalla morfologia del fondo marino, esso sembra proseguire verso le maggiori profondità con numerosi altri fenomeni di rottura, disposti in cascata. Le grandi morfostrutture tettoniche e di scendimenti gravitativi nel territorio di Maratea hanno interessato in prevalenza le Unità carbonatiche Alburno – Cervati – Pollino e Bulgheria - Verbicaro (D’Argenio e al., 1986). La valle di Maratea (Fig. 5. d) appare come una finestra tettonica (Guerricchio & Melidoro, 1996), (seppure non escludiamo che i terreni della Valle di Maratea siano stati “scaricati” dalle unità carbonatiche durante le loro fasi d’innalzamento), dalla forma ad imbuto con una brusca strozzatura nella parte bassa e con un allargamento in quella medio – alta, che gli scendimenti stanno continuando ad allargare. Una lunga rottura gravitativa, ancora attiva, parte dal Passo della Colla (frecce in Figg. 5. d, e, g), passa al piede del versante occidentale del M. Crive (1288 m), s’infiltra nel vallone che sfiora a sud il borgo di S. Caterina e si biforca alla quota 340 m s.l.m. ca., con un ramo nel T. Malcanale e l’altro nel Vallone della Mantenia (Figg. 5. d, e). Detti rami proseguono nel fondale marino rispettivamente a N e a S di Punta della Matrella. Tutta la struttura calcareo – dolomitica, compresa tra le foci dei suddetti corsi d’acqua ed il porto di

Maratea, ha subito nell'insieme uno scivolamento verso il fondale marino, cioè verso W, con una leggera rotazione oraria verso NW, si è abbassata notevolmente, di ca. 300 m, nella parte meridionale (Fig. 5. b), di cui alcuni spuntoni della parte sommersa costituiscono gli isolotti di Punta della Matrella e di S. Ianni e si è innalzata in corrispondenza del rilievo di S. Biagio, comprimendo i terreni fliscioidi (Unità Liguride e Unità Sicilide) della Valle di Maratea, (Figg. 5. c, g). Quest'ultimo, sollevandosi e ruotando in senso orario, ha compresso pure il blocco del Santuario di Madonna degli Ulivi, contribuendo alla grande deformazione di spandimento laterale e di sackung, determinando contestualmente l'espulsione del blocco su cui poggia il centro storico di Maratea, (Figg. 5. e, h). Inoltre, in passato il fronte delle masse in frana è pervenuto in mare interrompendo un'antica linea di costa posta 3-4 m sul l.m. (Figg. 5. d, g); in essa si rinvengono, nelle calcareniti gialle, "cespi" di *Cladocora coespitosa* che recenti datazioni assolute fanno risalire a ca. 300.000 anni dal presente (Copat Marconi, Lena & Zezza, 1981). Anche in questo caso il fenomeno che solitamente viene diagnosticato è solo l'arretramento della costa per erosione marina; questa demolisce il fronte del corpo di frana costituito in prevalenza da terreni erodibili, che misure di precisione da noi effettuate hanno dimostrato spostarsi fino a qualche cm/anno, coinvolgendo anche il centro storico, la ferrovia, ecc. (Guerricchio et al., 1986), dimostrando ancora una volta che in certe zone sono i movimenti gravitativi verso il mare a innescare o per lo meno ad esaltare i fenomeni di erosione marina, ecc., (Fig. 5. g).





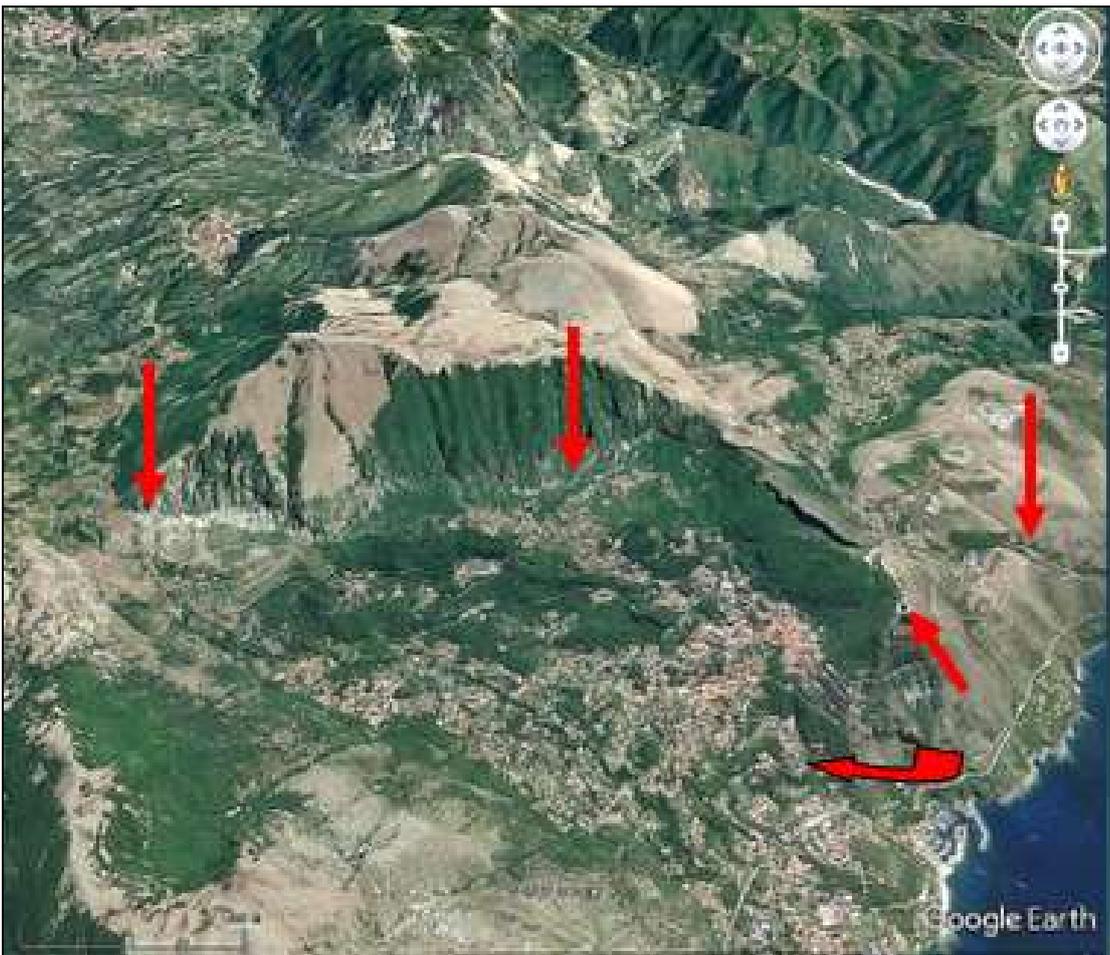
b)



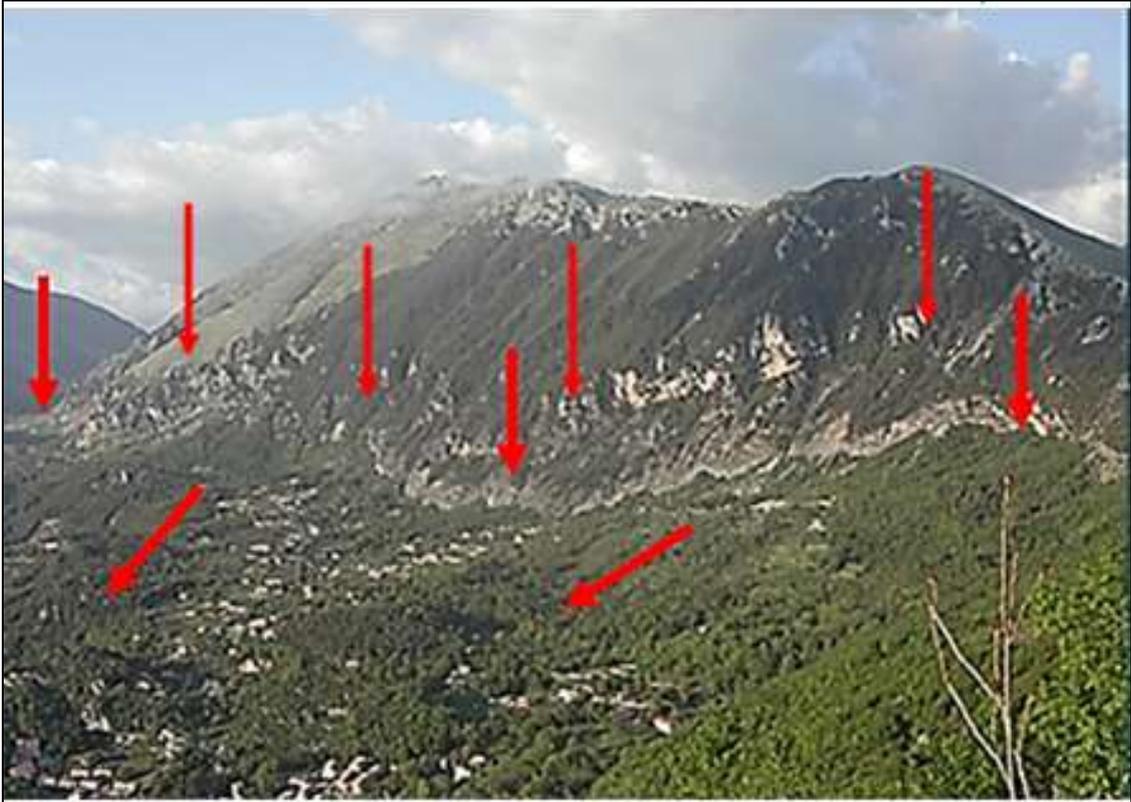
c)



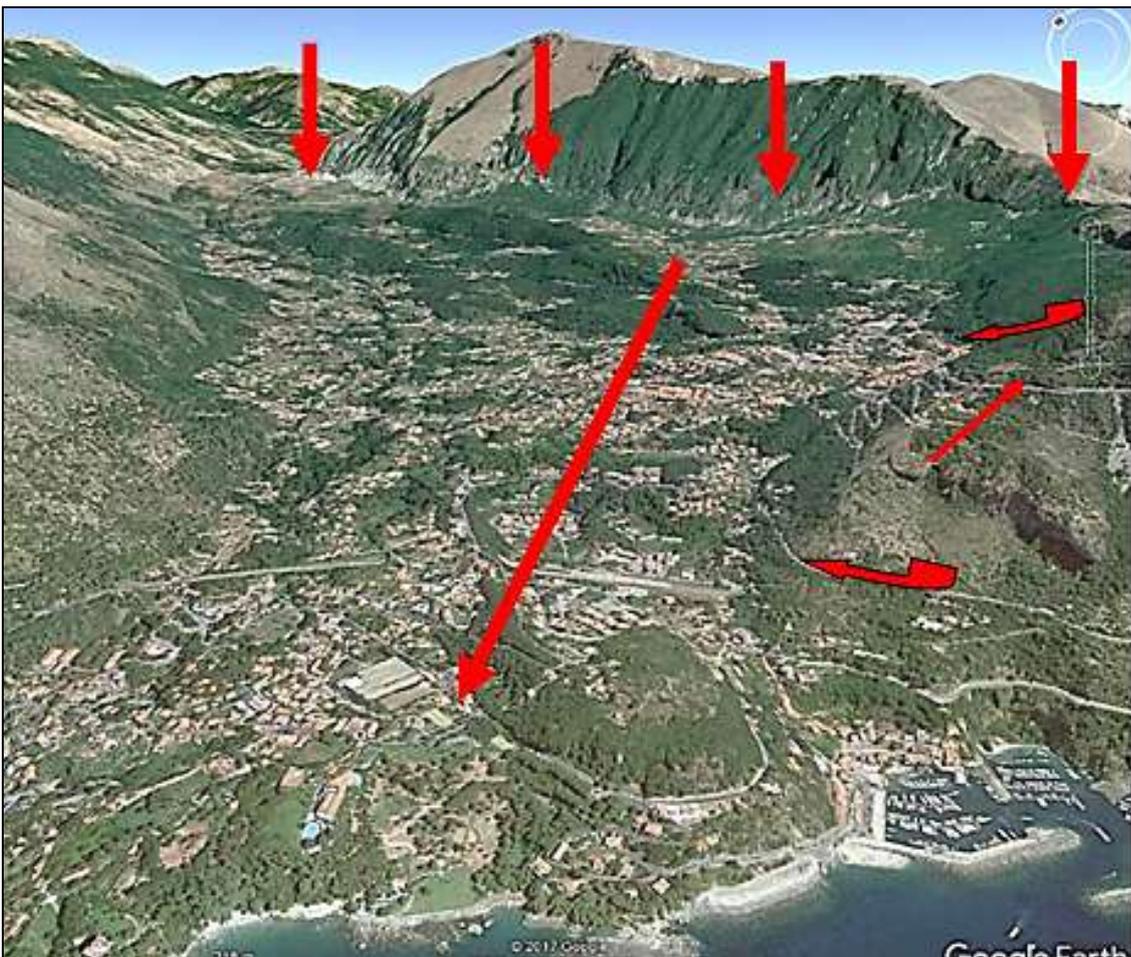
d)



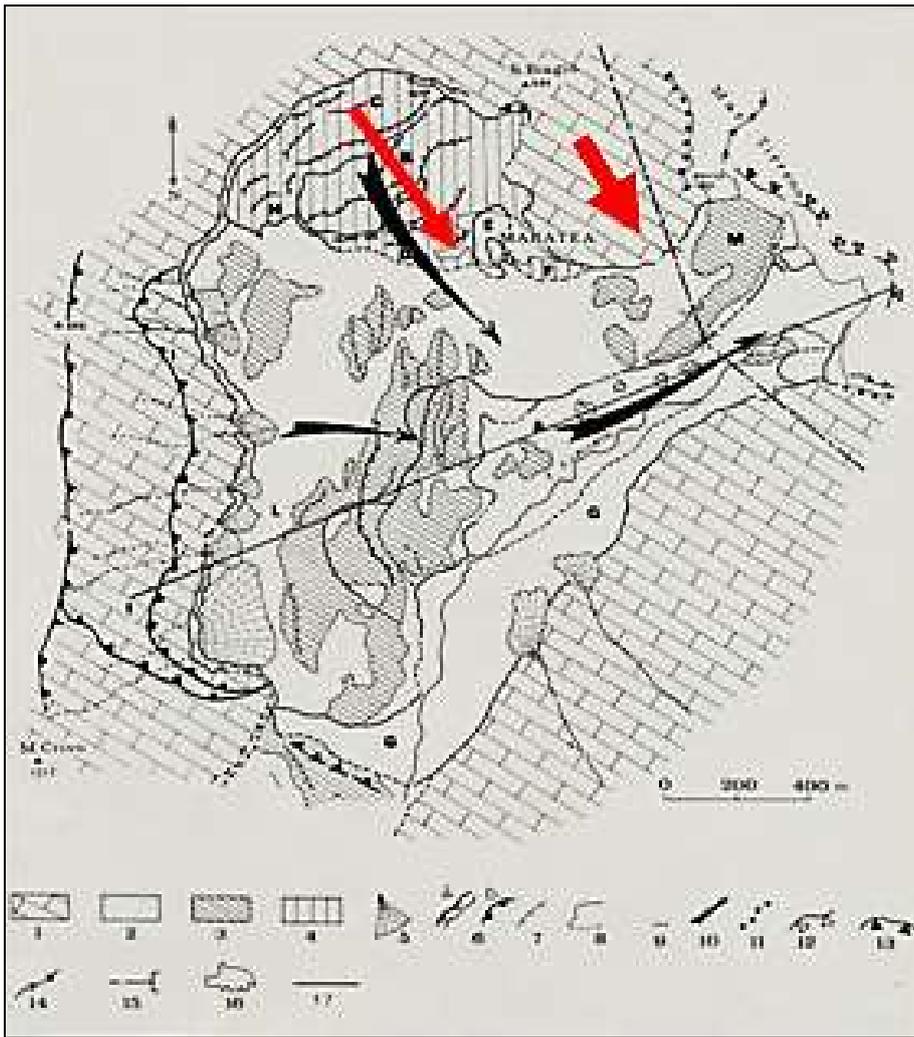
e)



f)



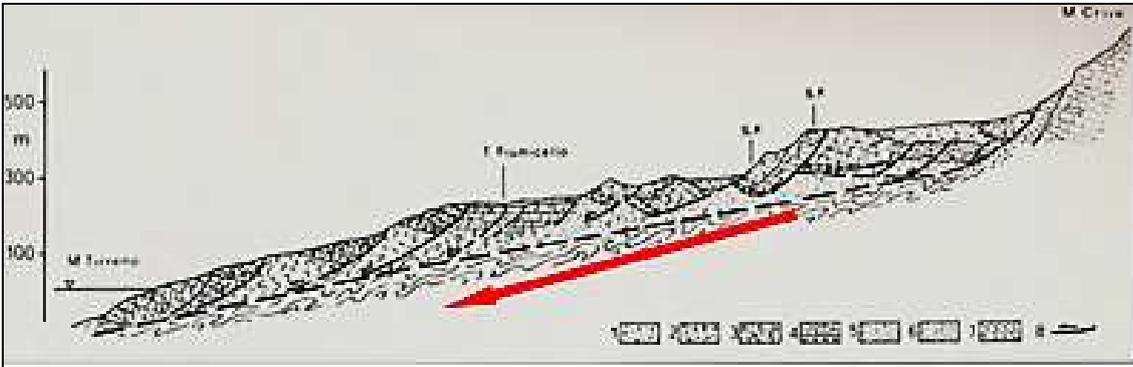
g)



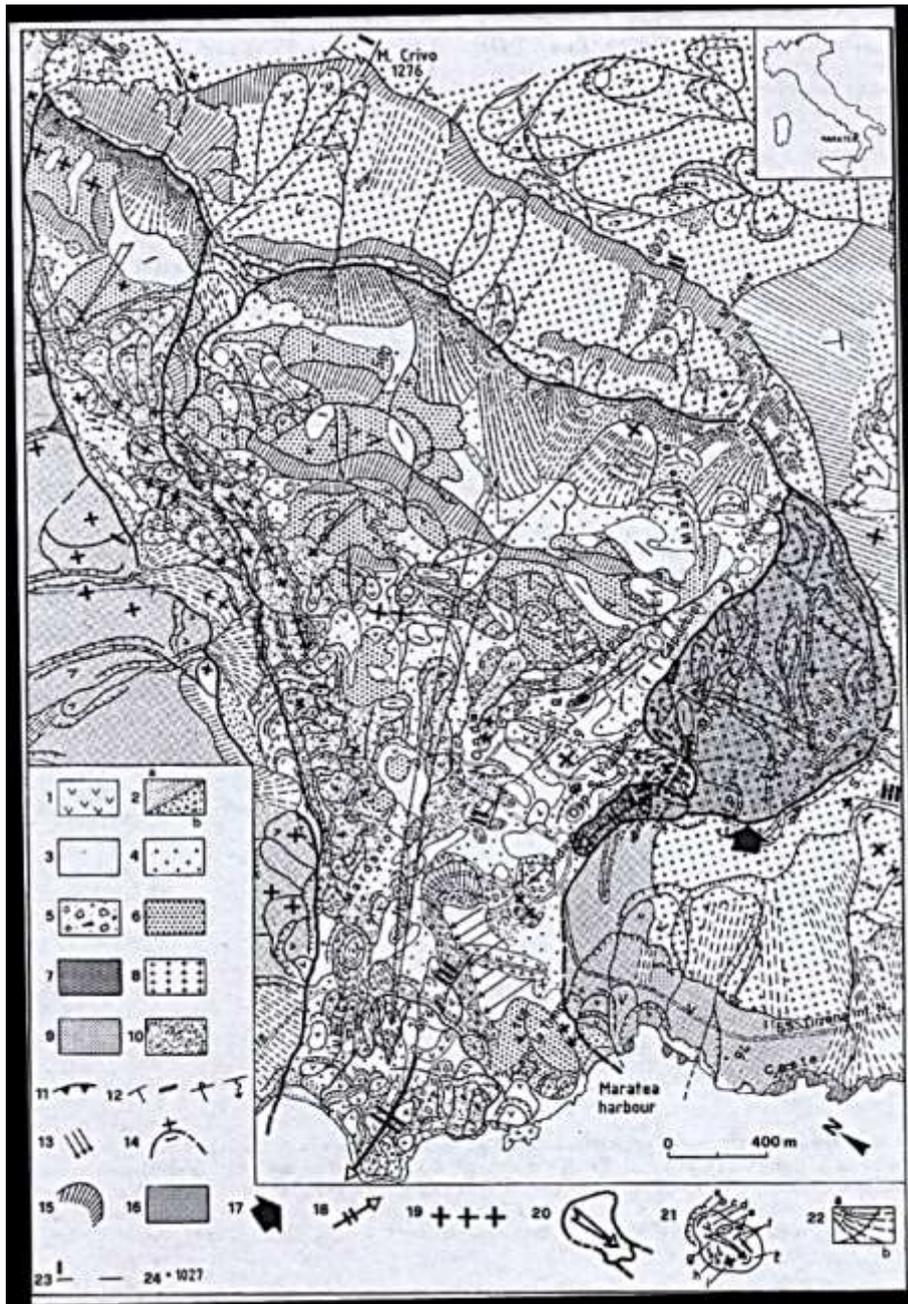
h)



i)



l)



m)

Fig. 5. **a)** – Schizzo dei movimenti gravitativi sottomarini che possono aver generato il “bacino di Sapri” nel Pleistocene; **b)** – Schizzo delle deformazioni gravitative dei Monti di Maratea: 1. Superfici di rottura denudate e corpi di frana con senso del movimento; 2. Senso del movimento gravitativo; 3. Zona di incastro e forte compressione gravitativa con arenizzazione delle dolomie; 4. Sackung; 5. Valle di Maratea; 6. Faglia trascorrente sinistra del M. Coccovello; **c)** – Schema del meccanismo di basculamento e traslazione del blocco calcareo – dolomitico di S. Biagio-Ilicine, che ha prodotto il restringimento della bassa valle di Maratea; **d)** – L’ampio corpo della grande antica frana della Valle di Maratea, tuttora in lenta deformazione, ristretta dal blocco di S. Biagio, che ne rallenta gli spostamenti gravitativi e quindi lo svuotamento della valle stessa (freccia curva); **e)** – L’estesa rottura tettonico–gravitativa cui si deve lo spostamento verso la destra dell’osservatore e il contestuale movimento di compressione dovuto alla rotazione oraria del corpo carbonatico su cui poggia l’abitato (freccie); **f)** – La lunga rottura tettonico–gravitativa del M. te Crive e gli estesi corpi di grandi frane alla base a lenta evoluzione; **g)** – La Grande Frana della Valle di Maratea con l’avanzamento e rotazione contromonte del blocco di M. S. Biagio, che, creando una “strozzatura”, rallenta lo scorrimento dell’esteso corpo di frana; **h)** – Carta geologica schematica della zona di Maratea; **i)** – La dorsale del M.te Crive vista da N, con le rotture da tettonica gravitativa coinvolgenti la parte alta della valle di Maratea, nonché il centro abitato (freccia) e il blocco di S. Biagio che nel suo movimento verso la valle ruota contromonte (freccia curva); **l)** – Sezione geologica

schematica dal M.te Crive (1288 m) verso la costa, illustrante il meccanismo dei movimenti gravitativi che interessano i terreni flyscioidi, i blocchi carbonatici e le breccie “galleggianti” sui primi. A tali movimenti si deve il lento scivolamento nel mare delle masse che protendono verso di esso, simulanti un’ingressione marina; m) – Carta geologica – geomorfologica di dettaglio delle deformazioni gravitative nella costa di Maratea, (da Guerricchio & Melidoro, 1979: 1996; 1998; Guerricchio et alii, 1986).

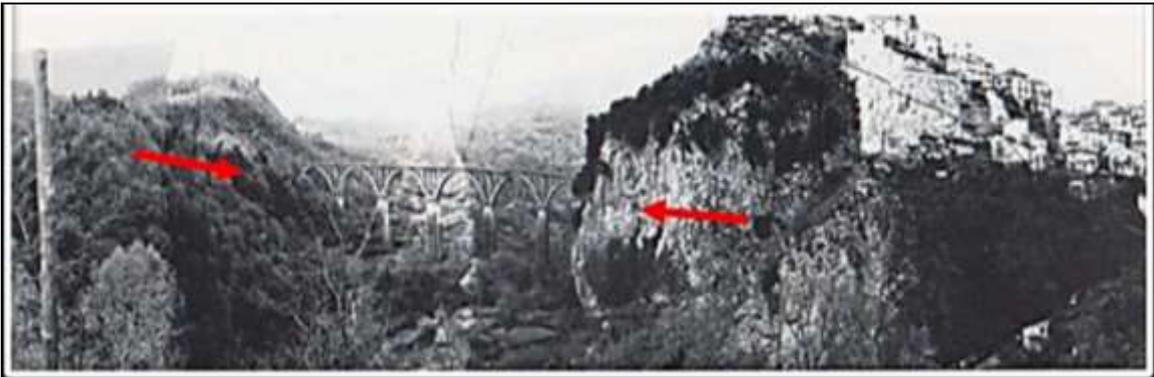
Spandimenti laterali

Nell’alto e medio bacino del Fiume Noce (Basilicata) affiorano estesamente la Formazione delle Crete Nere (Cretaceo Sup.) e subordinatamente la Formazione dei Galestri (Cretaceo Inf.), che sono a prevalente contenuto argilloso-marnoso. Tali formazioni flyscioidi sono contornate dai rilievi di rocce carbonatiche e dagli Scisti Silicei, di età triassico-cretacea. Poco a SE dell’abitato di Trecchina, dove il bacino del Noce bruscamente si restringe tra i rilievi carbonatici, è ubicabile la soglia di sbarramento per tettonica che ha dato luogo al bacino dell’estinto lago pleistocenico di cui rimangono tracce in alcuni depositi. Dopo l’erosione o la rottura di tale soglia e del rapido approfondimento del corso d’acqua, hanno avuto inizio, nel bacino da essa sotteso, grandiosi movimenti franosi nelle suddette formazioni flyscioidi a comportamento plastico e di scarsa resistenza meccanica. In tal modo sono state dislocate, e tuttora suscettibili di movimento verso valle, grosse unità di rocce carbonatiche e non solo. Analogamente sono stati smembrati e dislocati i potenti depositi fluvio-lacustri, di cui oggi si possono osservare soltanto alcuni lembi residui, disposti a quote diverse tra loro. A loro volta tali lembi sono interessati da numerose e profonde superfici di rottura da frana, come è il caso di quella a SW dell’abitato di Nemoli. Tra gli altri movimenti gravitativi da DGPV di grandi unità nel bacino del Noce si possono citare quello antico che ha dato luogo al Lago Sirino, quello di Lagonegro e qualcuno che coinvolge l’abitato di Lauria, anche per spandimento laterale.

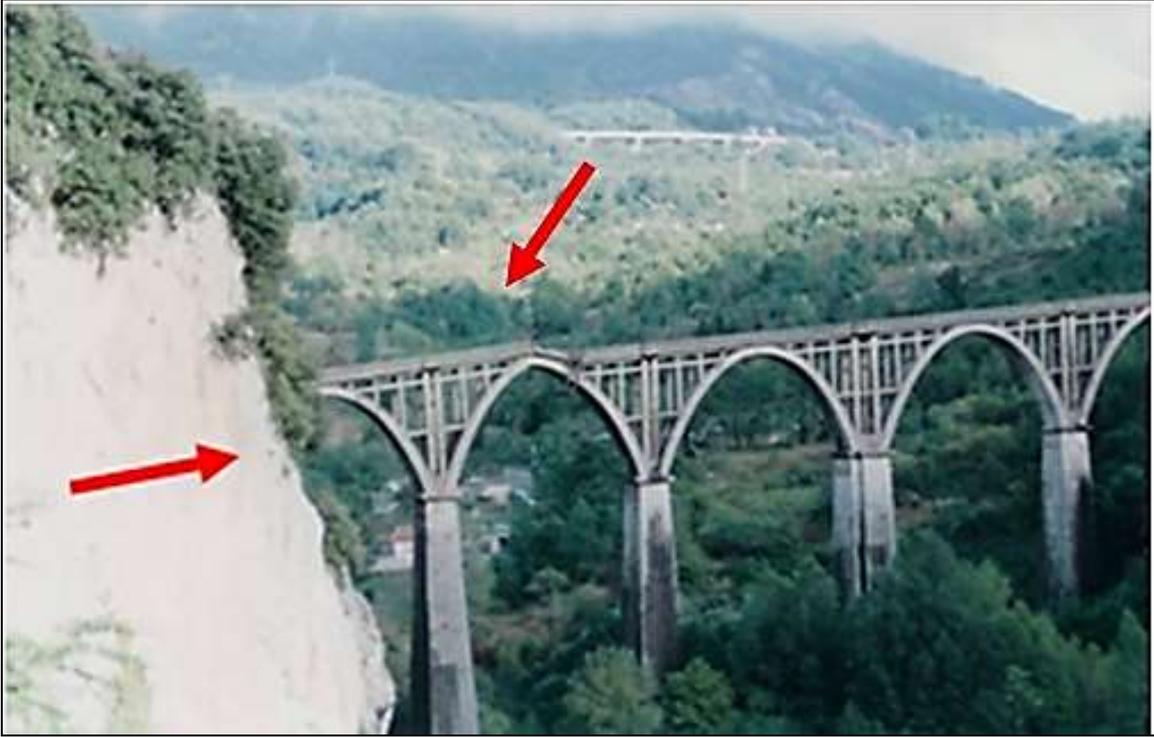
Di questi ultimi vengono riportati pochi esempi in talune aree della penisola, fra cui:

Lagonegro (PZ)

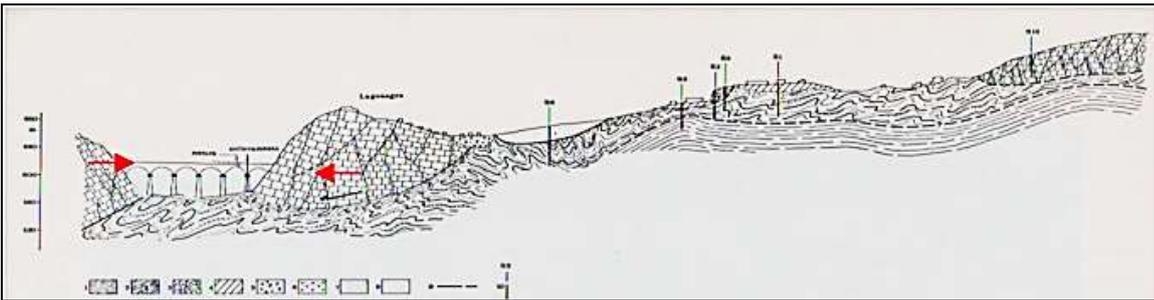
Tra i movimenti gravitativi per spandimento laterale e “scivolamento”, emblematico appare quello di Lagonegro, nel bacino del F. Noce (Basilicata), ove grosse unità di rocce carbonatiche sono sovrapposte per tettonica o per antiche Grandi Frane sui terreni flyscioidi sui quali sembrano “galleggiare”, (Figg. 6. a, b, c, d, e), (Guerricchio & Melidoro, 1981; Dell’Anna, Guerricchio & Melidoro, 1984). Qui, infatti, la massa rocciosa carbonatica, che forma la rupe sulla quale poggia la parte antica dell’abitato, è scivolata sulle Crete Nere e probabilmente sul flysch galestrino. Tale massa limita in destra un vallone il cui lato sinistro è anch’esso costituito da un’unità rocciosa staccata e dislocata. La prima massa è stata attraversata con la galleria ferroviaria, all’uscita della quale è stato costruito un ponte ad archi molto alto per l’attraversamento del profondo vallone (Fig. 6. a). Poco dopo la sua costruzione hanno avuto inizio progressive deformazioni e rotture da sforzi di compressione, diretti secondo il suo asse longitudinale, tuttora perduranti che, nella parte di massima deformazione hanno prodotto un dislivello di oltre 2 m. Tali sforzi sono esercitati dalla massa carbonatica, sulla quale sorge l’abitato di Lagonegro, (Figg. 6. a, b, c, d), anche se non possiamo del tutto escludere che abbia avuto pure un ruolo importante il movimento, normale al viadotto, del corpo di frana nelle Crete Nere ad esso sottostante. Oltre a quest’ultimo viadotto, sembra presentare qualche problema, per analoghi cinematismi da spinte della Grande Paleofrana del Monte Castagnaretto, tuttora lentamente perduranti, anche il ponte stradale che congiunge l’abitato alla Strada Fondovalle Noce, (Fig. 6 d). Quanto osservato a Lagonegro, può essere motivo di riflessione per molte strutture rigide (ponti, viadotti, dighe, ecc.) italiane e non solo, ritenute stabili che in realtà stanno subendo, subdolamente e con continuità, spinte e deformazioni tali da poter produrre, in momenti imprecisabili, importanti dissesti o addirittura il loro collasso.



a)



b)



c)

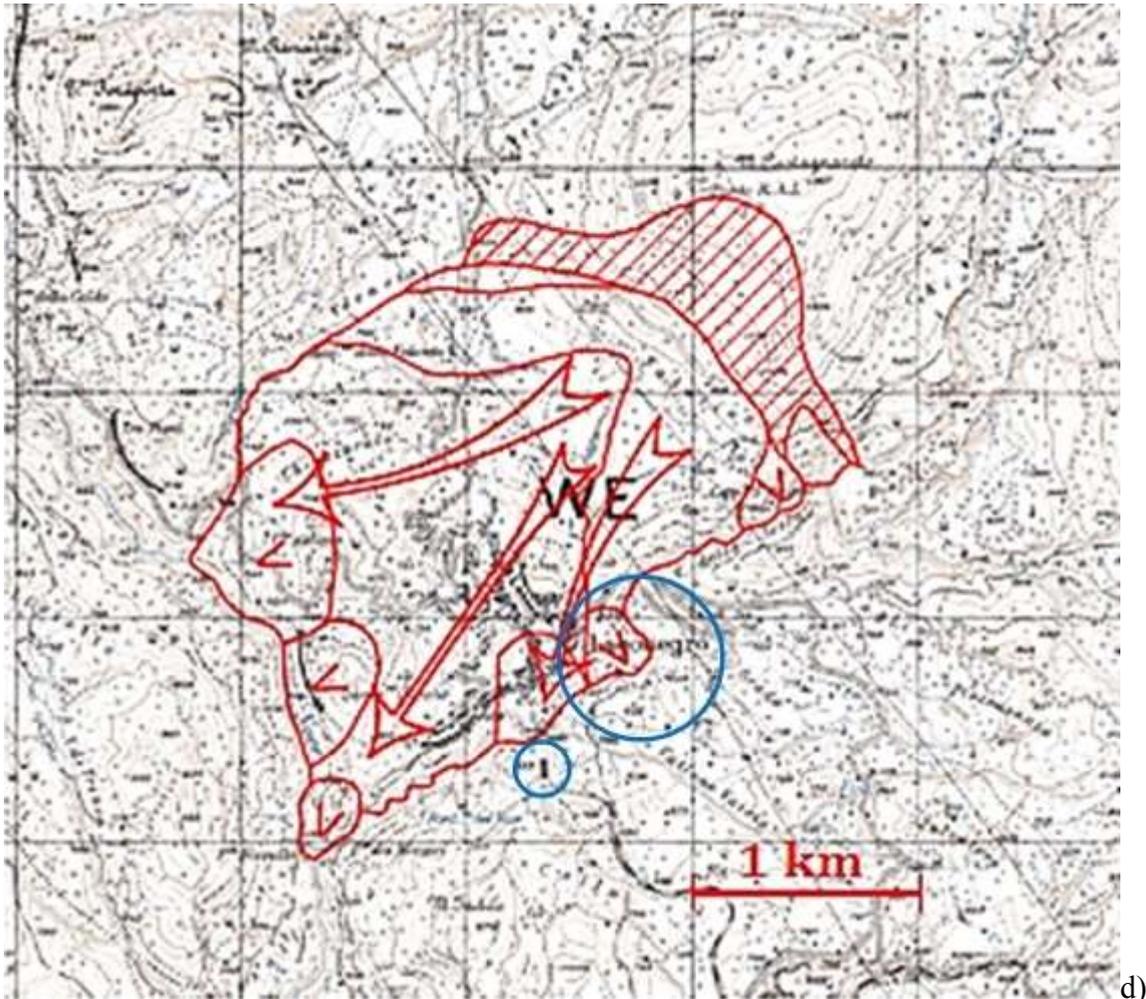


Fig. 6. **a)** – Centro storico di Lagonegro sopra un'unità carbonatica “scivolata” sulle Crete Nere e sugli Scisti silicei, la cui lenta e discontinua prosecuzione del movimento di spandimento contro il corpo roccioso del versante opposto è denotata dalla rottura per compressione del ponte della ferrovia Lagonegro – Potenza, (cerchio piccolo); **b)** – Particolare del ponte “schiacciato”; **c)** – Sezione geologica schematica del centro storico di Lagonegro: 1. Scisti silicei (Giurassico); 2. Crete Nere (Cretacico Inf.); 3. Calcari (Trias Sup.); 4. Coperture di alterazione degli Scisti silicei (Pleistocene – p.p. Olocene); 5. Corpi di antiche frane; 6. Detriti; 7. Alluvioni; 8. Detrito di frane attuali; 9. Superficie di sovrapposizione per paleo frana; 10. Sondaggi; **d)** – DGPV di lunghezza totale di ca. 3 km del M. te Castagnareto (1367 m) coinvolgente l'abitato di Lagonegro fino al sottostante F. Noce, Il corpo spingente sta oggi agendo pure sul ponte stradale di recente costruzione, che unisce l'abitato alla Strada Fondovalle Noce, (cerchio grande), (da Guerricchio & Melidoro, 1981).

Gruppo delle Tofane (Dolomiti)

Il Gruppo delle Tofane nelle Dolomiti, le Cinque Torri (2366 m), Grande, Romana, Latina, Quarta e Inglese (Fig. 7. a), rappresentano un esempio di lente deformazioni per spandimento laterale di blocchi rigidi, rappresentati dalle dolomie ladino-carniche, poggianti su un substrato a prevalente comportamento geomeccanico “plastico” (Strati di San Cassiano, di La Valle, di Livinallongo del Trias (Guerricchio, 1985). Un anno dopo (Guerricchio, 1986), nella Calabria Aspromontana Ionica, mettevo in evidenza il ruolo fondamentale delle Argille Varicolori in questa regione che, nella zona degli abitati di Caraffa, Sant'Agata del Bianco e Caraffa del Bianco (RC) favoriscono fenomeni di spandimenti laterali sui soprastanti terreni lapidei sui quali ricadono i suddetti paesi.

Analoghi fenomeni si riscontrano pure nell'Appennino in generale e in quello meridionale in particolare.

In Irpinia, ad es., DGPV da “Spandimenti laterali” sono attive nell’area di Cresta del Gallo, nel bacino del Fiume Ofanto, ove unità lapidee (Calcari del Cretacico – Eocene “rigidi”) poggianti tettonicamente su Argille Varicolori (“plastiche”), coinvolte in rigonfiamenti, depressioni, innalzamenti, ecc., coinvolgono la S.S. Appia, (Fig. 7. b). Su questa l’IGM aveva posto alcuni capisaldi topografici, che col terremoto del 1980 vennero dislocati seriamente. Tale dislocazione fu, al tempo, interpretata in chiave tettonica non già gravitativa, non rifacendosi alla suddetta particolare situazione geologico-strutturale, contraddistinta da grandi movimenti di massa, (Fig. 7. b), (Guerricchio, 1985).

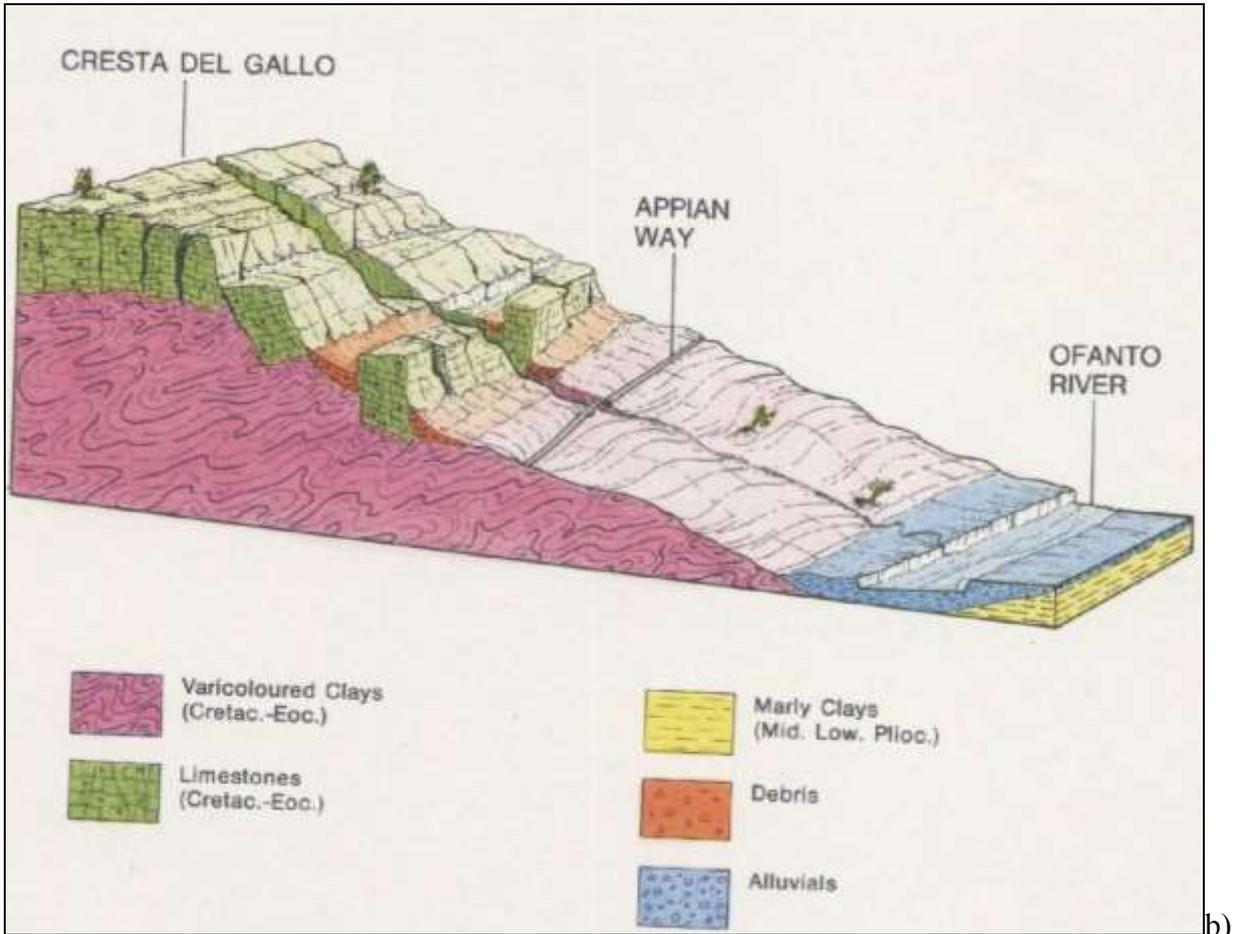
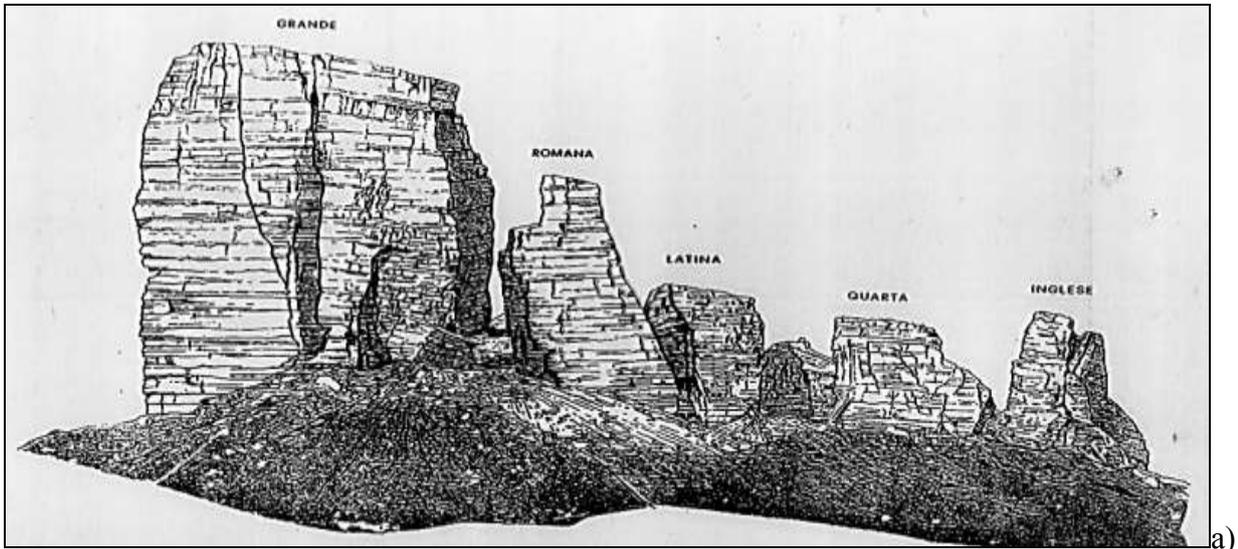


Fig. 7. a) – Dolomiti – Gruppo delle Tofane – Le cinque Torri (2366 m): Grande, Romana, Latina, Quarta e Inglese. Esempio di lente deformazioni per spandimento laterale di blocchi rigidi rappresentati dalle

dolomie ladino – carniche poggianti su un substrato a prevalente comportamento meccanico “plastico” (Strati di S. Cassiano, di La Valle, Livinallongo del Trias, (da Guerricchio, 1985); b) – DGPV da “Spandimenti laterali” nell’area di Cresta del Gallo (Irpinia), nel bacino del Fiume Ofanto, di unità rocciose lapidee poggianti su AVS, coinvolgenti la S.S. Appia ed alcuni capisaldi dell’IGM, (da Cotecchia, 1986).

I pochi esempi di “spandimenti laterali” richiamati, arealmente molto estesi nell’Appennino Meridionale, quali quelli in destra F. Ofanto o nel Lagonegrese, sono pure molto frequenti in Calabria e non solo, (Guerricchio & Melidoro, 1985).

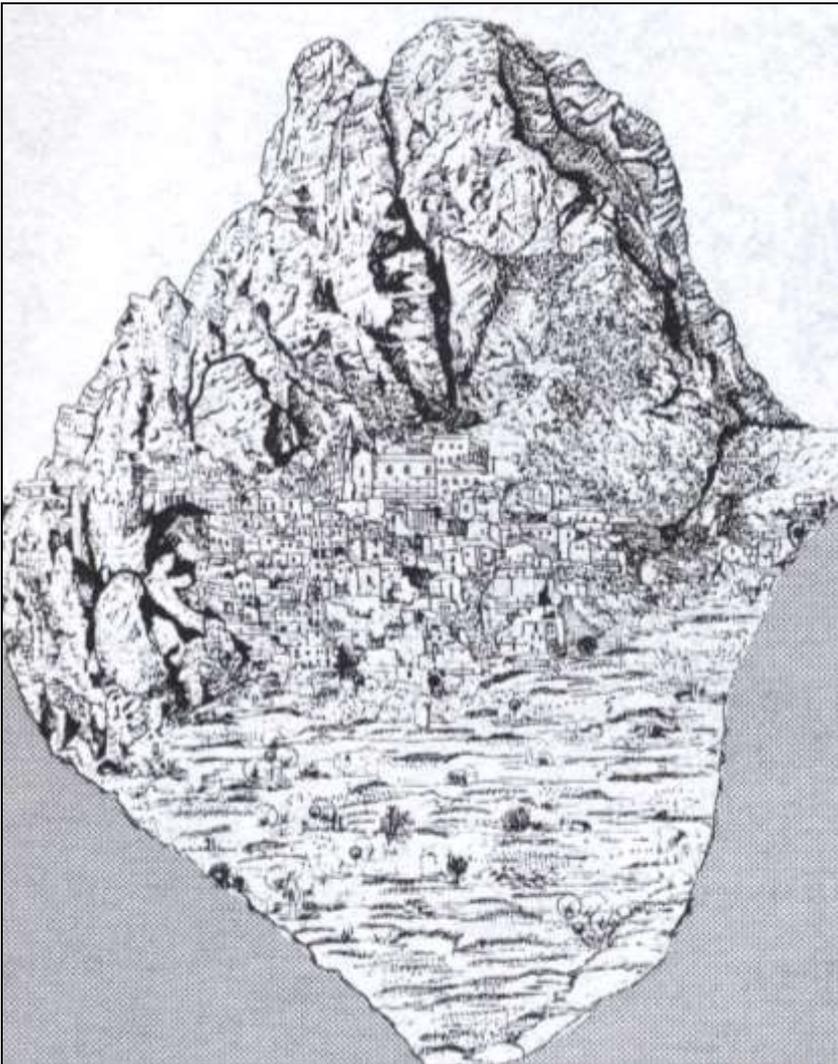
Pentidattilo e Prastara (RC)

In Calabria, tra i numerosissimi esempi di “Spandimenti laterali” (Guerricchio, 1986), spesso evolventi in ribaltamenti e crolli, va ricordato quello di Pentidattilo (RC), (dal greco = 5 dita), (Figg. 8. a, b), coinvolgente l’unità dei Conglomerati e Areniti del Miocene Inf., molto fessurati, trasgressivi su quella delle Filladi Paleozoiche, fungente da “livello” lubrificante”, geotecnicamente insufficiente a sostenere il carico della soprastante unità (Fig. 8. d). L’abitato è sito in zona spesso colpita da eventi catastrofici, quali il terremoto del 1783 e l’alluvione del 1971. La massa rocciosa è attraversata da numerosissime fratture beanti, prodottesi prevalentemente dal richiamo per gravità verso le due fiumare Montebello e S. Elia, (Figg. 8. b, c, d), nonché, come detto, da carichi pregressi. Con meccanismi analoghi a quanto avviene per l’area di Pentidattilo, seppure coinvolgendo unità rocciose molto diverse, sono gli “spandimenti laterali con ribaltamenti” nei Calcari a Briozoi del Miocene poggianti sulle Argille Varicolori Scagliose in frana, in località Prastara presso Pentidattilo, (Guerricchio & Melidoro, 1998; Guerricchio et alii, 2004).





b)



c)

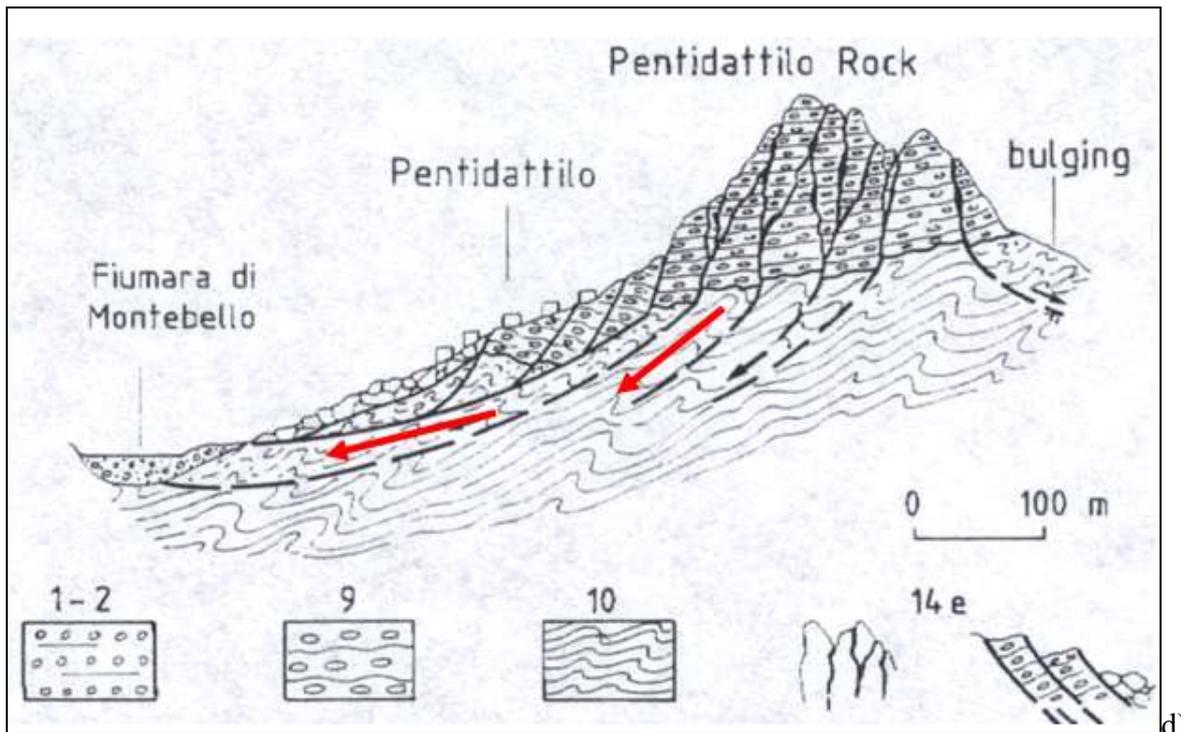
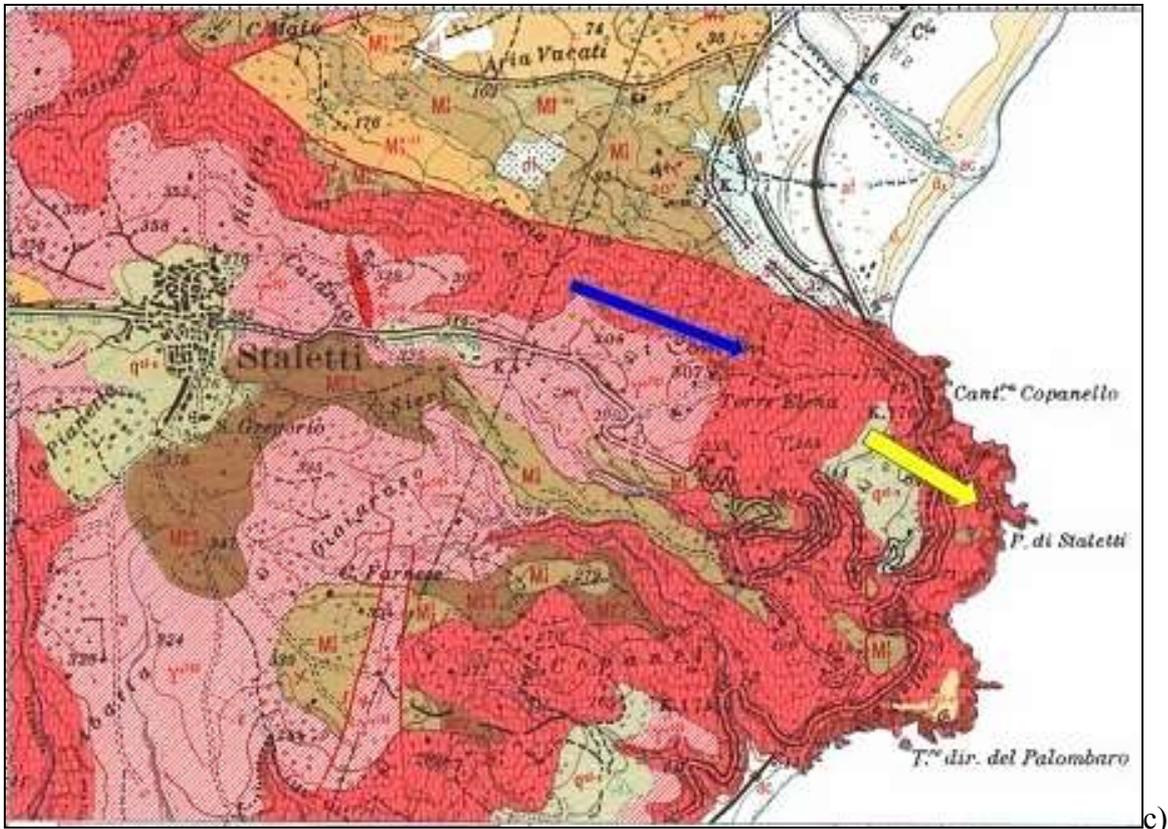


Fig. 8. **a)** – Pentidattilo: Spandimenti laterali evolventi in ribaltamenti e crolli; **b)** – Veduta della zona di Pentidattilo con fessure beanti degli stadi iniziali di spandimento; **c)** – Disegno da foto della Sig.ra Tecn. Elena Carbone dell'abitato ai piedi della massa rocciosa fessurata, in cui vengono esaltate le discontinuità meccaniche; **d)** – Sezione geologica: 1-2 - Alluvioni attuali e recenti; 9 - Conglomerati e arenarie, Miocene Inf.; 10 – Filladi, Paleozoico; 14 – Frane per spandimento e scorrimento roto – traslativo in ammassi fessurati; **e)** – Spandimenti laterali con ribaltamenti nei Calcari a Briozoi del Miocene poggianti sulle Argille Varicolori Scagliose in frana, in località Prastara presso Pentidattilo. La presenza di casette e di un camion in basso a destra dà l'impressione delle dimensioni dell'ammasso roccioso, (da Guerricchio & Melidoro, 1988; Guerricchio et alii, 2004).

Punta di Staletti (CZ)

Ancora nella Calabria ionica sorprende che fenomeni di “*lateral spreading*” coinvolgano pure ammassi granitici; è però quello che si osserva nei corpi rocciosi granitoidi a Staletti (CZ), affioranti per oltre 4 km (Figg. 9 a, b), ove meccanismi connessi al loro sollevamento tettonico li hanno destrutturati in famiglie di fessure sub-verticali. Queste, attualmente, coinvolgono l’ammasso roccioso in lenti spostamenti gravitativi verso la costa, evolvendo verso forme di “toppling” e crolli ed incrementando, anche in questo caso, l’erosione della costa (Figg. 9. a, b).



c)



d)

Fig. 9. **a)** – Territorio di Staletti – Copanello (CZ): Graniti fessurati coinvolti da “spandimenti laterali” (freccia blu) e, nella zona di Copanello, da ribaltamenti - crolli (freccia gialla) per una lunghezza di ca. 4 km; **b)** – Immagine degli Spandimenti laterali evolventi in Ribaltamenti, Crolli e Scorrimenti nei graniti, che, protendendo nel mare, innescano diffusi fenomeni di erosione marina. Lo schema in basso a destra (didattico) mostra l’incremento subito dall’onda sismica allorchè passi da una zona stabile ad ammassi rocciosi via via sempre più tettonizzati o disarticolati da frane.

Etna

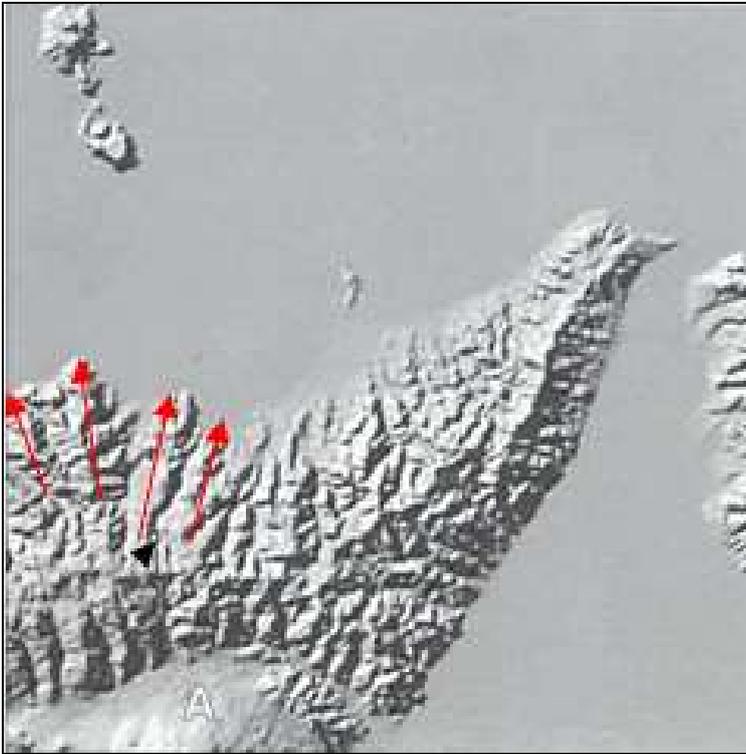
Il DTM nel tratto compreso fra Messina e Milazzo (Fig. 10. a) evidenzia la deformazione dell’asse della Catena dei Peloritani rispetto al suo andamento originale WNW-ESE, provocata da compressioni e sovrascorrimenti. Faglie con analogo andamento si incrociano con altre a direzione NW-SE, (Catalano e D’Argenio, 1982).

Tali deformazioni, unitamente a quella del tratto costiero settentrionale di Milazzo, che appare tutto spostato verso N, sembrano essere prodotte dall’apparato profondo dell’Etna mediante spinte dal basso. Queste avrebbero prodotto lo scorrimento in senso radiale (rispetto alla struttura vulcanica) delle formazioni più superficiali (frecce), pure in questo caso contribuendo, anche con le DGPV associate ai detti movimenti, ai fenomeni dell’erosione costiera (Figg. 10. a, b).

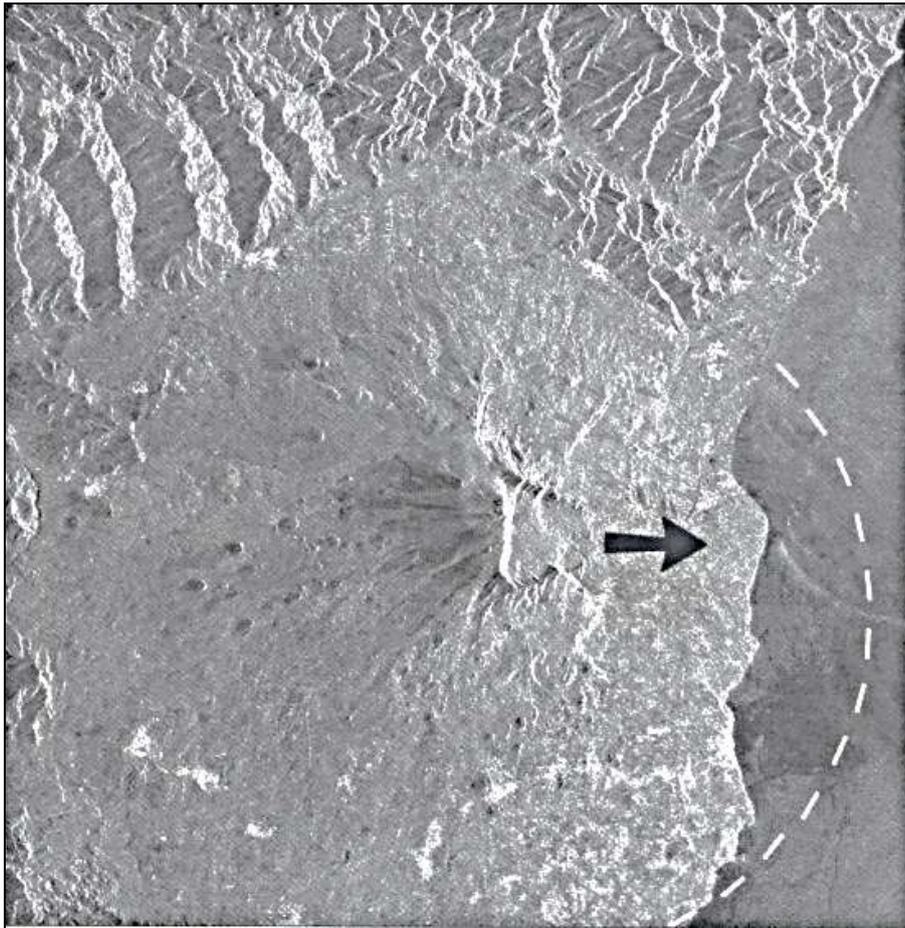
Nel lungo tratto della costa etnea catanese, il suo andamento frastagliato (Fig. 10. b) è indicativo della parziale mancanza di contrasto al piede, cioè di contenimento laterale (σ_3) per Grandi Frane, da cui hanno avuto origine le DGPV di quel versante; le masse mancanti a descrivere una perfetta, possibile circonferenza alla base del vulcano (linea tratteggiata) sono certamente sommerse come corpi lavici di antichi movimenti gravitativi, che quasi certamente sono state rimobilizzate durante il terremoto del 1908, partecipando assieme al terremoto alla formazine di tsunami che investì le coste siciliana e calabrese,

Inoltre, i valori di spostamento verso lo Ionio di ca. 2 cm/anno riscontrati nell’Etna (Fig. 9. c) sembrano attribuibili più a fenomeni di spandimento laterale delle lave che formano il cratere di SSE che al reale movimento dell’intera struttura vulcanica. Esse sono infatti elementi un tempo

costituenti la bocca del vulcano che, nelle eruzioni successive, hanno subito rotture e scorrimenti gravitativi, fessurandosi, frammentandosi e “spanciandosi” verso il basso, ove ancora oggi proseguono i movimenti gravitativi (Fig. 10. c). E’ pertanto possibile che misure GPS e/o Interferometriche stiano riferendosi a valori osservati su alcuni degli elementi lavici dell’antico cratere attualmente in lenta deformazione gravitativa per spandimento verso la costa e che tali valori possano essere stati attribuiti all’intera struttura, che, al contrario, rimane stabile nella sua antica posizione.



a)



b)



c)

Fig. 10. – Etna: **a)** – DTM della costa siciliana settentrionale, da cui si osserva che il suo profilo è deformato dalle spinte che provengono dal profondo da parte dell'apparato vulcanico, che tende a spostare radialmente, anche verso N, le masse dei Monti Peloritani e Nebrodi. Così pure dalle interazioni col detto apparato sembra essersi generata la rottura “gravitativa” che delimita a N la Montagna Grande (1374 m), ai cui piedi sorge Taormina; **b)** – L'andamento frastagliato della costa etnea catanese è indicativo della parziale mancanza di contrasto al piede, cioè di contenimento laterale per Grandi Frane, da cui hanno avuto origine le DGPV di quel versante; le masse mancanti a descrivere una perfetta circonferenza alla base del vulcano (linea tratteggiata) sono certamente sommerse come corpi lavici di antichi movimenti gravitativi (da Guerricchio, 2001); **c)** – Spandimenti, tuttora in lenta evoluzione, degli orli della caldera di SSE, “apertasi” e “spanciata” verso valle per spinte delle antiche colate e per gravità. Ai

pie di, gli abitati di Zafferana Etnea, Milo, Fornazzo e S. Alfio coinvolti nel vasto movimento di scivolamento-spandimento degli ampi corpi di colate vulcaniche antiche e recenti provenienti dalla Valle del Bove (frecce), (da Guerricchio, 2001).

Molise

Maiella

La Maiella (2793 m), situata al margine esterno dell'Appennino abruzzese (Figg. 11. a, b, c), ha avuto un'evoluzione tettonico - sedimentaria molto complessa, il cui atto finale è dato dal thrust nel Pliocene medio-superiore (Donzelli, 1997; Crescenti et al., 1969; Ghisetti F. & Vezzani L., 1983 e 1995; Mostardini F. & Merlini S., 1986; Patacca et alii, 1991; Bigi et alii, 1997; Scisciani et alii, 2000) che deve aver agevolato successivamente la generazione di DGPV nel tardo Pleistocene. L'insieme di tutte queste ultime deformazioni è spesso interpretato come appartenente ai soli fenomeni tettonici; infatti per meccanismo ed estensione esse, assieme alle Grandi Frane, a volte confinano o si confondono con la tettonica gravitativa (Stini, 1910, 1941; Zischinsky, 1966; Mahr, 1977; Varnes, 1979; Guerricchio & Melidoro, 1981; Guerricchio, 2000), per cui è talora difficile porre un limite netto tra le suddette fenomenologie gravitative.

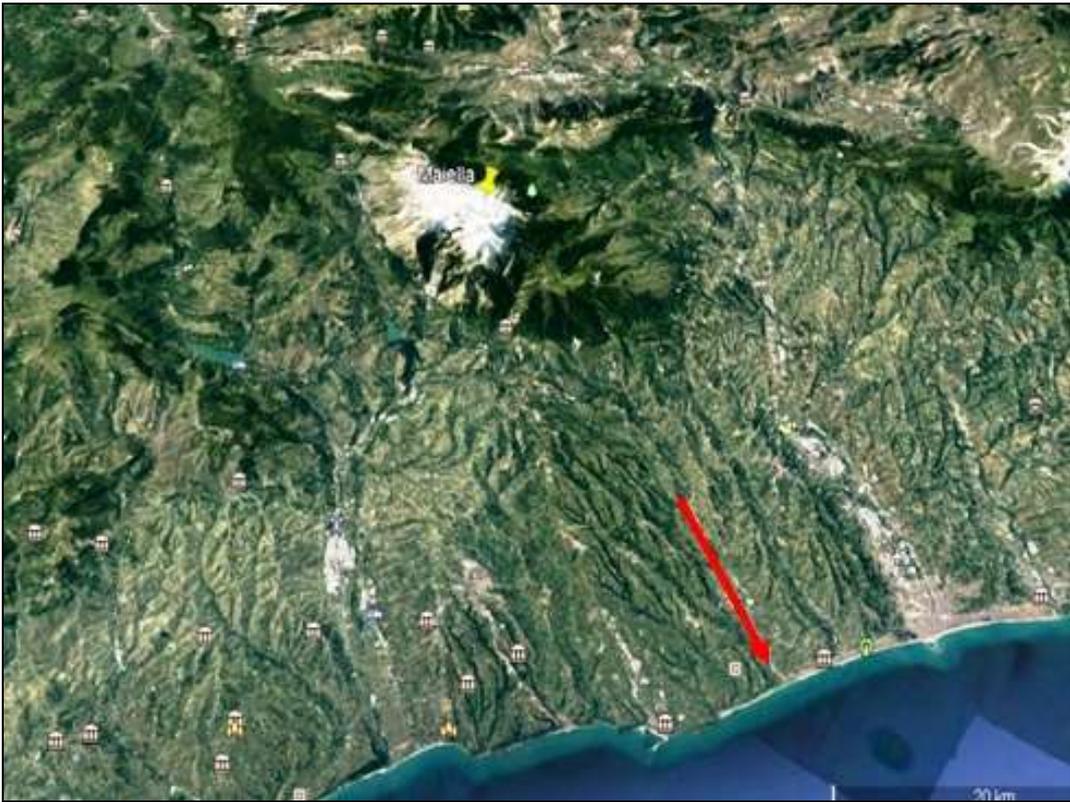
Dalle configurazioni geomorfologiche osservabili da immagini satellitari e dal DTM, la Maiella appare coinvolta da una serie di estesissimi "macroscorrimenti multipli", con rotture e scarpate ad andamento semicircolare o anche del tipo a forbice, disgregamento dei corpi coinvolti dalle deformazioni gravitative profonde, con movimenti prevalenti verso N, ossia in direzione della V.le del F. Pescara, verso NNE ed E, (Guerricchio, 2010), (Figg. 11. a, b). Dette DGPV hanno disarticolato la primitiva compattezza ed unitarietà dell'anticlinale, rendendo la sua impronta planimetrica allungata verso N, convincendo quindi gli studiosi che pure verso N si diriga il suo "plunge", (Guerricchio, 2010). Questa prima tipologia di deformazioni gravitative, favorita anche dall'energia di rilievo (si ricordi la notevole altezza della montagna), deve essere stata certamente agevolata dalla presenza, a profondità variabili e talora non piccole, di livelli lubrificanti, quali probabilmente le Anidriti triassiche (Anidriti di Burano), note solo, però, in quel territorio, dai dati di perforazioni profonde per ricerche di idrocarburi (Mostardini & Merlini, 1986), seppure non possono escludersi formazioni più recenti e meno profonde, quali ad esempio la Gessoso-Solfifera miocenica (Figg. 11. c, d), (Donzelli, 1997; Crescenti et al., 1969; Ghisetti F. & Vezzani L., 1983; Vecsei et alii, 1998; Scisciani et al., 2000).

Alle DGPV ed alle Grandi Frane, dall'attuale lentissima evoluzione, si aggiungono poi, sia al fronte della piega che nel versante adriatico, le frane p.d. che, sebbene di dimensioni più ridotte, mostrano, però, caratteri di pericolosità di gran lunga più elevati delle prime sia per l'uomo che per le infrastrutture. Va a questo proposito ricordata la frana complessa di San Martino sulla Marrucina, che sembra, ragionevolmente, originata dal detto macro cinematismo, (da Guerricchio, 2010).

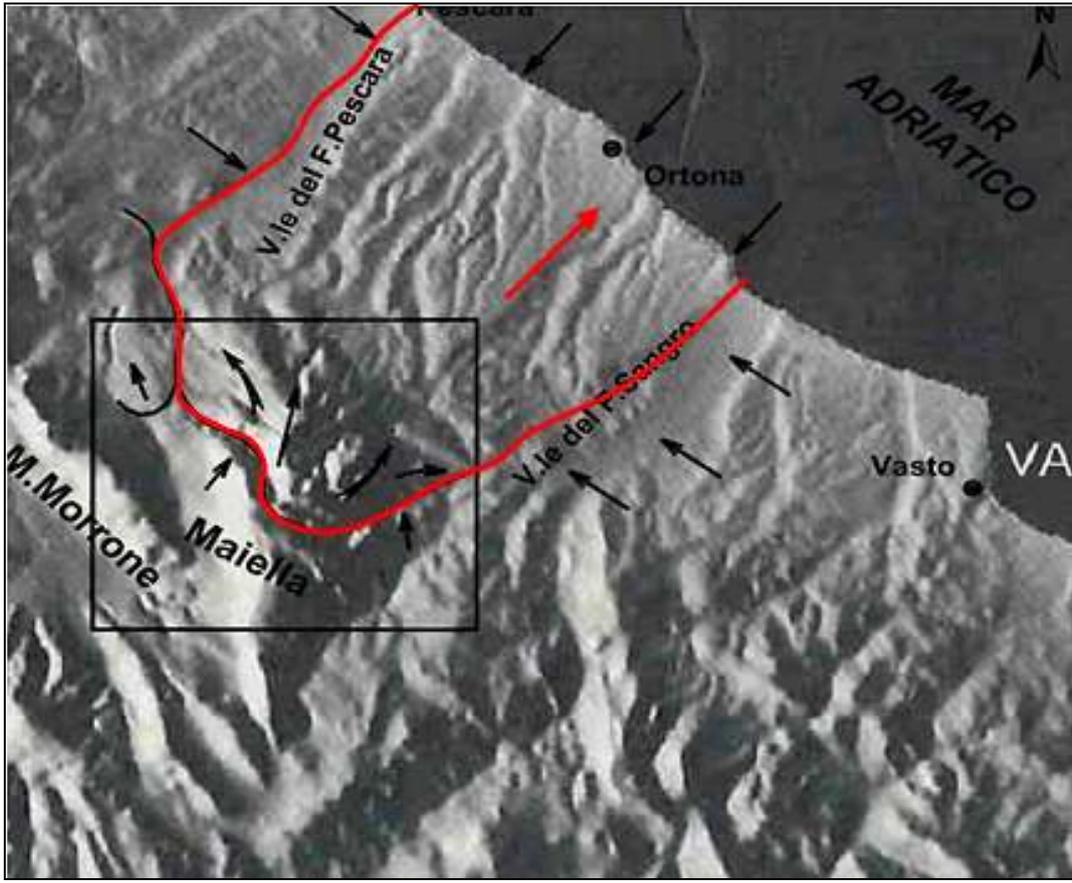
Inoltre, le attuali condizioni climatiche e l'altimetria della Maiella (2793 m) rendono possibili i distacchi di massi o corpi di frana per i fenomeni legati alla fusione del permafrost che, seppure più attivi nei quadranti esposti a N, potranno interessare anche quelli orientali e sud-orientali: in tutti ricadono rispettivamente gli abitati e le infrastrutture di Guardagrele, Caramanico, Casoli, Fara S. Martino e Lama dei Peligni.

Nel Pliocene medio-superiore si delinea la struttura dell'anticlinale asimmetrica della Maiella a vergenza adriatica, il cui fianco orientale mostra inclinazione degli strati via via crescente fino alla subverticalità; a seguito del progredire del sovrascorrimento, si verifica il piegamento delle faglie, sempre normali, E-immersenti durante lo sviluppo dell'anticlinale associata al thrust e la propagazione di quest'ultimo fino al rovesciamento di tutta la successione. Questa tende ad immergersi sotto i depositi di avana fossa pliocenici, deformandoli fino a creare in essi DGPV e Grandi Frane, sottolineando il ruolo della forza di gravità e i meccanismi e le geometrie di rottura che molto richiamano quelli delle tipologie di frana per scorrimento rotazionale o roto-traslazionale, (Guerricchio, 2010), (Figg. 10. a, b, c). In tutto il territorio richiamato, si individuano

scarpate spesso elaborate e smussate da successive fasi di erosione, rotture dei fianchi laterali costituenti in alcuni casi i trench di unità di frana, corpi talora basculati, ribassati e alquanto disarticolati, che nel loro movimento hanno prodotto evidenti deviazioni laterali d'alveo, restringimenti delle stesse sezioni vallive, cambiamenti delle giaciture degli strati, deformazioni planimetriche del reticolo idrografico, ecc. (Figg. 11. a, b). Date, però, le eccezionali dimensioni planimetriche e volumetriche di alcune di queste, si è avanzata e si avanza, anche qui, la proposta di indicarle come “Deformazioni Gravitative Territoriali” (DGT), alle quali si accompagnano, comunque, quelle più solitamente definite deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) e Grandi Frane, (Guerricchio, 2010).



a)



b)

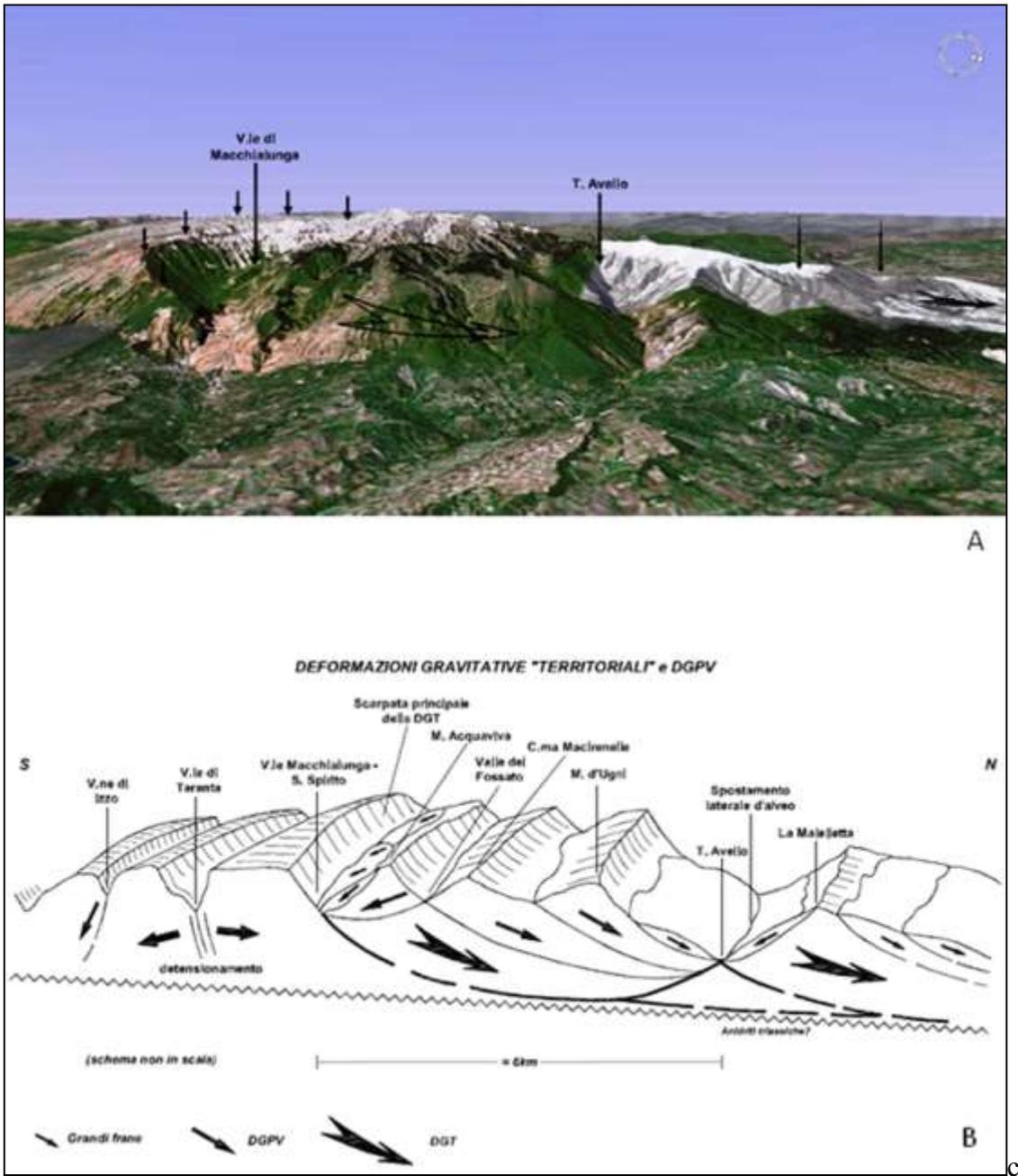


Fig. 11. **a)** – Immagine satellitare del territorio della Maiella, esteso fino alla costa Adriatica; **b)** – DTM dell’area del Morrone e della Maiella; in quest’ultima si riscontra la grande rottura gravitativa, a forma di ampio ferro di cavallo e una serie di deformazioni del reticolo idrografico nella fascia pedemontana rivolta verso l’Adriatico. Le frecce grandi indicano i versi delle principali deformazioni gravitative (macroscorrimenti e spandimenti laterali), le due più piccole le scarpate di rottura principali. Si può ancora riconoscere la deformazione generalizzata del territorio compreso tra le valli dei fiumi Pescara, Sangro e la costa (frecce sottili), dovuta anche alle spinte da parte delle deformazioni gravitative. Le deformazioni arcuate dei due corsi d’acqua ad E della parte bassa del Sangro, originate sempre dalle spinte dalle DGPV della Maiella, devono aver fatto limitatamente ruotare in senso antiorario il blocco di Vasto; **c)** – A) - Veduta satellitare tridimensionale da E della Maiella, con le grandi deformazioni gravitative “territoriali” o di primo ordine (almeno tre unità), a cui sono collegate le DGPV di minori dimensioni o di secondo ordine e le Grandi Frane (schema B). Il movimento delle masse verso N (freccia grande al centro) è determinato dal richiamo gravitativo da parte della paleo-valle del T. Avello e prima ancora dalla paleo-depressione del F. Pescara (al margine destro fuori immagine), che richiamano e ribassano progressivamente tutta la struttura in quella direzione (frecce verticali e freccia piena più piccola sulla destra). In corrispondenza delle rotture gravitative si impostano le attuali valli, la principale delle quali è la Valle di Macchia Lunga (a sinistra), il cui fianco destro rappresenta proprio la scarpata (frecce piccole) della rottura a forbice (principale) delle

“DGT”; B) - Sezione schematica S-N delle deformazioni gravitative “territoriali” multiple (macroscorrimenti) che dalla Valle di Macchia Lunga si estendono per oltre 7 km verso il T. Avello, mobilitandosi al di sopra di un possibile livello lubrificante (Anidridi di Burano?) poco inclinato verso N. Il detensionamento così determinatosi nel settore meridionale ha prodotto, poi, o quantomeno ha esaltato lo “squarcio” (trench) della Valle di Taranta, (da Guerricchio, 2010).

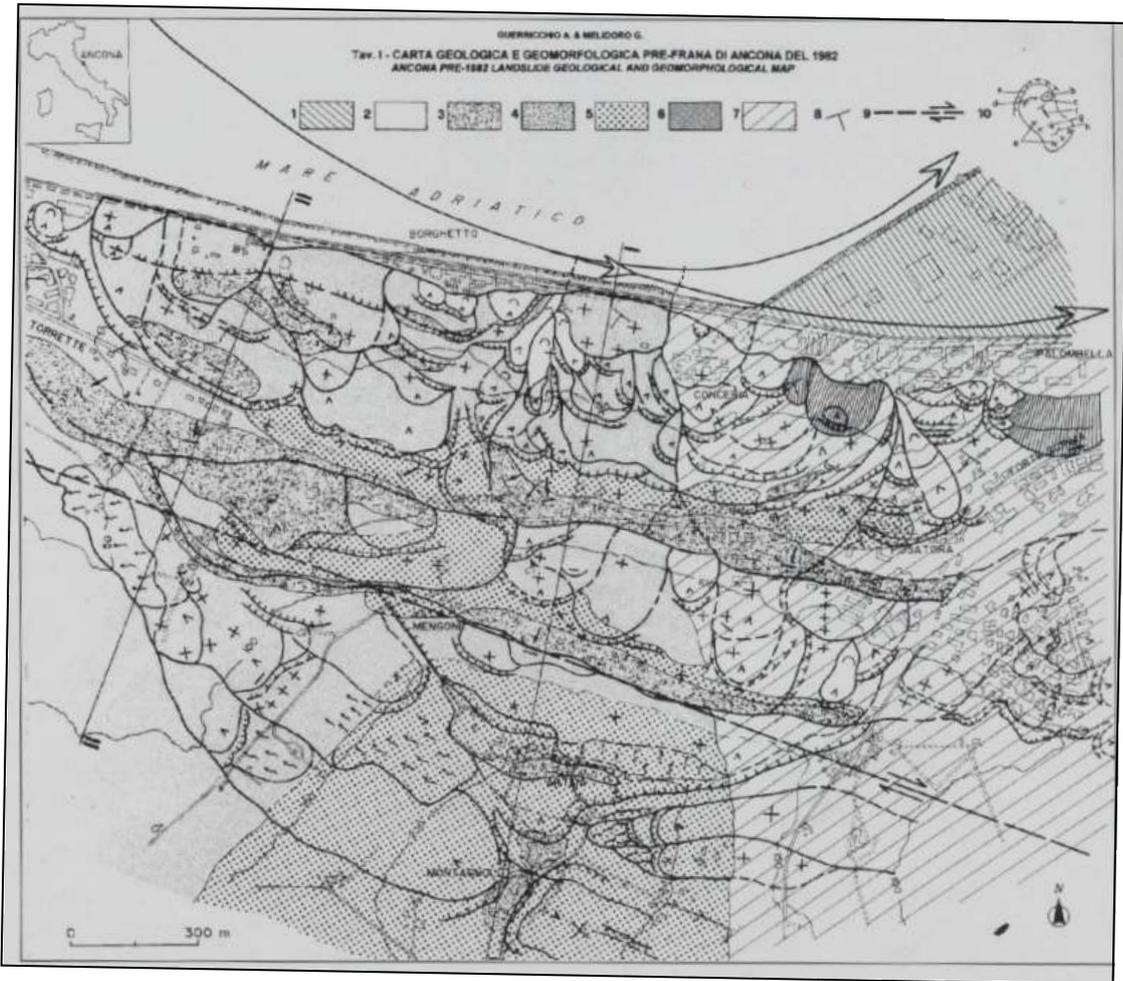
Marche-Ancona

Un ulteriore esempio di convivenza con i grandi movimenti di massa è, nelle Marche, la città di Ancona, ove i suoi spostamenti gravitativi e del limitrofo territorio verso il mare innescano una forte erosione marina, (Figg. 12. a, b, c, e). Nella Fig. 12. e) si osservano alcune morfologie da attribuirsi a recenti movimenti di massa del tipo frane multiple rotazionali o rototraslazionali, su cui si è sviluppata ed espansa la città e la zona del porto, da altri Autori interpretati come pieghe e quindi in chiave tettonica.

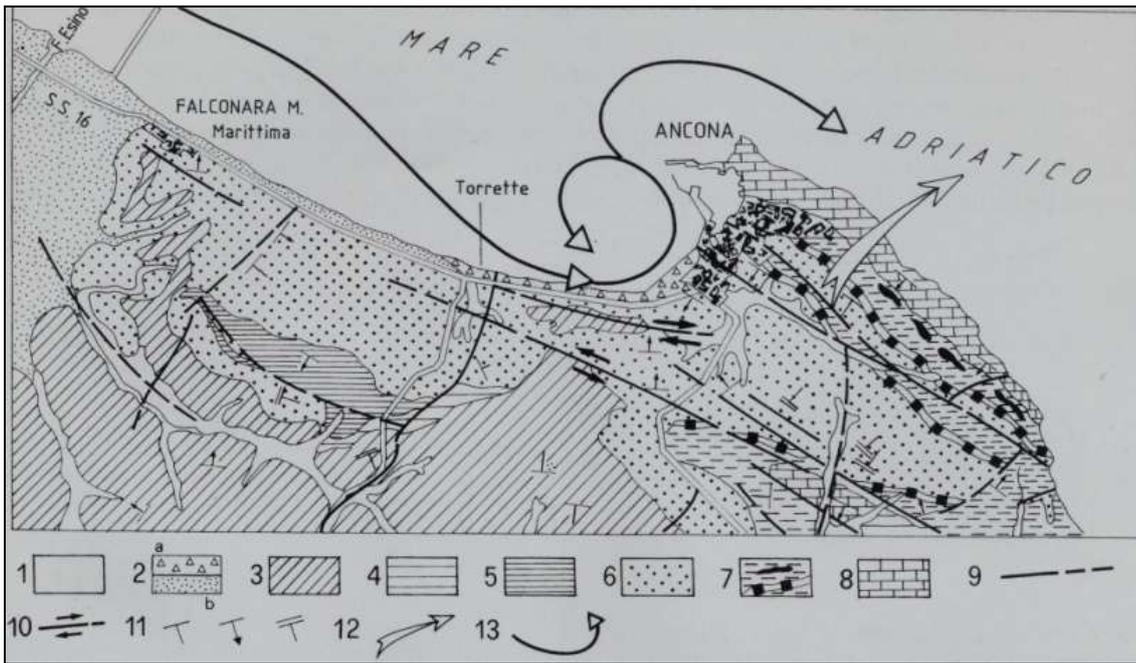
La formazione geologica costituente gran parte dell’area di Ancona è data da marne e marne calcaree grigiastre, nocciola, grigio-verdastre, in strati di spessore variabile, nota in letteratura come Formazione dello “Schlier” del Miocene Medio. Questa certamente ha risentito e risente delle spinte della Catena Appenninica, cosicché tale tipologia di frane è da considerare una risposta alle spinte tettoniche al fronte della Catena Appenninica, (Figg. 12. a, c), (Guerricchio, 1988; 1990; Guerricchio & Melidoro, 1996, 1998). Da notare pure che queste deformazioni gravitative coinvolgono gran parte del territorio nell’ hinterland dell’abitato, (Figg. 12. a, c, d, e, f), in cui si notano, infatti, scarpate di antiche deformazioni gravitative, contropendenze, bulgings, ecc. (Fig. 12. e). I movimenti e gli spostamenti verso N e NNE anche dei corpi delle antiche Grandi Frane hanno poi conferito la strana forma al profilo costiero di quell’area, innescando ed esaltando i fenomeni di erosione della costa, che nel tempo, pure col contributo negativo di futuri sismi, potranno far collassare le porzioni più esposte e protese verso la costa, come avvenuto nel dicembre del 1982, (Figg. 12. b, c, d, e, f, g, h, i-i’, l, m), (Guerricchio, 1988). In quell’ occasione, infatti, ci fu la rimobilizzazione di un antico scorrimento poco a N del centro di Ancona, esattamente nel versante costiero del Montagnolo, che con un fronte di ca. 2000 m interessò un’area di poco superiore ai 450 ha, (Figg. 12. e, f, g, h, i-i’, l, m). Essa coinvolse, fino a profondità non inferiori al centinaio di m, il pendio costituito in prevalenza di argille marnose grigio-azzurre, con saltuari livelli sabbiosi, del Plio-Pleistocene, di 10° di pendenza media, (Figg. 12. e, f, g, h, i-i’, l, m). Il territorio anconetano, come è noto, ricade in una regione soggetta a sollecitazioni tettoniche a grande componente orizzontale che vi hanno prodotto una fitta serie di faglie inverse con superficie da poco inclinata a suborizzontale, presenti soprattutto nella fascia di mare antistante l’arco romagnolo-marchigiano-abruzzese ed in parte molisano, (Figg. 12. a, b, c), (CNR - Carta tettonica d’Italia, 1983; Crescenti et alii, 1977, 1983). Le evidenze geologiche e storiche mostrano che il suddetto scivolamento è stato un episodio inquadrabile in una lunga serie di movimenti intermittenti del pendio, causati proprio dai recenti sollevamenti e spostamenti verso E di tutta l’area romagnolo-marchigiano-abruzzese, (Figg. 12. a, b, c). Non è, tuttavia, da escludere l’azione dell’erosione al piede (anche sommerso) esercitata dalla corrente marina discendente da NNW (*long shore*) alla base del versante del Montagnolo, che dopo la costruzione del “pennello” a sud della foce del F. Esino, prima viene deviata verso W, quindi rientra ed urta con notevole angolo d’incidenza la base del versante stesso, forse innescando il movimento gravitativo, ma certamente accentuando il motivo delle deformazioni gravitative di quell’area, (Figg. 12. e, g, h, l), (da Guerricchio & Melidoro, 1996).



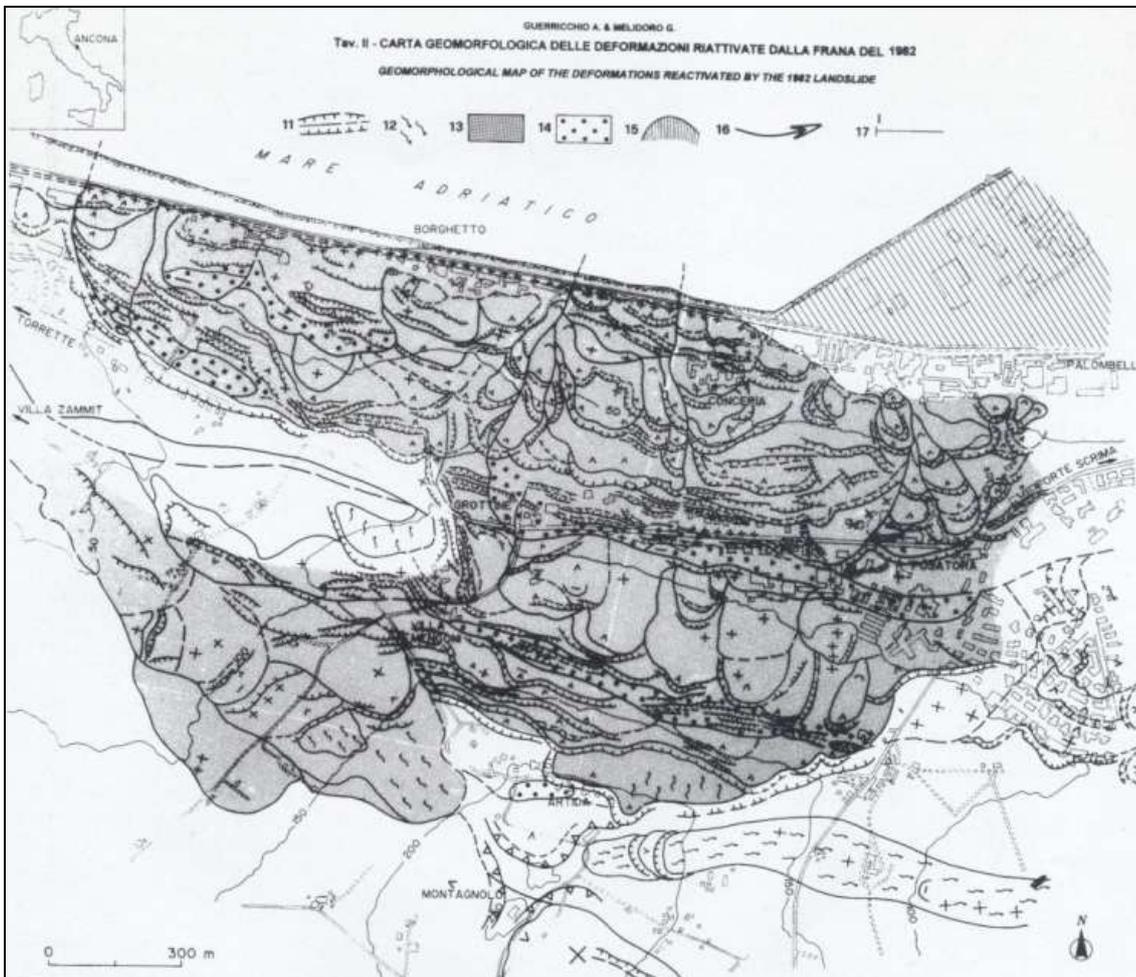
e)



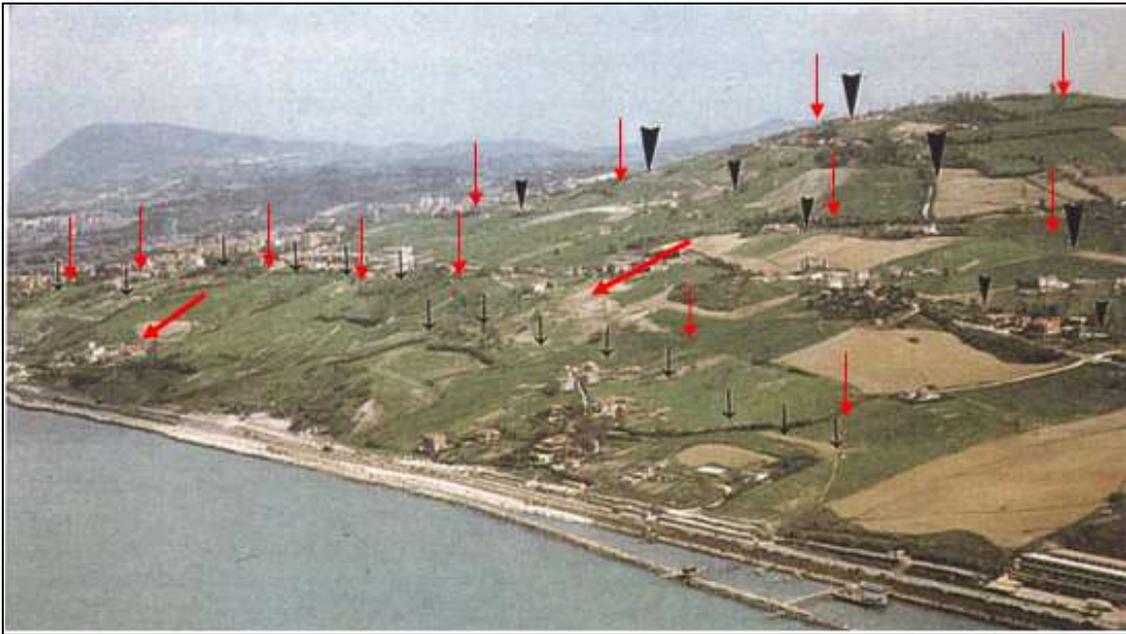
f)



g)



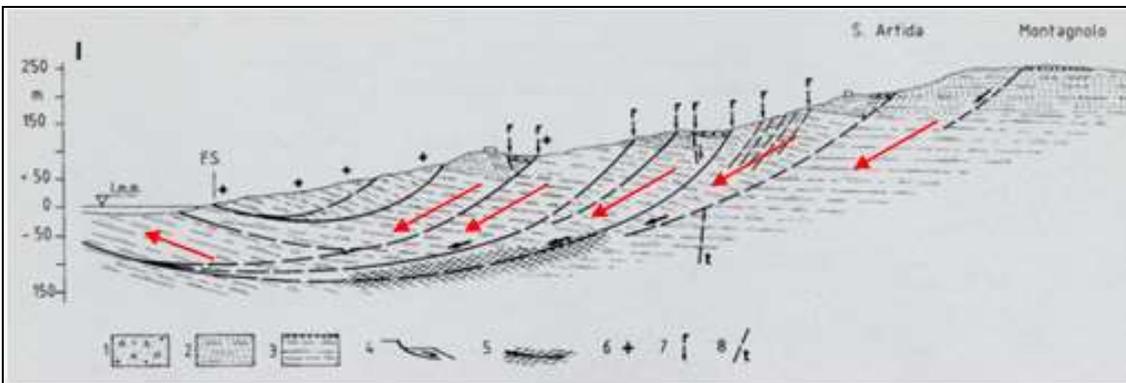
h)



i)



ii)



ii)

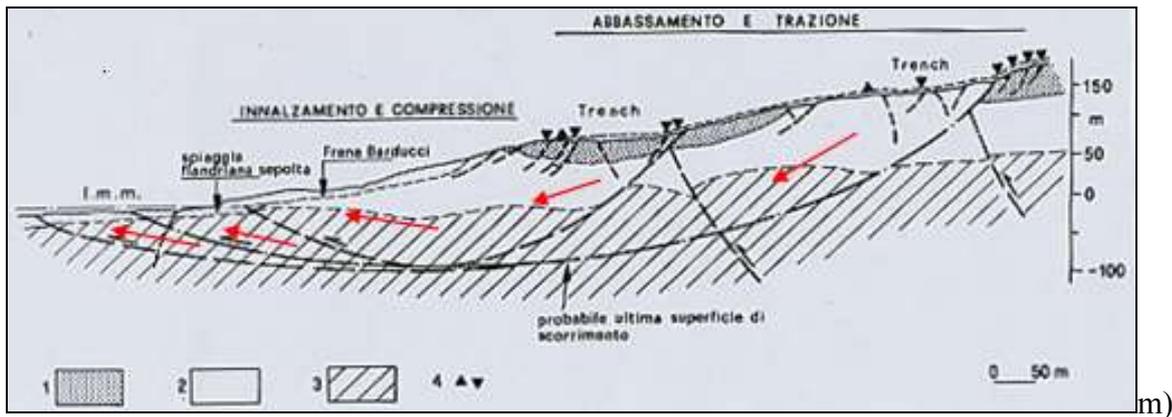


Fig. 12. **a)** – Landsat in falsi colori da cui si evincono le spinte dell'arco centro - Appenninico sulla "striscia" di depositi postorogeni, che tendono pertanto a deformarsi anche con rotture radiali. Tali spinte sono influenzate dalle principali faglie trascorrenti, Livorno-Sillaro (L e Sl) a N, Olevano-Antrondoco-Sibillini (O-A-S), (ex Linea Ancona-Anzio Auct.), Terni-Visso e Volturmo-Sangro a S. Dall'immagine appare possibile che alcune depressioni, quali la Conca di Rieti (CR) ed il Lago del Fucino (LF) siano dei bacini "pull apart". Molto evidenti risultano la lunga Linea Val Roveto-Atina (VR-A), l'asse della piega-faglia dei Sibillini (S) ed il fronte di quella del Gran Sasso (GS). Sono pure riconoscibili alcune lineazioni circolari (vortici?) in prossimità delle trascorrenti; **b)** – Schema tettonico della fascia adriatica tra la Romagna ed il Molise (dalla Carta Geologica d'Italia, modif.): 1. Successioni tardo e postorogene; 2. Successioni pelagiche calcareo-silico-marnose dell'Appennino centro settentrionale e depositi flyscioidi collegati; 3. Argille varicolori Auct. (Complessi Liguride e Sicilide); 4. Successioni carbonatiche interne ed esterne dell'Appennino centrale; 5. Fronte esterno dell'"Alloctono appenninico"- Sovrascorrimenti regionali; 6. Sovrascorrimenti, faglie inverse minori; 7. Faglie trascorrenti principali; 8. Piccole trascorrenti lungo i principali fiumi; 9. Direzioni delle spinte orizzontali da parte delle falde appenniniche; **c)** – Sezione geologica schematica tra il fronte di accavallamento dell'Appennino (Gran Sasso) ed il Mare Adriatico (Silvi Marina), con le principali strutture di compressione nel primo che si trasmettono nei depositi post-orogenici, con formazione di faglie inverse presenti pure nei depositi sottomarini: Pleistocene - 1 - 2: Depositi morenici; Sabbie conglomeratiche; Calabriano, Pliocene Sup., Medio e Inf.; 3 - 4: Sabbie ed argille; Argille grigio-azzurre; Miocene Sup.: 5. Marne di Monte dei Corvi; 6. Gessi e argille gessose; 7. Formazione della Laga; Miocene Medio - Inf.: "Schlier"; Calcareniti glauconitiche, ecc.; Paleogene: Marne e calcari detritici; Cretacico Medio: Calcari e calciruditi; Dogger - Lias Medio - Inf.: 12. Calcari bioclastici; 13. Calcari marnosi, ecc.; 14. Calcare massiccio; 15. Versi delle spinte a componente orizzontale. Per comodità alcuni tratti omogenei nella sezione sono stati eliminati; **d)** – Schema di suddivisione in "conci" dei terreni della fascia argilloso-sabbiosa postorogena, separati da faglie trascorrenti a piccolo rigetto e variamente basculati, a seguito delle spinte operate da tergo dal fronte appenninico, da immaginarsi sullo sfondo del disegno; **e)** – Erosione ad Ancona. Le frecce rosse indicano scarpate di antiche rotture da scorrimenti rotazionali multipli, con verso di movimento verso la costa, ove i corpi geologici sottraggono spazi al mare, "costringendolo" ad erodere la costa per recuperare il suo antico "possedimento"; **f)** – Carta geologica e geomorfologica pre-frana di Ancona del 1982 (la legenda di questa carta riporta anche quella della **g)** dal n° 11 al n° 17): 1) Colmata dell'area portuale; 2) Corpi di frana di terreni eterogenei molto rimaneggiati. Attuale-Recente; 3) Depositi argilloso-sabbiosi ehivio-colluviali. Attuale-Recente; 4) Sabbie quarzoso-micacee, giallastre, poco cementate con livelli di ghiaie prevalenti nella parte alta. Sabbie di Monte Gallo. Pleistocene; 5) Sabbie grigie ed ocracee, con arenarie e calcareniti organogene (panchina); argille limose, marnose, grigio-azzurre ed ocracee con sabbia. Pleistocene inferiore- Pliocene superiore ?; 6) Argille marnose e marne argillose, limose, plumbee talora debolmente sabbiose, con livelli e lenti di sabbie fini, sopra consolidate - Marne di Numana. Pliocene medio-superiore; 7) Marne e marne argillose grigie, con occasionale gesso - Marne di Monte dei Corvi. Pliocene inferiore; 8) Giacitura degli strati: inclinazione 10°-20°; 9) Faglia con probabile componente di movimento orizzontale; 10) Frana: a) ciglio e scarpata principale; b) limite del corpo di frana; c) conca; d) scarpata di rottura secondaria; e) rigonfiamento; f) superficie ruotata contromonte; g) scorrimento e verso principale di movimento; h) colata; 11) Principali trenches; 12) Creep; 13) Versante deformatosi nel 1982; 14) Cunei insaccati dei principali trenches; 15) Scarpata di cava abbandonata; 16) Senso principale della corrente marina sottocosta; 17) Traccia di sezione geologica; **g)** – Carta geologica schematica dell'area di Ancona: 1. Riempimento artificiale. 2. Alluvioni argilloso-sabbiose, (a) Attuale-Recente; Alluvioni terrazzate

ghiaioso-sabbiose e limose, (b) Pleistocene-Olocene. 3. Argille marnose, limose con lenti di sabbie ocracee ed arenarie friabili; Argille marnose, limose ed arenarie organogene. Pleistocene. 4. Argille marnose grigio-azzurre ed alternanze di argille marnose e sabbie. Pleistocene. 5. Argille marnose, limose con intercalazioni di sabbie ed arenarie friabili. Pliocene medio. 6. Argille marnose con alternanze di argille e sabbie più frequenti nella parte inferiore. Pliocene inferiore. 7. Marne, marne argillose grigie, calcari marnoso-arenacei grigi, calcareniti ed arenarie (Formazione a Colombacci); livelli di gesso associati ad argille gessose nella parte bassa. Messiniano. 8. Marne e marne calcaree grigiastre, nocciola e grigio verdastre, stratificate - Miocene Medio. 9. Faglie inverse e dirette. 10. Probabili faglie trascorrenti. 11. Giacitura degli strati: 10°-40°; 45°-70°; >70°. 12. Senso principale di divaricamento della struttura di Ancona. 13. Linee di correnti marine discendenti lungo la costa, che hanno prodotto l'erosione al piede del versante del Montagnolo e dell'estremità nord-occidentale della struttura di Ancona, creando, con lo svuotamento, il piccolo golfo; **h**) – Carta geomorfologica delle deformazioni riattivate dalla frana del 1982; **i, i'**) – Vedute semi-frontali e laterali da N e da NE della collina del Montagnolo. Le frecce grosse indicano il ciglio principale della frana, quelle medie la rottura principale, le piccole una delle rotture secondarie; **i** segni + rigonfiamenti, **i** – depressioni e/o trenches; **l**) – Sezione geologica della frana di Ancona: 1. Depositi eluvio-colluviali sabbioso-argillosi con ciottoli. Attuale. 2. Sabbie e sabbie limose, passanti verso l'alto a conglomerati. Pleistocene. 3. Argille marnose con sottili strati sabbiosi. Pliocene superiore-Pleistocene. 4. Corpo di frana. 5. Fascia di probabile deformazione plastica profonda. 6. Rigonfiamento. 7. Rotture riattivate con la frana del 1991. 8. Probabile faglia trascorrente, (da Guerricchio & Melidoro, 1996); **m**) – Sezione geologica della grande frana di Ancona del 1982 (ricostruita soltanto dall'esame di aerofoto) con lo spostamento verso la costa. 1. Depositi sabbiosi pleistocenici; 2. Argille marnose e sabbie Plio – Pleistoceniche; 3. Argille Plioceniche; 4. Cracks da trazione, da taglio e rigonfiamenti. Le rotture dello scorrimento rotazionale proseguono pure nel fondale marino, che è stato in parte rialzato, (da Guerricchio, 1988).

Valle del Tronto - Ascoli Piceno

La Valle del Tronto mostra fundamentalmente gli stessi caratteri strutturali ora delineati per la zona di Ancona, per cui valgono pure per questo territorio quanto riportato nelle Figg. 13. a, b, c, d. Infatti, da Ascoli Piceno al mare (Figg. 13. a, b) la valle presenta il versante sinistro coinvolto in estesi movimenti gravitativi (Guerricchio, 1968), che richiamano ciò che da noi venne pubblicato nel 1990 a proposito delle variazioni dell'inclinazione della costa adriatica a seguito delle spinte dell'Appennino, (Guerricchio, 1990), (Figg. 13. a, b, c, d). L'esteso versante sinistro del F. Tronto, infatti, è in lentissimo movimento verso SSE, spostando tutto il corso d'acqua sulla sua destra idraulica così da erodere le argille grigio-azzurre del versante opposto, che per tale ragione mostrano pareti verticalizzate, con fondato rischio di frane localizzate. Al contrario le colline in sinistra idraulica del Tronto presentano superfici digradanti morbidamente verso il corso d'acqua, seppure con evidenti zone dalle morfologie più inclinate tipiche delle scarpate da rotture a taglio da frane di scorrimento rotazionale (Figg. 13. a, b).

Poco più a N del F. Tronto si colgono ancora importanti lineamenti geomorfologici di deformazioni gravitative nelle colline argilloso-sabbiose, che sono densamente attraversate da fossi impostatisi lungo le superfici di taglio multiplo da DGPV. Nella Fig 13. d), infatti, si osservano ancor meglio le superfici di rottura da frane di scorrimento multiplo, ancorchè mascherate dall'attività erosiva, che le farebbe apparire come fossero generate da quest'ultima fenomenologia. Al contrario, ad un esame più attento, esse risultano nella loro reale, iniziale natura di antiche fratture da frane, nelle quali l'attuale deflusso delle acque con la relativa erosione si è sovrapposto.

Più a S, invece, nel versante della costa pescarese, le spinte tettoniche verso E delle strutture delle Montagne del Morrone e del Gran Sasso d'Italia hanno fortemente deformato i terreni mio-plio-quadernari condizionando la fitta idrografia e causando le considerevoli, estese deformazioni gravitative (Grandi Frane) in essi riscontrabili, (Fig. 13. f).



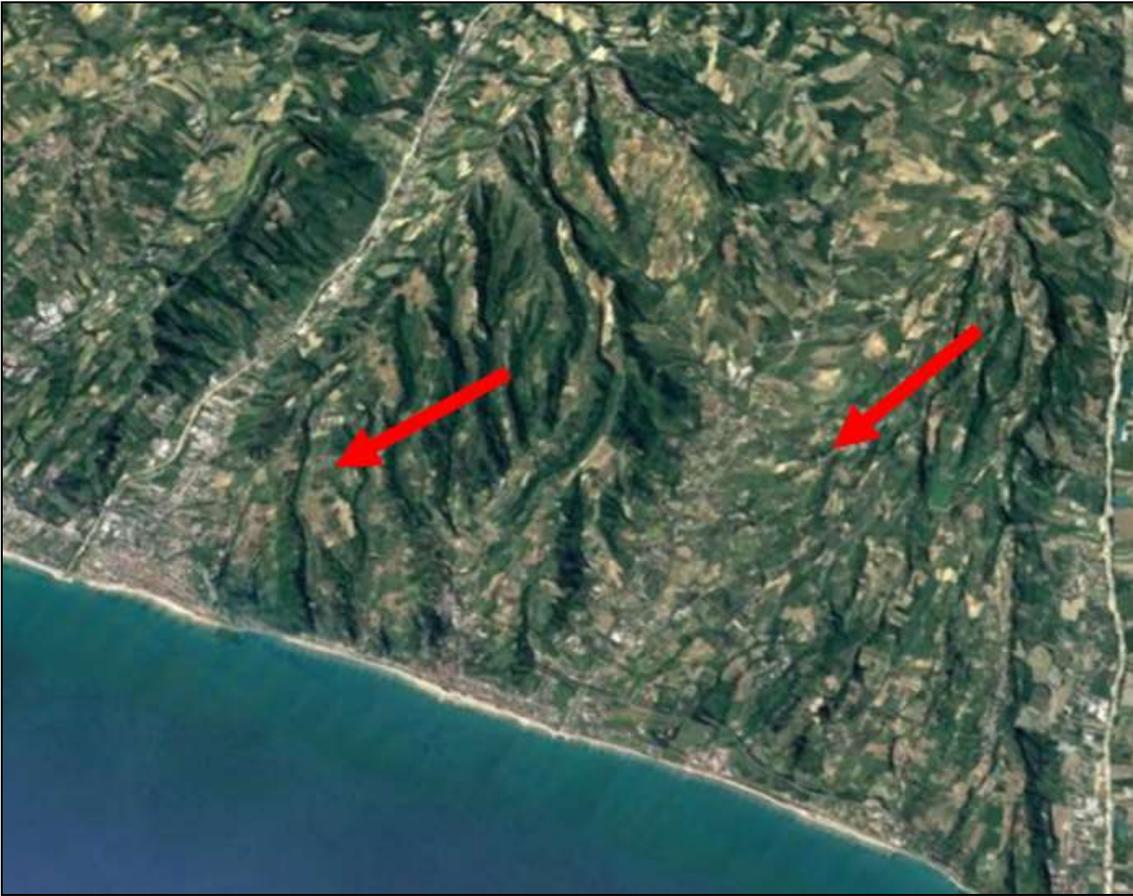
a)



b)



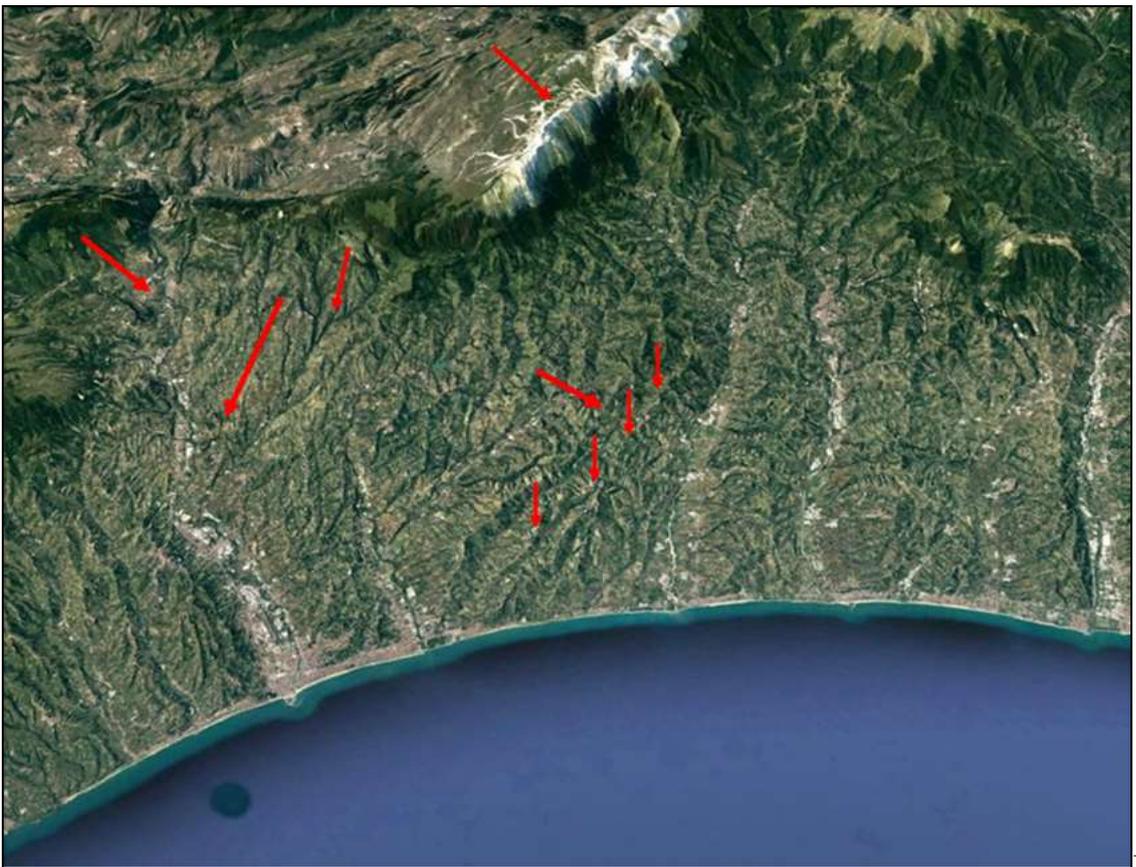
c)



d)



e)



f)

Fig. 13. a) – La fascia adriatica ad E del Gran Sasso (rilievo innevato), le cui spinte tettoniche hanno deformato i terreni della medesima (piccole frecce) e provocato grandi frane (frecce grosse) nella parte alta del Fiume Pescara in cui esso crea una cinematica di tipo pull-apart; **a)** – La Valle del Tronto, da Ascoli Piceno al mare presenta il versante sinistro coinvolto in vasti movimenti gravitativi, che riflettono motivi

tettonici a seguito delle spinte dell'Appennino (Figg. 12. a, b). L'esteso versante sinistro del F. Tronto, infatti, è in lentissimo movimento verso SSE così da spostare tutto il corso d'acqua sulla sua destra idraulica, erodendo le argille grigio-azzurre di quella sponda. Essa mostra, infatti, pareti verticalizzate, mentre le "colline" in sinistra idraulica presentano superfici gradatamente abbassantesi verso il corso d'acqua, con evidenti zone di scarpata di deformazioni gravitative del tipo scorrimento rotazionale (da Guerricchio, 1968); **b**) – L'estesa deformazione gravitativa dell'intero versante sinistro del F. Tronto, ove le argille azzurre si spostano verso la sponda destra, innescandovi "erosione di sponda" di lunghezza chilometrica, con possibilità di franamenti localizzati ma anche estesi; **c**) – Colline argilloso-sabbiose, poco a N del F. Tronto, densamente attraversate da fossi impostati lungo le superfici di taglio multiplo; **d**) – Ingrandimento delle superfici di rottura da frane di scorrimento multiplo, mascherate dall'attività erosiva, che le fa apparire come generate da quest'ultima; **e**) – Altra angolazione della veduta delle due precedenti figure, che ancor meglio rende evidente la reale natura gravitativa delle "incisioni" per scorrimenti multipli, erroneamente attribuiti a processi di erosione subaerea, che pure esiste! Le frecce verticali nelle **d**) ed **e**) sottolineano, a mo' di esempio, i cigli delle scarpate di rottura da scorrimenti multipli in due zone non distanti dalla costa; **f**) – Versante e costa pescarese: le spinte verso E delle strutture delle Montagne del Morrone e del Gran Sasso d'Italia hanno fortemente deformato i terreni mio-plio-quadernari determinando i percorsi della rete idrografica e la grande, estesa franosità in essi riscontrabile.

Abruzzi-Torino di Sangro

I caratteri geomorfologici della costiera adriatica tra Pesaro e Termoli mostrano che da tempi remoti sono attive deformazioni gravitative di versante, anche molto profonde, che hanno spesso danneggiato oltre i centri abitati anche la Ferrovia ed altre importanti infrastrutture quali Strade Statali ed Autostrada, nevralgiche per il traffico tra N e S della penisola, (Guerricchio et Al., 1994; Guerricchio & Melidoro, 1995, 1996 a, b).

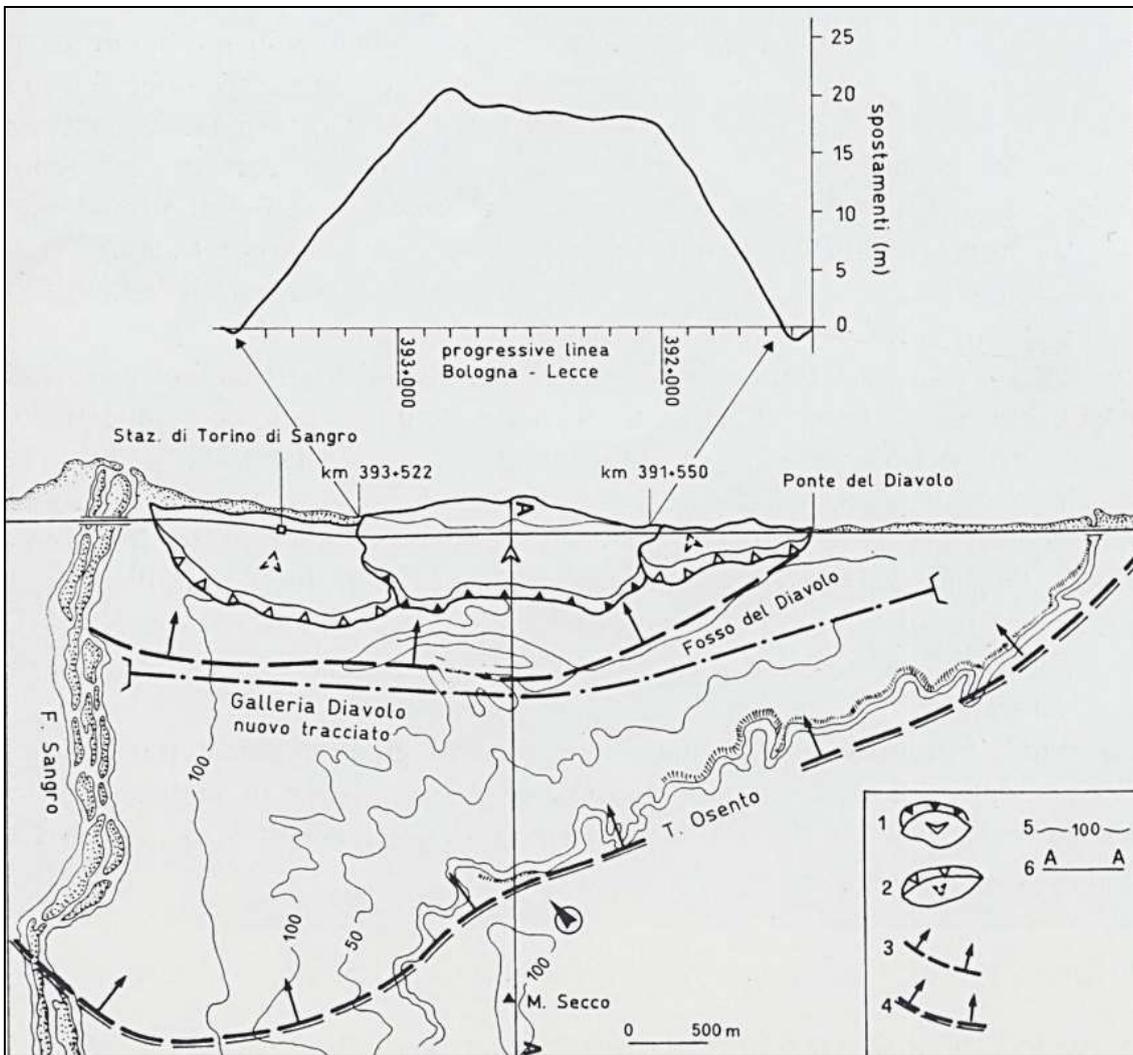
Sotto l'aspetto geologico tra Pesaro e Vasto affiorano terreni post-orogenici plio-quadernari, eccezion fatta per la zona di Ancona, ove i terreni, come detto, sono calcarei mesozoico-paleogenici, depositi nell' "avanfossa periadriatica"; successivamente per trasgressione essi sono stati ricoperti da terreni sciolti e dalla coltre alloctona. I primi sono costituiti dalle argille grigio-azzurre passanti verso l'alto a sabbie gialle e conglomerati; su questi ultimi a loro volta si sono depositate ghiaie e sabbie continentali. Le argille grigio-azzurre sono stratificate con debole inclinazione verso NE e nei livelli sabbiosi interstratificati, soprattutto nella parte alta, sono presenti falde anche in pressione (Guerricchio et al., 1994; Guerricchio & Melidoro, 1995, 1996 a, 1996 b).

Il movimento delle coltri con polarità media verso NE caratterizza l'assetto tettonico di quell'area, con faglie inverse e trascorrenti. La neotettonica ha sollevato e suddiviso in blocchi i depositi plio-pleistocenici dell'intera fascia esterna appenninica, variamente basculandoli, condizionando il reticolo idrografico principale (Mostardini & Merlini, 1986; Guerricchio, 1988, 1990; Guerricchio & Melidoro, 1996 a). La scomparsa di spiagge significative (ad es. a Vasto) è l'altra caratteristica geomorfologica della fascia costiera, che denota l'avanzamento verso il mare di grandi masse per deformazioni gravitative di versante, simulando al contrario un falso avanzamento del mare verso la costa (Guerricchio, 1988, 1990; Guerricchio & Melidoro, 1996, a).

A Torino di Sangro, tra Francavilla e Vasto, ed in particolare tra le foci del Fiume Sangro e del Torrente Osento, nei primi del '900 si verificarono frane costiere, tra cui la più grave fu quella del 1916 (Fig. 14. a), che in seguito a un evento pluviometrico persistente ed abbondante dislocò circa 2 km di binari, facendo deragliare e rovesciare sulla spiaggia un convoglio ferroviario (Segrè, 1918). Nell'occasione le argille del fondale marino furono sollevate di ca. 10 m sul livello del mare fino ad una distanza di ca. 200 m dalla linea di costa (Segrè, 1918), (Figg. 14. a, b). Successivamente (Guerricchio, 1988) venne evidenziato come la frana sia stata la rimobilizzazione parziale di un precedente corpo di frana, a sua volta avvenuto nell'ambito di un'enorme deformazione gravitativa nella cui rottura si è impostato l'alveo del T. Osento, (Figg. 14. a, b, c).



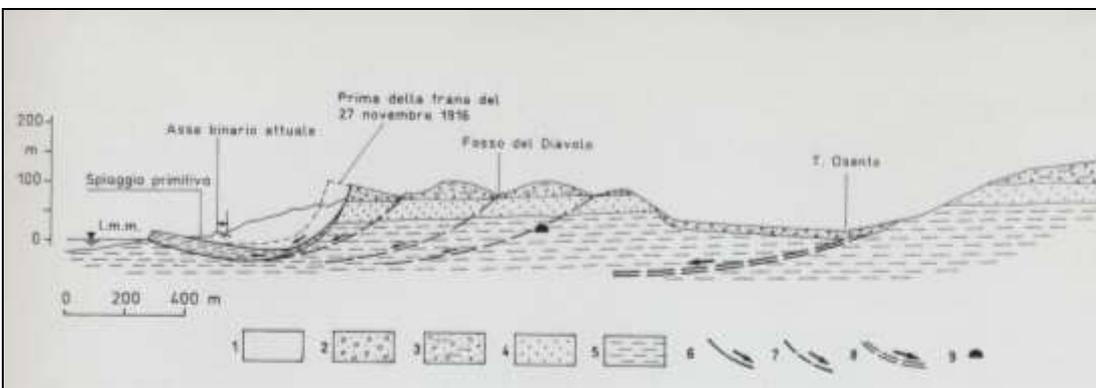
a)



b)



c)



d)



e)

Fig. 14. **a)** – Grande Frana di Torino di Sangro (1916). Argille grigio-azzurre del fondale marino sollevato con ciottoli e conchiglie (foto Segrè, 1018); **b)** – Frane di Torino di Sangro. Planimetria schematica: 1.

Frana del 27 novembre 1916; 2. Corpi di frana costieri anteriori al 27 novembre 1916; 3. Probabili rotture gravitativa multiple iniziali; 4. Rottura gravitativa profonda del Torrente Osento; 5. Traccia di sezione geologica, (Guerricchio & Melidoro, 1988); e) – Google della zona costiera di Torino di Sangro. La fascia boscata ricopre i corpi e le scarpate dell’antica frana del 1916; poco all’interno della scarpata costiera si intravede una seconda rottura gravitativa. La morfologia del “triangolo” compreso tra la costa e il T. Osento richiama quella della zona di Petacciato poco più a sud; d) – Sezione geologica delle frane di Torino di Sangro: 1. Terreni caotici di corpi di frana, Olocene; 2. Ghiaie e sabbie alluvionali, Olocene; 3. Sabbie gialle fini, molto addensate, con livelli di arenarie grossolane, con resti vegetali carboniosi e di limi argillosi, con corpi lenticolari di conglomerati ricoperti da ghiaie e ciottoli in matrice sabbiosa continentali, Pleistocene medio-superiore; 4. Argille e limi grigio-azzurri, talora con sottili livelli di sabbia, Pleistocene inferiore; 5. Rottura della frana del 27.11.1916; 6. Probabili rotture gravitative profonde, iniziali; 7. Probabile rottura gravitativa profonda lungo il T. Osento; 8. Livello medio marino; 9. Nuova galleria ferroviaria Diavolo (da Segrè, 1918; Guerricchio, 1988); e) – Google della zona costiera di Torino di Sangro: è molto evidente la rottura lungo la parte terminale del T. Osento (frecce) che amplia, quindi, il corpo di frana mobilizzabile in futuro (frecce grosse orizzontali).

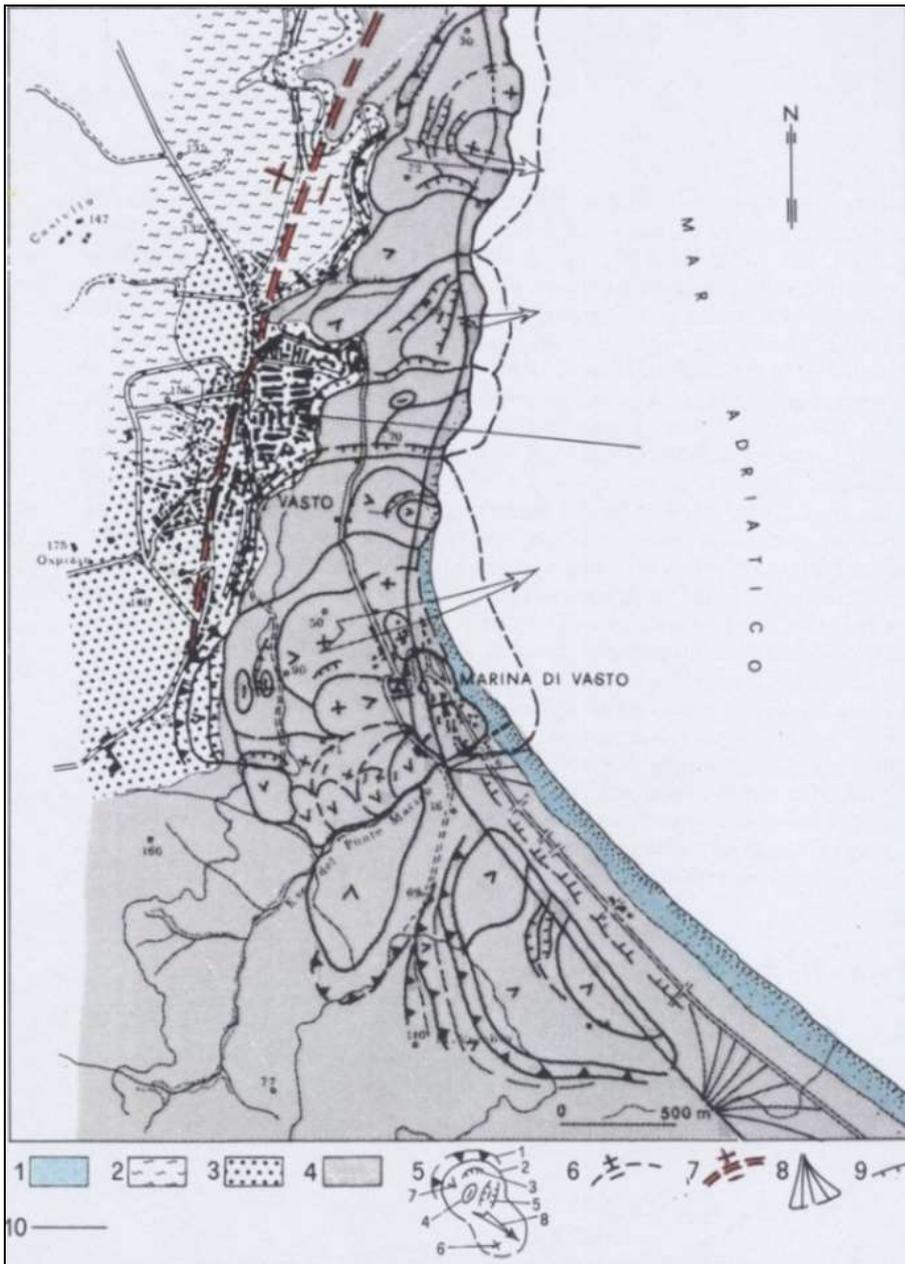
Abruzzi–Vasto

Pure nella fascia costiera di Vasto si osservano DGPV e Grandi Frane connesse con il recente sollevamento e basculamento tettonico che hanno diviso la successione dei terreni plio-pleistocenici. Le deformazioni sono quelle tipiche delle successioni argilloso-sabbioso-conglomeratiche dei terreni postorogeni con rimobilizzazioni parziali o totali nel tempo, prosecuzione nei fondali marini, eventi più frequenti negli ultimi mesi od i primi mesi dell’anno quando le falde sono ricaricate, ecc.

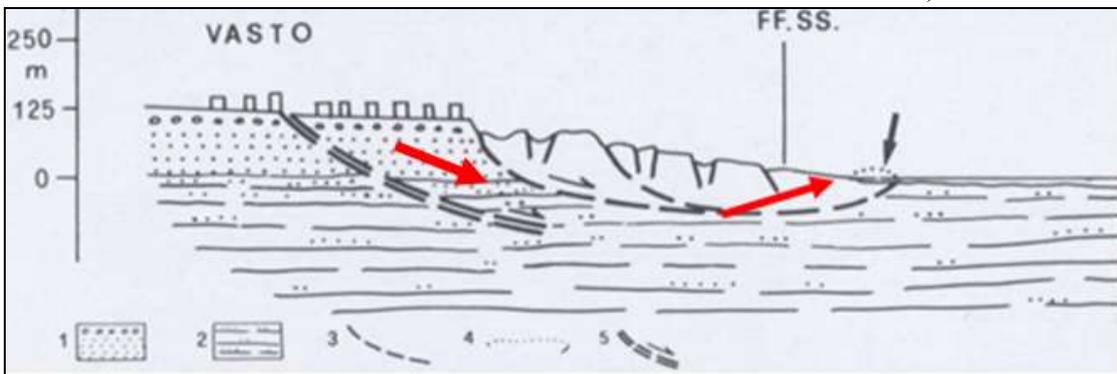
Nell’aprile del 1816 uno scorrimento rotazionale di grandi dimensioni interessò il versante adriatico della città di Vasto (CB), (Figg. 15. a, b, c), (che nel 1456 fu quasi interamente distrutta dal terremoto). A riguardo dello scorrimento del 1816 il medico Colapietro descrive nella sua memoria sulle rovine della città: “ *Dopo lo scoscendimento non rimase alle sue marittime contrade, che il solo scheletro, e le sole luttuose rovine*”. Le cause immediate di tale enorme movimento di massa furono “*ora le copiose nevi, ed ora le straordinarie piogge dell’inverno del 1816*”. Le neviccate a Vasto raggiunsero “*palmi quattro*”, cioè ca. 1 metro. Il primo di Aprile allo sciogliersi delle nevi ci si accorse che “*le acque del mare cominciarono a ritirarsi ...dopo un’ ora e mezza si vide con istupore, che il fenomeno erasi inoltrato moltissimo, ed aveva acquistato grande estensione. Il mare erasi ritirato per la lunghezza di ca. 1 miglio (pari a 1800 m) e nella latitudine di ca. 300 palmi (pari a ca 800 m). La spiaggia deserta delle acque erasi innalzata, ed il fondo pietroso, ed argilloso del mare erasi visibilmente elevato sull’ordinario livello...rottami e calcine occuparono il luogo delle delizie e della magnificenza*”. “*La mattina raddoppiò lo spavento, perché da una parte il mare si era vie più ritirato, il fondo di questo si era ulteriormente elevato per effetto di una sottoposta interna forza, che lo proiettava, e lo spingeva in alto, e dall’altra il distacco erasi perfezionato nella ripa dei Ciechi, che restò tagliato sino all’altezza straordinaria di palmi 200 (pari a ca 50 m), continuando le terre superiori a scorrere per aver perduto le basi argillose, che le sostenevano*”. Più avanti l’Autore ritorna sul fenomeno dell’innalzamento del fondo marino affermando, dopo aver escluso spinte da parte di gas, del fuoco, e “*dell’elettricismo terrestre*”, che la cagione del raro e straordinario fenomeno fosse da ricercare nelle “*spinte dello strato argilloso che essendo spinto in tutte le direzioni, si elevò nella parte più debole, perché rammollito dalle acque eccessive, che scendevano come per un piano inclinato sotto la superficie del fondo del mare*”, ecc. In sostanza il Colapietro descrive molto efficacemente, al pari di un bravo geologo, un fenomeno di scorrimento rotazionale in argille così frequente nella zona costiera adriatica e non solo, molto simile a quello accaduto ad Ancona (nella zona del Montagnolo) oltre un secolo e mezzo dopo. Anche per le deformazioni gravitative di Vasto possono entrare in gioco quelle determinate dalle azioni tettonico–gravitative della Maiella, ricadendo la zona di Vasto nella sfera di influenza di quest’ultima (Figg. 15. a, b, c). Le deformazioni arcuate dei due corsi d’acqua ad E della parte bassa del Sangro (Fig. 11. b), generate sempre dalle spinte dalle DGPV della Maiella,

devono aver fatto limitatamente ruotare in senso antiorario il blocco di Vasto, che con tale dinamica è stato ulteriormente deformato, predisponendosi alla grande attuale franosità, (Figg. 15. a, b, c).

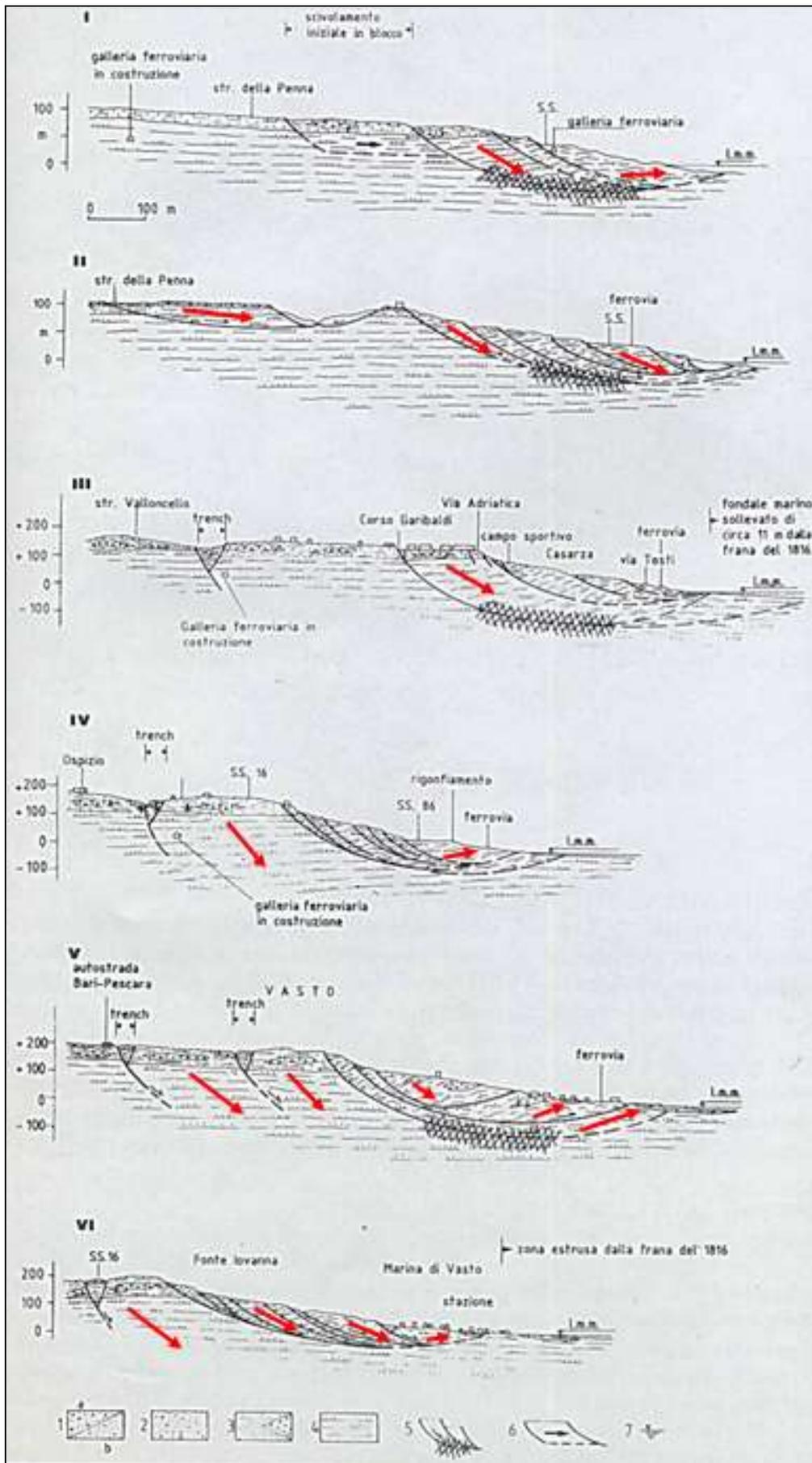




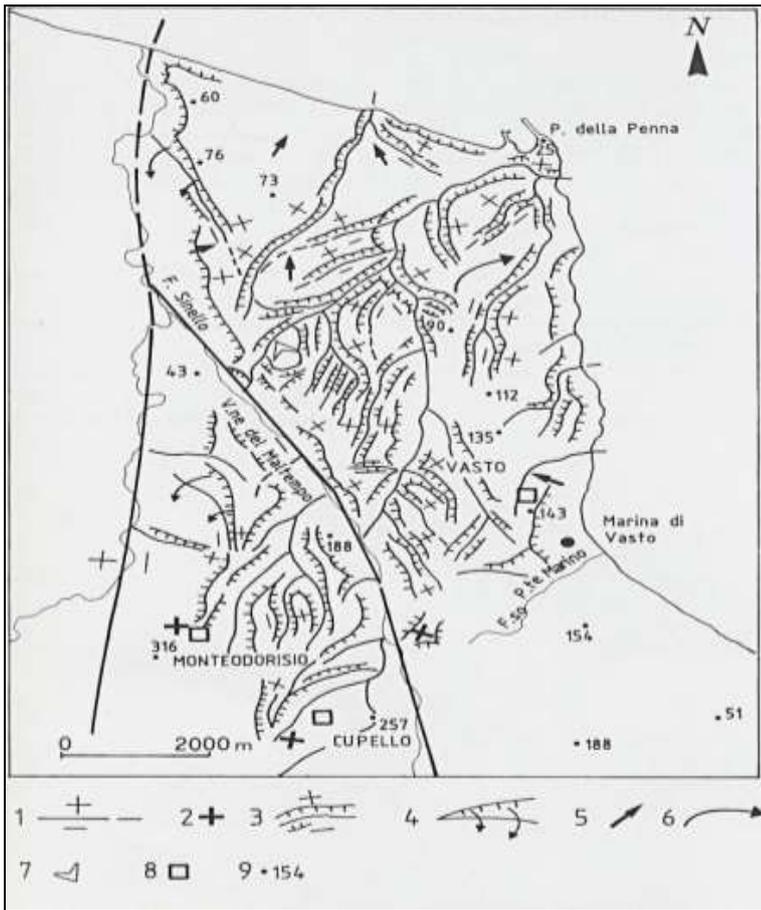
b)



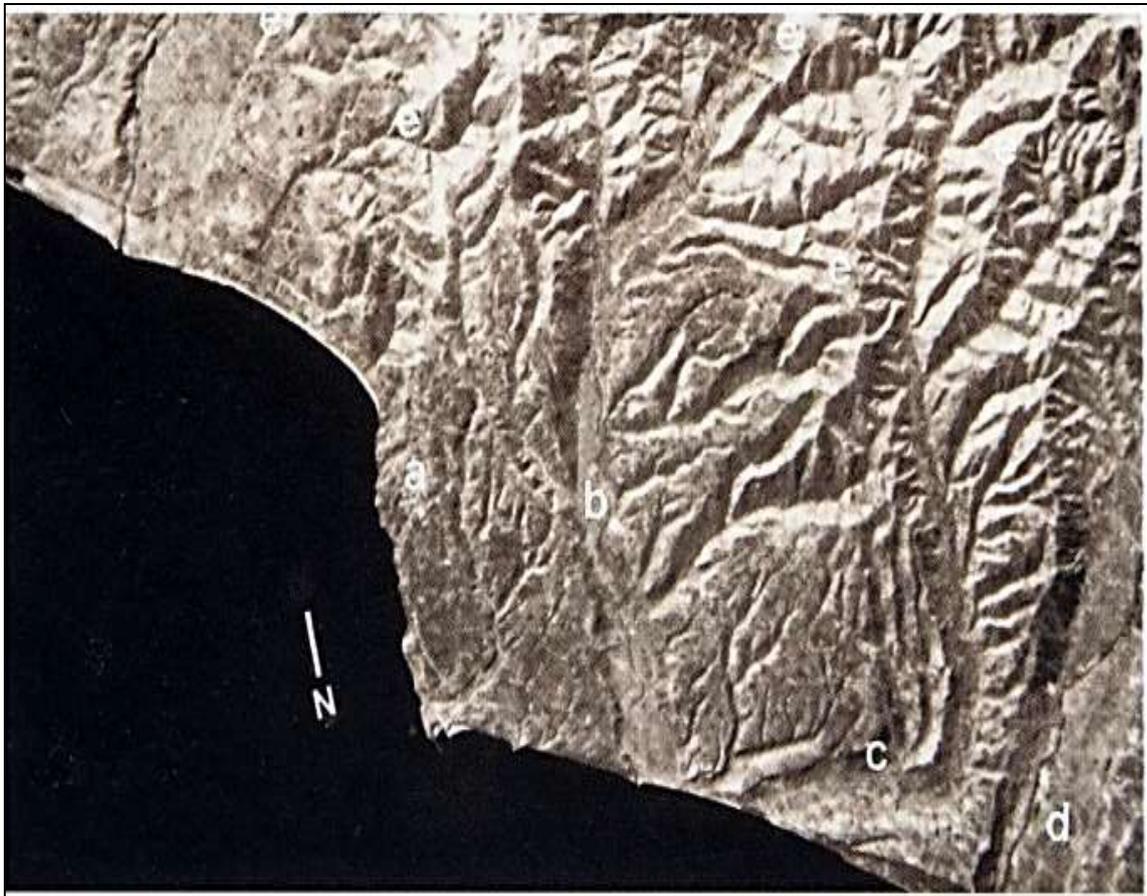
c)



d)



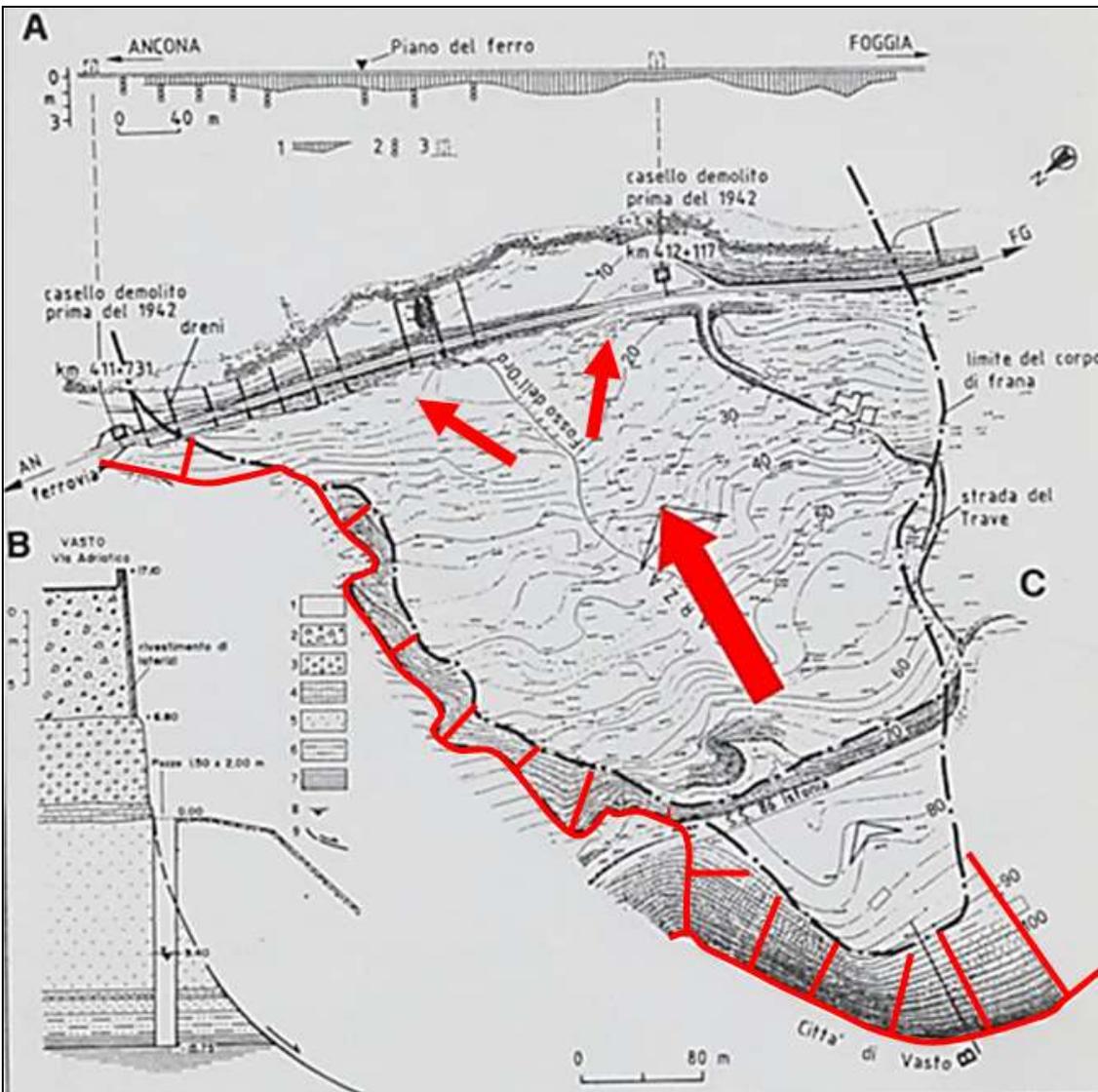
e)



f)



g)



h)



i)

Fig. 15. **a)** – DGPV e Grandi frane di Vasto (CB). L'assenza di spiaggia è conseguente agli antichi movimenti del versante, tuttora in atto, seppure con velocità di alcuni cm/anno. Le frecce lungo il versante costiero delimitano la scarpata principale della franosità attuale e recente, quelle interne la scarpata secondaria di antica deformazione gravitativa, che potrà riattivarsi; **b)** – Planimetria geologico – geomorfologica della zona costiera di Vasto: 1. Ghiaie e sabbie della spiaggia attuale; 2. Sabbie limose, terrose bruno-rossastre (Pleistocene Sup.); 3. Conglomerati poligenici con lenti di sabbie e argille, a vario grado di cementazione (Pleistocene Sup.); 4. Argille grigio-azzurre (Calabriano); 5. Nomenclature di una frana: 1. Coronamento e scarpata principale; 2. Limite del corpo di frana; 3. Scarpata secondaria; 4. Depressioni e conche di frana; 5. Trench > 10 m; 6. Rigonfiamento (bulging); 7. Frane rotazionali; 8. Verso principale del movimento; 6. Frane rotazionali allo stato iniziale; 7. Futuri movimenti gravitativi profondi; 8. Conoidi; 9. Orlo di terrazzo della trasgressione Flandriana; 10. Traccia di sezione; **c)** – Sezione geologica schematica: 1. Conglomerati e sabbie (Pleistocene Sup.); 2. Argille grigio-azzurre (Calabriano); 3. Superfici di scorrimento; 4. Superficie del fondo marino rialzata ed emersa; 5. Potenziale superficie di scorrimento futura; **d)** – Sezioni geologiche delle deformazioni gravitative del versante costiero di Vasto (Abruzzi): 1. a) Detriti vari; b) Sabbie e ghiaie di spiaggia. Attuale-Recente; 2. Ghiaie e sabbie continentali, talora in matrice terrosa. Pleist. Sup.-Olocene; 3. Sabbie gialle: sabbie ed arenarie talora con ghiaie e torba; sabbie limose e limi sabbiosi giallastri; puddinghe. Siciliano?; 4. Argille grigio-azzurre subappenniniche, con lamine o sottili livelli (fino a 10 cm) di sabbie. Pleist. Inf.; 5. Frane; con segno romboidale, probabile zona di deformazione plastica. 6. Scivolamento in blocco. 7. Falda idrica; **e)** – Schema delle principali deformazioni tettonico-gravitativo di Vasto e dintorni. 1. Principali faglie. Il segno – è la parte ribassata; 2. Punti di maggiore sollevamento; 3. Principali scarpate e rotture conseguenti al sollevamento tettonico differenziato, spesso trincee; il segno – è il blocco ribassato; 4. Scarpate e rotture a forbice. 5. Superfici basculate; 6. Possibili rotazioni; 7. Scivolamenti in blocco; 8. Abitati; 9. Quote; **f)** – Immagine landsat della zona di Vasto. a – Abitato di Vasto; b – Fiume Sinello; c – F. Osento; d – F. Sangro; e – Alcune discontinuità neotettoniche; **g)** – Carta geomorfologica delle deformazioni gravitative di Vasto. 1. Faglie (+ parte sollevata); 2. Basculamento tettonico; 3. Antiche deformazioni gravitative profonde del versante costiero; 4. Frana: a. scarpata di rottura principale; b. limite del corpo di frana; c. depressione aperta e chiusa; d. rotazione contromonte; e. scorrimento; f. scarpata di rottura secondaria; g. spostamento laterale d'alveo; h. colata; i. rigonfiamenti; 5. Depressioni da frana con depositi eluvio-colluviali sabbioso-terrosi; 6. Scivolamento in blocco; 7. Trincea; 8. Accentuata erosione marina; 9. Accentuata erosione lineare nei fossi lungo le rotture gravitative; 10. Landslide fan; **h)** – Frana di Vasto del 19. 02. 1942, come rimobilitazione di un antico corpo di frana. A) Sezione longitudinale lungo la ferrovia: 1. Spostamenti verticali del binario; 2. Dreni; 3. Caselli ferroviari demoliti prima del 1942; B) Sezione della scarpata di rottura principale sotto l'abitato; 1. Terreno caotico del corpo di frana; 2. Materiale eterogeneo di riporto. Terreni del Pleistocene: 3. Conglomerati fortemente cementati; 4. Arenarie; 5. Sabbie gialle; 6. Sabbie limose grigio-azzurre. C) Planimetria della frana, leggermente modificata. Rilevamento topografico ed indagini eseguite dalle Ferrovie dello Stato con traccia della sezione geologica (B); **i)** – La rimobilitazione della frana di Vasto nel febbraio del 1956; al piede sta transitando un treno (pennacchio di fumo) dopo la riattivazione del binario, (da Guerricchio 1988; Guerricchio et al. 1996, a; Guerricchio & Melidoro, 1996, b; Melidoro & Mezzabotta, 1996).

Molise

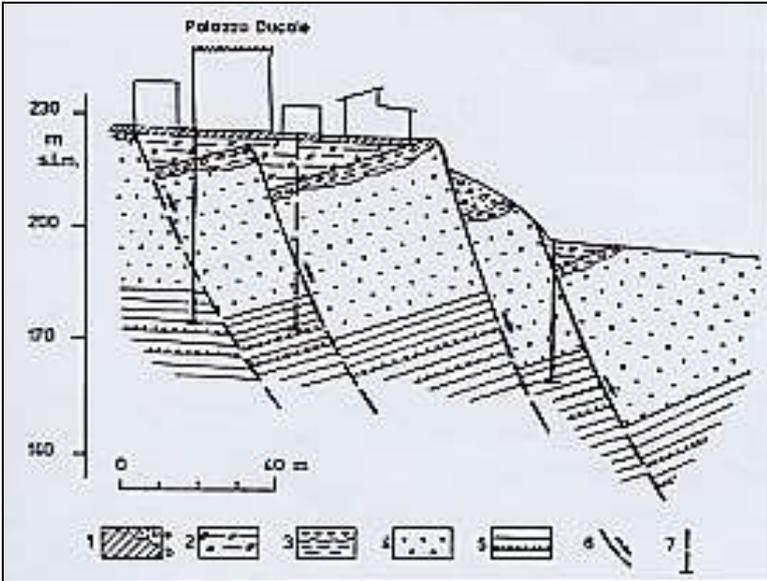
Le grandi frane di Petacciato (CB)

Le grandi frane costiera di Petacciato (Molise) sono rappresentative di quelle che si verificano nelle argille grigio-azzurre plio-pleistoceniche, ricoperte da depositi grossolani sabbiosi e ghiaiosi, lungo tutta la fascia costiera adriatica tra Pesaro e Termoli, responsabili dei fenomeni di erosione marina, (Fig. 16. a), (Guerricchio et Al., 1994, 1996; Guerricchio, 2012). Di particolare interesse è "l'emersione" attraverso le sabbie della spiaggia attuale delle argille grigio-azzurre di una delle superfici di rottura e scorrimento e la risalita delle acque di falda in pressione presenti in livelletti sabbiosi profondi contenuti nelle argille (Figg. 16. d, e, f). La presenza dell'abitato di Petacciato alla sommità del versante costiero e della linea ferroviaria al piede hanno costituito un utile monitoraggio di superficie a grande scala, affidabile e di lunga durata, per circa 1 secolo (Figg. 16. a, b). I dati acquisiti sono qualitativi, a volte anche quantitativi (Guerricchio, 2012). La memoria storica registra il primo grande movimento del versante nel 1906 ed almeno sette rimobilitazioni successive di grandi masse, mentre l'analisi geomorfologica comparata con i dati storici mostra che il movimento di primo distacco è ben più antico (Fig. 16. b).

Generalmente dette rimobilitazioni si sono verificate con dissesti diffusi, ma con piccole deformazioni, se rapportate alla grande massa di terreno interessata, con spostamento dei binari della linea ferroviaria al massimo di 0.60 m. Il Fosso Cacchione costituisce una linea di rottura laterale che sembra la più attiva e quindi un tratto di particolare debolezza per il versante ("binario" di scorrimento). I movimenti generalizzati si sono manifestati tra il mese di gennaio e la prima metà di marzo. Spesso il movimento non è sincrono, ma si propaga dal basso verso l'alto del versante: ciò, unitamente al periodo dell'anno in cui esso avviene, fa ritenere che vi hanno un ruolo importante gli innalzamenti della piezometrica delle falde ospitate nei livelletti sabbiosi nelle argille, alimentate dalla parte alta del versante, come dimostrano anche alcune risalienze verificatesi lungo l'arenile (Fig. 16. d). L'analisi geomorfologica lascia intendere che esistono superfici di scorrimento multiple, a diverse profondità, fino a un centinaio di metri e più, con prosecuzione nei fondali marini (Figg. 16. d, e, f). Quanto poi alla questione se i fenomeni franosi di Petacciato siano da ritenersi "abbandonati" nel senso di Hutchinson (1998), cioè non influenzati dall'erosione marina, va osservato che la massa dei corpi di frana avanza verso il mare e quindi innesca l'erosione marina sia sui fondali di argilla sollevati, sia lungo la linea di costa con formazione di falesie alte come quella in corrispondenza della Torre di Petacciato. Pertanto non sono da ritenersi abbandonati. Infine, poiché i caratteri geotecnici e geomorfologici dei terreni argillosi di Petacciato, data anche la bassa attività sismica della zona, non sembrano sufficienti a spiegare le rimobilitazioni dei grandi fenomeni franosi con la sola azione della gravità, sia pure in concomitanza di notevoli innalzamenti dei livelli piezometrici, è necessario invocare anche una lenta azione deformativa tettonica a prevalente componente tangenziale, così come in altre zone della costa adriatica tra Termoli ed Ancona (Guerricchio, 1988), da parte del fronte della Catena Appenninica (affiorante e/o sepolta), resa ancor più possibile dalla presenza dell'instabile Unità delle Argille Varicolori Scagliose poco a monte del territorio di Petacciato e dall'attività della DGPV della Maiella (Fig. 11. a). C'è comunque da osservare che il carico di monte di quest'ultima struttura, o meglio ancora di quella dell'Appennino sepolto, hanno deformato il territorio di Petacciato in modo tale da averlo sollevato a mo' di cuneo a pianta triangolare, rialzato nella zona dell'attuale vertice del paese, basculandolo e abbassandolo verso S, così da aver fatto affiorare le argille grigio-azzurre nei due lati del cuneo stesso, che hanno iniziato a non essere più stabili con le altezze di tali lati (Figg. 16. a, b, c, e, f, g).



a)



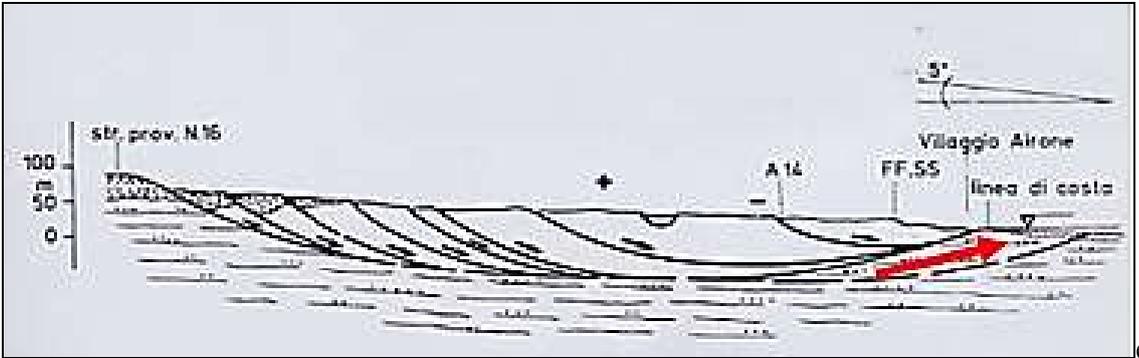
b)



c)



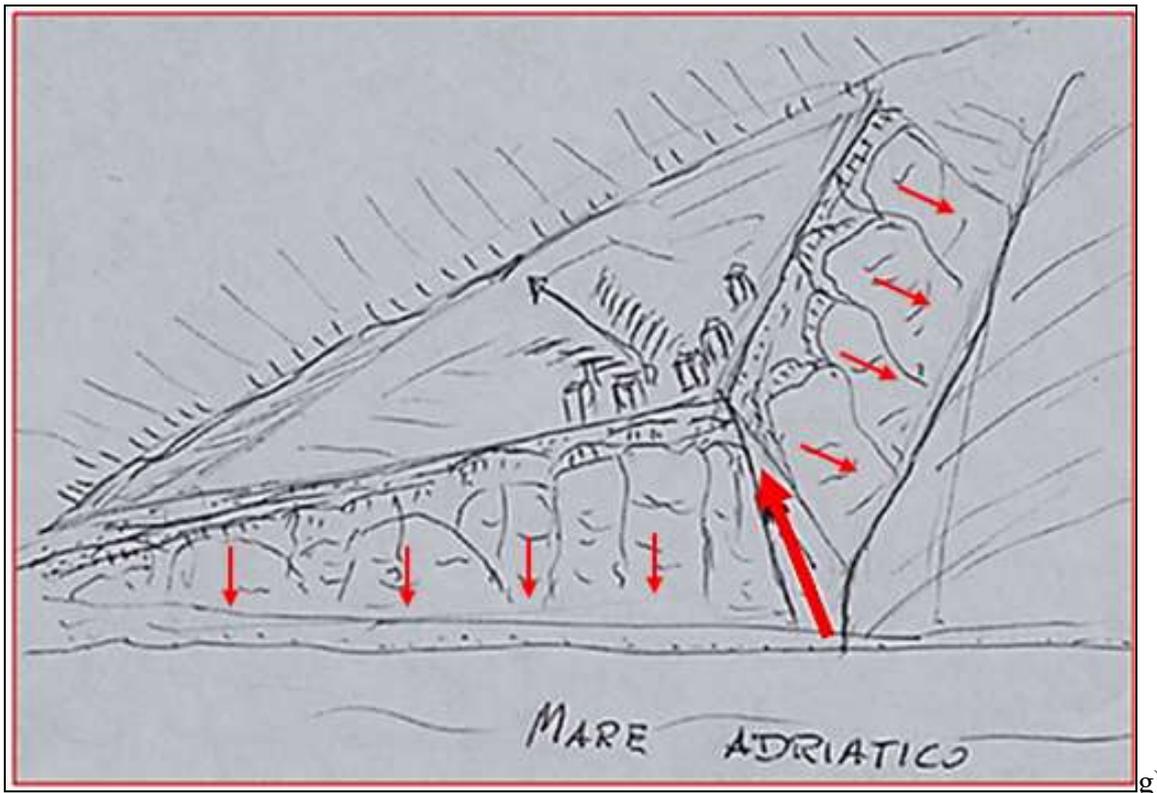
d)



e)



f)



g)

Fig. 16. **a)** – La estesa grande frana di Petacciato, originantesi dai depositi terrazzati sabbioso-conglomeratici su cui poggia il centro abitato (freccie piccole). Nella parte bassa del corpo di frana il tracciato Autostradale, la Strada Statale Adriatica e la Ferrovia mostrano un'evidente variazione planimetrica verso la costa, ove la spiaggia è ridotta a pochi metri di larghezza a seguito dei movimenti del versante verso il mare (freccia); **b)** – Sezione geologica di antiche rotture di frane iniziali nel centro storico di Petacciato. 1. a) Materiale di frana e riporto; b) Riporto con frammenti di laterizi. Attuale. 2) Limo con ghiaie, con sostanze carboniose e con "calcinelli". Recente. 3) Argille grigio-verdi e conglomerati, continentali. Olocene? 4) Sabbie e limi giallastri ed ocracei, con lenti di ghiaie. Siciliano. 5) Argille grigio-azzurre con livelli di sabbie. Emiliano. 6) Rottura iniziale di antiche frane. 7) Sondaggi meccanici; **c)** – Morfologia subpianeggiante di uno dei grandi corpi di frana, sottostante l'abitato di Petacciato, con il Viadotto Cacchione dell'Autostrada (freccia); **d)** – Venuta di fango concentrata nel punto indicato dalla canna, prodotta dalla risalita, attraverso le rotture gravitative, della falda in pressione, ospitata nei livelletti sabbiosi intercalati nelle argille grigio-azzurre, nella zona di piede del movimento franoso di Petacciato; **e)** – Sezione geologica di una parte bassa del versante della grande frana di Petacciato, con rotture che pervengono sulla fascia sabbiosa litoranea e nel fondale marino, che subisce un sollevamento; **f)** – "Lingua" di argille grigio-azzurre rappresentante una parte delle superfici di rottura del piede della grande frana che ha "bucato" la sabbia attuale della fascia costiera, attraversandola. Lo scoglio indicato dalla freccia, a seguito dell'innalzamento del fondale marino prodotto da un'altra rottura più profonda che lo ha coinvolto, sembra essersi avvicinato alla linea di riva; **g)** – Schema del "cuneo" a pianta triangolare rialzato e deformato dalle spinte del fronte dell'Appennino sepolto?, con i due lati in argille grigio-azzurre in frana, (da Guerricchio, Melidoro & Simeone, 1994).

Molise-Valli del Biferno e del Cigno

Deformazioni Gravitative Profonde di Versante: cause e conseguenze

Le deformazioni indotte dal sollevamento tettonico dei depositi di avanfossa posti al margine esterno dell'Appennino, in conseguenza delle spinte tettoniche del suo fronte avanzato, come detto, vi generano Grandi Frane (Figg. 12. a, b, c).

Si tratta di movimenti di grandi corpi che coinvolgono i depositi di avanfossa che scivolano al contatto con i cunei avanzati di materiale alloctono del fronte sepolto della Catena. Sono frane caratterizzate da superfici di rottura anche molto profonde, con deboli inclinazioni per la bassa

resistenza meccanica delle masse alloctone e non sono sempre evidenti sia per le morfologie relativamente blande che per le loro dimensioni ciclopiche (Figg. 17. a, a', b, c, d).

Possono dar luogo ad importanti condizionamenti geomorfologici delle parti più interne del dominio di avanfossa, nonché dell'andamento del reticolo idrografico e della dinamica di superficie a piccola e grande scala, nonché sulla suscettività idraulica e da frana.

Una Grande Frana di tale tipologia, indotta cioè dalle spinte della Catena Appenninica, è stata riconosciuta, sulla base dei caratteri geomorfologici, lungo il fianco destro della valle del fiume Biferno a valle della diga di Ponte Liscione (Figg. 17. a, a', b, c, d), (Doglioni, Galeandro, Guerricchio & Simeone, 2010).

Essa coinvolge un'area di circa 40 km² ed ha una scarpata lunga circa 15 km ed una altezza di parecchie decine di metri, (Figg. 17. a, b, c, d). Pur trattandosi di un fenomeno di grande scala, la sua presenza dà luogo a importanti condizionamenti delle dinamiche di superficie con rilevanti implicazioni applicative e sociali.

La principale evidenza geomorfologica, che ne delinea la presenza, è la grande scarpata arcuata al cui piede scorre il torrente Cigno (Fig. 17. a'). Essa ribassa l'intera Piana di Larino, che costituisce il vero e proprio corpo di frana. Il suo piede avanzato invade la vallata del Fiume Biferno, creando una sorta di sperone morfologico che dà luogo, a sua volta, ad uno sbarramento al libero deflusso di quest'ultimo (Fig. 17. a', c, d). Il Biferno è costretto, pertanto, a deviare il suo corso ed a scorrere al piede del fianco sinistro della valle. In questo percorso il fiume erode il piede del fianco della valle facilitando l'innescò di un gran numero di frane ad evoluzione retrogressiva fino all'abitato di Guglionesi (Figg. 17. a', b, c, d). Pertanto, in conseguenza della dinamica del fiume Biferno, controllata dalla presenza del piede della frana, risulta condizionata la suscettività da frana dell'intero versante sinistro della valle nell'area di Guglionesi stesso. Inoltre, per superare lo sperone morfologico, il corso d'acqua non solo è costretto a spostarsi sul fianco sinistro della vallata, ma diminuisce anche la propria pendenza, così che la corrente recupera energia potenziale che dissipa a valle, assumendo un andamento meandriforme. Quindi le piene ordinarie riescono a seguire il percorso dei meandri, mentre quelle più rilevanti, non riuscendo ad essere incanalate, provocano esondazioni che interessano l'intera area a valle, oggi occupata da importanti insediamenti industriali. Pertanto la presenza dello sperone morfologico del piede della Grande Frana influenza la suscettività della valle ai fenomeni di inondazione, (Figg. 17. a', b, c, d).

Detta Grande Frana rappresenta un interessante esempio di come estese deformazioni gravitative profonde indotte da spinte tettoniche al fronte delle Catene possono influenzare le caratteristiche geomorfologiche di vaste aree più a valle. Questi fenomeni non sono sempre immediatamente riconoscibili, malgrado condizionino in maniera significativa le forme morfologiche e la suscettibilità ai rischi naturali ed ambientali.

Più in dettaglio, i lineamenti morfologici delle parti basse delle valli del Biferno e del Cigno mostrano alcuni insoliti elementi; ad esempio, il percorso finale del Cigno è arcuato, con una valle asimmetrica caratterizzata da una scarpata profonda, ampia e molto lunga sul suo fianco destro, alla cui sommità ricadono le città di Ururi e San Martino in Pensilis (Figg. 17. a', b, c). Un'ulteriore inusuale caratteristica è il plateau di Larino, ubicato nel fianco sinistro del Cigno, che è ribassato rispetto alla sommità di quella scarpata (Fig. 17. a'). Tutti questi elementi, come appresso mostrato, possono essere considerati elementi morfologici che definiscono la presenza di una grande DGPV coinvolgente l'intero fianco destro della valle del Biferno, dalla diga di *Ponte Liscione* all'intersezione tra i fiumi Biferno e Cigno (Figg. 17. a, a').

Il fenomeno interessa i depositi plio-pleistocenici: le argille grigio-azzurre, le sabbie, i conglomerati e i depositi regressivi di chiusura, poggianti sulle falde alloctone dell'Appennino (Fig. 17. b).

Le condizioni geologiche favorevoli allo sviluppo di tale DGPV (Figg. 17. a, a', b) sono: il sovrascorrimento orogenetico; la presenza delle alloctone Argille Varicolori Scagliose ad una profondità relativamente modesta; l'approfondimento della valle del Biferno, collegato, in

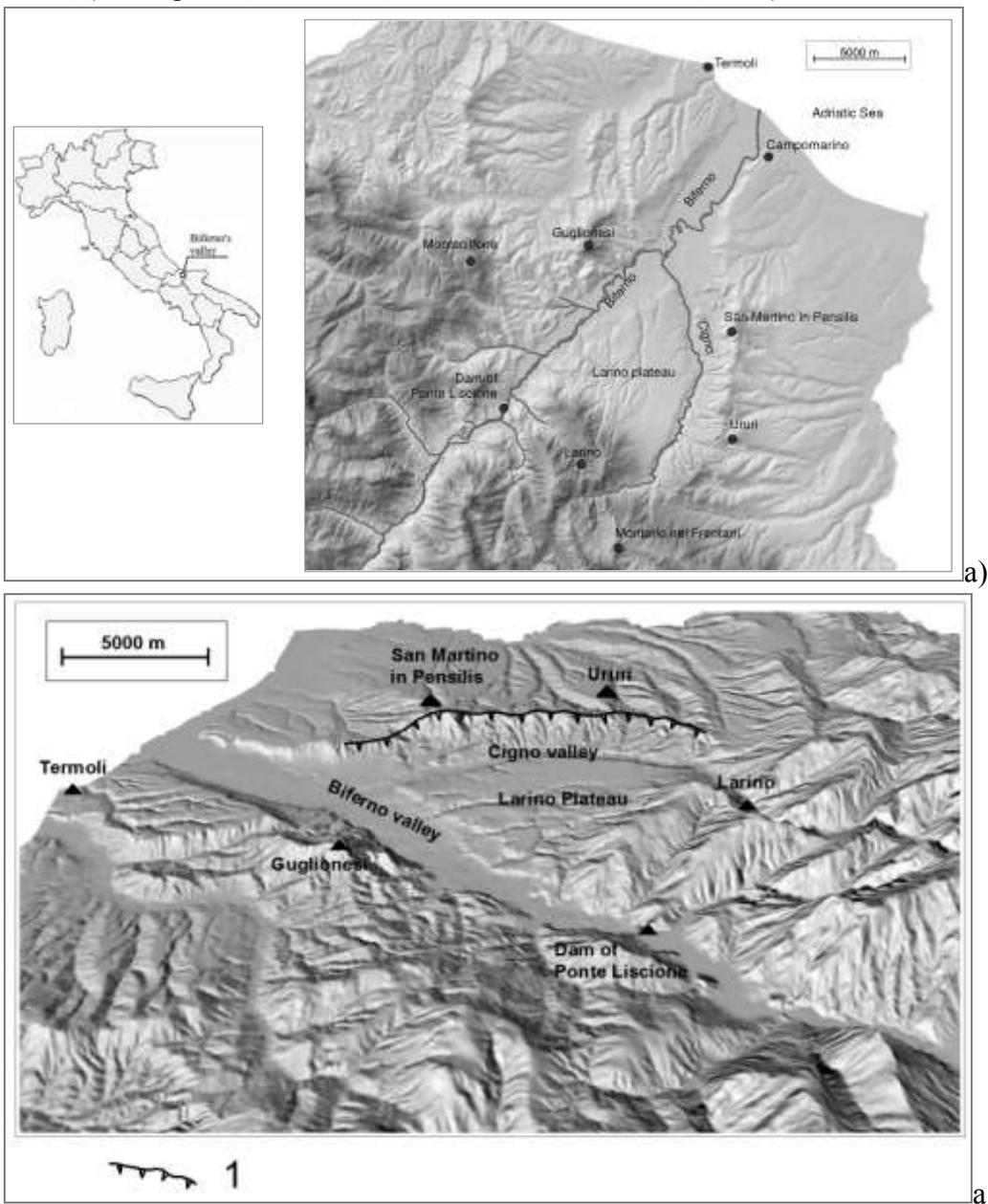
particolare, alle variazioni del livello marino durante l'ultimo periodo glaciale. Tutti questi elementi hanno prodotto il collasso gravitativo dei depositi Plio-Pleistocenici (Figg. 17. a', b).

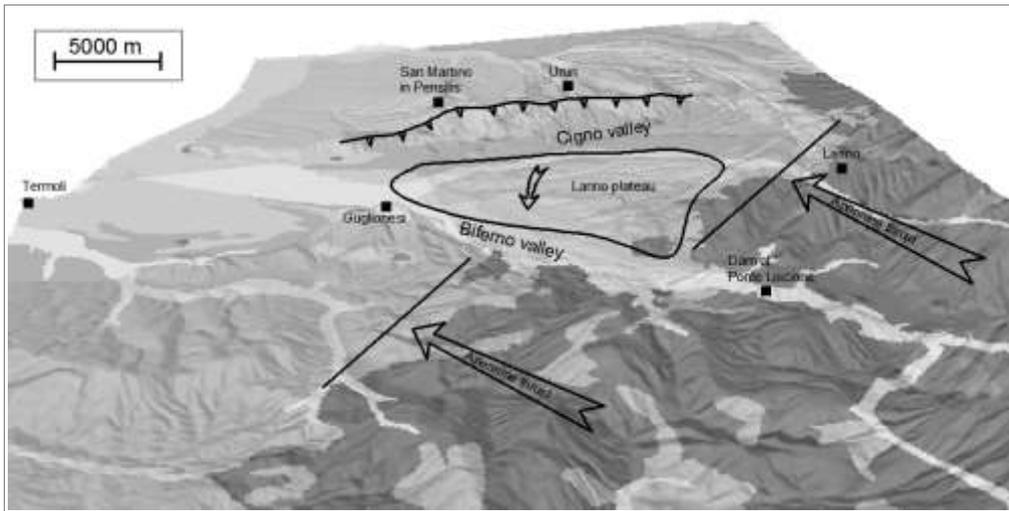
L'analisi del DEM (Fig. 17. a') mostra chiaramente la scarpata generata da questa grande lacerazione, lunga ca. 12-15 km. La rimarchevole massa tra le due valli fluviali è stata spostata definendo una DGPV (Figg. 17. a, a', b, d) con direzione di movimento NNW, coinvolgendo un'area di ca. 40 km².

Degna di nota è la circostanza che il fronte della falda alloctona appenninica è più avanzato nel fianco sinistro del Biferno rispetto a quello destro (Fig. 17. b).

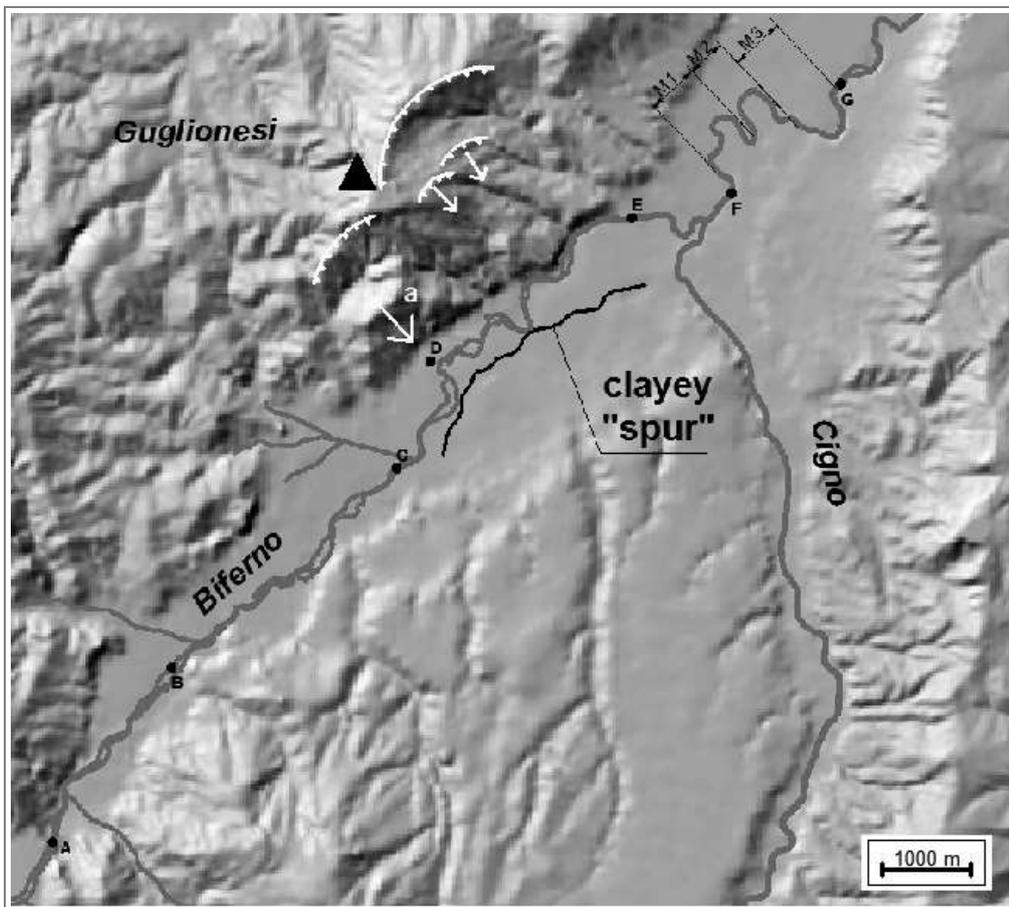
I depositi di foredeep costituiscono un "ostacolo" al sovrascorrimento (thrust) delle falde Apenniniche, che hanno innalzato ed arcuato i depositi di foredeep. Questi, a loro volta, possono essere soggetti a rotture gravitative profonde (Guerricchio, 2000), dal momento che hanno acquisito una maggiore rigidità in conseguenza del disseccamento e della compattazione durante l'innalzamento tettonico.

Pertanto, questo movimento ha coinvolto i depositi argillosi di foredeep (P_a) mossi all' interfaccia con la falda alloctona (P_M), (Figg. 17. a', b, c, d), caratterizzata da resistenze meccaniche molto basse, (da Doglioni, Galeandro, Guerricchio & Simeone, 2010).

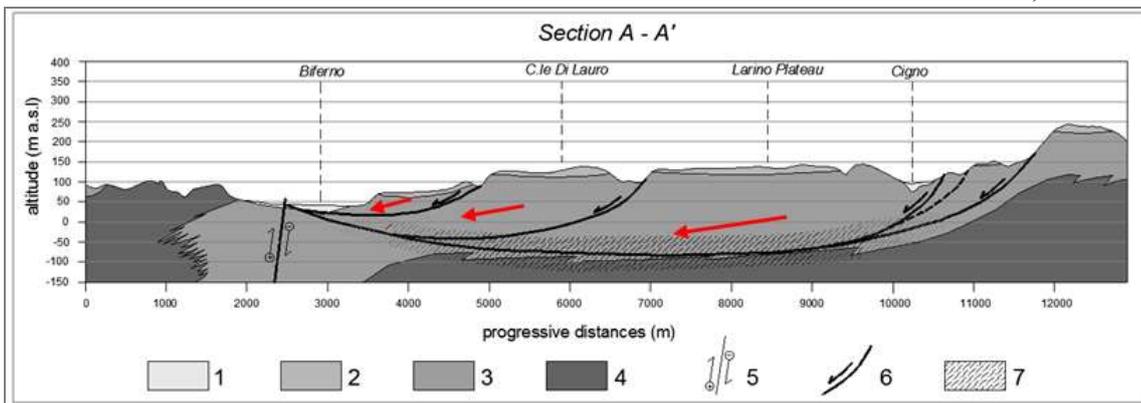




b)



c)



d)

Fig. 17. **a)** – Vista in 3D della DGPV della parte bassa della valle del Biferno; **a')** – L'immagine è ruotata in senso antiorario di 110°; **b)** – Spostamento differenziale del fronte dell'Appennino con un maggior avanzamento dell'area di Termoli (le zone grigio-scure rappresentano le masse alloctone). L'immagine è ruotata in senso antiorario di ca. 130° rispetto alla Fig. **a)**; **c)** – Lineamenti morfologici del F. Biferno dopo la diga di Ponte Liscione; **d)** – Sezione geologica schematica A-A': 1. Alluvioni recenti - Olocene; 2. Depositi regressivi - Pleistocene; 3. Depositi "foredeep": argille grigio-azzurre sub-Appennine - Pliocene Sup. - Pleistocene; 4. Falda alloctona Appenninica (Cretaceo - Pleistocene Inf.); 5. Faglia trascorrente destra; 6. Superficie di rottura; 7. Zona disturbata dalla gravità.

Puglia

Gargano – Tremiti - Polignano - Monopoli - Fasano - Ostuni - Carovigno - T.re S. Sabina

Gargano

La storia geologica della Regione Puglia, parte dell'antica Adria coinvolta nello schiacciamento tra le Placche Africana ed Europea, ha inizio a partire dal Paleozoico superiore, come desunto dalle perforazioni profonde di compagnie petrolifere. In essa sono ben rappresentati i tre domini geologici, l'Avampaese Apulo, l'AvanFossa Bradanica e la Catena Appenninica Meridionale.

Pure in questa regione, tra le diverse varietà geomorfologiche e la differente litologia di cui è costituita (calcarei, dolomie, conglomerati, argille, ecc.), fatta eccezione per la Daunia (Catena Appenninica Meridionale), si riconoscono alcuni fenomeni di grandi movimenti di massa sia nel Gargano che nell'Altopiano delle Murge, (parti dell'Avampaese Apulo), (Guerricchio, 1982; 1983; 2000).

Nel primo caso l'immagine Landsat dell'area settentrionale del Promontorio del Gargano evidenzia, oltre le faglie trascorrenti a prevalente direzione EW e quelle dirette oblique (Guerricchio, 1982; 1983), anche le deformazioni gravitative come quella nella sua parte alta (destra), sottolineata dalla struttura circoscritta dal solco semicircolare alquanto continuo, (Figg. 18. a, a', b, c), (Guerricchio, 2000).

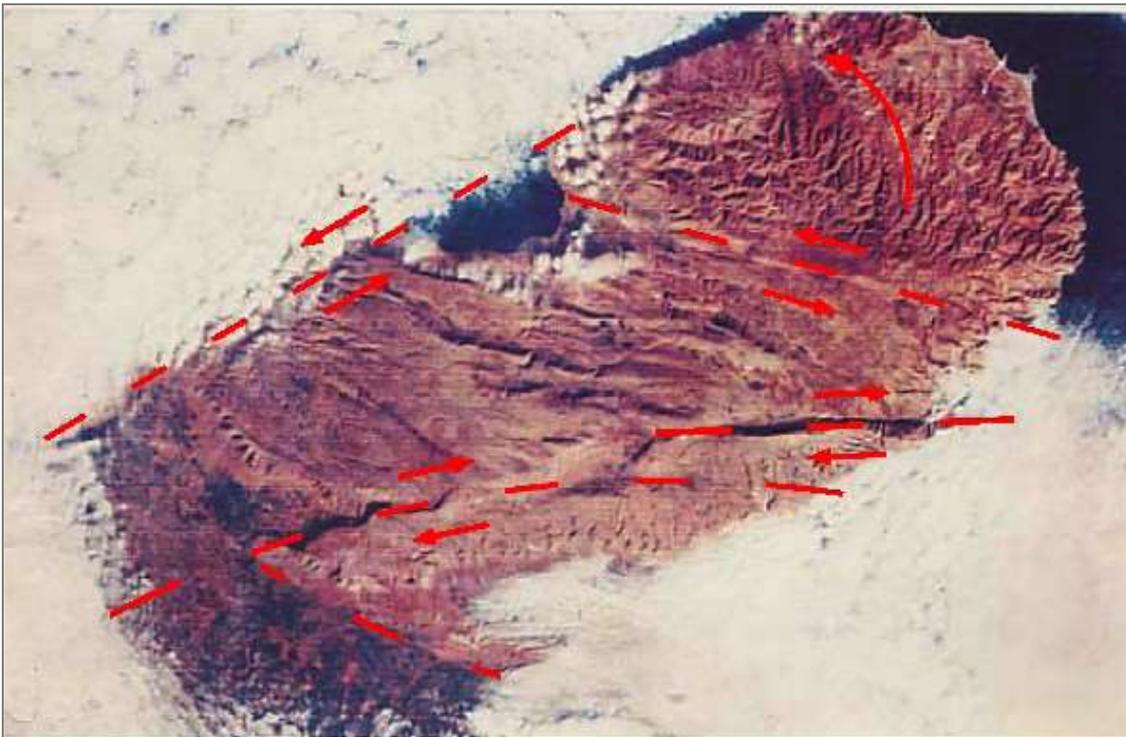
Nel lungo tratto di costa centro-meridionale, poi, di oltre una sessantina di km, tra Polignano-Monopoli-Fasano-Ostuni-Carovigno-S.Sabina, nei "Calcari di Bari" del Cretaceo è presente una scarpata la cui forma planimetrica è a "ferro di cavallo" (freccia), come si osserva nel DTM di Figg. 18. d). Sembra proprio di riconoscervi le caratteristiche geomorfologiche di una Grande Frana, in conseguenza della quale quel territorio venne invaso dal mare Plio-Pleistocenico (Guerricchio & Zezza, 1979, a, b). Esso vi depositò le calcareniti fossilifere ("Calcareniti di Gravina") che riempirono totalmente il "vuoto" lasciato dal corpo calcareo di frana, presente, molto disarticolato, sia alla base della suddetta scarpata, ancorchè ricoperto in gran parte dalla calcareniti, sia in ambiente sottomarino (freccia grossa in Figg.18. d), anche qui sepolto dai depositi calcarenitici. A poco più di un terzo della sua lunghezza, partendo da NW, la scarpata è interrotta dalla depressione (graben) del Canale di Pirro (400 m di quota), che separa, per faglia, le Murge Alte sud-orientali dalle Murge Basse, (Fig. 18. d). Tale faglia prosegue per altri 120 km ca., con direzione NW-SE, fino al F. Ofanto, (Guerricchio & Zezza, 1979, a, b).

La lunga deformazione gravitativa nella zona ora vista è molto probabilmente da mettere in relazione con la forte disarticolazione delle formazioni carbonatiche cretache conseguente ai movimenti tettonici che, nel produrre la rotazione antioraria del Salento rispetto al blocco delle Murge Baresi (Guerricchio, 1988), le hanno fortemente compresse, deformate, fratturate e rese quindi meno resistenti (da Guerricchio, 2000 b), rendendo possibile il loro esteso e profondo collasso gravitativo (Fig. 18. d). Infatti, le masse carbonatiche mostrano un traliccio di faglie e fratture con serrati incastri e vuoti che, tra l'altro, favoriscono, in particolare, lo sviluppo e la diffusione del carsismo, (Figg. 18. e, f, g), (Guerricchio, 2000). Alla singolare, vasta deformazione tettonica è pure associato il movimento di rotazione antioraria della regione Salentina dalla congiungente Taranto-Brindisi (freccia curva di Figg. 18. e, g), che ha pertanto compresso il territorio in figura 18. e, (Guerricchio 2000). Di qui anche le Grandi Frane in roccia che hanno partecipato all'attuale geomorfologia della costa Tarantina (Guerricchio & Simeone, 2013) e

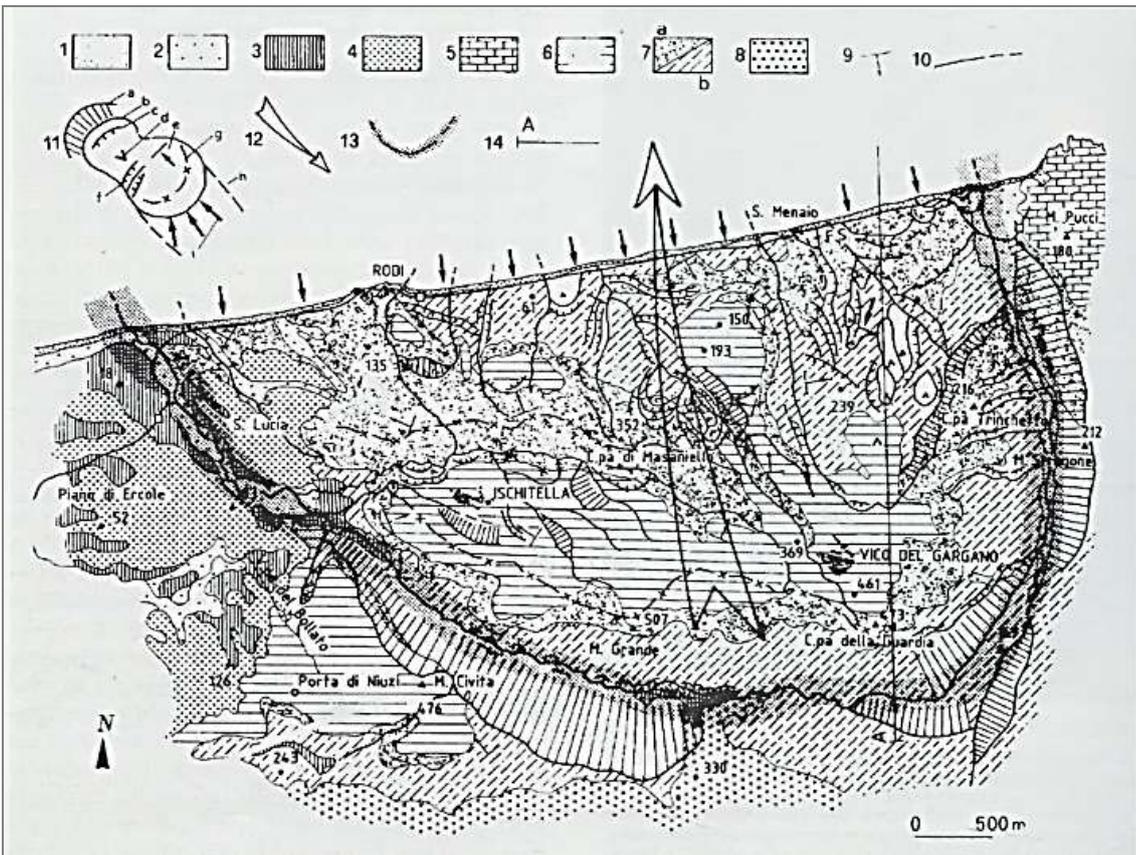
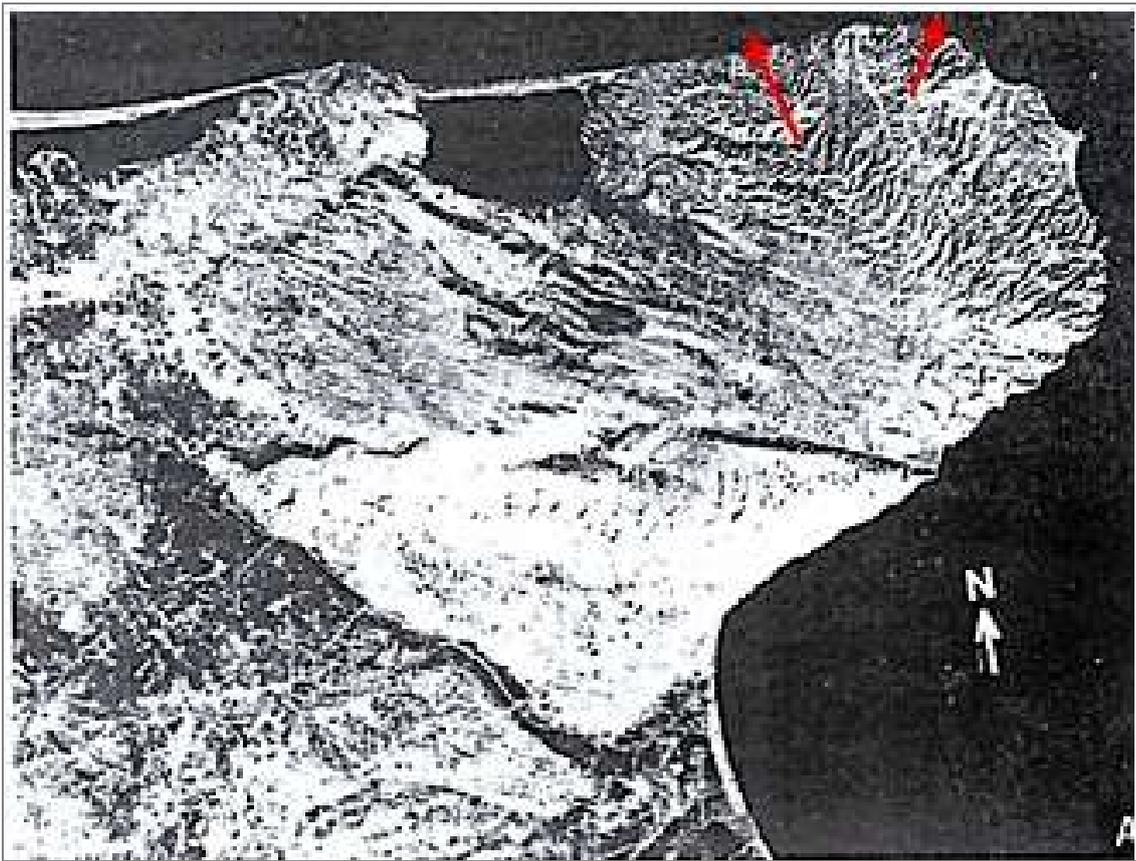
predisposto la notevole franosità della fascia litoranea, talora alta solamente pochi metri sul livello marino, nei calcari e nelle calcareniti affioranti sia nello Ionio che nell'Adriatico, agevolando così con piccole e/o medie frane, per sottoescavazione, l'arretramento della costa stessa.

Tutto ciò condiziona, ovviamente, pure gli aspetti geomorfologici di quel territorio tra cui il reticolo idrografico, che è impostato in corrispondenza delle zone e lineazioni di rottura (Guerricchio & Zezza, 1979, a, b), oltre che di qualsiasi opera significativa d'ingegneria.

Nel Salento, infine, possono solamente ipotizzarsi prolungamenti nei fondali ionici delle strutture (faglie estensionali) presenti nel territorio, certamente attive, ricordando che nel febbraio del 1743 sia la penisola che le isole ionie furono colpite da un terremoto di forte magnitudo (6-7??) con danni al costruito. Insieme al Gargano, pertanto, pure questa parte dell'Avampese Appulo della Placca Adriatica, prima richiamata, va considerata instabile sotto il profilo tettonico e quindi sismico, contrariamente a quanto in genere si ritenga.



a)



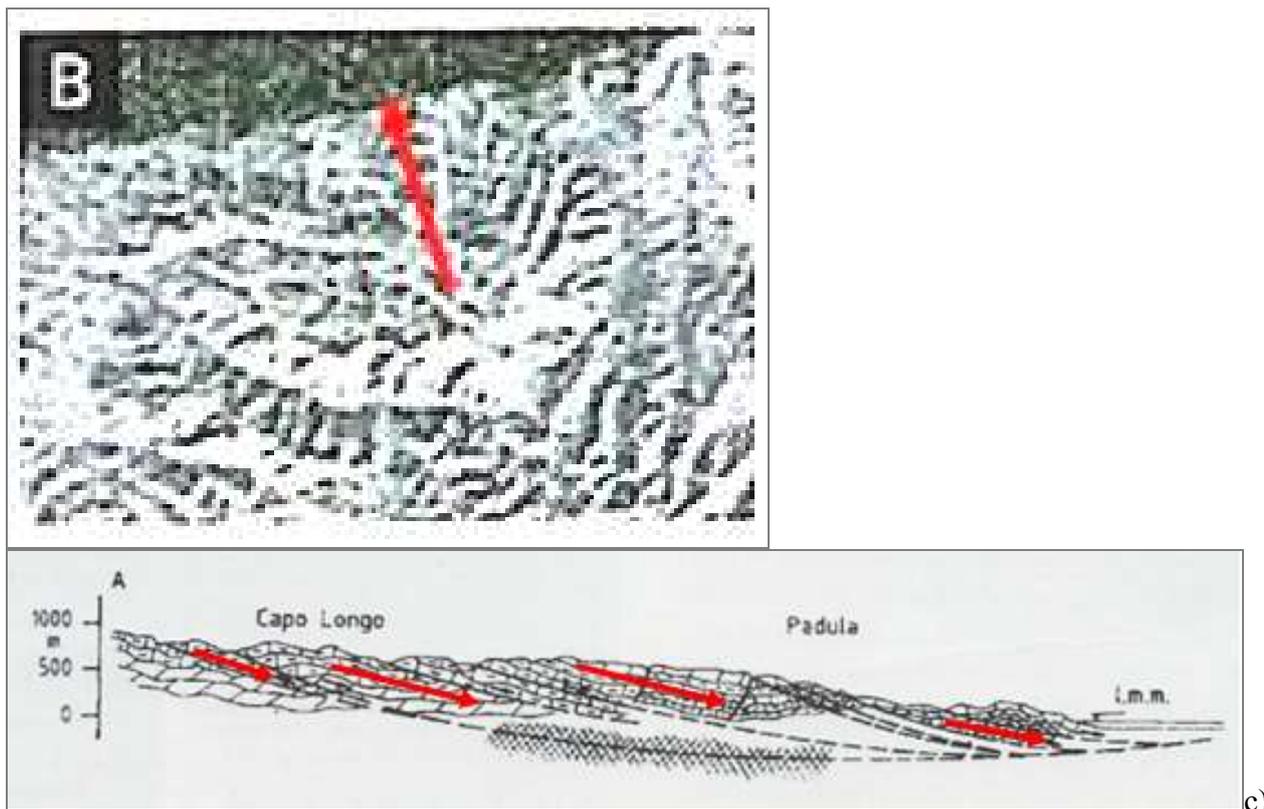


Fig. 18. **a) – a')** – Immagini Landsat (*a*) in falsi colori, *a'* (banda 6), dell'area settentrionale del Promontorio del Gargano. Oltre le faglie trascorrenti a prevalente direzione EW e quelle dirette oblique, è osservabile nella parte alta (destra) delle immagini la struttura circoscritta dal solco semicircolare, alquanto continuo, che definisce la grande deformazione gravitativa (B); **b)** – Carta geologico-geomorfologica del versante costiero di Vico del Gargano- Ischitella (Gargano settentrionale): 1. Sabbie e ghiaie delle spiagge. Attuale; 2. Alluvioni di fondovalle e del IV ordine dei terrazzi. Attuale-Recente; 3. Alluvioni del III ordine dei terrazzi. Pleistocene Sup.; 4. Alluvioni del II ordine dei terrazzi. Pleistocene Medio; 5. Calcari e calcareniti; Calcari a Nummuliti di Peschici. Eocene - Paleocene; 6. Calcari di scogliera. Formazione di Monte Sant'Angelo. Senoniano-Albiano; 7. Calcari tipo "Scaglia" con selce rossa a), bruna b) – Formazione di Rodi Garganico. Cretacico Inf.; 8. Calcari tipo "Maiolica", Cretacico Inf.; 9. Giacitura degli strati; 10. Faglie; 11. DGPV: a) scarpata principale; b) rottura principale; c) scarpata di rottura secondaria; d) scorrimento rotazionale e/o traslazionale; e) superficie ruotata contromonte; f) trench; g) rughe da compressione; h) prosecuzione delle rotture nel fondale marino; i) intensa erosione marina; 12. Verso globale del movimento; 13. Inviluppo della DGPV; 14. Traccia della sezione geologica; **c)** – Sezione geologica. 1. Calcari di M.te Sant'Angelo. Senoniano –Albiano; 2. Calcari tipo "Scaglia" con selce. Cretacico Inf.; 3. Calcari tipo "maiolica", Cretacico Inf.; 4. Deformazioni gravitative: la zona a rombi rappresenta probabili deformazioni plastiche, (da Guerricchio, 1982, 1983, 2000 g);

Tremiti

Geologia e processi di demolizione costiera dell'isola di San Nicola (Tremiti)

Questo lavoro geologico-geomorfologico-strutturale, svolto negli anni 90', è stato propedeutico all'intervento di messa in sicurezza della zona monumentale dell'isola di San Nicola appartenente al piccolo arcipelago delle Tremiti, (Cotecchia, Guerricchio & Melidoro, 1995), (Fig. 18, h, h').

L'isola, di grande valore storico-monumentale e paesaggistico-ambientale, con uno sviluppo costiero di ca. 3700 m, una lunghezza di 1600 m e una larghezza che va da 450 a 130 m ca. ed quota massima di 75 m s. l. m., è soggetta a processi di demolizione costiera marina. La più antica traccia reale dell'uomo è basata sul ritrovamento di un villaggio capannicolo nell'isola di San Domino, attribuito al Neolitico antico (VII millennio a. C.). Nell'isola di San Nicola, invece, il più antico insediamento è dato dal villaggio capannicolo dell'Età del Ferro (IX-VII a.C.). Seguono poi gli insediamenti greci dell'età Arcaica, Classica ed Ellenistica, dal VI alla fine del I sec. a.C.,

documentati da tombe. La presenza romana è testimoniata da una domus romana del II sec. a. C. Intorno al I sec. a. C. le isole Tremiti vengono utilizzate come luogo di deportazione. Ma l'impatto antropico più forte dell'isola di San Nicola è avvenuto con l'insediamento dei monaci benedettini (1016 d. C.?), che costruirono la chiesa ed il monastero fortezza; ad essi succedettero i cistercensi, (Delli Muti, 1965; Radicchio, 1993). Seppure tale impatto fu positivo per la protezione degli agenti demolitori della parte dominante dell'isola, esso ebbe anche qualche effetto negativo con il prelievo di ingenti quantità di materiale da costruzione. Nei secoli successivi la difesa della parte monumentale dell'isola fu accentuata con grandi scavi, come ad esempio, per la così detta "Tagliata", con la quale è stata approfondita artificialmente una strozzatura naturale, prodotta da fenomeni tettonici e franosi (Figg. 18, h", q).

Le Isole Tremiti appartengono ad un'area di avampaese, al margine settentrionale della piattaforma appula, allungate in direzione NE-SW. La successione sedimentaria affiorante nell'isola di San Nicola (Tav. 1 e Figg. 18 h", h'") è data da termini calcarei e calcareo-dolomitici marini e da depositi continentali (Cremonini et alii, 1971). Più esattamente in essa affiora la parte alta della "Formazione del Cretaccio", per uno spessore di 40-45 m, costituita da calcilutiti e calcisiltiti, con rare calcareniti, di colore giallo, giallo-biancastro e grigio. Il contenuto argilloso va aumentando verso l'alto.

I sondaggi meccanici spinti fino a -95.40 m sotto il livello del mare non hanno rinvenuto la sottostante "Formazione di San Domino" dell'Eocene, ampiamente affiorante nella contigua isola omonima. La "Formazione del Cretaccio", ben stratificata, con spessore degli strati di 20-40 cm, risulta, come età, nella parte emersa, del Seravalliano-Tortoniano, seppure non può escludersi un'età del Langhiano-Tortoniano in quella sommersa. Su detta formazione, in discordanza angolare di ca. 10° (Figg. 18 l, l') giace la "Formazione di San Nicola", che affiora solo in tale isola con uno spessore di 30-35 m. Il termine basale è una panchina doloarenitica. Verso l'alto passa a calcari e calcari dolomitici biancastri o giallastri, molto porosi con numerosi vuoti di dissoluzione. Sono rocce massicce, a stratificazione indistinta; verso l'alto sono presenti calcareniti organogene con calchi e frammenti di fossili, Come età è stata attribuita ad un probabile Pliocene medio-superiore. Nella parte sommitale si rinviene un crostone di "calcari travertinoidi" di spessore di qualche decimetro, continentale, che assieme a conglomerati e loess costituisce i depositi del Quaternario.

Nell'isola di San Domino è presente un livello con fori di litodomi a circa + 2 m sull'attuale livello del mare, che segna un'antica linea di costa. Esso è molto probabilmente da correlarsi con il piccolo affioramento di depositi calcarei a *Cladocora coespitosa* e *Glycimeris* lungo l'attuale linea di costa, ad un centinaio di metri ad W della Punta delle Pietre Nere, presso la foce del F. Fortore, 25 km a SW da San Domino.

La struttura dell'isola di San Nicola mostra una debole piega con un accenno ad un'anticlinale. E' suddivisa in blocchi da due sistemi di faglie principali, con direzioni N50°W e WNW-ESE con piani subverticali o immergenti verso NE, inclinati fino a 45° (Figg. 18 h"-sez.A., l, l'). Il maggior rigetto verticale osservato è di almeno 25 m ed è quello della faglia trascorrente sinistra con direzione media N50°W, che ha ribassato, rispetto al blocco della zona monumentale, l'estremità sud-occidentale della zona del porto, ove si osservano famiglie di fessure ad essa associate ma con direzione N60°-80°W (Figg. 18 h"-sez A, m', m", q"). Altro sistema di fratture di origine tettonica, in numero molto limitato rispetto al precedente, ha direzione all'incirca NS. I numerosi scogli detti i "pagliai" al bordo di NE dell'isola di San Domino, ricadono lungo una fascia ove i calcari sono intensamente cataclasati dall'intersezione di due sistemi di faglie trascorrenti destre N60°-80°E e sinistre N50°W, (Figg. 18 n, n').

Dalla ricerca storica sul grado di macro-sismicità, non risultano sismi con epicentro proprio alle isole Tremiti. La microplacca adriatica, in cui ricadono le isole, è stata interpretata come un blocco rigido a comportamento geodinamico unitario, sismicamente attivo ai suoi margini e pressochè asismico al suo interno. Solo negli anni 90' si è potuto stabilire che detta microplacca è divisa in due settori da una fascia di deformazione attiva, con direzione E-W, cioè trasversale al Mare Adriatico, di latitudine intorno a 42° comprendente le due faglie trascorrenti regionali di Mattinata (Gargano),

(Finetti, 1982; Guerricchio, 1982) e delle Isole Tremiti, (Finetti, 1982). Il comportamento geodinamico delle parti interne di questi due settori è completamente diverso: quello settentrionale è asismico, mentre quello meridionale manifesta una notevole attività sismica (Console et alii, 1993; Favalli et alii, 1993). Pertanto, l'area delle Tremiti è da considerarsi sismicamente attiva e tale deve essere stata in passato. Nel 1627 le isole hanno risentito di un VIII grado MCS del più energetico (XII grado) dei terremoti (con epicentro nel versante N del Gargano), di cui ha memoria la Puglia. Oltre ai gravi danni agli edifici, esso vi ha generato pure un maremoto che ha fatto ritirare il mare di molte centinaia di metri, prosciugando il Lago di Lesina, per poi ingredire per due miglia nell'entroterra. In definitiva, tale sismicità è anzitutto una evidente testimonianza della continuazione della forte attività che ha prodotto i fenomeni di intensa fratturazione delle formazioni affioranti anche sulle altre isole dell'arcipelago e, al tempo stesso, è una causa scatenante, predisponente e differita nel tempo del collasso delle deformazioni gravitative.

I processi demolitori della fascia perimetrale dell'isola di San Nicola sono sostanzialmente ed ovviamente dovuti all'azione del mare sia per erosione alla base delle falesie dalle mareggiate, sia per desquamazione pellicolare da parte del vento (predominante quello dai settori nord-orientali, tramontana, grecale e levante) ed allo spray marino.

Le rocce più erodibili sono quelle tenere, dalle calcilutiti e calcisiltiti mioceniche (Formazione del Cretaccio), soprattutto dai livelli friabili farinosi a quelle delle fasce d'intensa fratturazione lungo le zone di faglia, dove si è avuto un notevole decadimento della resistenza meccanica. Il sovrastante piastrone trasgressivo Pliocenico di rocce calcarenitico-calcareo-dolomitiche molto dure, è dotato di una resistenza meccanica intrinseca. Dette rocce sono intensamente fratturate e carsificate con divaricamento delle fessure sulla falesia settentrionale, dovuto alla spinta verso N50°W, dove pure vi si è impostato e sviluppato il carsismo. La fascia perimetrale dell'isola è interessata da deformazioni gravitative; l'erosione marina al piede e quella differenziale dei livelli farinosi anche all'interno di alcune facies calcarenitiche determinano crolli (Figg. 18 o, p"), ma sollecitano anche le masse rocciose tenere a scorrimenti e scivolamenti. A luoghi i crolli sono preceduti da fenomeni di toppling (Figg. 18 p", p"). Lungo il coronamento delle falesie si osservano fratture beanti di trazione, talora con piccoli spostamenti traslativi o rotazionali dei blocchi prodotti dal richiamo verso il vuoto. L'andamento delle fessure è vario, per lo più curvilineo, con concavità verso l'esterno oppure secondo una poligonale che rappresenta i segni premonitori di collassi gravitativi del tipo crollo, scorrimento-crollo, ecc. Si osservano, inoltre, numerose trincee per l'insaccamento di masse a tergo di quelle più parietali che sono spinte ed in rotazione verso l'esterno (Figg. 18 p", p"). Particolari condizioni tettoniche favoriscono alcuni movimenti gravitativi come il distacco ed il crollo di alcuni blocchi poliedrici isolati dall'incrocio di due o più sistemi di faglie o di fratture, la fessurazione di trazione prodotta dalla curvatura sia pure a grande raggio per flessione e fagliatura, come nella zona de La Tagliata (Fig. 18 q) ed inclinazioni a franapoggio che danno luogo a spandimenti laterali (estremità sud-occidentale) dell'isola, favorita dalla faglia trascorrente N60°-80°W, (Fig. 18 m', q').

All'estremità sud-occidentale il piastrone delle rocce plioceniche poggia sulle calcisiltiti mioceniche con una superficie immergente verso SW, inclinata di 20°-30° a franapoggio. Tale assetto strutturale favorisce un lento scivolamento del tipo spandimento laterale, che ha sbloccato la massa rocciosa in poliedri prismatici allungati in direzione NE-SW, separati da fessure di trazione subparallele, appena curvate all'estremità, con allargamento crescente procedendo dall'interno dell'isola verso la costa. Dette fessure riprendono quelle di origine tettonica. La falesia è interessata da crolli di grossi blocchi (Tav. 1, Fig. 18 q"), nelle cui discontinuità si è imposto e sviluppato il carsismo. Sempre sul verante sud-occidentale, in corrispondenza della Tagliata, un blando ed ampio inarcamento tettonico ha prodotto un sistema di fessure di trazione nel piastrone pliocenico e quindi una più facile demolizione della roccia anche da parte dell'uomo, che vi ha eseguito uno scavo artificiale. Da questa estremità verso E il perimetro dell'isola assume una forma di un grande arco di lunghezza 0.7 km, con corda di 0.5 km ca. Tale arco rappresenta l'involuppo di numerosi bacini di frana, per lo più di crollo (Tav. 1).

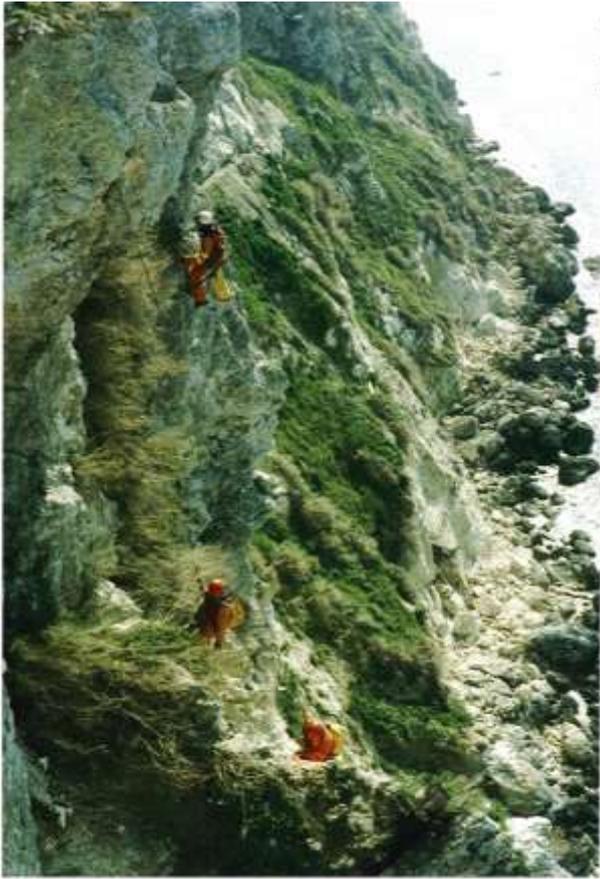
Ad E della Tagliata (Fig. 18 r-sez. III), la superficie topografica sommitale è molto irregolare per la presenza di gradoni di antiche rotture gravitative, smussati e parzialmente ricoperti da riporti artificiali, probabilmente di spandimenti laterali e crolli attualmente quiescenti. In prossimità dell'estremità nord-orientale (Fig. 18 r-sez. III) sono state rilevate alcune unità dislocate da frane multiple con rotazione contromonte e la formazione di debris flow. Un tratto della falesia meridionale della parte monumentale mostra i placcaggi in muratura per consolidare le zone di maggiore avanzamento dei dissesti (Fig. 18 q''').

Dalla stampa del 1567 (Fig. 18 h'') si vedono in fregio a tale falesia due strade: l'una collegava le parti sud-occidentale e nord-orientale dell'isola, correndo a mezzacosta lungo il contatto fra le calcareniti plioceniche e le sottostanti calcilutiti, alla quota di 40-45 m; l'altra si sviluppava lungo il ciglio della falesia, dove c'erano alcuni fabbricati all'esterno del perimetro del monastero. Oggi tali strutture mancano (Tav. 1, Fig. 18 q, q''') poichè distrutte dall'arretramento per franamento della falesia, forse per il richiamato terremoto del 1627.

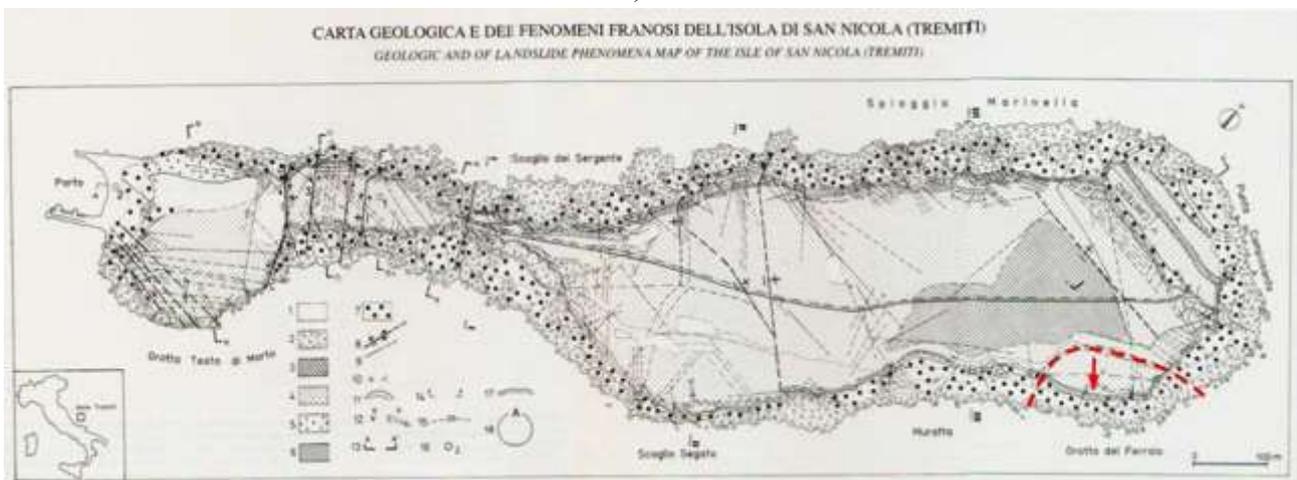
Infine, nella zona del cimitero, all'estremità settentrionale dell'isola, sono stati rilevati tre corpi di frana per scorrimenti rotazionali multipli (Fig. 18 h'''-sez. F, Tav. 1), con rotture principali orientate EW, in letteratura scambiate per rotture tettoniche. I primi due corpi superiori sono i più grandi, a forma di grosse fette ciascuna di lunghezza di 120-130 m e larghezza 25 m ca., ruotate contromonte. Il terzo corpo più avanzato è smembrato da frane secondarie attivate dall'erosione marina al piede. All'estremità orientale del corpo superiore si nota un groviglio di corpi di frana pure per scoscendimento, interessati nella parte più esterna da crolli (Tav. 1). Infine si è osservato che molti tratti della falesia soprattutto sul versante nord-occidentale, sono in una fase di pre-collasso, che crea motivo di serio pericolo per la incolumità pubblica e privata, tanto più che la causa scatenante, a carattere impulsivo e difficilmente prevedibile, è rappresentata dalle scosse sismiche (Tav. 1).



h)



h)



Tav. 1)

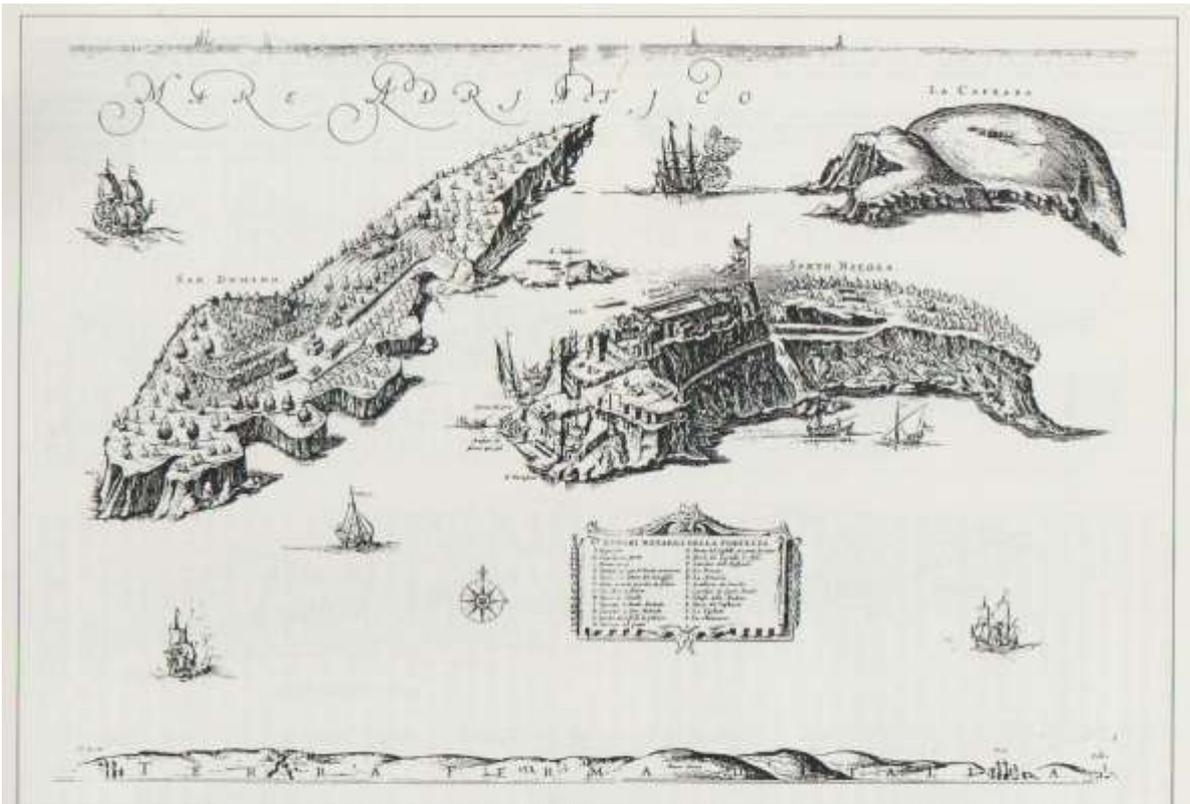
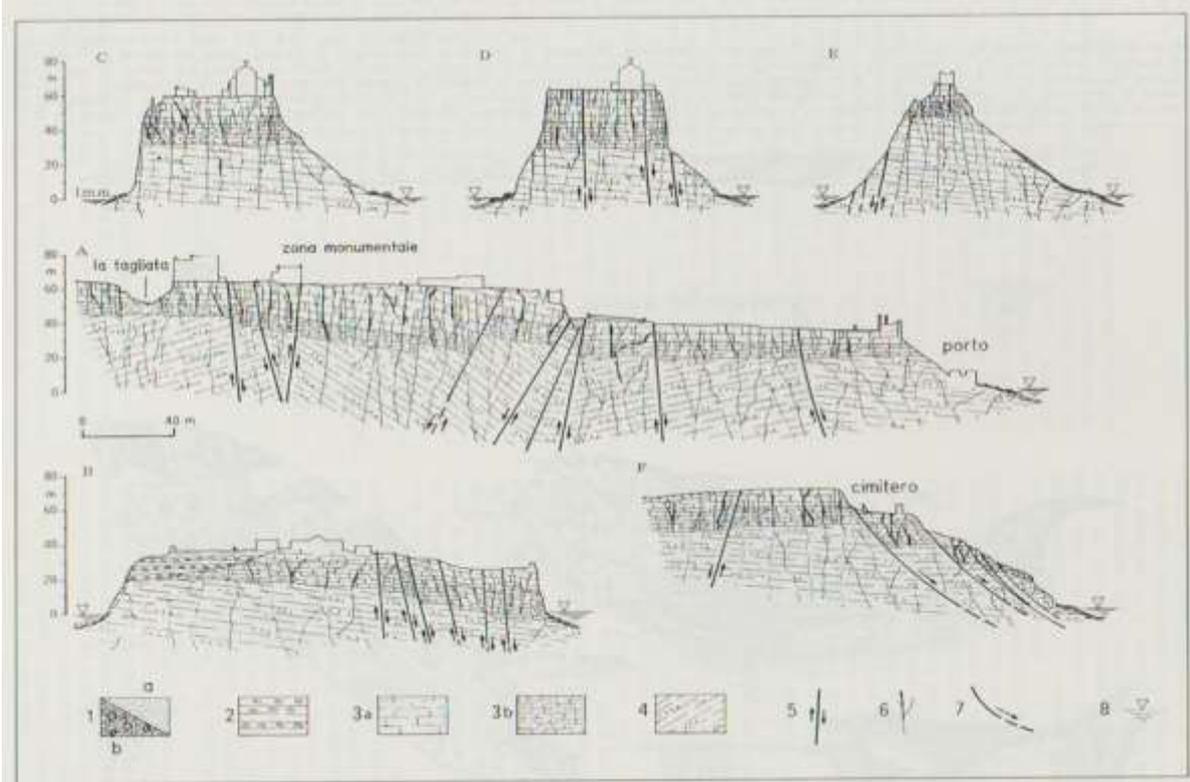
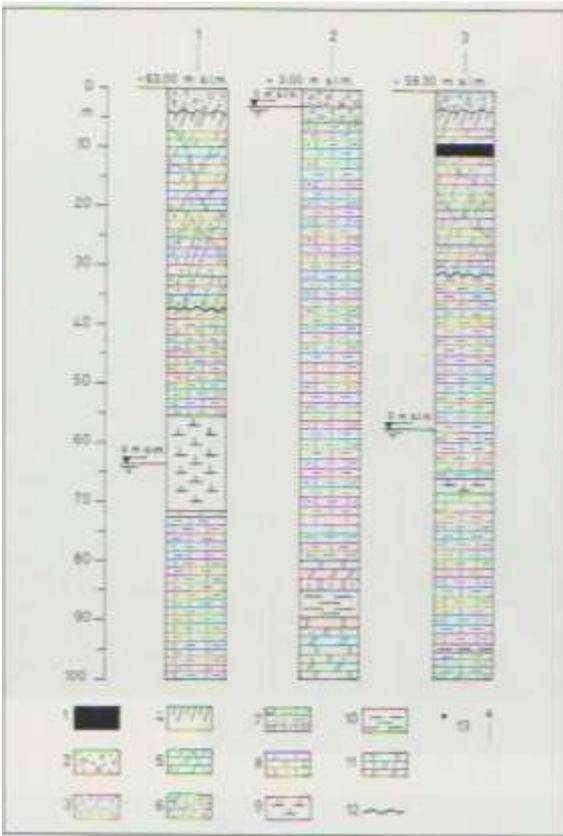


Fig. 1 - Antica carta delle isole Tremiti del 1567 attribuita a Natale Bonifacio e presa da M. Blaeu - Amsterdam. Iscrizioni nel cartiglio: Luoghi notabili della Fortezza - A. Magazzini; B. Guardia del Porto; C. Prima porta; D. Termine dove già li Turchi arrivarono; E. Torre e Cavaliero del Crucifisso; F. Homo armato; G. Guardia dei soldati; H. Torre del penello; I. Torretta de Santo Michael; K. Cavaliero de San Michael; L. Lochio dove si fa la polvere; M. Torrion del ponte; N. Porta del Castello et ponte levator; O. Merli del Castello e fossa; P. Cavalier de l'Hospital; Q. La Piazza; R. La Armaria; S. Artillaria de Sirocho; T. Cavalier de Santo Nicola; V. Chiesa della Madonna; X. Torre del Vestiario; Y. La Tagliata; Z. La Munizione. Per gentile concessione della Soprintendenza per i Beni AA., AA., AA., SS. della Puglia - Bari.

h")



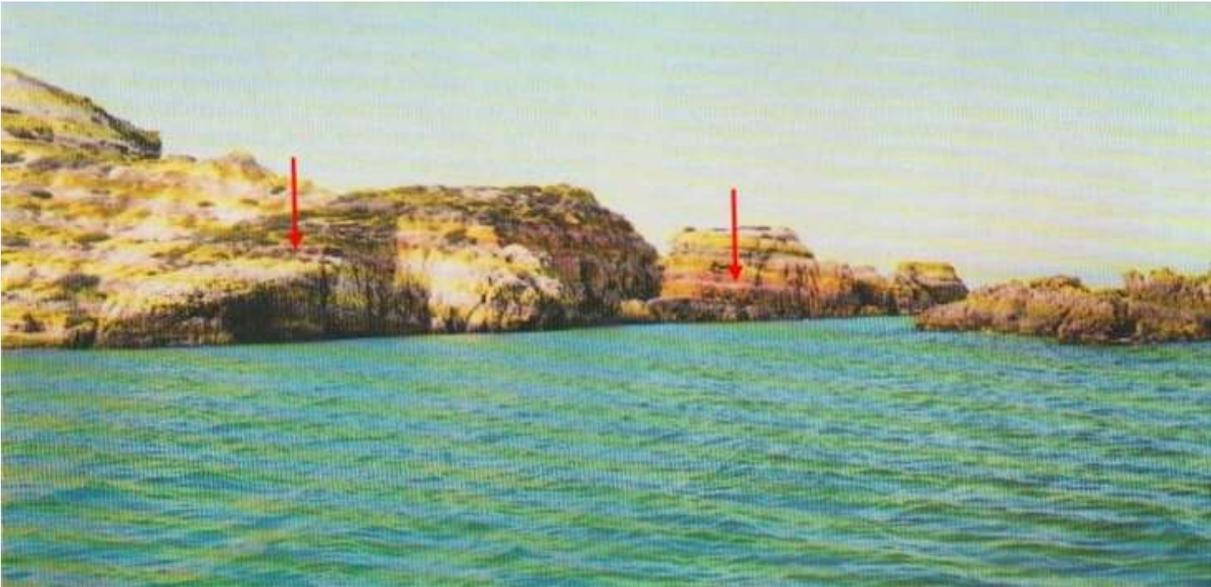
h")



h''')



i)



i")



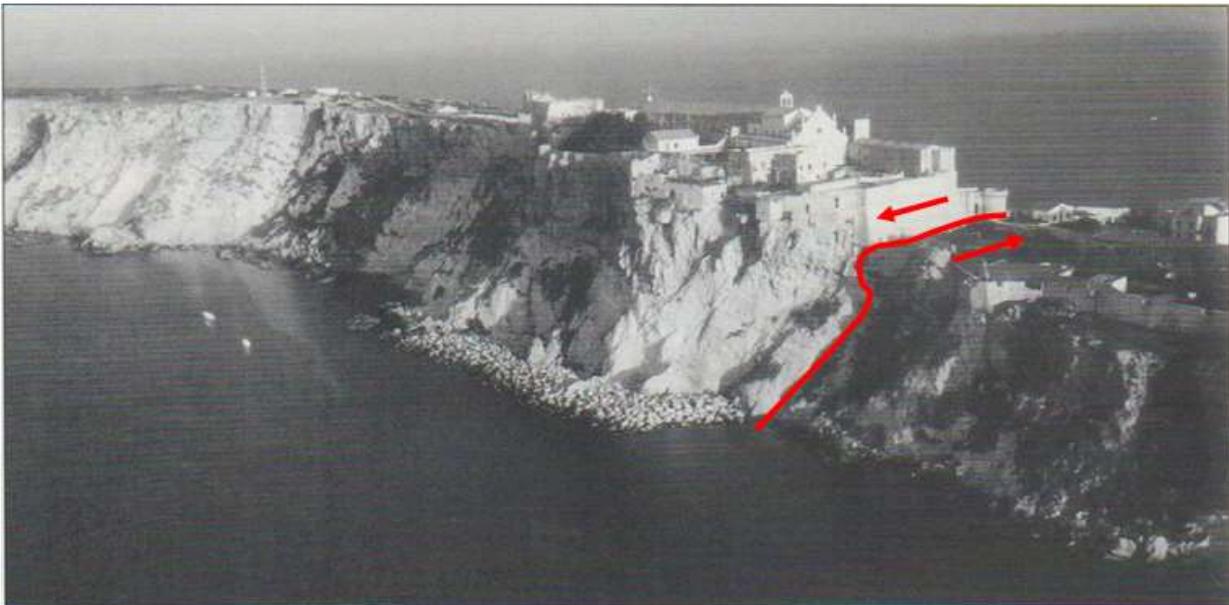
l)



l')



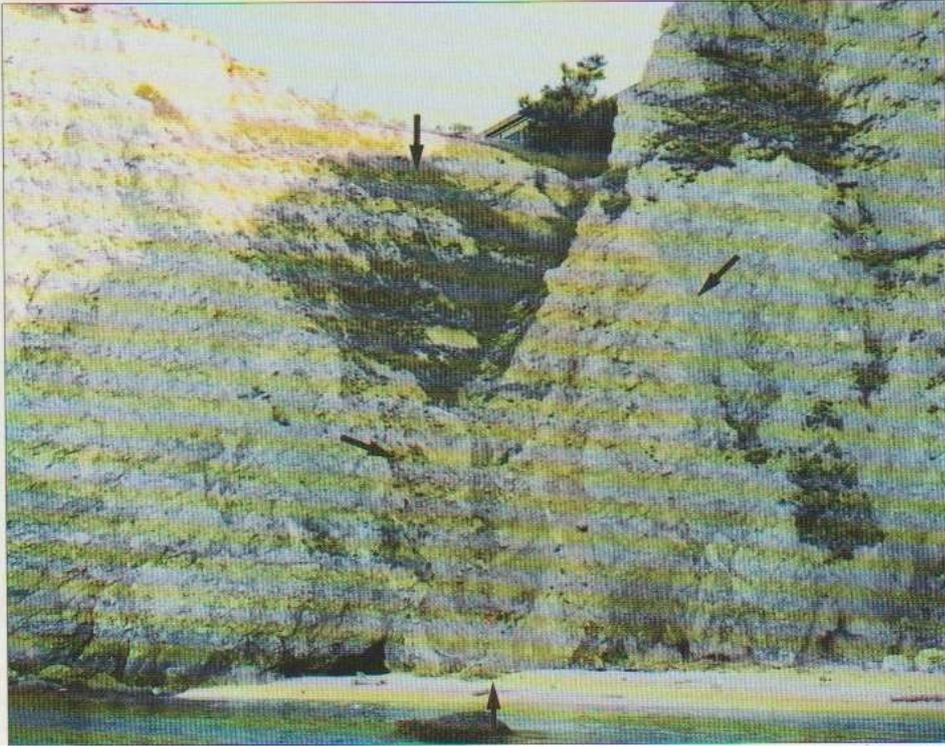
m)



m')



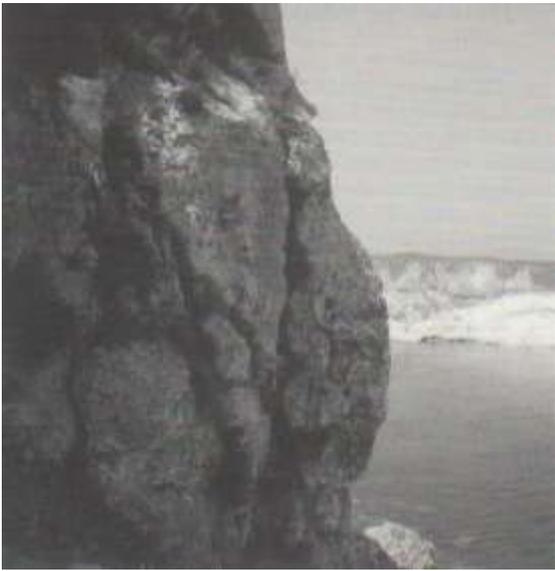
m")



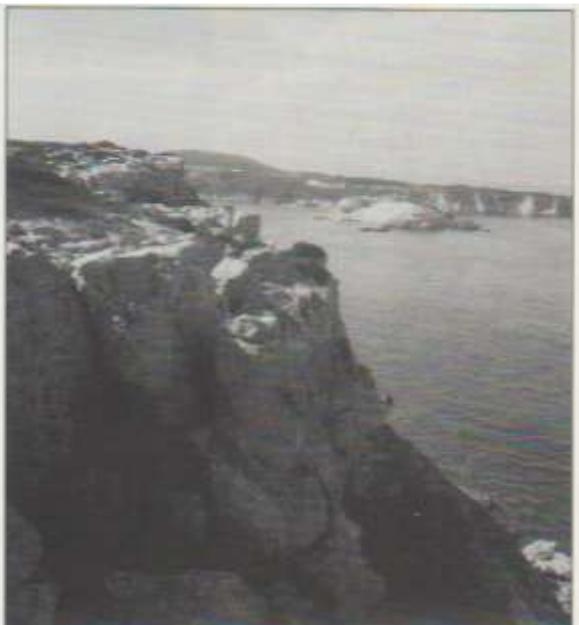
n, n')



o)



o')



o'',o''')



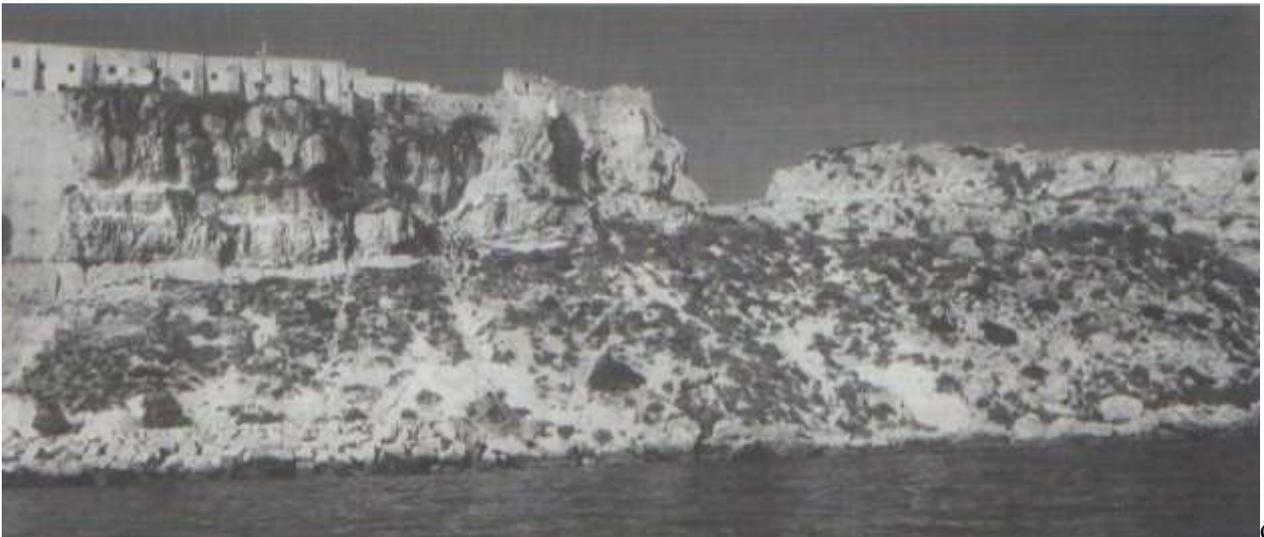
p, p')



p''



p''')



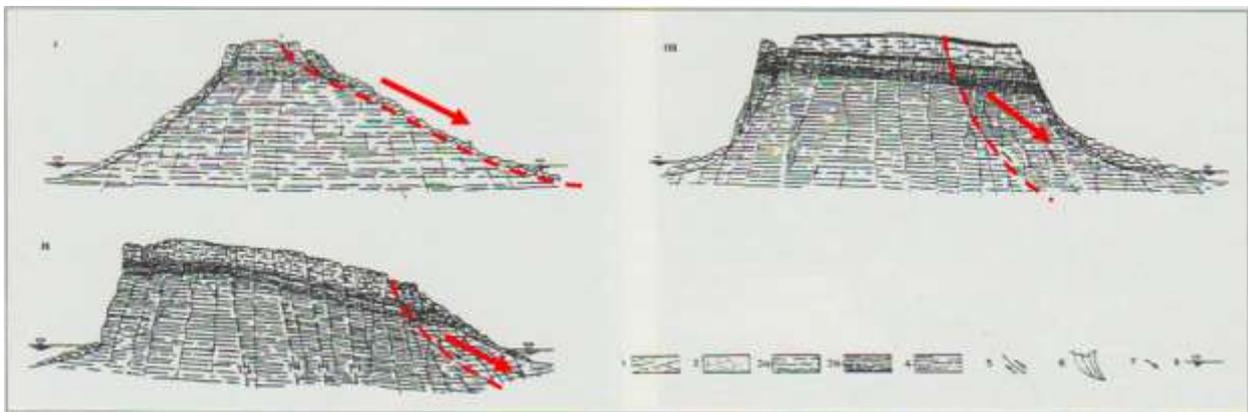
q)



q',q'')



q''')



r)

Fig. 18 **h)** – Veduta dell'impalcato dei lavori di consolidamento della zona storico -monumentale dell'isola di San Nicola di Tremiti; **h')** – Isola di San Nicola. Lavori di disaggio in acrobatico di blocchi pericolanti nella falesia settentrionale; **Tav. 1.** - 1. Riporti; 2. Depositi di spiaggia, detriti di falda, accumuli di frana. Attuale; 3. Loess bruno-rossastro. Pleistocene superiore; 4. "Crostone" calcareo. Pleistocene superiore; 5. Conglomerati, marne e calcari marnosi rossi. Pleistocene medio; 6. "Formazione di San Nicola": Calcareniti e calcari dolomitici, ma stratificati, tenaci, fratturati e carsificati; dolomie, calcari dolomitici, stratificati, ricchi di macrofossili, da tenaci a friabili, fratturati e talora carsificati, con panchina dolomitica nella parte basale. Pliocene medio-superiore; 7. "Formazione del Cretaccio": Calcisiltiti e calcilutiti, giallastre, giallo-biancastre e giallo-verdastre, passanti nel basso a doloareniti glauconitiche, con noduli limonitici e bioclasti fosfatizzati, tenere e fratturate e con rari livelli di calcareniti. Serravalliano-Tortoniano; 8. Faglie principali normali e trascorrenti (con frecce); 9. Fessure principali; 10. Giacitura degli strati: orizzontali ed inclinati da 10° a 30°; 11. Scarpata e corpo di frana; 12. Verso a) degli scoscendimenti, b) degli espandimenti laterali; 13. Traccia di sezione geologica; 14. Traccia di schizzo di sezione geologica; 15. Curve di livello e relativa quota s.l.m.; 16. Sondaggio meccanico; 17. Strada del Cimitero; 18. Nella planimetria "Carta Archeologica" (non riproposta) vi sono strutture archeologiche, molto probabili, desunte dall'esame stereoscopico. Le due aree con strutture affioranti oppure rinvenute in scavi sono l'una con la cisterna e le tombe (A) e l'altra con la domus romana (B); **h'')** - Antica carta delle isole Tremiti; **h''')** - Isola di San Nicola - Sezioni geologiche: 1) a) Riporti; b) Blocchi e detriti di frana; 2) Conglomerati, marne e calcari marnosi rossi. Pleistocene medio; 3) "Formazione di San Nicola": a) calcari e calcari dolomitici, non stratificati e fratturati; b) dolomie e calcari dolomitici stratificati con panchina dolomitica basale. Pliocene medio?; 4) "Formazione del Cretaccio": calcisiltiti e calcilutiti con calcareniti.

Serravalliano-Tortoniano. 5) Faglie. 6) Fratture e fessure principali. 7) Rotture da frana; 8) Livello del mare; **h''''**) – Isola di San Nicola - Colonne litostratigrafiche dei sondaggi meccanici. Attuale: 1 - Vuoto (cunicolo); 2 - Riporti; 3 - Depositi di spiaggia: ciottoli e sabbia con qualche frammento di laterizio di epoca romana. Pleistocene superiore: 4 - "Crostone" calcareo. Pliocene medio-superiore: 5 - Calcareniti gialline con subordinati calcari dolomitici e dolomie, massicce, molto dure e tenaci, talora farinose, con impronte di fossili, fessurate e carsificate; 6 - Calcareniti giallo-paglierino e subordinatamente doloareniti biancastre, fossilifere, fessurate e carsificate, panchinoidi, spesso molto tenere e friabili. Serravalliano-Tortoniano: 7 - Calcisiltiti e calcisiltiti marnose tenere, a luoghi dure e tenaci, giallo paglierine, biancastre, grigie, talora rossastre con laccature di MnO e Feo nelle fessure, con frustoli carboniosi, tracce di limivori (burrows) e con qualche nodulo e frammento di fossile fosfatizzato; 8 - Calcari; 9 - Marne; 10 - Limi e limi marnosi; 11 - Calcari e calcareniti, a luoghi dolomitici, biancastri, porosi, fratturati, con impronte di fossili, talora friabili e farinosi; 12 - Trasgressione; 13 - Sondaggio meccanico; **i, i'**) – a) L'isola del Cretaccio vista dall'isola di San Nicola; b) Doloareniti rossastre alla base della "Formazione" del Cretaccio trasgressiva sui calcari eocenici della "Formazione" di San Domino; al centro della foto una faglia con direzione N50°W e rigetto di 5-8 m; **l, l'**) – Versante settentrionale dell'Isola di San Nicola - La "Formazione" di San Nicola (più scura) in trasgressione con discordanza angolare sulla "Formazione" del Cretaccio, vistosamente interessata da faglie multiple a piccolo rigetto; particolare di una faglia con piega di trascinamento; **m**) – Falesia all'estremità nord-occidentale dell'isola di San Nicola. Conglomerati continentali rossastri (più scuri) in discordanza angolare sulla "Formazione" del Cretaccio; **m'**) – Veduta generale della falesia settentrionale della zona monumentale dell'Isola, ove lungo il muraglione decorre la faglia trascorrente N50°W; al piede la scogliera artificiale frangiflutti, su cui, tra l'altro, verrà appoggiato l'impalcato per gli interventi di messa in sicurezza della parte della zona monumentale che aggetta sul mare; **m''**) – Estremità nord-occidentale del porticciolo dell'Isola, ribassata dalla faglia trascorrente rispetto alla zona monumentale, in parte visibile sulla sinistra in fondo. Il "pescaggio" insufficiente impedisce ai traghetti, tra l'altro, di poter usare il porticciolo per attraccare; **n, n'**) – Isola di San Domino. Caratteristici scogli detti "I pagliai", quali resti della demolizione costiera delle rocce calcareo-dolomitiche eoceniche, brecciate e cataclasate dall'intersezione di due sistemi di faglie trascorrenti (a). In tali rocce sono inglobati tettonicamente lembi della "Formazione del Cretaccio", poco fuori sulla sinistra della foto a), osservabili ed indicati dalle frecce nella b); **o**) – Esempio di accumulo di blocchi per frana da crollo della "Formazione di San Nicola" (più scura) sul versante settentrionale; **o'**) - Particolare di blocchi calcarenitici in distacco dalle pareti del versante settentrionale dell'Isola di San Nicola; **o''**) - Particolare della sommità di un ammasso roccioso dal comportamento "rigido" sceso e ruotato, con un meccanismo da frana che simula uno spandimento laterale con insaccamento mentre il cinematismo originale è quello rotazionale, che ha generato pure il trench di oltre due metri di ampiezza, in primo piano; **o'''**) - Altro esempio di masse rocciose coinvolte da scorrimenti rotazionali, "mascherati" dagli spandimenti laterali multipli (frecce), ove ancora una volta le masse lapidee "rigide" sono controllate nei loro movimenti dalle sottostanti unità "plastiche"; **p, p'**) – Due aspetti di blocchi calcisiltitici e calcarenitici distaccati sulla parete delle falesie, rispettivamente settentrionale e meridionale dell'isola, con gli accumuli al piede che fungono da scogliera frangiflutti naturale. Nella Fig. p sono evidenti distacchi iniziali innescati da schiacciamento della "Formazione del Cretaccio", tenera, sottostante a quella di San Nicola, molto più dura; **p''**) – Accumuli di blocchi calcarenitici crollati e rotolati in mare che svolgono una funzione di protezione dall'erosione marina. In alto un fenomeno di toppling in evoluzione; **p'''**) – Altro esempio di toppling costiero in evoluzione, con insaccamento di un cuneo a monte (trench); **q**) – Versante meridionale: al centro del profilo dell'Isola di San Nicolasi osserva la cosiddetta "La Tagliata", eseguita artificialmente dall'uomo per difesa in una zona in cui l'isola ha la minima larghezza. Lo scavo è stato facilitato dalle condizioni di più intensa fessurazione tettonica della roccia; **q'**) – Veduta parziale della fessurazione verticale per movimento di spandimento laterale delle rocce calcarenitiche e calcareo dolomitiche Plioceniche, predisposto dalla faglia trascorrente

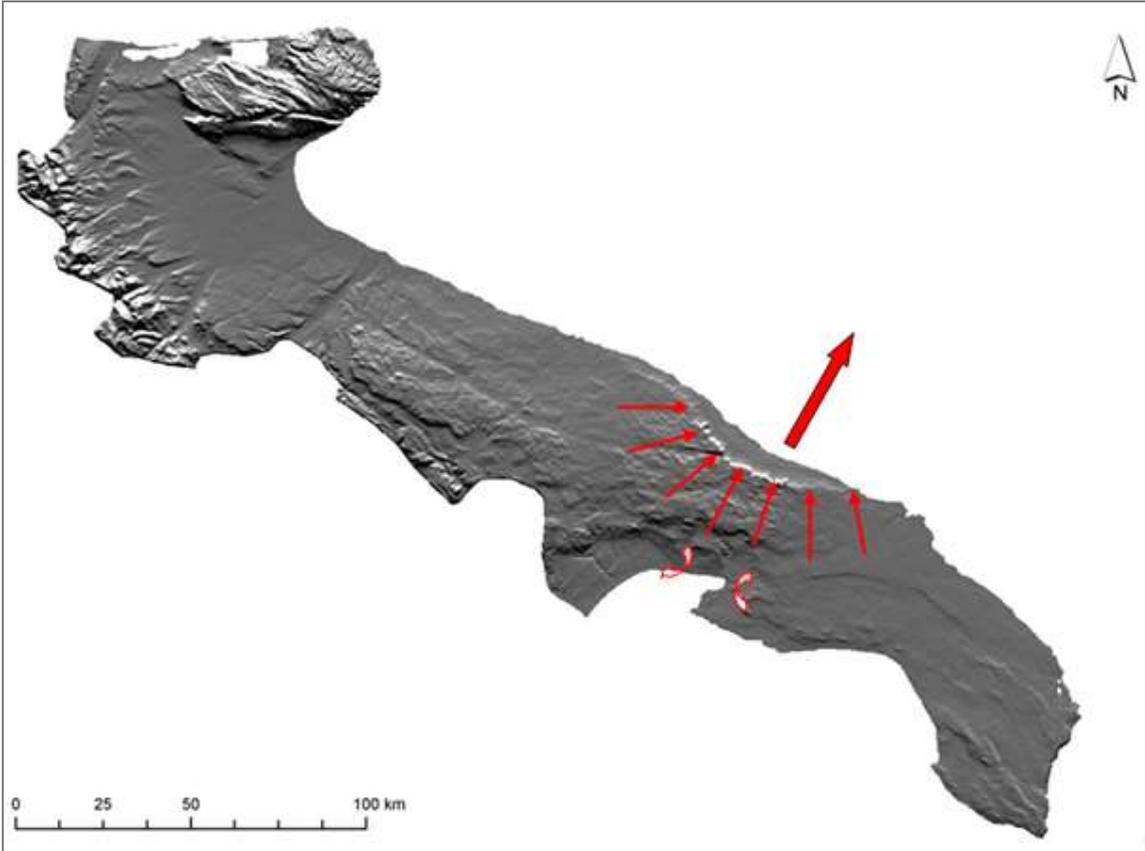
sinistra sulla “formazione del “Cretaccio”, all’estremità sud occidentale dell’isola; q'”) – Zona del porto: la “formazione di San Nicola” disarticolata in blocchi in aggetto per sottoescavazione della “formazione del Cretaccio”, più tenera, prossimi al crollo. La famiglia di fessure nelle calcareniti è dovuta alla faglia trascorrente sinistra; q''”) – Una parte del lato meridionale dell’Isola di San Nicola: nel centro, in corrispondenza del placcaggio con muratura della roccia, una faglia a debole rigetto sposta le bancate rocciose plioceniche. In alto, nelle dolomie e calcari dolomitici si osservano livelli bianchi di calcareniti farinose. Alla base della falesia si è creata, per crolli successivi, la scogliera frangiflutti che mitiga l’azione erosiva marina, che, comunque, non ha potuto evitare che, in tempi storici, fossero distrutte l’antica strada a mezzacosta lungo il contatto fra le formazioni pliocenica e miocenica sottostante e la strada perimetrale lungo il ciglio con i fabbricati di Fig. 1 per continuo arretramento per franamento di un lungo tratto di falesia; r) – Isola di San Nicola: schizzi di sezioni geomorfologiche. 1) Accumuli di blocchi di frana; 2) Riporti e loess, Attuale-Pleistocene superiore; 3 a) "Formazione di San Nicola": calcareniti, calcari e dolomie, fratturati; 3 b) doloareniti e panchina dolomitica, Pliocene medio; 4) "Formazione del Cretaccio": calcisiltiti e calcilutiti, con rari livelli calcarenitici, Serravalliano-Tortoniano; 5) Faglie; 6) Rotture da frana; 7) Verso principale del movimento; 8) Livello marino.

Polignano - Monopoli - Fasano - Ostuni - Carovigno - T.re S. Sabina

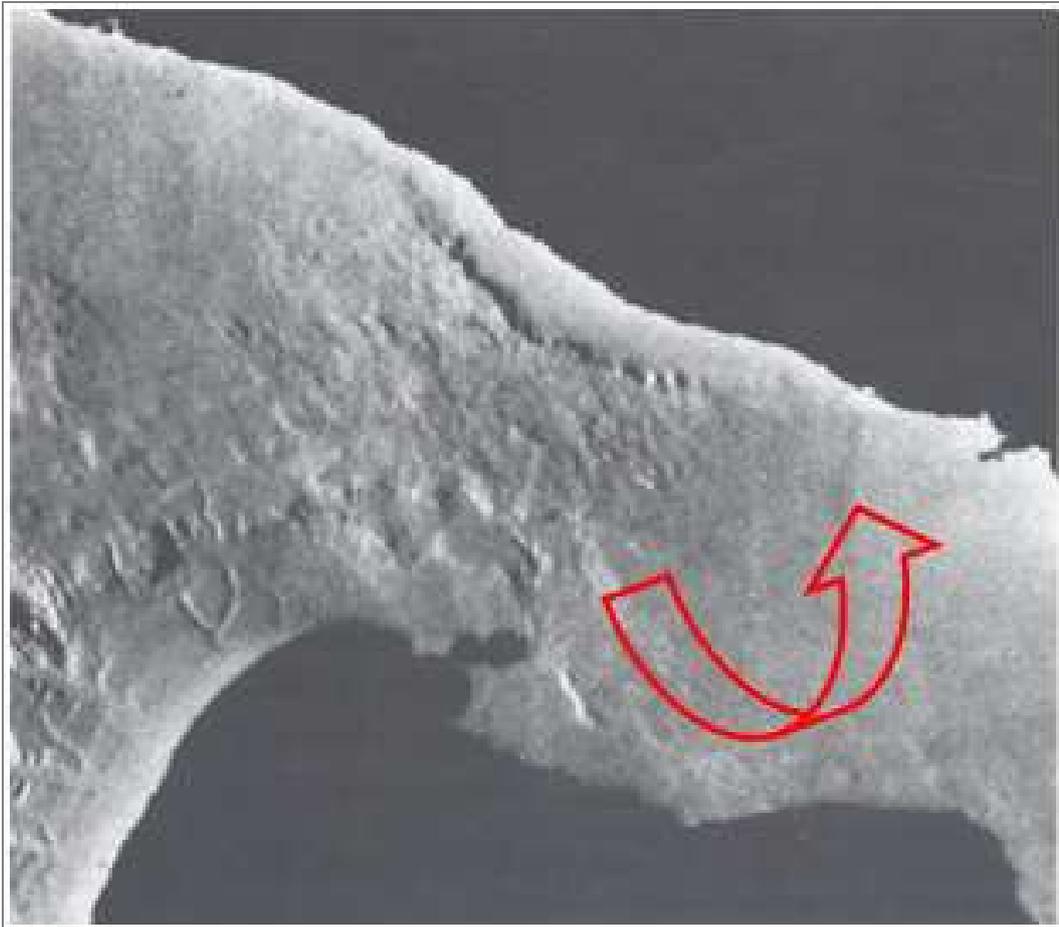
Nel lungo tratto di costa centro-meridionale, poi, di oltre una sessantina di km, tra Polignano-Monopoli-Fasano-Ostuni-Carovigno-S.Sabina, nei “Calcari di Bari” del Cretaceo è presente una scarpata la cui forma planimetrica è a “ferro di cavallo” (frecce), come si osserva nel DTM di Fig. 18. d). Sembra proprio di riconoscervi le caratteristiche geomorfologiche di una Grande Frana, in conseguenza della quale quel territorio venne invaso dal mare Plio-Pleistocenico (Guerricchio & Zezza, 1979, a, b). Esso vi depositò le calcareniti fossilifere (“Calcareniti di Gravina”) che riempiono totalmente il “vuoto” lasciato dal corpo calcareo di frana, presente, molto disarticolato, sia alla base della suddetta scarpata (ancorchè ricoperto in gran parte dalla calcareniti), sia in ambiente sottomarino (freccia grossa in Fig.18. d), anche qui sepolto dai depositi calcarenitici. A poco più di un terzo della sua lunghezza, partendo da NW, la scarpata è interrotta dalla depressione (graben da faglia) del Canale di Pirro (400 m di quota), che separa le Murge Alte sud-orientali dalle Murge Basse, (Fig. 18. d). Tale faglia prosegue per altri 120 km ca., con direzione NW-SE, fino al F. Ofanto (Guerricchio & Zezza, 1979, a, b).

La lunga deformazione gravitativa nella zona ora vista è da mettere in relazione con la forte disarticolazione delle formazioni carbonatiche cretache conseguente alle compressioni tettoniche determinate dalla subduzione della Placca Africana con quella Euroasiatica. Tale cinematismo, nel produrre la rotazione antioraria del Salento rispetto al blocco delle Murge Baresi (Guerricchio, 1988), ha fortemente compresso, deformato, fratturato e reso quindi meno resistenti le formazioni carbonatiche (da Guerricchio, 2000 b), rendendo possibile il loro esteso e profondo collasso gravitativo (Fig. 18. d). Infatti, queste mostrano un traliccio di faglie e fratture con serrati incastri e vuoti che, tra l’altro, favoriscono, in particolare, lo sviluppo e la diffusione del carsismo, (Fig. 18. e, f, g), (Guerricchio, 2000). Alla singolare, vasta deformazione tettonica è pure associato il movimento di rotazione antioraria della regione Salentina dalla congiungente Taranto - Brindisi (freccia curva di Fig. 18. e, g), che ha pertanto compresso il territorio in figura 18.e, (Guerricchio 2000). Di qui anche le Grandi Frane in roccia che hanno partecipato all’attuale geomorfologia della costa Tarantina (Guerricchio & Simeone, 2013) e predisposto la notevole franosità della fascia litoranea, talora alta solamente pochi metri sul livello marino, nei calcari e nelle calcareniti affioranti sia nello Ionio che nell’Adriatico, agevolando così con piccole e/o medie frane l’arretramento della costa stessa.

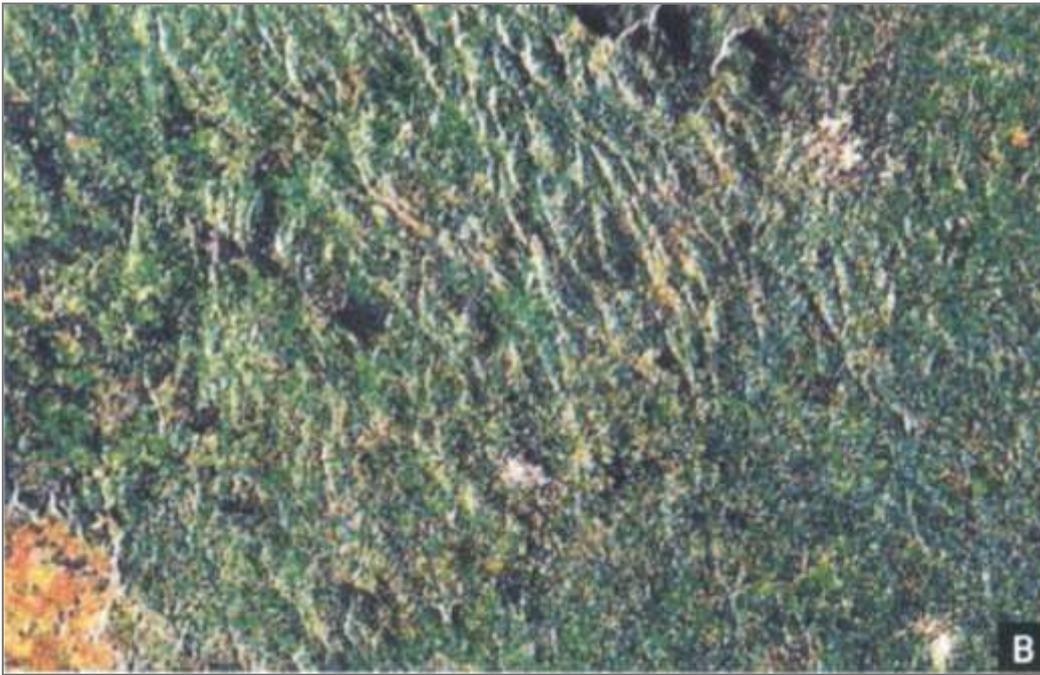
Tutto ciò condiziona, ovviamente, pure gli aspetti geomorfologici di quel territorio, tra cui il reticolo idrografico impostatosi in corrispondenza delle zone e lineazioni di rottura (Guerricchio & Zezza, 1979, a, b), oltre che qualsiasi opera significativa d’ingegneria.



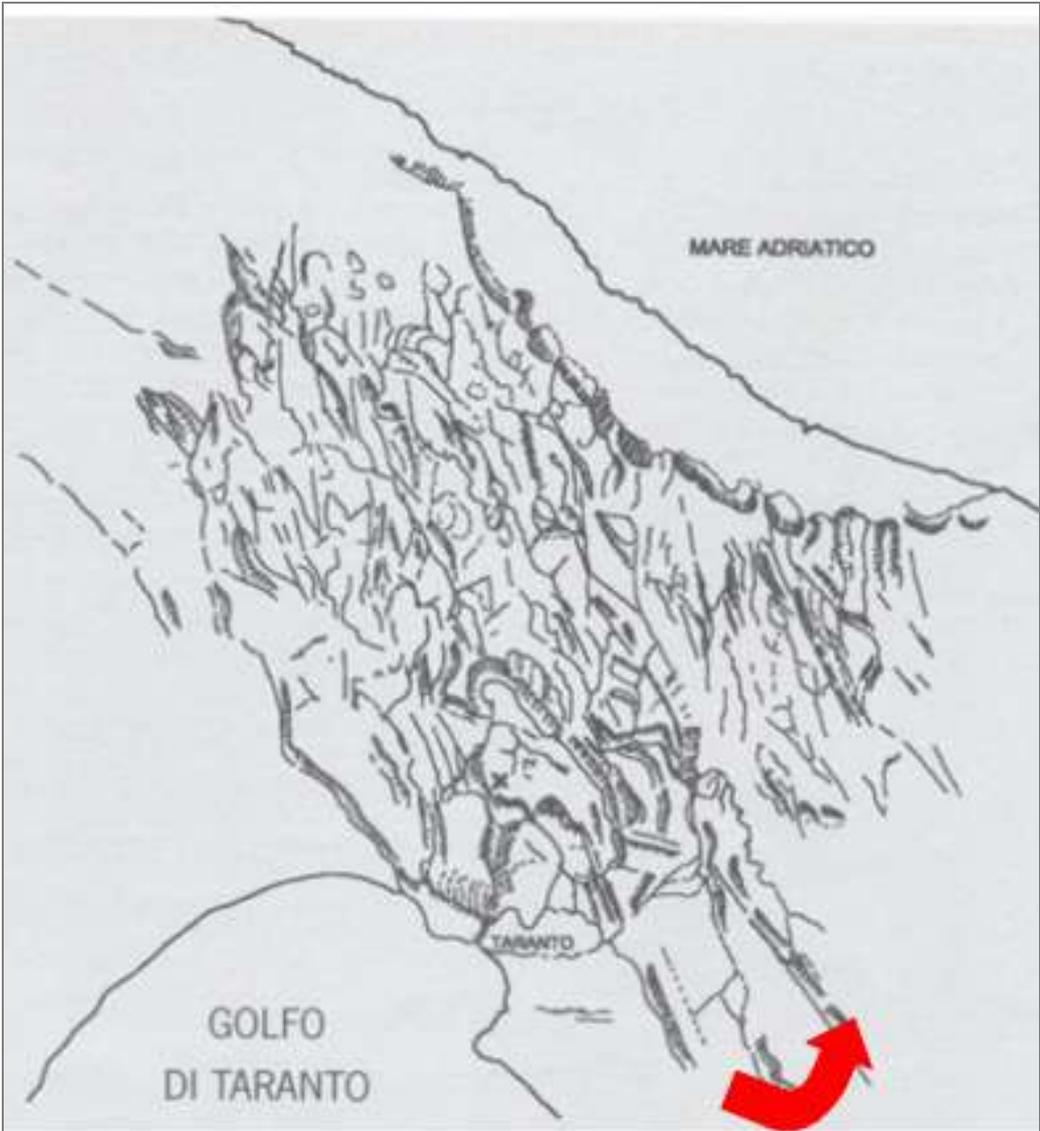
d)



e)



f)



g)

Fig. 18. **d)** – Grande antica frana del bordo orientale della Piattaforme murgiana (Murge basse), che ha consentito al mare Plio-Pleistocenico di invadere il “vuoto” formato dal corpo di frana, sommerso, e di

depositare le “Calcareniti di Gravina” plio-pleistoceniche, (da Guerricchio & Zezza, 1979 a, b), in un’area in cui la forte sollecitazione tettonica, dovuta a movimenti di rotazione del Salento (freccie curve) e conseguente compressione delle masse carbonatiche (Guerricchio 1988), le ha rese molto meno resistenti che in precedenza, (Guerricchio 2000); **e**) – Immagine Landsat che mostra l’alta densità di sistemi di faglie-fratture nelle formazioni calcaree dell’area murgiana tra Taranto e Fasano-Ostuni-Egnatia (Brindisi), ove i fenomeni di compressione e spostamento antiorario di quella parte di territorio hanno prodotto, tra l’altro, anche la compenetrazione delle stesse masse carbonatiche; per tali motivi tettonico-“strutturali” è presente in quell’area uno dei maggiori sviluppi del carsismo in Puglia; **f**) – Immagine multitemporale SAR dello stesso territorio di Fig. e), che evidenzia ancor meglio le strutture di “compenetrazione” delle masse carbonatiche ed i profondi trenches nella parte sprofondata del tarantino; **g**) – Traliccio schematico di faglie e fratture (desunto dal Landsat della figura precedente) compreso nel territorio, coinvolto dalla grande deformazione gravitativa di Fig. d). La singolare, vasta deformazione tettonica rappresenta il prodotto dei movimenti trascorrenti tra le Murge meridionali ed il Salento, cui è pure associato il movimento di rotazione antioraria di quest’ultimo (freccia curva), che ha pertanto compresso il territorio in figura, (Guerricchio 2000). Di qui anche le Grandi Frane in roccia che hanno partecipato all’attuale geomorfologia della costa Tarantina (Guerricchio & Simeone, 2013), nonché alla notevole franosità della fascia litoranea, talora alta solamente pochi metri sul livello marino, nei calcari e nelle calcareniti affioranti sia nello Ionio che nell’Adriatico.

Basilicata-Irpinia

Montescaglioso, M.te Finese (MT), M.te Coccovello (PZ), Conza (AV), Matera – Timmari

Dall’immagine SAR (Fig. 19. a) relativa ad una parte dell’arco ionico-lucano-pugliese, sono riconoscibili deformazioni gravitative profonde anche del tipo a forbice, sviluppatasi nelle formazioni delle argille subappennine del Plio-Pleistocene (Figg. 19. a, b, e). Pure in questo territorio i movimenti di tali cospicue masse possono essere assimilati a scorrimenti rotazionali profondi, con verso del movimento in prevalenza da E verso W, (Fig. 19. a), (Guerricchio, 2000). Nella rottura gravitativa dello scorrimento di più grandi dimensioni al centro dell’immagine racchiusa nel quadratino bianco, si è impostato il fosso La Canala, interpretato, in precedenza, come effetto di fenomeni di pura erosione subaerea. Il movimento di tale enorme corpo verso W è responsabile, inoltre, delle deformazioni ad arco, per un tratto di oltre 15 km di lunghezza, del corso del F. Basento (Guerricchio, 2000), il cui alveo, nella zona, assume andamento meandriforme, così come verificato in altri numerosi fenomeni gravitativi (Guerricchio & Melidoro, 1979 b, c). Nella fascia di piede dell’ampia deformazione fuoriescono, per compressione, blocchi argillosi “estrusi” (Figg. 19. a, b) ove si osservano numerosi “slikensides” alla loro base. La deformazione coinvolge pure i depositi marini terrazzati conglomeratico-sabbiosi tardo-pleistocenici. Questi, inclinati per basculamento verso la valle del F.so La Canala, datano con relativa precisione il fenomeno di rottura tettonico-gravitativa, (Guerricchio, 2000).

Analoghe deformazioni di dimensioni relativamente più piccole, pure interessanti le argille grigio-azzurre Plio-Calabrianne e continentali del tardo Pleistocene della Fossa Bradanica, sono osservabili nel territorio di Montescaglioso (MT), (Figg. 19. a, b, b’’, c). Infatti, dalla Carta Geologica 1:100.000 è possibile evincere lo spostamento verso W e SW (freccie) della “placca” di vaga forma romboidale su cui sorge l’abitato, che ha coinvolto anche i depositi Pleistocenici (Q¹), (Fig. 19. b’’, c). In conseguenza dello “strappo a direzione NW-SE, oggi sede della parte finale del T. Fiumicello per una lunghezza di ca. 12 km, delimitante ad E il corpo della “placca” di Montescaglioso, è stato coinvolto il corso del F. Bradano, orientato NW-SE, che, spostato verso WSW, ha prodotto forti erosioni e grandi frane nella struttura in destra di località C.le Parlante (q. 393 m s.l.m.), (Fig. 19. b’, b’’, c). Essa, infatti, è percorsa alle massime quote, lungo lo spartiacque, dalla scarpata a “ferro di cavallo”, di lunghezza pari a km 16, del grande scorrimento roto-traslazionale generato dalla detta morfodinamica, nel cui corpo spiccano morfologie calanchive che mascherano, ad un primo esame, la reale natura del fenomeno gravitativo dell’intero lungo versante, (Guerricchio & Melidoro, 1979, 1982).

Sempre nell'area della Fossa Bradanica, poi, si riconosce un motivo circolare antiorario a vortice (Figg. 19. d, e) da collegarsi all'azione di trascinarsi di faglie trascorrenti (Guerricchio, 1994). Nel caso richiamato è la trascorrente sinistra della Val d'Agri, che, con andamento dapprima NW-SE tende a ruotare presso l'abitato di Montemurro verso WE e quindi NE-SW, piegando nella zona di Pisticci-M.te Finese, ove tende poi ad accentuare l'inarcamento generando l'ampia curva del fiume Basento (Figg. 19. d, e). Le formazioni geologiche coinvolte da tale movimento antiorario sono i depositi terziari flysciodi e argillosi postorogeni. In tutti questi terreni sono presenti DGPV (o meglio DGT) o movimenti pseudo-tettonici (Guerricchio & Melidoro, 1981) e Grandi Frane (Figg. 19. f, g, h), tuttora in lenta evoluzione.

Poco più a W, nella zona del M.te Coccovello (ancora in Basilicata), l'innalzamento ed il basculamento della struttura verso NE, collegati al vortice, provocano il megascivolamento delle formazioni eo-mioceniche trasgressive sui calcari del Cretacico, con coinvolgimento della Formazione delle Crete Nere della Valle del Noce, le quali vengono ulteriormente spostate e deformate (Fig. 19. i). Le masse così "scaricate", interpretate erroneamente come depositi lacustri, sono distribuite fino a grandi distanze dalla base del Coccovello. Le calcareniti eo-mioceniche affioranti sul suo versante orientale mostrano una diffusa frammentazione prodotta dalla trazione a seguito dello scivolamento; tali distacchi vengono, al contrario, interpretati unicamente come forme carsiche, (Guerricchio, 1994).

Il vortice della Basilicata sembra in continuità con un'altra analoga deformazione più a NW, la quale, all'altezza della finestra tettonica di Campagna, tende ad inflettersi maggiormente proseguendo verso SE con le strutture carbonatiche del segmento lucano-campano ad E del Vallo di Diano. A tale deformazione sembrano potersi associare le grandi frane della Valle dell'Ofanto, fra cui quella del versante destro della valle, tra il M.te Travaglioso (900 m) e l'abitato della vecchia Conza (AV) a seguito delle spinte da S e del conseguente sollevamento del versante meridionale della Valle dell'Ofanto stessa. Le masse argillose calabriane, infatti, sono scivolte sul substrato relativo, poco profondo, costituito dalle Argille Varicolori Scagliose, sbarrando il corso dell'antico F. Ofanto (Figg. 19. l, m, n, o), (Guerricchio, 1994).

A Matera vista da W, sono riscontrabili almeno quattro rotture gravitative da scorrimento rotazionale multiplo che spostano le argille grigio-azzurre e le sottostanti calcareniti ("Tufo" o "Materino" del Miocene Sup.) verso S. Poco più a W la collina di Timmari pone il problema se si tratti del corpo di una grande frana di "scivolamento", innescata forse dall'apertura ("squarcio") dei calcari Cretacici della Gravina e dalla pur modesta inclinazione da loro assunta verso la depressione oggi sede del F. Bradano, o se, invece sia un resistere dei profondi fenomeni di erosione che hanno prodotto le valli fluviali della Basilicata. La collina, infatti, ad un primo esame, sembra formata in una zona ove le argille grigio-azzurre vengono "rialzate", quasi che essa rappresenti il piede dell'estesa deformazione gravitativa da Scorrimento traslazionale iniziato presso Matera, forse prodotta dal basculamento dei calcari cretacici del T. Gravina verso l'antica depressione del Bradano (Figg. 19. a, r, s). Un successivo rapido approfondimento esclude quest'ultima ipotesi.

Volendo, poi, spiegare il notevole approfondimento del T. Gravina (di Matera), vero e proprio canyon, che in particolare nella zona di Matera attinge un valore massimo di profondità pari a ca. 180 m, è stato condotto un calcolo sul tempo necessario per produrre tale valore. Con riferimento ad una velocità di dissoluzione/erosione posta pari al valore di 0.03 mm/anno, desunta da recenti misure in campo (Forti, 1981) condotti su litologie quasi del tutto confrontabili con quelle della Gravina di Matera, il tempo necessario per produrre il sopracitato approfondimento di 180 m si ricava dalla formula:

$$T = S/V = 180/0.03 \times 10^{-3} \text{m/anno} = 6 \times 10^6 \text{anni}$$

Secondo tale approccio detto tempo si attesterebbe, quindi, attorno al valore di ca. 6 mln di anni, quando le calcareniti sulle sponde più in superficie hanno un'età non superiore a 2 Ma.

Va tenuto presente, però, che la sperimentazione di Forti è stata eseguita in un corso d'acqua perenne, mentre la Gravina di Matera, al pari di altre gravine lucane, è percorsa occasionalmente da

acque meteoriche, che ovviamente fanno allungare enormemente i tempi di erosione, tanto da superare l'età stessa dei calcari del Cretacico.

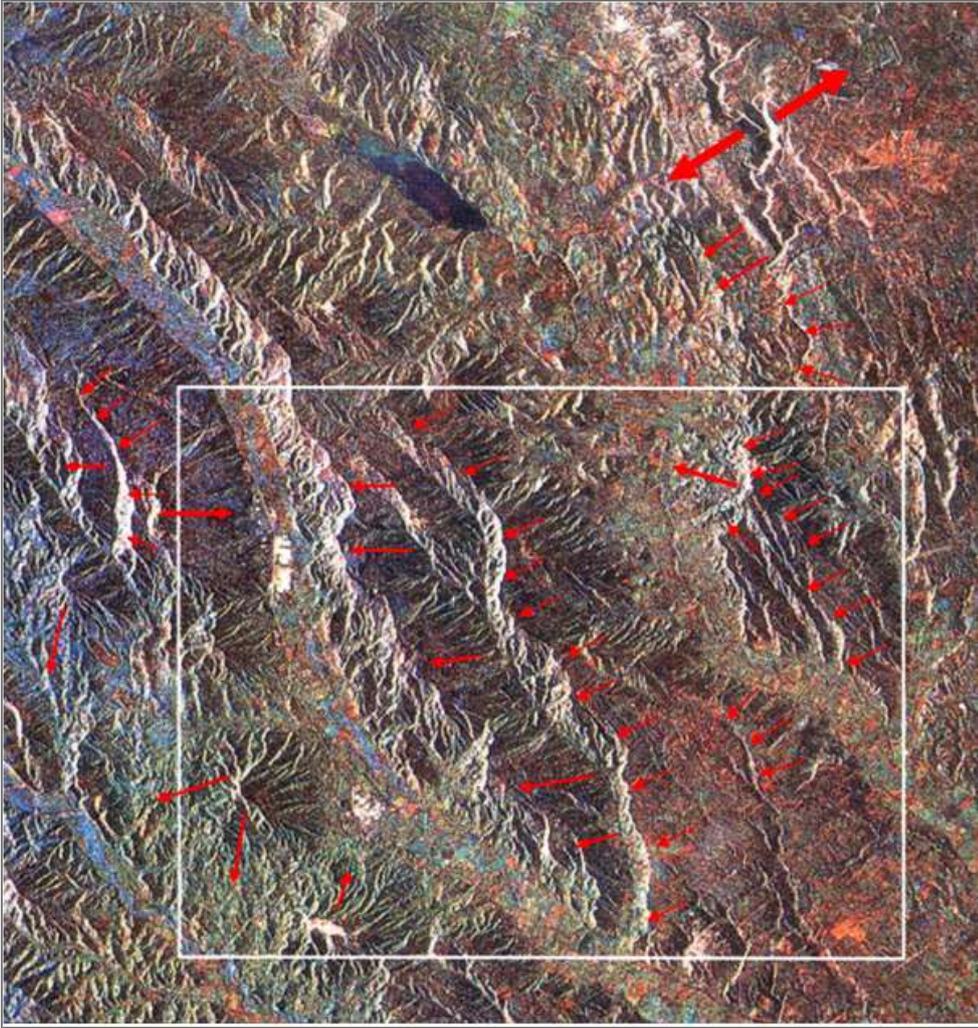
Pertanto si ritiene che non possa essere stata solo l'acqua a dar luogo all'approfondimento della Gravina di Matera, ma che vi abbiano concorso in modo preponderante altri fattori, il principale dei quali certamente una rottura fragile da "strappo" tettonico, che dà anche ragione dell'irregolarità dell'andamento planimetrico dell'alveo e della mancanza di un conoide all'uscita del tratto della Gravina stessa. E' come se, proprio nei dintorni di Matera, i calcari cretacici, appartenenti alla Piattaforma Appula, si siano "abbombati" e deformati per spinte dal basso, "strappandosi" come una crosta di pane che, sottoposta a una pressione dal basso, si "apra" inclinando da bande opposte verso il basso i due labbri dell'apertura, "scaricando" quindi, sempre da bande opposte, i depositi soprastanti.

Monte Sirino

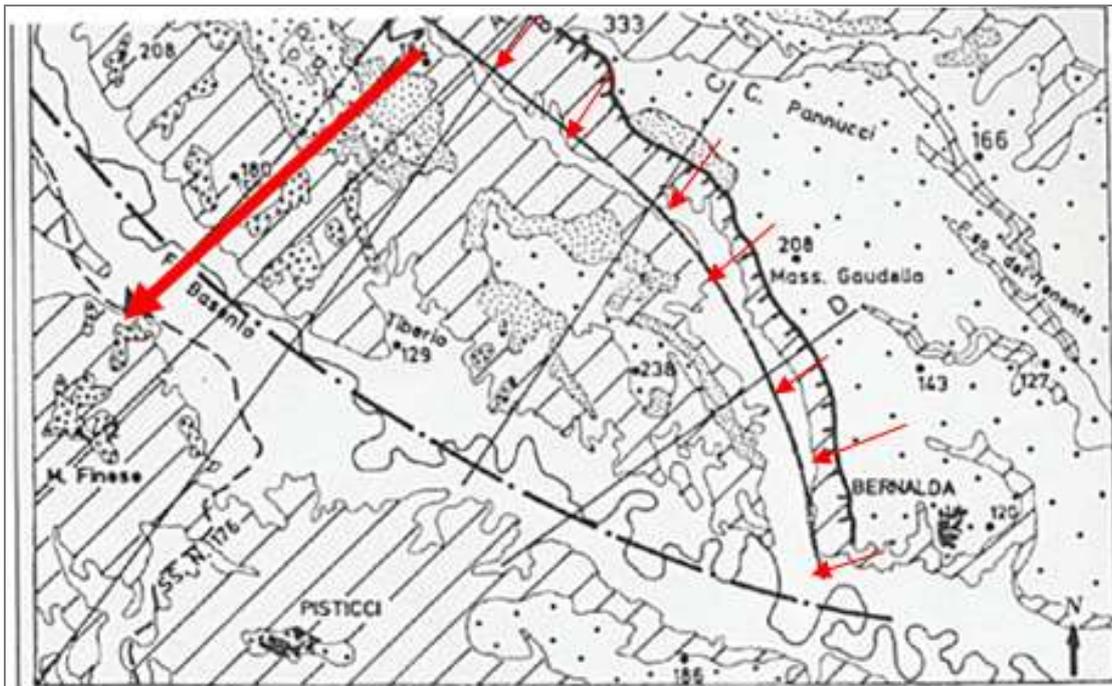
Dell'Appennino Lucano il Monte Sirino, sotto l'aspetto geologico-geomorfologico e quindi geologico-applicativo e geotecnico, rappresenta un modello simbolico. Il suo innalzamento tettonico, che lo ha spinto fino agli attuali 2005 m s.l.m. (M.te del Papa), ha di converso prodotto ciclopici "scendimenti" (o "scollamenti"/scivolamenti) lungo tutto il suo perimetro e non solo. Particolarmente grave, per i risvolti più aderenti al tema trattato, è la condizione del suo versante meridionale in cui ricadono centri abitati (Lagonegro, Nemoli, Lauria, Rivello, Prestiere, ecc.), (Guerricchio & Melidoro, 1983; Dell'Anna, Di Pierro, Guerricchio & Melidoro, 1984) e grandi infrastrutture che risentono pesantemente del vasto e profondo movimento gravitativo attivo almeno a partire dall'Olocene. Questo, infatti, di larghezza e lunghezza prossime ai 10 km, condiziona la stabilità dei viadotti autostradali nelle varie intersezioni con il reticolo idrografico, impostatosi anche in questo territorio lungo "binari" di movimento delle antiche rotture gravitative. E' ad esempio il caso dei viadotti della vecchia Autostrada Salerno-Reggio Calabria che scavalcano più volte i tributari di sinistra del Fiume Noce, tra cui il Viadotto Taggine (Fig. 19 t). Esso, infatti, dopo un breve periodo iniziale di funzionamento, venne totalmente distrutto dal perdurare dei lenti ma continui movimenti di massa della zona costringendo i gestori ad abbandonare la sede autostradale e a deviare il traffico su una comune strada, molto pericolosa, per diversi km (Fig. 19' t). Tra l'altro tali attraversamenti in viadotto furono e sono forzati stante l'attuale tracciato di quell'opera, per cui il loro mantenimento è un'operazione molto difficile con qualsiasi intervento geotecnico si voglia stante il modello geodinamico di quel territorio.

Inoltre, le attuali condizioni climatiche e l'altimetria del Sirino (2005 m) rendono possibili i distacchi di massi o corpi di frana per i fenomeni legati alla fusione del permafrost che, seppure più attivi nei versanti esposti a N, potranno interessare anche quello di SW dove si sviluppano la nuova Autostrada e le antiche vie di comunicazione tra i centri abitati di quel territorio.

Sotto l'aspetto geologico-litologico il M.te Sirino, osservato da W verso E, è interpretato come una grossa piega (un "anticlinorium"??), nel cui corpo si riconoscono strati spiegazzati e rotture gravitative; queste ultime coinvolgono maggiormente i terreni flisciodi o le strutture a franapoggio, (Fig. 19' t'). I terreni di base sono dati da "Calcari con liste e noduli di selce" del Trias (Norico-Carnico), ben stratificati, seguiti da "Scisti silicei" (diaspri varicolori, siltiti e marne rossastre e verdi) del Giurassico Sup.-Trias Sup. sormontati dal "Flysch Galestrino" (alternanza di argillite fogliettate grigiastre e calcilutiti marnoso-silicifere) del Cretacico Inf.-Giurassico Sup., (Fig. 19' t').

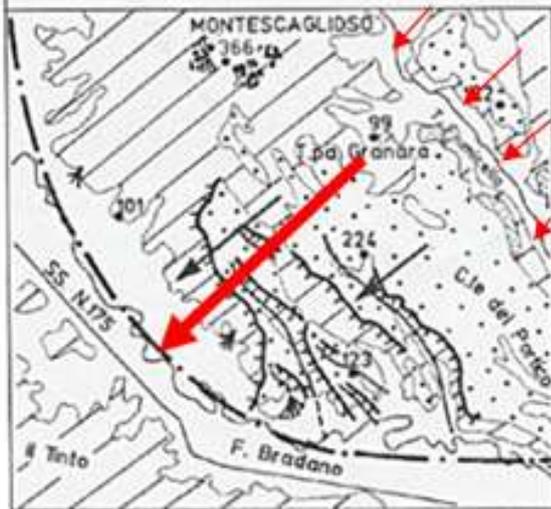
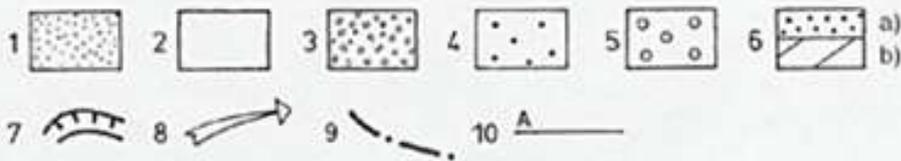


a)



a)

0 3 km

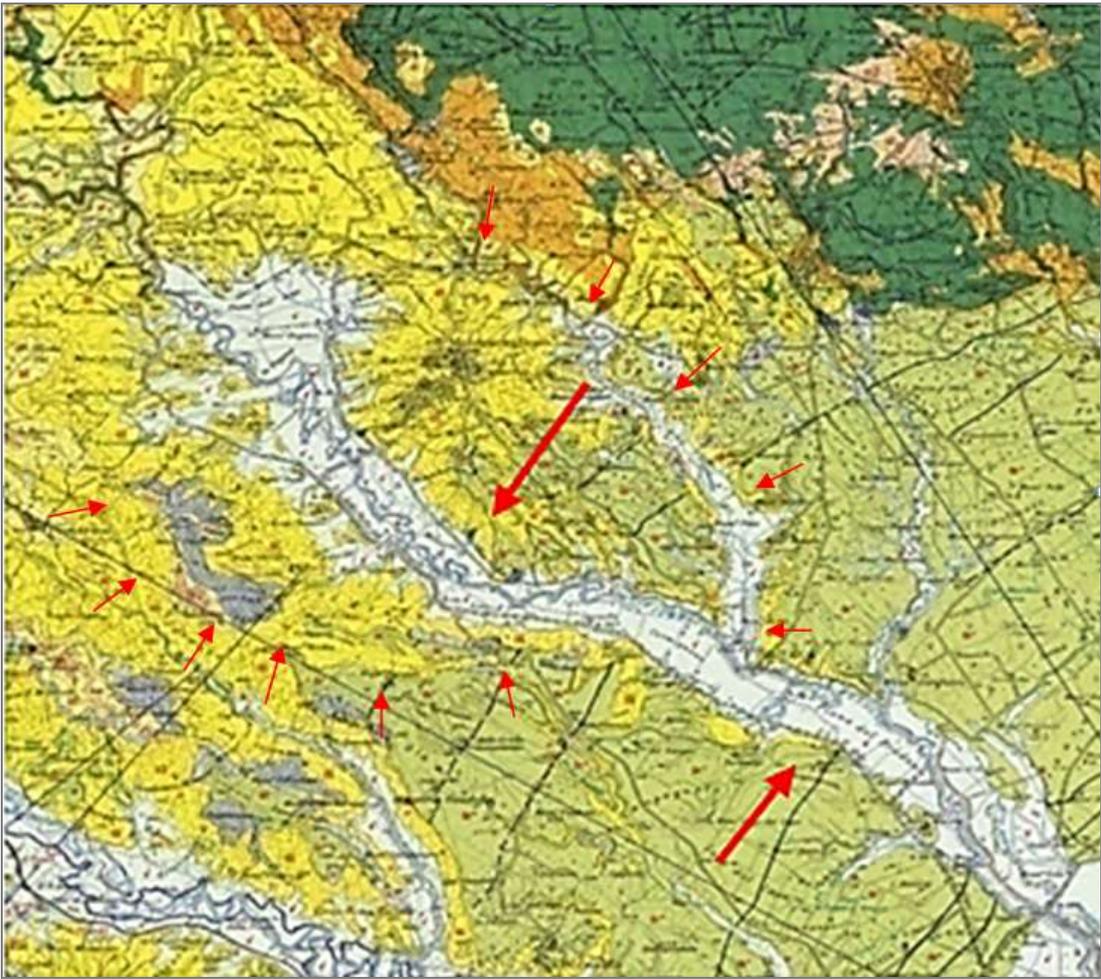


b)

Schema geologico - morfologico delle vaste aree comprese tra gli abitati di: (a) Bernalda e Pisticci e (b) Montescaglioso (MT)

1. Detriti di frana. Attuale - Recente;
2. Alluvioni delle piane fluviali. Attuale - Recente;
3. Depositi ciottoloso-sabbiosi dei terrazzi fluviali - Pleistocene;
4. Depositi ciottoloso-sabbiosi dei terrazzi marini. Pleistocene;
5. Conglomerati marini: "Conglomerati di Irsina". Pleistocene;
6. Sabbie gialle con arenarie (a): "Sabbie di Montemarano", Pleistocene; (b) Argille grigio-azzurre. Pleistocene inf.-Pliocene sup?;
7. Scarpata e rottura principali delle grandi deformazioni gravitative profonde;
8. Verso principale di movimento;
9. Andamento delle deformazioni dei fiumi Basento e Bradano a seguito dei movimenti delle deformazioni gravitative;
10. Traccia di sezione geologica

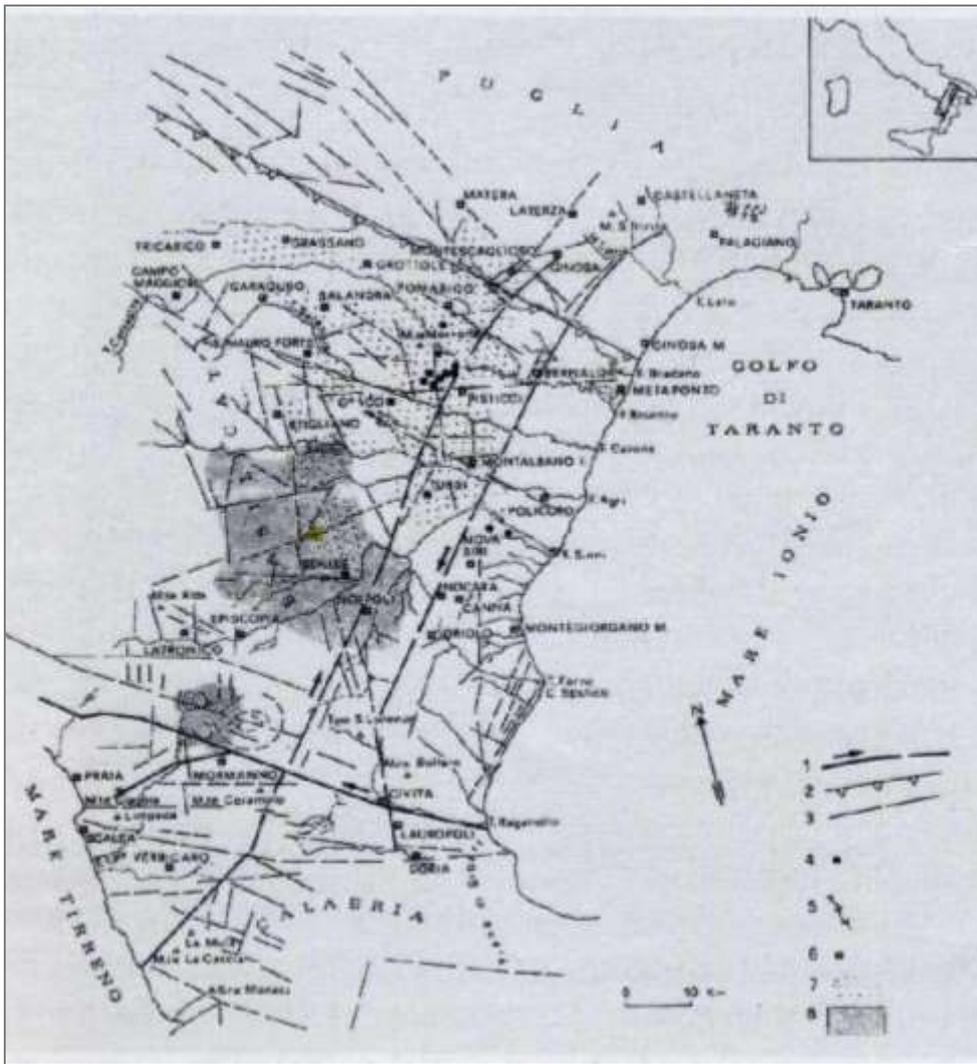
b) - b')



b'')



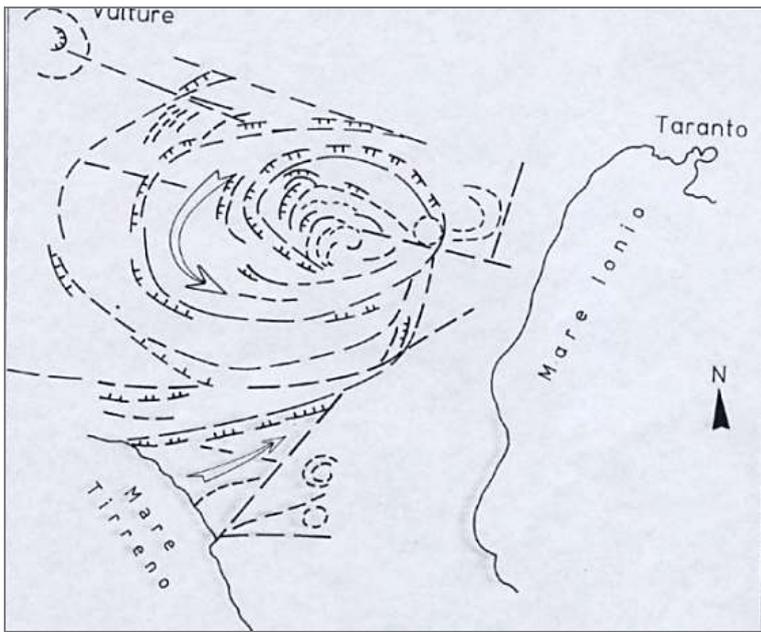
b''')



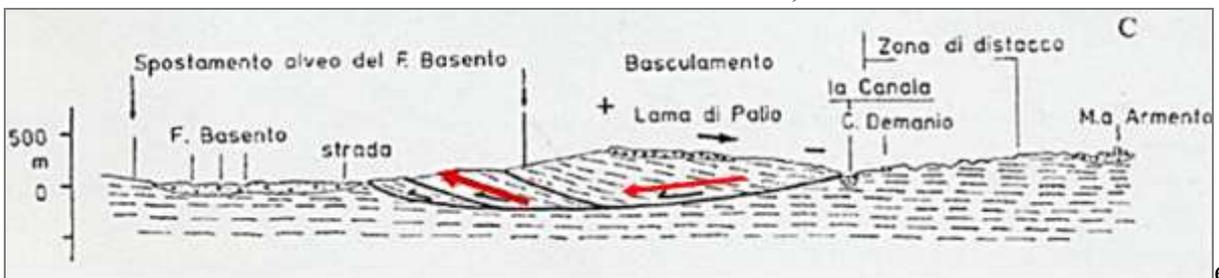
c)



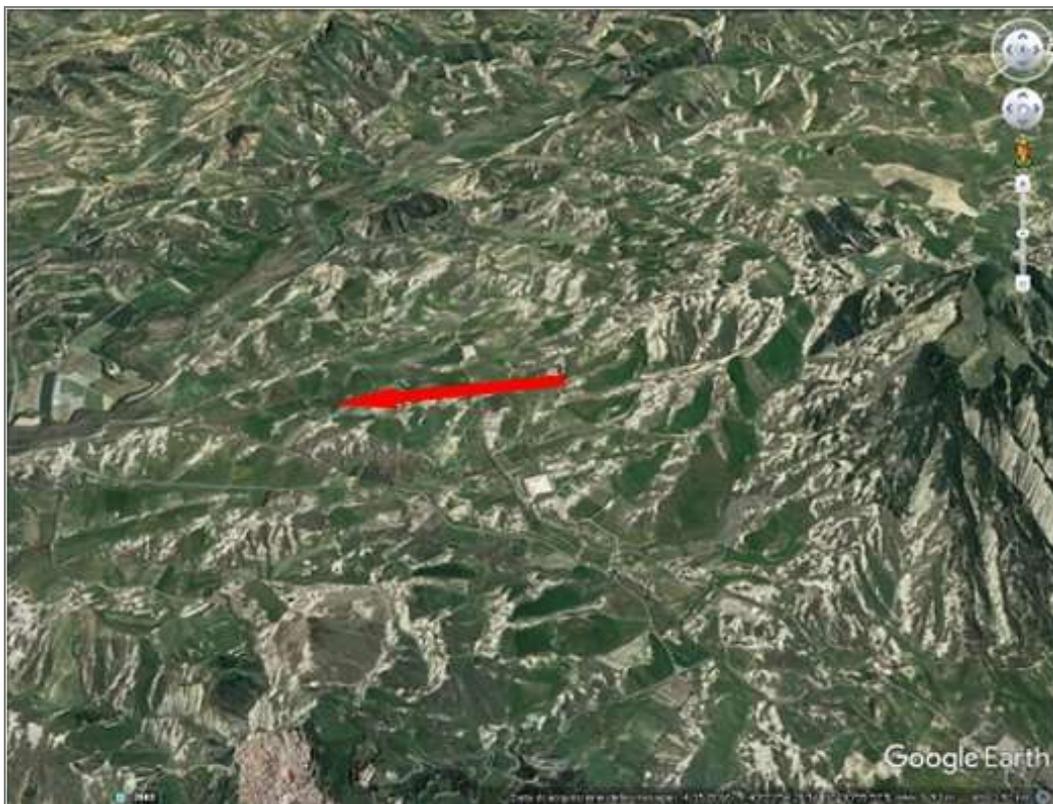
d)



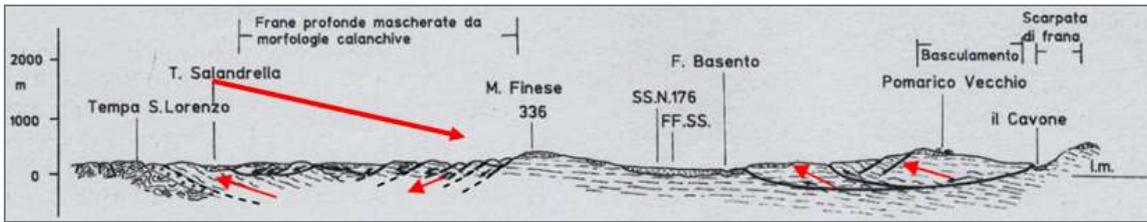
d')



e)



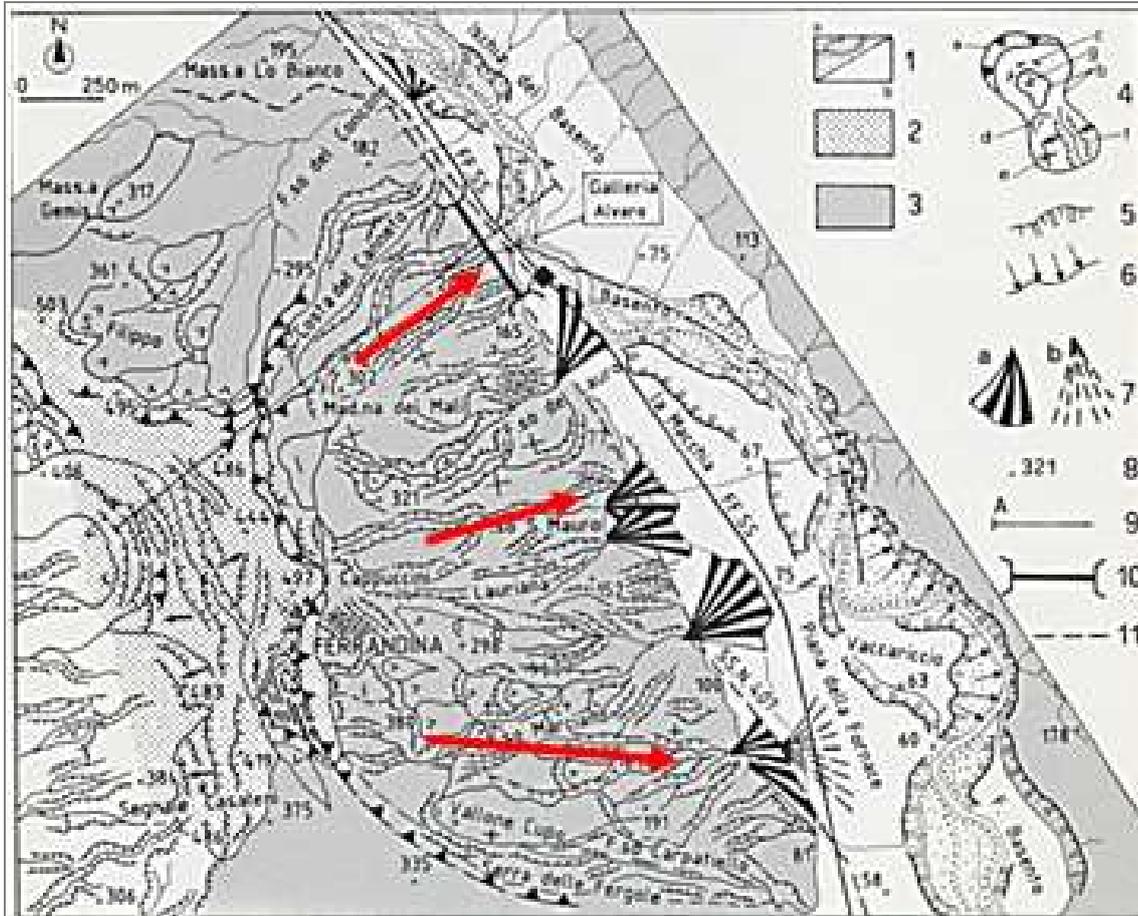
f)



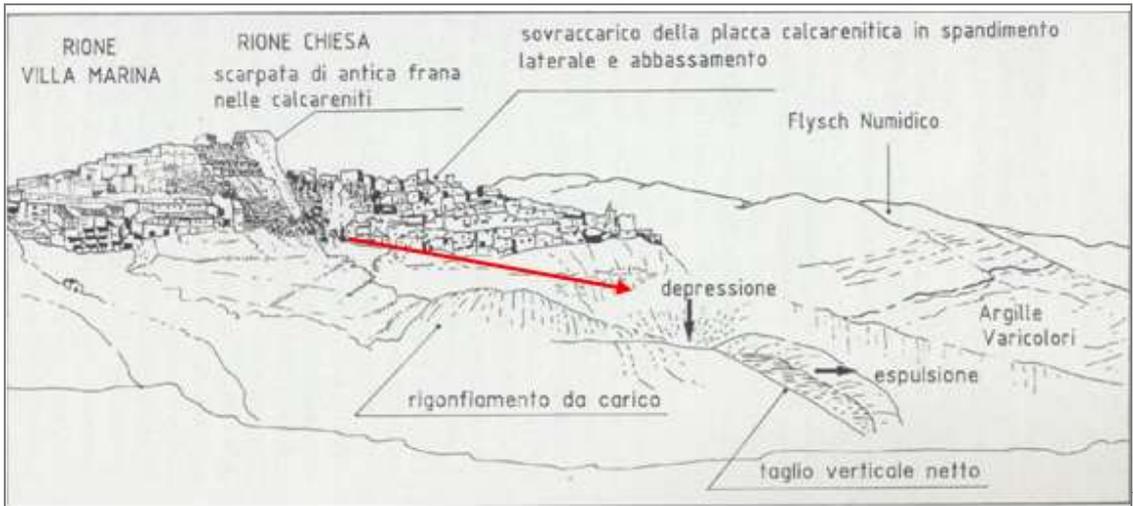
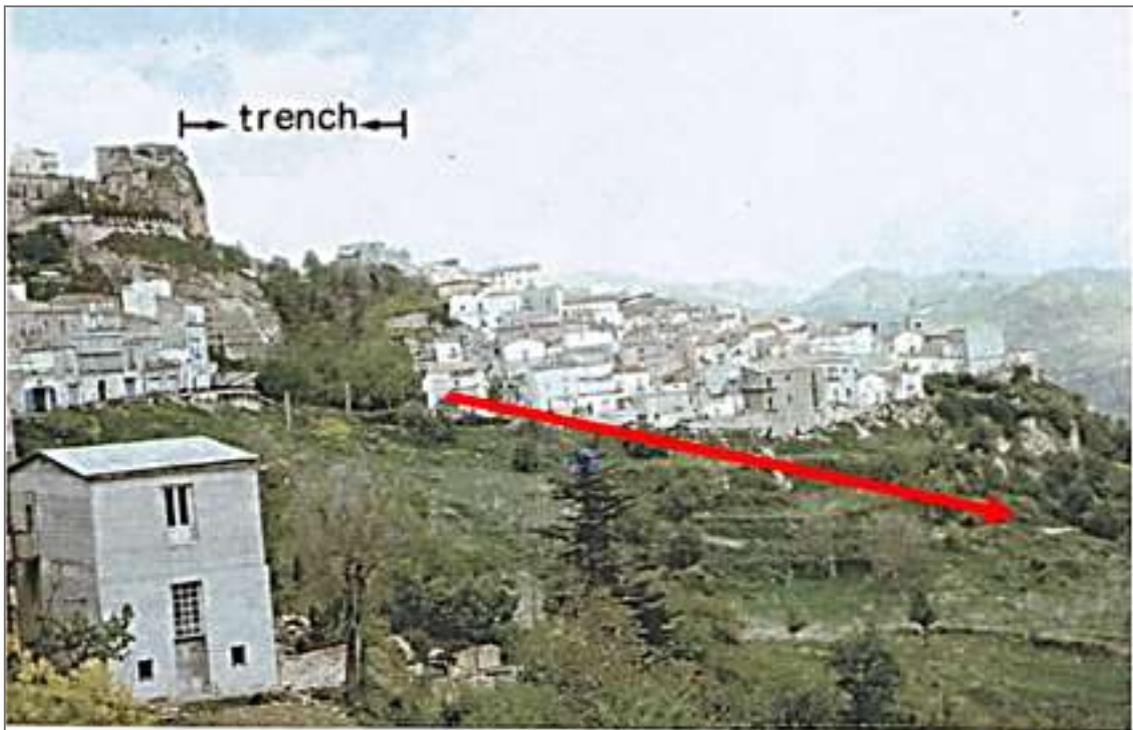
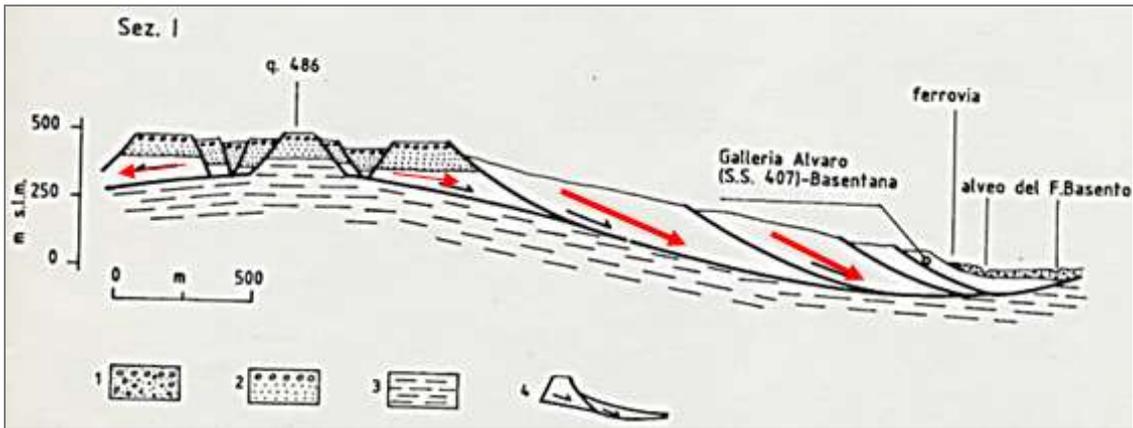
g)

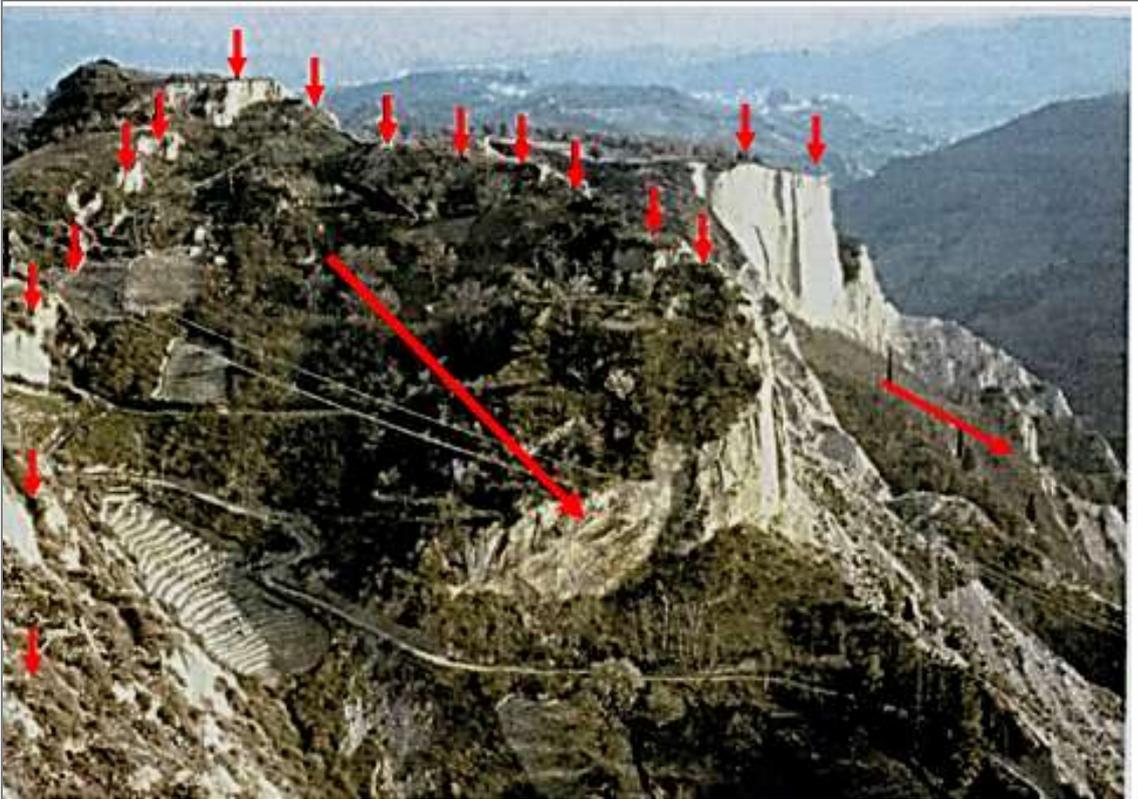


g')

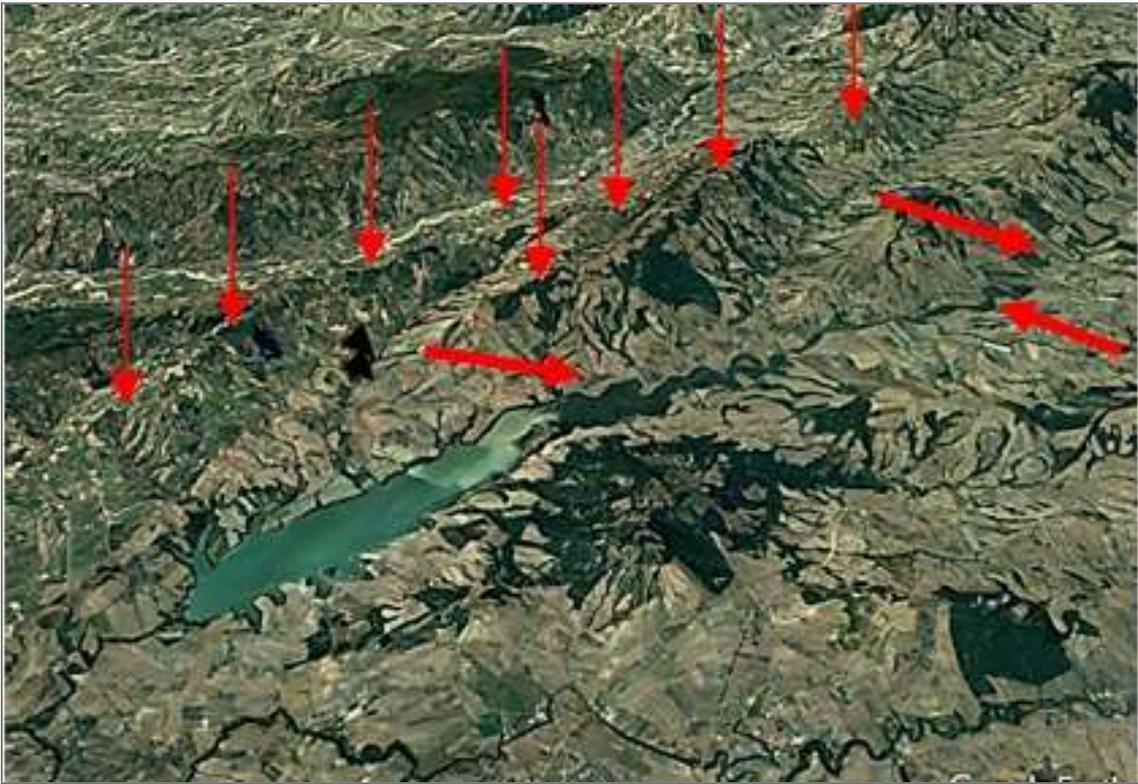


h)





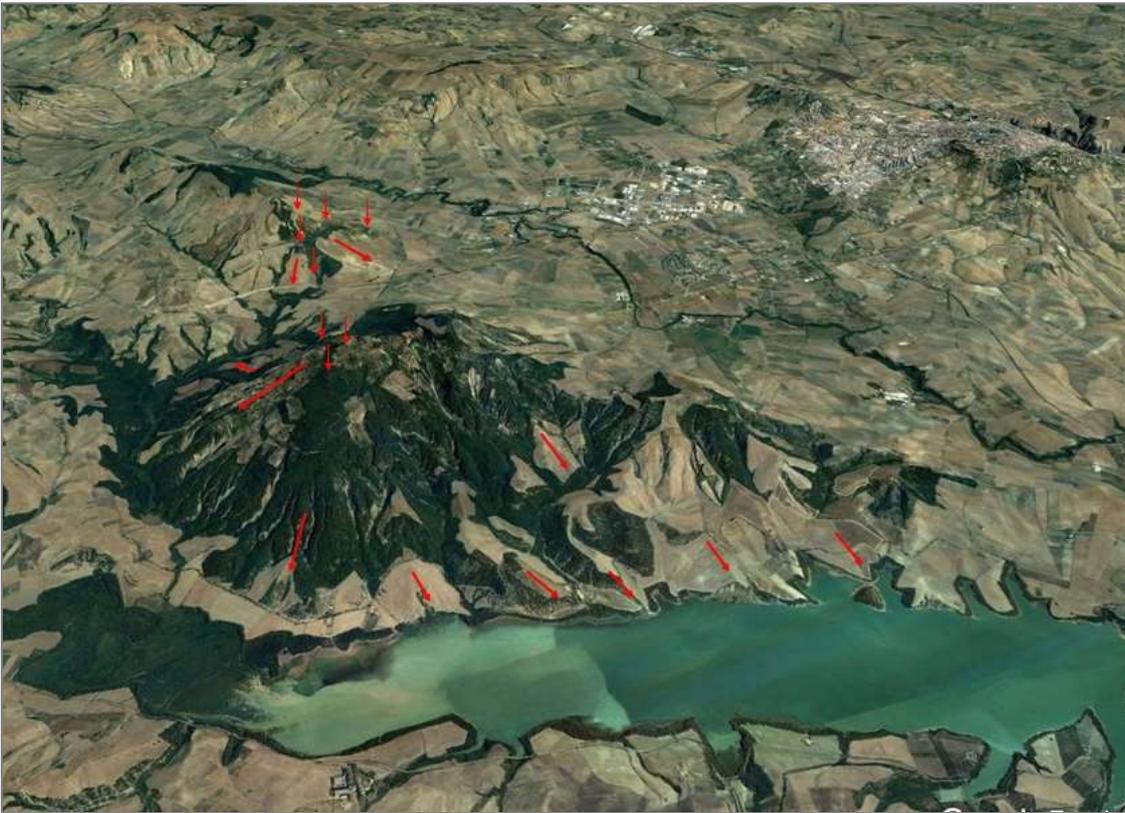
m)



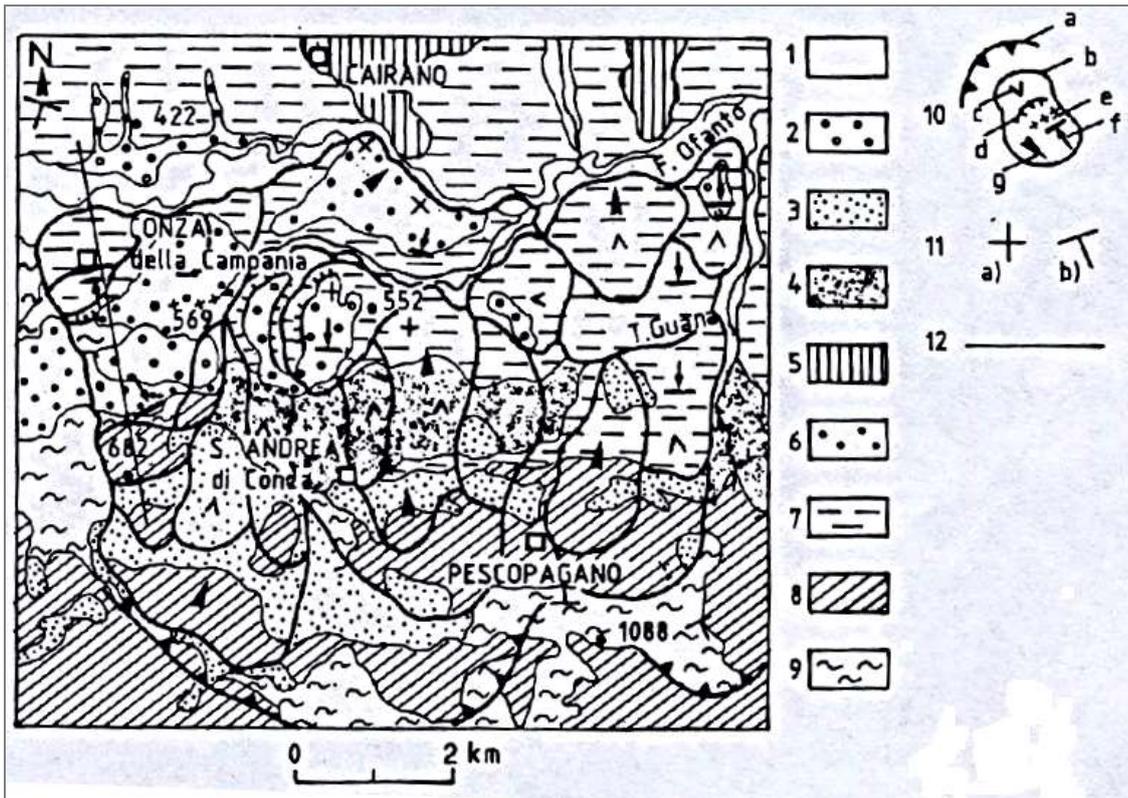
n)



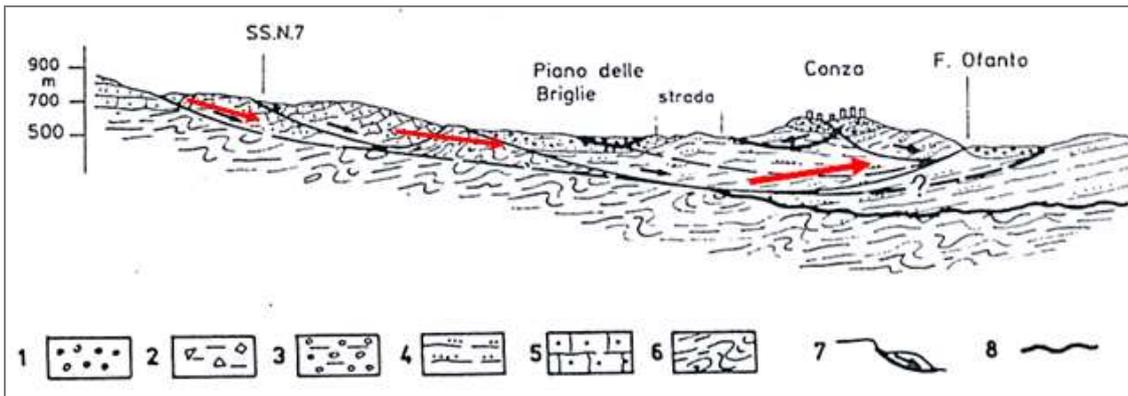
n')



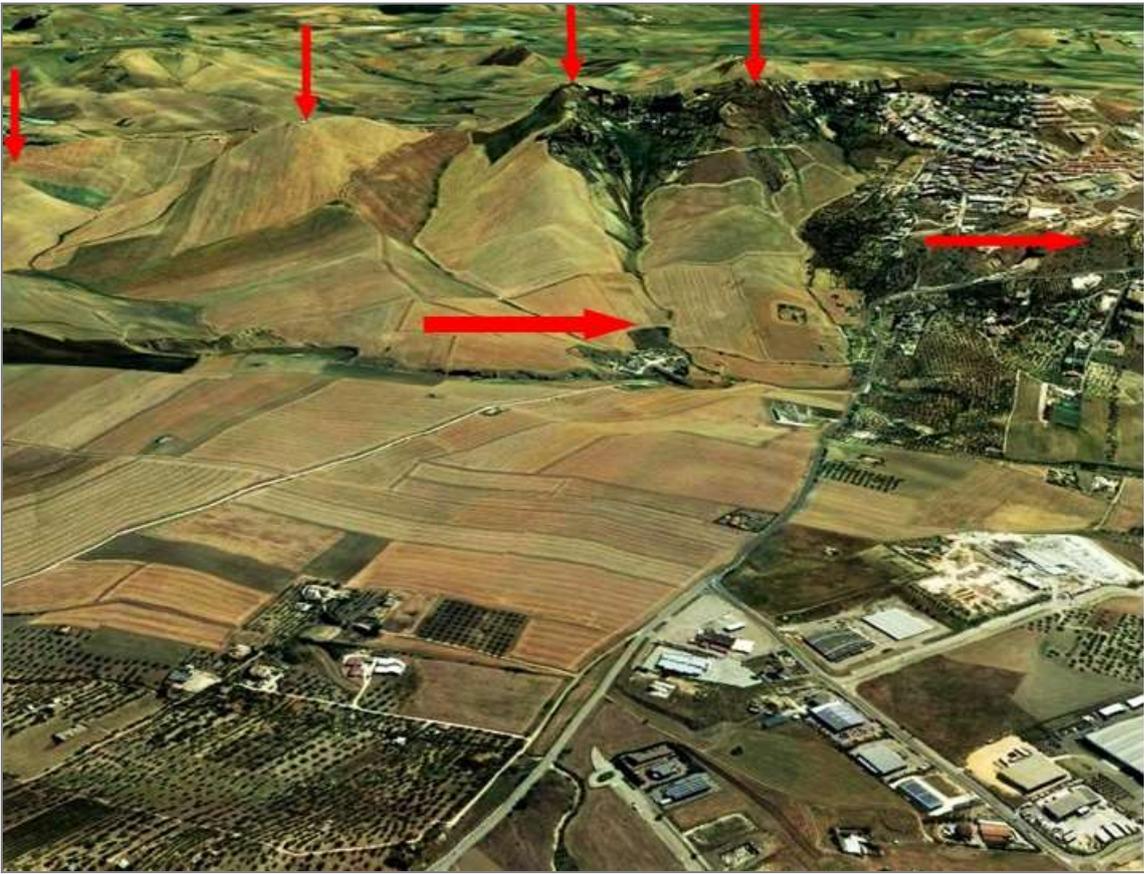
n')



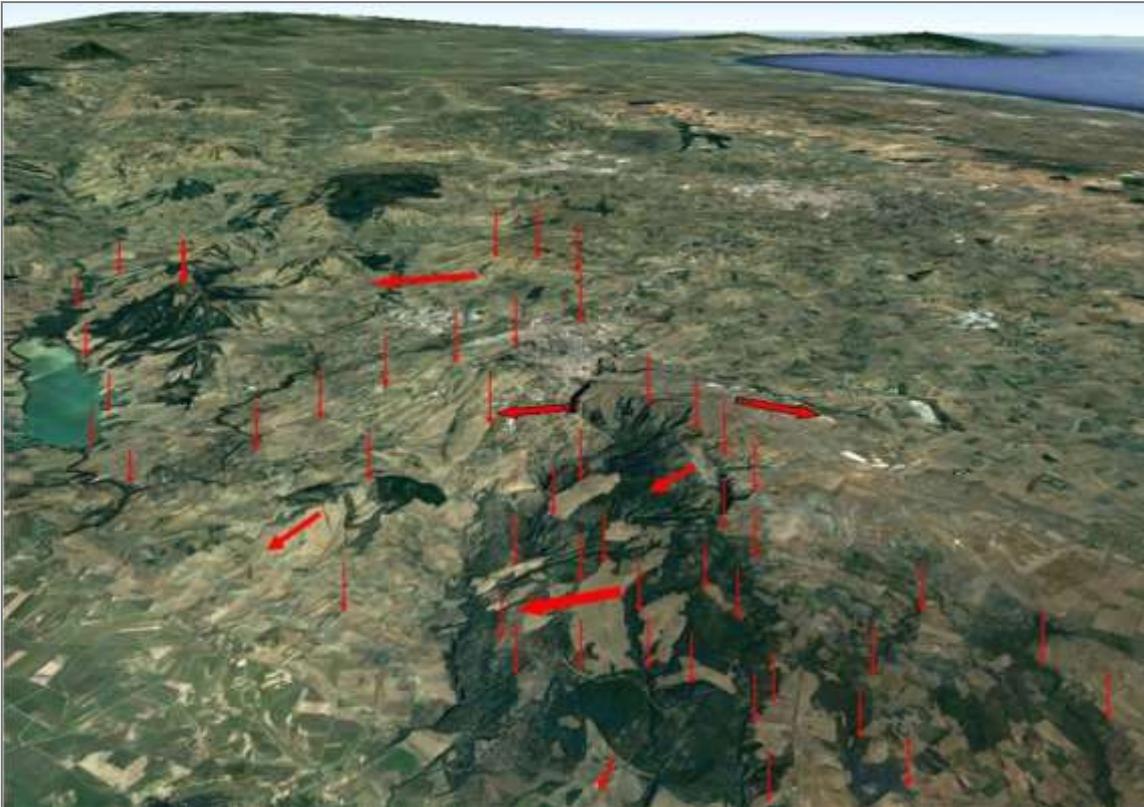
o)



p)



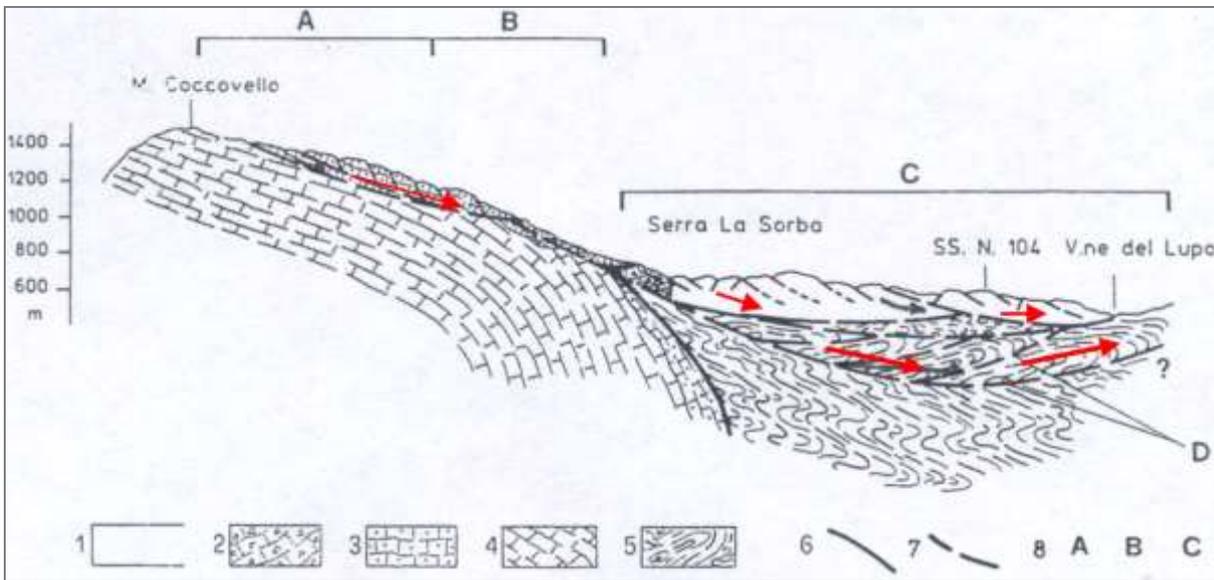
q)



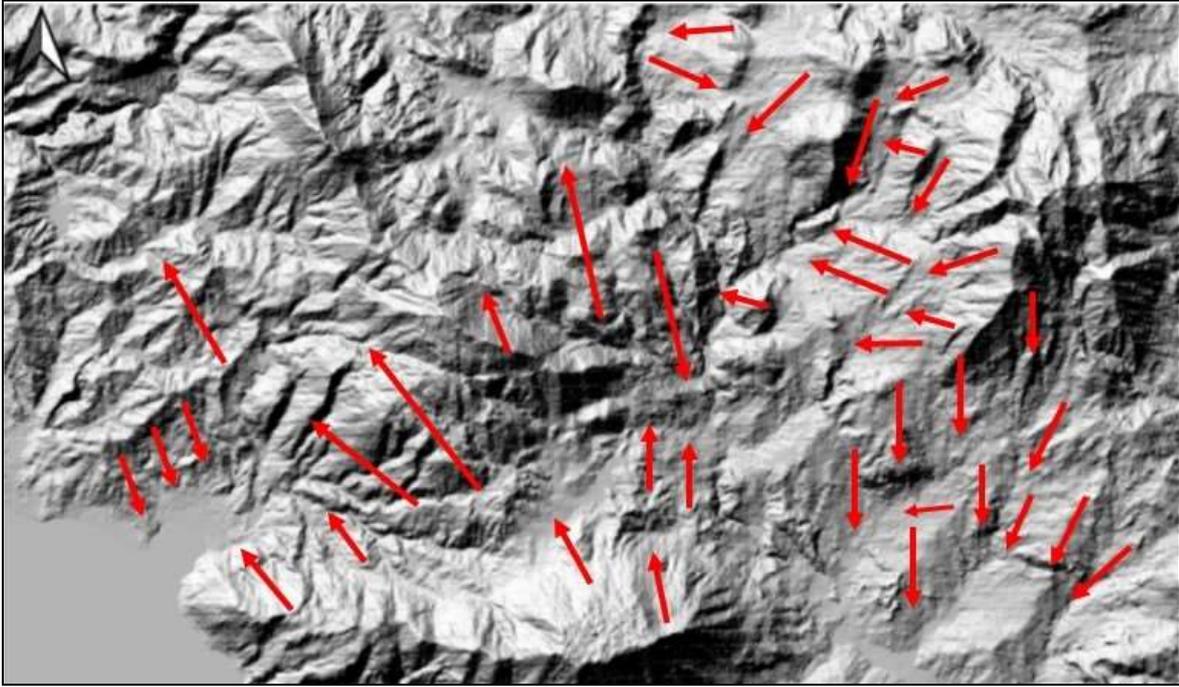
q')



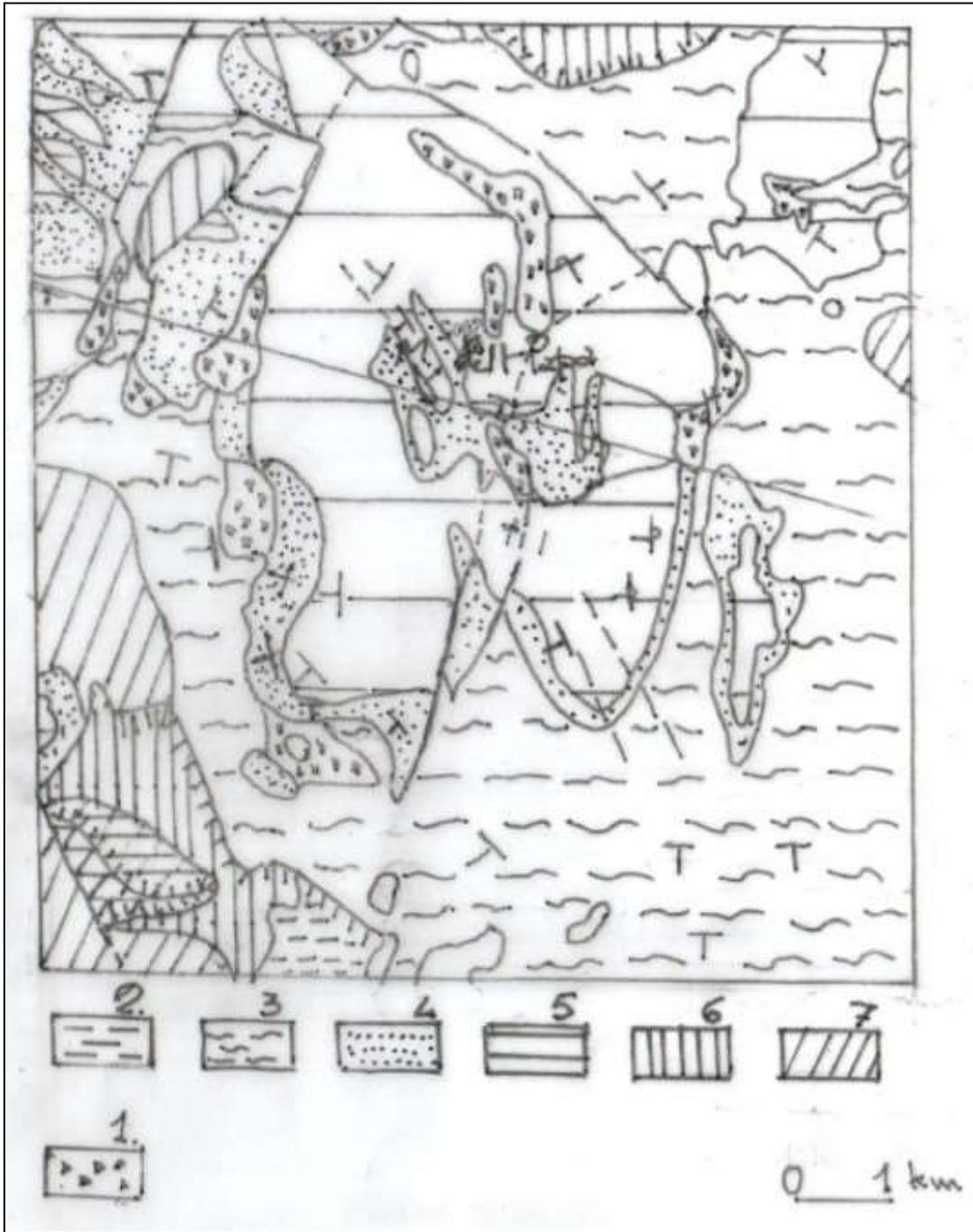
r)



r)



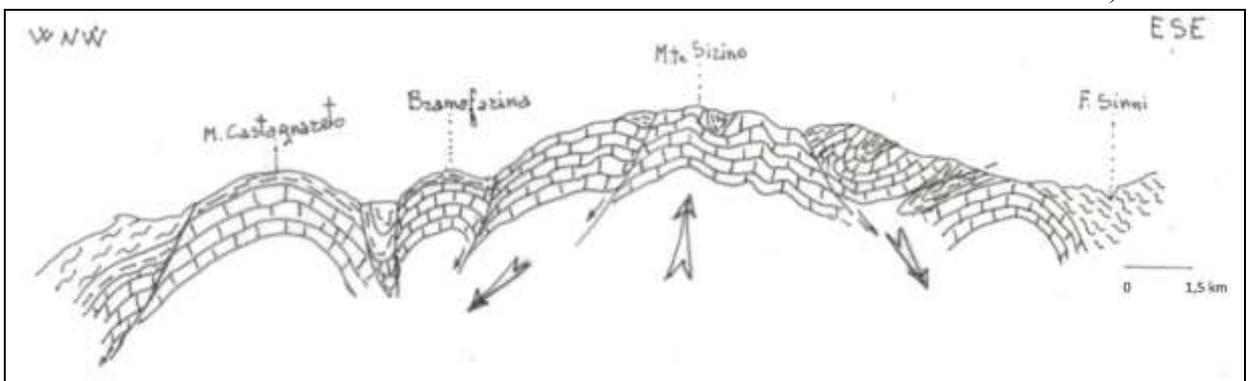
r'')



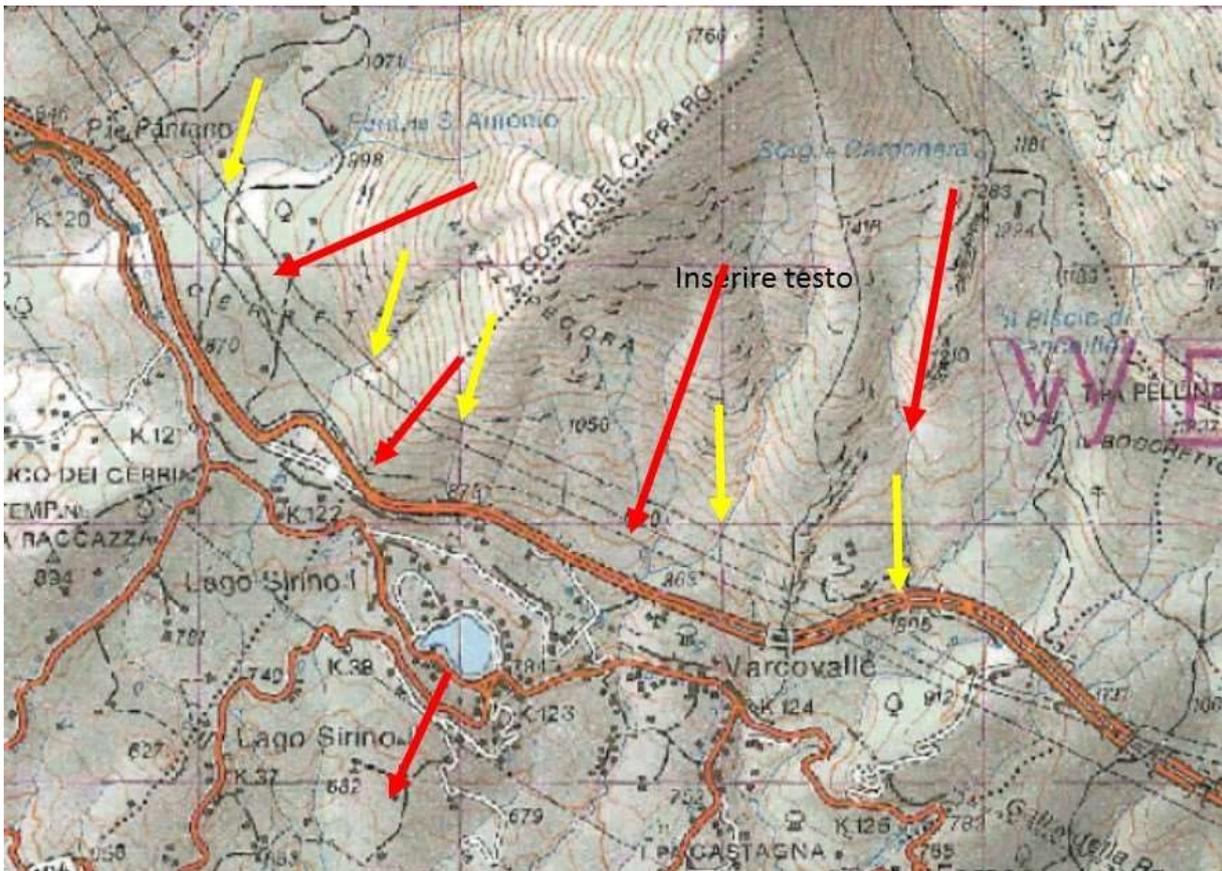
t)



t')



t')



t''')

Fig. 19. **a)** – Immagine radar della zona tra gli abitati di Ferrandina e Pisticci (Basilicata), da cui si evince la profonda lacerazione subita dalle Argille grigio-azzurre pleistoceniche (zona nel riquadro bianco), probabilmente innescata dalla trascorrente sinistra W-E, responsabile della “apertura” e dello “stiramento” recenti della Fossa Bradanica. Il movimento del corpo argilloso, avvenuto secondo una superficie poco inclinata, forse favorito dalle sottostanti Argille Varicolori Scagliose della Falda di Metaponto, ha marcatamente deviato il corso del fiume Basento, facendogli assumere, in un tratto di oltre 15 km di lunghezza, un andamento arcuato. Nella profonda rottura a taglio si è successivamente impostato il corso d’acqua de “la Canala”, come pure, in analoghe morfologie, talora con pareti subverticali (trench), si sono impostati gli altri corsi d’acqua di ordine inferiore presenti, nella stessa zona, più a E. Analoghe morfologie, in scala ridotta, sono individuabili nella collina di Montescaglioso (in alto a destra nel riquadro bianco), ove le deformazioni gravitative, talora del tipo scorrimenti rotazionali “a forbice”, hanno sensibilmente deformato l’originario andamento del F. Bradano, facendogli assumere un percorso arcuato con “freccia” verso SW. Le frecce divergenti in alto a destra indicano i movimenti di trazione che hanno reso la Gravina di Matera più larga dei restanti tratti, (da Guerricchio, 2000); **b)** – Planimetrie geologico-geomorfologiche delle aree dei fiumi Basento (a) e Bradano (b) coinvolti dalle profonde deformazioni gravitative, responsabili del basculamento verso NE delle superfici terrazzate subpianeggianti della formazione marina pleistocenica; **b’)** – Sezione geologica della vasta e profonda DGPV in sinistra F. Basento, compresa tra gli abitati di Bernalda, Pisticci e Pomarico (MT), (da Guerricchio, 2000); **b’')** – Stralcio del F°1:100.000 di Montescaglioso: si evince lo spostamento verso W e SW (frecce) del tracciato del F. Bradano a seguito delle spinte della “placca” di argille grigio – azzurre Calabriane e dei depositi “terrazzati” Pleistocenici (Q’) di Montescaglioso in conseguenza dello “strappo” orientato NW – SE, oggi occupato dalla parte terminale del T. Fiumicello per una lunghezza di ca. 12 km. Tale spostamento induce forti erosioni nel versante opposto in dx F. Bradano di località C.le Parlante, ove si colgono morfologie calanchive sviluppatesi dalle grandi frane, che sono invece i reali fenomeni geomorfologici di quel territorio, per una lunghezza totale di ca. 16 km; **b’’')** – Google che mostra il grande spostamento verso WSW del blocco di Montescaglioso e dei corpi di frana prodotti nella struttura opposta; **c)** – Carta della fascia meridionale e costiera della Basilicata, con i lineamenti neotettonici desunti da immagini satellitarie: 1. Faglia trascorrente; 2. Faglia principale appenninica; 3. Faglie minori; 4. Pozzi di idrocarburi; 5. Forre profonde (“gravine”) nelle rocce carbonatiche della piattaforma appula; 6. Centri abitati; 7. Aree con intenso sviluppo di “calanchi”, conseguenti a deformazioni gravitative profonde; 8. Bacini di tipo “pull-

apart”; **d**) – Landsat della Basilicata e il motivo a “vortice” della parte meridionale della regione associato a trascorrenze sinistre di provenienza tirrenica, successivamente in parte deformato dalle faglie ad orientazione NW-SE e ca. NS; **d’**) – Schema tettonico della megastruttura a vortice della Basilicata meridionale, con le strutture circolari del vortice e le faglie successive ad orientazione NW-SE; **e**) – Sezione geologica tra l’area di Pomarico vecchio ed il T. Salandrella — Tempa S. Lorenzo. Le argille grigio-azzurre (linee a tratteggio) mostrano diffusamente morfologie calanchive che mascherano la presenza di estese e profonde deformazioni gravitative molto ben rappresentate, tra l’altro, tra M.te Finese e il T. Salandrella. In tale area le masse argillose sono tutte basculate verso E con le superfici di antiche rotture orientate verso W; **f**) – Morfologie “da richiamo” (frane multiple rotazionali) da parte della struttura a vortice, nonché dalle depressioni dei fiumi Salandrella e Cavone, coinvolgente le argille grigio-azzurre di M.te Finese e Pisticci, scambiate, però, per erosione calanchiva, (Guerricchio & Melidoro, 1979 c, 1982); **g**) – Sezione geologica tra l’area di Pomarico vecchio ed il T. Salandrella—Tempa S. Lorenzo. Le argille grigio-azzurre (linee a tratteggio) mostrano diffusamente morfologie calanchive che mascherano la presenza di estese e profonde deformazioni gravitative molto ben rappresentate, tra l’altro, tra M.te Finese e il T. Salandrella. In tale area le masse argillose sono tutte basculate verso E con le superfici di antiche rotture orientate verso W; **g’**) – Esempio di grandi frane in Argille azzurre calabriane presso l’abitato di Pomarico (MT). Le frecce verticali nere delimitano il ciglio del grande scorrimento rotazionale, (il cui verso di movimento è dato da quella obliqua), il quale devia notevolmente l’alveo del F.so Pezzillo. Si innescano quindi scalzamenti al piede del versante su cui poggia l’abitato in secondo piano, che si sviluppa, a sua volta, sul “ciglio” di un antico macroscorrimento (frecce rosse piccole). In primo piano, sottolineate da frecce rosse, altre grosse, profonde ed estese frane in Argille azzurre verso il F. Basento, che, lungo le espansioni dei loro corpi, si “aprono” generando i fossi aggrediti da “erosioni calanchive”, (da Guerricchio, 1994); **h**) – Carta geologica e geomorfologica dei fenomeni franosi sul versante orientale dell’abitato di Ferrandina (MT): 1. Alluvioni attuali (a) e recenti (b) del F. Basento - 2. Sabbie con livelli argillosi e depositi conglomeratici costieri. Siciliano - 3. Argille grigio - azzurre, giallastre per alterazione, con livelletti sabbiosi di ambiente emipelagico (Argille Subappennine). Emiliano. - 4. Frana: a) scarpata di rottura principale; b) limite di corpo di frana; c) scarpata di rottura secondaria; d) depressione; e) rigonfiamento; f) trincea e fosso impostati in rotture; g) scoscendimento. - 5. Scarpata di erosione di sponda fluviale; 6. Spostamento laterale d’alveo con erosione sulla sponda opposta; 7. Alluvial fan, (a) antico, (b) attuale; 8. Quota sul l.m.m. (m); 9. Traccia di sezione geologica; 10. Galleria stradale Alvaro; 11. Strada, (da Guerricchio, 1994); **i**) – Sezione geomorfologica delle grandi frane sul versante orientale del rilievo dell’abitato di Ferrandina. 1. Alluvioni attuali e recenti; 2. Conglomerati e sabbie. Siciliano; 3. Argille grigio-azzurre (Argille Subappenne). Pleistocene Inf.; 4. Corpi di frana: spandimenti laterali nella parte alta del versante e scorrimenti in quella medio-bassa; **l**) - **l’**) – Vista da SE dell’abitato di Stigliano (MT), con l’antico rione della Chiesa Madre dislocato da una Grande antica Frana, la cui scarpata è in corrispondenza del largo trench. Attualmente la placca calcarenitica su cui poggia il rione è in spandimento laterale e in abbassamento, poggiando sulle Argille Varicolori plastiche, che mostrano, al di sotto della stessa placca calcarenitica, rigonfiamenti, depressioni ed espulsioni da carico. Anche questo esempio forse può essere collegato al vortice, (da Guerricchio, 1994); **m**) – Aliano (MT): grande frana nelle Sabbie di Aliano (Calabriano), ove le frecce indicano sia la scarpata principale che la numerosa serie di ribassamenti al suo interno,(da Guerricchio, 1994); **n**) – Esempio di grandi deformazioni gravitative nel territorio della diga di San Giuliano sul F. Bradano (MT); **n’**) – Le grandi frane del rilievo di Timmari (pochi km ad W di Matera), “resister” della diffusa e significativa fase di erosione Pleistocenica, che separa assieme al Monte Igino e Picciano la valle del T. Gravina da quella del Bradano. Esso è costituito dalle argille grigio-azzurre con un cape rock di sabbie e conglomerati continentali tardo-Pleistocenici. Sia il cape-rock che le argille sono coinvolti da estesi e profondi movimenti gravitativi che interessano, con le loro deformazioni, tutte le sedi stradali e qualsiasi costruzione agricola della zona, che risultano pertanto seriamente deformate o sotto forma di ruderi, (Guerricchio, 1994; Guerricchio & Simeone 2019, (in preparazione). Questo territorio era certamente ricco dei boschi quaternari, abbattuti anche per far posto all’agricoltura cerealicola; **n’’**) – Altro aspetto dell’estesa franosità delle argille grigio-azzurre di Timmari, che si spinge fin nella depressione del Fiume Bradano, le cui sponde sono per questo motivo molto frastagliate. E’ molto possibile che questo territorio fosse ricoperto, come detto, nel Quaternario dai grandi boschi (lucus) successivamente abbattuti per l’agricoltura; **o**) – Carta geomorfologica del versante dx della Valle dell’Ofanto tra il M.te Travaglioso e Conza della Campania, in cui avviene lo scorrimento gravitativo sia delle masse calcaree che delle Argille grigio-azzurre poggianti sulle Argille Varicolori; **p**) – Sezione geologica del versante dx della Valle dell’Ofanto, tra il M. te Travaglioso (900 m ca.) e l’abitato di Conza (AV). Le masse argillose calabriane

sono scivolato sul substrato relativo poco profondo costituito dalle A V S, sbarrando il corso dell'antico F. Ofanto; in legenda la n° 7 e la n° 8 indicano rispettivamente la superficie di scorrimento da movimento gravitativo (frana) e la superficie di trasgressione; **q**) – Matera vista da W: sono riscontrabili almeno quattro rotture gravitative da scorrimento rotazionale multiplo che spostano le argille grigio-azzurre e le sottostanti calcareniti (“Tufo” o “Materino” del Miocene Sup.) verso S; **q'**) – Lo “squarcio” (faglia) della “Gravina” di Matera leggermente “abbombata”, prevalentemente in calcari del Cretacico medio, ribassati per faglia rispetto a quelli della Murgia pugliese (cui appartengono). Nella zona di massimo “inarcamento” i calcari si “squarciano” (frece con tratto), “scaricando” verso le depressioni occidentali (ed anche orientali) masse prevalentemente argillose; pertanto alla sua formazione non vi è stato alcun significativo contributo delle acque meteoriche, le quali avendo “trovato” una “via” già pronta l’hanno occasionalmente percorsa, incrementando solo di poco la sua iniziale profondità; **r**) – Google del M.te Coccovello, da cui si osserva l’esteso “scivolamento” (“scaricamento”) verso NE (frece) delle formazioni di copertura della successione di strati calcarei, nonché un diffuso e profondo carsismo della superficie sommitale (la freccia obliqua a sinistra sta a sottolineare l’innalzamento della struttura); **r'**) – Sezione geologica del M.te Coccovello (Basilicata). L’innalzamento (freccia nel versante SW nell’immagine precedente) e il basculamento della struttura verso NE, forse collegati al vortice, provocano il mega scivolamento delle formazioni eo-mioceniche trasgressive sui calcari del Cretacico, con coinvolgimento della Formazione delle Crete Nere della Valle del Noce. Le masse in bianco costituiscono una parte dei depositi “scaricati”. A - zona di scivolamento nella parte medio-alta del versante con forte sviluppo di rotture per trazione; B – idem nella parte medio-bassa con diminuzione delle rotture per trazione; C – Zona di accumulo per scivolamento di grandi masse, (da Guerricchio, 1982, c); **r''**) – DEM del M.te Sirino e del territorio fino a Sapri, con il tracciato dell'Autostrada SA-RC; Si osserva la sua densa frammentazione tettonico-gravitativa; **r'''**) – Google del M.te Sirino, visto da S, da cui si osservano numerosi “scendimenti”/“scollamenti” gravitativi (frece oblique), tra cui quello del versante meridionale (freccia grande) di 10x10 km che ha deviato ad arco il Fiume Noce nelle zone di piede, interagendo con abitati e infrastrutture (le frece verticali indicano alcune principali rotture tettonico-gravitative); **r^{IV}**) – M.te Sirino, da E; le frece oblique segnalano ancora alcuni “scendimenti”/“scollamenti” gravitativi interessanti il tracciato autostradale, quella verticale tutta a sinistra, che ha deviato ad arco il Fiume Noce, indica la zona di piede della Grande Deformazione gravitativa (10x10 km) originatasi fin dalle falde del rilievo; **r^V**) – M.te Sirino, da SW, che delimita la Grande Deformazione e le interferenze con l’autostrada SA-RC; **r^{VI}**) – M.te Sirino da SW, ove si osservano le interferenze con l’Autostrada (frece verticali, il Grande “Scendimento” freccia obliqua lunga), la sua base (freccia verticale a destra), in primo piano la Grande Deformazione del M.te Coccovello; **r^{VII}**) – Rottura chiaramente attiva nel versante di SW che taglia l’autostrada in corrispondenza degli ingressi in galleria (freccia) e all’inizio del tratto in leggera curva molto scavato, che comunque ricade nella “Grande Frana” (freccia obliqua); **r^{VIII}**) – Le intersezioni delle superfici di taglio attive (frece verticali) con l’Autostrada in corrispondenza della base della Costa del Capraro (frece oblique), presso l’antico lago di frana del Sirino; **s**) – Resti crollati del Viadotto Taggine (in rosso), dopo pochi anni dalla sua costruzione, per il perdurare della rottura/“binario” da DGPV che decorre lungo il torrente omonimo nel versante W del Sirino (freccia), costringendo i gestori a deviare il traffico lungo la strada (in rosa). Le due linee gialle indicano l’attuale autostrada; **t**) – Carta geologica schematica del M.te Sirino: 1) Marne e argilliti vari colori, diaspri, ecc. (“Scisti di Pecorone”, Cretacico Sup.); 2) “Flysch Galestrino”, Cretacico Inf.-Giurassico Sup.; 3) “Scisti Silicei”, Giurassico sup.- Trias Sup.; 4) “Calcari con liste e noduli di selce”-Trias, Norico-Carnico; 5) “F.ne di Monte Facito”, Trias, Ladinico); 6) “Crete Nere”, Cretacico Sup-Inf.; **t'**) – Carta geomorfologica schematica del solo M.te Sirino: 1) Scarpate di Grandi Frane; 2) Corpi delle Grandi Frane e verso di movimento; 3) Rotture da DGPV (il segno - indica la parte ribassata; **t''**) – Sezione geologica: 1) “Flysch Galestrino”; 2) “Scisti Silicei”; 3) “Calcari con Selce”; 4) Faglie e rotture tettonico-gravitative; 5) Verso d’innalzamento tettonico; 6) Verso di “scendimenti/scollamenti” tettonico-gravitativi.

Basilicata-Irpinia

Sguardo alle condizioni di stabilità di qualche centro abitato: Urbanizzazione e franosità delle Formazioni Sabbiose Plio- Pleistoceniche in Basilicata: i casi di Chiaromonte e di Senise

Con il riacutizzarsi di movimenti franosi catastrofici negli anni 80/90 si presentava nuovamente la complessa problematica della stabilità e sicurezza dei centri abitati sulle formazioni sabbiose plio-pleistoceniche in Basilicata (Guerricchio & Melidoro, 1988). Dopo gli studi effettuati su alcuni abitati quali Aliano, Avigliano, Chiaromonte, Pisticci, Tursi, ecc., venne svolto, dai citati autori,

uno studio sugli aspetti geologico-geomorfologici e geotecnici dei fenomeni franosi, antichi ed attuali, dell'abitato di Senise e dintorni (Guerricchio & Melidoro, 1987/1988). Le frane più importanti avvengono per scivolamento, di moto quasi rigido nella prima fase, predisposte e controllate dalla stratificazione a franapoggio e dai livelli argillosi, lungo i quali spesso i parametri di resistenza meccanica sono al valore residuo dovuto a scorrimenti tettonici oppure a deformazioni gravitative anche profonde. In alcune zone si è accertato che esiste un sistema multiplo di falde freatiche ed in pressione.

Venne quindi approfondito lo studio della frana Timpone del 1986 (Guerricchio & Melidoro, 1988), (Figg. 19'. e, f, f', f'', g, g', h) che, in verità, più che come entità, è importante per l'impatto catastrofico su di un'area in via di urbanizzazione e per la possibilità di acquisire dati geologici e geotecnici. Dal confronto della configurazione iniziale con quella deformata si dedusse che il moto era stato di tipo traslativo quasi rigido, avvenuto lungo livelli argillosi con valori dei parametri di resistenza prossimi a quelli residui, come le analisi di stabilità accertarono, (Guerricchio & Melidoro, 1988), (Figg. 19'. e, f, f', h).

In sostanza dai fenomeni franosi dell'abitato di Senise (Figg. 19'. e, h), (Guerricchio & Melidoro, 1988), che hanno dato origine alla così detta Legge Senise del 1987, e dai riferimenti fatti a quelli degli abitati su nominati (Figg. 19'. d, d'), si possono trarre alcune conclusioni di carattere generale sulle condizioni di stabilità dei centri abitati ricadenti sulle formazioni sabbiose plio-pleistoceniche della Basilicata:

- Esiste una forte influenza dei caratteri geologici. I livelli argillosi sia pure sottili, intercalati in un assetto strutturale a franapoggio, rappresentano livelli di potenziale o reale scivolamento. Allorché la giacitura degli strati delle sabbie è orizzontale, si hanno meccanismi di rottura a taglio con scorrimento rotazionale oppure, per le scarpate alte e ripide, di rottura a trazione e ribaltamento; se il substrato è argilloso, come si verifica per molti abitati, quali ad es. Pisticci, Montalbano Jonico, ecc., la rottura può avvenire per cedimento di quest'ultimo. Spesso la presenza di discontinuità tettoniche con andamento parallelo al pendio fanno diminuire notevolmente il contenimento laterale delle masse di terreno.

- I livelli argillosi in genere oppongono una minore resistenza meccanica di quella delle sabbie lungo i piani di stratificazione, dove spesso è al valore residuo per scorrimenti relativi di natura tettonica o per frana.

- L'impatto dell'attività dell'uomo sulla stabilità delle formazioni sabbiose è stato sempre notevole. Per la facile cavabilità e per la naturale "climatizzazione", egli ha scavato grotte dapprima per viverci, poi per i depositi. In esse nel tempo si hanno distacchi e crolli dalla volte con migrazione delle cavità verso l'alto fino a produrre sprofondamenti del suolo sovrastante con i fabbricati. In condizioni di tale grave rischio si trova il centro storico di Tursi ed, in qualche caso, quello di Senise. L'impatto poi è continuato con la moderna espansione edilizia, con la quale sono stati operati tagli talora anche profondi, con pareti verticali e su pendii già di per se stessi al limite della stabilità.

- Infine, anche se nei terreni sabbiosi la fase di collasso in genere è rapida, tuttavia può essere preceduta da microrumori e microtremiti, se non addirittura da fessure sul terreno e sui manufatti, come si è verificato a Senise (Figg. 19. e, f, f', f'', g, g' h). Tali segni premonitori, con un adeguato monitoraggio, potrebbero essere elementi utili almeno per salvare la vita umana, (Guerricchio & Melidoro, 1988).

Passando ad altra zona, l'area urbana di Stigliano (MT) e dei suoi dintorni sono costituite da formazioni pelitico-flisciodi rappresentate dalle Argille Varicolori, dalla Formazione di Stigliano, dalle marne di Serra Cortina e dalla Formazione di Serra Palazzo (Fig. 19'. a), (da Guerricchio & Melidoro, 1988). Su tali formazioni giacciono per trasgressione placche smembrate di calcareniti plio-pleistoceniche. Le imponenti DGPV attive sul versante esterno della cosiddetta dorsale di Stigliano hanno la principale causa predisponente nel suo innalzamento per il corrugamento in atto. Dove tale dorsale di terreni flisciodi pre-pliocenici va sotto i terreni plio-pleistocenici del bacino

sedimentario di Sant'Arcangelo (Aliano, ecc.), induce in questi ultimi fenomeni tettonici e franosi. Le unità relativamente più rigide del membro quarzarenitico del Flysch di Stigliano giacciono per passaggio stratigrafico sulle argille marnose o sulle alternanze quarzarenitico-argillose della stessa formazione, oppure sulle mobilissime Argille Varicolori tramite un contatto tettonico, determinando una struttura a scaglie embricate (Figg. 19'. a, c, c'). Tali condizioni strutturali rappresentano la più importante causa predisponente dei gravi ed estesi scivolamenti, a volte confondibili con fenomeni tettonici, e di scosscendimenti o scorrimenti multipli che alimentano lunghe colate, (Fig. 19'. b). Le placche calcarenitiche Plio-Pleistoceniche? molto fessurate e con vuoti carsici, sono attaccate e ridotte sempre più da tali movimenti franosi; anzi, soprattutto quella più settentrionale, ove poggia il resto della parte più antica dell'abitato, è interessata da un composito processo di subsidenza e di "espansione laterale" (lateral spreading) per asportazione di masse sui pendii sottostanti, (Figg. 19'. a, c). Quest'ultima placca presenta una rottura di un movimento franoso profondo, che ha prodotto il distacco iniziale di un'estesa parte di essa, (Figg. 19' a, c.). Come detto, i terreni più franosi che inducono movimenti sulle restanti unità litologiche sono rappresentati dalle Argille Varicolori e dalle argilliti marnose della Formazione di Stigliano, come d'altra parte si rileva dalle evidenze geomorfologiche e dalle notizie storiche. Oltre alle suddette condizioni geostrutturali, a determinare la spiccata attitudine a franare delle Argille Varicolori, in particolare, sono la loro composizione mineralogica, soprattutto per la presenza di montmorillonite quasi sempre predominante, la struttura scagliosa e l'assetto per lo più caotico, dai quali derivano caratteristiche di resistenza meccanica molto scadenti. Le argilliti marnose della Formazione di Stigliano, quando non sono caotiche, beneficiano di una "maggiore "resistenza strutturale" rispetto alle Argille Varicolori. Inoltre, tra le principali cause determinanti agiscono le falde d'acqua, talora in pressione (Fig. 19'. b) e gli scuotimenti sismici, che possono far precipitare situazioni di equilibrio instabile. Alcune parti dell'abitato sono state costruite su corpi di grandi, antiche frane. Il Rione Villa-Chiesa (in parte visibile sulla destra di Fig. 19'. a) , il più vecchio, sorge sopra una placca calcarenitica in via di ulteriore dissesto. Tale rione, dopo il 1907, veniva già ammesso al trasferimento, mai attuato. Altre aree in grave deformazione sono il Rione Lo Bruto ed il settore urbano di Via Fontana e Piazza Gramsci. In quasi tutti questi casi i dissesti che li coinvolgono sono la ripresa di movimenti più antichi ed esiste il reale pericolo di una loro rimobilizzazione in una stagione particolarmente piovosa ovvero in occasione di sismi anche non particolarmente energetici. In questi casi, purtroppo, gli interventi andrebbero limitati alla regimazione delle acque superficiali ed alla costruzione di qualche opera di sostegno provvisoria, non illudendosi, comunque, che tali interventi siano risolutivi, come mostra la Fig. 19'. b, che riprende quasi perfettamente quanto da noi riportato, nel 1988, nella Carta di Fig. 19. a.

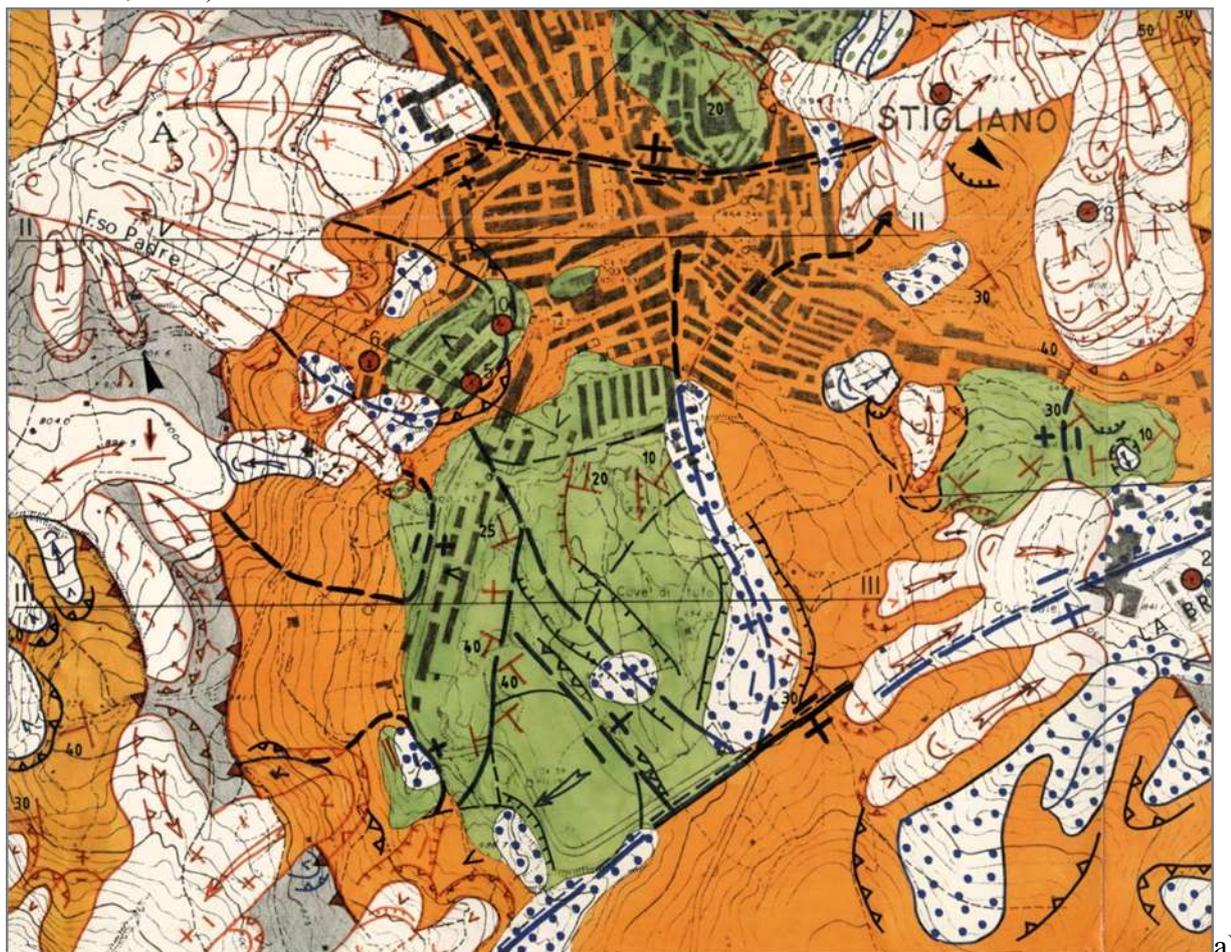
Nella carta geomorfologica di Fig. 19'. i) è riportato il quadro generale della franosità dell'area compresa tra gli abitati di Gorgoglione e Cirigliano, sempre in provincia di Matera. Fra i grandi movimenti franosi avvenuti in tempi remoti si osserva quello a NW di Cirigliano, con il ciglio della scarpata principale a quota 925 m ca. ed il piede nella Fiumara di Gorgoglione a quota 440 m e con un'importante deformazione d'alveo. Lo scivolamento si è verificato lungo i piani di stratificazione nelle alternanze argillitico-arenacee del Flysch di Gorgoglione. In località Piano di Fravitto è stata dislocata da frana una grande unità con debole pendenza contromonte. Successivamente tale grande corpo di frana è stato ripreso da una serie di movimenti che denotano l'evoluzione in atto del fenomeno (Figg. 19'. e, e').

Sul fianco orientale la dorsale di Cirigliano è delimitata dalla lineazione tettonica con direzione NS, che rappresenta l'accavallamento del Flysch di Gorgoglione, "più rigido", sulle Argille Varicolori a comportamento "plastico", che oblitera l'originario rapporto di trasgressione. Lungo tale fronte di accavallamento si attestano numerose frane composite, per cedimento e rifluimento delle Argille Varicolori di base e crolli del flysch (Fig. 19'. d). Infine, la presenza delle Argille Varicolori sotto tale dorsale ha dato luogo ad un sistema di grandi fratture, ad essa trasversali, talora con piccoli rigetti, oggi morfologicamente degradate in sellette. Di queste fratture una è molto più accentuata e lambisce la punta meridionale della dorsale sulla quale sorge l'abitato (Fig. 19'. d).

In conclusione, per quanto riguarda l'abitato di Cirigliano esiste il reale pericolo che possa essere ancora colpito dai fenomeni franosi rimontanti il versante sud-occidentale, come si è verificato nel 1973 nelle alternanze argillitico-arenacee del Flysch di Gorgoglione, mentre è in condizioni di stabilità sufficienti il centro storico poggiante su potenti bancate arenaceo-conglomeratiche. Nelle fasce lungo le grandi fratture trasversali all'asse della dorsale si potrebbero esaltare gli effetti degli scuotimenti sismici e rendere quindi molto vulnerabili i fabbricati su di esse esistenti.

Per l'abitato di Gorgoglione, eccettuato qualche dissesto localizzato, non deve temersi una generale rimobilitazione del grande corpo di frana del centro storico, anche perché alcuni interventi sono risultati efficaci, elevando il grado di sicurezza nelle loro zone di influenza. Infine le grandi frane profonde rilevate, avvenute in epoche remote, sono molto probabilmente connesse con la tettonica recente ed in particolare con l'attività sismica. In quest'ultimo caso si tratterebbe di modificazioni morfostrutturali prodotte da scuotimenti sismici nel terreno e quindi di sismiti, ampliando il significato di tale termine introdotto da Seilacher (1969) per definire alcune deformazioni di sedimenti indotte da terremoti; in altri termini tali grandi frane rappresenterebbero una memorizzazione nel terreno di "tracce" di terremoti, storicamente non noti.

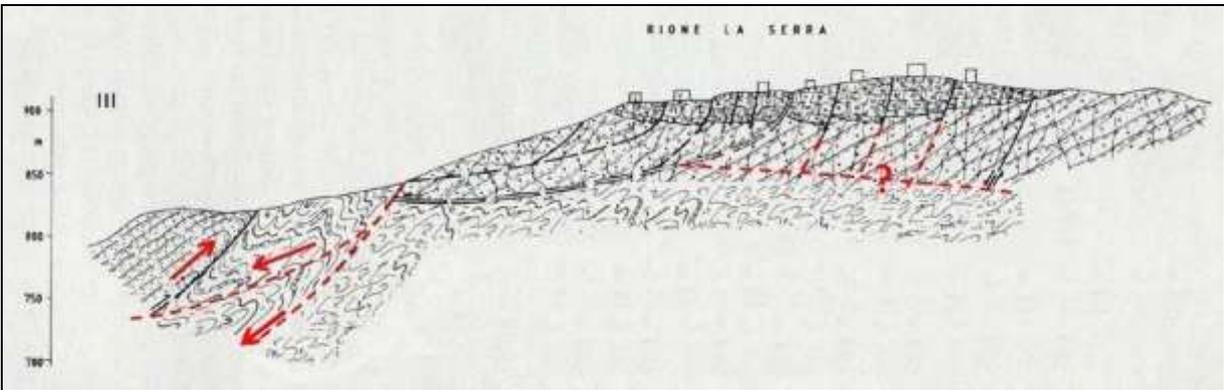
D'altra parte per scatenare movimenti franosi non sempre è necessaria un'elevata intensità. Le scosse sismiche possono far precipitare masse in condizioni di equilibrio labili, come è successo nell'ultimo terremoto campano-lucano del 23 novembre 1980, in cui nella Valle del T. Sauro, non molto lontano dagli abitati ora ricordati, si è riattivato un imponente movimento franoso nelle Argille grigio-azzurre con una intensità del VI-VII grado MCS, (Cherubini, Guerricchio & Melidoro, 1981).



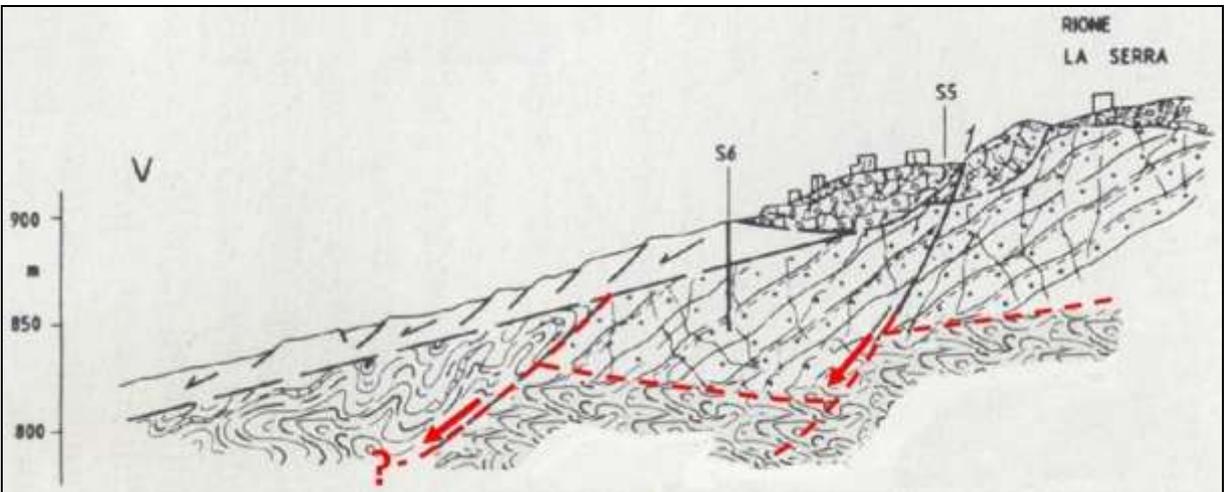
a)



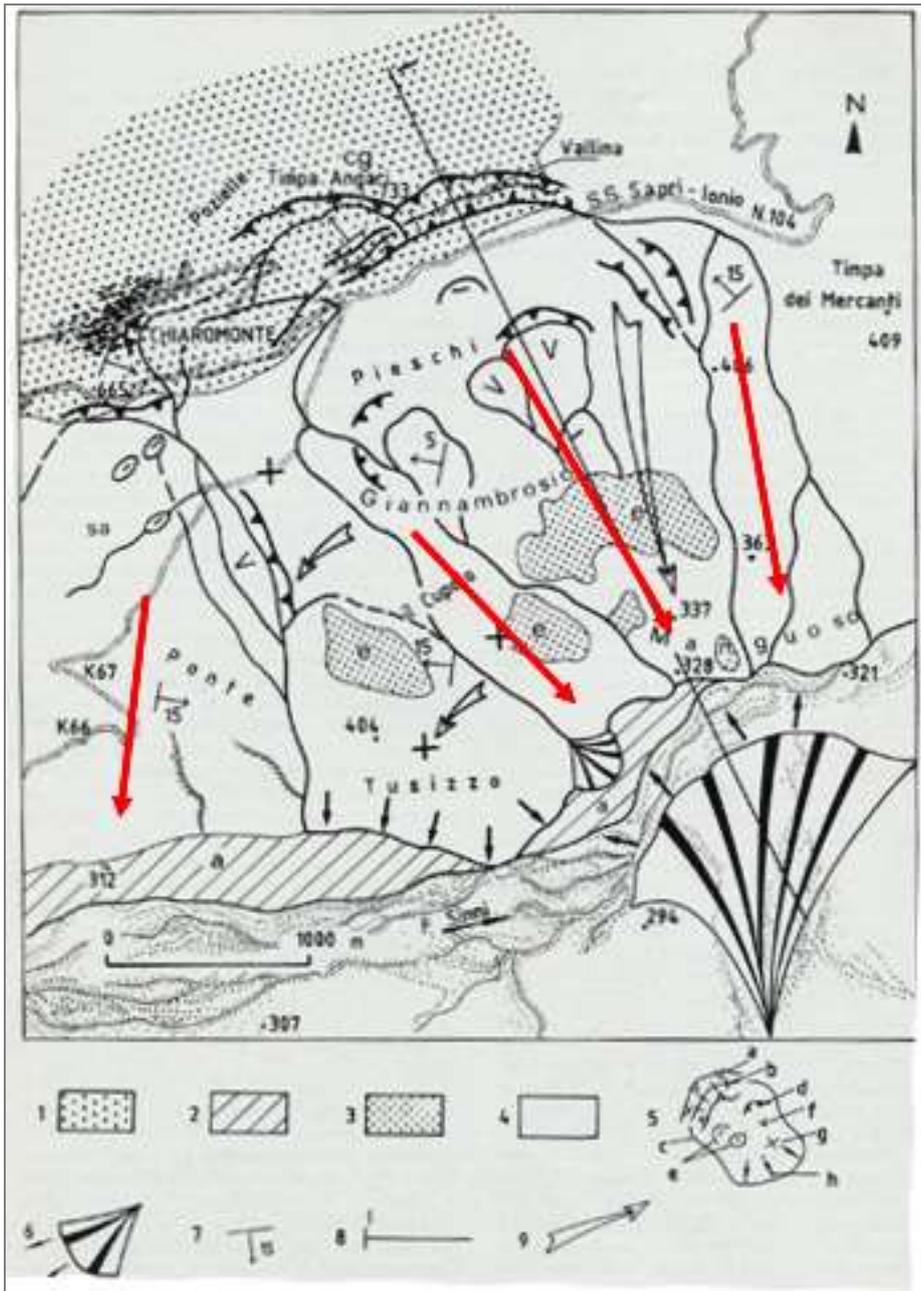
b)



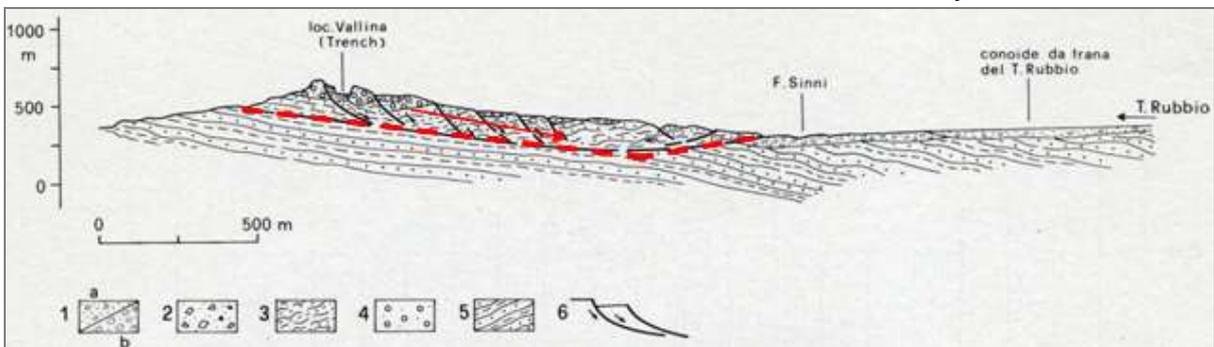
c)



c')



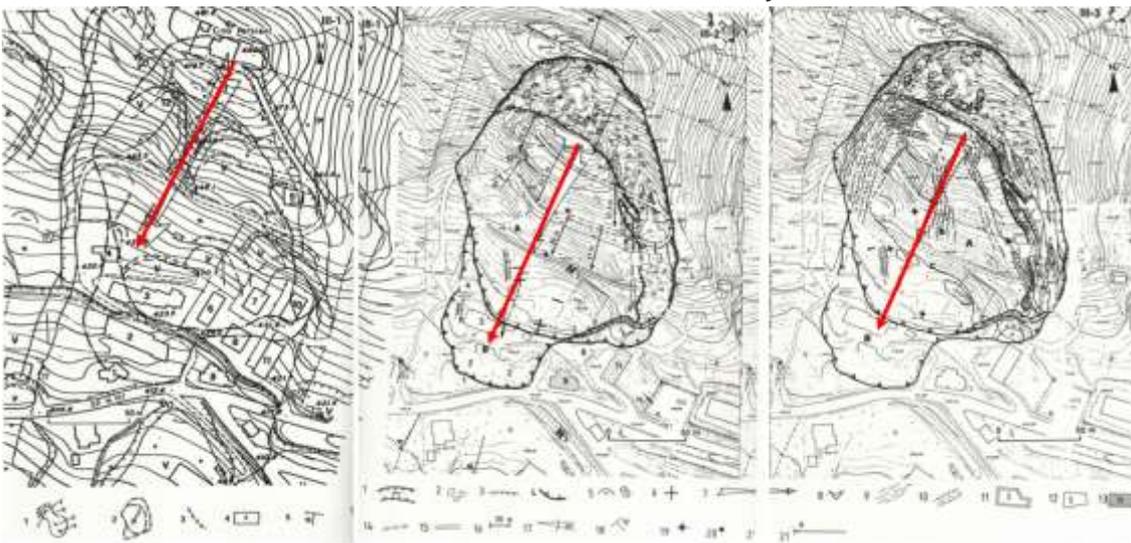
d)



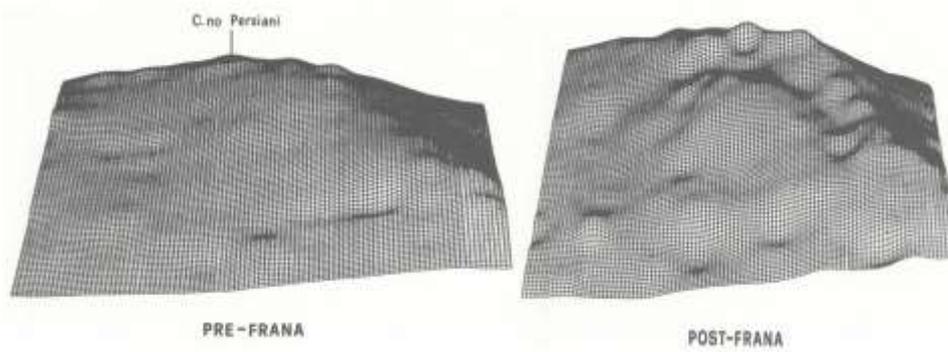
d')



e)



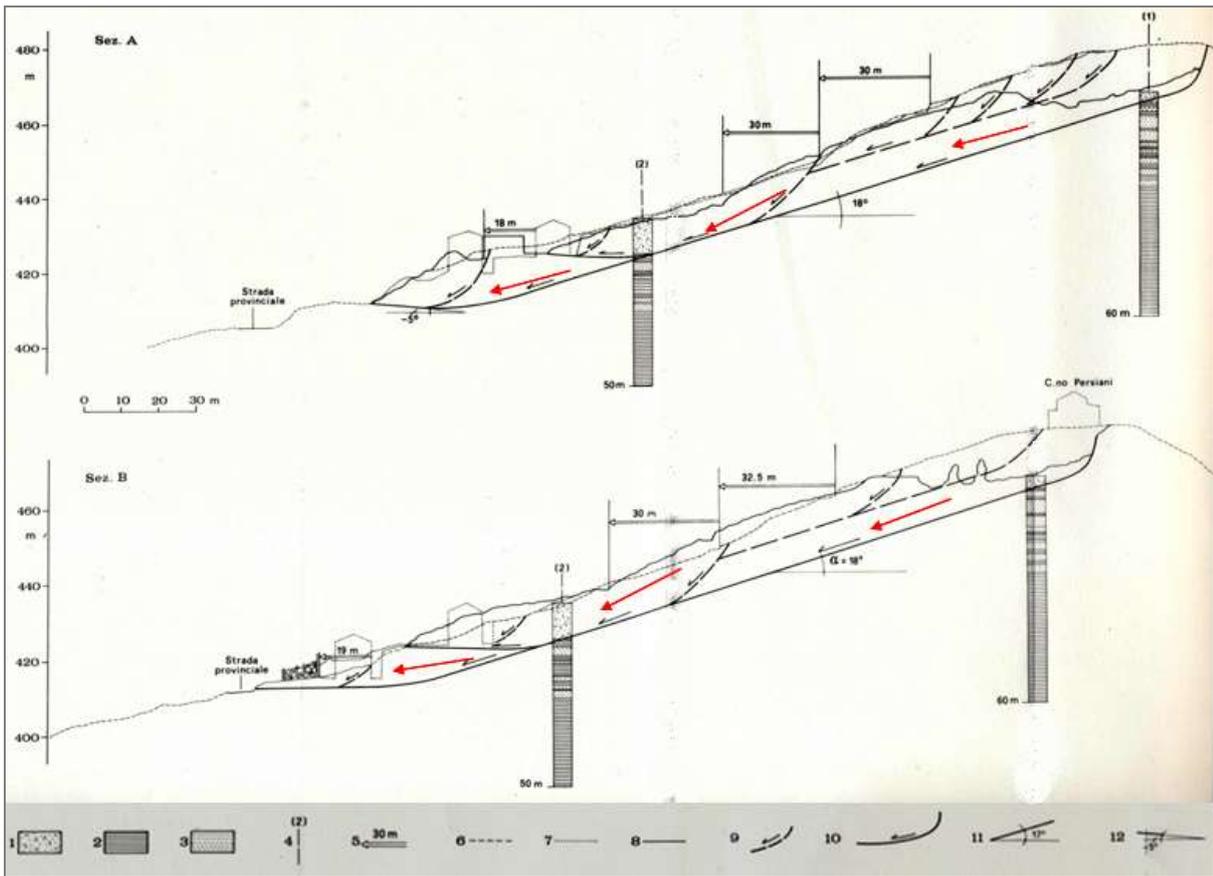
f), f'), f'')



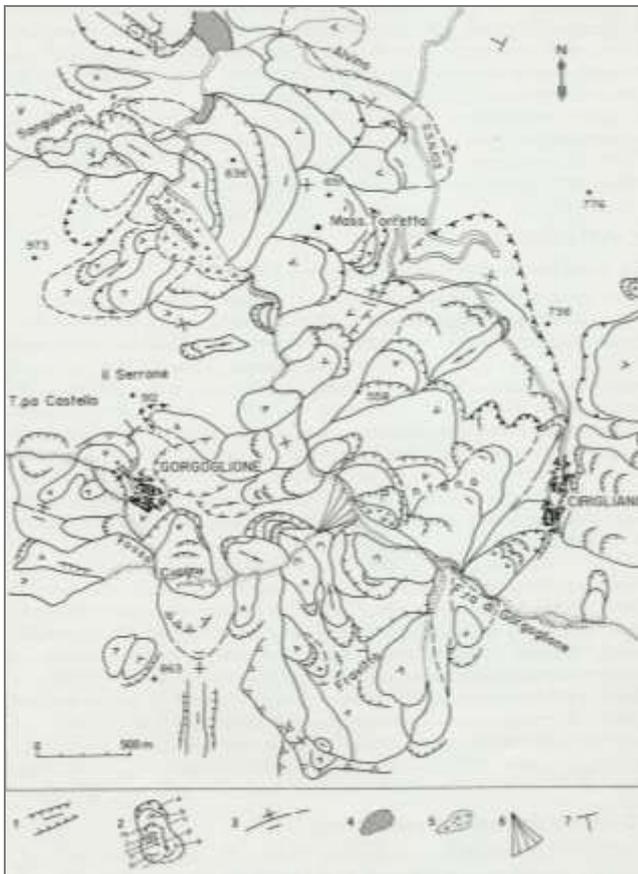
PRE-FRANA

POST-FRANA

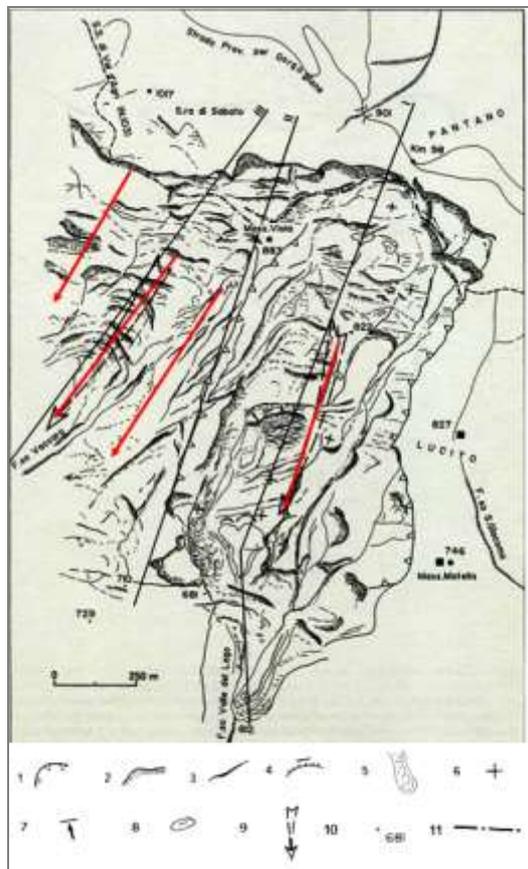
g), g')



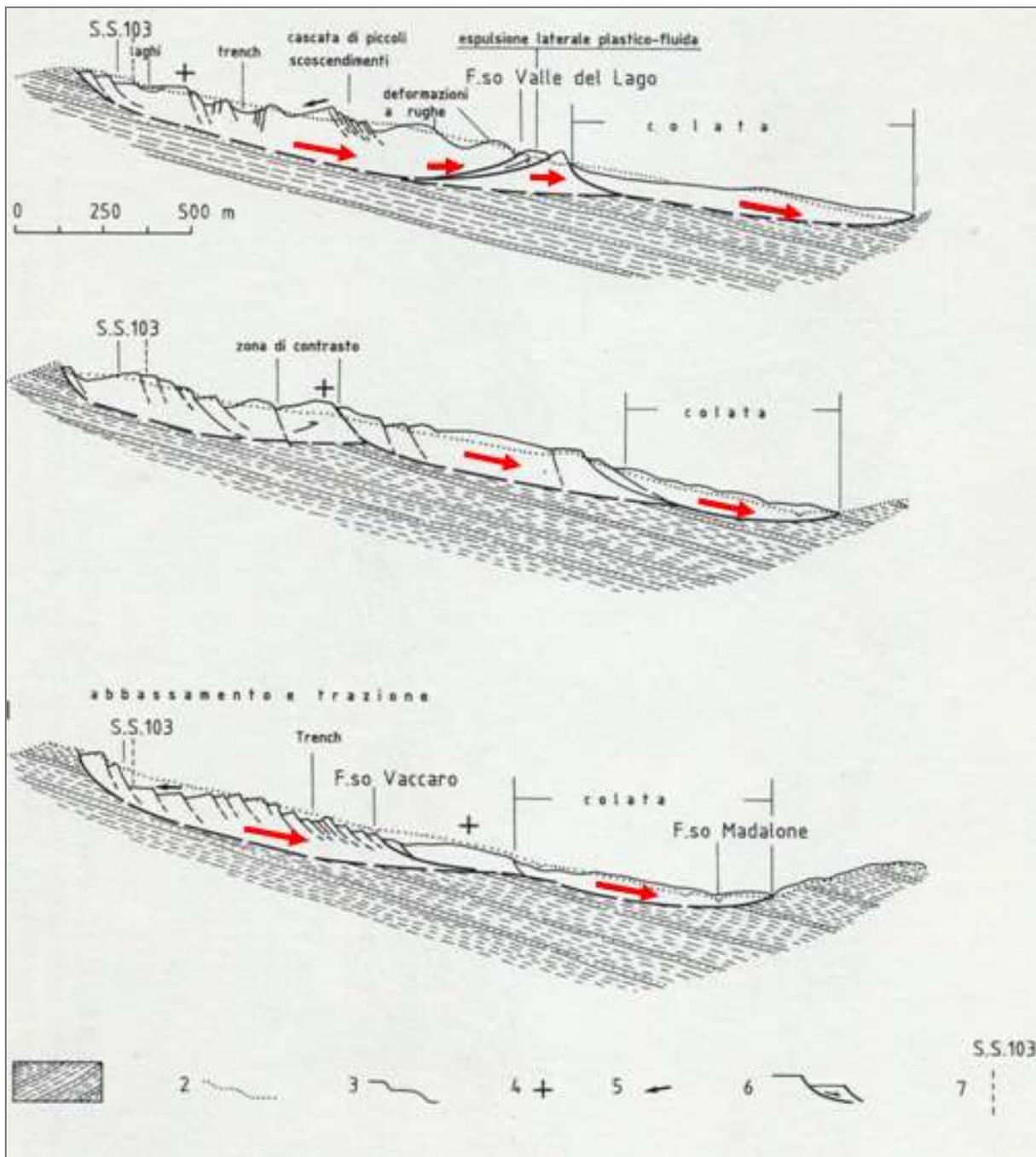
h)



i)



l)



l")

Figg. 19'. **a)** – Stralcio dalla Carta Geologico-Geomorfologica finalizzata ai fenomeni franosi dell'abitato di Stigliano (MT), (da Guerricchio & Melidoro, 1988): Le calcareniti del Calabriano? – Pliocene (in verde) poggiano sulle Quarzoareniti (Formazione di Stigliano o Flysch Numidico) del Miocene Inferiore (in rosso chiaro), a loro volta in sovrapposizione tettonica sulle Argille Varicolori del Cretacico-Eocene? (in grigio); le faglie in blue, le frane attive con le scarpate e i limiti in rosso, quelle antiche in blu, mentre i corpi di frana sono in bianco sulle Argille Varicolori e sull'alternanza di arenarie e argilliti (Formazione di Serra Palazzo) del Miocene Inferiore ; **b)** – La recente grande frana di Stigliano, che nella parte alta è da scorrimento rotazionale evolvente poi in colata, riprende in toto quanto da noi mappato nel 1988, (da Guerricchio & Melidoro, 1988); **c) - c')** – Sezioni geologiche (modificate) dei fenomeni franosi dell'abitato di Stigliano (Basilicata): Numerando i simboli da 1 a 11, si legge: 1. Materiali di frana caotici; 2. Detriti eluvio-colluviali; 3. Calcareniti, Pliocene; 4. Formazione di Serra Palazzo, Miocene Inferiore; 5. Formazione di Stigliano o Flysch Numidico, Miocene; 6. Argille Varicolori, Cretacico-Eocene? 7. Dislocazioni gravitative di grandi masse; 8. Corpi di frana con direzione parallela alla sezione (freccia) o trasversale (punto), 9. Faglie; 10. Contatto per sovrapposizione tettonica; 11. Sondaggi della campagna

geognostica 1979; **d**) – Carta geomorfologica schematica dei principali fenomeni franosi del versante orientale dell'abitato di Chiaromonte (Prov. Potenza): 1) Detriti sabbioso-limosi e ciottolosi delle depressioni di frana; 2) Depositi fluviali antichi del fondovalle del F. Sinni; 3) Conglomerati di Castronuovo – Pleistocene Medio- Inferiore; 4) Sabbie con livelli argillosi e conglomeratici – Sabbie di Aliano - Pleistocene Inferiore; 5) a. ciglio e scarpata di rottura principale; b. trench; c. limite del corpo di frana; d. scarpata di rottura secondaria; e. depressioni nel corpo di frana; f. scivolamento; g. rigonfiamento (bulging); h. sovrapposizione del fronte di frana sui depositi alluvionali di fondovalle ; 6) Conoide del T. Rubbio, alimentato da frane (landslide fan) e spostamento laterale d'alveo del Sinni (frecce); 7) Giacitura degli strati; 8) Traccia di sezione geologica; 9) Verso principale di movimento; **d'**) – Sezione geologica della Fig. precedente: 1. Depositi alluvionali del T. Rubbio (a) e del F. Sinni (b); 2) Depositi eluvio-colluviali nelle depressioni di frana; 3) Pacchi di livelli di sabbie e di argille dislocati da frane; 4) Conglomerati di Castronuovo; 5) Sabbie con livelli argillosi (Sabbie di Aliano); 6) Corpi di frana; **e**) – Carta geomorfologica finalizzata ai fenomeni franosi del versante meridionale dell'abitato di Senise (Prov. Potenza): a) ciglio e scarpata di rottura principale; b) limite del corpo di frana; c) scarpata e ciglio di rottura secondaria; d) senso principale del movimento; e) depressione e conche di frana; f) rigonfiamento (bulging); g) scivolamento; h) colata; i) spostamento laterale d'alveo al piede della frana; 2) Superficie in contropendenza da frana; 3) Trench; 4) Rottura gravitativa profonda di versante; 5) Lineazione tettonica rilevabile da immagine satellitare ; 6) Giacitura degli strati, tratteggiata quella rilevata in grotta; 7) Depositi terrazzati fluviali antichi del T. Serrapotamo con l'indicazione dell'ordine (I, II, III); 8) Orlo di terrazzo fluviale; 9) Antico percorso del T. Serrapotamo; 10) Conoide di deiezione prevalentemente da frana (landslide fan); 11) Ciglio di erosione di sponda prodotta per lo spostamento laterale d'alveo da frana; 12) Area con possibili falde freatiche oppure a debole pressione; 13) Aree con falde in pressione con possibile risalienza fino ad una decina di metri sul p.c. e con falde freatiche superficiali; 14) Sondaggi meccanici; 15) Traccia di sezione geologica; 16) Denominazione dei principali corpi di frana richiamati nel testo; 17) Impronta della futura frana Timpone 1986; 18) Centro storico di Senise: **f**) – 1) a) Ciglio e scarpata di rottura; b) limite del corpo di frana; c) depressione; d) rigonfiamento; e) senso principale di movimento; 2) Frana del 26 luglio 1986; 3) Rotture con fossi; 4) Fabbricati preesistenti alla frana, con numero d'ordine; 5) Giacitura degli strati. Il rilievo aerofotogrammetrico è stato eseguito il 24 luglio 1986, poco prima della frana; **f'-f''** 2) e 3) – 1. Superficie di scivolamento denudata; 2. Torrioni e grassi blocchi di sabbia, non scompaginati; 3. Ciglio e scarpata di rottura; 4. Fronte di sovrapposizione; 5. Depressioni e conche; 6. Rigonfiamenti; 7. Verso del movimento principale; 8. Versi dei movimenti secondari; 9. Sciami di fessure nel corpo di frana; 10. Trench; 11. Fabbricato dislocato e gravemente danneggiato con numero di fessure nel corpo di frana; 12. Fabbricato dislocato, non danneggiato; 13. Fabbricato non dislocato; 14. Posizione originaria della strada, prima della frana; 15. Strada nel corpo di frana dislocata; 16. Componente orizzontale del vettore spostamento di manufatti con indicazione del modulo; 17. Angolo di rotazione di strutture; 18. Giacitura degli strati; 19. Sondaggio meccanico; 20. Punti di prelievo di campioni in scavi superficiali; 21. Traccia di sezione geologica; f), f'), f'') – Rilievo aerofotogrammetrico dopo la frana del 5 agosto 1986; **g-g'**) – Stereogrammi prima e dopo la frana Timpone del 1986; **h**) – Sezioni geologiche della frana Timpone: 1. Terreno caotico con vuoti; 2. Argille limose e limi; 3. Sabbia fina e sabbia limosa; 4. Sondaggi meccanici (tra parentesi quando proiettati sulla sezione); 5. Vettori spostamento relativi alla prima fase dal movimento del 26. 7. 89; 6. Profilo del terreno prima della frana ricavato dal rilievo della SCAME 1969; 7. Profilo del terreno prima della frana ricavato dal rilievo dell'ISMES del 24 luglio 1986; 8. Profilo del terreno prima della frana ricavato dal rilievo aerofotogrammetrico del 5 agosto 1986 dalla Regione Basilicata; 9. Superfici di rottura molto probabili preesistenti alla frana del 26 luglio 1986; 11. Inclinazione degli strati; 12. Inclinazione della rottura al piede; **i**) – Franosità nei territori di Gorgoglione e Cirigliano (Basilicata): 1. Principali trenches; 2. Nomenclatura di un movimento franoso: a. scarpata principale; b. depressioni; c. limite del corpo di frana; d. verso principale del movimento; e. rigonfiamenti di movimenti plastico-gravitativi; f. colate e/o debris-flow; g. scivolamenti; h. scoscendimenti; i. trenches secondari; l. depressioni e/o conche chiuse; 3. DGPV (il segno – indica le zone ribassate); 4. Principali laghi di sbarramento da frana; 5. Corpi di frana ridotti ad accumuli detritici; 6. Coni di deiezione e/o landslide fan; 7. Giacitura degli strati; **I - I'**) – Carta geomorfologica dei fenomeni franosi dell'area compresa tra le località Serra di Sabato e Lucito a SW di Gorgoglione (MT); **I'**) – Legenda: 1. Scarpate di antiche frane; 2. Scarpate principali di frane attuali; 3. Principali fessure nei corpi di frane attuali; 4. Scarpate in contropendenza per trenches e/o insaccamenti; 5. Colate; 6. Bulgings; 7. Superfici in contropendenza per scorrimenti rotazionali; 8. Laghetti di frana; 9. Verso principale dei movimenti; 19. Quote topografiche rilevate dalla tavoletta I.G.M. del 1956; 11. Tronconi della SS. 103 Val D'Agri nei corpi

di frana; l'') – Sezioni geologiche di località Serra di Sabato e Lucito: 1. Fitta alternanza di arenarie ed argilliti di facies distale del Flysch di Gorgoglione (Miocene Medio-Inferiore); 2 Profilo topografico prima della frana; 3. Profilo topografico schematico dopo la frana; 4. Bulgings nei corpi di frana; 5. Contropendenze; 6. Corpi di frana e verso del movimento; 7. Ubicazione della S.S. dopo lo spostamento per frana, (da Guerricchio & Melidoro, 1988).

Calabria ionica

Problematiche di Geologia Applicata lungo la fascia costiera ionica del Golfo di Taranto

Prima di esporre alcuni problemi della fascia costiera ionica del Golfo di Taranto, è utile richiamare ancora il problema delle morfologie calanchive di talune aree nell'immediato hinterland di quel territorio ancora della Basilicata. Esso è, infatti, coinvolto da estesissimi corpi di frana (DGPV), in particolare nelle argille grigio-azzurre calabriane, come quelle a SW dell'abitato di Pisticci (Matera), ove si riconoscono (Fig. 20. d) scarpate di rottura, depressioni, imbocchi di canali di erosione ipogea, rigonfiamenti nelle parti basse dei versanti (zone di piede degli scorrimenti), ecc. Inoltre, nelle dette litologie, sono diffuse, come detto, le morfologie calanchive come quelle in sinistra del fiume Sinni, presso Santa Maria d'Anglona (Matera). Queste, in realtà, mascherano il vero fenomeno sul quale si sono impostate: cioè su corpi di frana, di cui sono evidenti le superfici di rottura (con sliksides nelle zone di piede), prodotte dall'attività di sotto-escavazione del Sinni, la cui ampia curva (ca. 11 km dalla foce), è stata spostata verso E dal movimento (sempre verso E) delle DGPV nella sua sponda destra. Ciò ha innescato, quindi, nella sponda sinistra del fiume la estesa franosità nelle argille azzurre, che oggi appaiono coinvolte da morfologie calanchive da erosione subaerea. Sempre a Santa Maria d'Anglona, per i movimenti gravitativi, si riconoscono dei rigonfiamenti al piede del pendio, un canale impostatosi lungo la sommità del rigonfiamento al piede del corpo di frana "apertasi" per trazione della spinta dal basso, la superficie di rottura principale presente nel versante opposto a quello dove esiste una superficie di scorrimento che apparentemente sembrerebbe la principale, ecc., (Fig. 20. f).

Tornando alla fascia costiera ionica del Golfo di Taranto si osserva una complessa interazione di fenomeni geodinamici continentali e marini. Nei terreni fliscioidi affioranti lungo il tratto di costa alta tra Rocca Imperiale e Trebisacce hanno luogo numerosi fenomeni franosi, spesso molto estesi e profondi, sui cui fronti protesi verso il mare s'instaura una intensa erosione marina che simula, come detto, un'apparente azione trasgressiva del mare sul continente. L'eventuale impatto dell'uomo si può far iniziare al più dalla seconda metà del 1800, con la costruzione della S.S. Ionica prima e della ferrovia dopo, che hanno creato strozzature delle aste terminali dei corsi d'acqua con le opere di attraversamento. Successivamente il maggior disturbo è stato prodotto dalla costruzione delle dighe di ritenuta sui principali corsi d'acqua, che hanno sbarrato il passaggio di notevoli quantità di materiale solido, sottraendolo in parte al ripascimento della spiaggia, (Guerricchio & Melidoro, 1986), (Fig. 20. a).

Per analizzare i complessi caratteri evolutivi della fascia costiera, oltre che lo studio dei processi geodinamici in tempi recenti, sono anche di utile riferimento le testimonianze storiche di antiche e fiorenti città costiere della Magna Grecia, alcune delle quali sono scomparse non solo per cause storiche, ma soprattutto per l'inesorabile evoluzione di alcuni processi geodinamici.

Il tratto strutturale sembra essere stato impresso alla costa da due lunghe faglie trascorrenti, alle quali sono associati altri fenomeni come l'erosione calanchiva (in corpi di frana), la deformazione del reticolo idrografico, movimenti gravitativi profondi, ecc. (Figg. 20. b, c).

Di seguito ripresentiamo alcune problematiche di Geologia Applicata limitatamente al tratto di costa ionica compresa tra Metaponto e la Piana di Sibari, (Guerricchio & Melidoro, 1986).

La fascia costiera piatta tra i fiumi Bradano e Cavone, delimitata a monte dalla scarpata del terrazzo marino di primo ordine, è costituita anche dalla fascia costiera propriamente detta, riportata in parte nella Fig. 20. g). La piana costiera è in evoluzione ed ha la sua antica linea di costa a quota 10 m ca. sul l.m.m., che corre grosso modo parallelamente alla strada litoranea ionica. La sua superficie, a

causa della disuniformità degli apporti solidi, si abbassa procedendo da SW (F. Cavone), dove ha una quota di 15 m, verso NE in prossimità della foce del F. Basento, dove si abbassa a soli 2 m. La quota di 15 m, superiore a quella dell'antica linea di costa dei 10 m, è determinata dalla presenza di un'antica conoide di deiezione fossile del F. Cavone allo sbocco della piana. I terreni più superficiali (17 m) sono per lo più costituiti da sabbie, limi e ghiaie; nelle prime si riinvengono livelli lenticolari di torbe. Come età tale piana è riferita al Flandriano.

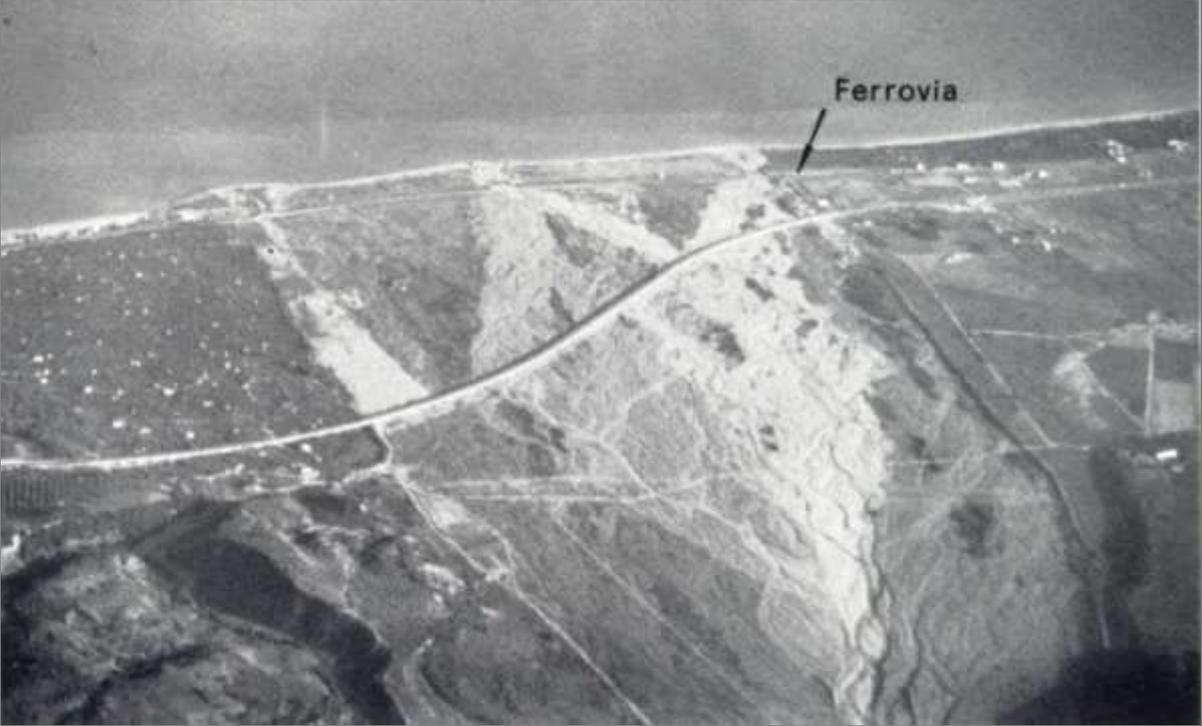
Il progressivo spostamento delle foci dei corsi d'acqua verso SW in tempi storici indicano un debole basculamento tettonico, che alcuni (Boenzi et al., 1977) attribuiscono all'azione delle correnti marine *long shore* ed alla formazione di cordoni litorali e sistemi di dune costiere. In particolare, per i fiumi Bradano e Basento sono stati riconosciuti due tratti di paleo alvei, uno del Medioevo, l'altro di epoca più antica. Dalla città di Metaponto, compresa tra i due fiumi, quella romana, abbandonata nel VII sec. D.C., era stata spostata più ad E di quella greca. Probabilmente lo spostamento progressivo del letto del Basento ha portato alla costruzione di un nuovo porto a Santa Trinità, che corrisponde all'attuale Torre di Mare, in prossimità della stazione ferroviaria.

I caratteri geomorfologici più evidenti della fascia costiera metapontina (Fig. 20. g) sono rappresentati da relitti di antichi alvei abbandonati, reticoli idrografici nascenti, dendriformi e, nella fascia di retrospiaggia, da cordoni dunari sabbiosi, oggi parzialmente smantellati dall'uomo, di altezza fino a 6-7 m sul livello del mare, intervallati da depressioni in gran parte prosciugate con colmate iniziate nello scorso secolo. Soltanto il lago Salandrella, oggi anch'esso prosciugato, attraversa tutta la fascia dunare e comunica col mare. E' stata poi riconosciuta un'antica linea di costa dell'800-700 a.C. parallela e distante ca. 1 km da quella attuale. Sui terrazzi marini di primo ordine è stata individuata un'antica strada con andamento parallelo all'attuale linea di costa. Ancora si osserva una struttura a guisa di cordone allungato ("giovone") di probabile origine mista (fenomeni tettonici da piccola faglia parallela alla linea di costa) e fenomeni di erosione differenziata o di barra costiera??, (Fig. 20. g).

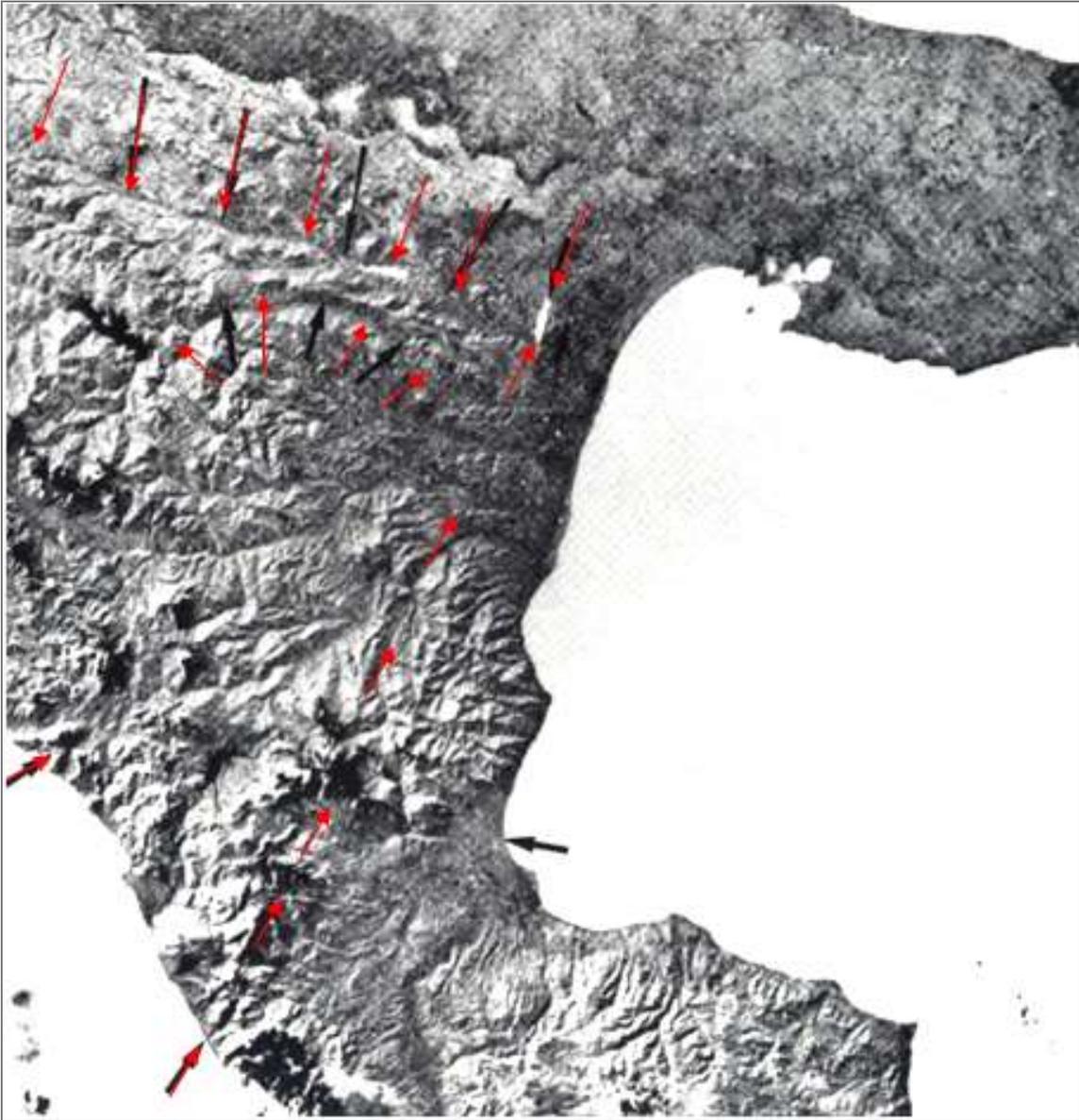
Inoltre, i deflussi delle acque superficiali della piana costiera avvengono dallo sbocco in essa del F. Cavone verso la foce del Basento, cioè in senso diagonale alla piana stessa, regimati e modificati dai canali di bonifica.

Nelle parti basse della piana la falda è praticamente affiorante, per cui la ricettività è nulla. In concomitanza delle piene eccezionali dei corsi d'acqua, tali aree sono soggette ad inondazione, soprattutto quelle in prossimità delle foci fino alla quota di 3-4 m. Tra le ultime alluvioni si può citare quella del 1946, in cui si allagò la Piana di Metaponto; nel novembre 1959 si ebbero vasti allagamenti e notevoli danni per l'esondazione dei corsi d'acqua del Bradano, Basento e Cavone, che sommerse sotto 1 m e più d'acqua oltre 4000 ettari di terreno. A Metaponto furono divelti molti m di rotaie ferroviarie. Successivamente fenomeni di inondazioni in quella zona si sono fatti sempre più frequenti, quasi con frequenza pentennale. D'altra parte non va dimenticato che qualche zona si chiama "Pantano", a ricordo che le inondazioni, favorite pure da aspetti geomorfologici, sono fenomeni atavici in quel territorio, pure a causa dell'innalzamento della falda d'acqua dolce "galleggiante" su quella d'intrusione marina, che è penetrata sempre più nel continente.

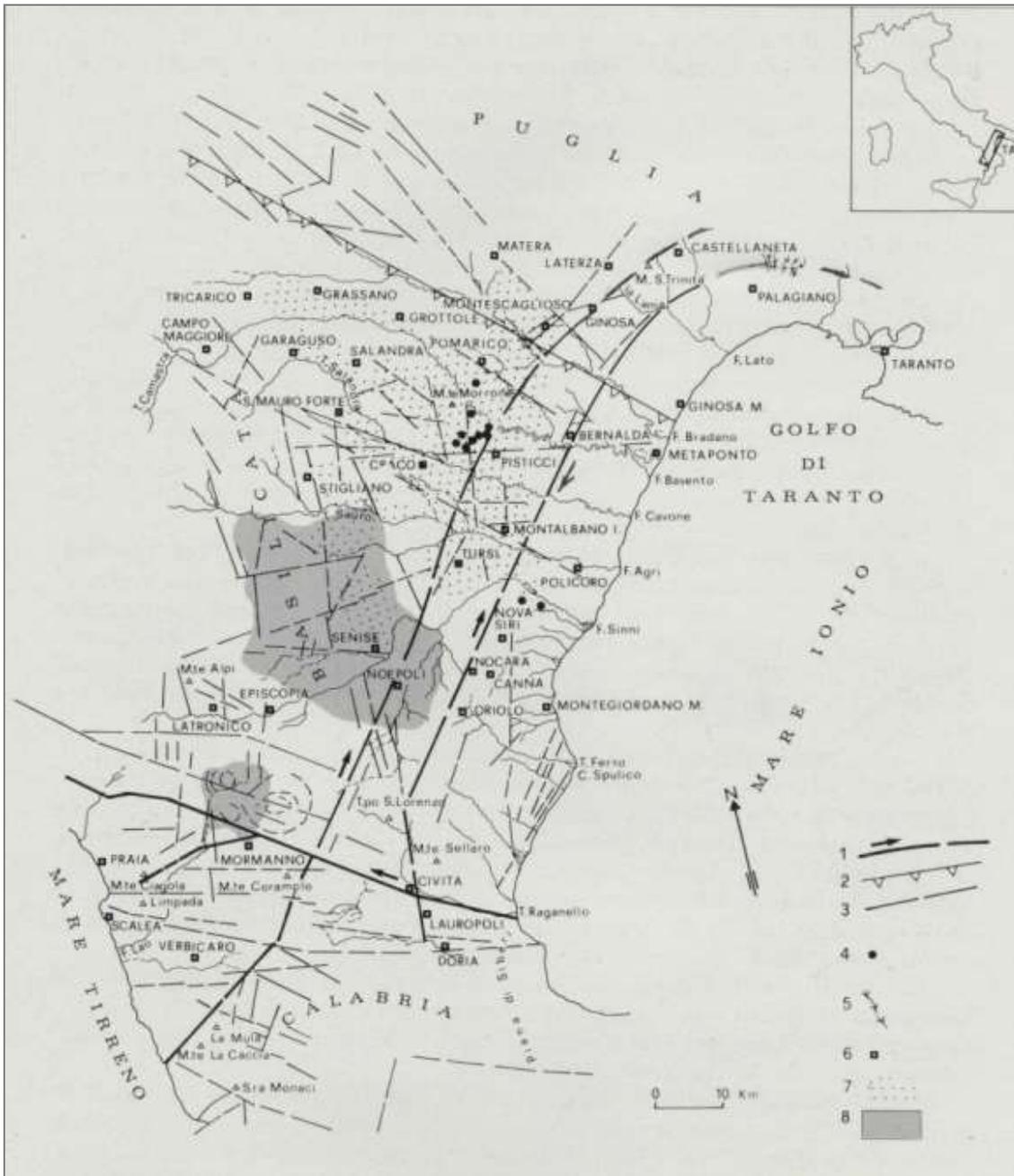
Franosità della fascia costiera tra il T. Canna e l'abitato di Trebisacce



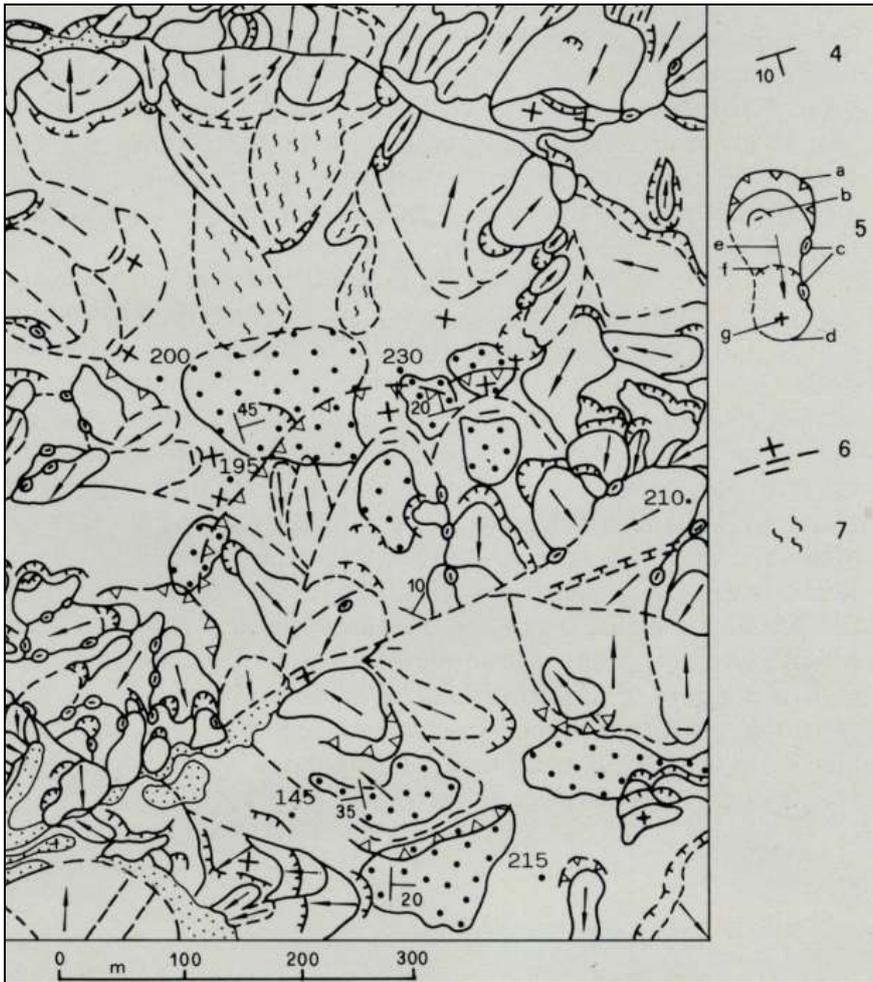
a)



b)



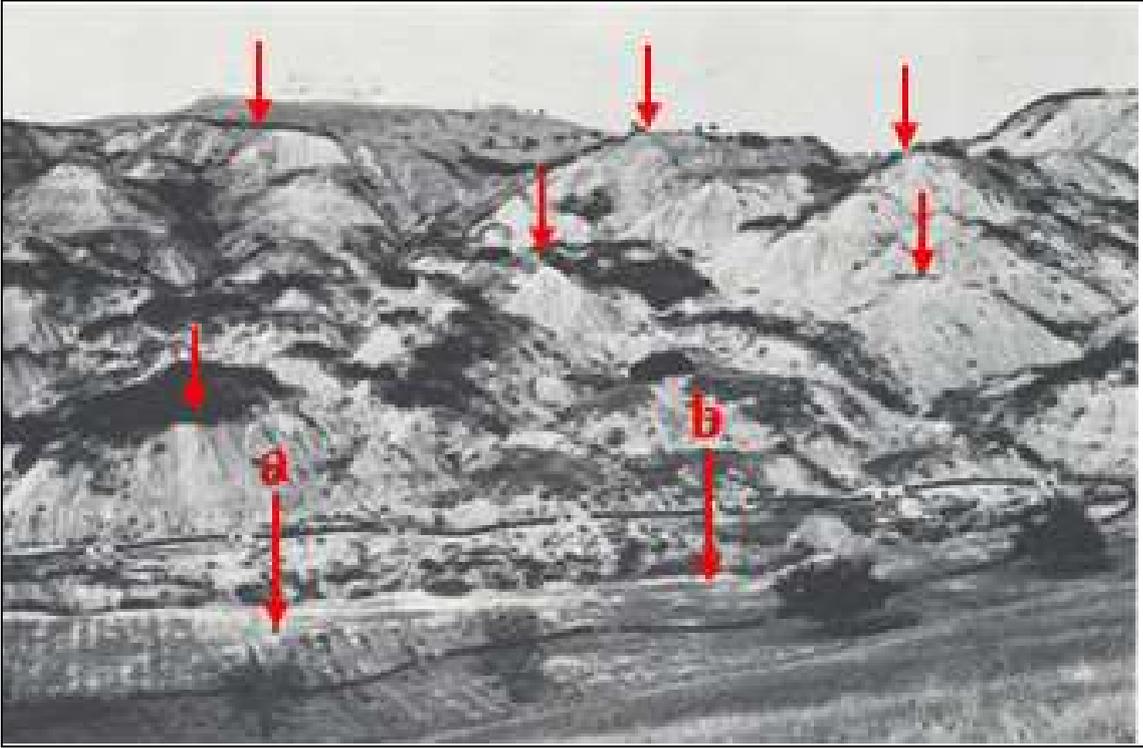
c)



d)



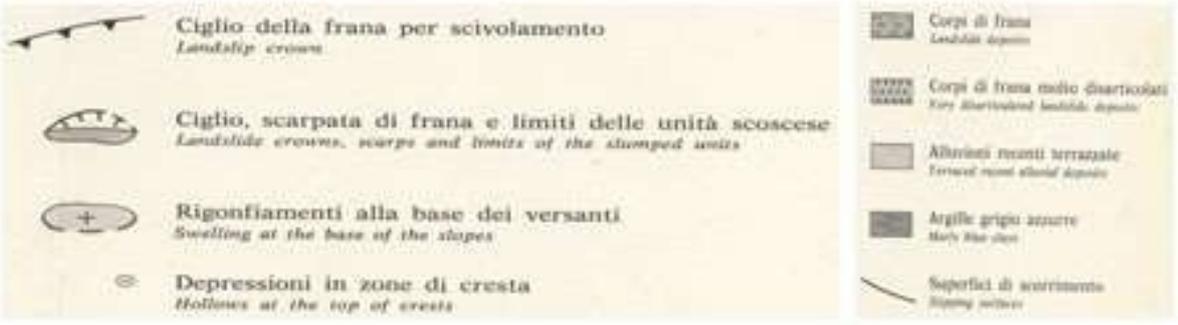
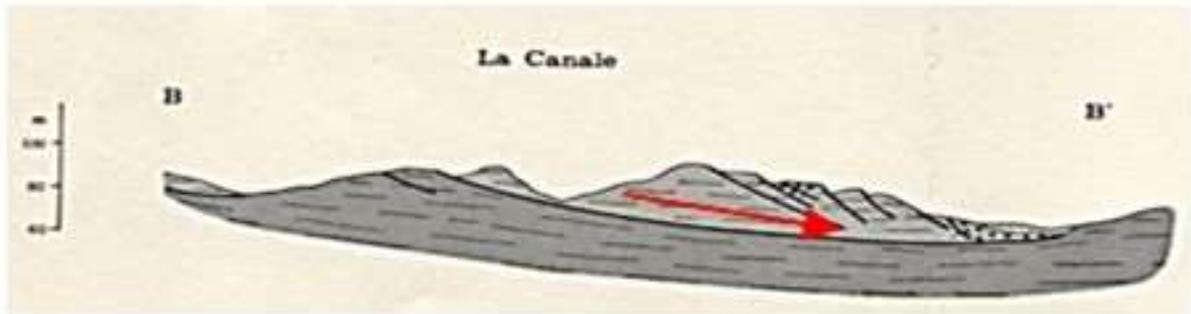
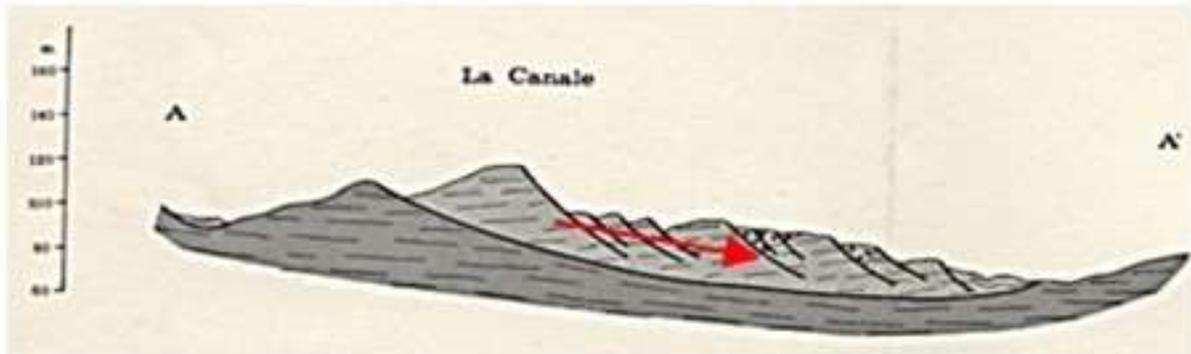
e)



f)



g)

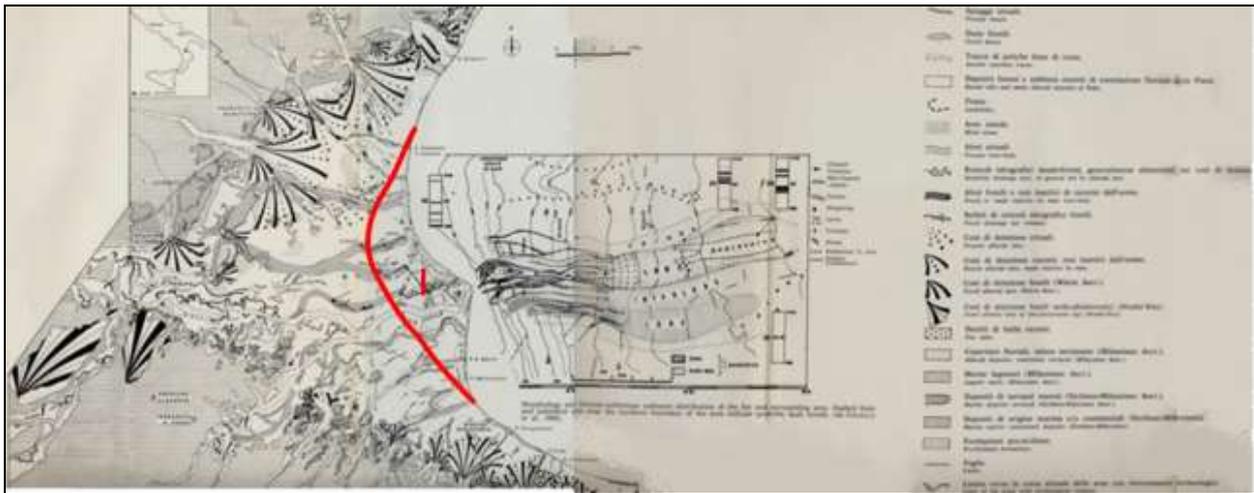




h)



i)



1)

Fig. 20. **a)** – Foce del Torrente Saraceno. Sfrangiamento per la strozzatura delle correnti fluviali prodotte dai ponti della SS Ionica 106 e dalla ferrovia. In tempi più recenti al fenomeno partecipa pure il nuovo “viadotto strisciante” del nuovo tracciato della Statale, evitando di attraversare l’abitato di Trebisacce; **b)** – Immagine Landsat (banda 6), in cui si osservano i caratteri morfostrutturali a scala regionale. Le frecce più spesse indicano le principali faglie trascorrenti subparallele alla costa ionica, nonché la grande deformazione tettonica curva della valle del F. Basento; **c)** – Carta della fascia costiera del Golfo di Taranto con i lineamenti neotettonici desunti da immagini da satellite: 1) Faglia trascorrente; 2) Faglia principale a direzione appenninica; 3) Faglie minori; 4) Pozzi di idrocarburi; 5) Forre profonde (“gravine”) nelle rocce carbonatiche della piattaforma appula; 6) Centri abitati; 7) Aree con intenso sviluppo di “calanchi”; 8) Bacini di tipo “pull-apart”; **d)** – Carta geomorfologica dei calanchi impostatisi su corpi di frana nelle argille grigio-azzurre a SW dell’abitato di Pisticci (Basilicata): 1) Depositi alluvionali (Olocene); 2) Sabbie gialle (Calabriano); 3) Argille-azzurre (Calabriano); 4) Giacitura degli strati; 5) Nomenclatura di una frana: a) corona e scarpata priiincipale, b) depressioni, c) imbocchi di canali di erosione ipogea, d) limiti del corpo di frana; e) direzione del movimento, f) scarpata secondaria, g) rigonfiamenti al piede; 6) Rotture gravitative profonde; 7) Creep; **e)** – Calanchi nelle argille grigio-azzurre in sx fiume Sinni, presso Santa Maria d’Anglona (Basilicata), impostatisi su corpi di preesistenti frane, di cui sono evidenti le superfici di rottura (con slikensides), a loro volta generalmente connesse con la tettonica; **f)** – Particolare delle superfici di rottura nella zona di Santa Maria d’Anglona su cui si sono impostati i calanchi: a) rigonfiamenti al piede del pendio per i movimenti gravitativi; b) canale impostatosi lungo la cresta del rigonfiamento, “apertasi” per trazione della spinta dal basso; **g)-g’-** Google da cui si osservano alcune DGPV, che nel loro movimento verso E hanno spostato l’andamento dell’ampia curva del F. Sinni, che ha innescato, nella sua sponda sinistra, la estesa franosità nelle argille azzurre, che assumono la caratteristica di area “calanchiva” (ovale rosso); **h)** – Carta geomorfologica del tratto di costa piatta ionica tra i fiumi Bradano e Cavone: 1) Alvei e zone golenali attuali; 2) Piana costiera di origine alluvionale e marina; 3) Terrazzo marino di I° ordine (quote 30-28 m sul l.m.); 4) Orlo e scarpata del terrazzo marino di i° ordine; 5) Antichi conoidi di deiezione; 6) Resti di antichi alvei abbandonati; 7) Struttura allungata sabbiosa e ghiaiosa derivante probabilmente da fenomeni tettonici, da erosione differenziata (“givone”) oltre che da un’origine submarina (“barra fluvio-deltizia); 8) Cordoni di dune (a) antichi e (b) attuali; 9) Barre fluviali sabbioso-ghiaiose; 10) Acquittrini retrodunari in parte oggi colmati, aste terminali di antichi corsi d’acqua con o senza sbocco a mare; 11) tracce di attuali conoidi fluvio-deltizi; 12) Reticoli idrografici nascenti; 13) Accentuata erosione di sponde fluviali; 14) Tratti di spiaggia in forte erosione; 15) Faglie probabili; **i)** – Stralcio delle tavole geologico-geomorfologiche della fascia costiera Ionica tra Trebisacce e Rocca Imperiale, prevalentemente finalizzate alle grandi frane e all’erosione costiera, (da Guerricchio & Melidoro, 1986); **l)** – Carta geologico-geomorfologica dei depositi olocenico-tardo Pleistocenici della Piana di Sibari, (da Guerricchio e Melidoro, 1969; 1986; Guerricchio, Melidoro & Tazioli, 1976; Guerricchio, 1992).

Principali DGPV in Calabria

Prima di richiamare qualche caso di DGPV e Grandi Frane in altre aree del territorio calabrese, ricordiamo le strutture vulcaniche sommerse lungo la fascia costiera tirrenica della Calabria, che potrebbero generare, per frane sottomarine, pericolosi tsunami nella stessa costa campano-calabra

(Guerricchio, Biamonte, Mastromattei, Ponte, Simeone & Zimmaro, 2000; Guerricchio, Biamonte e Ponte, 2006), (Figg. 21. a, b, c, d, e).

Il Mar Tirreno, formatosi nel Miocene Medio-sup., ossia 10 milioni di anni fa, è il mare più giovane del Mediterraneo e per tale ragione è da considerarsi ancora geologicamente molto instabile.

Tra le fasi tettoniche che con le grandi e profonde faglie fecero sprofondare il Tirreno e la formazione dei grandi vulcani sottomarini (dal più vecchio, il Vavilov, al più giovane, il Marsili), è intercorsa una fase di “prosciugamento” completo del Mediterraneo, il cui apice è stato la grande “crisi salina” alla fine del Miocene, cioè nel Messiniano, ca. 5 milioni di anni fa. Tale fase, successivamente, si concluse con il lento e lungo riempimento nel corso dei millenni del Mediterraneo attraverso la grande “cascata” dello Stretto di Gibilterra, formatasi quando la “diga” naturale tra Spagna e Marocco cominciò a lesionarsi, fino alla rottura totale.

A quell’epoca Stromboli e Lipari non esistevano, in quanto, come tutte le isole Eolie, sono vulcani sottomarini emersi dalle acque ca. 700.000 anni fa. Emerse per prima Panarea, seguita poi da Filicudi, Alicudi, Salina, Lipari, Vulcano e per ultimo Stromboli, il quale forse ha ca. “solo” 40.000 anni di età. In sostanza, le isole Eolie sono caratterizzate da una geodinamica tuttora in atto, come confermato dall’emersione di Vulcanello, avvenuta nel 183 a.C. e dalle ultime colate di pomice ed ossidiana sul Monte Pelato a Lipari, risalenti a ca. 1500 anni fa, (CNR – ISMAR, 1970).

Ricordiamo ancora che due distinte ed importanti manifestazioni di vulcanesimo hanno caratterizzato l’area italiana negli ultimi due milioni di anni: una prima attività è quella legata alla subduzione della placca Adriatica al di sotto di quella Tirrenica, che ha attualmente raggiunto i 450 km di profondità, originando, a seguito della sua parziale fusione, i maggiori vulcani appenninici, dal Vesuvio ai Campi Flegrei, ai vulcani laziali (Bolsena, Vico, Bracciano, Albano e Nemi), sede oggi di laghi craterici. Allo stesso meccanismo geodinamico sono da ricondursi pure le emissioni di vapori e gas del Monte Amiata e i vulcani ormai spenti (almeno lo si ipotizza) del Vulture (PZ) e di Roccamonfina (CE). La subduzione della Placca Africana al di sotto di quella Tirrenica, invece, ha originato la seconda area di attività vulcanica, producendo il vulcano sottomarino Marsili (Figg. 21. f, g) e quelli delle Isole Eolie (Figg. 21. b, c, d, e).

Studi condotti dal CNR-ISMAR nel Tirreno meridionale hanno scoperto l’esistenza di quattro edifici vulcanici sommersi di enorme potenziale, “dormienti” ma non spenti, la cui attività potrà interessare le aree costiere dalla Campania alla Sicilia. Infatti, l’attività vulcanica recente risulta anche dalla circolazione di fluidi ad alta temperatura all’interno della crosta, emessi nei vulcani sottomarini e nella porzione sommersa dell’edificio vulcanico di Panarea. In queste zone, che possono rappresentare ad es. fonti di energia geotermica, si formano sui fondali depositi di solfuri di Pb, Cu, e Zn, ossidi e idrossidi di ferro e manganese, (Guerricchio et Al., 2006).

Il Marsili (Figg. 21. f, g) dista 150 km da Napoli e 70 km dalle Isole Eolie. Ha due milioni di anni, le sue fumarole furono riprese nel 1990 da un videorobot degli statunitensi. Tramite la stazione geomarina Orion Geostar 3, situata a N delle Eolie, è stato rilevato che il gruppo ha una base abissale con diametro di ca. 50 km, si eleva per 3260 m (l’Etna è alto 3323 m), arrivando a ca. 500 m dalla superficie. Possiede numerosi apparati vulcanici satelliti con crateri simili per dimensioni a quello dell’isola di Vulcano (Fig. 21. q, r). E’ il più grande vulcano europeo (65 km di lunghezza, 40 km di larghezza). Segue il Magnaghi, di tre milioni di anni di età, ubicato a 220 km a SE di Napoli; ha le caratteristiche di un edificio vulcanico soltanto nelle parte superiore di ca. 2300 m di altezza.

Il vulcano Vavilov (Figg. 21. h, i), di 6-7 milioni di anni, si trova a 169 km a SE di Napoli ed ha una profondità compresa tra i -3000 e -733 metri.

Infine, ma non meno pericoloso, è il vulcano Palinuro (Fig. 21. d), di due milioni di anni fa, che dista ca. 150 km da Napoli e 83 km dalla costa calabrese di Diamante, in direzione NE rispetto al Marsili.

E' stato registrato che il vulcanesimo del Marsili è tuttora attivo e che sui fianchi di alcuni dei vulcani sottomarini si sono verificate frane di grandi dimensioni, che devono far supporre la possibilità di innesco di onde di maremoto.

Oltre alla pericolosità dei vulcani sommersi, è ormai accertata quella dei vulcani eoliani, in particolare di Stromboli (Figg. 21. l, m, n, o) e di Vulcano (Figg. 21. p, q).

Dal DTM dell'isola di Stromboli (Fig. 21. l) e dalle fotoaeree, si evincono numerose aree caratterizzate da forti pendenze e, pertanto, al limite delle condizioni di stabilità con conseguente rischio di distacchi di grandi quantità di materiale. Una di queste è la Sciara di Fuoco, da cui nel 2002 si è distaccato un ammasso roccioso che, pur se di non grandi dimensioni, riversandosi in mare ha generato, come a tutti ben noto, un'onda anomala che ha coinvolto le aree costiere della stessa isola e di zone limitrofe, (Guerricchio et Al., 2006).

Per i vulcani eoliani, ma il concetto può estendersi a quelli sottomarini, una grossa fonte di pericolosità per il rischio da tsunami è rappresentata, come nel caso di Stromboli, dalla franosità dei versanti, molto spesso ripidi, innescata dall'attività vulcanica in se stessa o da terremoti. Nella ricostruzione di Fig. 21. (s) si evidenzia come una frana di grandi dimensioni che pervenga in mare crei un'enorme onda da tsunami, che in tempi relativamente brevi raggiungerebbe le aree costiere anche a centinaia di km di distanza, così come potrebbe verificarsi su un versante di un vulcano sottomarino.

Nel 1994 avanzai l'ipotesi che il Tirreno meridionale fosse stato "aperto" da una trascorrente destra di "provenienza" atlantica, passante poco a N della costa settentrionale siciliana (Fig.21. b), che avrebbe sviluppato successivamente il vortice che da l'attuale configurazione all'Arco Calabro-Peloritano, (Guerricchio, 1994). Le rotture della trascorrente e del vortice ad essa collegato quindi sarebbero i solchi rappresentati dalle valli o dai bacini sommersi, che da W verso E, sono la Valle delle Egadi, i Bacini di Cefalù, di Gioia, Calabro e quelli a N e ad E dei Monti Palinuro e Marsili (Figg. 21. b, b').

Cenni sul rischio da maremoto nel Tirreno centro-meridionale

Quanto esposto evidenzia come le aree costiere del bacino del Tirreno centro-meridionale siano da considerarsi a rischio da maremoto provocato da eruzioni vulcaniche e grandi frane; la Tabella 1 riporta una sintesi degli eventi di maremoto storicamente in esso registrati, (da Guerricchio et Al., 2000; 2006).

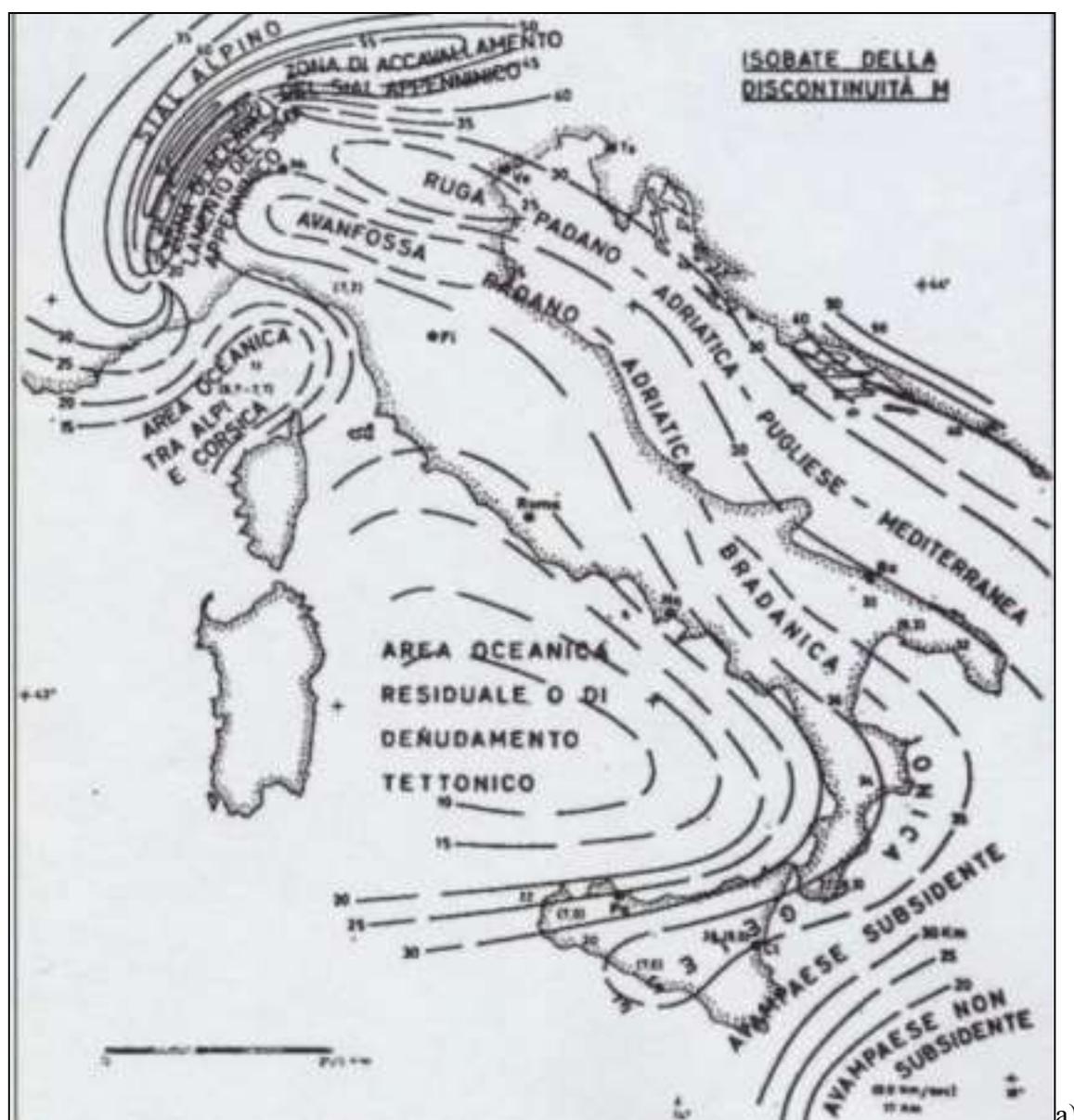
In Calabria, a seguito del catastrofico terremoto del 1783 (Cotecchia, Guerricchio & Melidoro, 1986), si produsse una grande frana nel versante marino nei pressi di Scilla (RC), innescando una devastante onda di maremoto che investì la spiaggia di Scilla, ove, per cercare riparo dai crolli del terremoto stesso, si erano radunate centinaia di persone. Esse per la gran parte perirono in conseguenza dell'arrivo dell'onda da maremoto e poche furono quelle che si salvarono, come testimoniano alcune stampe del tempo (Fig. 21. t, t'), che molto richiamano le immagini del disastroso terremoto di Sumatra del 2004.

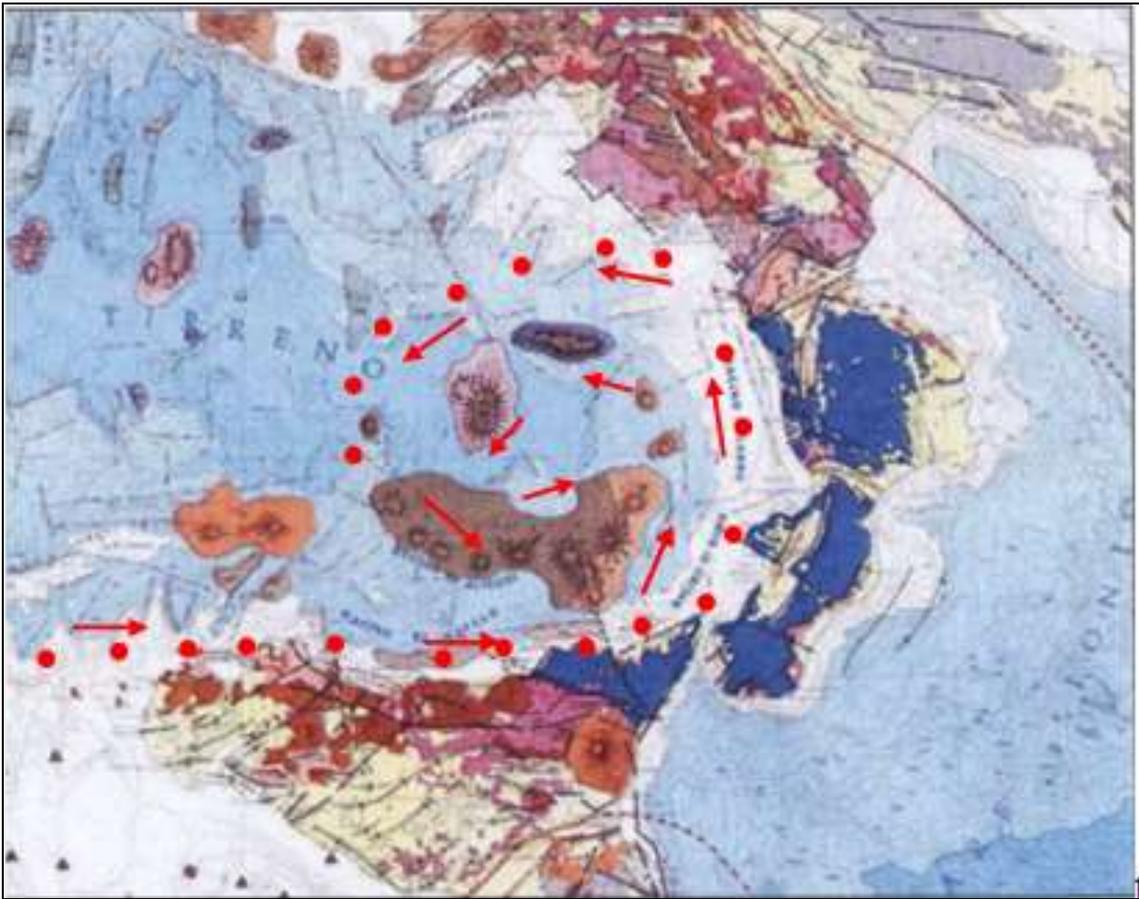
La ricostruzione di Michele Torchia di figura 21. v, in particolare, richiama quella del maremoto conseguente al terremoto del 1° novembre 1755 di Lisbona, ove si registrarono onde alte fino a 15 metri che penetrarono fin oltre 800 m dalla costa (Fig. 21. v). Ciò ha richiamato quanto può essere accaduto nella costa calabra, sempre col terremoto del 1783, riportato per la zona di Rosarno (Fig. 21. z), ricostruito ipotizzando un'onda da maremoto alta 10 m; nello stesso modo sono state ricostruite le sommersioni in altre località della Campania e Calabria, sempre ipotizzando onde da maremoto sviluppatesi per franamenti da vulcani sottomarini. In tali possibili evenienze verrebbero sommerse, oltre cospicue parti di molti importanti abitati, anche vitali infrastrutture quali ad es. la Ferrovia Tirrenica, l'Autostrada SA-RC nonché gli Aeroporti Internazionali di Lamezia Terme e Reggio Calabria. Inoltre, in qualche caso come ad esempio nella zona di Paola, l'onda da maremoto arriverebbe a coinvolgere le zone di piede di antiche e recenti frane con la possibile riattivazione dei fenomeni gravitativi.

Anche alcune aree campane, ricadenti nel Golfo di Policastro, verrebbero coinvolte da onde di maremoto, stante pure la loro collocazione “in presa diretta” con alcuni dei vulcani sottomarini prima ricordati, in particolare il Palinuro, come ad es. l’abitato di Sapri (SA), (Figg. 21. d, j), (da Guerricchio et Al., 2000, 2006).

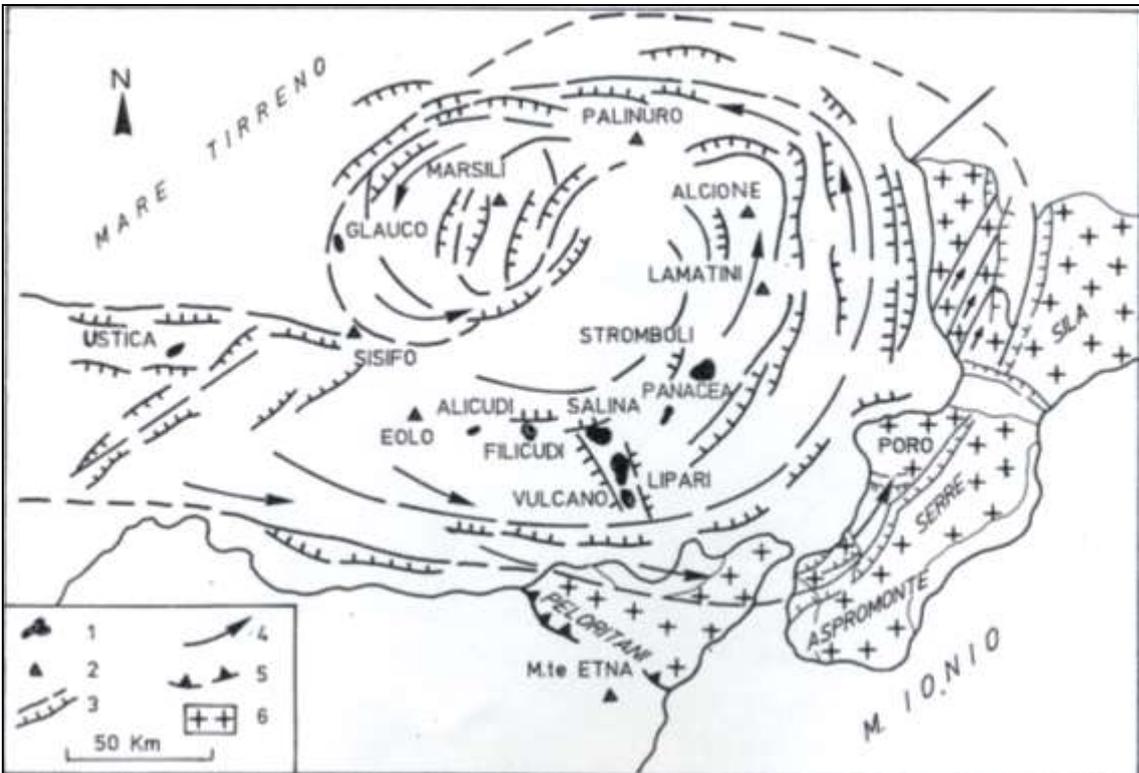
Per quest’ultima città gioca un ruolo ulteriormente sfavorevole la sua ubicazione in una baia chiusa che determinerebbe un forte sovrizzo dell’onda di maremoto con coinvolgimento pressochè totale dell’abitato anche oltre i 10 m di altezza, (Guerricchio et Al., 2006).

Tornando alle deformazioni continentali calabre, dopo i due esempi di DGPV di Pentidattilo e P. ta di Staletti, pur’essi ricadenti in Calabria, di seguito si commentano altri casi emblematici dei grandi movimenti di massa riportati in Fig. 22 (a), con i quali, spesso in maniera non consapevole, si deve convivere in questa regione. Ricordo che essendo la Calabria un territorio in rapido sollevamento per motivi tettonici, non c’è da stupirsi che essa offra un panorama di deformazioni gravitative e grandi frane (e non solo) fra i più vari e interessanti in Italia.

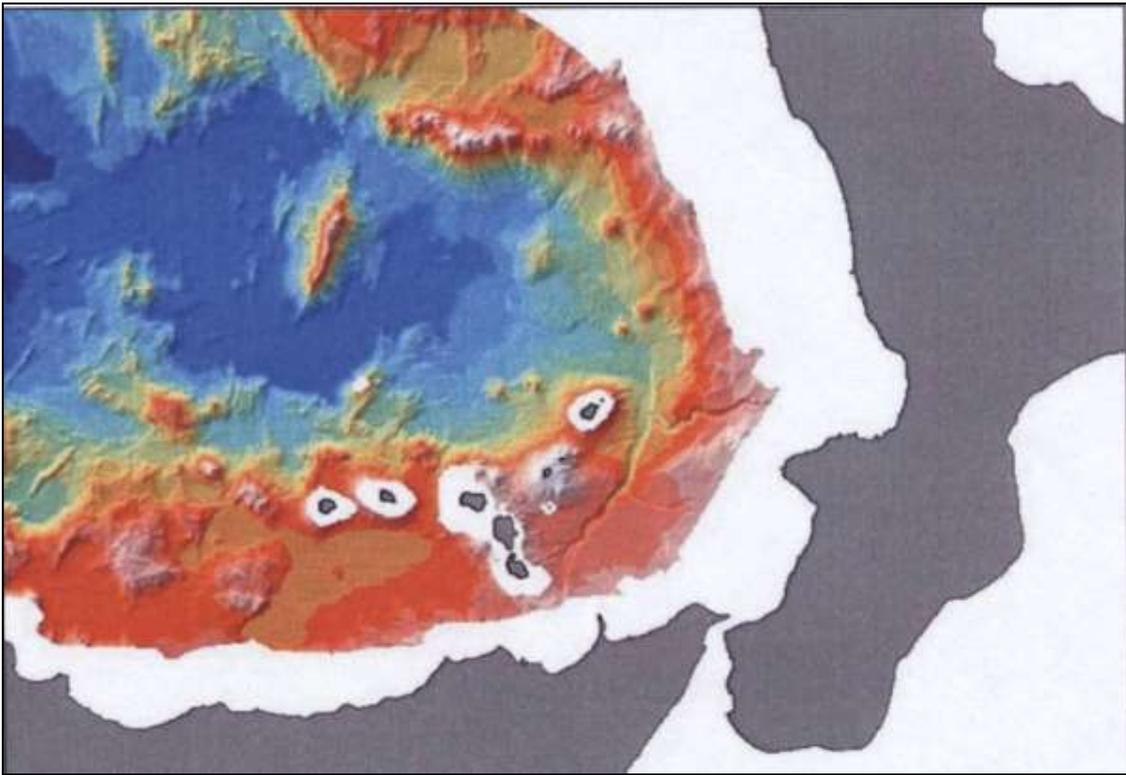




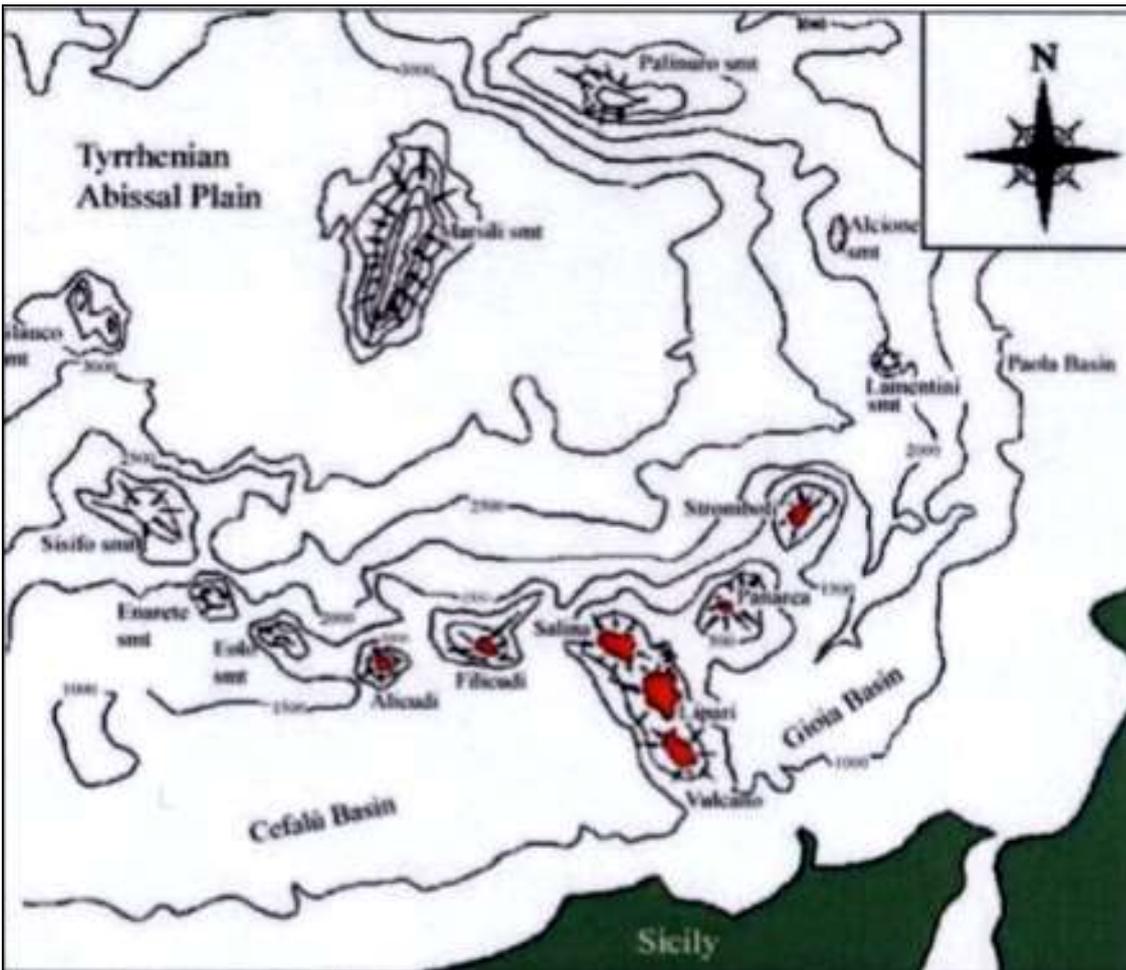
b)



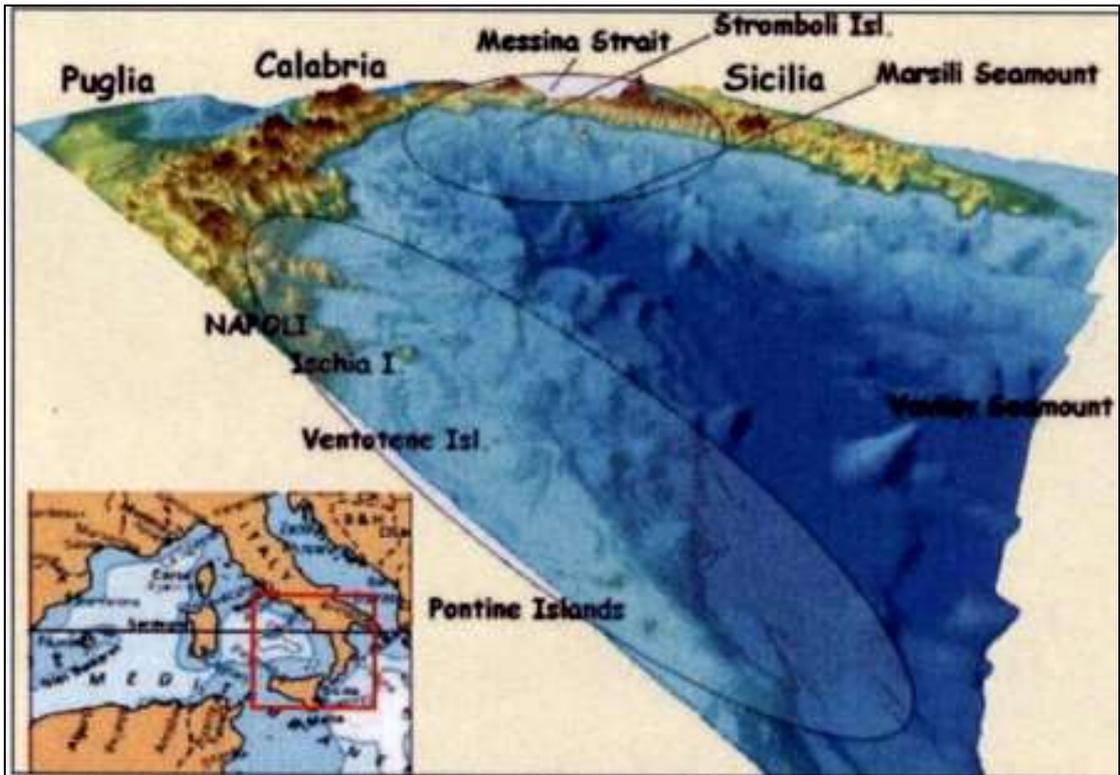
b)



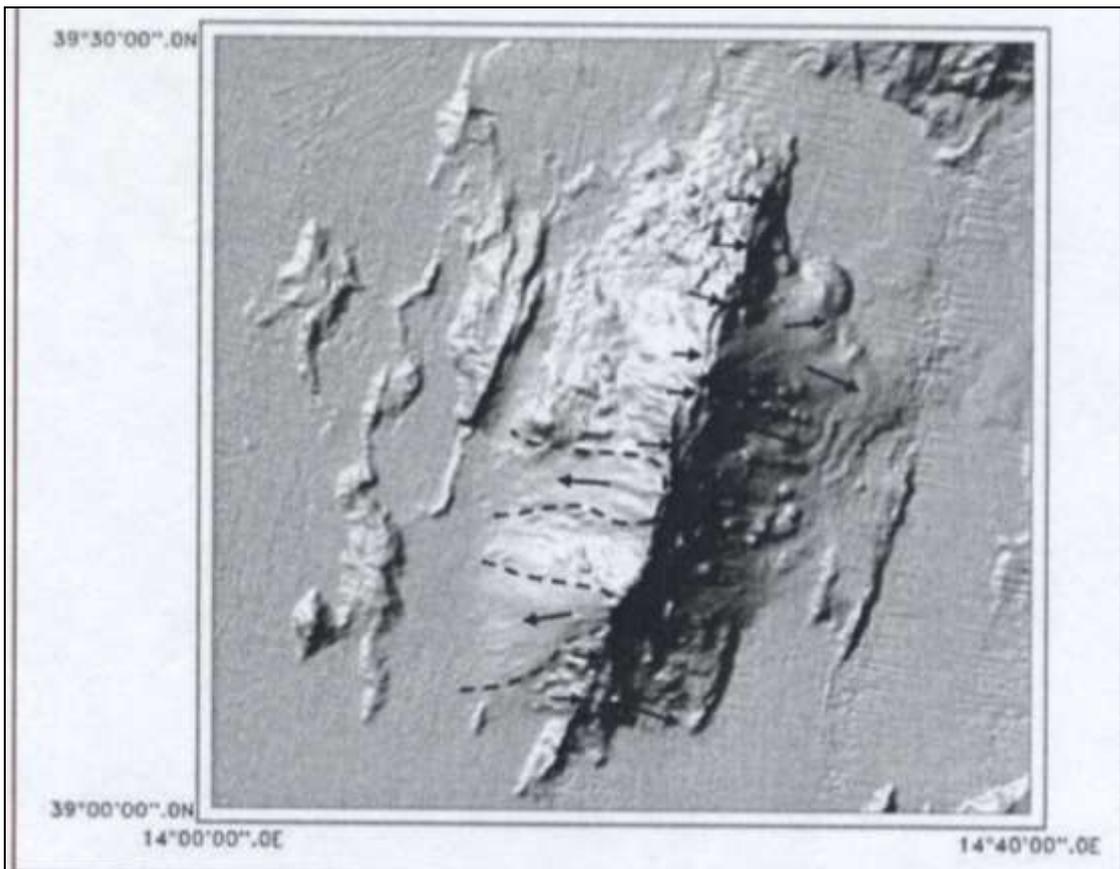
c)



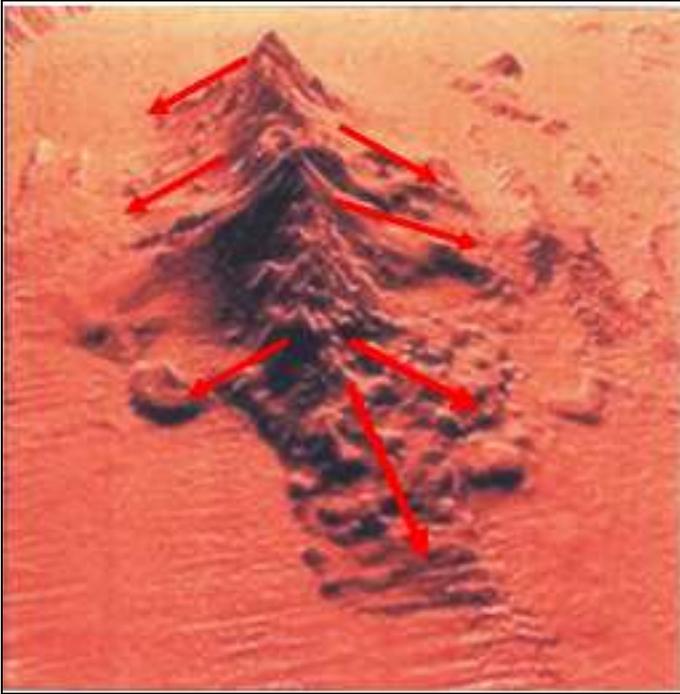
d)



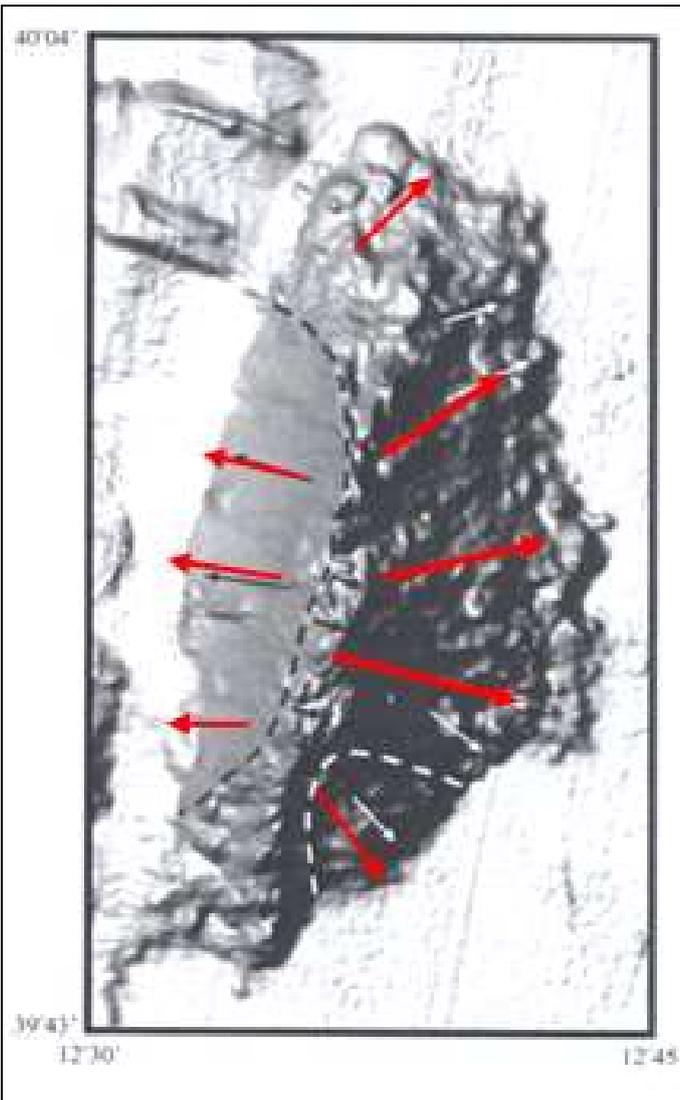
e)



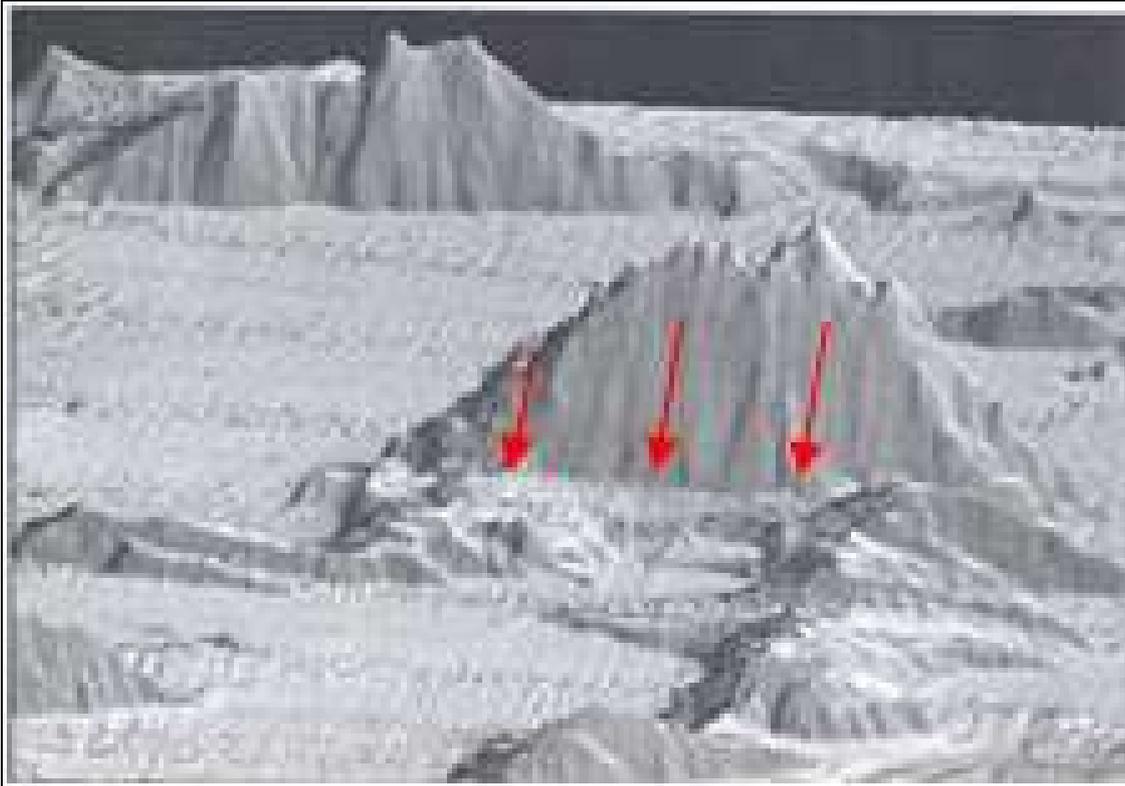
f)



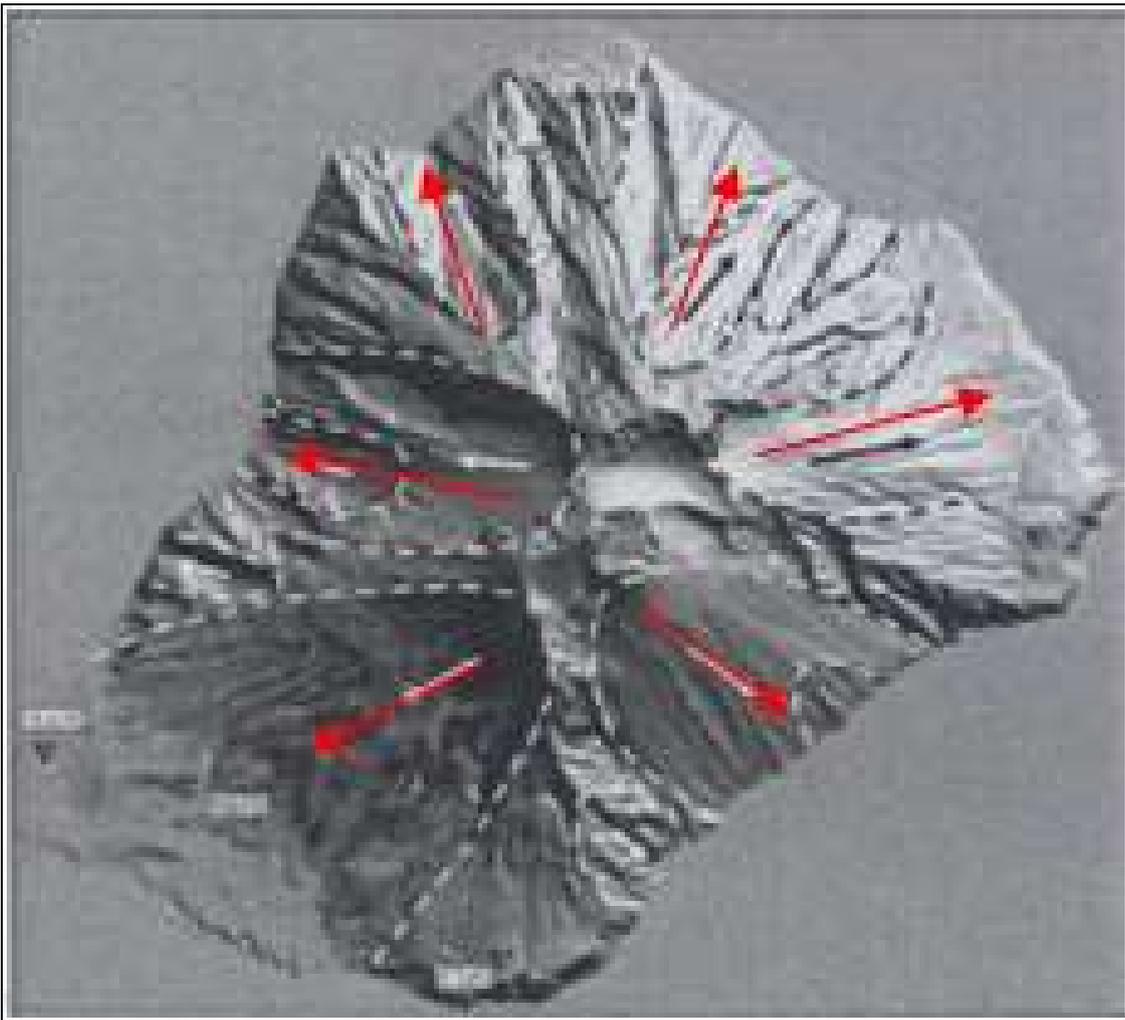
g)



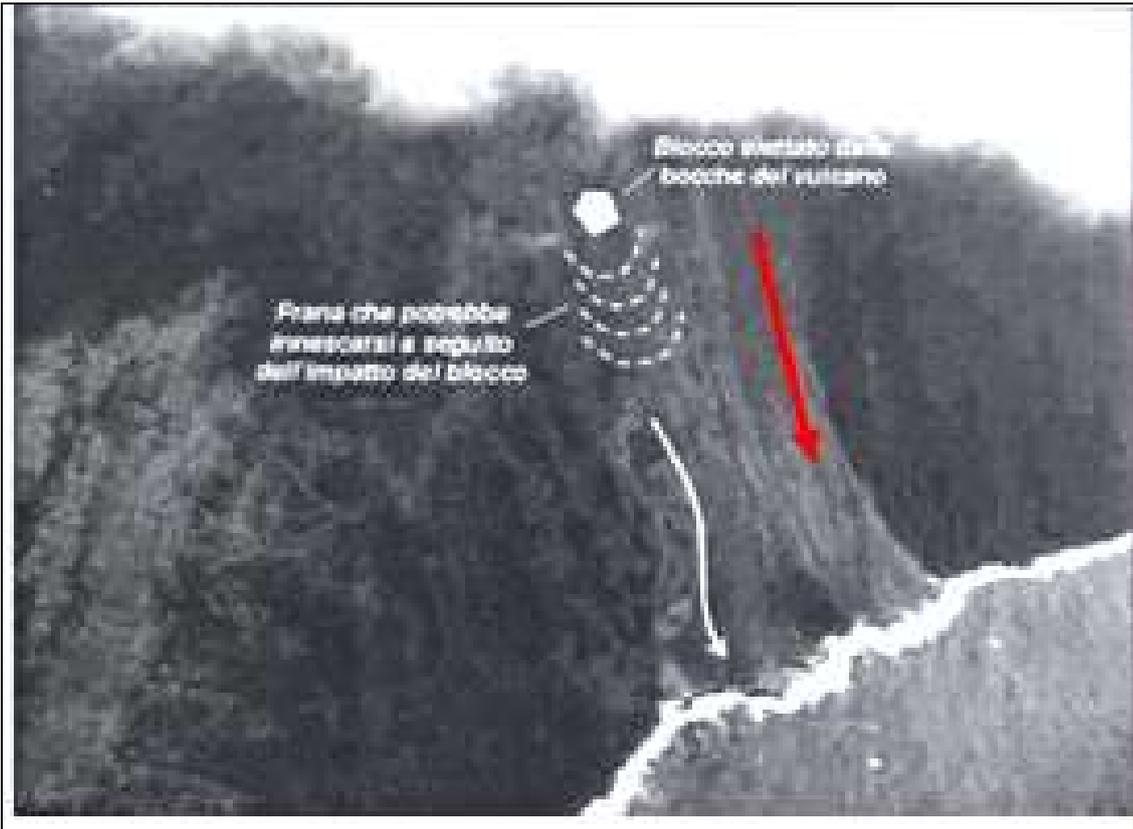
h)



i)



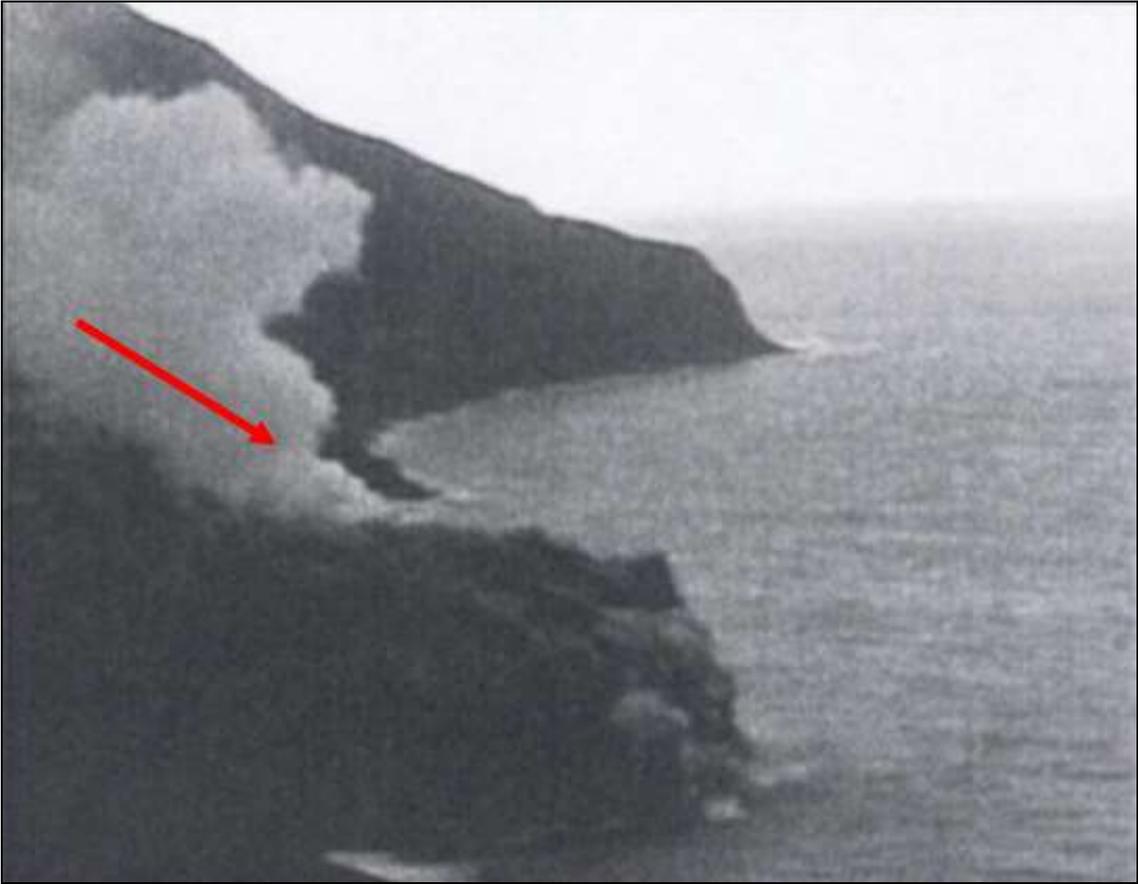
ii)



m)



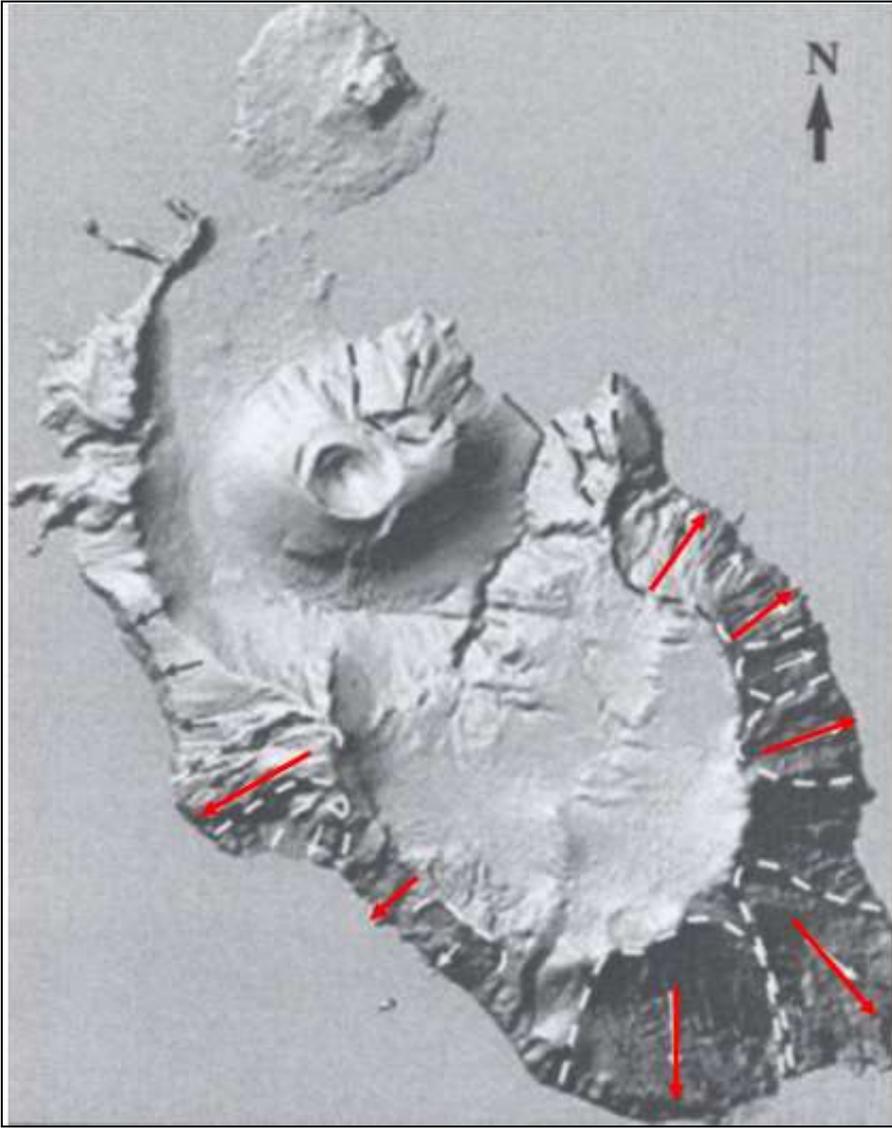
n)



o)



p)



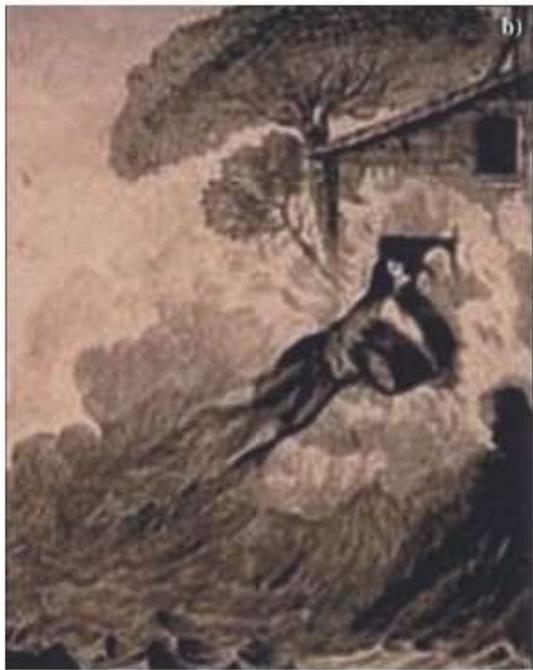
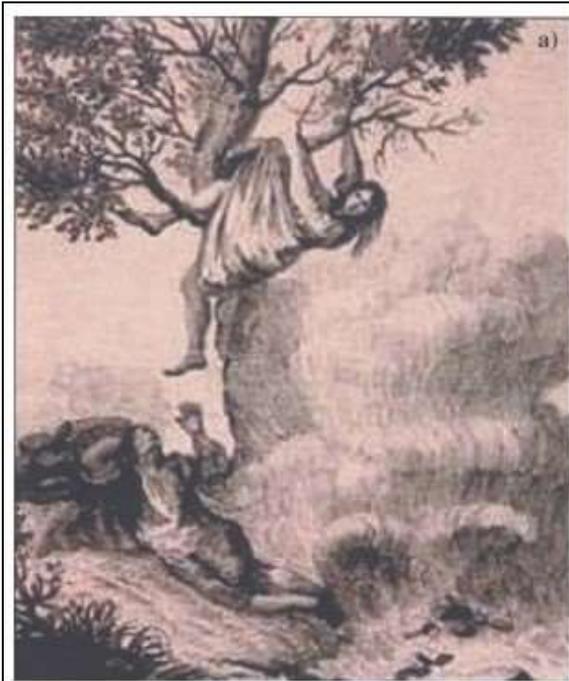
q)



r)



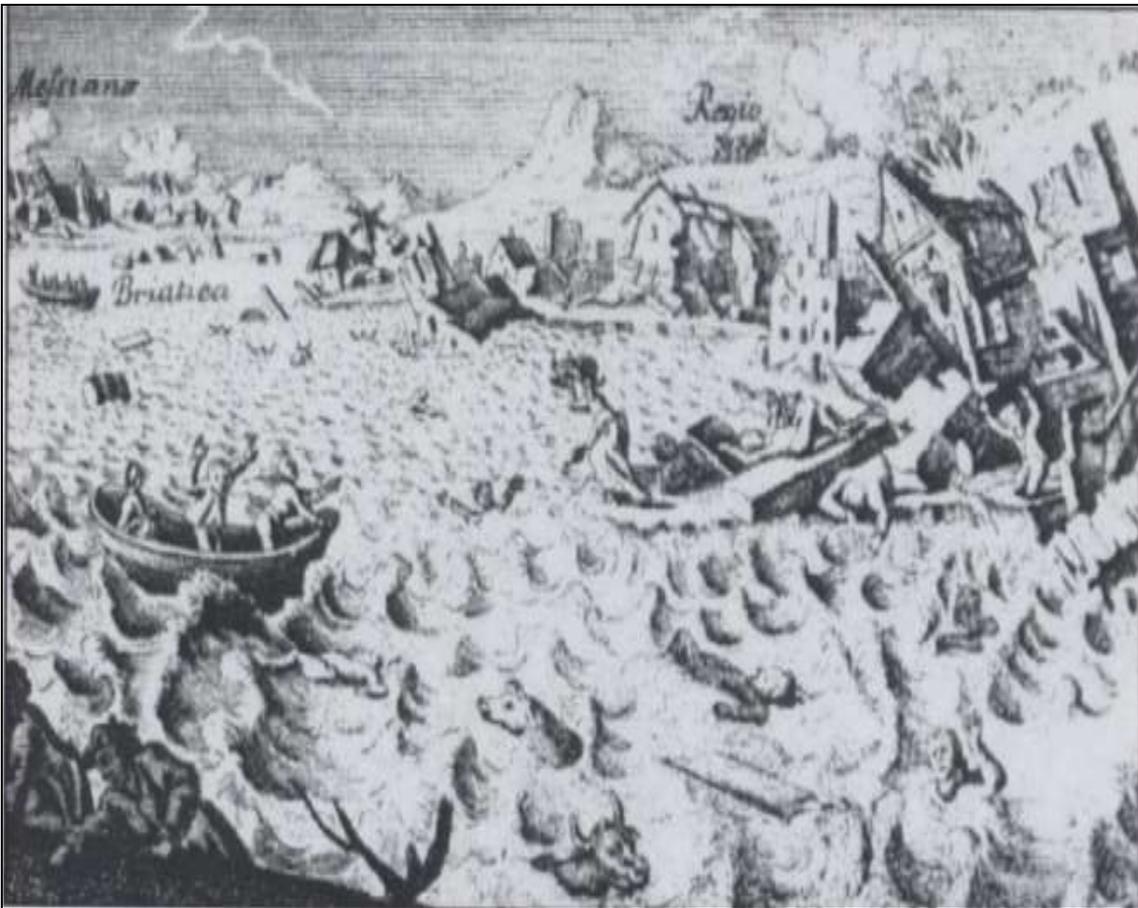
s)



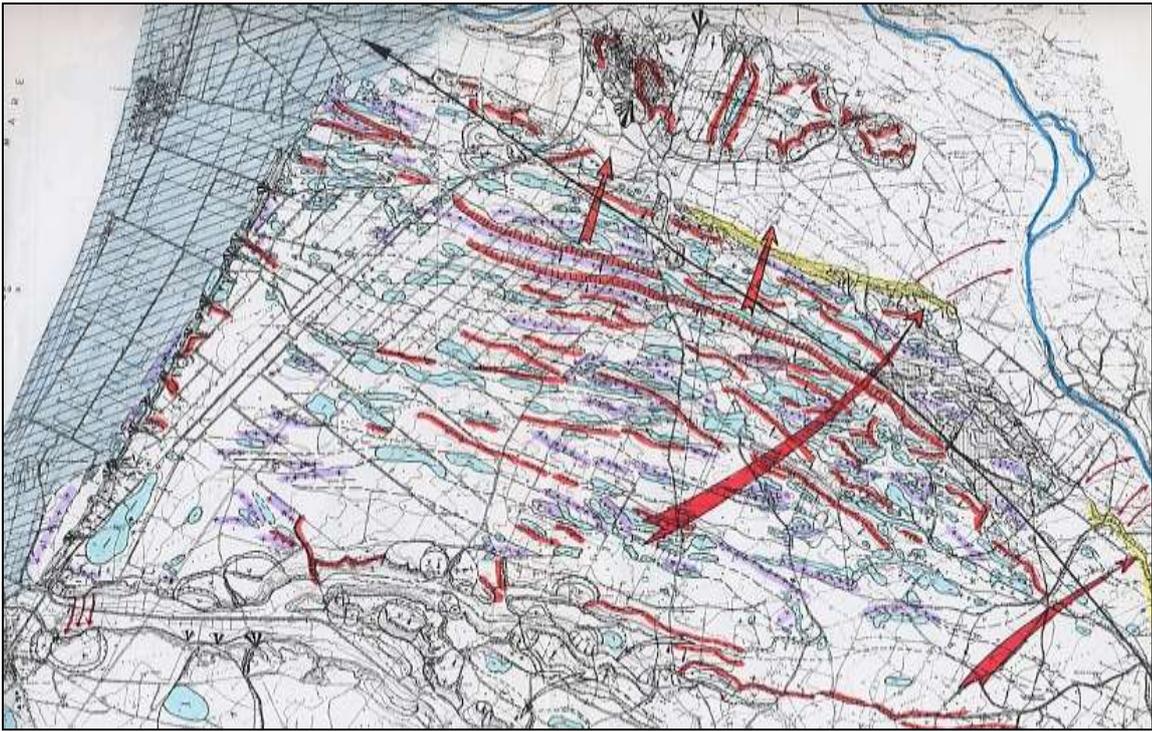
t)



u)



v)



z)



w)

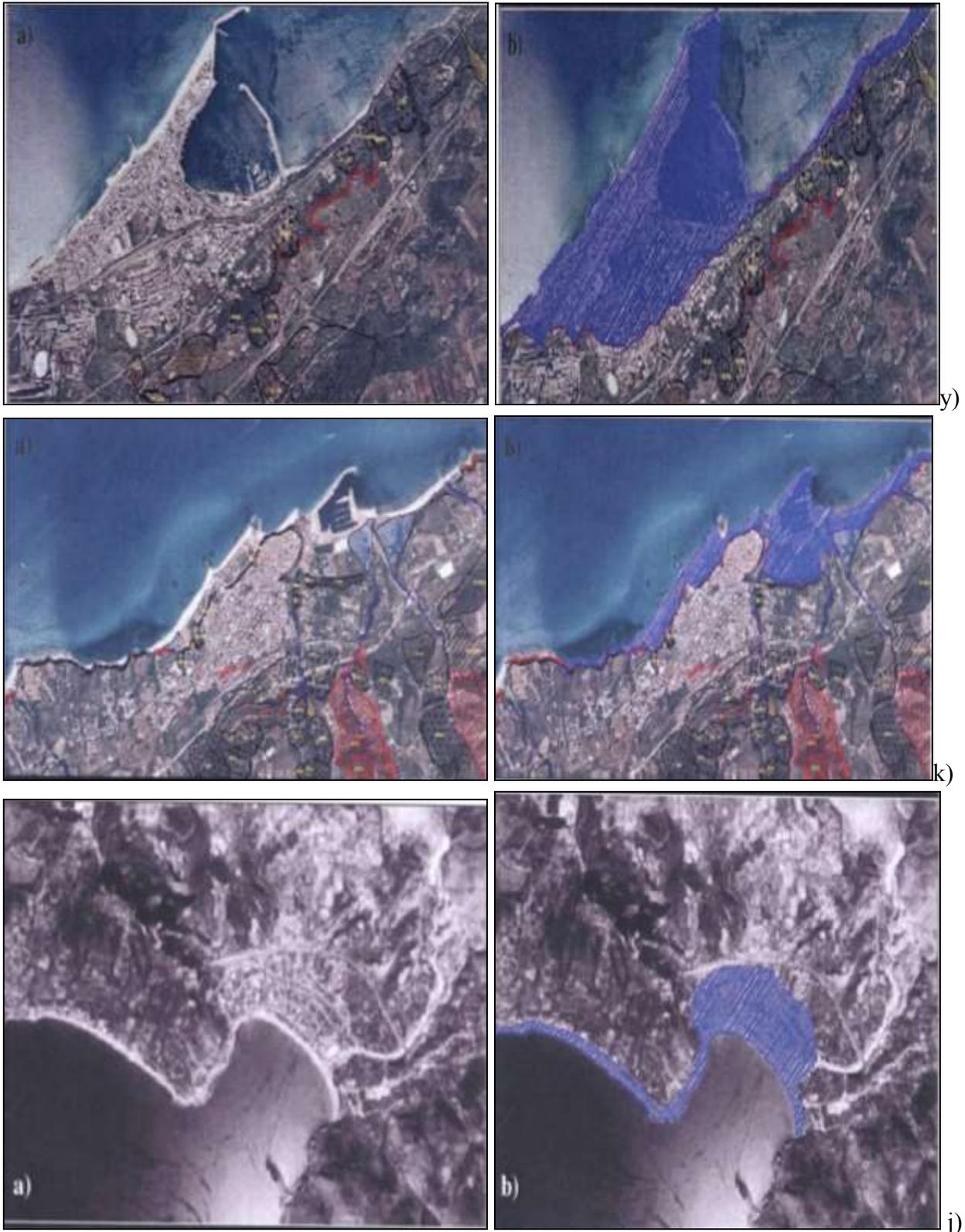


Fig. 21. **a)** – Isobate della discontinuità Moho (da Giese, 1972) e relativi significati geodinamici; **b)** – Carta geologico-strutturale del Tirreno e dell'Italia meridionale. I puntini indicano l'andamento della trascorrente destra di provenienza atlantica. Questa struttura, responsabile dell'apertura del basso Tirreno, sviluppa successivamente un vortice (ove una coppia di forze dirette in versi opposti crea un momento) che dà l'attuale configurazione all'Arco Calabro Peloritano. La trascorrente nel suo percorso e il vortice producono i solchi rappresentati dalle valli o dai bacini sommersi, che, da W verso E, sono la Valle delle Egadi, i Bacini di Cefalù, di Gioia, Calabro e quelli a N e ad E dei Monti Palinuro e Marsili e le rotture a taglio da cui fuoriusciranno i materiali lavici, (da Guerricchio, 1994); **b')** – Schema delle principali discontinuità del

vortice del basso Tirreno, interessanti la parte occidentale dell'Arco Calabro: 1. Isole vulcaniche; 2. Principali seamounts; 3. Principali scarpate e lineazioni tettoniche; 4. Verso del movimento del vortice; 5. Contatto tettonico; 6. Terreni cristallini dell'Arco Calabro-Peloritano; **c)** – Carta batimetrica, con profondità crescenti dal bianco verso il grigio-scuro, delle aree marine circostanti l'arco vulcanico delle Eolie e del bacino del Marsili. Il canyon di Stromboli è visibile come una profonda incisione nel bacino di Gioia a SE degli apparati di Panarea e di Stromboli. Questi dati hanno permesso di evidenziare alcuni centri vulcanici sottomarini sconosciuti e di mettere in luce la dinamica evolutiva delle porzioni sommerse degli edifici vulcanici delle Eolie. Il vulcano sottomarino Marsili è ubicato nelle aree centrali del bacino omonimo, all'estremità superiore sx della mappa (immagine concessa dal Dott. M. Marani – CNR-ISMAR di Pisa); **d)** – Carta batimetrica, con la denominazione dei seamounts o edifici vulcanici del Mar Tirreno; **e)** – Ricostruzione tridimensionale del fondale del Tirreno meridionale, visto da N; **f)** – DTM del Marsili il cui asse principale, orientato NNE-SSW, materializza una faglia della Piana Abissale. Le piccole frecce lungo la cresta definiscono i bordi delle principali rotture da DGPV; quelle grosse i versi di movimento di possibili scorrimenti. Le linee tratteggiate delimitano aree instabili, veri e propri bacini di frana; **g)** – Immagine del Marsili da N, ricavata con strumentazione Multibeam Sonar; **h)** – DTM del Vavilov il cui asse principale, orientato NNE-SSW, materializza un'altra faglia del fondale abissale, quasi parallela a quella del Marsili (per simbolismo vedi fig. 19. f); **i)** – DTM del Vavilov (al centro) visto dalla Sardegna. Sullo sfondo il seamount di F. Gioia; **l)** – DTM dell'isola di Stromboli (Isole Eolie, per il simbolismo vedi fig 19. f); **m)** – La frana del 2002 della Sciara di Fuoco a Stromboli. E' evidente l'elevata acclività dei versanti coinvolti, che potrà favorire l'innesco di mobilitazioni anche a seguito dell'impatto di grossi blocchi (bombe) eiettate dalle bocche; **n)** – La frana della Sciara di Fuoco a Stromboli (freccia), vista dall'alto; **o)** – La frana del 2002 della Sciara di Fuoco a Stromboli, vista da terra nel momento del suo ingresso in mare (freccia); **p)** – L'onda generata dalla frana del 2002 della Sciara di Fuoco; **q)** – DTM dell'isola di Vulcano con la perimetrazione delle aree instabili. Specialmente nel versante di SW, a ca. un centinaio di metri dalla costa, sono semiaffioranti cospicui corpi rocciosi franati con ancora evidenti trenches; **r)** – Il cratere di Vulcano, visto da NE. In primo piano, alle falde del vulcano, un antico scorrimento allo stato quiescente; **s)** – Possibile scenario conseguente ad una frana di grandi dimensioni su un versante di un vulcano simile allo Stromboli; **t)** – Stampe d'epoca relative al maremoto del 1783 nell'area di Scilla (Sarconi, 1784); **u)** – Ricostruzione fantasiosa relativa al maremoto del 1755 a Lisbona (Portogallo); **v)** – Ricostruzione fantasiosa di Michele Torcia relativa al maremoto del 1783 nell'area dello Stretto di Messina (notare quanto l'Autore si "ispiri" alla precedente (u) ricostruzione); **z)** – Carta geomorfologica delle DGPV nel territorio di Rosarno – Gioia Tauro (RC). L'area costiera ombreggiata è quella a rischio di maremoto, (Guerricchio et Al., 2000); **w), y), k), j)** – Foto aeree rispettivamente delle zone di Paola (CS), Vibo Marina (VV), Tropea (VV), Sapri (SA), con la delimitazione, nella copia, delle aree inondabili per effetto di un'onda da maremoto alta 10 m (b).

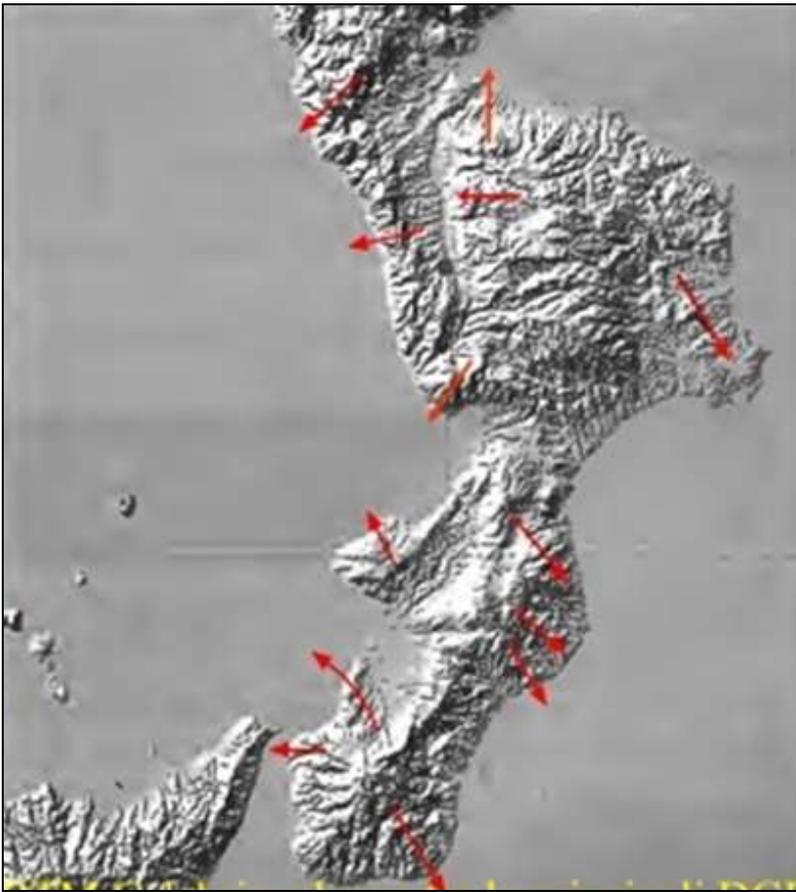
Anno	Regione	Descrizione	Causa	I (M)
79	Campania	Ritiro del mare nel Golfo di Napoli	Eruzione vulcanica	-
1112	Campania	Ritiro del mare di circa 200m	Sconosciuta	-
1613	Sicilia Set.	Inondazione a Naso	Terremoto	5.06
1631	Campania	Ritiro del mare nel Golfo di Napoli	Eruzione vulcanica	-
1638	Calabria Tir.	Ritiro del mare a Pizzo Calabro	Terremoto	7.00
1649	Stretto di Messina	Naufragi di navi nel Porto di Messina	Terremoto sottomarino	5.00
1698	Campania	Oscillazioni del mare nel Golfo di Napoli	Eruzione vulcanica	-
1714	Campania	Ritiro del mare nel Golfo di Napoli	Eruzione vulcanica	-
1726	Sicilia Set.	Ritiro del mare a Palermo	Terremoto sottomarino	5.06
1760	Campania	Ritiro del mare a Portici	Terremoto sottomarino	4.03
1783	Calabria Tir.	Ritiro del mare ed inondazioni	Terremoto	6.09
1783	Stretto di Messina	Oltre 1500 vittime a Scilla	Frana da terremoto	5.09
1783	Calabria Tir.	Innalzamento del mare at Stilo	Terremoto	6.06
1783	Calabria Tir.	Inondazioni a Tropea	Terremoto	5.09
1783	Calabria Tir.	Inondazioni a Bagnara	Terremoto	6.09
1784	Stretto di Messina	Inondazioni a Faro e Catona	Terremoto sottomarino	4.01
1805	Campania	Innalzamento del mare nel Golfo di Napoli	Terremoto	6.06
1813	Campania	Ritiro del mare in Golfo di Napoli	Eruzione vulcanica	-
1823	Sicilia Set.	Barche danneggiate a Cefalù	Terremoto sottomarino	5.09
1847	Campania	Abbassamento del livello del mare a Napoli	Sconosciuta	-
1894	Calabria Tir.	Navi trascinate a terra a Reggio C.	Terremoto	6.01
1905	Calabria Tir.	Inondazioni. Navi danneggiate	Terremoto	7.01
1906	Campania	Oscillazioni del mare nel Golfo di Napoli	Eruzione vulcanica	-
1908	Stretto di Messina	Distruzioni, centinaia di vittime	Terremoto sottomarino	7.02
1916	Isole Eolie	Ritiro del mare ed inondazioni a Stromboli	Terremoto sottomarino	5.01
1919	Isole Eolie	Ritiro del mare ed inondazioni a Stromboli	Eruzione sottomarina	-
1926	Isole Eolie	Ritiro del mare a Salina	Terremoto sottomarino	5.03
1930	Isole Eolie	Inondazione a Stromboli. 2 vittime	Eruzione sottomarina	-
1940	Sicilia Set.	Onde anomale nel Golfo di Palermo	Terremoto	5.03
1944	Isole Eolie	Inondazioni. Case distrutte	Eruzione sottomarina	-
1954	Isole Eolie	Leggero maremoto a Stromboli	Eruzione sottomarina	-
1988	Isole Eolie	Piccole onde da maremoto a Vulcano e Lipari	Scorrimenti	-
2002	Isole Eolie	Gravi danni a Stromboli	Frana da eruzione vulcanica	-

Tab. 1- Elenco sintetico dei maremoti italiani nel Tirreno centro-meridionale (da Tinti et al., 2004, modificata)

T. Satanasso

In sinistra Satanasso colpisce per la sua singolarità la DGPV che si sviluppa nel versante occidentale di T.ne S. Pietro (770 m) totalmente nel Complesso calcareo- argilloso (Fig. 22. b). Essa immerge a WSW con 45° di inclinazione, ma non mancano però immersioni e inclinazioni diverse in funzione delle deformazioni gravitative subite dal corpo. Detta DGPV è stata controllata e

condizionata dalla giacitura a franapoggio della struttura; in essa si riconoscono almeno quattro principali rotture che sembrano aver creato, nel loro reciproco “ribassamento”, delle strutture multiple di scorrimenti del tipo “cono in cono” (Fig. 22. b). La prima (principale) ha generato una parete alta ca. 100 m, alla cui base ha inizio il primo corpo “ribassato” che, da località Piano del Giudice, giunge fino ad Acqua Fieta; la seconda, di località Turco (630 m), ha larghezza 500 m ca. e lunghezza di 1.200 m, la terza, di località Rucci (565 m) e di pari lunghezza della precedente, ha larghezza max di 600 m. Lunghezza e larghezza complessive max della DGPV, misurate da NW a SE e da NE a SW, sono rispettivamente di 2 e 1,750 km. Oltre alla giacitura a franapoggio della struttura ha giocato un ruolo significativo la grande antica frana del versante opposto di località compresa tra la V.le della Nuda e Gagliardi, che nel suo spostamento verso E ha deformato il corso d’acqua del Satanasso spostandolo di oltre 2 km (due km) verso la base del versante di Manche S. Pietro e T.ne S. Pietro, che viene eroso al piede innescando la richiamata DGPV (Fig. 22. b).



a)



b)

Fig. 22. a) – Principali DGPV o DGT in Calabria, coinvolgenti formazioni e rocce del “cristallino”, oltre che quelle sedimentarie; b) – Scorrimenti multipli in sinistra T. Satanasso (Piana di Sibari) innescati dal macroscorrimento nel suo versante destro.

Territorio del M.te Cerviero, dell'abitato di Mormanno e di Verbicaro

Il Monte Cerviero è una struttura subparallelepipedica, tozza, che ha subito un sollevamento con basculamento verso SSE, cui si deve lo “scaricamento” di masse dolomitiche e calcaree, profondamente fessurate, dell'Unità di Verbicaro, (Guerricchio et Al., 1994). Lo scivolamento ha espanso a raggiera tutte le formazioni presenti, compresi i conglomerati e le breccie calcaree del Paleogene, cui sono associate rocce laviche (Fig. 22. b). Nelle numerose rotture gravitative e depressioni ad esse associate, che simulano fenomeni carsici, la serie di fossi subparalleli nella zona di cresta del Cerviero, a direzione SE, è interpretabile come macrostrie del suddetto movimento. Sul suo versante NW, dove pure sono riconoscibili fossi di simile origine, è individuabile un altro enorme scivolamento dell'Unità del Frido fino al Torrente Battendiero, da quota 900 m fino a 350 m, da considerarsi un movimento pseudotettonico (Fig. 22.d). Sul versante di SW è presente l'insaccamento della zona de “la Torretta” (1.045 m), costituita dalle stesse rocce del Cerviero; verso l'abitato di Mormanno lo scivolamento dei rilievi di quota 1.002 m e Felicita (1.012 m) determina uno spandimento di un mosaico di grosse unità verso NW in dolomie del Trias, su alcune delle quali poggia l'abitato di Mormanno (Figg. 22. a, b). Tali masse hanno anche chiuso il Torrente Battendiero, sbarrandone un tratto di 2 km, con formazione di un bacino lacustre a monte, già sede di una depressione tettonica (lago de “il Pantano – piano dell'Avena”), connessa con la struttura a “vortice” (Fig. 22. c), incrementando viepiù la permeabilità dei terreni lapidei e non solo (Guerricchio, 1991). Nella recente crisi sismica nella zona dell'abitato è alquanto verisimile che esso abbia subito fenomeni di risonanza, non essendo radicati i corpi rocciosi su cui poggia.

Movimenti pseudo tettonici e grandi frane, connessi più o meno con le strutture a vortice, si riscontrano nelle zone marginali della Catena del Pollino ed in quella dell'Unità di Verbicaro, ad es. nel territorio dell'omonimo centro abitato (Figg. 22. d, e), non distante dall'area più direttamente coinvolta dalla tettonica tardo pleistocenica (Fig. 22. c). Si sottolinea, ancora, che è in questo territorio ove si produce nel M.te di Mormanno (1002-956 m sul l.m.m.) l'antica grande frana da scorrimento rotazionale, la cui scarpata principale ricade nel versante occidentale del M.te la Riverita (1152 m), di pari litologia di quella del M.te Cerviero (freccia), (Fig. 22. a). Il F. Battendiero, spostato verso W di oltre 400 m, ha innescato nel suo versante sinistro frane con vergenza opposta (Fig. 22. a). Il movimento a “vortice” aveva già sconvolto l'intero territorio mormannese, incrementando viepiù la permeabilità dei terreni lapidei e non solo (Guerricchio, 1991).

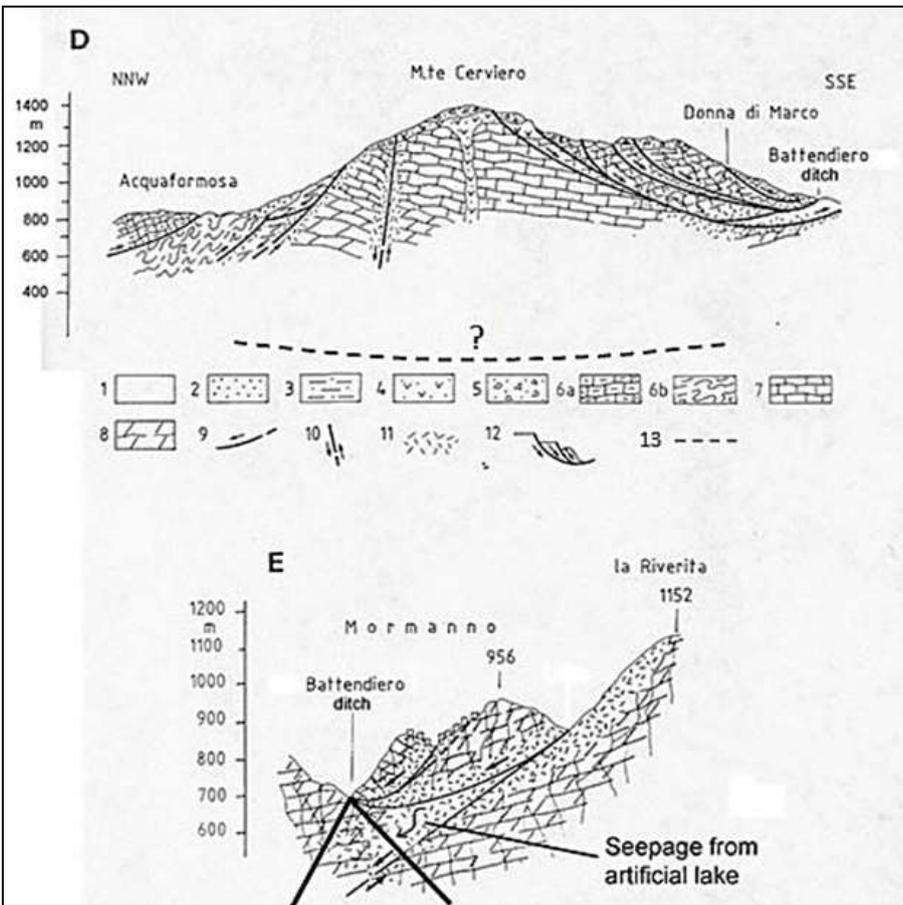
Verbicaro

L'instabilità diffusa del territorio di Verbicaro (CS) è dovuta alla Formazione delle Crete Nere (Unità Liguride del Cretaceo Inferiore-Eocene), “formazione strutturalmente complessa”, ed a masse carbonatiche del Trias Superiore-Oligocene, entrambe alloctone, coinvolte in DGPV (Figg. 22. d, e, f, g), (Guerricchio, 1992). In molte parti del territorio sottili livelli mostrano una facies semi-metamorfica, così da apparire come delle filladi. Inoltre, molte grandi masse carbonatiche, mobilizzate da antiche deformazioni gravitative, “galleggiano” sui terreni delle Crete Nere e sulle coperture detritiche di frana (Fig. 22. g). Quest'ultime sono litologicamente composte soprattutto di argilliti, seppure blocchi lapidei calcarei sono molto diffusi. Esse si mostrano come una sorta di caotica miscela di pezzi carbonatici di varie misure in un corpo argillitico originatosi dalle Crete Nere. La geomorfologia del territorio di Verbicaro è caratterizzata da numerosissimi movimenti franosi, essenzialmente rimobilizzazione di antiche frane, cui si aggiungono quelle dei tempi più recenti, che coinvolgono tutti i versanti, dalla loro sommità fino agli alvei dei corsi d'acqua ai loro piedi, (Fig. 22. e), (Guerricchio, 1992). Ciò in conseguenza, come detto, dell'approfondimento del reticolo idrografico nella Catena Appenninica ed anche come effetto dell'abbassamento del livello marino, che, ca. 15.000 anni fa, raggiungendo i -120/130 al di sotto di quello attuale, indusse i versanti ad adattarsi al nuovo cambiamento altimetrico attraverso impressionanti movimenti di

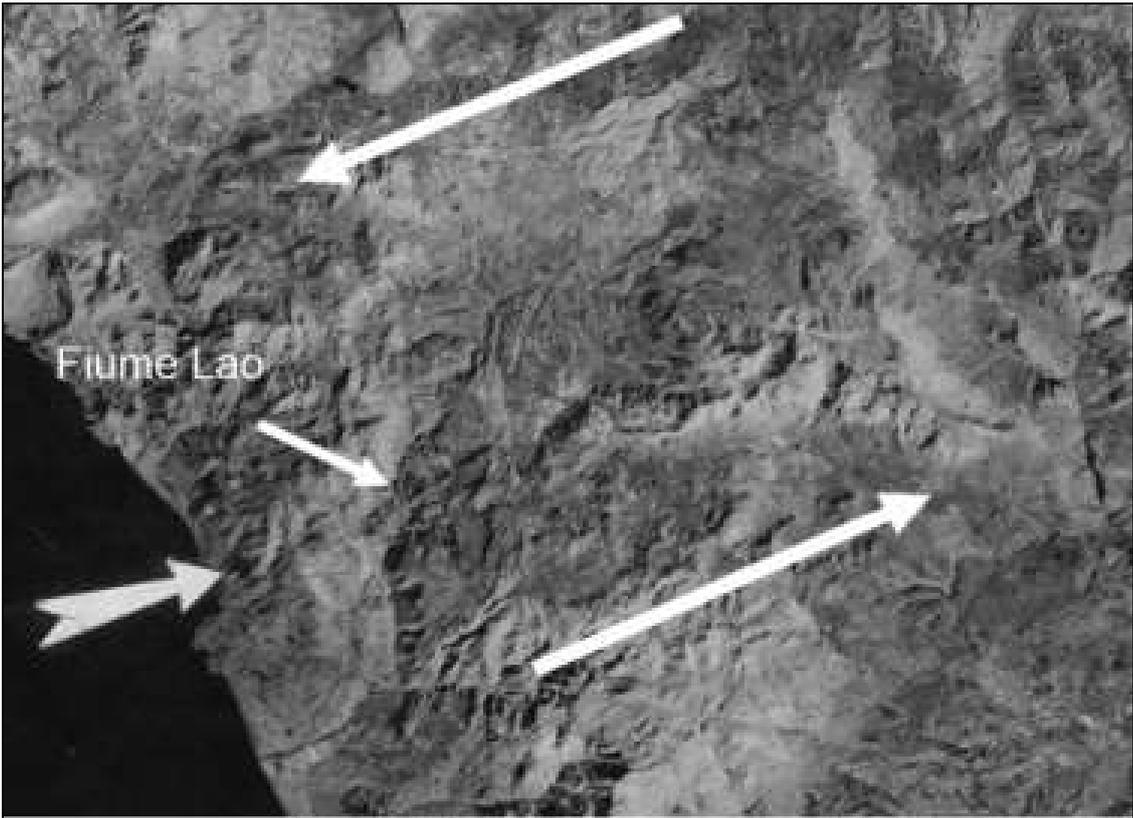
versante, ancora oggi in lenta deformazione (Fig. 22. e). A tal proposito, il bacino idrografico del T. San Domenico, a valle dell'abitato di Verbicaro, ben rappresenta questa evoluzione geodinamica. Infatti, vi si riconosce un movimento di back-thrusting verso SW dei materiali argillitici in contatto tettonico sull'Unità calcarea di Verbicaro su una superficie a ca. 600 m sul l.m.m. ed anche dei calcari dell'Unità di Verbicaro che hanno una struttura a franapoggio. Tali movimenti hanno prodotto lo spostamento del T. San Domenico e l'attuale asimmetria della valle. La "fascia di rinfrescamento" (cioè una fascia ringiovanita o riesumata) di ca. 100 m di lunghezza nella zona di contatto tra le masse argillitiche e calcaree è prodotta dal lento movimento verso il basso delle prime, una prosecuzione dell'antico fenomeno di "macroscivolamento" o "movimento pseudotettonico". In questo contesto di frane complesse, si verificano movimenti relativamente superficiali nella copertura detritica, coinvolgendo una gran parte dell'abitato e sviluppandosi molto rapidamente rispetto alla velocità delle DGPV (Fig. 22. e), con magnitudo tale da provocare il collasso di alcuni edifici per civile abitazione. Pertanto l'innescò di attuali movimenti gravitativi è variabile in funzione delle litologie coinvolte; per quelle detritico-argillose e argillitiche sarà il fattore pluviometrico, mentre per le rocce lapidee (calcari, dolomie) dipenderà dai movimenti che possono interessare i corpi rocciosi a comportamento geotecnico plastico che ne formano il sostegno e dalle falde idriche che in tali casi si creano. Per tutti, poi, è, ovviamente, la gravità la forza che governa i movimenti sia delle rocce argillitiche che di quelle lapidee.

Canna

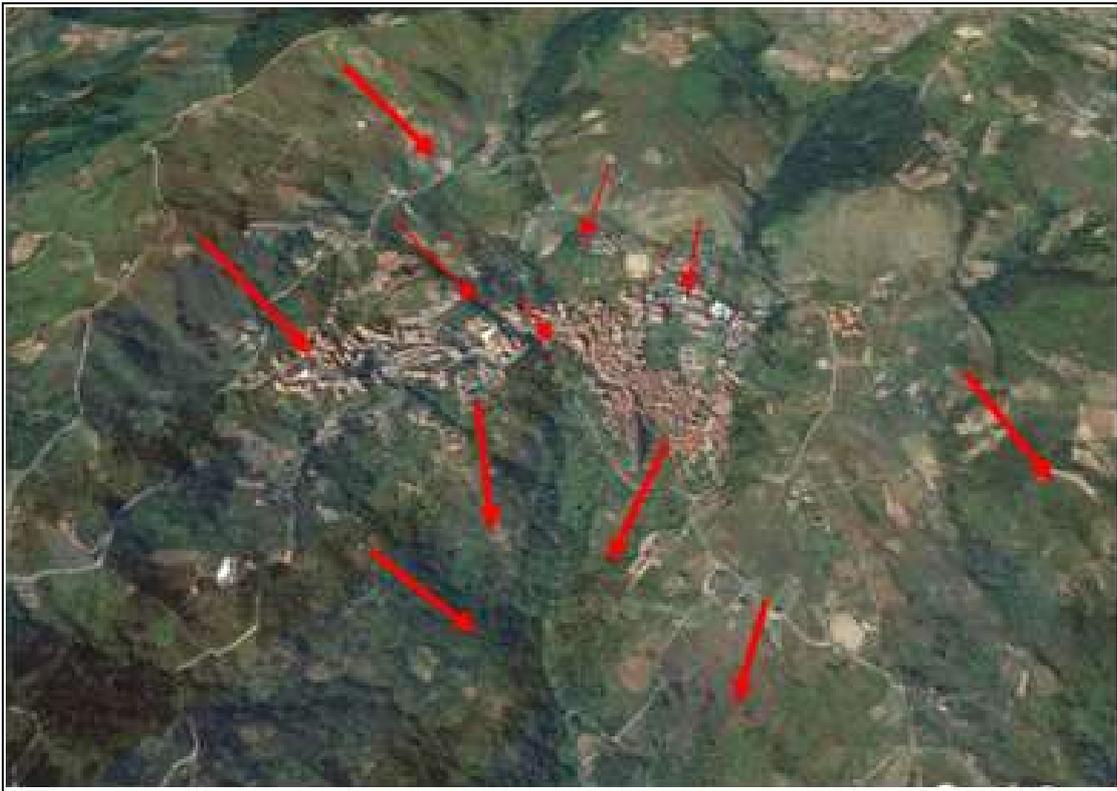
Tra le Grandi Frane che caratterizzano il bacino del Torrente Canna (Calabria Ionica settentrionale), il territorio nel quale ricade l'abitato di Canna presenta motivi di interesse geologico, strutturale, geomorfologico e sociale. La frana di Canna è un esempio di DGPV di vasta estensione e notevole profondità, raggiungendo oltre 3 km di lunghezza, ca. 2 km di larghezza nella zona di piede e oltre un centinaio di m di profondità; pertanto è ben visibile anche da satellite (fig. 22. h), (Guerricchio, 1992). Due elementi in particolare denunciano la presenza di un corpo che ha subito di recente uno spostamento: la scarpata principale arcuata e il forte restringimento del letto del Torrente Canna prodotto dalla colata nella zona di piede. Quest'ultimo motivo ha prodotto uno sbarramento nel torrente originando un lago di lunghezza di ca. 1 km. Geologicamente, il territorio è dominato dal Complesso Sicilide, che poggia per sovrascorrimento tettonico, come scaglia, sulla formazione finale del Complesso Liguride, il così detto "Flysch di Albidona", affiorante nelle vicinanze dell'abitato, (Guerricchio, 1992).



b)



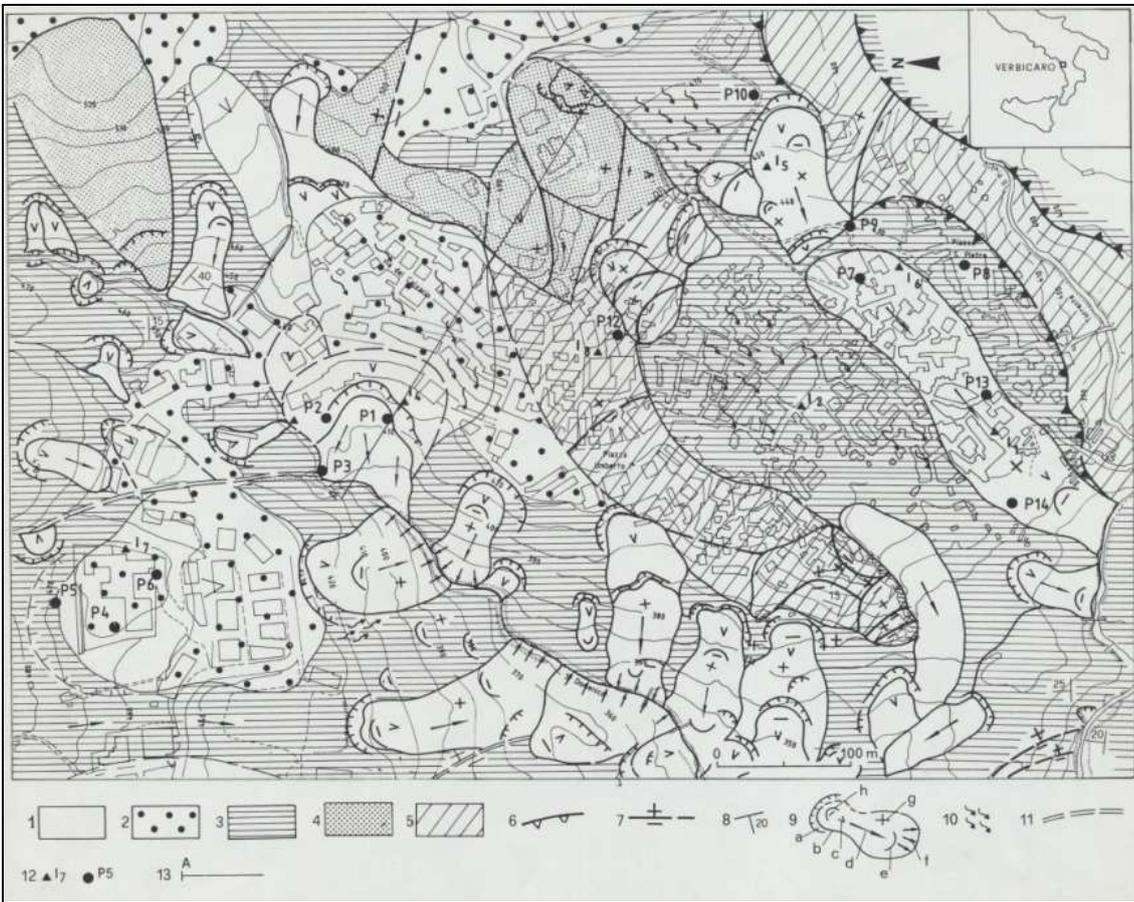
c)



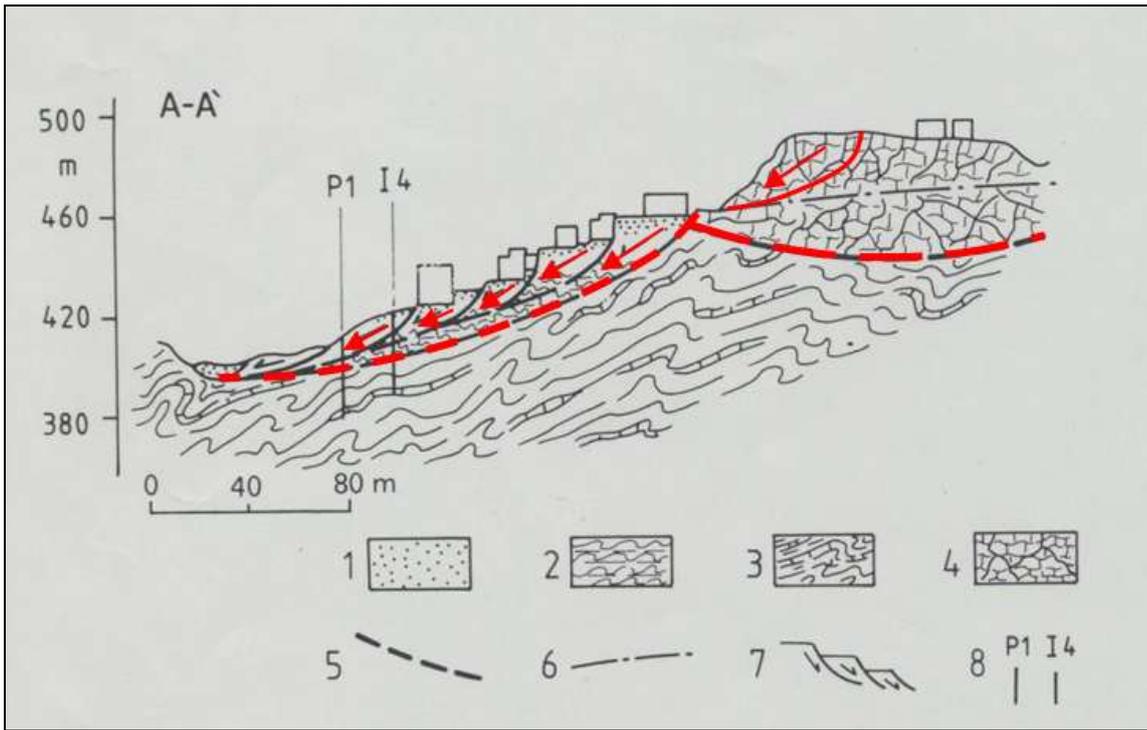
d)



e)



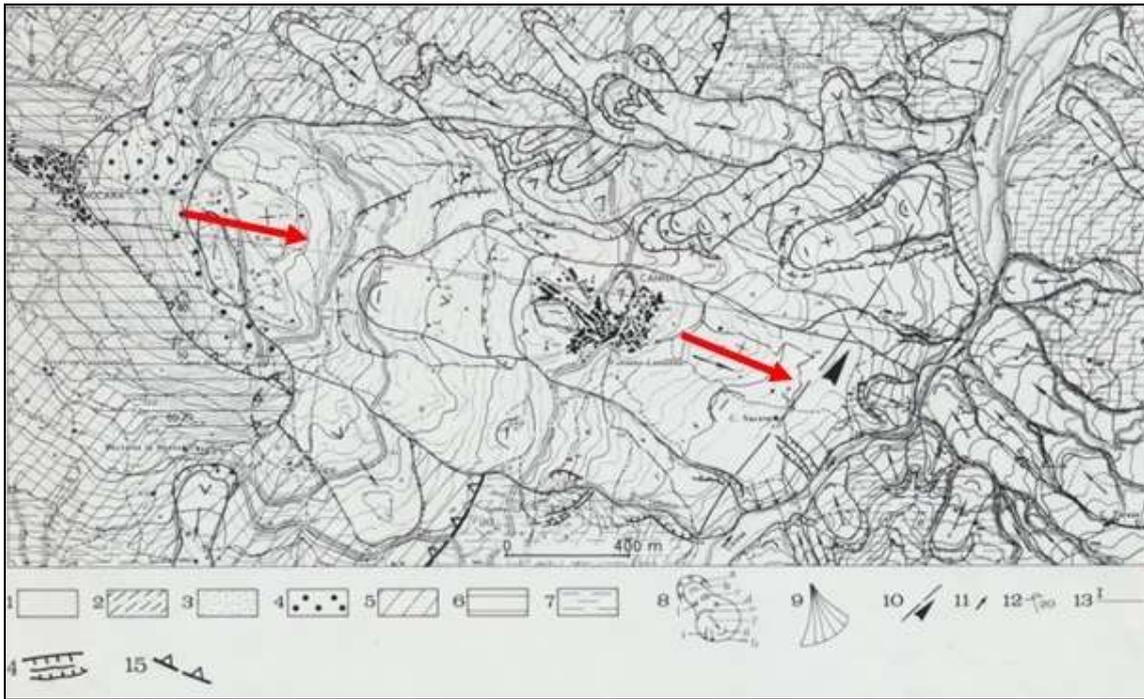
f)



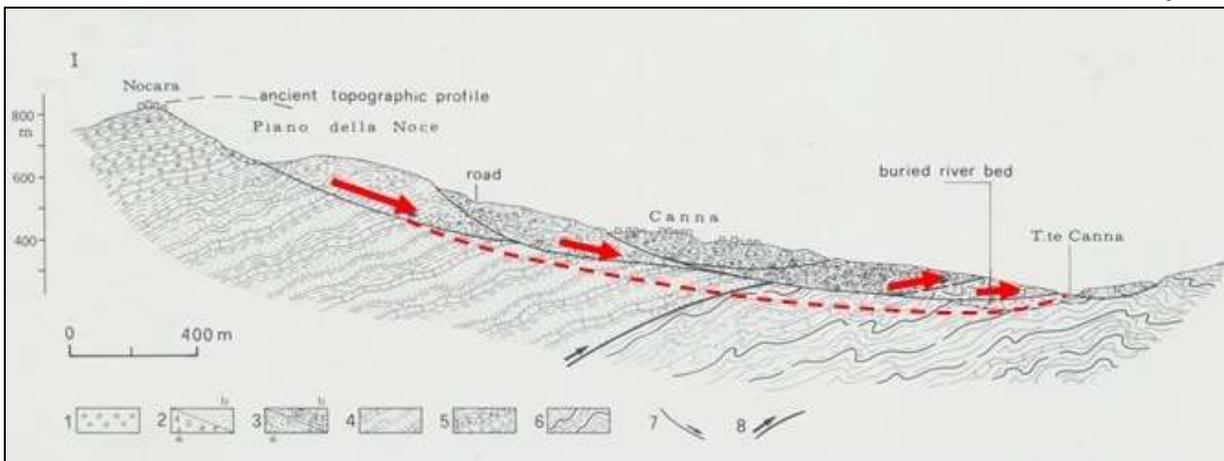
g)



h)



i)



ii)

Fig. 22. **a)** – Mormanno (CS) ricade su un' antica DGPV di dolomie la cui scarpata è facilmente ben individuabile nella parte bassa del versante occidentale del M.te la Riverita, seppure la rottura principale (nascosta) inizia proprio dalla sommità del rilievo stesso (freccia verticale), (da Guerricchio, 1991); **b)** – Sezioni geologiche interpretative della DGPV, che evidenziano anche la condizione di grande permeabilità delle rocce calcareo-dolomitiche dell'area di Mormanno – M.te Cerviero; pertanto, la recente crisi sismica di quell'area può essere ragionevolmente attribuibile, come prima causa, alla loro saturazione da parte delle acque del Lago di Mormanno, che avrebbero svolto la funzione di “lubrificanti” lungo le fratture delle rocce, facilitandone il loro movimento relativo a scatti, (da Guerricchio, 2018); **c)** – Il movimento a “vortice”, generato da una coppia di sforzi (o momento di forze) nella porzione nord-occidentale della Catena del M. te Pollino, ha ulteriormente sconvolto l'intero territorio nel quale ricade Mormanno, (da Guerricchio, 1991, 2018; Guerricchio et al., 1996); **d)** – Le DGPV (o DGT?) nel territorio di Verbicaro e nella zona dell'abitato ove affiora l'Unità delle Crete Nere; **e)** – Carta geomorfologica di una parte del territorio di Verbicaro (CS): 1. Principali scarpate e trenches prodotti da “sackungen”; 2. Nomenclatura di una frana: a) scarpata principale; b) limite del corpo di frana; c) depressione; d) rigonfiamento; e) colata; f) spostamento laterale d'alveo; g) creep; h) direzione principale di movimento; i) scorrimenti traslazionale e rotazionale. 3. Direzione generale di movimento delle DGPV; 4. Antiche faglie normali agenti al presente come scarpate principali di frane “superficiali”; 5. Limite di bacino idrografico; **f)** – Carta geologica dell'abitato di Verbicaro

e immediati dintorni: 1. Depositi alluvionali; 2. Talus alluvionale o di frana (Olocene); 3. Formazione delle Crete Nere o Flysch Nero (Unità Liguride, Cretacico Inferiore-Eocene), 4. Calcareniti con livelli argilloso-marnosi (Triassico Medio); 5. Dolomie e calcari dolomitici (Unità di Verbicario, Triassico Superiore-Oligocene); 6. Sovrapposizione tettonica; 7. Faglie e fratture principali; 8. Giacitura degli strati; 9. Nomenclatura di una frana: a) Coronamento e scarpata principale; b) Limite del corpo di frana; c) Scorrimenti rotazionali e traslazionali; d) Direzione principale di movimento; e) Colata; f) Spostamento laterale d'alveo; g) Rigonfiamento; h) Depressione; 10. Creep; 11. Rotture da DGPV; 12. Inclinatori (I^5) e piezometri (P^5); Linea della sezione geologica, (da Guerricchio, 1992); **g** – Sezione geologica: 1. Riempimento artificiale; 2. Argilliti a struttura caotica (terreni di copertura); 3. Formazione delle Crete Nere; 4. Dolomie e Calcari dolomitici; 5. Contatto di origine pseudo-tettonica; 6. Superficie piezometrica; 7. Corpo di frana; 8. Piezometro (P^1), inclinometro (I^4); **h** – Google di Nocara-Canna. Le frecce delimitano il corpo della DGPV, che nel suo primo movimento ha pure sbarrato la fiumara omonima, vistosamente deviata, creando un bacino lacustre oggi rappresentato dai depositi ciottolosi nell'aveo a monte del piede della frana stessa; **i** – Carta geologica e geomorfologica di Canna (CS): 1. Corpi di frana; 2. Depositi alluvionali terrazzati (Attuale); 3. Depositi lacustri nel trench principale e nelle depressioni di frana (Recente); 4. Debris da crolli (Recente); 5. Arcosi litiche con conglomerati e paraconglomerati (Flysch di Nocara: Membro del Serrone - Aptiano-Cenomaniano); 6. Arenarie con livelli argillosi (Flysch di Nocara Membro di Colle Cappella (Aptiano-Cenomaniano)); 7. Argille Varicolori Scagliose (Cretacico Superiore-Oligocene); 8. Nomenclatura delle frane: a) Coronamento e scarpata principale; b), c) Depressioni aperte e chiuse; d) Rigonfiamenti; e) Scarpate secondarie; f) Direzione prevalente di movimenti; g) Colate; h) Limite del corpo di frana; i) Spostamento laterale d'alveo; l) Frane rotazionali; 9. Conoidi; 10. Probabile antico limite del lato sinistro del fiume e direzione della corrente idrica; 11. Linee di corrente nel letto fluviale producenti erosione di sponda; 12. Strati rovesciati; 13. Linea di sezione; 14. Trenches laterali; 15. Contatto tettonico; **i** – Sezione geologica della frana di Canna: Depositi alluvionali; 2. Debris (a) e depositi "lacustri" (b); 3. Corpo di frana: (a) scorrimento poco deformato; (b) scorrimento molto deformato con blocchi rocciosi incorporati; 4. e 5. Membri di Colle Cappella e Membro del Serrone del Flysch di Nocara; 6. Argille Varicolori Scagliose; 7. Superficie di scorrimento; 8. Sovrapposizione tettonica, (da Guerricchio, 1992).

Fiumare Satanasso, Saraceno e abitato di Plataci (CS)

L'intero territorio delle Fiumare Satanasso, Saraceno e abitato di Plataci (Calabria di NE) ha molto risentito dell'esteso complesso caotico, scaricato dal sollevamento e basculamento verso NE dell'unità calcarea del Monte Sellaro (1439 m) nel tardo Pleistocene (Fig. 23. a). Esso, successivamente, viene ripreso da grandi movimenti franosi, per lo più con meccanismo di colata-debris flow, per richiamo verso le depressioni vallive, (Figg. 23. a, b). Detto complesso, pertanto, è costituito dal mescolamento di terreni provenienti da varie formazioni, quali le Crete Nere, Saraceno ed Albidona (Figg. 23. a, b) ed interessa soprattutto il T. Satanasso. I corpi delle paleocolate, che hanno invaso gli antichi alvei, sono stati dissecati e scomposti dal reticolo idrografico con profondità fino a 70/80 m. I lembi di tali paleocolate, ormai stabili per giacitura e con superfici abbastanza regolari, oggi potrebbero essere scambiati per resti di antichi terrazzi fluviali; sono questi, invece, dei resti dei più antichi debris flows osservabili, (da Guerricchio et Al., 1996; 2004).

Sempre nel bacino del T. Satanasso, in sinistra corso d'acqua, dove affiorano le formazioni del Saraceno e di Albidona, prevalgono gli scorrimenti, mentre in destra, dove affiorano le Crete Nere e la Formazione di Albidona, le colate.

Nel versante sinistro il sottobacino di località Canale del Frasso è coinvolto da una serie di scorrimenti, favoriti da giaciture a franapoggio e probabilmente dalle faglie trascorrenti. Sullo stesso versante, tra monte Capo dell'Uomo e la località La Montagnella (1296-1080), è attivo un grande scivolamento, la cui lunghezza è di ca. 2,5 km e la larghezza al piede è di ca. 1750 m. Il

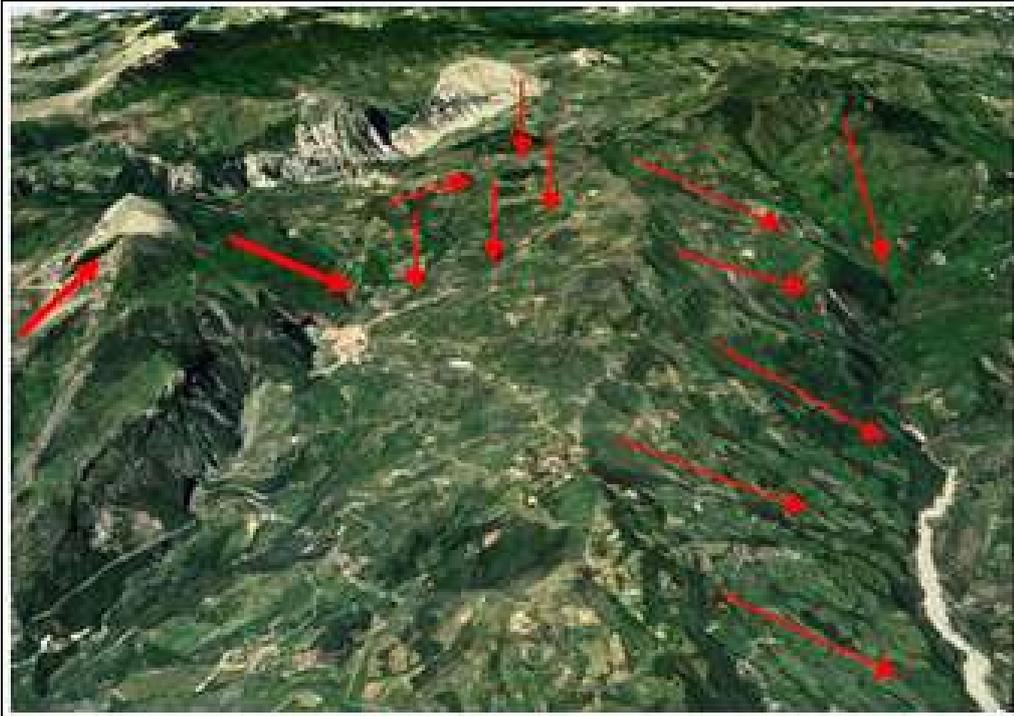
bacino che si origina dalla suddetta località La Montagnella è stato interessato da un notevole svuotamento da frana, il cui materiale sta alimentando il debris flow dell'alveo principale di tale sottobacino, con prosecuzione in quello del T. Satanasso per almeno 1.5 km, (da Guerricchio et Al., 1996).

In definitiva, il meccanismo di rifornimento di materiale solido in alveo è vario: un'immissione diretta delle lingue di colata e di debris flow, che vi continuano a defluire per lunghi tratti; altre volte si arrestano per brusca diminuzione della pendenza oppure per allargamento della sezione d'alveo e vengono riprese da processi di erosione, trasporto elemento per elemento, oppure ripartono in massa formando altri debris flow. Con tale meccanismo di trasporto misto si è formato in tempi sub attuali l'ampio conoide di deiezione allo sbocco della Piana di Sibari (Figg. 23. a''; a'''), che insieme al trasporto solido attuale sta ad indicare una forte attività franosa e quindi tettonica nel bacino, (Guerricchio & Melidoro, 1975).

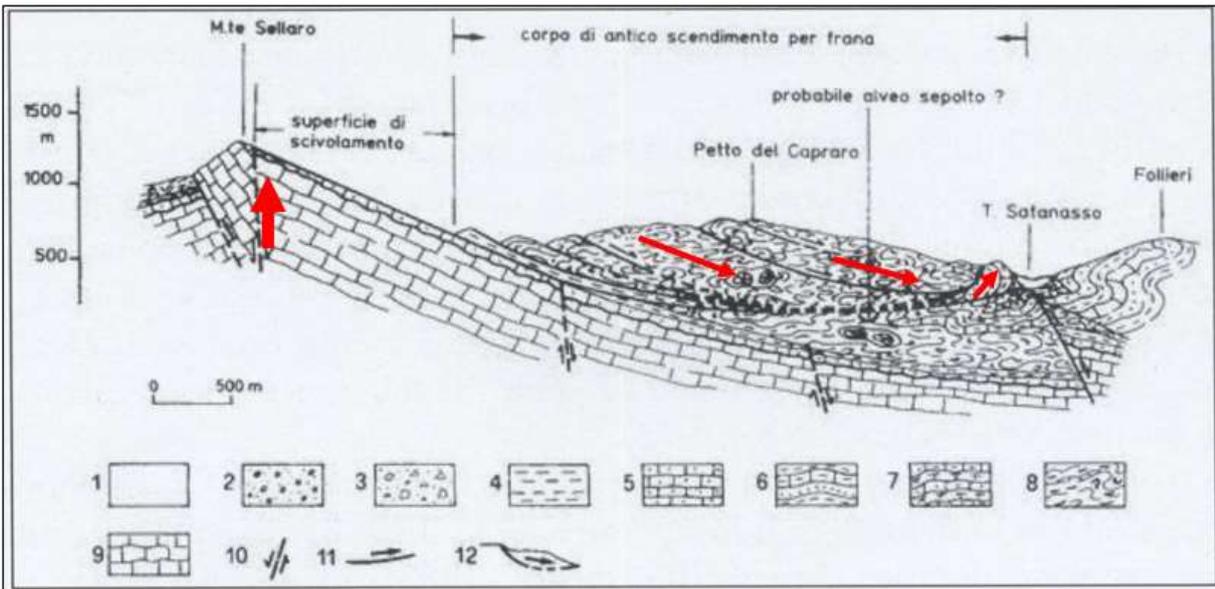
L'intera area della Fiumara Saraceno è caratterizzata da una diffusa, estesa e profonda franosità in continua evoluzione, come se i versanti fossero alla costante "ricerca" di una stabile condizione di equilibrio che, invece, sono ben lontani dal raggiungere (Fig. 23. a). Tale considerazione, peraltro, assume carattere generale estensibile ad ampie plaghe dell'Appennino in genere, ove l'attività della neotettonica appare ancora in atto, come documentano i dati del suo progressivo sollevamento, con le relative variazioni delle linee di costa marine che, provocando l'approfondimento del reticolo idrografico, vede "costretti" i versanti ad un continuo adeguamento delle mutate condizioni altimetriche cui si associa una maggiore capacità erosiva dei corsi d'acqua (Guerricchio & Mastromattei, 1991).

Coerentemente con il quadro generale testè descritto, l'intero versante su cui ricade l'abitato di Plataci (CS) è aggredito da fenomeni di erosione rimontante testimoniata da numerose incisioni in rapido approfondimento (Fig. 23. a). Tra queste risultano molto evidenti i fossi "Valle del Duca" e "Canale Grande", che, con andamento tra loro quasi parallelo decorrente da WNW a ESE, convergono solo nel tratto finale poco prima di immettersi nella Fiumara Saraceno, (Fig. 23. a), (Guerricchio & Mastromattei, 1991). Essi si presentano particolarmente incisi nelle parti medio - alte e basse del versante, circostanza tipica di molte zone prossime al collasso, in cui l'attività erosiva facilmente intacca terreni molto rilassati per effetto di pregresse mobilitazioni e con caratteristiche fisico - meccaniche assai scadenti. A tal proposito possono ricordarsi gli analoghi motivi morfologici riscontrati in vasti e profondi movimenti gravitativi di versante quali ad esempio quelli della frana "Colella" (fiumara Amendolea), della fiumara Buonamico entrambe in Aspromonte, del Vajont, della Val Pola (Valtellina), per citarne alcune significative. In tutte queste aree erano già da tempo molto evidenti numerosi segni premonitori dei movimenti quali, per l'appunto, la costante presenza di fossi in rapido approfondimento per erosione rimontante all'interno o lungo i margini esterni degli ammassi rocciosi fortemente rilassati ed alterati ("binari di movimento"), (Guerricchio & Melidoro, 1969, 1973, 1986).

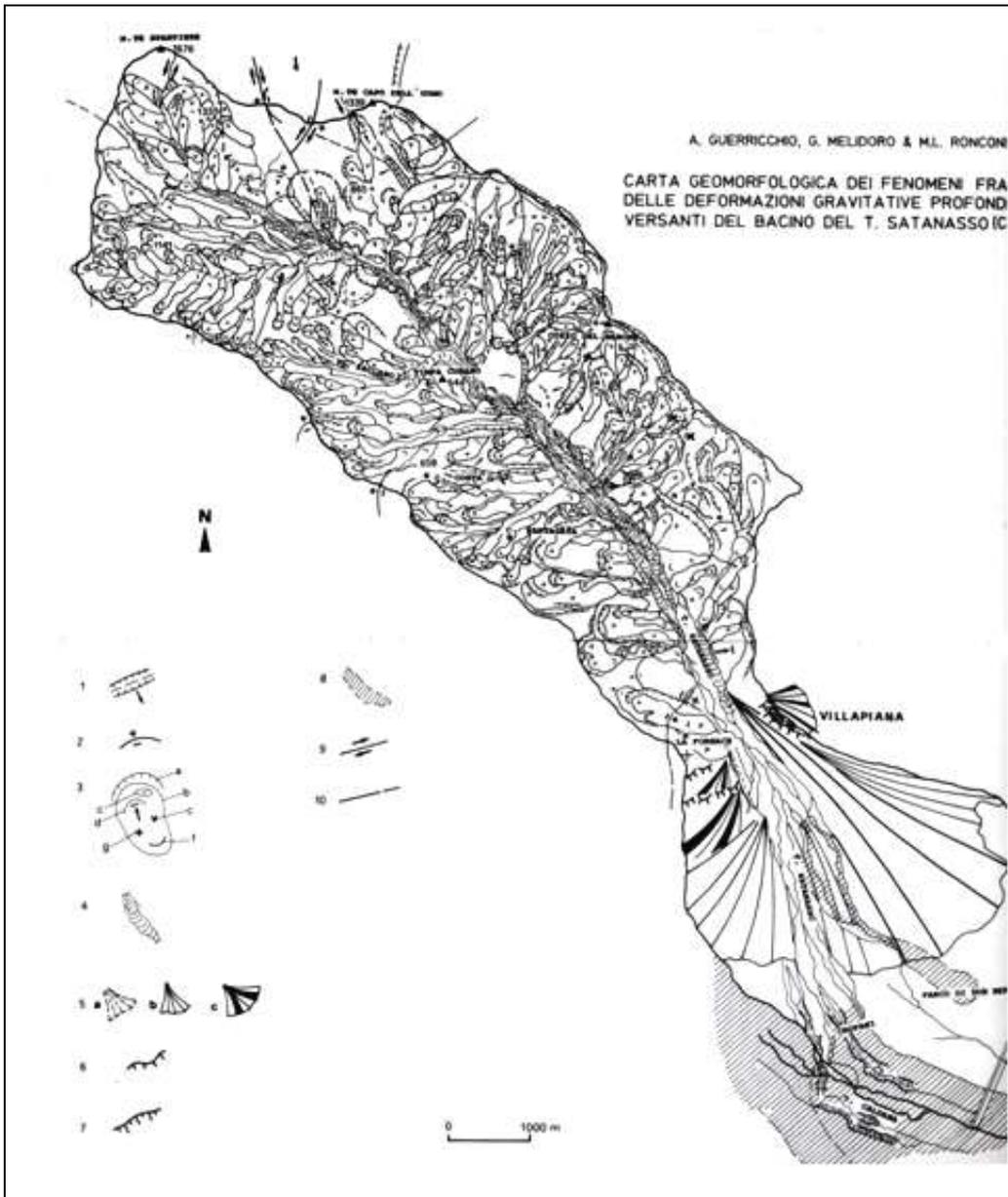
Pertanto, tornando a Plataci, i due fossi su richiamati definiscono rispettivamente i fianchi sinistro e destro dell'ammasso in procinto di mobilitarsi, la cui evoluzione potrà coinvolgere, in tempi non facilmente quantificabili ma certamente non molto lontani, anche l'intero centro abitato. Allo stato attuale sono molto chiari i movimenti per scivolamento e scorrimento rotazionale, talora passanti a colate, del versante medio - basso che vanno ad alimentare il cono di deiezione presente al piede del versante da classificarsi come "*landslide fan*". Come pure sembra un *landslide fan* il deposito alla foce del Satanasso (Fig. 23. b), ove converge il debris flow alimentato dai corpi delle vaste frane attive in tutto il suo bacino e in particolare da quella del versante di Plataci, (da Guerricchio & Mastromattei, 1991). In tale situazione geomorfologica in evoluzione e soprattutto per l'incolumità pubblica, molto opportuno sembrò proporre allora il monitoraggio di tipo inclinometrico, che oggi più adeguatamente può attuarsi mediante l'interferometria spaziale, (da Guerricchio & Mastromattei, 1991).



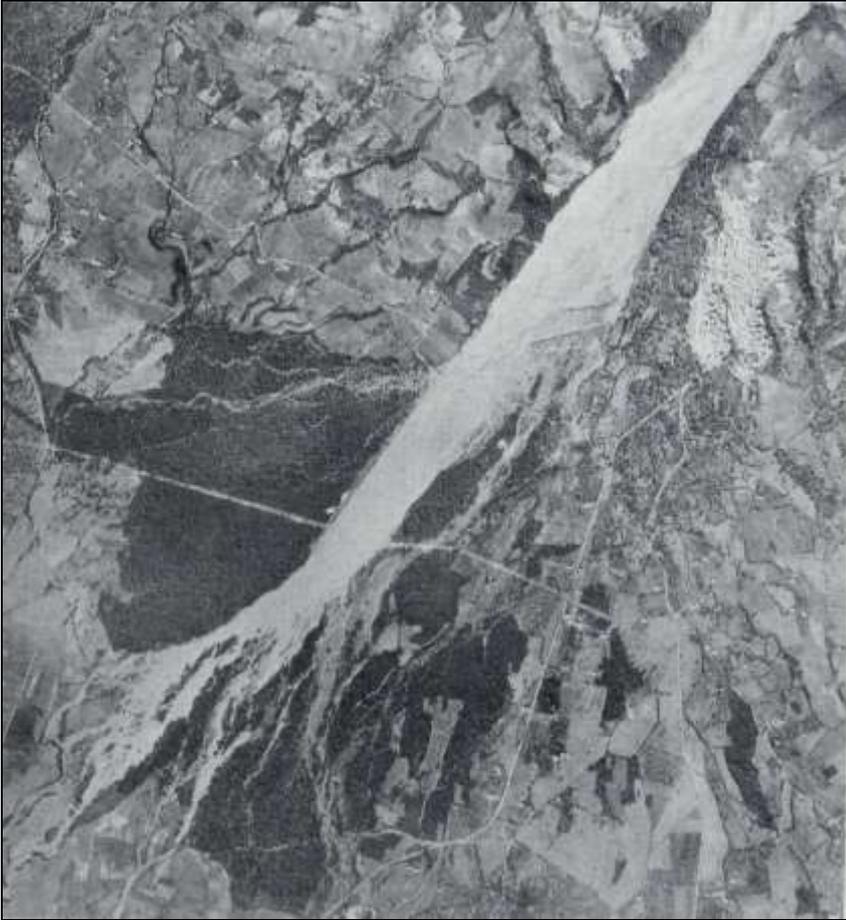
a)



a')



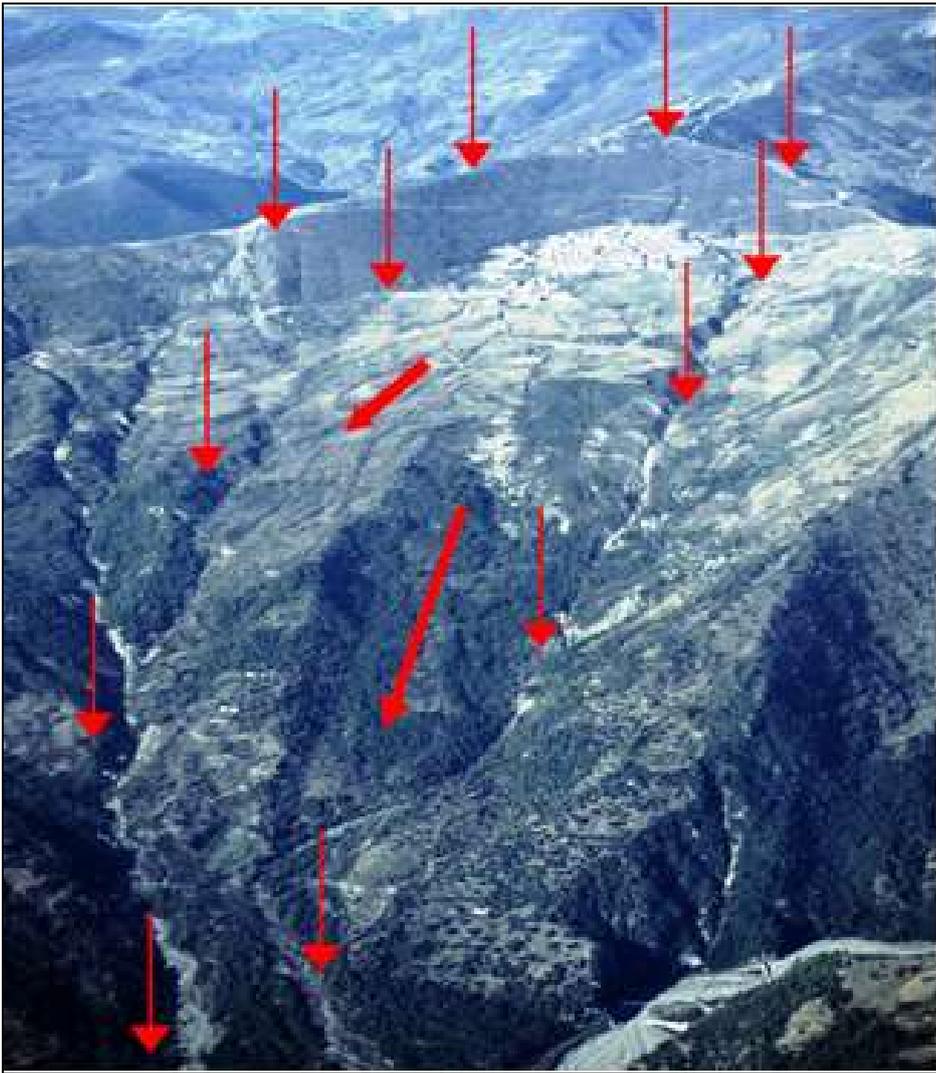
a'')



a''')



b)



c)



d)

Fig. 23. **a)** – Dal versante orientale del rilievo di Serra del Gufo, a seguito del suo innalzamento (freccia con punta verso l'alto), sono state “scaricate” verso E (freccia con punta verso il basso), cioè verso il T.

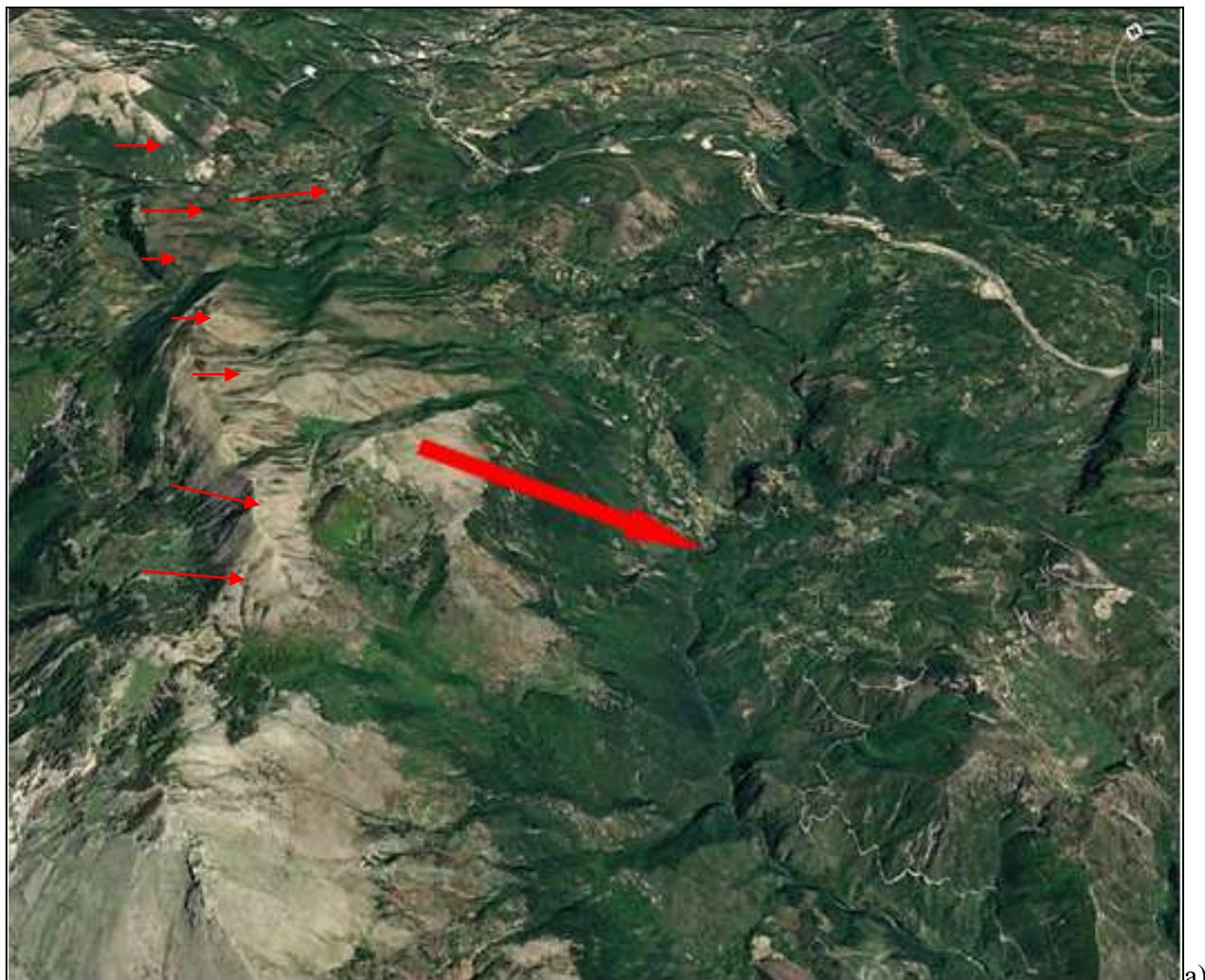
Satanasso) le unità fliscioidi poggianti sulle masse calcaree, costituenti le vaste DGPV di quell'area; a') – Bacino del T. Satanasso: sezione geologica della fig. precedente: 1. Detriti di frana; 2. Depositi alluvionali – Attuale e Recente; 3) Accumuli di frana antichi; 4. Marne e paraconglomerati. Formazione del Bifurto - Miocene Inferiore; 5. Calcareniti con alla base marne. Formazione di Cerchiara - Miocene Inferiore; 6. Arenarie, marne e conglomerati. Flysch di Albidona – Burdigaliano-Langhiano; 7. Calcilutiti e calcareniti con selce, marne, arenarie e micro conglomerati. Formazione del Saraceno. Eocene sup.-Oligocene; 8. Argilliti scagliettate, quarzosiltiti, calcareniti inglobanti vulcaniti e metamorfiti. Complesso Liguride. Cretaceo - Oligocene?; 9. Calcari. Cretaceo; 10. - 11. Faglie dirette e inverse; 12. Corpo di frana; a'') – T. Satanasso (Calabria Ionica Settentrionale): Carta Geomorfologica dei fenomeni franosi e delle DGPV: 1. Trenches e verso delle trazioni; 2. Rottura da DGPV e da Grandi Frane; 3. Nomenclatura di una frana: a) Ciglio e Scarpata principali; b) Limite; c) Conche; d) Depressioni; e) Scorrimenti vari e versi di movimento; f) Colate: g) Rigonfiamento. Al piede dei corpi di frana, di norma, è prodotta la deviazione laterale d'alveo. 4. Tratti con debris flow in alveo, con formazione di coni di deiezione da frana a valle, in corrispondenza di brusca diminuzione della pendenza oppure di allargamento dell'alveo; 5. Coni di deiezione da frana: a) allo sbocco di fossi, attuali; b) allo sbocco della Piana di Sibari, attuali e recenti; c) antichi, wurmiani? 6. Orli di "terrazzi" nei depositi continentali pleistocenici; 7. Profonde scarpate di erosione fluviale nel corpo del conoide principale nell'asta terminale del T. Satanasso; 8. Zone di rottura d'argine con straripamenti e allagamenti; 9. Faglie trascorrenti; 10. Faglie; a''') – Grande conoide di deiezione del Torrente Satanasso allo sbocco nella Piana di Sibari, alimentato da debris flow e, attualmente, da trasporto solido di tipo idraulico, con fenomeni di profonda reincisione; b) – La diffusa deformazione gravitativa dell'intero versante destro del T. Saraceno prossimo allo sbocco, con l'abitato di Plataci; c) – Vista aerea della DGPV di Plataci (CS) (bacino F. Saraceno), sottostante l'antica scarpata di frana, oggi boscata; i due evidenti fossi definiscono i fianchi ("binari") dell'attuale movimento di massa e accerchiano verso monte l'abitato stesso. In primo piano la zona già "svuotata" da movimenti molto recenti; poco al di sotto dell'abitato una rottura triangolare costituisce la scarpata dell'unità di frana su cui sorge il cimitero (freccia verticale). Esternamente ai due fossi, in evidente approfondimento, si osservano "strappi" da scorrimento traslazionali multipli. La deformazione, in lenta evoluzione, coinvolge il Flysch di Albidona (arenarie e argille) del Burdigaliano - Langhiano. Le frecce definiscono la DGPV principale; d) – Conoide della zona di foce del T. Saraceno, i cui lineamenti morfodinamici sono pure quelli da debris flow, alimentato dai corpi di frana che coinvolgono il bacino del Saraceno. In primo piano l'abitato di Trebisacce (CS), (aerofoto da Guerricchio, 1970).

Valle del F. Lao – M. te Ciagola

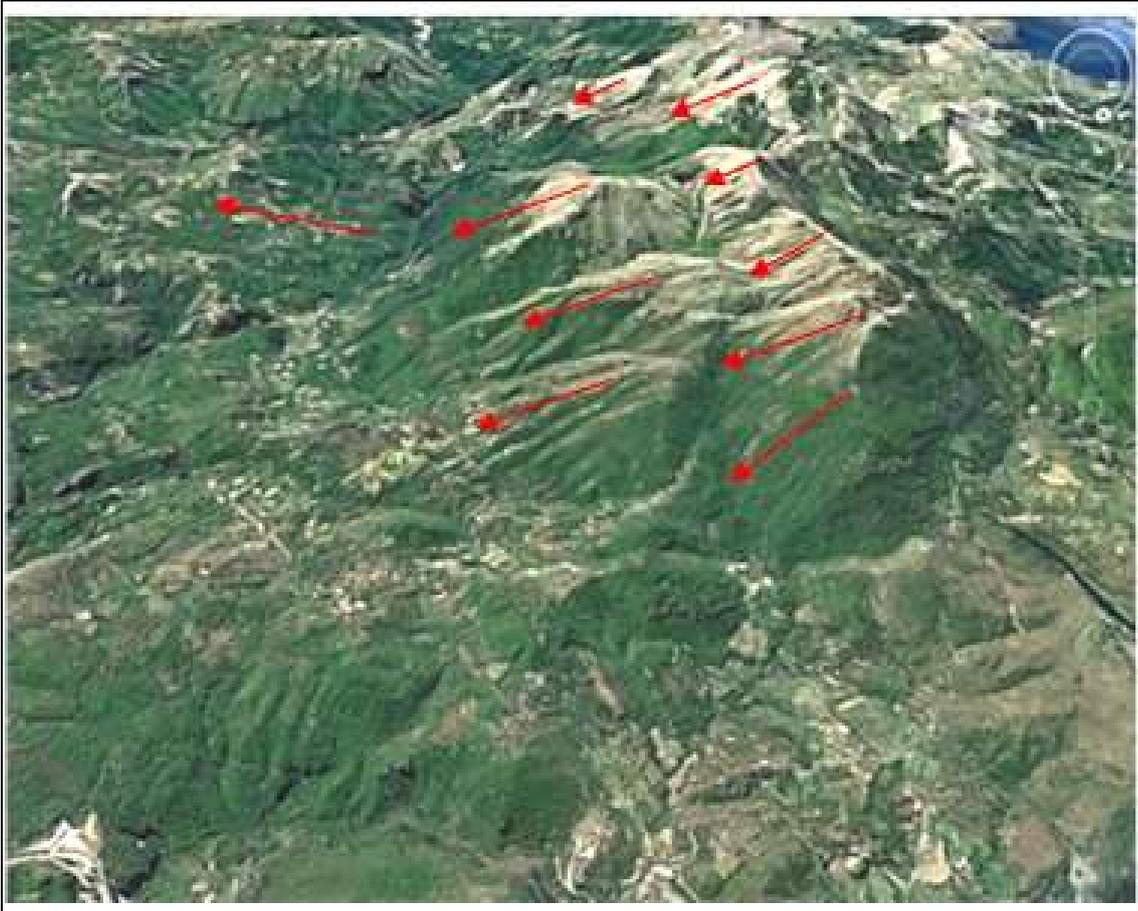
L'attuale corso del F. Lao, il più importante della Calabria settentrionale tirrenica, è stato controllato inizialmente da estesi e profondi movimenti tettonico – gravitativi del suo settore orientale verso quello occidentale. Tali deformazioni, infatti, hanno spostato il suo corso verso occidente conferendogli un andamento ad ampio arco con vergenza a NW e profili trasversali asimmetrici, con i fianchi in destra idraulica verticalizzati rispetto a quelli in sinistra in conseguenza anche dei più accentuati fenomeni di erosione operati dallo spostamento della corrente fluviale (Fig. 24. a), (da Guerricchio, 1982). Le masse rocciose responsabili di questa mutata geometria del Lao, almeno cinque in sinistra e sei in destra idraulica, si sono staccate le prime dai versanti occidentali dei Monti Cerviero (1441 m) e Vernita (1455 m); le seconde dai Monti Gada, Ciagola, Serra La Limpida, ecc. (Fig. 24. a). Tale cinematismo è stato prodotto dall'innalzamento della struttura del M.te Pollino (2248 m) e dalle sue zone laterali, verso E e verso W. Quest'ultime, distanti almeno 15 km, hanno subito una sorta di "scaricamento" verso la "paleo" depressione del Lao, generando fenomeni di tettonica gravitativa, DGPV e Grandi Frane , a partire dal Cerviero (1443 m), la Riverita (1152 m), Velatro (1111 m) e Vernita (1456 m). In sostanza nel bacino del Lao si riscontra l'affermazione di Aristotele (IV sec. a. C.) "natura abhorret a vacuo", (Guerricchio et Al., 2019).

La notevole dimensione dei movimenti tettonici verticali del Pliocene e del Quaternario ha controllato la fisionomia giovanile dei suddetti rilievi carbonatici anche a breve distanza dalla linea di costa tirrenica. Un carattere distintivo è dato dalla loro notevole altezza nel versante destro del fiume, che, con le loro evidenti strutture stratificate, talora a franapoggio, ha agevolato fenomeni gravitativi di macro scivolamenti e di vero e proprio "scaricamento" di grossi comparti di strati

verso il centro della valle, (Fig. 24. a). E'però pure possibile che parte delle masse “scaricate” verso l'antica depressione siano state spostate o risalite a costituire, poi, parte del versante sinistro dell'attuale bacino del Lao, che avrebbe inciso, successivamente, le masse lapidee più erodibili, presenti nella fascia della loro maggiore perturbazione meccanica a seguito dei movimenti gravitativi, (Fig. 24. a), (Guerricchio et Al., 2019).



a)



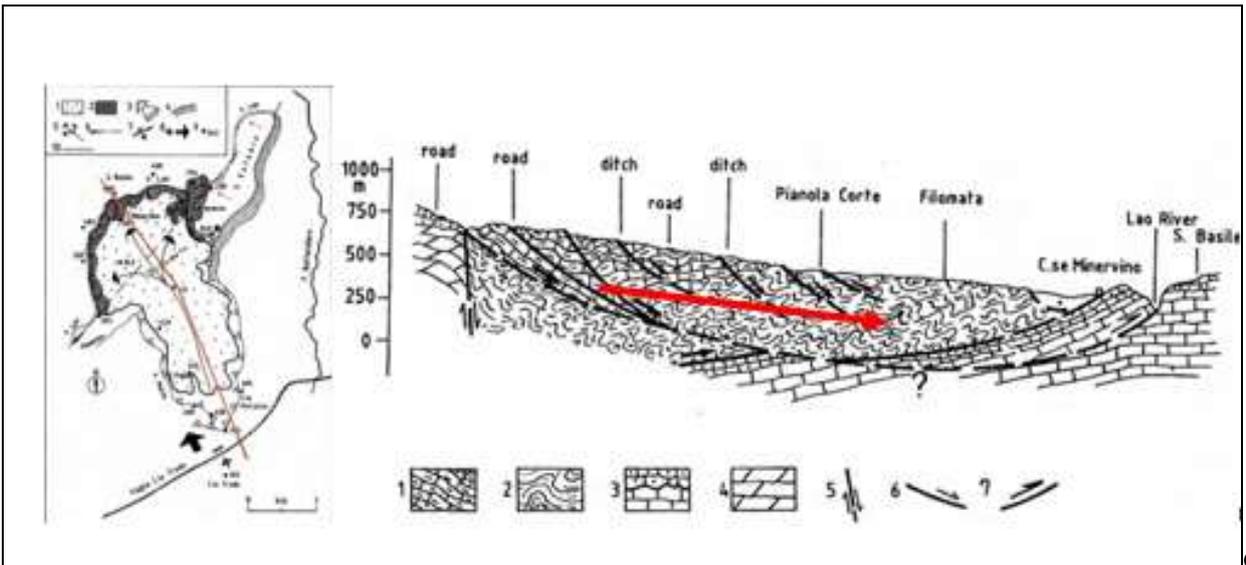
a')



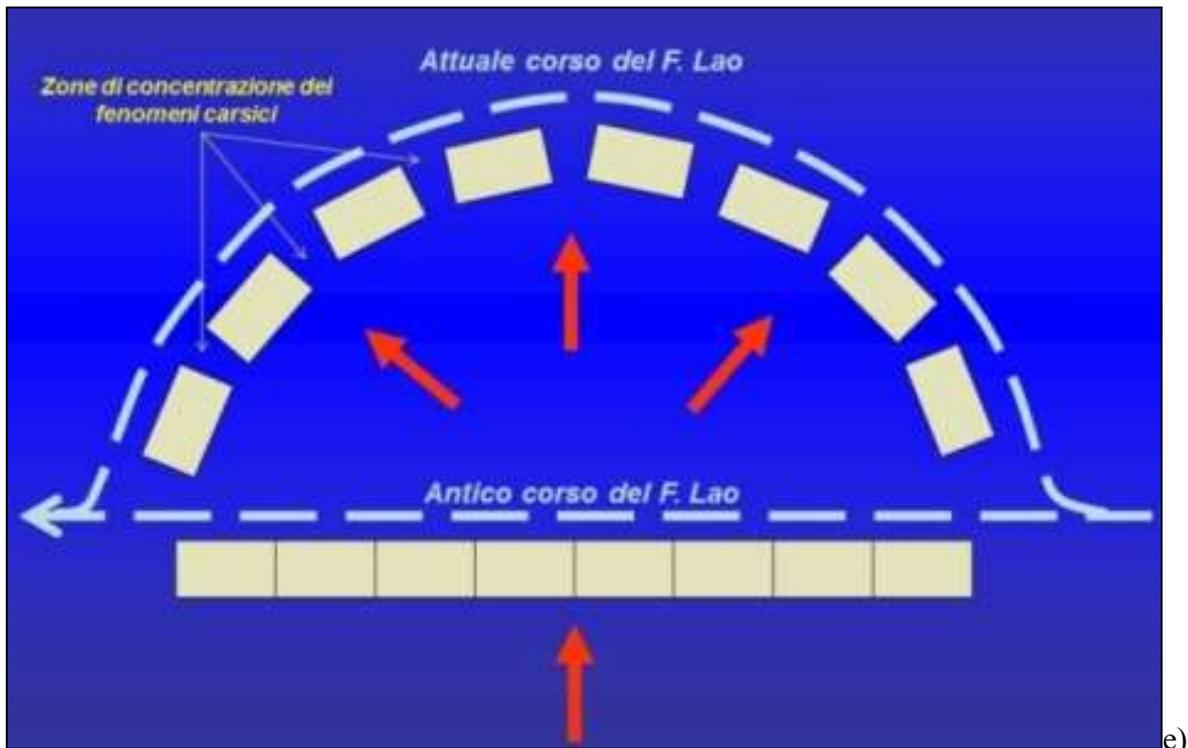
b)



c)



d)



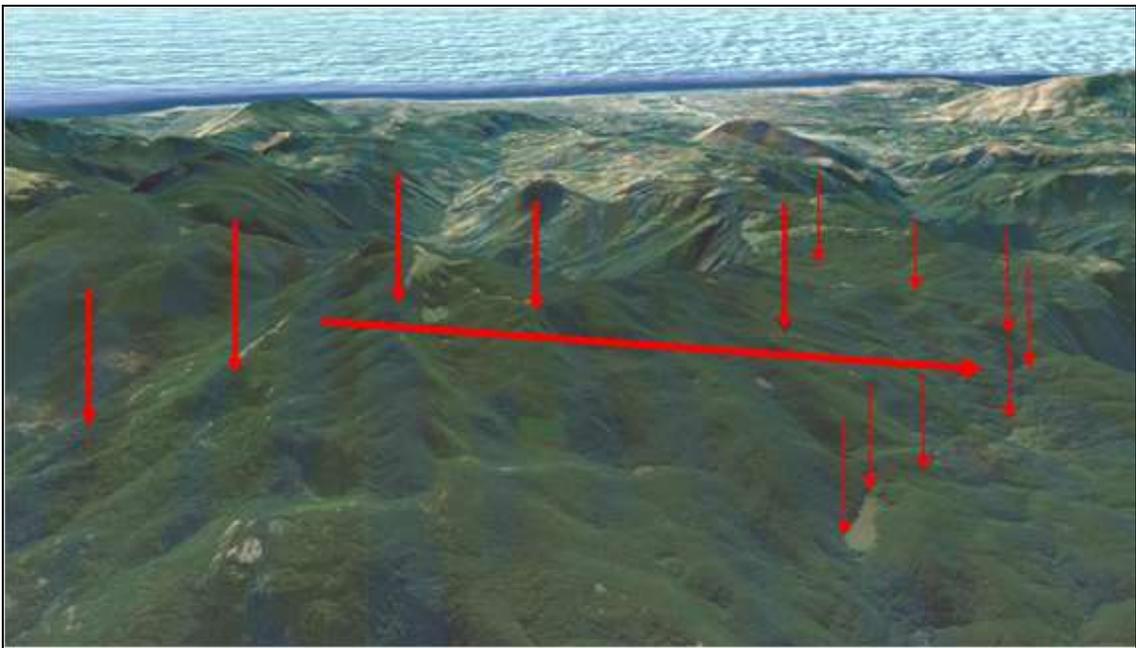
e)

Fig. 24. **a)** – Il grande scorrimento tettonico – gravitativo del versante orientale della Serra Ciranteio, M.te Ciagola e Serra Ummara. E' palese la disposizione da "collassi gravitativi" dell'intero versante destro del Bacino del F. Lao. L'immagine dà l'impressione che anche il versante sinistro sia il prodotto dell'esteso e profondo "scaricamento" delle strutture in destra. I grandi scorrimenti restringono ampiamente l'alveo del Lao, spostandolo verso E almeno di 1 km; **b)** – Il territorio attraversato dal F. Lao (al centro) scavalcato dal Viadotto Italia (Guerricchio, 1982), che mostra con evidenza il fronte a semicerchio dell'antica DGPV Pleistocenica in rocce calcaree, che ha quasi del tutto serrato la depressione valliva dell'antico F. Lao, generando la forra. Nelle fasce calcaree apertesi per spandimenti laterali è concentrato il fenomeno carsico, (Guerricchio & Ponte, 2007); **c) – d)** – Carta e sezione geologiche – geomorfologiche del F. Lao in località Timpone Arenazzo. La DGPV del versante sinistro, nel suo movimento verso il Lao, ha "tranciato" i calcari Liassico – Cretacei del fianco sinistro della forra sottostante il Viadotto Italia; **e)** – Schema delle deformazioni dei blocchi carbonatici al fronte della DGPV, soggetti a movimenti da spandimenti laterali, che hanno prodotto la deviazione del percorso del Fiume Lao, la creazione della forra e le fasce carsificate, (Guerricchio & Ponte, 2007, 2008; Guerricchio et alii, 2019).

Cozzo del Pellegrino (Gruppo Montea, La Mula, M.te Caramolo, ecc. - CS)

Nell'Appennino calcareo meridionale e non solo, molto spesso le così dette "morfologie carsiche" nascondono le reali cause che le hanno prodotte. DGPV e antiche Grandi Frane mostrano, infatti, lineamenti che sembrano essere, semmai, solo il prodotto di dissoluzioni carsiche, lì dove, invece, esse hanno un' origine diversa (da Guerricchio, 1982). Nel vasto territorio del Cozzo del Pellegrino (Calabria sett.), (Fig. 25. a), in particolare, lo scivolamento tettonico della sua struttura monoclinale basculata verso NE nel Pleistocene ha prodotto degli "scollamenti" lungo le superfici di strato anche nelle parti interne delle sequenze carbonatiche (Fig. 25. a, b, c), (da Guerricchio & Ronconi, 1998). L'intero Cozzo del Pellegrino è una struttura monoclinale immergente di 20°-30° verso NNE. Il versante meridionale della struttura mostra il contatto tettonico tra due unità (Argilliti dell'Unità del Frido del Cretacico Sup. sovrascorse da Calcari cristallini del Trias) lungo un fronte di ca. 4 km (Fig. 25. b, c). Il Karst della struttura appare costituito da una serie di "doline" già a partire dalla quota di 1620 m, che divengono sempre più abbondanti verso quote maggiori. Una serie di superfici terrazzate, le più importanti delle quali sono "Piano Lanzo, Piano di Rose, Piano Pulledro", etc., sono presenti nel versante meridionale del rilievo. L'origine di tali ripiani non rientrerebbe nelle morfologie carsiche, quantunque osservandone il loro grande sviluppo,

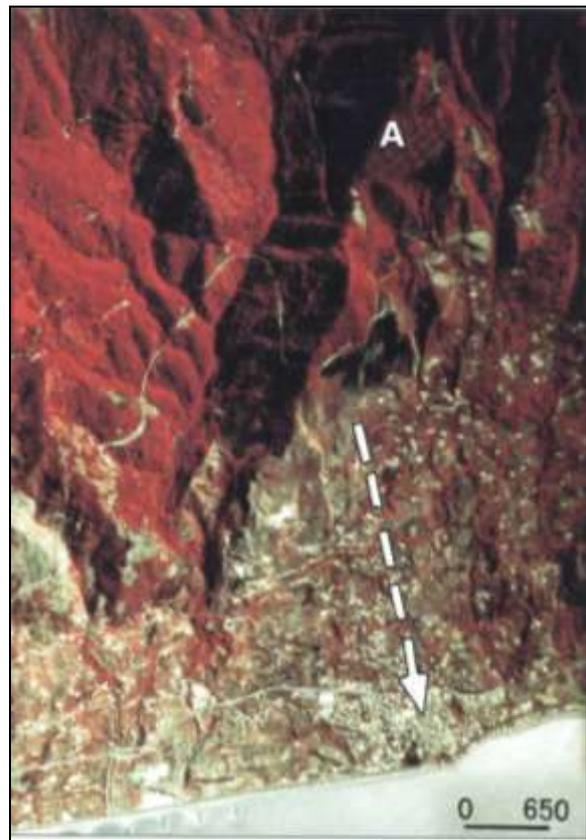
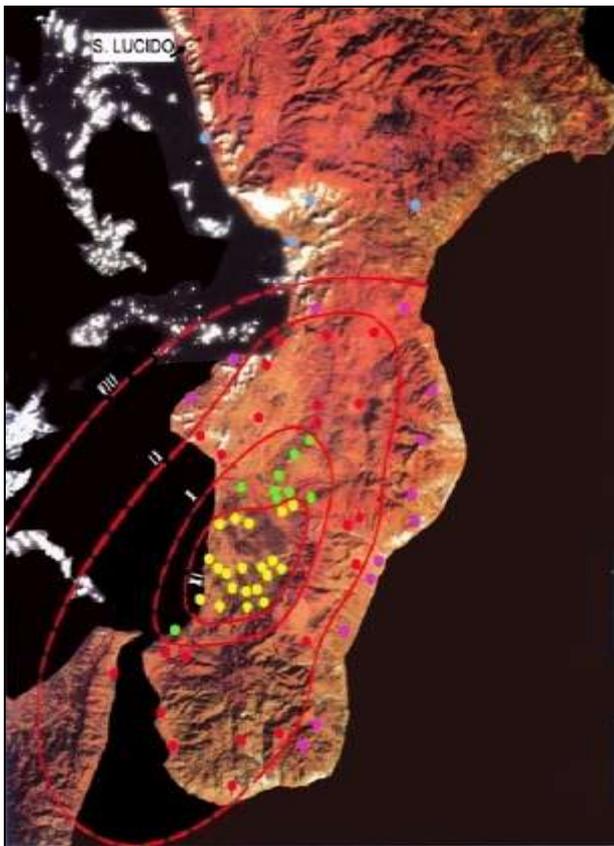
unitamente a quello di “doline”, si sarebbe portati ad associarli al carsismo. Al contrario, essi rappresentano i “resti” di “scollamenti” multipli e superfici di scivolamento nelle masse carbonatiche stratificate, lungo le saltuarie minori intercalazioni di argilliti (Fig. 25. c). Questi movimenti hanno prodotto superfici planari confuse con morfologie carsiche; molte “doline”, infatti, ricadono in corrispondenza di incastri ed impilamenti di grossi blocchi scivolati, favoriti, come detto, dai livelli di unità argillitiche alla base della formazione carbonatica e da interstrati di sottili livelli marnosi o argillitici negli stessi calcari, e non sono affatto presenti sui ripiani di “scivolamento”. Il fondo di tali “doline” è stato ricoperto nel tardo Pleistocene da terreni (suoli) rossi, indicativi delle variazioni climatiche di quel periodo. Le masse carbonatiche dislocate si sono anche “impilate”; successivamente l’acqua meteorica ha prodotto una modesta dissoluzione lungo i bordi dei blocchi “scivolati”, accentuando solo moderatamente quanto la dinamica geomorfologica aveva prodotto col grande “scivolamento”. Al momento sono attivi due lunghi debris flows lungo il versante nord, originatisi dagli strati a franapoggio, che sembrano “distaccare” verso valle la struttura del Cozzo del Pellegrino; la loro attività potrebbe essere un sintomo dell’attuale progressione dell’antico, più generale e profondo movimento di “scivolamento” strettamente collegato alla perdurante attività tettonica (da Guerricchio & Ronconi, 1998), nonché alla fusione del permafrost, che pure in questo rilievo potrebbe manifestare i suoi effetti.



a)

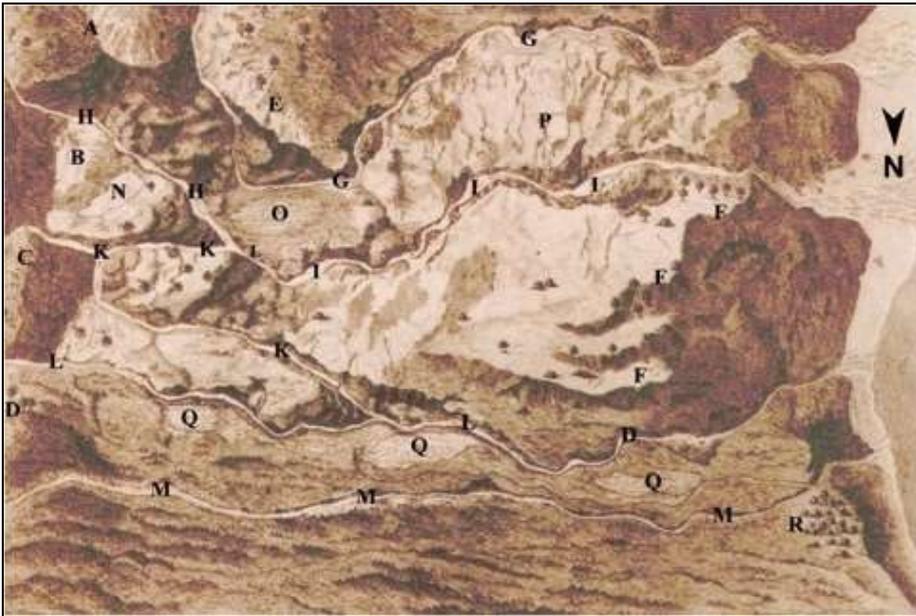
San Lucido (CS)

Il territorio di S. Lucido è un ulteriore buon esempio di “continuum” tra rotture neotettoniche connesse con faglie trascorrenti e DGPV in prevalenza di spandimenti laterali, che a luoghi evolvono in scorrimenti roto-traslazionale, scivolamenti e colate, (da Guerricchio & Ronconi, 1997; Guerricchio, 2000). L’area, infatti, presenta numerose depressioni, talora veri e propri “trenches”, che spesso hanno un’andamento semicircolare, a ferro di cavallo, verso la costa tirrenica. Queste strutture sono in parte dovute all’azione di una faglia trascorrente con andamento NNE ma oggi sono da ricondurre a DGPV molte delle quali, di tipo spandimento, prodotte dal sisma del 1783 (Figg. 26. a, b). La predisposizione a tali profonde deformazioni gravitative parte dalla struttura tettonico-stratigrafica caratterizzata da unità rocciose dal comportamento geomeccanico rigido (Gneiss, Granodioriti), tettonicamente sovrapposti a unità più duttili (Filladi talora argillificate), con giacitura della scistosità inclinata verso la costa Tirrenica. Ulteriore elemento di instabilità, coinvolgente la Catena Costiera, è rappresentato dal “Bacino di Paola” molto prossimo alla costa, quindi al territorio di S. Lucido, costituente la base dei meccanismi di richiamo verso il fondale marino (Figg. 26. c, d). I continui movimenti del vasto versante verso la costa è evidenziato sia dalla riduzione della spiaggia che dalle deformazioni della linea Ferrovia Reggio C. – Napoli, nonché dal diffuso quadro fessurativo di importanti opere di ingegneria, sia puntuali che a sviluppo lineare (Figg. 26. e, e’, f), (da Guerricchio & Ronconi, 1997).

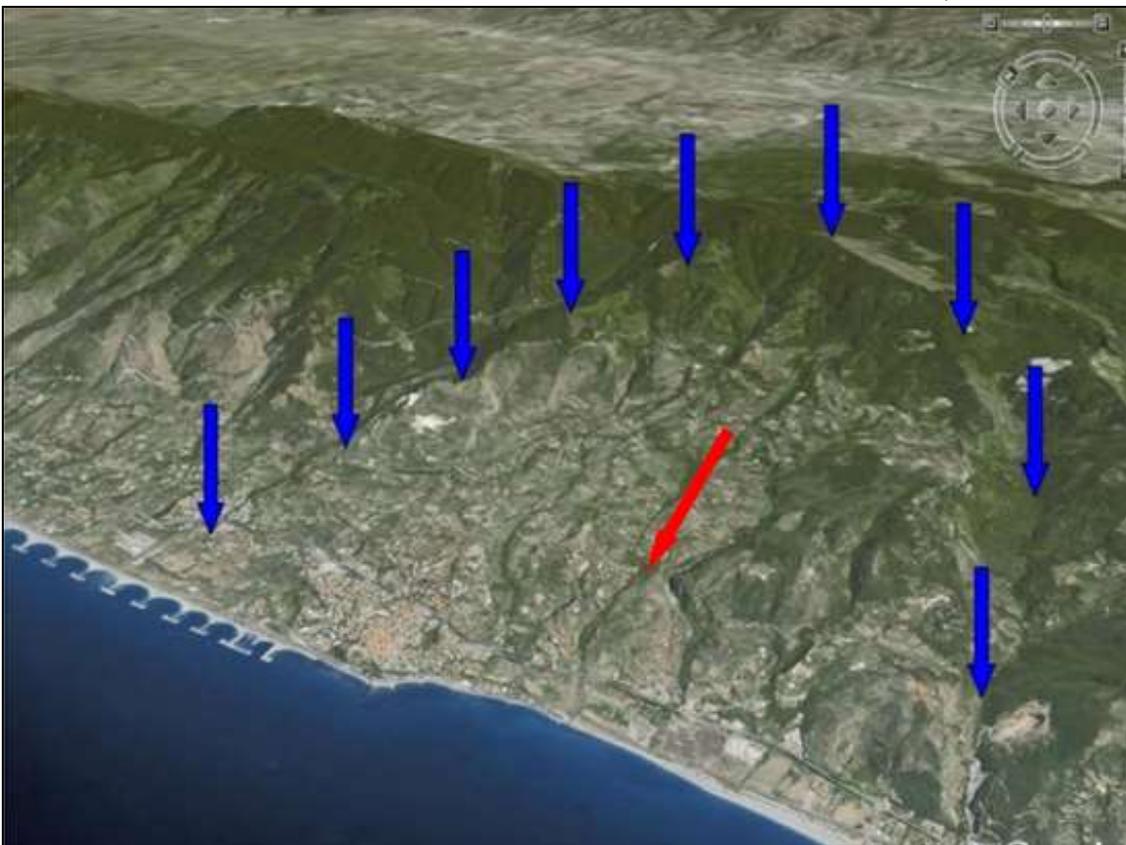


a)

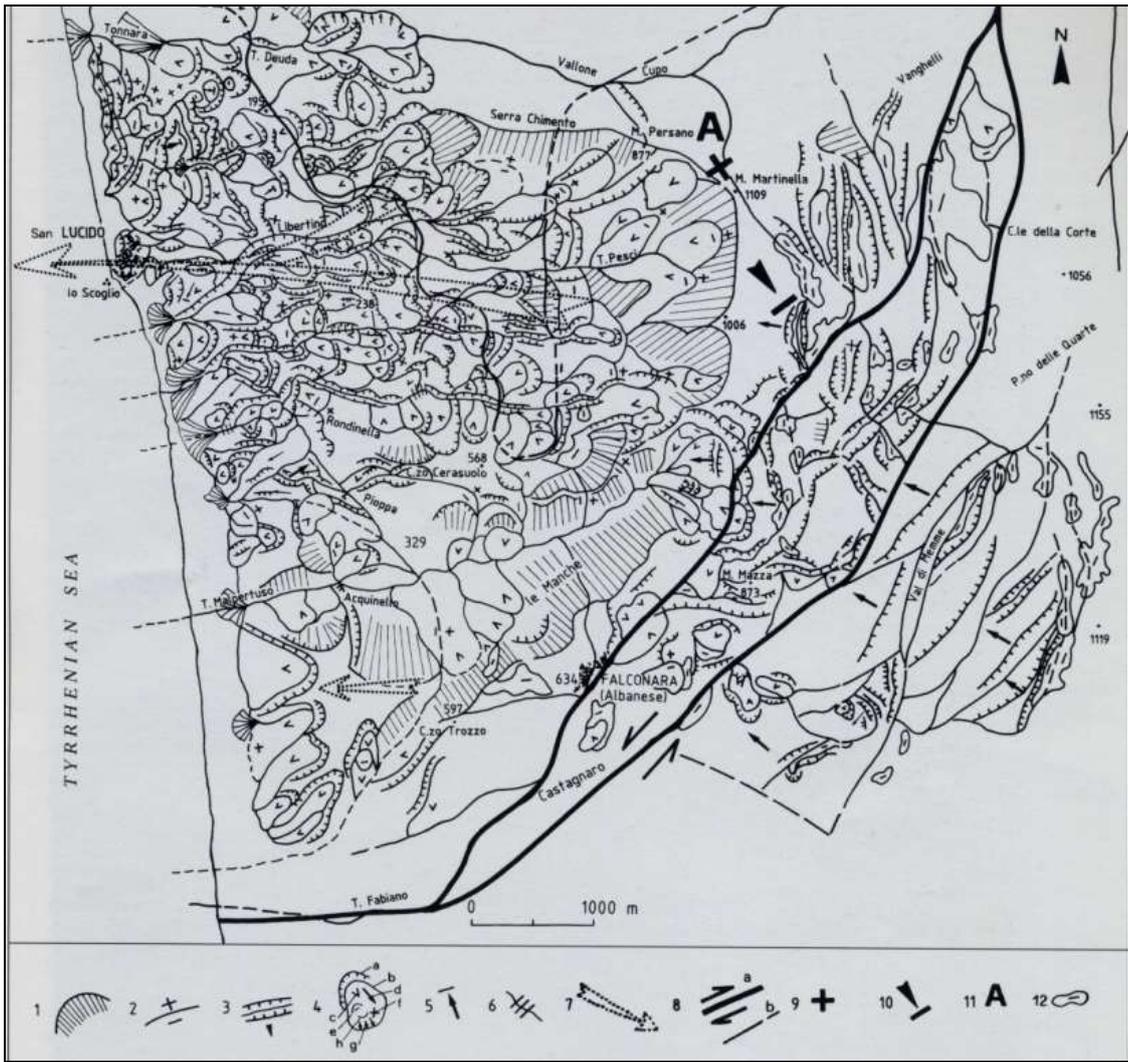
b)



c)



d)



e)



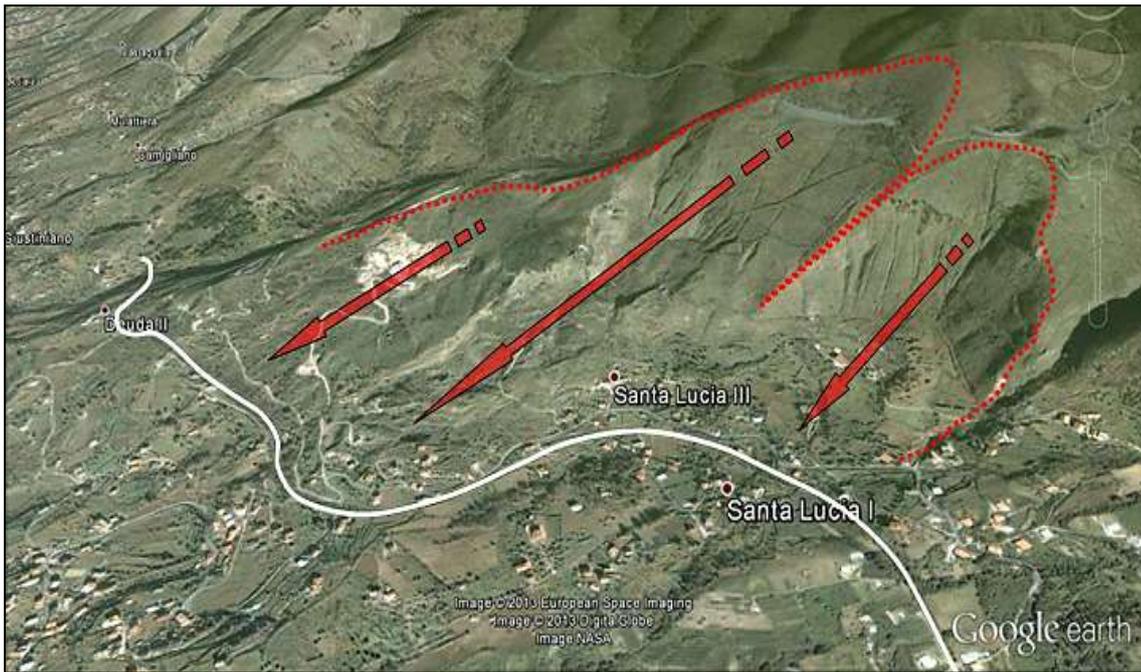
f)



g)



g')



h)



i)

Fig. 26. **a)** – Landsat della Calabria centro-meridionale, con epicentro del sisma del 1783 ed ubicazione di San Lucido (CS), distante ca. 100 km da questo; **b)** – Aerofoto a colori (scala ca. 1:55.000) della DGPV di S. Lucido. La linea tratteggiata indica il percorso-spostamento del blocco calcarenitico su cui sorge l'abitato, che si espande, con assurda densità di edifici, in aree in frana, (da Guerricchio, 1997); **c)** – Stampa del tempo con le numerose grandi frane prodotte dal terremoto del 1783; **d)** – La DGPV del territorio di San Lucido con indicazione del verso di spostamento verso la costa (freccia; all'interno della DGPV sono attive

molte frane p.d.); e) – Carta geomorfologica delle DGPV e Grandi Frane del territorio di S. Lucido; f) – La costa di S. Lucido da S: si osserva la ferrovia non più rettilinea (come è possibile fosse all'atto della costruzione), essendo deformata dalle lente spinte delle deformazioni gravitative (freccia), che coinvolgono pure il blocco dell'abitato (da Guerricchio, 2000); g-g') – Costa di San Lucido: Confronto tra situazioni degli anni '90 (e), ampia spiaggia) e 2000 (e'), (irregolarità della ferrovia per Paola e pratica scomparsa della spiaggia) con i pennelli a "T", che tendono a contrastare l'erosione marina, dovuta alla sommatoria dei movimenti gravitativi verso il fondale marino e, molto decisivi, le recenti costruzioni del lungomare, ecc.; h) – Antiche frane nel versante di Timpa dello Scorpo e Fontanelle. La linea bianca è la ferrovia Paola-Cosenza oggi abbandonata; i) – Seri danni al ponte ferroviario della linea Paola – Cosenza, (oggi abbandonata, malgrado inutili e costosi lavori di rinforzo), prodotti dalle spinte della DGPV del territorio di S. Lucido verso la costa, (da Guerricchio & Ronconi, 1997).

Monte Cocuzzo (CS) - Piano Lago (CS)

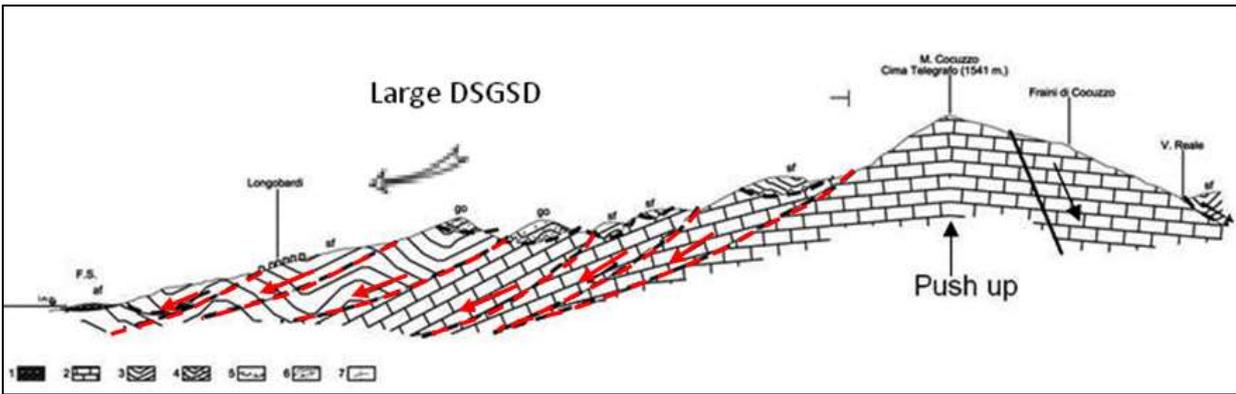
La struttura di Cozzo del Telegrafo (1131 m), nel ribassamento verso E a seguito del movimento di “push up” del M.te Cocuzzo, sposta verso E e SE, quasi per effetto domino, rispettivamente le strutture dei monti Scudiero (1295m) – Serratore (1233 m) e Lucerna (1256 m), (Fig. 27. a). Il loro spostamento è pure accompagnato da un inizio di rotazione antioraria per la prima (Scudiero e Serratore) e oraria per la seconda (Lucerna), entrambe convergendo verso la depressione del F. Savuto, che svolge un effetto di richiamo verso il vuoto, (Figg. 27. a, c, c'), (da Guerricchio, 2017). Al movimento di queste ultime strutture si deve la chiusura della zona di continuità tra la Valle del F. Crati e quella del Savuto, l'accentuazione della curvature dell' asta principale di quest'ultimo, spinto, come detto, verso E e SE e l'innalzamento per spinta dal basso (“effetto leva” in Guerricchio e Simeone, 2016), della zona di Piano Lago, Piane Crati, ecc., fino alla quota di 643 m, conseguente alla compressione delle suddette strutture verso i rilievi di Carpanzano, Marzi, Rogliano, Mangone, Aprigliano, Pedace, (Figg. 27. a, c). Il periodo del grande fenomeno d'instabilità risale ad epoca pre – depositi lacustri di Piano Lago e post - depositi conglomeratici attribuiti al Calabriano, affioranti in zona.

Nel versante tirrenico il “push up” del M.te Cocuzzo determina l'estesa e profonda DGPV a lentissima evoluzione, nella quale ricadono gli abitati di Longobardi, S. Barbara e Belmonte Calabro oltre ad altri agglomerati abitativi minori (Figg. 27. a, b). Le unità coinvolte nella deformazione gravitativa appartengono alle unità di Castagna e di Diamante Terranova, con i soliti rapporti di sovrapposizione tettonica di litologie più resistenti e pesanti (gli Gneiss) su quelle più deboli e “plastiche” (le Filladi e i Calcescisti), il tutto poggiante in profondità sulle Dolomie e i Calcari del basamento relativo del M.te Cocuzzo (Fig. 27. b), (da Guerricchio, 2017).

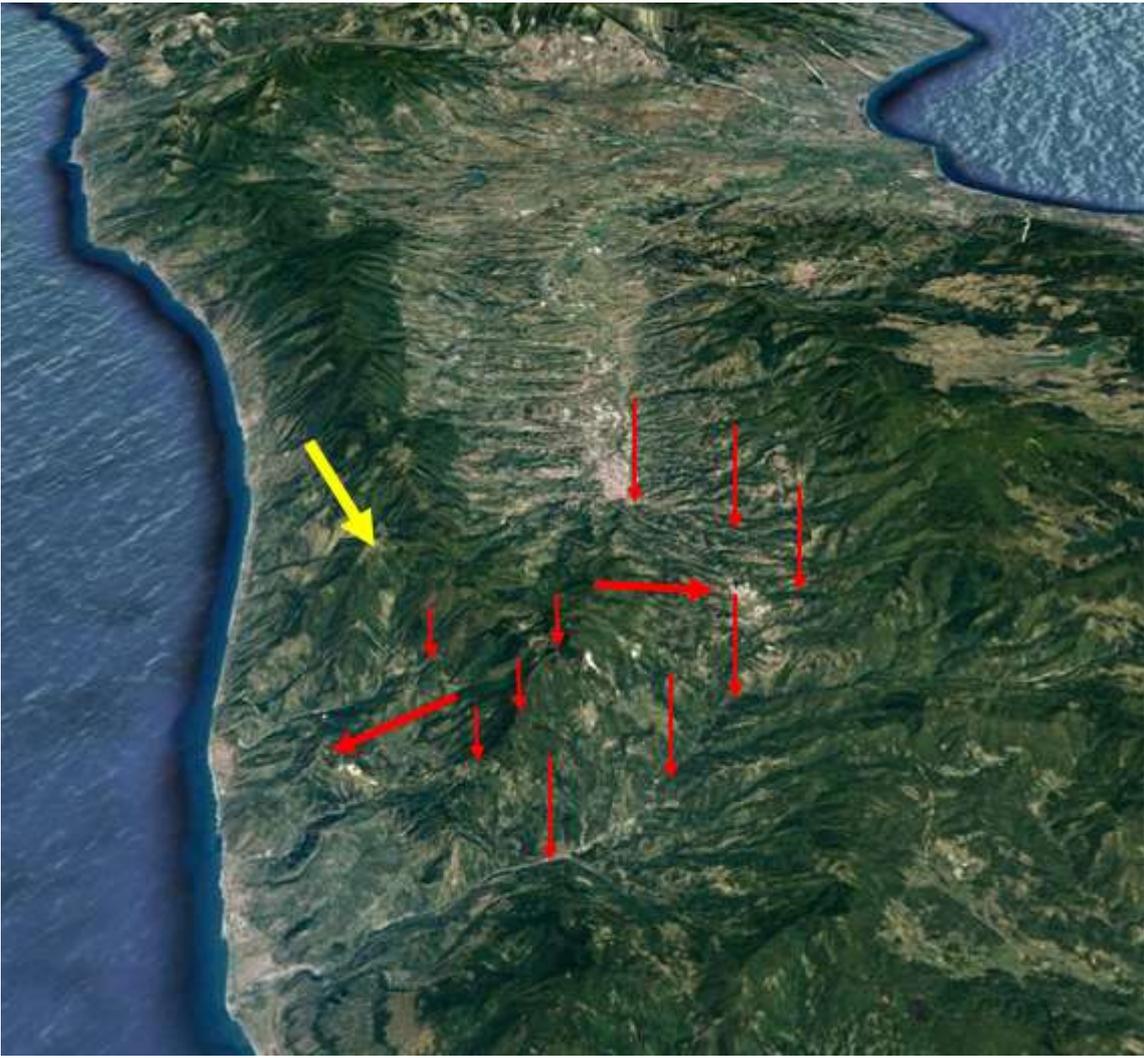
Nel territorio del M.te Cocuzzo e del suo hinterland sono attive DGPV e Grandi Frane che coinvolgono ad es. le zone degli abitati di Serra d'Aiello, Cleto e Savuto (Figg. 27. d, e); presso la zona costiera, tra i fiumi Savuto, Torbido e Oliva le incisioni fluviali sono impostate lungo rotture tettonico-gravitativa (freccie verticali o poco inclinate in Fig. 27. e). queste hanno prodotto basculamenti (freccie molto inclinate), come si trattasse di mega scorrimenti rotazionali verso la depressione del F. Savuto (sulla destra), (Guerricchio, 2017).



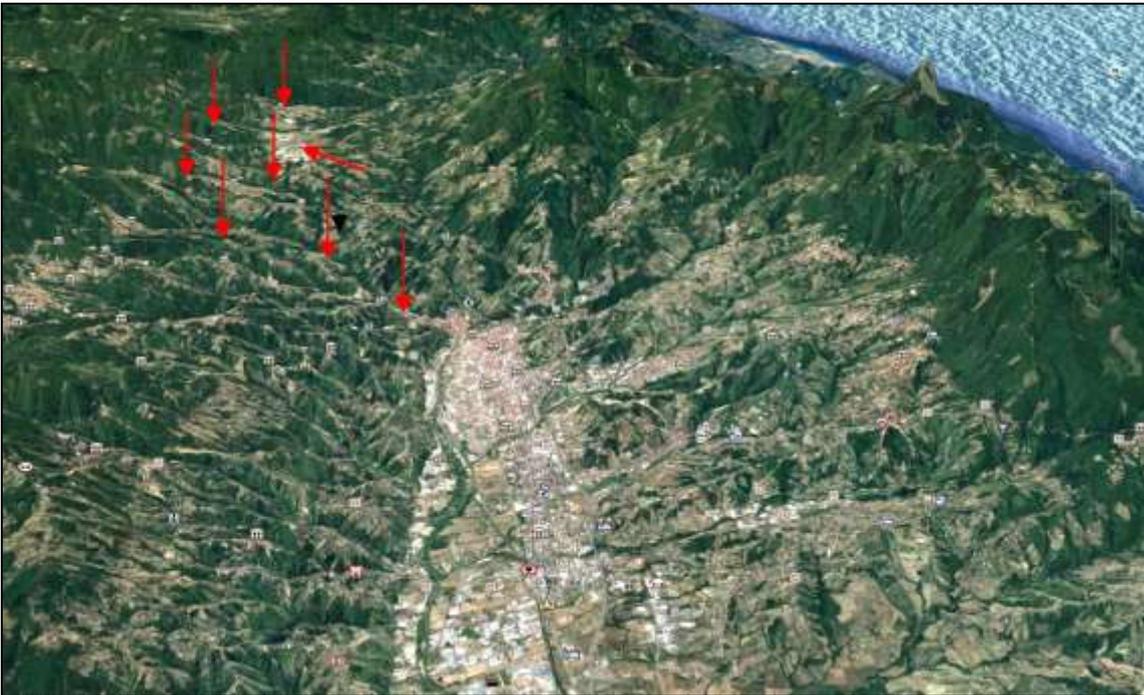
a)



b)



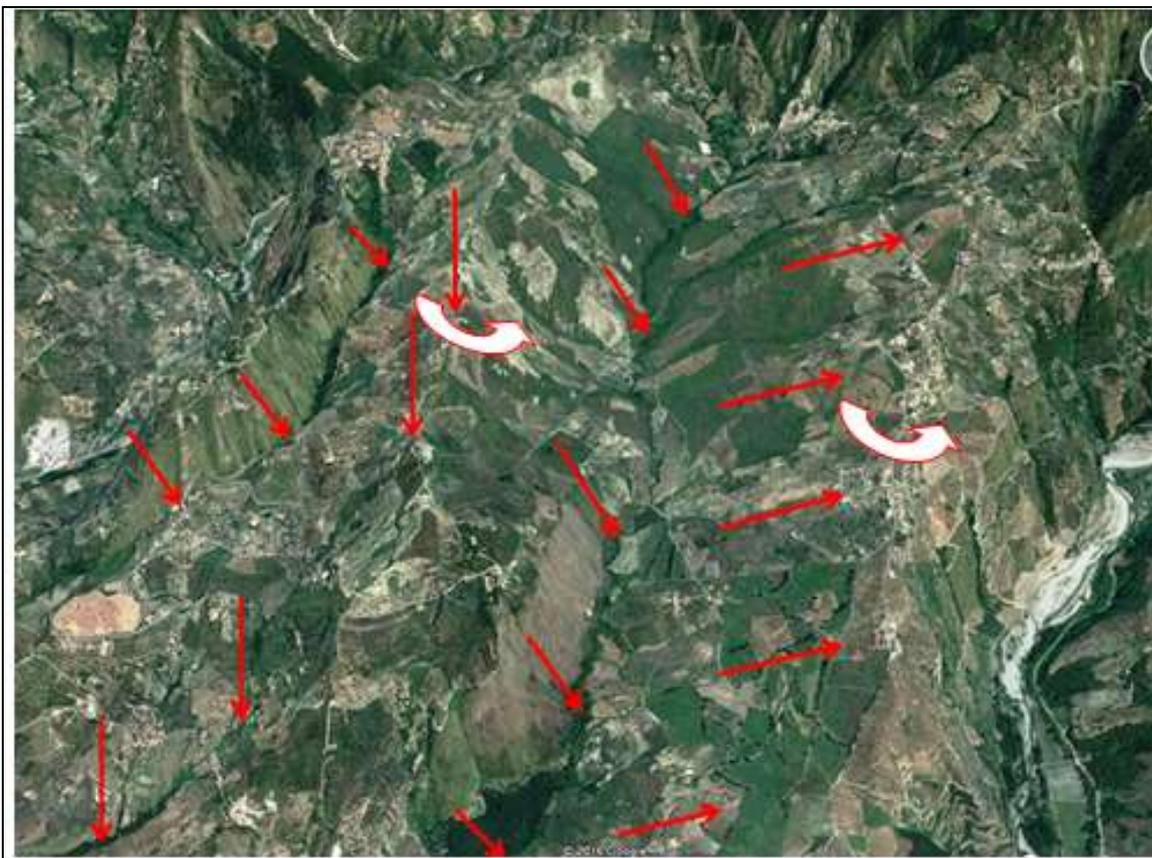
c)



c')



d)



e)

Fig. 27. a) – Il M.te Cocuzzo (1541 m) da S; sono riconoscibili le DGPV (a lentissima evoluzione) in terreni alpini, come pure lo scorrimento gravitativo del fianco dx dolomitico (frecche piccole), originate dal “push

up” della struttura carbonatica appenninica. Da notare nella parte medio-bassa le masse filladiche “plastiche”, rigonfiate dal meccanismo di “macro” scorrimenti rototraslazionali, coinvolte dagli scorrimenti in lenta progressione nella fascia costiera, (da Guerricchio, 2000); **b**) – Sezione geologica tra la vetta del M.te Cocuzzo, l’abitato di Longobardi e la costa, con l’evidenziazione delle imponenti DGPV che caratterizzano il suo versante occidentale; quello orientale è pur’esso sede di ampie deformazioni gravitative con compressioni delle unità “plastiche” filladiche e sbloccamenti nelle unità di medio – alto grado metamorfico, come quelle osservabili in c-c’. Queste, infatti, hanno determinato la chiusura tra i fiumi Crati e Savuto nella zona di Piano Lago a seguito, come detto, delle grandi deformazioni tettonico – gravitative dello “scaricamento” delle coperture alpine; **c)-c’)** – L’antico movimento gravitativo prodotto dal “push up” del M.te Cocuzzo (struttura dell’Appennino - freccia gialla) ha tra l’altro interrotto la continuità tra i fiumi Crati e Savuto, rialzando, per tettonica gravitativa, il piede dell’esteso corpo Alpino (piccole frecce), che ha poi generato la zona di Piano Lago.

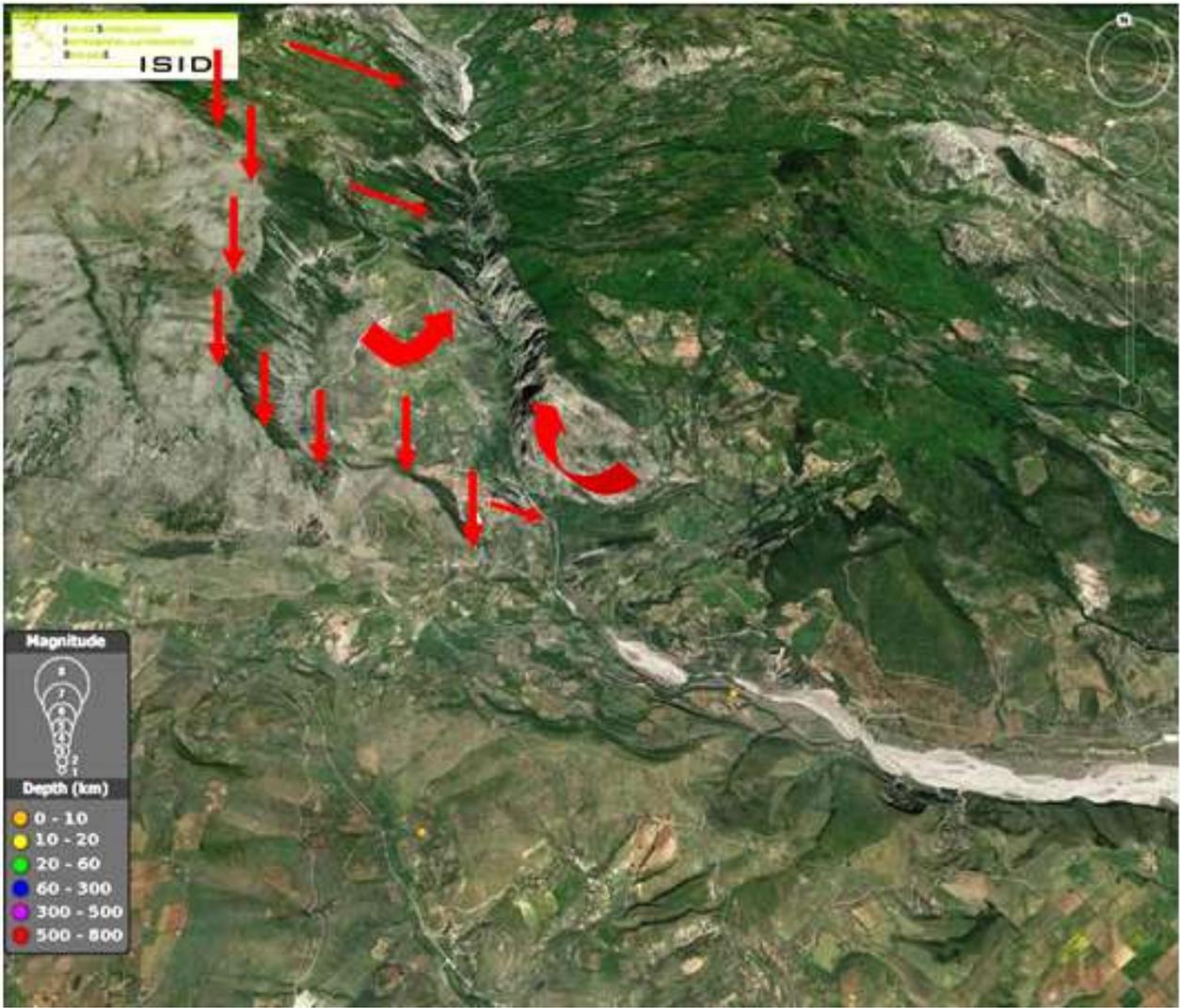
La zona costiera, dal M.te Cocuzzo-Mte Lucerna al mare, sembra formata a seguito di retroscorrimenti (deformazioni gravitative) verso SW rispetto alle masse in movimento verso E e NNE; **d**) – Veduta da SW, dalla costa, del territorio del M.te Cocuzzo e del suo hinterland, ove sono attive DGPV e Grandi Frane che coinvolgono ad es. le zone degli abitati di Serra d’Aiello, Cleto e Savuto; **e**) – Particolare della fig. precedente presso la zona costiera tra i fiumi Savuto sulla destra, Torbido e Oliva sulla sinistra, ove le incisioni fluviali sono impostate lungo rotture tettonico-gravitativa (frecce verticali o poco inclinate); queste hanno prodotto basculamenti (frecce molto inclinate), come si trattasse di mega scorrimenti rotazionali (frecce ricurve) verso la depressione del F. Savuto (sulla destra), (Guerricchio, 2017; Guerricchio et alii, 2019).

San Lorenzo Bellizzi (CS), Timpa di S. Lorenzo, T. Raganello e abitato di Civita (CS)

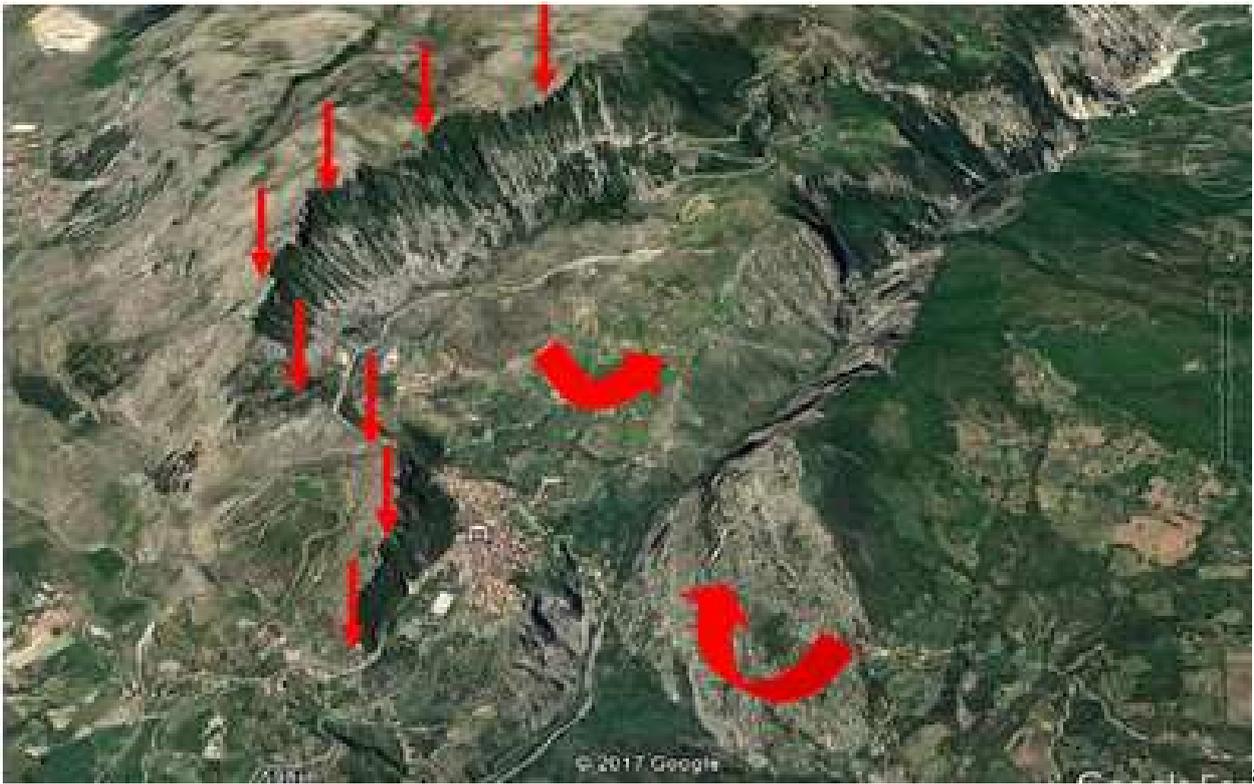
Nella parte meridionale della Catena del Pollino (CS), (Fig. 28. a), a seguito del sollevamento tettonico del Monte Moschereto (in sinistra in Fig. 28. a), si è prodotta una complessa DGPV. L’intera area, infatti, è stata innalzata dalla profonda rottura estensionale dei calcari cretaci del M.te Sellaro (1439 m), appartenenti all’Unità di Verbicaro, a seguito della faglia listrica a direzione N-S, coniugata alla trascorrente sinistra del Pollino NW–SE. Nel loro movimento verso W tali faglie hanno interessato i più antichi terreni rocciosi (Triassici), formando così il fianco destro della paleo-depressione topografica del T. Raganello (CS). Questo innalzamento, un vero meccanismo da “cric”, che ha coinvolto il M.te Moschereto stesso per più di 1 km verso NW, ha prodotto simultaneamente DGPV da “sganciamento” con scivolamento all’indietro di una parte del versante destro del T. Raganello, così colmando la sua depressione (Figg. 28. a, b, c, d).

L’innalzamento del Moschereto ha anche comportato una rotazione della sua parte più meridionale di vaga forma trapezoidale di ca. 2.500 m in larghezza (Fig. 28. e). Questa massa rocciosa, isolata da E dal profondo pendio della deformazione gravitativa dell’abitato di Civita e da W da quella della trascorrente del Pollino, sia durante l’innalzamento e successivamente a causa del fenomeno della decompressione dei versanti (e quindi per l’inizio dello spandimento laterale), è stata soggetta a un insaccamento nella sua parte mediana con la formazione di un “graben” di oltre 200 m in lunghezza e 400 m in larghezza, (Figg. 28. e, f), (Guerricchio, 1982, 2005). Inoltre, dall’apertura nella zona di cerniera seguendo la rotazione, altre impressionanti DGPV si generarono a monte di Civita (Figg. 28. b, c, d, f), (da Guerricchio, 2005; Guerricchio & Mastromattei, 2013).

I lenti movimenti roto-traslativi opposti delle masse carbonatiche tra le due sponde (Figg. 28. a, a’), non disgiunti dai fenomeni delle dilatazioni-contrazioni termiche, sono state certamente la causa del crollo del Ponte del Diavolo (anno 1997). Esso, infatti, all’altezza di Civita ha “svolto il ruolo” di “noce” schiacciato dalle spinte contrapposte delle masse calcaree (lo “schiaccianoci”), cui si sono aggiunte quelle delle dilatazioni termiche stagionali. Va aggiunto che questa situazione geologico-geomorfologica è frequente, in Italia e non solo, in molti modelli di antichi ponti che per questo motivo andrebbero per lo meno monitorati.

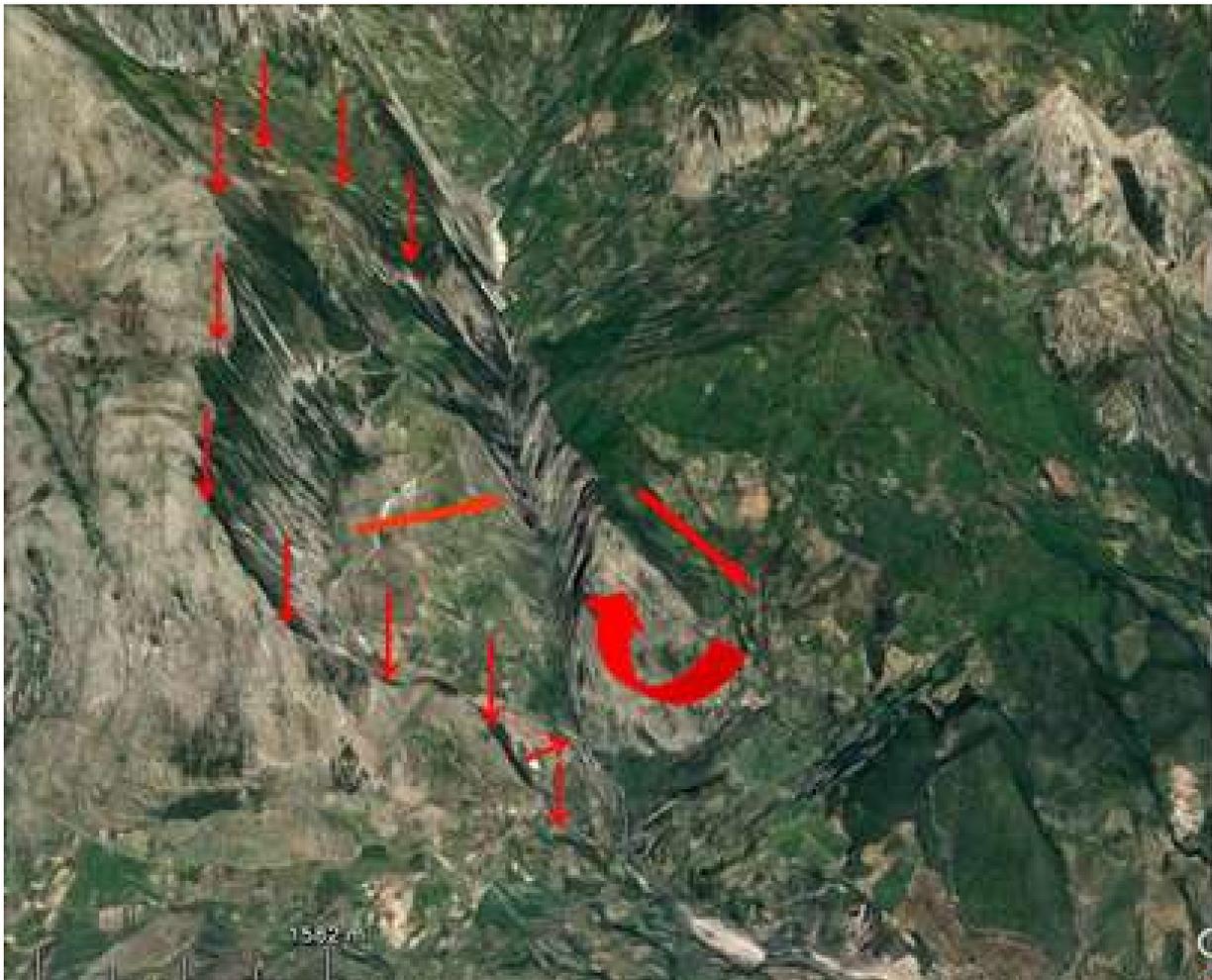


a)

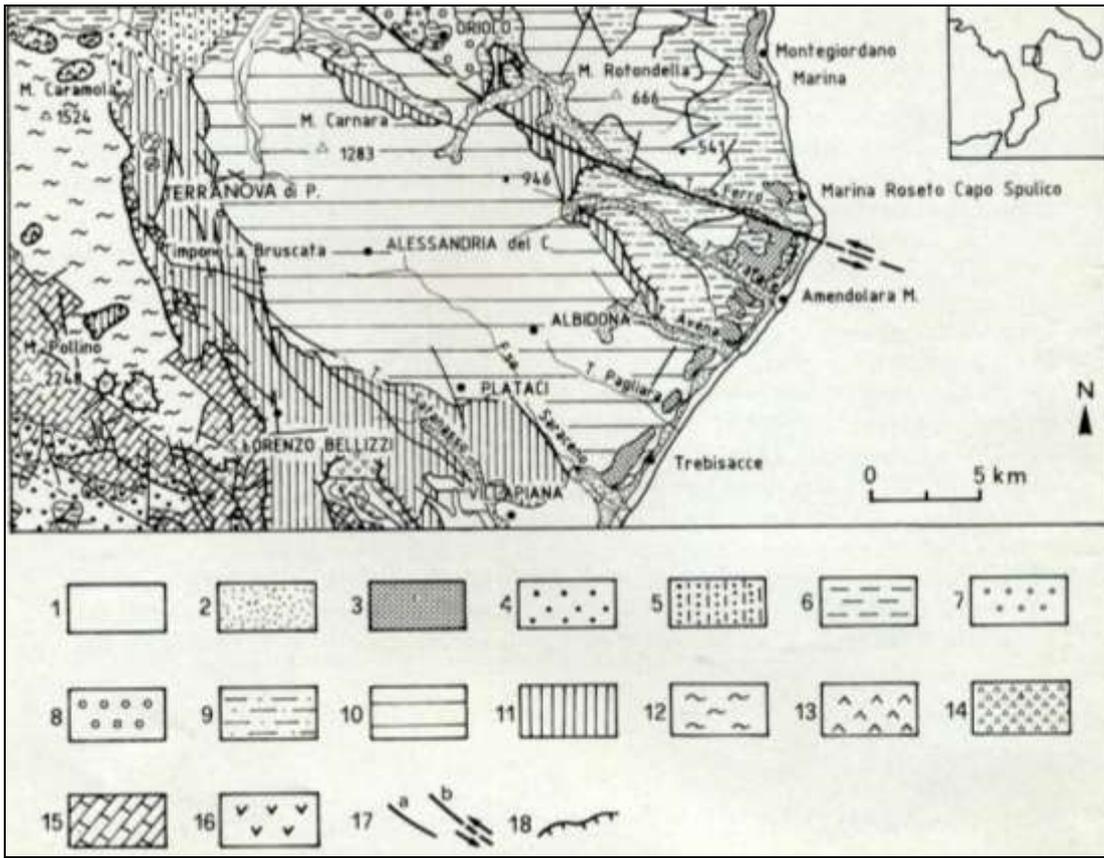


a'

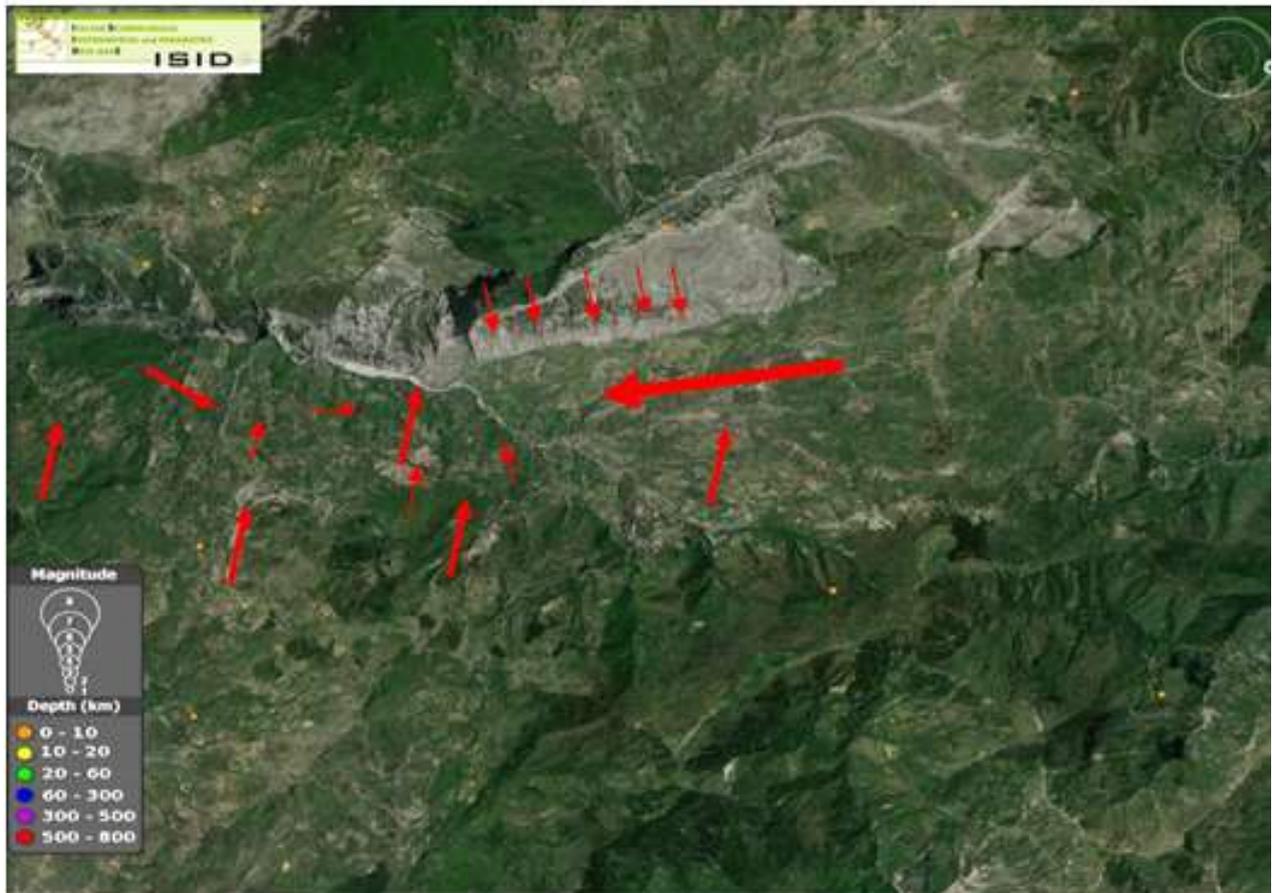
)



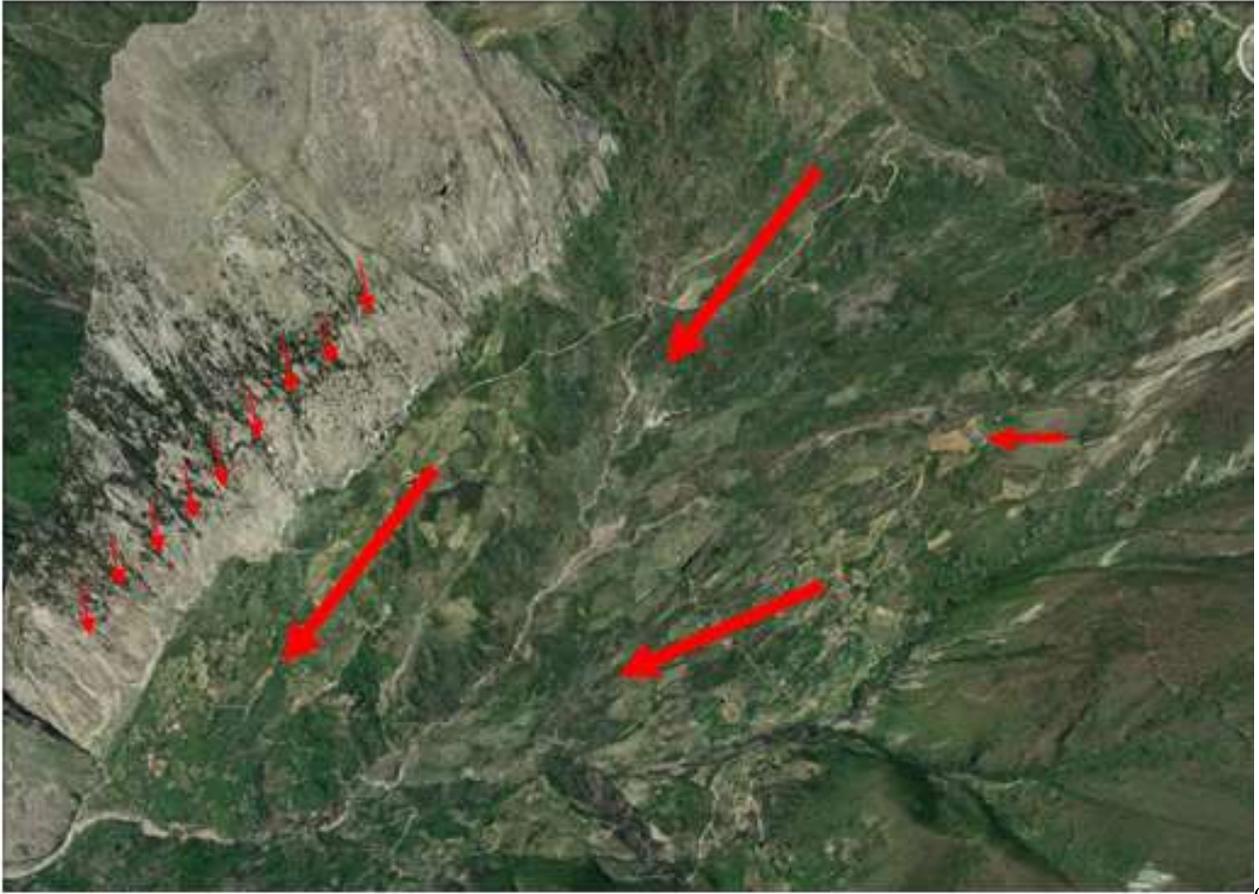
la'')



b)

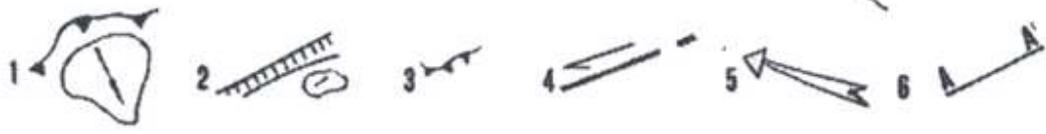
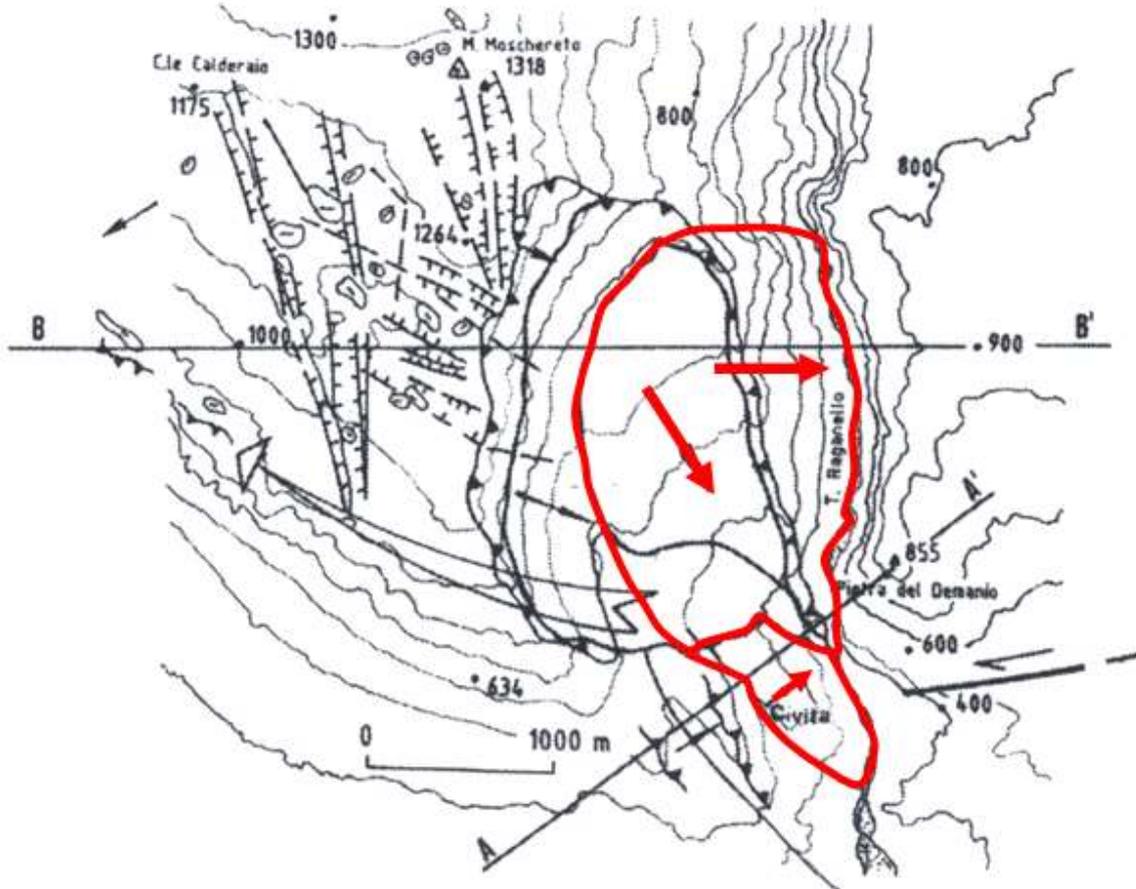


c)



c'

)



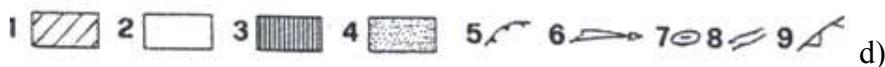
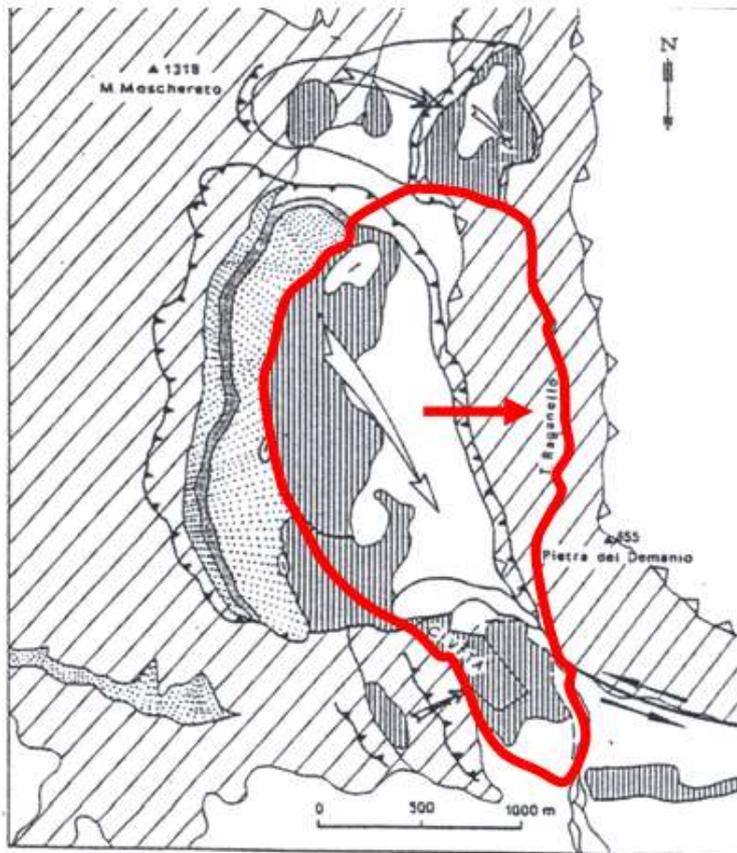


Fig. 28. **a)-a’)-a’’)** – T. Raganello, abitato di Civita (CS) e il grande scorrimento roto - traslazionale del M.te Dolcedorme, di cui si riconosce la scarpata, il corpo, ecc. (frecce), in destra T. Raganello; la DGPV sembra “chiudere” l’alveo del Torrente allorchè “sbatte” contro i Calcari del versante sinistro, a loro volta coinvolti da un movimento tettonico-gravitativo del M.te S. ra del Gufo di verso opposto (frecce), (da Guerricchio & Mastromattei, 2013); **b)** – Carta geologica schematica del Bacino della F.ra Saraceno e zone contermini. Attuale – Olocene: 1. Spiagge e depositi continentali costieri; 2. Alluvioni d’alveo e terrazze; 3. Detriti di frana e falda; Pleistocene-Sup. e Medio-Inf.: 4. Depositi marini terrazzati in più ordini; 5. Conglomerati alluvionali dislocati; Pleistocene Inf.–Pliocene Medio–Sup.: 6. Conglomerati, argille e sabbie dell’Unità Bradanica – **Unità Neogeniche da pre a tardo orogene** (Depositi silico-clastici); 7. Unità di Ariano, (Pliocene Medio-Inf.); 8. Unità di Altavilla, (Pliocene Inf.-Tortoniano Sup.); - **Unità Sicilidi**: 9. Calcareniti, Argilliti scagliettate varicolori, Arenarie, (Miocene Inf.-Cretacico); Flysch marnoso-arenaceo della Formazione di Albidona, (Oligocene Sup.–Burdigaliano) – **Unità Liguridi**: 11. Calcareniti alternate a Marne fogliettate, Arenarie, Calcari – Formazione del Saraceno, (Eocene Sup.–Oligocene?); 12. Argilliti scagliose nerastre con Quarziti – Unità delle Crete Nere, (Cretacico Sup.-Eocene?); 13. Metabasiti e Serpentiniti. – **Unità di Verbicaro**: Calcareniti (For.ne di Cerchiara) passanti ad Argilliti scure (For.ne del Bifurto), (Miocene Inf.) – **Unità Alburno-Cervati-Pollino**: 15. Calcari di piattaforma, localmente Calcari risedimentati, (Cretacico Sup.-Lias); 16. Dolomie e Calcari dolomitici, (Lias Inf.-Trias Sup.); 17. Faglie principali (a), anche a componente orizzontale (b); 18. Contatto per sovrapposizione tettonica; **c)-c’)-c’’)** – T. Raganello, abitato di Civita (CS) e il grande scorrimento roto-traslazionale del M.te Dolcedorme di cui si riconosce la scarpata, il corpo, ecc. (frecce), in destra T. Raganello; la DGPV sembra “chiudere” l’alveo del Torrente allorchè “sbatte” contro i Calcari del versante sinistro, a loro volta coinvolti da un movimento tettonico-gravitativo del M.te S. ra del Gufo di verso opposto (frecce), (da Guerricchio & Mastromattei, 2013); **c) – c’)** – S. Lorenzo Bellizzi (CS) e Timpa di S. Lorenzo (1652 m) – Alto bacino del T. Raganello.

Grandi scivolamenti dell'Unità del Frido (frecce grandi) in appoggio sui Calcari Cretacici con giacitura a franapoggio, alla base dei quali è evidente la fascia priva di vegetazione (a') - frecce piccole), indicativa del recente abbassamento per scivolamento delle masse plastiche. Tale imponente movimento è da collegarsi agli innalzamenti della tettonica recente; d) – Carta geologica schematica della DGPV del M.te Moschereto: 1. Calcari dell'Appennino - Trias-Cretacico; 2. Flysch Nero (Complesso Liguride) - Cretacico; 3. Calcari dislocati da antiche frane; 4. Talus, anche a forma di conoide; 5. Scarpata principale della DGPV; 6. Verso principale della DGPV e Grandi Frane; 7. Depressioni da frana; 8. Rottura da frana attiva con banda di "rinfrescamento"; 9. Sovrapposizione tettonico-gravitativa; 10. Possibile faglia trascorrente; d') – Carta geomorfologica della DGPV del M.te Moschereto: 1. Scarpata e corpo principali di frana con verso di movimento; 2. Principali scarpate di trenches nella DGPV del M.te Moschereto con depressioni pseudo-carsiche; 3. Scarpata della trascorrente del Pollino; 4. Faglia trascorrente; 5. Verso dello spostamento orizzontale e sollevamento del M.te Moschereto a seguito della spinta dei calcari di Pietra del Demanio; 6. Sezioni geologiche, (da Guerricchio, 2005).

Subsidenza della Piana di Sibari

A Sibari (CS) i depositi in facies deltizia e lagunare, ricoprenti i vari livelli archeologici, poggiano su una potente serie di depositi sciolti alluvionali colmanti la depressione tettonica compresa fra l'Appennino Calabro-Lucano e il rilievo della Sila. In detta Piana è in atto un lentissimo fenomeno di subsidenza (altro fenomeno da collegarsi alla gravità) cui si deve la scomparsa della Sibari arcaica, (Fig. 29. a), (Guerricchio & Melidoro, 1973; 1975; Cotecchia, 1992).

In alcuni sondaggi geognostici nella zona degli scavi di Sibari vengono intercettati livelli di torba (Guerricchio & Melidoro, 1973), il più profondo dei quali è alla profondità di 55,00 m di profondità (a partire dalla quota del piano degli scavi pari a 6.00 m sul l.m.m.), per cui dal momento del suo depositarsi ha subito una subsidenza (tettonica e geotecnica) di ca. 5,5 mm/anno; per il livello superiore si riscontra un cedimento medio annuo di 0.6 mm/anno (Cotecchia, 1992). Il valore riscontrato da Guerricchio e Melidoro (1975) è stato considerato in 4.3 mm/anno (Guerricchio & Melidoro, 1975). Nel primo studio sulla subsidenza viene prodotta la Carta geomorfologica della Piana di Sibari e dintorni, in cui si enfatizzano gli antichi percorsi fluviali, i coni di deiezione fossili e attuali, le frane sottomarine (lobi dei depositi di deiezione delle foci del F. Crati - Colella & Normark, 1984), ecc., indicativi di instabilità tettonico-gravitativa generalizzata, (da Guerricchio & Melidoro, 1975 a, b). In un successivo lavoro (Guerricchio & Ronconi, 1992), riprendendo pure una precedente pubblicazione (Tortorici, 1983), si individua una deformazione gravitativa (Grande Frana) la cui superficie di rottura, a forma di ampio ferro di cavallo, decorre, da N a S, dalla piana di Villapiana a Sibari (attuale), Thurio e Schiavonea. Il vasto corpo di questa parte della Piana di Sibari venne quindi ribassato (segno -) e basculato verso W, secondo meccanismi e cinematismi propri di una Frana rotazionale di grandissime dimensioni (25 x 10 km), che avrebbe avuto un ruolo importante nell'ingressione marina flandriana? (Guerricchio & Ronconi, 1997), nelle variazioni delle falde di intrusione marina e di acque dolci galleggianti sulle prime e nella successiva scomparsa dell'antica Sibari e non solo (Fig. 29. a).

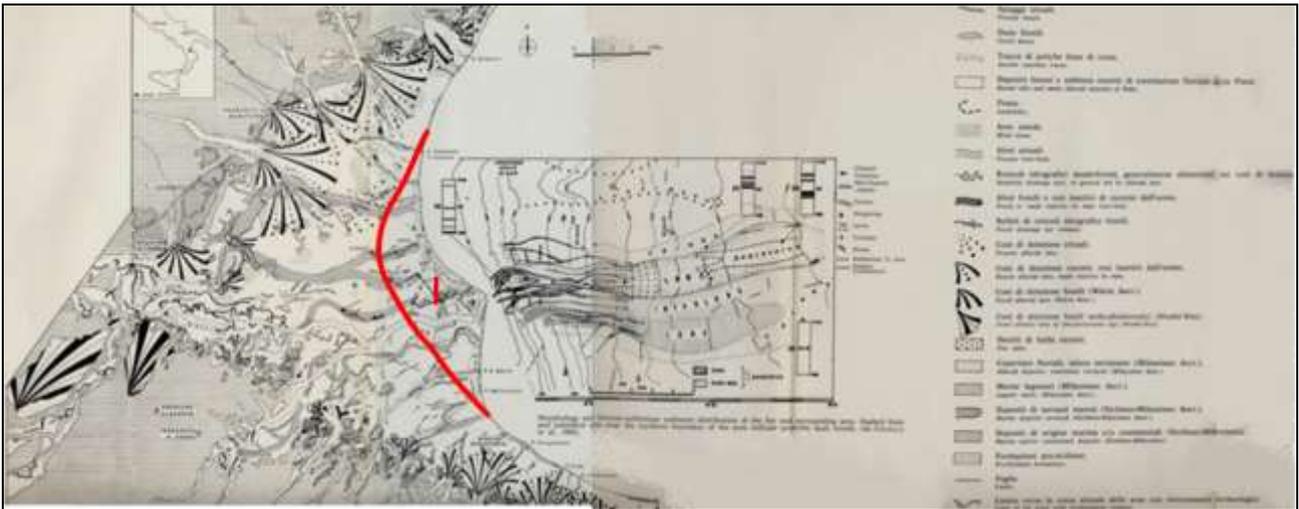


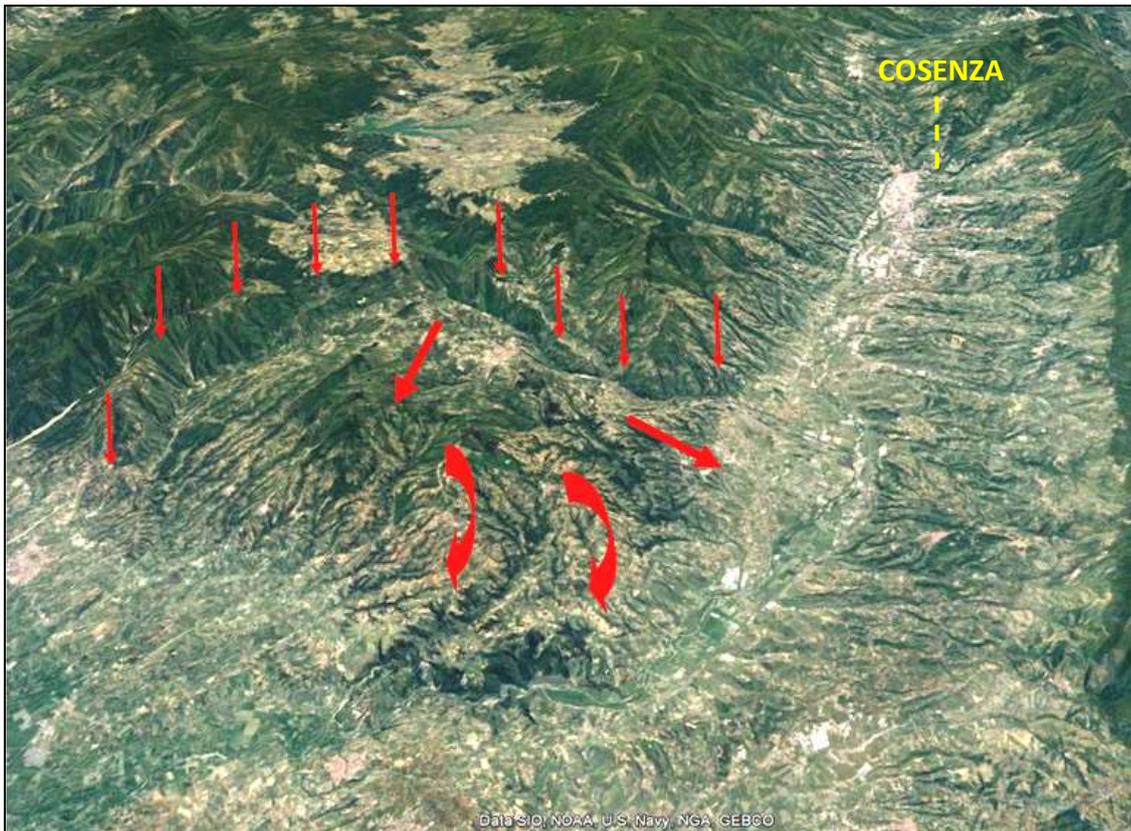
Fig. 29. a) – Carta geomorfologica della Piana di Sibari e dintorni, in cui si enfatizzano gli antichi percorsi fluviali, i coni di deiezione fossili e attuali, le frane sottomarine (lobi dei depositi di deiezione delle foci del F. Crati), ecc., indicativi di instabilità tettonico-gravitativa generalizzata, (da Guerricchio & Melidoro, 1975 a, b). In rosso è evidenziata una antica linea di costa riconosciuta attraverso rilievi in sito durante gli scavi archeologici (Guerricchio & Ronconi, 1992), legata ad un profondo movimento gravitativo della foce del Crati che ha basculato all'indietro tutta l'estesissima area della foce con importanti implicazioni idrogeologiche.

La DGPV (o DGT) della Sila settentrionale

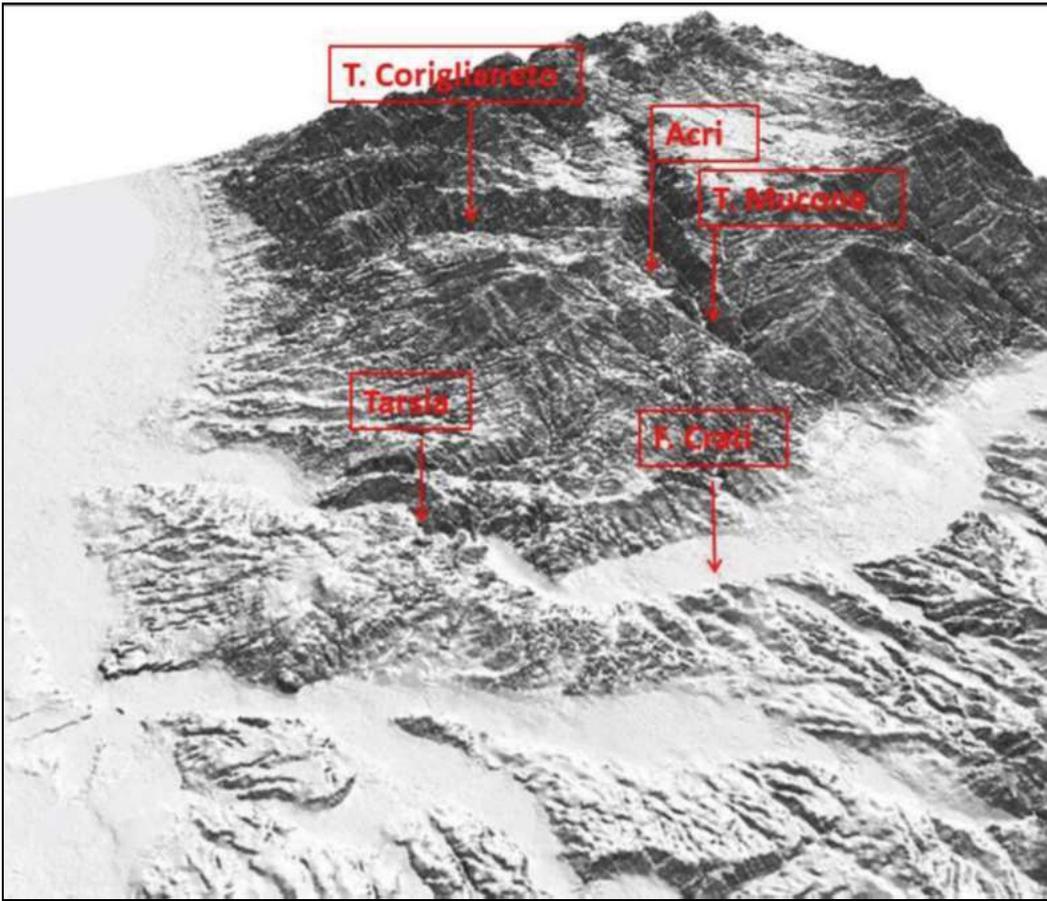
Nel Pleistocene superiore-inizio dell'Olocene, a causa del sollevamento tettonico della Sila, da noi definita “crickogeno” (Guerricchio, 2014 e 2015), sul suo versante nord occidentale si è attivato un grande movimento gravitativo, che ha coinvolto un'area di oltre 1000 km² ed un volume di circa 40 Mm³, (Fig. 30. a). Detto movimento ha sbarrato il Fiume Crati all'altezza dell'attuale “Stretta di Tarsia”, originando un grande lago che si estese fino a Cosenza (Guerricchio & Simeone, 2016), (Fig. 30. b). Le masse in gioco comprendono unità di rocce intrusive e metamorfiche di alto e basso grado, ascrivibili alle Unità Alpine, depositi marini post orogeni del Pleistocene-Calabrianio-Pliocene ed i depositi alluvionali clastici, terrazzati e non dell'Olocene. Alla sua attivazione ha probabilmente contribuito l'allargamento della Piana di Sibari conseguente al movimento della faglia trascorrente destra del Pollino, che avrebbe esercitato un'azione di richiamo, appunto, verso NW (una sorta di “risucchio”), risentitosi fin nel versante silano. Si tratta di un fenomeno che per le sue dimensioni può essere definito una Deformazione Gravitativa Territoriale Profonda (DGTP) e che, a grande scala, ha forme morfologiche analoghe a quelle delle Mega-Frane rotazionali multiple con: 1) abbassamenti e basculamenti; 2) “rigonfiamenti”; 3) rotture multiple; 4) innalzamenti al piede, ecc. Il fenomeno di macro-scala ha generato i presupposti per la franosità p.d. passata e futura di tutto quell'ampio settore territoriale silano, avendo agito a livello delle “strutture” delle rocce ivi affioranti, nonché del loro grado di alterazione chimico-fisica. Rilevante è stato lo spostamento delle aste fluviali del F. Crati e di altri corsi d'acqua verso nord, come pure l'effetto di sollevamento nelle zone di piede da parte delle rotture gravitative sepolte nelle unità Plio-Pleistoceniche, evidenziando un'epoca alquanto recente del gigantesco fenomeno gravitativo, che i fenomeni di erosione olocenici non hanno ancora mascherato o cancellato.

Inoltre, la sua stessa attività sismica di modesta magnitudo e profondità potrebbe in parte essere legata proprio a riprese di movimenti lungo zone di rottura gravitativa. Il motore primo di questo fenomeno è da ascrivere, come detto, al sollevamento tettonico della Sila, che ha altresì generato i grandi movimenti gravitativi nelle sue aree di “bordo” (Guerricchio, 2014 e 2015), simili per dimensioni e coinvolgimento di unità geologiche. La possibilità consentita al corpo della DGTP di evolversi verso NNW trova riscontro nello spostamento subito nella stessa direzione dalla catena della Montea, la Mula, C.zo del Pellegrino, M. te Vernita a seguito del movimento della grande

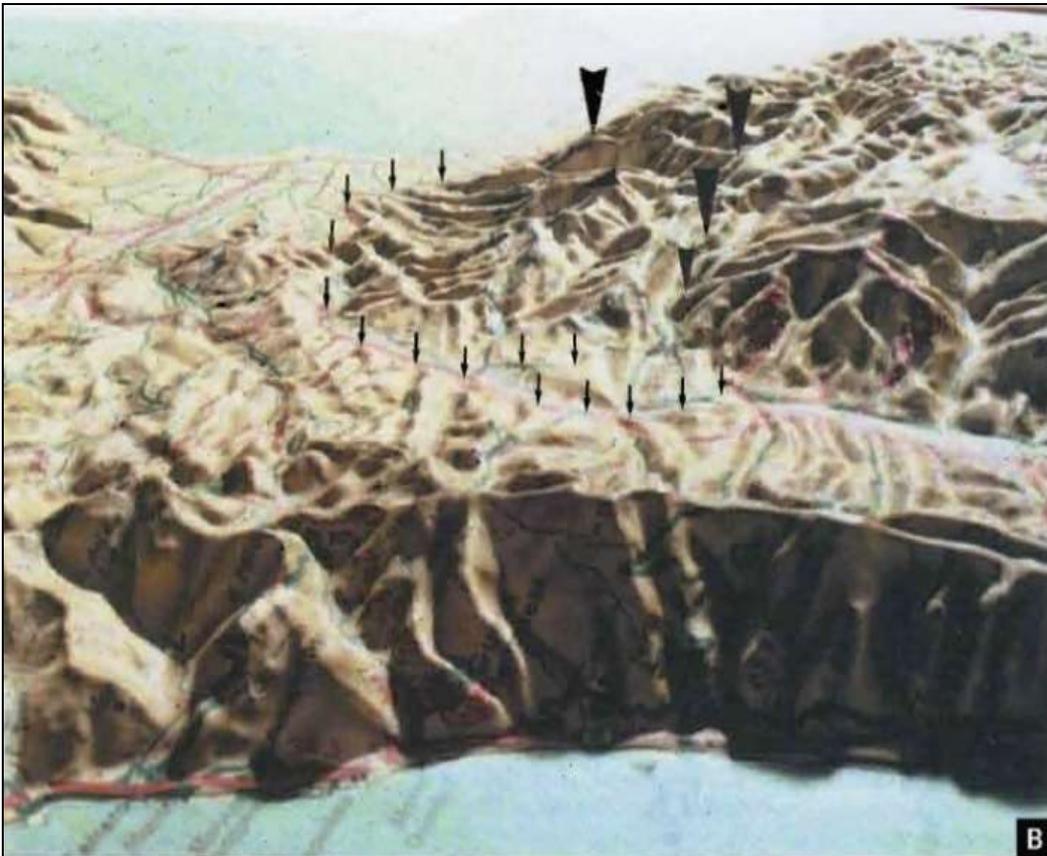
faglia trascorrente destra del Pollino. Questo ha creato nella zona di NW dell'attuale Piana di Sibari una sorta di "macro-crater" di sprofondamento, dove la massima depressione è data nella zona di confluenza dei fiumi Coscile, Tiro ed Esaro. Tale movimento è come se avesse "risucchiato", come accennato, il territorio situato a SSE, compresa la grande DGTP, sommando la sua azione a quella del "crickogeno" silano. Il modello geomorfologico individuato presenta un indubbio interesse scientifico, sia per la comprensione degli assetti geologico-strutturali e geomorfologici di tutta l'area che per i condizionamenti di carattere geologico-applicativo sulla sua franosità e sul reticolo idrografico, oltre che, si ribadisce, sulle risposte sismiche, in particolare sui fenomeni di amplificazione.



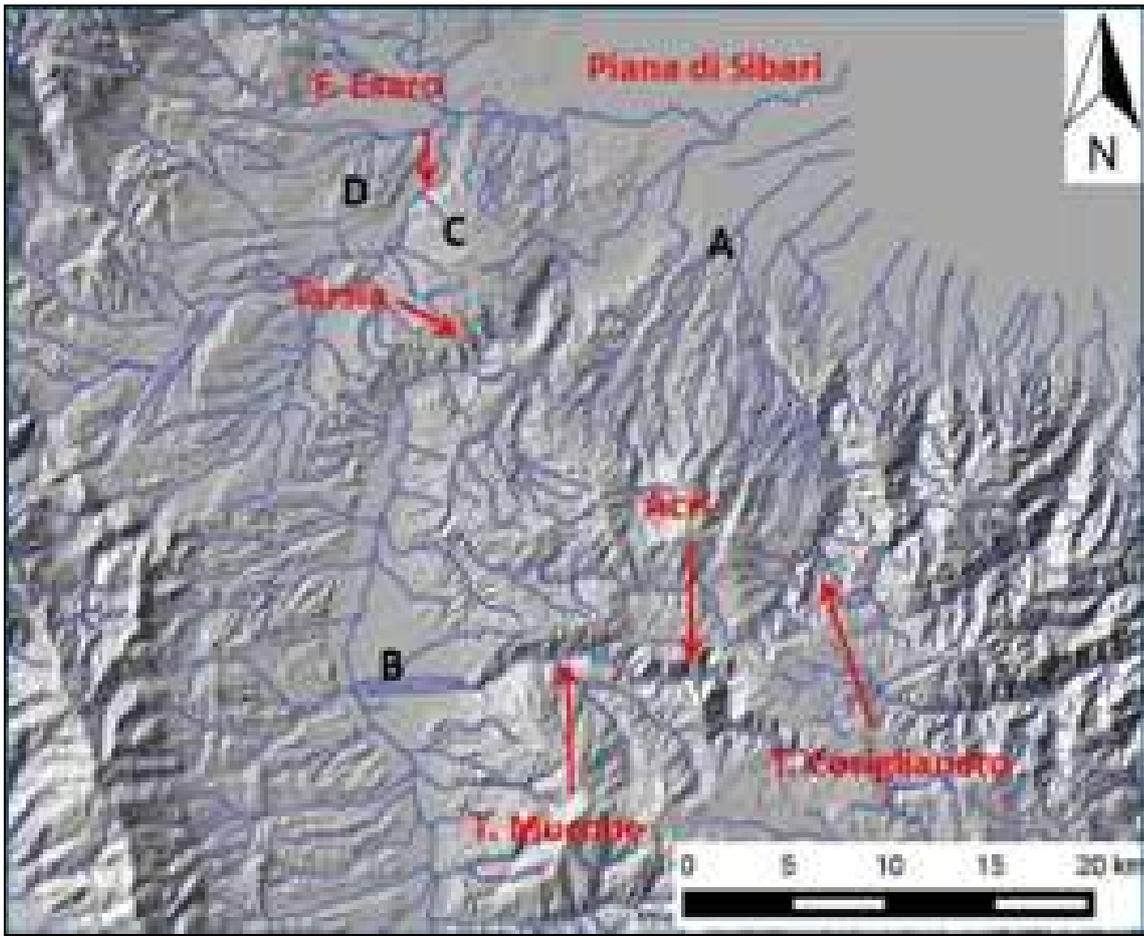
a)



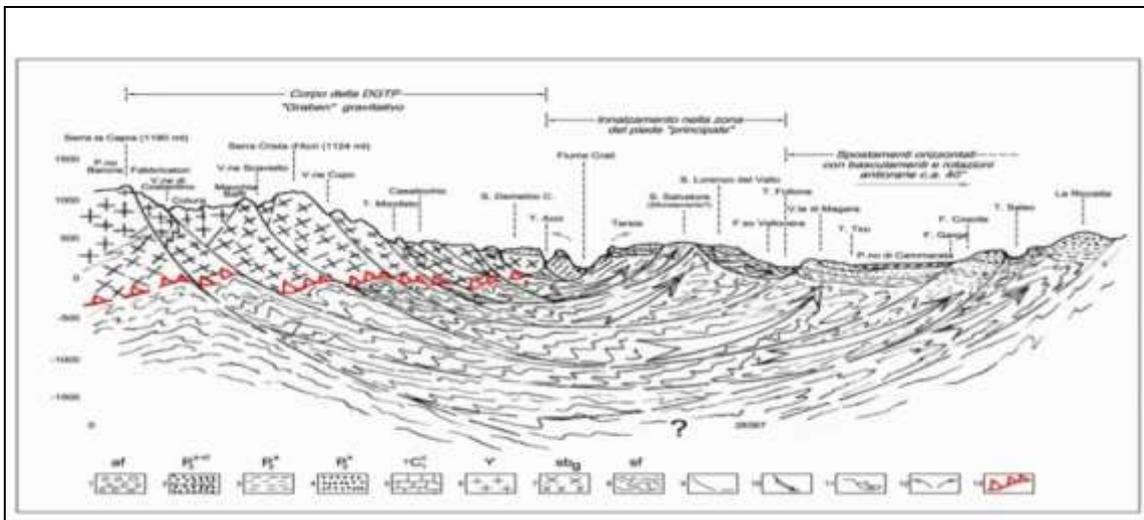
b)



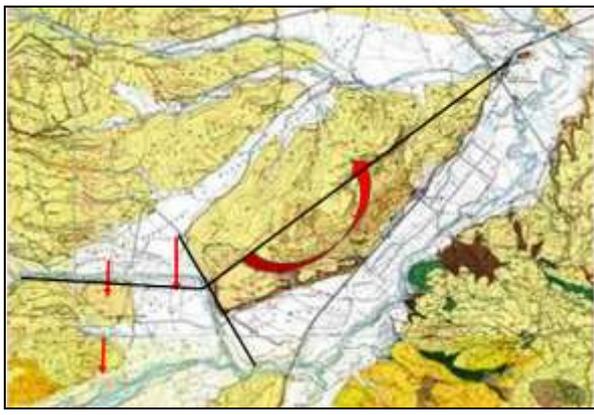
c)



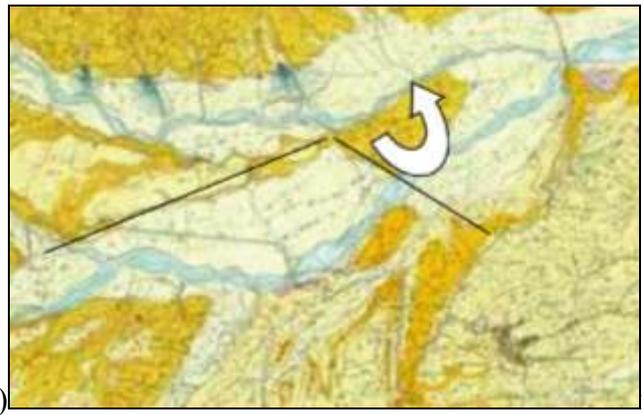
d)



e)



e)



f)

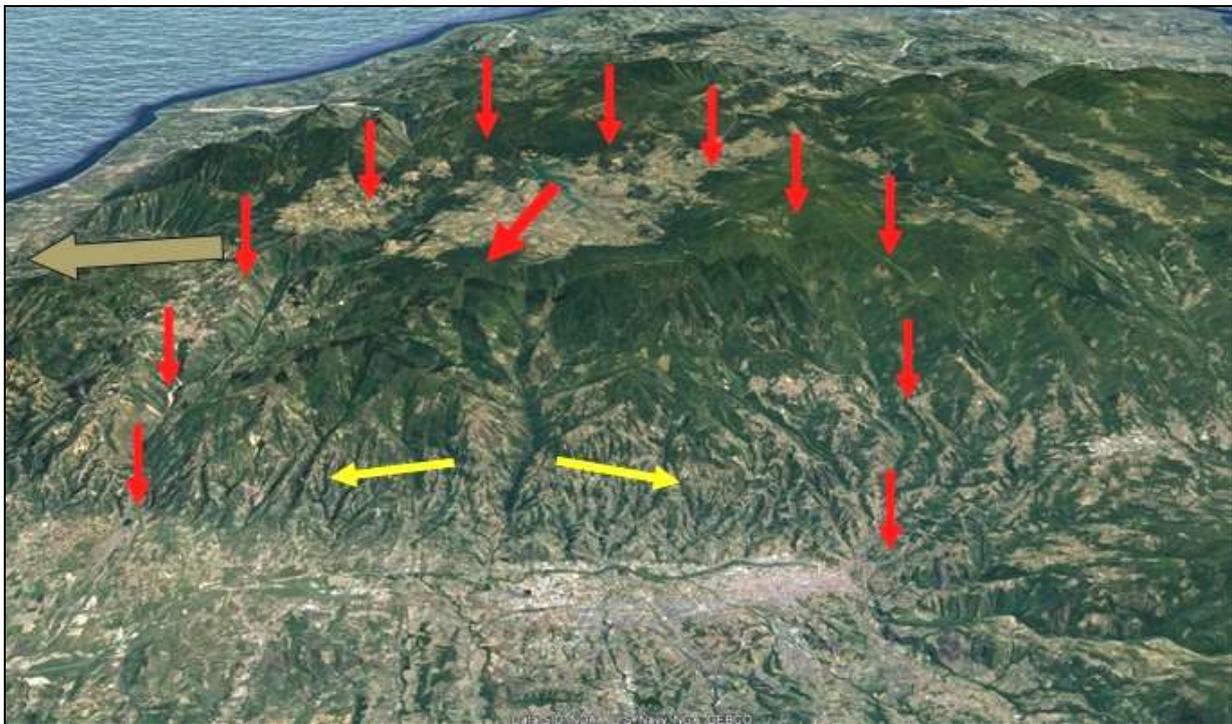
Fig. 30. a) – DEM dell'imponente fenomeno di deformazione gravitativa territoriale della porzione di N-W del rilievo della Sila settentrionale. Si nota la profonda rottura dove si è impostato il T. Mucone e, poco a monte dell'abitato di Acri, la profonda incisione dove defluisce il T. Coriglianeto. Nel suo movimento, anche con rotazione antioraria verso le attuali Valle del Crati e Piana di Sibari, ha sollevato, compresso e spostato i corpi geologici in primo e secondo piano, determinando significative modificazioni geomorfologiche in tutta la Piana. La valle dell'antico F. Crati è stata, per "frana", sbarrata creando un lago che giungeva probabilmente fino a Cosenza. Si sono avute importanti variazioni degli andamenti dei paleo fiumi di quel territorio, tutti spostati e deviati verso i settori settentrionali e occidentali rispetto ai loro primitivi percorsi; b) – Veduta da W su un plastico geografico della DGPV della Sila sett., da cui già si può osservare con chiarezza la morfologia della grande deformazione, che mette in evidenza il corpo, interessato almeno da altre due rotture; il trench del F. Mucone, costituente il profondo "strappo" nelle sue parti di quote elevate e, in sinistra, l'espulsione dal profondo delle masse nella zona di un "primo" piede, ove le cinque piccole frecce definiscono anche il limite del conoide del F. Mucone. La deformazione gravitativa sembra accavallarsi nella zona di piede sul versante in sinistra F. Crati e, per certi versi, anche dislocarlo; c) – DTM e reticolo idrografico della Sila sett. L'alta densità di drenaggio, poi, è indicativa della profonda disarticolazione delle masse rocciose coinvolte nella deformazione gravitativa; d) – Sezione geologica interpretativa della DGPV di «Acri» ed effetti «leva» (innalzamenti) al piede; e) – Cattura fluviale per rottura ("strappo") e rotazione antioraria del blocco trapezoidale. Le frecce indicano la cattura e la parte da cui si è "strappato" il corpo dalla impronta "trapezoidale"; f) – Stralci geologici (da Carta Geologica della Calabria, 1969) delle due aree con evidenziate le rotture da thrust sepolti delle località a) Serra di Mezzo e Costa del Diavolo (T. Grondo); b) Serra Coste-Paciuro. Nel primo caso è molto evidente la cattura del T. Grondo da parte del F. Follone a seguito dello "strappo" di 1.5 km e del movimento planimetrico antiorario della collinetta di Serra del Diavolo; nel secondo si osserva la rotazione antioraria, sempre prodotta dalla DGTP, dei conglomerati sabbiosi di Serra Coste, il cui strappo e rotazione creano un'apertura non minore di 70°, (da Guerricchio, 2000; Guerricchio & Simeone, 2016).

DGPV della Sila Occidentale fino al Lago di Cecita (CS).

Sulla base di un insieme di evidenze geomorfologiche e di condizionamenti del reticolo idrografico, è stato possibile riconoscere un altro grande fenomeno di deformazione gravitativa territoriale profonda (DGTP), assimilabile, anch'esso, a grande scala ad un "mega scorrimento rotazionale" (Figg. 31. a, b). Questo coinvolge rocce cristalline e sedimentarie dell'intero versante nord occidentale della Sila, movimentatosi verso la Valle del Crati, con forti risentimenti a W, N e E. Peraltro la discreta attività sismica nell'area, in genere di relativamente modesta magnitudo e profondità, potrebbe in parte essere legata, anche in questo caso, proprio a riprese di movimenti lungo zone di rottura del grande collasso gravitativo. Per dimensioni e coinvolgimento di unità geologiche esso è simile all'altro ora esaminato, con il quale è confinante a S, (Guerricchio, 2000 e 2014).

Pure per questa deformazione gravitativa il motore primo è da attribuirsi al sollevamento tettonico della Sila, già in precedenza definito "crickogeno" (Guerricchio, 2000, 2001, 2014 e 2015), che ha altresì generato i grandi movimenti gravitativi nelle sue aree di "bordo" (Guerricchio, 2014, 2015). Il caso presentato amplia i concetti ed i modelli geologico-geomorfologici già individuati in un precedente lavoro (Guerricchio, 2000) di questa enorme deformazione gravitativa che comprende gran parte della Sila di N-W. Anche questo caso presenta un indubbio interesse scientifico, sia per la comprensione degli assetti geologico-strutturali e geomorfologici di tutta l'area che per i condizionamenti di carattere geologico-applicativo sulla sua franosità e sul reticolo idrografico, oltre che sulle risposte sismiche. La possibilità consentita al corpo della DGT di evolversi verso W trova riscontro nello spostamento subito nella direzione NNW dalla limitrofa DGT precedentemente commentata, (Fig. 31 a).

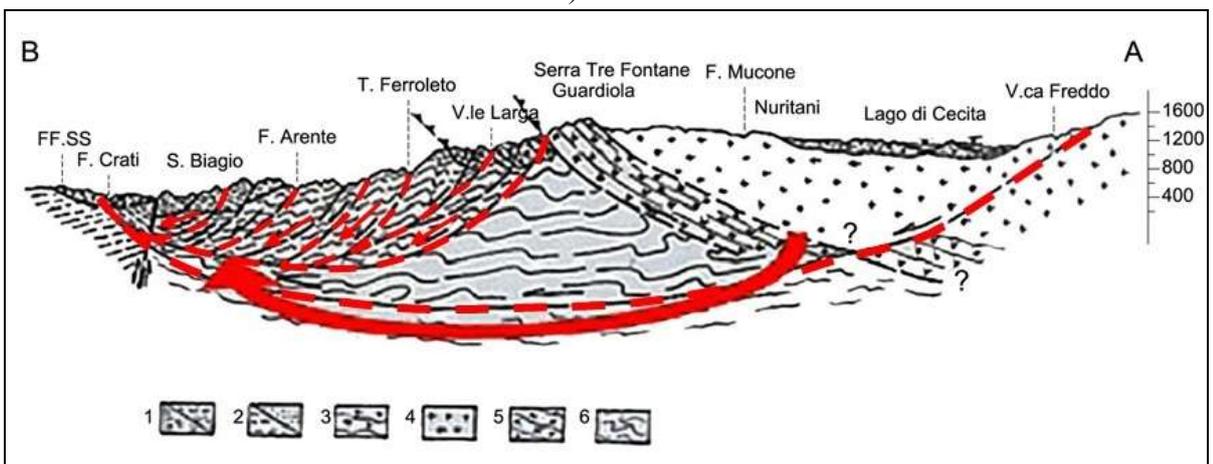
Il modello geomorfologico individuato potrà certamente dare ragione, infine, alle prossime, notevoli esaltazioni delle energie dei terremoti profondi e non di tutto quell'esteso territorio della Calabria settentrionale coinvolto dal fenomeno illustrato.



a)



b)



c)

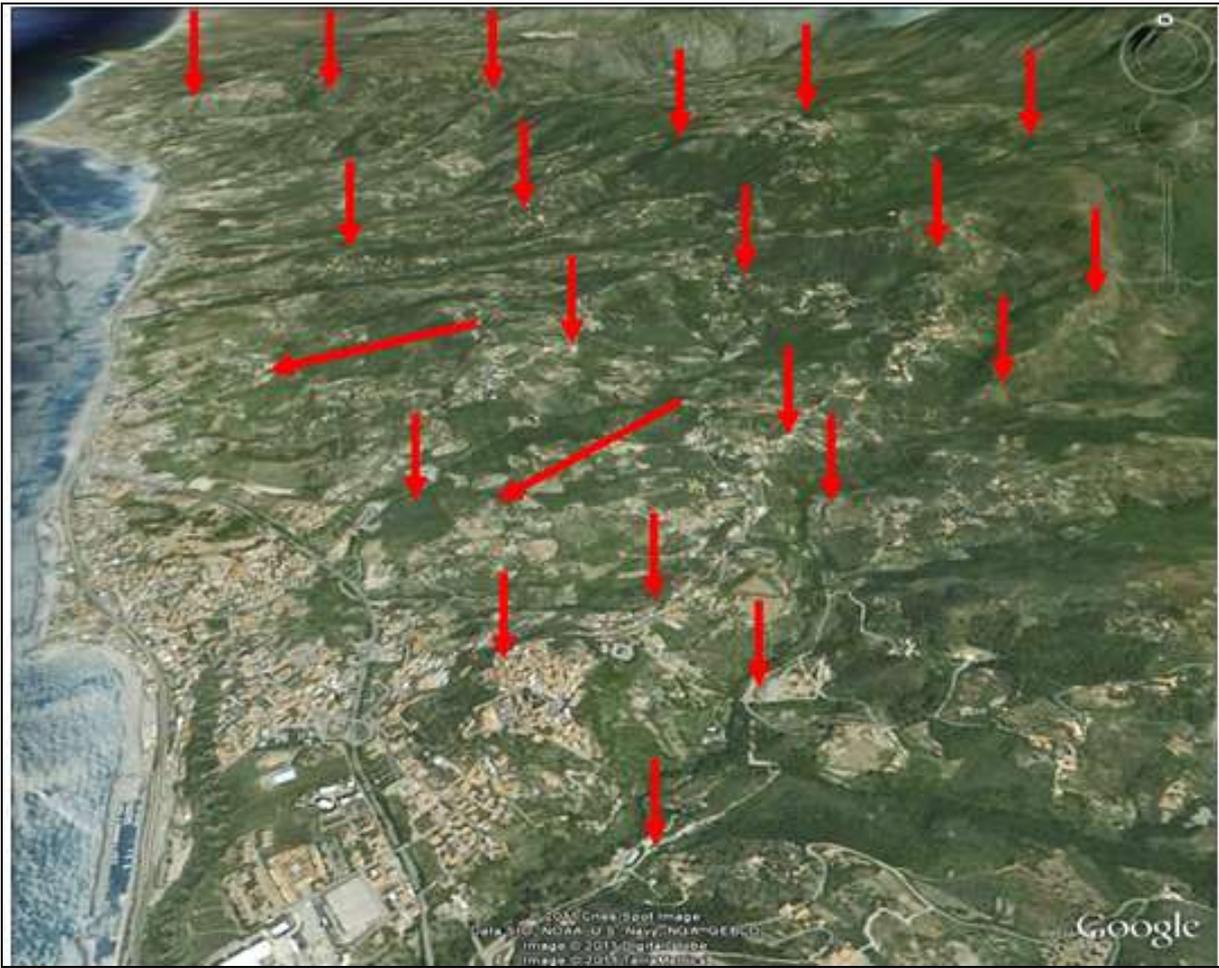
Fig. 31. **a)** – La DGPV o DGT della Sila Occidentale fino al Lago di Cecita (freccie rosse) prodotta dalla sovrapposizione tettonica di “graniti” su “filladi”, affioranti nello “squarcio” del T. Arente (freccie gialle) e favorita probabilmente da un richiamo - una sorta di “risucchio” - del “macro - cratere” di sprofondamento, l’attuale Piana di Sibari (freccia beige); **b)** – Carta geologica schematica del territorio tra il Lago di Cecita (Sila - Calabria) e la valle del F. Crati (da Amodio Morelli et al., 1976), coinvolto dal

grande scendimento gravitativo, mostrante la sovrapposizioni di unità lapidee ad alta resistenza (in legenda i numeri 6, 19 e 20) poggianti su un'unità di bassa resistenza meccanica (11); c) – Sezione geologica interpretativa della DGPV o DGT che dal Lago di Cecita giunge nella Valle del F. Crati, coinvolgendo unità granitoidi tettonicamente sovrapposte a “filladi”, (da Guerricchio, 2014).

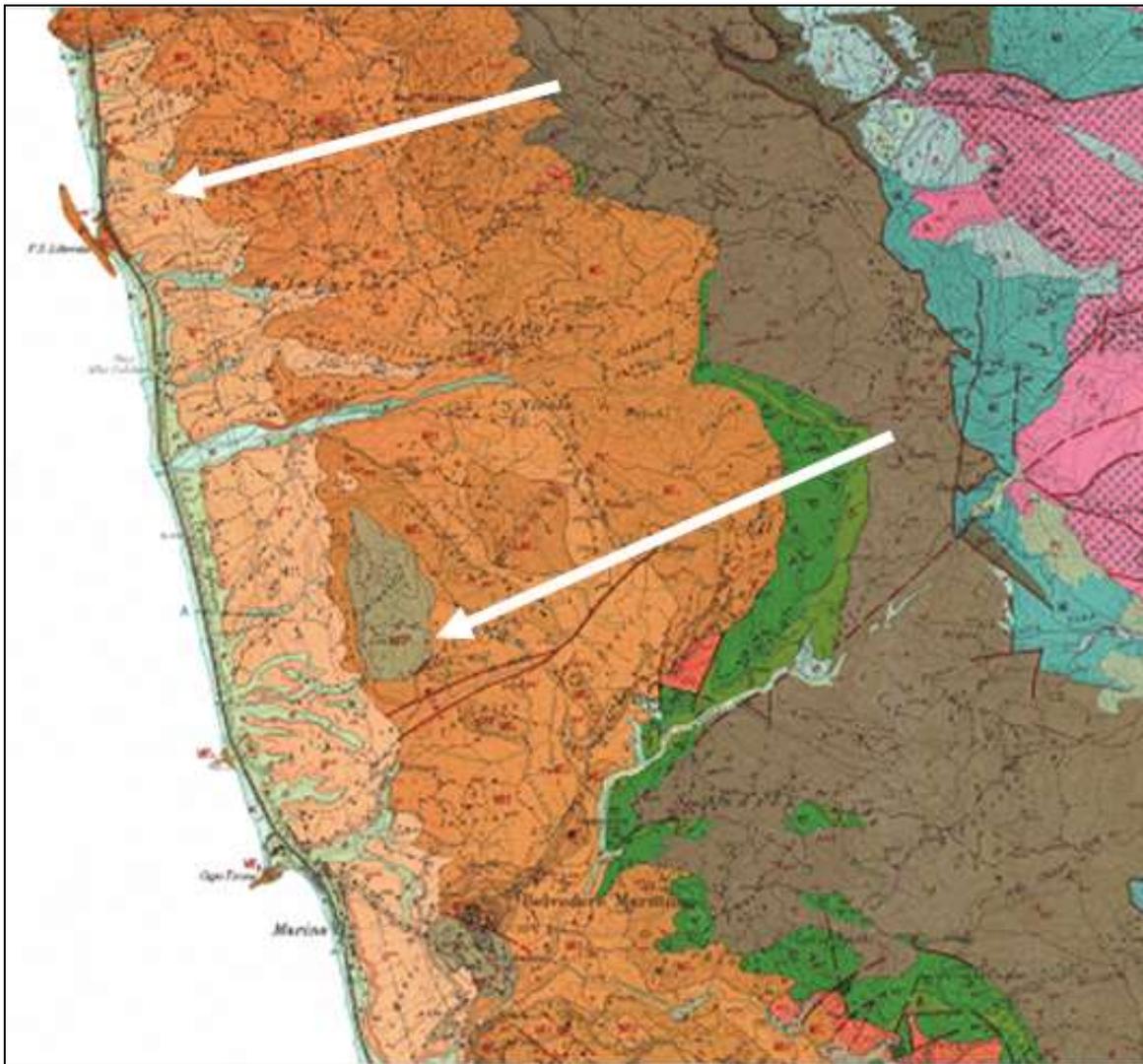
Fascia costiera di Belvedere Marittimo (CS)

La fascia costiera di Belvedere M. mo (Figg. 32. a, b) costituisce un ulteriore chiaro esempio del forte contributo che fattori geologici danno ai fini dell'erosione costiera, oltre a fornire elementi per ciò che potremmo intendere per “base per una zonazione per la pericolosità di aree a rischio di frana” (Guerricchio, 1988; 2013). Essa, infatti, sia per gli aspetti geomorfologici (Fig. 32. a) che per quelli geologici (Fig. 32. b) appare fortemente coinvolta da DGPV, grandi frane e frane p.d., che insieme danno pure una risposta ai complessi fenomeni di erosione dei litorali, come da noi a suo tempo messo in evidenza (Guerricchio, 1988). Nell'area in questione convergono, innanzitutto, le condizioni litologiche e strutturali che rappresentano sempre i motivi di base nelle regioni costiere, come quelle calabre, per comprendere meglio i detti fenomeni. Si aggiungono quelle morfologiche, quali ad es. le pendenze dei versanti e quelle idrogeologiche, arguibili sia dalla cartografia geologica e soprattutto dalla veduta d'insieme del territorio (Fig. 32. a). Sotto l'aspetto litologico esso è caratterizzato da una serie di unità geologiche per la gran parte ad alta permeabilità per porosità e, per quelle di natura carbonatica del Trias (M^c_z. Calcari e Dolomie ben stratificati; T^{dl}. Dolomie e Calcari ben stratificati e fratturati; T^{br}. Breccie calcaree in matrice argillitica; T^c. Calcari ben stratificati) per fessurazione e carsismo. Su quest'ultime poggia una formazione di Scisti filladici del Paleozoico (sf), quasi certamente raddoppiata per quanto riguarda il suo spessore da antichi movimenti di massa. Csicchè oggi essa appare molto ampliata in planimetria a costituire, comunque, un potente orizzonte di rocce a comportamento “duttile” quando soggette ad elevato carico, come nel caso in esame (Figg. 32. a, b, c).

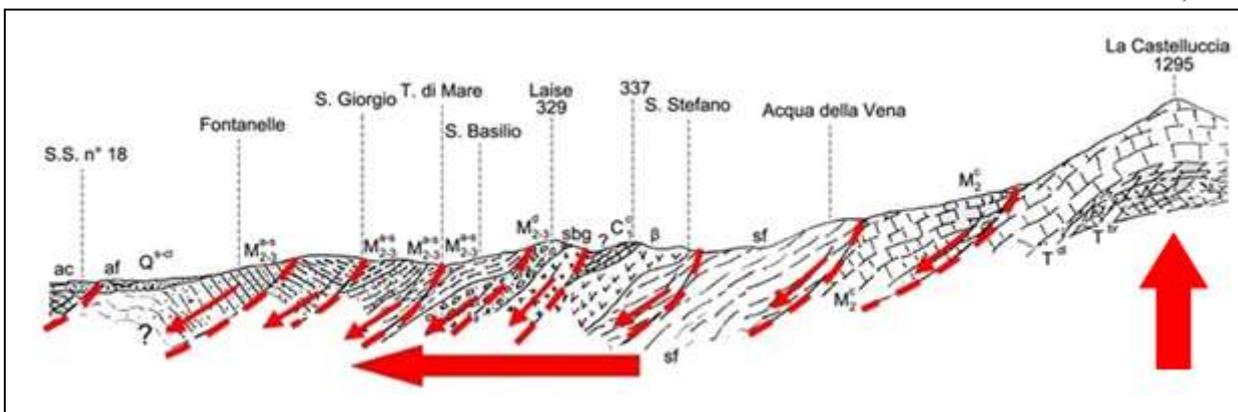
In questa area si assiste, pertanto, ad un estesissimo e profondo fenomeno gravitativo, favorito dalle strutture geologiche a franapoggio, che provoca “l'occupazione”, da parte della zona emersa, nel mare, innescando quindi incrementi dei fenomeni di erosione da parte di quest'ultimo per poter recuperare quel territorio così “subdolamente” sottrattogli. Il movimento gravitativo ha la scarpata principale più evidente a M.te Milioso (736 m s.l.m.), i cui Calcari cristallini sono disposti a franapoggio con inclinazioni fino a 40°, ma, spostandoci poco ad E, si riconosce, attorno a quota 728 m, la principale scarpata in Filladi, inclinate verso la costa di 75° (Figg. 32. a, b, c). Le rotture dell'estesa deformazione gravitativa, fungenti da “binari” di scorrimento, proseguono a S lungo l'alveo del T. Soleo e a N in quello del T. Valle Cupo. Un'ulteriore prosecuzione della scarpata di rottura si individua verso N in località Toppa S. Ianni (ca. 700 m s.l.m.), con gli “strappi” laterali che decorrono lungo i corsi d'acqua anonimi che defluiscono verso P.ta S. Litterata (Fig. 31. b). Analogo motivo strutturale è presente nel versante a S di Belvedere M.mo, ove lungo la congiungente Cozzo Pietra Ricetto (583 m s.l.m.) – Serra la Vriglia (633 m s.l.m.) – località Ianni (336 m s.l.m.) si individua una prima scarpata della grande deformazione, ma quella principale, meno evidente, è poco a monte di P.no della Chiesa (722 m s.l.m.) in Scisti filladici, inclinati verso la costa fino a 50° (Figg. 32. b, c). Quest'ultima struttura, i cui “binari laterali” si impostano nei torrenti Cozzandrone a N e Sanginetto (pro-parte) a S, non ha ancora prodotto, fortunatamente, significativi incrementi di erosione della costa.



a)



b)



c)

Fig. 32. **a)** – Costa settentrionale di Belvedere M.mo; si evince l’eccezionale funzione della grande frana per scorrimento traslazionale multiplo (4 x 4 km), definita dalle ampie rotture ad arco (freccie), nella deformazione del profilo costiero e nell’erosione del litorale, di cui è prova la stretta fascia sabbiosa litoranea ad andamento alquanto irregolare; **b)** – Stralcio della Carta geologica della Calabria in scala 1:25.000. (Per la legenda vedere quella in fig. 17); **c)** – Sezione geologica E-W del versante costiero settentrionale di Belvedere M.mo (CS), in generale spostamento verso il mare (freccia grossa), conseguente all’innalzamento della struttura appenninica (freccia verticale). 1. Attuale-Olocene: ac. Alluvioni mobili ciottoloso-sabbiose; 2. af. Alluvioni fissate ciottoloso-sabbiose; 3. Q^{s-cl} . Sabbie con livelli conglomeratici – Pleistocene; Miocene medio-sup: 4. M^{ar-s}_{2-3} . Argille sabbiose grigio-azzurre; 5. M^{ar}_{2-3} . Arenarie con intercalazioni di Argille; 6. M^{cl}_{2-3} .

Conglomerati; 7. EPC^{br}. Breccie e Conglomerati con lenti di Argilla. Eocene-Paleocene; Trias-Cretaceo; 8. C^{c1}. Calcari in strati sottili con Argille fogliettate; 9. M^c. Calcari e Dolomie ben stratificati; 10. T^{dl}. Dolomie e Calcari ben stratificati e fratturati; 11. T^{br}. Breccie calcaree in matrice argillitica; 12. T^c. Calcari ben stratificati; Paleozoico; 13. B. Vulcaniti verdi e violette porfiroidi; 14. sf. Scisti filladici con Quarziti; 15. sbg. Gneiss granatiferi - granitoidi; 16. Superfici di scorrimento gravitativo e verso del movimento. La freccia grossa indica lo spostamento gravitativo globale del versante costiero verso il mare, (da Guerricchio, 2016).

Costa di Cetraro

Analoghi fenomeni sono in atto pure nella costiera di Cetraro (CS), ove si riconoscono macro deformazioni multiple roto-traslazionali che iniziano dal versante della Montea e quindi da quello del M.te La Caccia, per una larghezza di oltre 12 km, (Figg. 33. a, b). Tali spostamenti verso la costa sono il primo motivo dell'erosione marina, ove la spiaggia è, tra l'altro, visivamente molto ridotta, (Fig. 33 b).

Questa costituisce il fronte più avanzato della estesa e profonda DGPV della Montea (1785 m), generata dagli scorrimenti multipli verso la costa (Fig. 33. b), che hanno i "binari" di movimento destro e sinistro coincidenti rispettivamente con i corsi d'acqua Corvino – Valle delle Cene e Soleo limitatamente alla parte poco a valle dell'anfiteatro dell'abitato di Trifari (Figg. 33. a, b). Essa determina il notevole avanzamento verso W del profilo costiero considerato tra le due foci dei detti torrenti, di cui il primo è pure il "binario" destro della rottura gravitativa della Montea, mentre il secondo, quello di sinistra, è dato dal T. Sangineto a partire dal Passo dello Scalone, (Figg. 33. a, b). In sostanza, è dal versante W della Montea che la costa calabrese accentua il suo spostamento verso W, già iniziato all'altezza di Guardia P.se.

Poco a N, ancor più si coglie un altro significativo spostamento verso W del profilo della Catena Costiera, determinato dall'ennesima DGPV coinvolgente il M.te Carpinoso (988 m) e l'intero territorio fra Maierà, Visciglioso (a monte), Diamante (pro parte) e Cirella lungo la costa, (Figg. 33. a, c). Anche in questo caso le rotture che perimetrano la deformazione sono occupate dai principali corsi d'acqua di quel territorio: il T. Corvino a S, che, all'altezza di Serra Milarra, quasi si unisce verso E alla quota di 691 m con la parte terminale del T. Vaccuta.



a)



b)



Fig. 33. **a)** – Il territorio della Catena Costiera sett., ove termina il vero Appennino calcareo, dominato dalla struttura della Montea ed inizia quello Alpino. Sulla estrema destra si intravede una parte della trascorrente sinistra nella Fiumara di Cetraro (freccia) che prosegue verso la diga dell'Esaro (freccia verticale). Altre grandi antiche deformazioni gravitative da rotture multiple, attualmente percorse e mascherate da corsi d'acqua (frecce). L'immagine è deformata di 3 volte in altezza; **b)** – Le deformazioni multiple roto-traslazionali che originano dal versante occidentale della Montea e quindi dal M.te La Caccia; **c)** – Altra veduta della deformazione gravitativa della Montea e M.te La Caccia. Da questa struttura si osserva l'alta scarpata di frana (freccia), la depressione morfologica al suo piede ed il rigonfiamento (bulging) presso la costa, protetta al momento con strutture a T per contrastare l'erosione marina che, comunque, poco potranno risolvere in tempi medi. L'immagine vuole dare la percezione del lento spostamento verso la linea di costa dell'intero versante, (da Guerricchio, 2017).

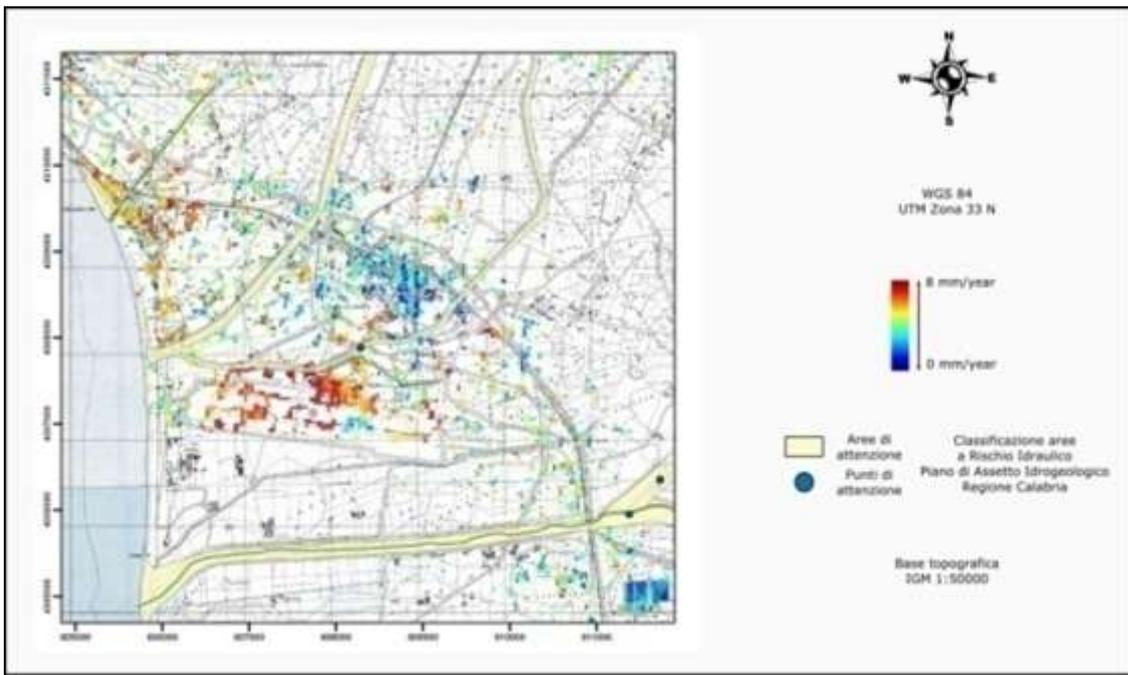
Misure interferometriche

L'analisi interferometrica è un utile strumento per gli studi generali sulle deformazioni gravitative attive; infatti, il contributo fondamentale di tale tecnica riguarda allo stesso tempo l'ubicazione, la caratterizzazione e la quantificazione dei fenomeni gravitativi, fornendo nuove e precise conoscenze per la comprensione di certi fenomeni e della loro modellazione.

L'analisi qualitativa e semi quantitativa dell'abitato di San Lucido e di quelle prossime all'area dell'Aeroporto di Santa Eufemia Lamezia pongono nuovi problemi correlati allo sviluppo di fenomeni di instabilità geologica, come ad esempio durante episodi sismici e così anche per la gestione di situazioni di rischio per attività di Protezione civile, (da Guerricchio, Fortunato & Ponte, 2019).

Comunque, nel territorio lametino le aree che mostrano i movimenti gravitativi più significativi del tipo subsidenza coinvolgono il centro urbano di Gizzeria Lido, l'area di Marinella e la struttura dell'Aeroporto intercontinentale di Lamezia Terme (Figg. 34. a, b). I dati delle deformazioni sembrano ricadere lungo una lineazione di un elemento strutturale che appare coinvolgere insediamenti abitativi e infrastrutture di collegamento, tratti dell'Autostrada SA-RC, della Ferrovia Tirrena-Inferiore come pure delle strutture dell'Aeroporto di Sant'Eufemia-Lamezia Terme, (Figg. 34. a, b, c). In Fig. 34. d), vengono riportati, sulla sinistra, l'ubicazione geografica delle Linee Sismiche CZ-329-78 e CZ-325-78, eseguite dalla "Western Ricerche Geofisiche" dell'Agip Exploration nel Luglio/ Agosto 1978 sulla destra le sezioni sismiche non migrate relative alle due prospezioni eseguite. In entrambe è possibile individuare la presenza di un sismostrato (in rosso) alla stessa "profondità sismica" (-1 s), che potrebbe corrispondere con la stessa superficie dislocata in confronto con il sismostrato (in blue nel CZ-329-78) posto ad una quota relativa più alta (-0.5 s).

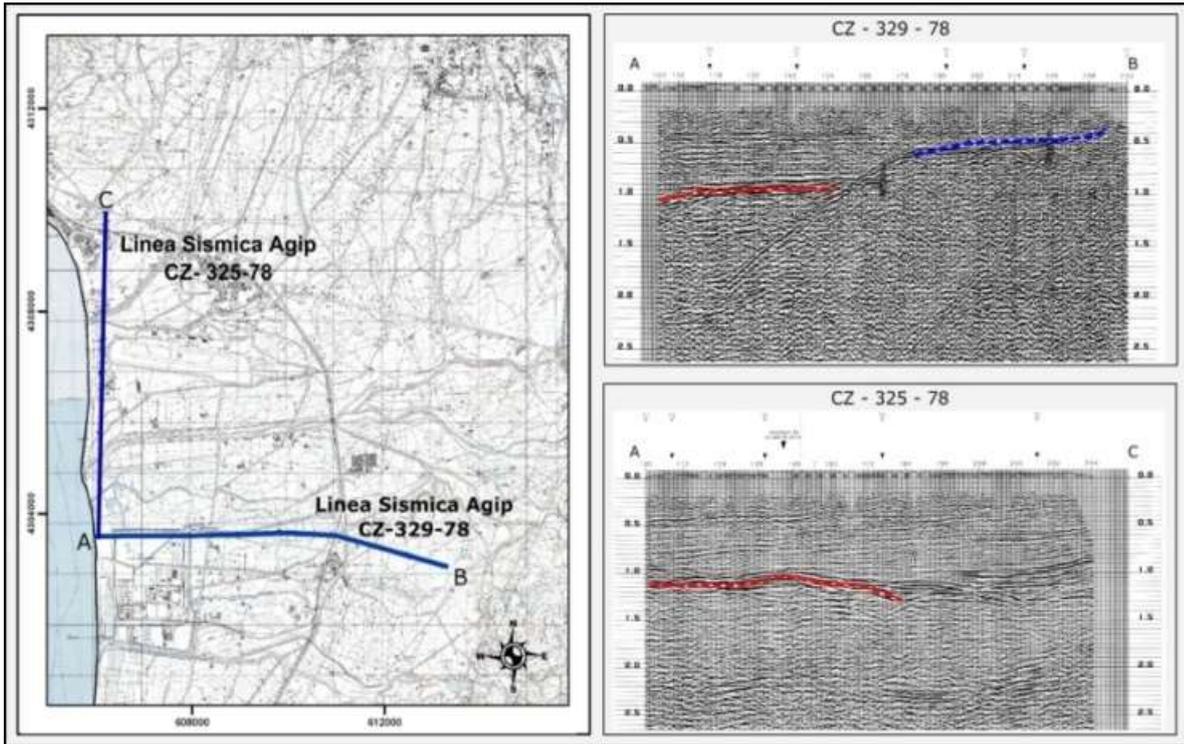
Nelle figure 34. (a, b, c, d, e, f) sono evidenziati i dati di deformazione mostrati dall'analisi interferometrica SAR, i dati dell'anomalia dell'elio, le linee sismiche CZ-329-78, 325-78, i punti di livellazione e le variazioni tra livellazioni di due periodi diversi. Tutti i dati ricadenti nella stessa direzione costituiscono certamente segni relativi di una lineazione tettonico-gravitativa o un'iniziale DGPV/DGTP, con movimento verso il fondale marino (in rosso), che potrebbero rappresentare un elemento di spostamento trasversale al "Graben di Catanzaro", assimilabile ad un enorme scorrimento rotazionale in fase iniziale, (Fig. 34. g). Tale lineamento dovrebbe essere preso in considerazione per gli studi di geologia strutturale, simici, etc. e per la mitigazione del rischio in un'area potenzialmente coinvolta da severi fenomeni sismici e dove, in uno spazio ristretto, ricadono le più importanti infrastrutture di comunicazione dell'intera regione calabrese, (da Guerricchio, Fortunato & Ponte, 2013, 2019).



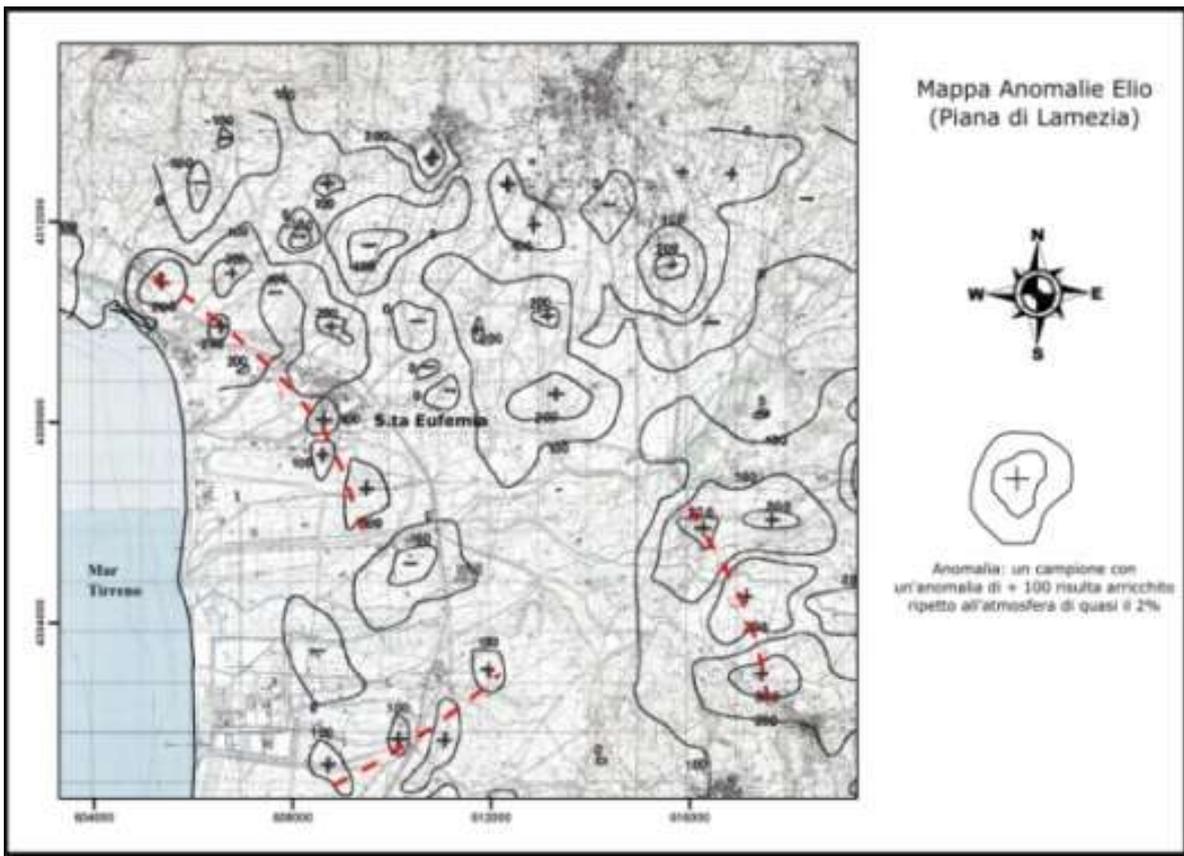
a)



b)



c)



d)

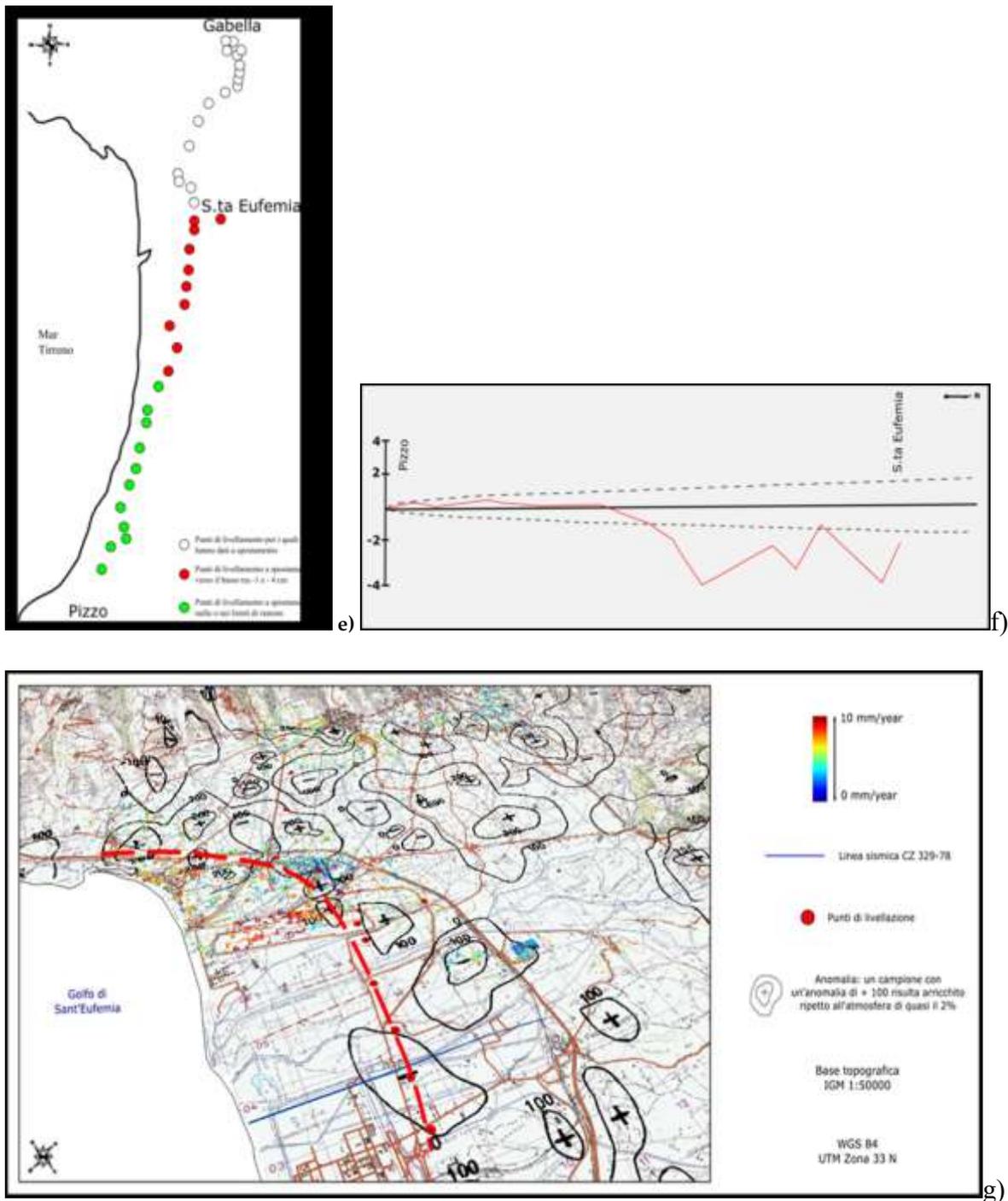


Fig. 34. **a)** – Dati quantitativi delle deformazioni assolute riguardanti i (PS ERS: 19930727-20000121), filtrati e geocodificati; **b)** – Dati quantitativi delle deformazioni assolute riguardanti l'area dell'Aeroporto di Lamezia Terme (CZ), dell'Autostrada SA-RC e della Ferrovia Tirrena-Inferiore (SBAS data base ERS: 19930727-20000121); **c)** – Carta delle Linee Sismiche dell'area aeroportuale di Sant'Eufemia- Lamezia Terme, (da AGIP, 1978); **d)** – Estratto della Carta delle anomalie dell'Helium (da Guerra & Lombardo, 1984). In modo specifico possiamo ubicare ulteriori allineamenti (tratteggiati in rosso), uno dei quali intercetta la pista dell'Aeroporto di Sant'Eufemia; **e)** – Punti di livellamento (i verdi a spostamento nullo o nei limiti del rumore; i rossi a spostamento verso il basso tra -1 e -4 cm; i bianchi a spostamento per il quale non si hanno dati; **f)** – Variazioni tra la livellazione del 1983 e quelle del 1966 da Pizzo verso Sant'Eufemia (IGMI). È molto evidente un andamento definito degli spostamenti verticali. Le linee tratteggiate indicano intervalli di confidenza al 95% dei cambiamenti di quota; **g)** – Mappa di sintesi delle osservazioni risultate in particolare per l'aera dell'Aeroporto di Sant'Eufemia-Lamezia Terme. La freccia indica il verso della possibile prosecuzione dell'abbassamento della deformazione gravitativa individuata, (da Guerricchio et alii, 2019).

Canyon sottomarini (Piattaforma, Scarpata e il Rialzo Continentale)

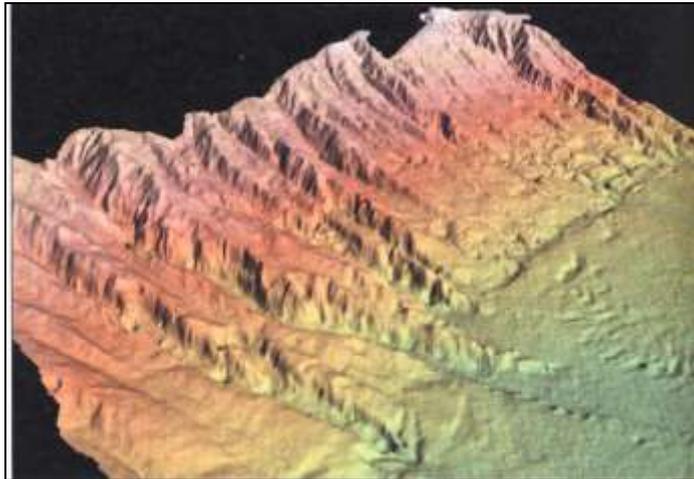
In Calabria, piattaforma, scarpata e rialzo continentale mostrano segni di franamenti di materiali sedimentari e cicatrici dovute a processi di erosione, quali solchi e, per l'appunto, canyon sottomarini, già evidenziatisi alla fine del Pleistocene. I depositi di sabbie, silts e fanghi - sia nella scarpata sia sul rialzo continentale - indicano che queste acque profonde sono sedi di trasporto attivo di sedimenti attraverso correnti che con la loro velocità possono erodere e trasportare, (Figg. 35. a, b, c, d).

Nel 1936 Philip Kuenen, un geologo e oceanografo olandese, dimostrò che tali correnti possono fluire a una velocità di molti km all'ora e che la velocità è direttamente proporzionale alla ripidità della superficie inclinata e alla densità della massa d'acqua e fango. Pertanto una corrente di torbida può erodere e trasportare grandi quantità di sabbia lungo la scarpata continentale a profondità assai maggiori di quelle alle quali possono agire le onde e le maree, quasi una sorta di valanghe sottomarine. E' indubbio che le parti iniziali di alcuni canyon, situate a profondità minori, siano state realmente sede di canali fluviali durante i periodi di basso livello del mare (fine Pleistocene-inizio Olocene), ma questa ipotesi non fornisce una spiegazione del tutto soddisfacente; il fondo dei canyon, infatti, si trova in prevalenza a profondità assai superiori al valore di 100-130 m ca., che rappresenta la profondità massima alla quale si sarebbe potuta spingere l'erosione operata dai corsi d'acqua durante il massimo abbassamento del livello del mare nel corso delle glaciazioni. Essi rappresentano, nella costa calabra, le rotture laterali dei grandi movimenti franosi (giant landslides), che hanno il piede nelle parti sottomarine più profonde (Guerricchio, 1988, 2015; Guerricchio & Melidoro, 1998). Nel loro sviluppo retrogressivo possono coinvolgere ampie aree costiere, anche sede di insediamenti urbani, come ad es. a Soverato nello Ionio, in quella dello Stretto di Messina, specialmente lungo tutta la costa a morfologia "falcata" fra Acciarello, P.ta di Pellaro, Capo delle Armi e Capo Spartivento, (Figg. 42. a, c).

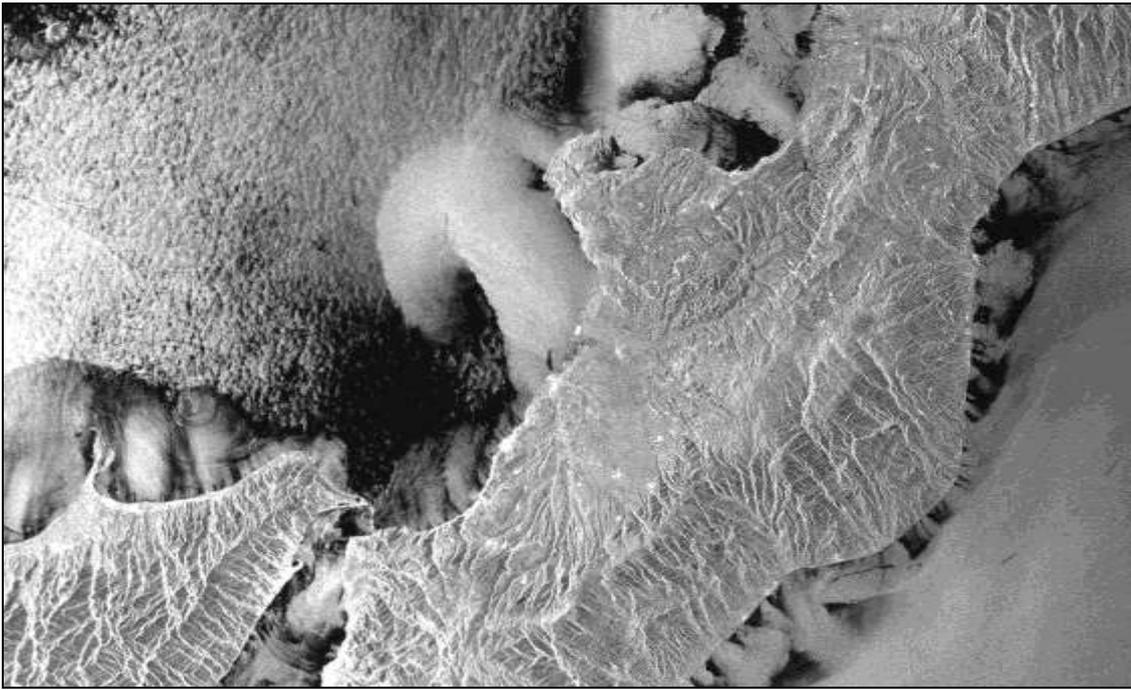
Quanto detto trova conferma nell'immagine radar della costa calabra di Fig. 42. c) con la gran quantità di trasporto solido ("plumes"), dopo un periodo di intense e prolungate precipitazioni e diffusa franosità; il trasporto solido, poi, viene disperso nelle piattaforme continentali tirreniche e ioniche e nei fondali sottomarini. In queste ultime zone i depositi sabbiosi si perdono una volta per tutte, mentre nelle piattaforme continentali potrebbero ancora essere recuperati per un eventuale loro utilizzo nel campo di alcune opere ingegneristiche, diminuendo in tal modo la "devastazione da cava" riscontrabile nel territorio calabro.



a)



b)



c)



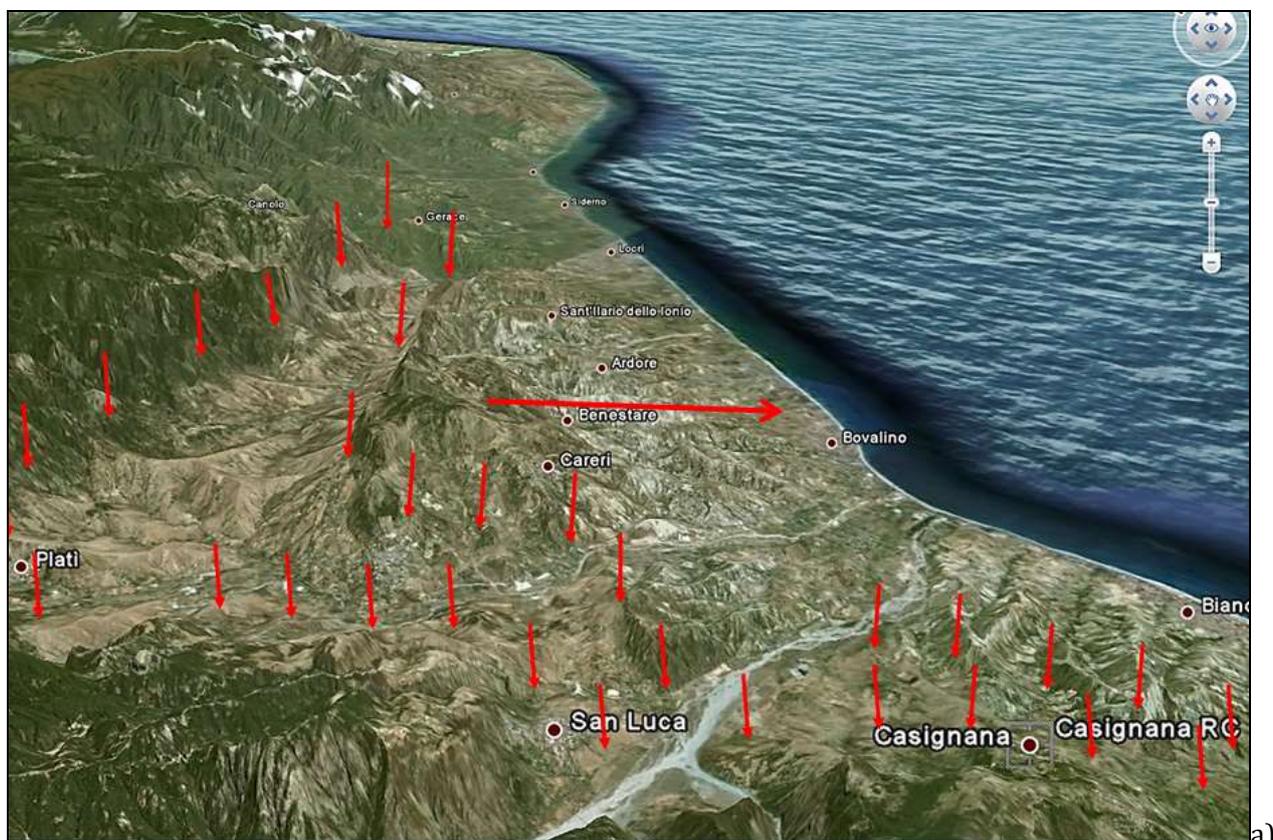
d)

Fig. 35. **a)** – Cascata di sabbia alla testata di un canyon sottomarino al margine della piattaforma continentale, che genera correnti sabbiose, come le “correnti di torbida”, che depositano conoidi di sedimenti sabbiosi al piede della scarpata continentale (U.S. Navy); **b)** – Profondi canyon sottomarini a largo delle coste del New England (Canada orientale meridionale) incidenti la piattaforma, la scarpata e il rialzo continentali, costituenti il margine continentale (da L. Pratson & W Haxby, *Geology* 24 (1), (1996) e che in Calabria, in genere, rappresentano la prosecuzione sottomarina delle rotture a taglio da DGPV e/o da Grandi Frane presenti sulla terraferma (Guerricchio, 1988; 2001; Guerricchio et Al., 2005); **c)** – Immagine radar della costa calabra con la gran quantità di trasporto solido (“plumes”), dopo un periodo di intense e prolungate precipitazioni e diffusa franosità; il trasporto solido viene disperso nelle piattaforme continentali tirreniche e ioniche (che potrebbe essere recuperato) e nei fondali sottomarini; **d)** – Nel tratto di costa tra Catania e Siracusa – Capo Passero, dalla scarpata sottomarina della “faglia di Malta” dipartono

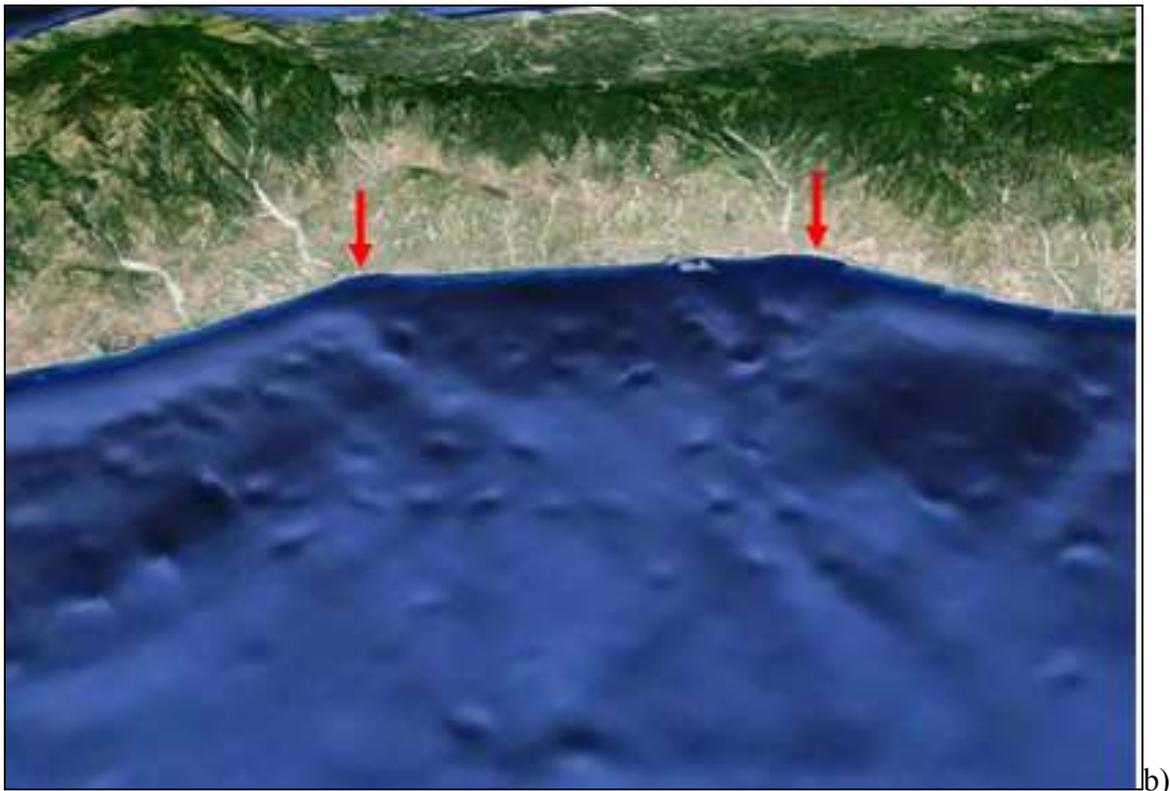
profonde incisioni, cioè canyon, che intaccano aree costiere proprio a Catania, Siracusa e nel Golfo di Noto, come pure nella fascia costiera del reggino. Essi rappresentano le rotture laterali dei grandi movimenti franosi (giant landslides), che hanno il piede nelle parti sottomarine più profonde, (Guerricchio, 1988; 2015; Guerricchio & Melidoro, 1998).

Erosione della costa della Locride (Bianco, Careri)

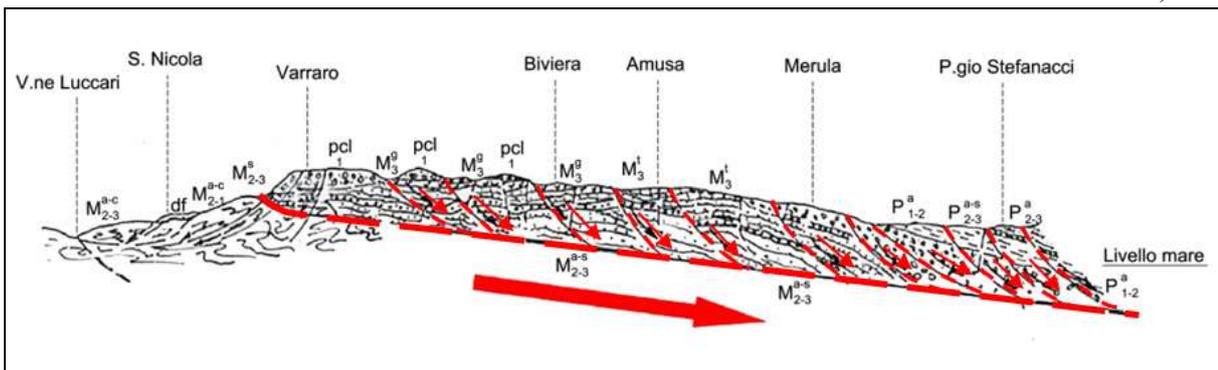
Nella Locride affiorano terreni di natura argillosa molto particolari, noti nella letteratura geologica come Unità delle AVS o Argille Variegate, di età Cretacico-Paleocenica (Signorini, 1942; Ogniben, 1975; Amicarelli et al., 1976), già incontrate e brevemente descritte nelle aree lucane. Trattasi di Argille smectitiche (montmorillonitiche) molto plastiche e rigonfianti, dalla struttura scagliettata per fenomeni tettonici conseguenti alla loro messa in posto per falde orogenetiche. In particolare, nel territorio di Careri e Natile (RC), (Fig. 36. a), esse sono ricoperte stratigraficamente da formazioni mio-plioceniche dalla consistenza lapidea e/o pseudolapidea, con risposte alle sollecitazioni geotecniche modeste o scarse, (Amicarelli et Al., 1976), (Fig. 46). Pertanto, in quei territori verificiamo il più alto numero di frane antiche, recenti ed attuali di tutta la regione Calabria, che si spingono fin sulla costa e nei fondali marini. Le richiamate AVS, che fungono da livello lubrificante, agevolano, quindi, il lento spostamento verso la costa delle unità del Miocene e del Plio-Quaternario ad esse sovrastanti (Figg. 36. a, b, c), anche qui causa prima dell'erosione marina. Inoltre, tutto il litorale mostra, poco dopo la battigia, profondità indicative di assenza di una piattaforma continentale adeguata, per lo meno come quelle esistenti a SW e a NE del lungo tratto di costa rettilinea (Fig. 36. a). In effetti, a tale conclusione si può pervenire già esaminando le isobate di quel territorio, alquanto ravvicinate e sub-parallele alla costa, così da indicare la presenza di un'estesa scarpata sottomarina, necessariamente per rottura da faglia e/o da antica giant-landslide legate, comunque, entrambe alla gravità.



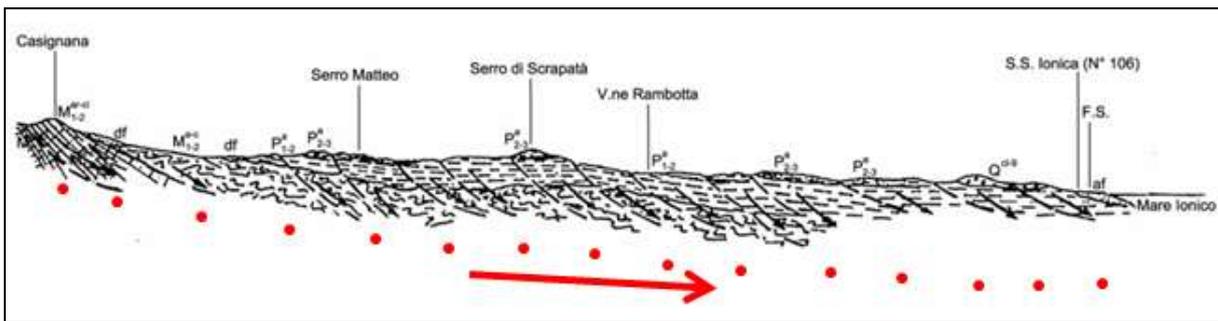
a)



b)



c)



d)

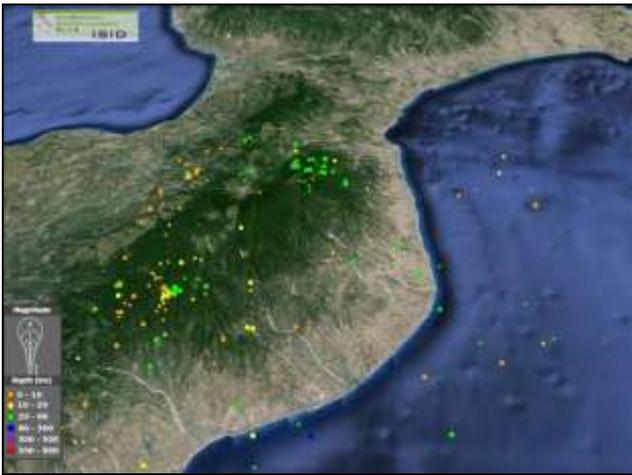
Fig. 36. **a)** – Nel tratto di costa subrettilinea tra le foci del torrente Aposcipo (Africo nuovo) a SW e la F.ra di Platì (Bovalino Marina) a NE, sembra scomparire la piattaforma continentale, come pure mostra la Fig. 31 b, in conseguenza di antiche Grandi Frane costiere. Nell'entroterra affiorano terreni particolarmente instabili, quali le Argille Varicolori Scagliose, che, scorrendo verso la costa unitamente alle altre unità più recenti ad esse sovrapposte, continuano ad incrementare l'erosione marina; **b)** – Dall'immagine si può evincere lo scorrimento verso il Mar Ionio del complesso mio-pliocenico (freccia lunga obliqua), poggiante sulle AVS affioranti nella depressione valliva a W (freccie piccole verticali); **c)** – Sezione geologica del territorio di Careri-località Varraro, che evidenzia lo scorrimento globale, verso la costa, delle unità mio-plio-quadernarie, sostenute dalle AVS: 1. Attuale-Olocene: af. Alluvioni fissate; 2. df. Detrito di frana; 3. P_a^{2-3} . Argille grigio-azzurre - Calabriano; 4. Pliocene: P_{ms}^{2-3} . Marne biancastre; 5. P_{1-2}^a . Argille marnose con sabbie; 6. P_{1-2}^{cl} . Conglomerati basali; 7. Miocene Sup.: M_3^g . Gessi; 8. M_3^l . Calcarea evaporitico; 9. M_3^{ac} . AVS

con intercalazioni di vari litotipi - Cretaceo-Paleocene; 10. Miocene Medio: M_{2-3}^{a-s} ; Argille sabbiose azzurre; 11. M_2^{cl} . Conglomerati; 12. Faglie e rotture gravitative da frane profonde (tratti curvilinei); la linea tratteggiata schematizza il contatto tra le AVS di base e le sovrastanti formazioni mioceniche, in lento scorrimento verso la costa (freccie oblique); **d)** – Sez. geologica dell'area Casignana-Bianco, ove i depositi Plio-Quaternari marini (P^{a-1-2} ; P^{a-2-3}) e continentali (q^{cl-s}), sostenuti dalle Argille Varicolori (M^{ac-1-2}), sono coinvolti in numerosi scorrimenti e/o spandimenti laterali, che spostano le masse litologiche verso il mare, provocandone l'erosione marina; i puntini sottolineano la possibile superficie di scorrimento del territorio da Casignana verso i fondali sottomarini, (da Guerricchio, 2017).

Fascia costiera della Calabria ionica centro-meridionale

Il tratto costiero tra Marina di Gioiosa Ionica e Soverato, nella Calabria Ionica, mostra una morfologia convessa ed una serie di fiumare che, partendo dallo spartiacque idrografico della Catena delle Serre, si sviluppano grosso modo radialmente sul versante ionico da esse drenato (Fig. 37. a). Questo appare come “rigonfiato” e traslato verso ESE, con la deformazione massima lungo la direzione Mongiana – Monasterace Marina (Fig. 37. a). Tale configurazione costiera e la disposizione del reticolo idrografico, impostatosi lungo le rotture radiali determinate sia dalle spinte da WNW che dal meccanismo delle DGPV di quel territorio, sono da collegarsi alla grande rottura gravitativa della Catena delle Serre, sviluppatasi lungo l'allineamento Grotteria – Mongiana – Serra S. Bruno – Cardinale – Chiaravalle – Soverato, (Figg. 37. a, c, d), (Guerricchio, 1988; Guerricchio et Al., 2003). Di questa struttura ne sono testimonianza il lungo ed esteso “trench” (strappo), la cui impronta planimetrica a ferro di cavallo costituisce l'altopiano depresso tra le località menzionate. Esso è, quindi, la zona iniziale della grande rottura profonda da cui inizia il movimento gravitativo di tipo “rotazionale”, il cui piede è nella parte profonda del Mar Ionio e i “binari” di movimento sono proprio a Soverato e a Gioiosa Marina. Qui, infatti il profilo costiero mostra avanzamenti e progradazioni verso il mare, (Figg. 37. a, c, d), ove si individuano canyons sottomarini come quello di Fig. 37. b). Esso, però, non è il frutto, come detto, di fenomeni di forte erosione marina, ma piuttosto la prosecuzione subacquea delle rotture gravitative a taglio, sede in superficie delle valli e degli alvei dei due fiumi Ancinale a N e Torbido a S, due grossi “binari” di movimento gravitativo (Figg. 37. a, c, d).

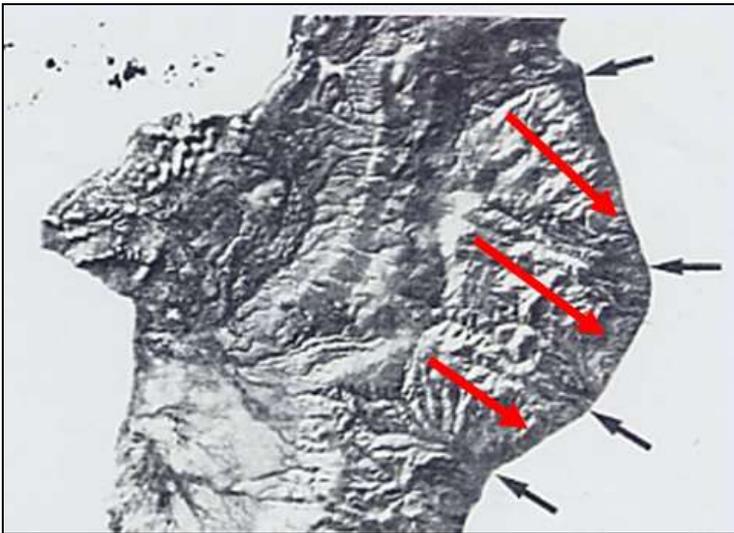
Inoltre, la particolare erosione della modesta striscia di spiaggia nella zona tra Marina di Gioiosa Ionica e Marina di Badolato e, ancora più a N, fino a Soverato, i fenomeni di spandimento laterale presenti nelle zone di massima trazione nel senso trasversale alle spinte, (Figg. 37. a, c, d), nonché una serie di epicentri sismici nel territorio e sottomarini nella fascia antistante il suddetto tratto costiero, (Figg. 37. a, c), fanno ragionevolmente ritenere ancora in atto i movimenti in blocco verso ESE, responsabili del fondamentale motivo geologico dei fenomeni di erosione marina. Che, però, per molti studiosi viene vista, ancora una volta, solo come ingressione marina e/o come mancato ripascimento della costa a causa degli sbarramenti artificiali dei corsi d'acqua, etc..



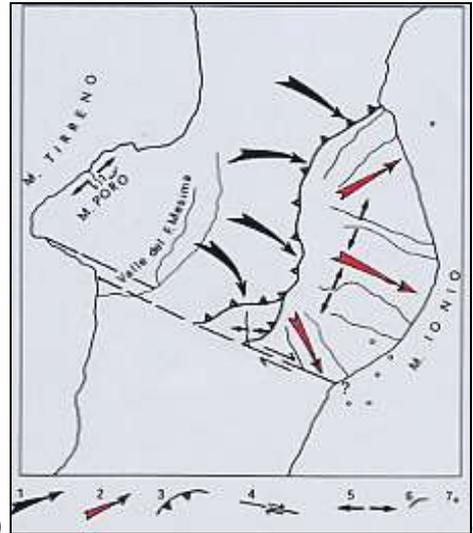
a)



b)



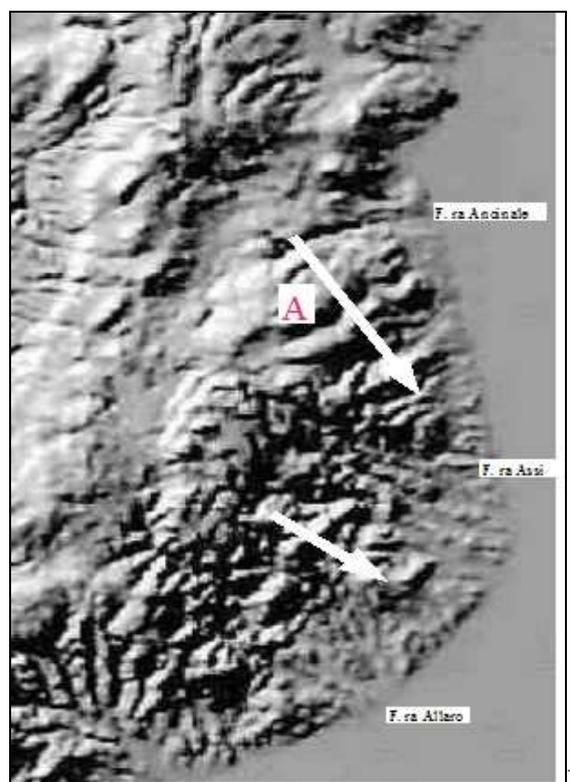
c)



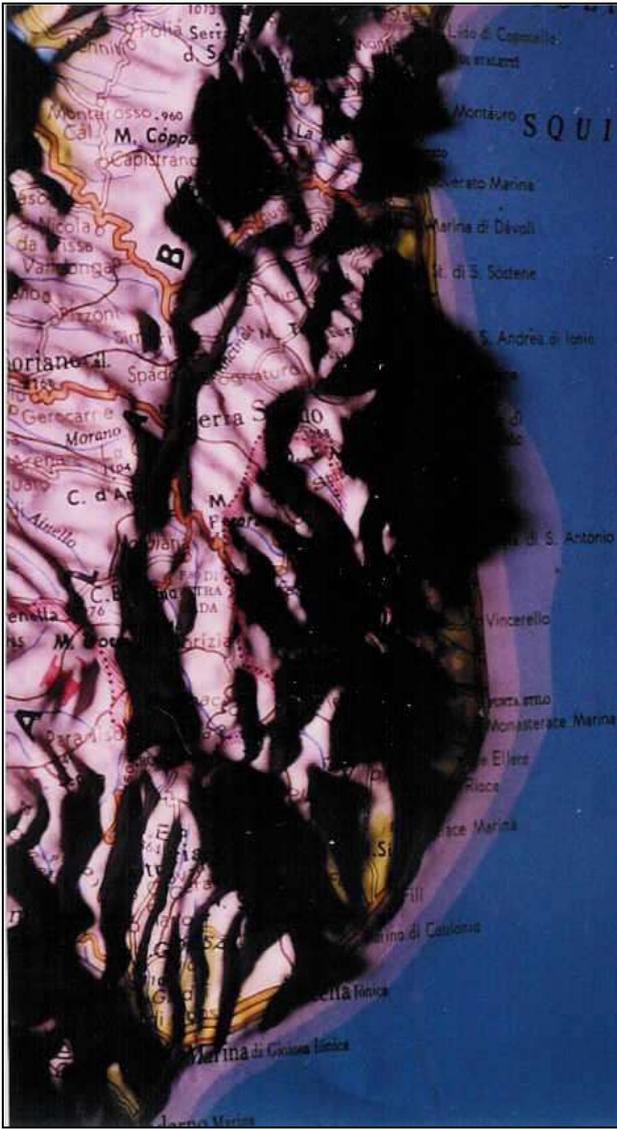
d)



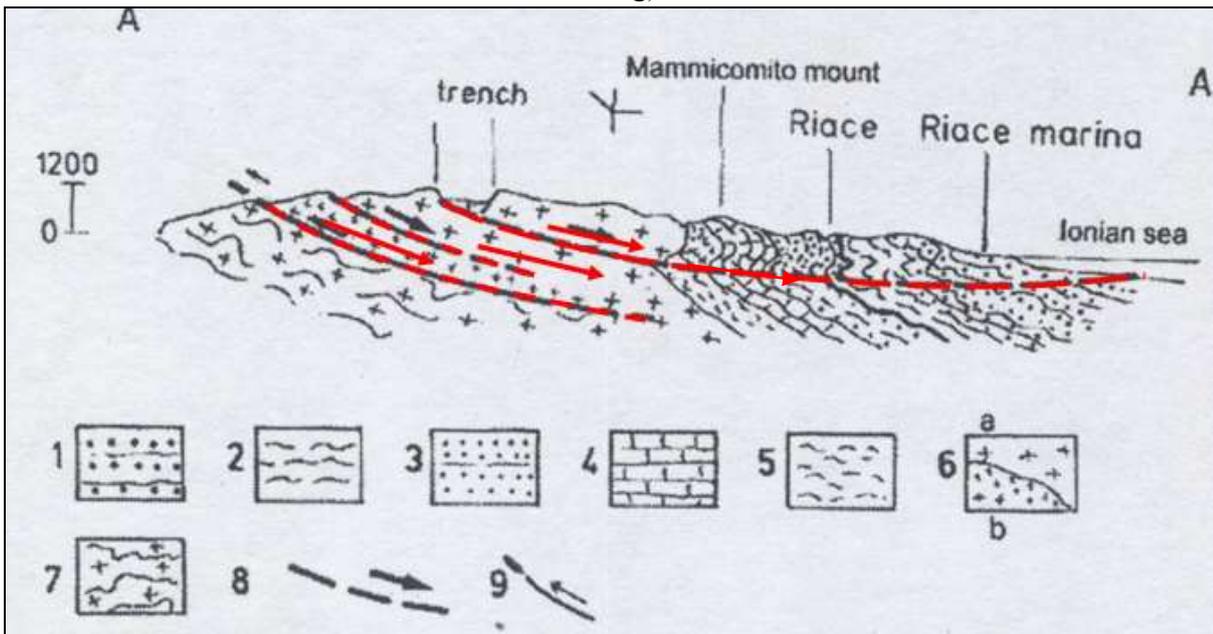
e)



f)



g)



h)

Fig. 37. a) – Calabria ionica meridionale tra Bovalino Marina e Soverato, con epicentri sismici che confermano il lento movimento gravitativo dell'intero blocco verso la costa, incrementando l'erosione marina di quel lungo tratto di litorale; b) – Canyon sottomarini nella fascia costiera compresa tra Soverato

e Marina di Catanzaro (da *Le Scienze*, 2015); **c**) – Landsat delle regioni del Monte Poro e delle Serre (Calabria), da cui si evincono le rotture radiali del versante ionico (ove si impostano i corsi d'acqua principali Ancinale e Torbido), determinate dalle spinte da WNW e dai grandi movimenti di massa (DGPV - che meglio sarebbe definirli Deformazioni Gravitative Territoriali), che operano nelle masse granitiche e sui depositi sedimentari; **d**) – Schema delle deformazioni tettonico-gravitative dei graniti delle Serre e della conseguente deformazione del profilo della costa: 1) Versi delle spinte dei graniti delle Serre; 2) Versi degli spostamenti orizzontali; 3) Linea di rottura; 4) Faglia trascorrente; 5) Zona di massima trazione trasversale alle spinte, in cui sono pure presenti fenomeni di spandimento laterale; 6) DGPV nel M.te Poro; 7) Sismicità crostale (< 60 km) nella fascia ionica; **e**) – Immagine radar, da cui si osservano le DGPV/DGT dell'esteso territorio calabrese ionico; **f**) – DTM del territorio calabrese ionico; **g**) – Plastico, da cui già è possibile individuare le geomorfologie delle DGPV/DGT del territorio calabrese ionico; **h**) – Sezione geologica schematica tra il trench di Serra Stilo e Riace Marina, con la grande deformazione gravitativa dei Graniti delle Serre, che determina strutture di compressione e spostamenti verso ESE della fascia tra Pietra del Boaro ed il Mare Ionio: 1) Depositi olocenici e medio pliocenico-suprapliocenici (Complesso postorogeno); 2) AVS con Quarzoareniti Numidiche. (Tortoniano Sup. – Messiniano Sup.); 3) Depositi della Formazione di Stilo – Capo d'Orlando (Langhiano Inf. – Burdigaliano Sup.); 4) Unità di Stilo – copertura sedimentaria. (Cretaceo Sup.- Trias Sup.); 5) Unità di Stilo – Complesso metamorfico. (Paleozoico); 6) Unità di Stilo – “Batolite” (a). Magmatiti (b). Paleozoico Sup.; 7) Unità di Polia-Copanella-Gariglione. Metamorfiti. Paleozoico; 8) Scorrimenti gravitativi e verso di movimento; 9) Sovrapposizione tettonica, (da Guerricchio, 1988, 2005).

Punta Alice

Depositi per lo più sabbiosi, di età Olocenica, di ambiente costiero di spiaggia, eolico e alluvionale, costituiscono la piana di Punta Alice, (Fig. 38. a). Essi poggiano su sabbie e conglomerati, con saltuari livelli di areniti cementate del Pleistocene Sup., probabili landslide fan, a loro volta trasgressivi sulle argille grigio-azzurre del Calabriano, che rappresentano il basamento relativo della zona (Guerricchio, 1997). Questa formazione, da esse drenata, affiora a breve profondità dal livello marino, dove poggiano le opere portuali di Cirò Marina (5 m s.l.m.) recentemente realizzate, che hanno già mostrato notevoli problemi nelle fondazioni. Morfologicamente la zona di Punta Alice costituisce una pianura di poco elevata sul livello marino, a forma di angolo acuto, con il lato settentrionale orientato ca. E-W e quello meridionale da NNE a SSW, (Figg. 38. a, b).

Il regime delle correnti *longshore* è di norma discendente, lambendo il lato settentrionale della Punta da W verso E, per poi piegare bruscamente in corrispondenza di quest'ultima verso SSW. Tale deviazione crea delle perturbazioni al moto delle correnti marine stesse sotto forma di vortici, sia di piccole che di grandi dimensioni, (Fig. 38. b). I primi, che chiameremo vortici di primo ordine, agiscono sul litorale immediatamente a sud della punta stessa, erodendo la fascia sabbiosa del litorale e creando una serie di brevi tratti contigui di costa a morfologia falcata; i secondi, di maggiori dimensioni, indicati come vortici di second'ordine, agiscono più a S, in corrispondenza della fascia di litorale prospiciente l'abitato di Cirò Marina, producendo l'ampia rientranza arcuata individuabile già dalle foto aeree del 1954, (Fig. 38. a), (Guerricchio, 1997). In questa sede si prescindono dai fenomeni di erosione costiera innescati da errate esecuzioni da parte dell'uomo sulle fasce litoranee mediante insediamenti urbani (spesso villaggi turistici, lungomari con muri in csl poggianti direttamente sulla sabbia della spiaggia, costruzioni di porti in genere usufruibili per navigazione da diporto, etc.). Si vogliono sottolineare, invece, quegli aspetti geologico-gravitativi a grande scala, che coinvolgono estese aree ricadenti in ambiti costieri, specialmente in Calabria. Ai movimenti gravitativi verso la costa individuabili sul territorio, infatti, devono aggiungersi quelli che, in maniera subdola e nascosta, continuano ad evolversi in condizioni subaeree in corpi di antiche grandi frane litoranee, con evidente erosione e restringimento della fascia sabbiosa del litorale, la scomparsa del cordone dunare più recente, ecc., evidenziate spesso da rientranze anomale del profilo costiero, come nel caso di Cirò M.na citato, ove sono state coinvolte nell'antico franamento costiero anche le argille calabriane presenti a poca profondità dal p.c., sulle quali è quasi certo poggino le opere portuali menzionate, (Figg. 38. c, d).

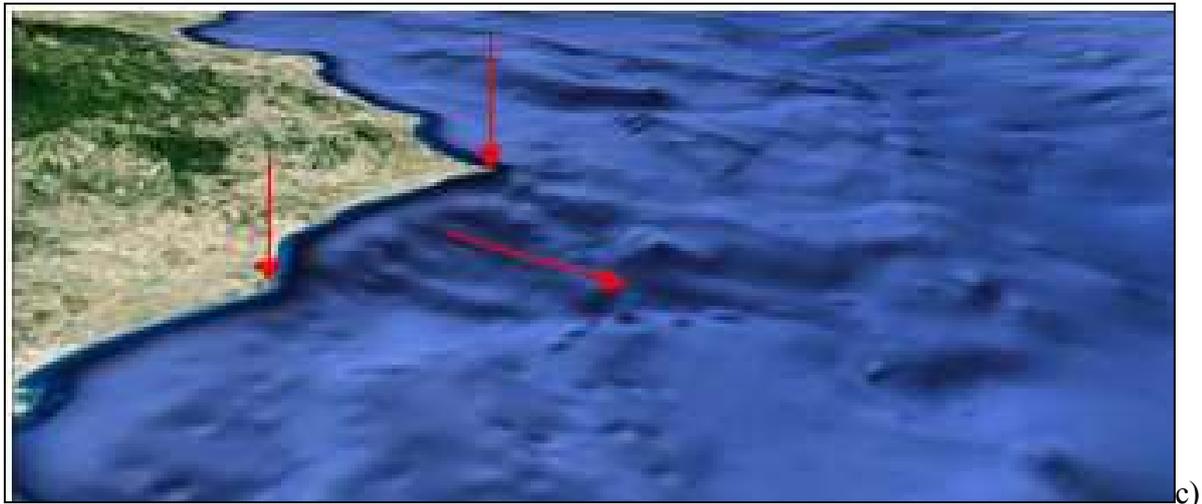
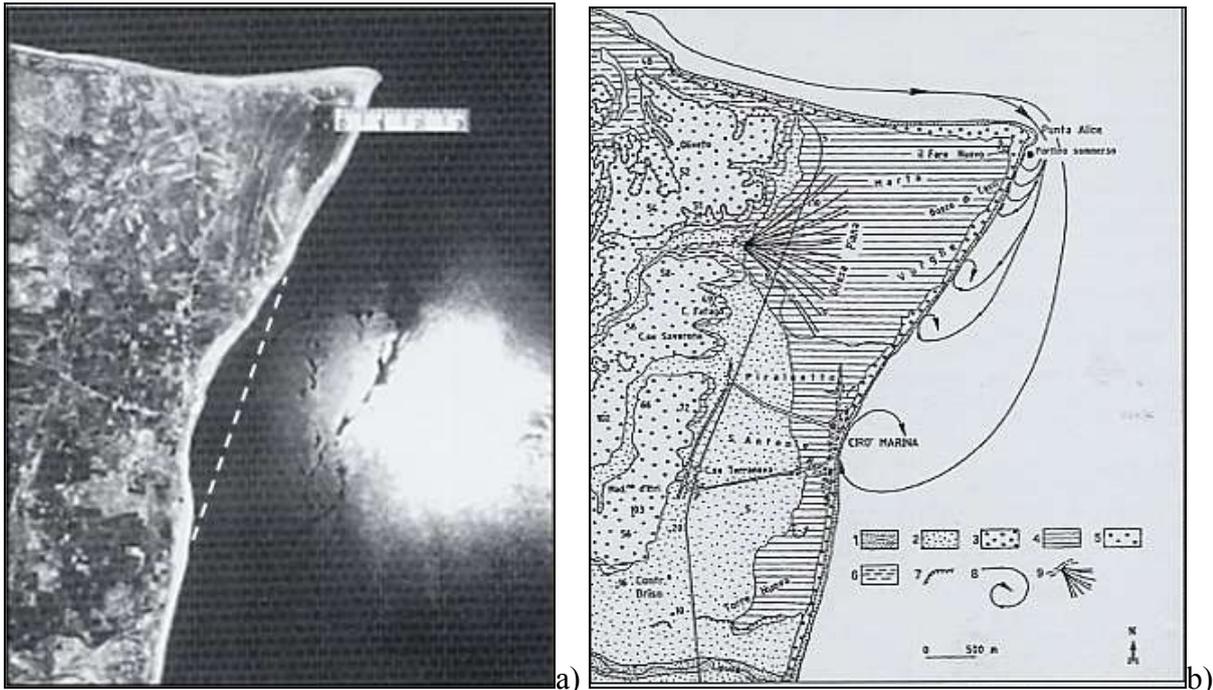


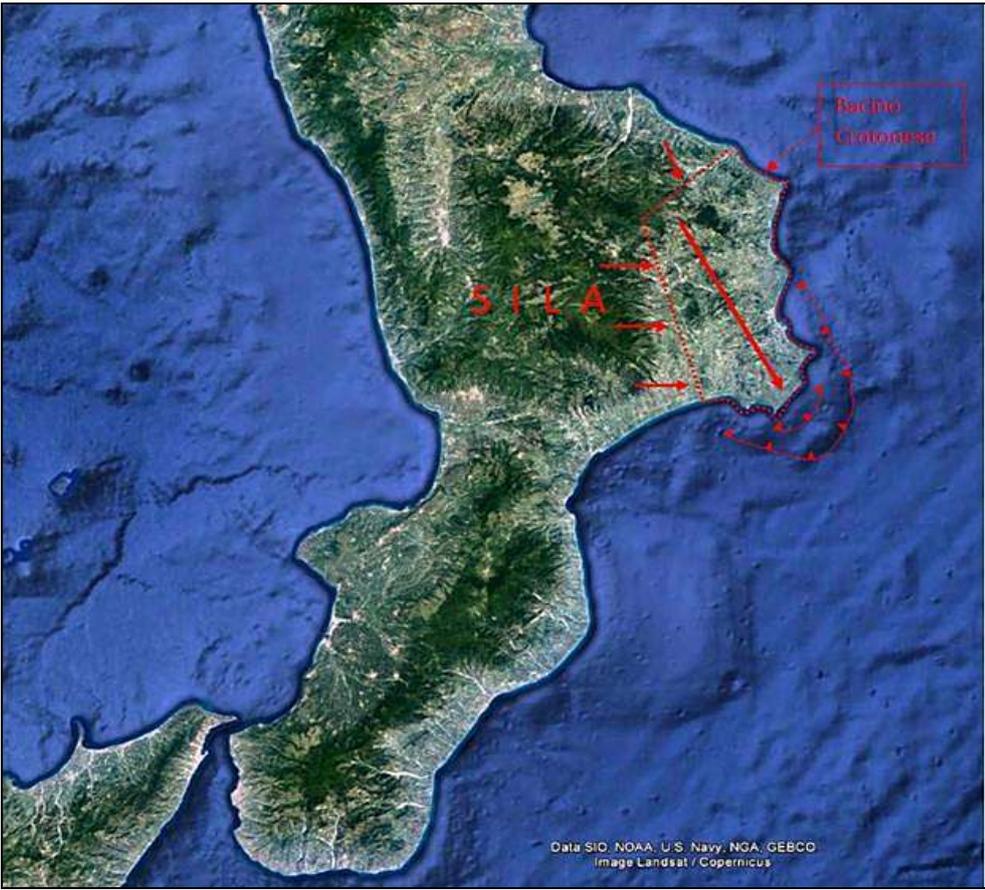
Fig. 38. **a)** – Foto aerea del 1954, da cui già si osserva il notevole arretramento del profilo della spiaggia di Cirò Marina, per antica frana costiera ed erosione da parte del “vortice” delle correnti longshore provenienti da nord, determinato dal notevole protendimento verso Est di Punta Alice (**b**). Il tratteggio sottolinea il possibile andamento del profilo costiero antecedente i suddetti fenomeni della fascia litoranea,

arretrata di ca. 450 m negli ultimi secoli; **b**) – Carta geologico–geomorfologica dell’area di Punta Alice: Attuale-Recente-Olocene: 1. Sabbie di litorale; 2. Alluvioni terrazzate ciottoloso-sabbiose; 3. Dune e sabbie eoliche mobili; 4. Dune e sabbie eoliche stabilizzate; 5. Sabbie e conglomerati bruno-rossastri, con livelli arenacei cementati, Pleistocene Sup.; 6. Argille limose grigio-azzurre, Calabriano; 7. Orli di terrazzi; 8. Linee di correnti longshore e vortici costieri; 9. Cono di deiezione e tracce di paleoalvei, Olocene, (Guerricchio, 1997); **c**) - **d**) – Fondale di Cirò Marina e la grande frana sommersa che ha coinvolto, in parte, la costa emersa, sulla quale è stato realizzato il porto.

Bacino Crotonese (KR).

Il grande scendimento dell’intero Bacino Crotonese (Guerricchio, 2001, 2014, 2015), (Figg. 39. a, b) innescatosi molto probabilmente già nel Pliocene superiore e sviluppatosi nel Pleistocene ed attualmente ancora in evoluzione attraverso sbloccamenti gravitativi multipli, ha generato, la risalita per estrusione di depositi salini, soprattutto nelle zone di trench o “strappi” (“tettonica salina”). Attualmente tutta l’estesa area del Bacino Crotonese (ca. 1200 km²) è coinvolta, infatti, da un mega scivolamento gravitativo (grande scendimento), attivato dal lento e continuo innalzamento tettonico del basamento silano igneo-metamorfico, che pertanto funge, come detto, da “crickogeno” (Figg. 39. a, b, c). Quindi, tale meccanismo “scarica” i depositi del territorio crotonese appoggiati alle sue falde orientali e meridionali grazie anche alla presenza delle Argille Varicolori Scagliose in falda entro unità del Tortoniano, nonché, per la gran parte del territorio, dell’unità messiniana di salgemma, che, date le sue caratteristiche viscoso-elastiche e plastiche funge da lubrificante (o da “pattino”), (Fig. 39. c). L’esteso scendimento, nella sua mobilitazione, ha provocato pure una suddivisione dei depositi postorogeni in grossi blocchi, che hanno controllato successivamente l’impostazione del reticolo idrografico. Il lento scorrimento gravitativo del territorio verso lo Ionio è la causa prima del millenario fenomeno di subsidenza, misurato lungo la fascia costiera, in oltre cinque anni di ricerche, in 9 mm/anno (Bertoni et alii, 2000). Questo partecipa senza dubbio ad incrementare i fenomeni di erosione della costa (sommandosi a quelli dell’azione marina), indubbiamente evolvendosi poi in corpi di frana nel periodo medio-lungo, ma talora anche storico. È pure per tale ragione che rinveniamo strutture fisse di epoca magno-greca, da tempo raggiunte da movimenti retrogressivi (es. il tempio di Hera Lacinia), (ma anche moderna), alcune delle quali sono ormai sommerse a diversi metri di profondità su fondali talora distanti dall’attuale linea di costa alcune centinaia di metri (Guerricchio et Al., 2000 a). Inoltre, i sismi di medio-bassa magnitudo e di profondità in genere entro i 10 km, registrati dall’INGV dal 1981 nel territorio del Bacino Crotonese, possono essere indicativi di rimobilitazioni a scatti del grande scendimento di quel territorio, i cui spostamenti sarebbero ben individuabili e misurabili oggi mediante analisi di Interferometria Radar Satellitare. Da quanto detto scaturisce una diversa lettura geomorfologica del territorio crotonese, dalla quale si sottolinea ancor più la sua notevole fragilità e la necessità quindi di una costante attenzione con interventi “mirati”, onde prevenire o ridurre gli effetti di future catastrofi idrogeologiche in aggiunta a quelle già sofferte nel recente passato.

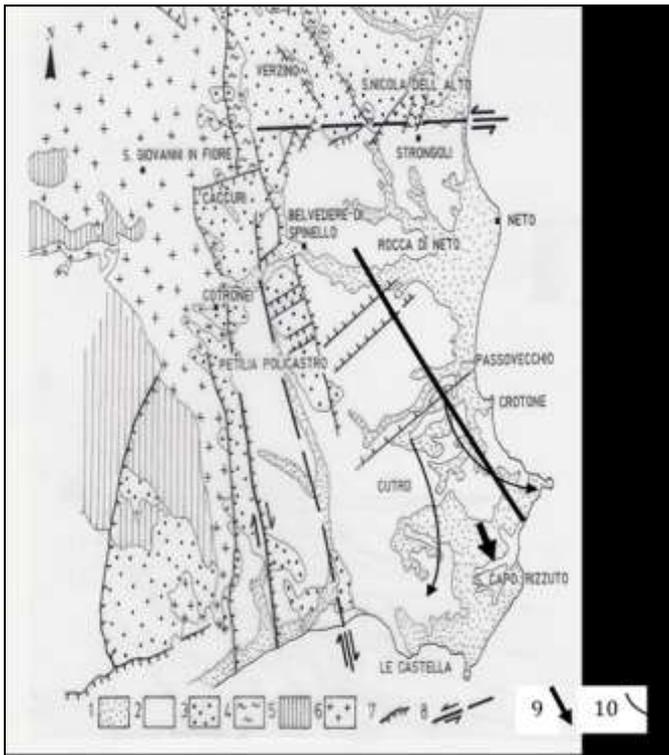
Nel bacino crotonese, la presenza di depositi di salgemma del Messiniano a poche centinaia di metri di profondità dal p.c. e delle Argille Varicolori Scagliose nella sua parte occidentale appoggiata alla Sila sono le cause geologiche dei movimenti per scorrimento traslazionale delle formazioni geologiche crotonesi verso la costa, provocati dal lento innalzamento del basamento silano, igneo-metamorfico, che funge, come detto, da “crickogeno” (Fig. 39. c), (Guerricchio, 2014, 2015). Pertanto, anche in tale regione l’erosione costiera è provocata dal lento movimento del territorio verso il mare, agendo sia i depositi di salgemma che le Argille Varicolori da “lubrificanti” per le formazioni geologiche ad essi sovrastanti. La sismicità nell’area dell’intero bacino fa ragionevolmente ritenere che i movimenti gravitativi crostali proseguano.



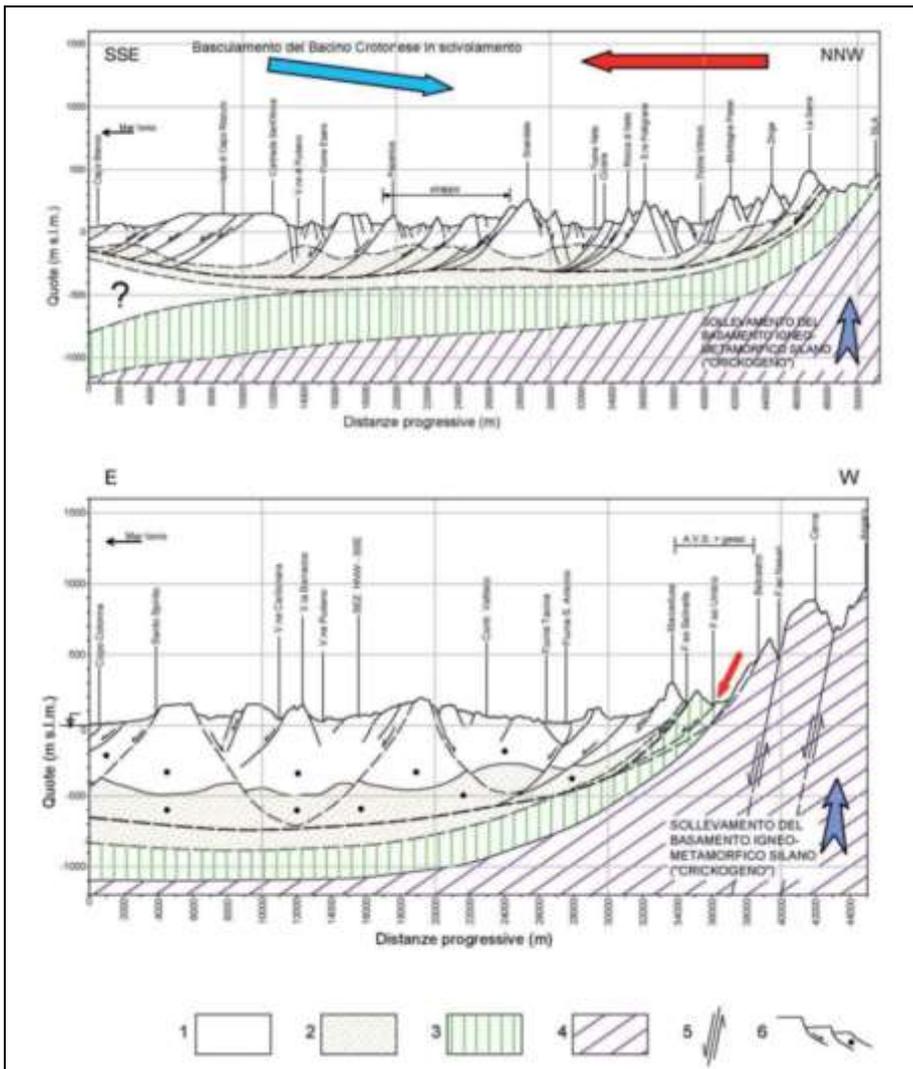
a)



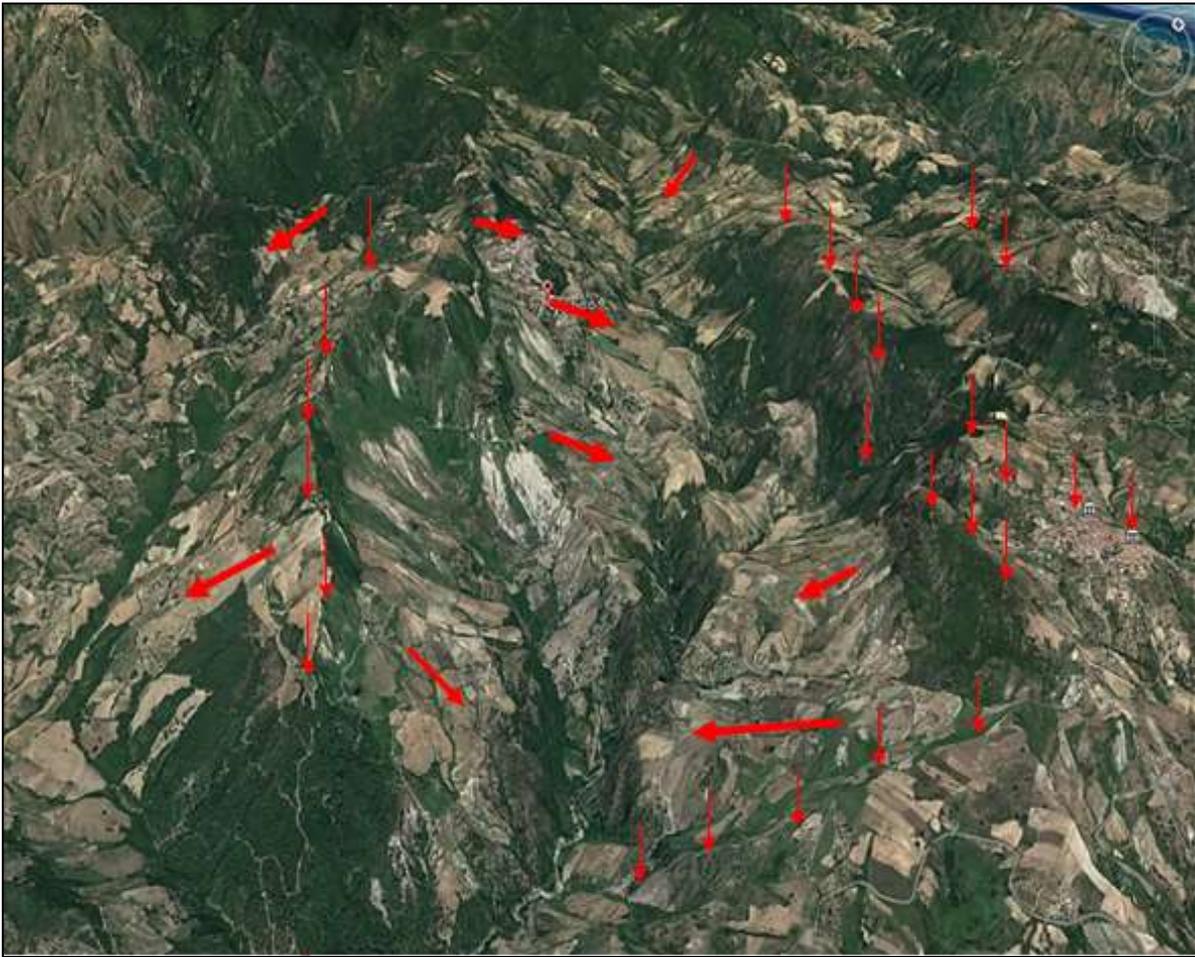
b)



c)



c) d)



e)

Fig. 39. **a)** – Bacino Crotonese (KR); **b)** – L'esteso scendimento gravitativo del Bacino Crotonese, indotto dall'innalzamento del basamento igneo-metamorfico silano, che funge da “crickogeno” e favorito dalla presenza di evaporiti (in particolare del salgemma) del Messiniano e, nel bordo occidentale, delle AVS e dei gessi affioranti nei territori di Caccuri, Petilia Policastro, Sersale, Belcastro, ecc. (piccole frecce rosse). Il movimento prevalente del Bacino risulta verso SE (freccia grande), seppure nelle aree costiere, ove massimi sono i gradi di libertà del movimento, si verificano deviazioni verso E e S. Il mega-scendimento continua pure in condizioni sommerse, (linee con triangolini nei “rigonfiamenti” a largo della costa sudorientale), consentendo così di valutare, in prima approssimazione, gli spostamenti dell'intero corpo in svariati chilometri (da Guerricchio, 2014, 2015); **c)** – Carta geologica schematica dell'area del Bacino Crotonese. 1. Depositi alluvionali e di litorale. Olocene – Pleistocene medio-superiore. 2. Conglomerati, sabbie e argille. Pleistocene medio-Pliocene medio. 3. Conglomerati, areniti, argille, gessi e calcari evaporitici. Pliocene medio-Tortoniano superiore. Nei terreni del Tortoniano superiore sono inserite Argille Varicolori Scagliose messe in posto, in tale periodo, da immense colate gravitative sottomarine. 4. Micascisti e paragneiss. Unità di Mandatoriccio. Paleozoico (Cambriano-Devoniano). 5. Gneiss granatiferi (kinzigiti). Unità di Polia-Copanello-Gariglione. Paleozoico (Cambriano-Devoniano). 6. Graniti, granodioriti, tonaliti, gabbrodioriti. Batolite della Sila. Paleozoico superiore (Carbonifero superiore-Permiano inferiore). 7. Faglie dirette e principali trench. 8. Faglie trascorrenti. 9. Direzione e verso dello scendimento gravitativo dell'intero Bacino Crotonese. 10. Direzione di possibili scorrimenti secondari. Le frecce rosse indicano il verso dello scivolamento dei terreni mio-pliocenici nelle aree perimetrali del Bacino Crotonese, a seguito dell'innalzamento silano (“crickogeno”), favorito dalla presenza delle AVS e del salgemma. A-B e C-D tracce delle sezioni geologiche; **d)** – Sezioni geologiche schematiche del Bacino Crotonese, longitudinali (NW-SE) e trasversali (E-W). 1. Depositi Plio-Quaternari; 2. Salgemma (Messiniano); 3. Terreni del Tortoniano; 4. Basamento igneo-metamorfico; 5. Faglia; 6. Rotture e versi di movimento da DGPPV e Grandi Frane. Il punto indica movimenti normali al piano della sezione. La freccia grossa indica il verso di movimento globale dello scendimento; quella piccola sottolinea affioramenti di AVS, (da Guerricchio, 2015); **e)** – Le Grandi Frane (frecce) del territorio dell'abitato di Verzino (567 m), all'interno del Bacino Crotonese. Tale territorio è percorso da N a S dalla Fiumara Vitruvo, i cui versanti sono profondamente

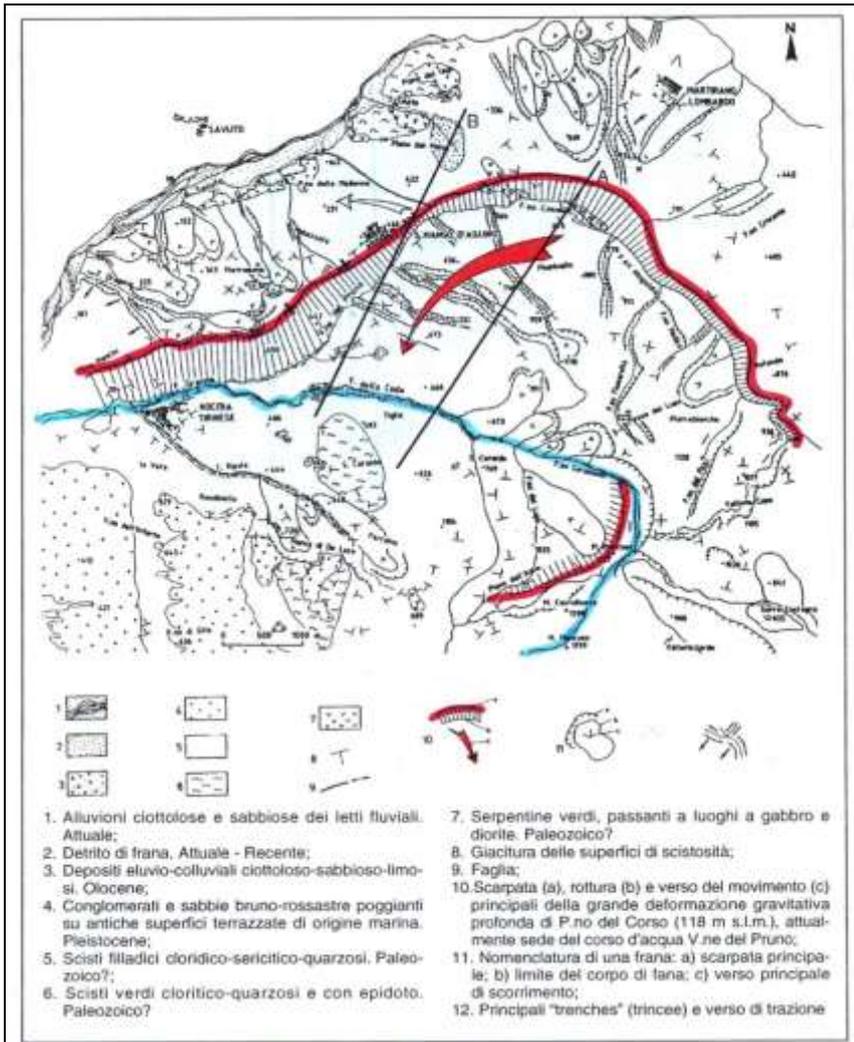
coinvolti da deformazioni gravitative e Grandi Frane di varie tipologie. L'abitato poggia su una formazione del Miocene Medio-Superiore, costituita da arenarie a cemento calcareo, cui seguono argille siltose e silt grigio-azzurri, quindi una formazione di gessi o arenarie gessose, ben stratificati, caratterizzati da "carsismo" e, pertanto, da canali sotterranei. Nel Vittravo da S a N, fin dalle località Copola e Montepiano, si sono sviluppate Grandi Frane nelle masse arenacee e tripolacee mioceniche, che, stringendolo da ambo le sponde, gli hanno fatto assumere l'aspetto di un "canyon". Le frecce sottili indicano alcune corone di frana, mentre le grosse i corpi di frana e il loro movimento, in un territorio in cui è molto difficile individuare un'area veramente stabile!

Capo Suvero (Lamezia Terme)

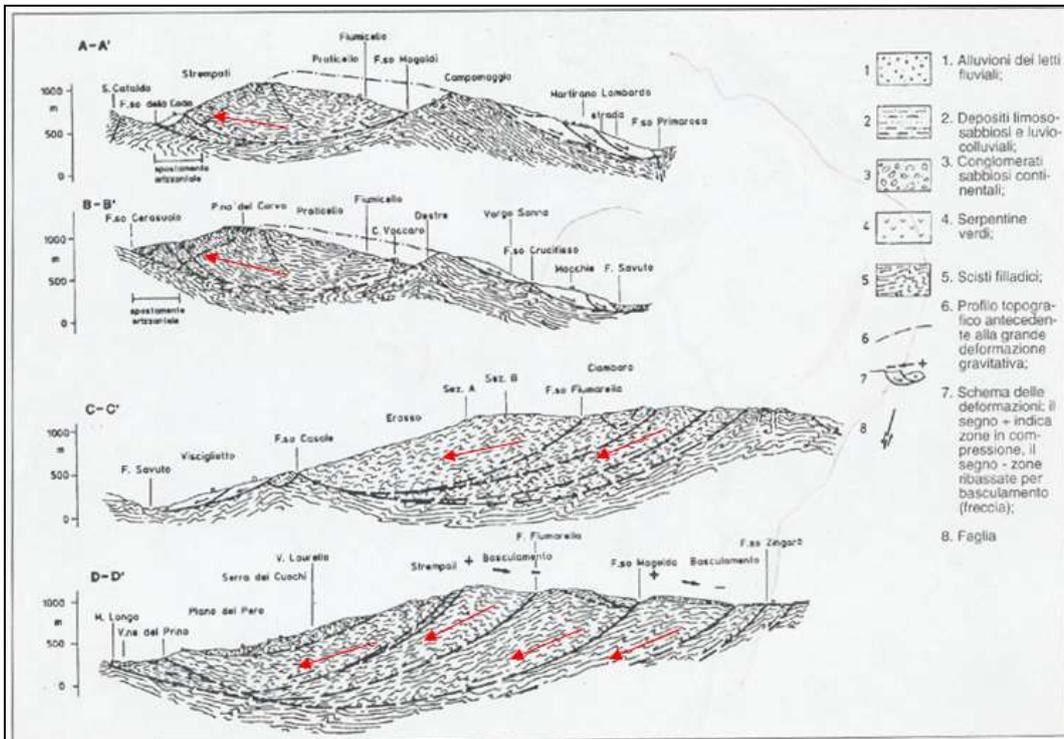
L'intera area di Capo Suvero, dalla parte finale del F. Savuto fino al T. Bagni (Fig 40. a) rappresenta un ulteriore modello di deformazione gravitativa che potrebbe pur'essa, ben a ragione, definirsi come vasta e profonda "Deformazione Gravitativa Territoriale", al cui interno esistono molte tipologie di DGPV, Grandi Frane e frane antiche attive o quiescenti, in una sorta di deformazioni gravitative gerarchizzate. Il meccanismo di rottura, dovuto probabilmente o favorito dalla trascorrente sinistra evidente da Amantea a Catanzaro nell'interland, è quasi certamente responsabile della "DGT" del M.te Reventino (1410 m) e dell'intero blocco del M.te Mancuso (1290 m), ai cui piedi ricade Capo Suvero, insieme alle città di Nocera Terinese, Castiglione, Gizzeria, Acquafredda e Falerna (Figg. 40. a, b). La stessa trascorrente potrebbe aver prodotto la "struttura a vortice" osservabile nel M.te Reventino stesso, ben evidenziata dalla geometria degli affioramenti delle rocce intrusive di serpentina, alternate agli Scisti Verdi. Il vasto fenomeno gravitativo coinvolge un'area di ca. 168 km², che aumenta fino a 210 km² con l'ulteriore aggiunta del territorio che dal F. Savuto include quelli delle cittadine di Martirano L. e Stranges lungo il Fosso della Manca (Fig. 40. b). L'intero territorio, quindi, si è mosso verso il mare per non meno di 3500-4000 m alla fine del Pleistocene, coinvolgendo completamente l'unità delle Filladi e forse anche l'Unità Appenninica su cui la prima si è accavallata tettonicamente. Nell'area iniziale della DGT si è creata una depressione morfologica che probabilmente ha ospitato un lago o quanto meno una palude. Attualmente quell'area, di altitudine media di 850 m, appare una "antica superficie di erosione quaternaria, con una sottile copertura di materiale di dilavamento e suoli rossi". Inoltre la carta geomorfologica della zona di Capo Suvero (Fig. 40. c), nella fascia confinante con la pianura costiera, presenta anche alcuni tratti di scarpata di altezza media di 30-40 m, che rappresentano la testimonianza della trasgressione Flandriana (ca. 10.000 anni fa), allorchè il livello marino erodeva la costa raggiungendo un'altezza di ca. 10 m. sull'attuale livello del mare. In particolare, i resti di quel periodo sono conservati lungo l'area meridionale tra i torrenti Casale e Spilinga per una lunghezza di ca. 3.300 m, alla base di un modesto terrazzo in località S. Pietro presso la conoide del torrente Cartolano (Fig. 40. c). Molto dubbio è il modesto resto (ca. 50 m di lunghezza) alla base della superficie terrazzata in destra T. Tridattoli, a circa 125 m dall'attuale linea di costa (Fig. 40. c). Attraverso gli spostamenti del rilievo di Capo Spulico verso WSW si sono prodotte numerose fratture radiali da trazione, parecchie DGPV e Grandi Frane, specialmente nelle argilliti scagliettate alternate da quarzareniti, grovacche e calcari della molto instabile Unità delle Filladi Paleozoiche, che costituisce le aree di Capo Suvero e Lamezia, con significative ripercussioni sui trasgressivi depositi marini del Miocene (Fig 40. c). Tutto ciò ha importanti ripercussioni sul tracciato ferroviario (cambiato in qualche tratto), sul profilo morfologico costiero, in particolare lungo la costa tra Falerna e Torre Lupo, dove le recenti costruzioni ed infrastrutture hanno coinvolto antichi, continui, profondi movimenti di massa, prevalentemente del tipo scorrimenti rotazionali, (da Guerricchio et al., 1996; Guerricchio, 2019).



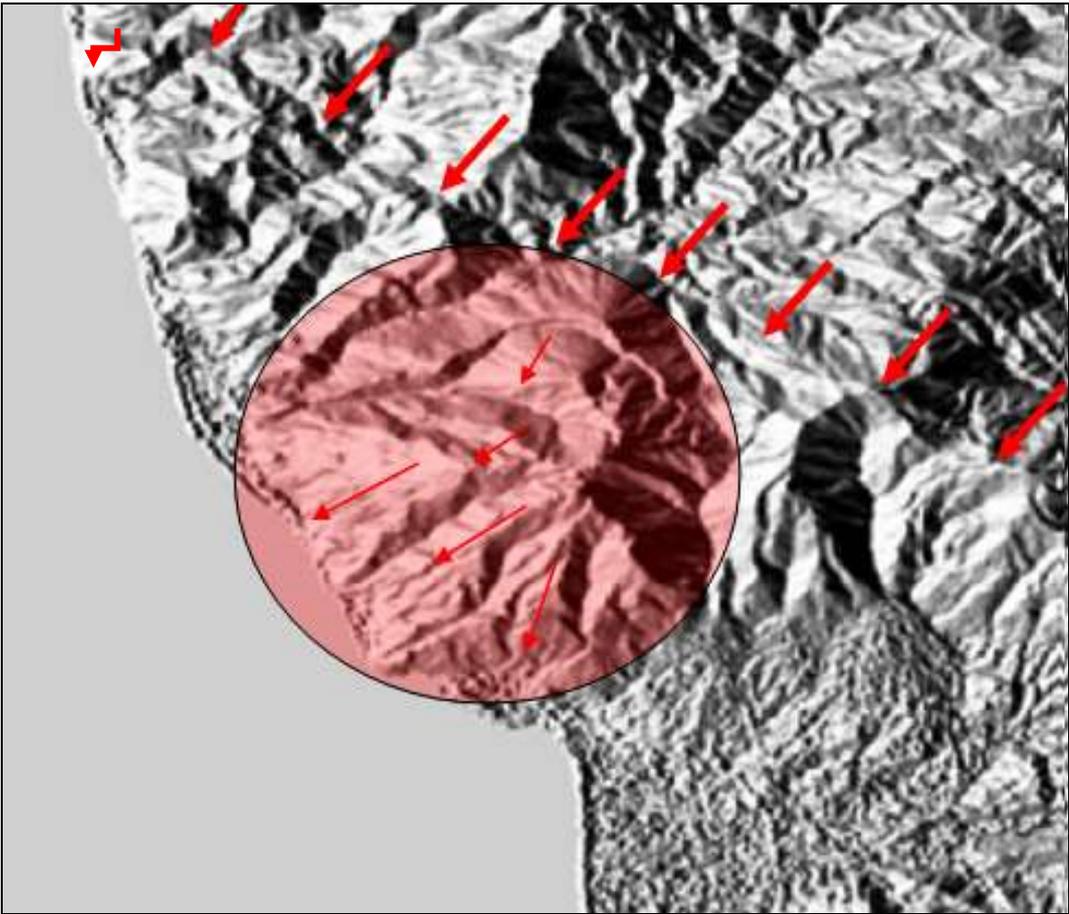
a)



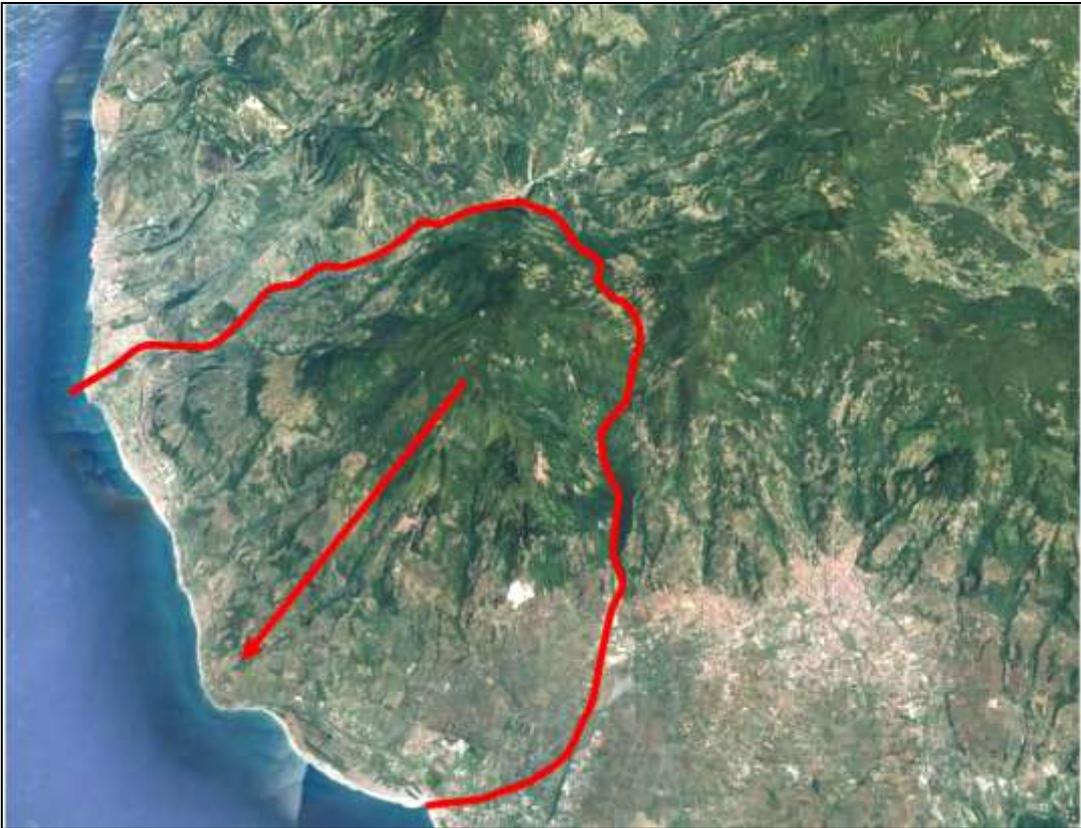
b)



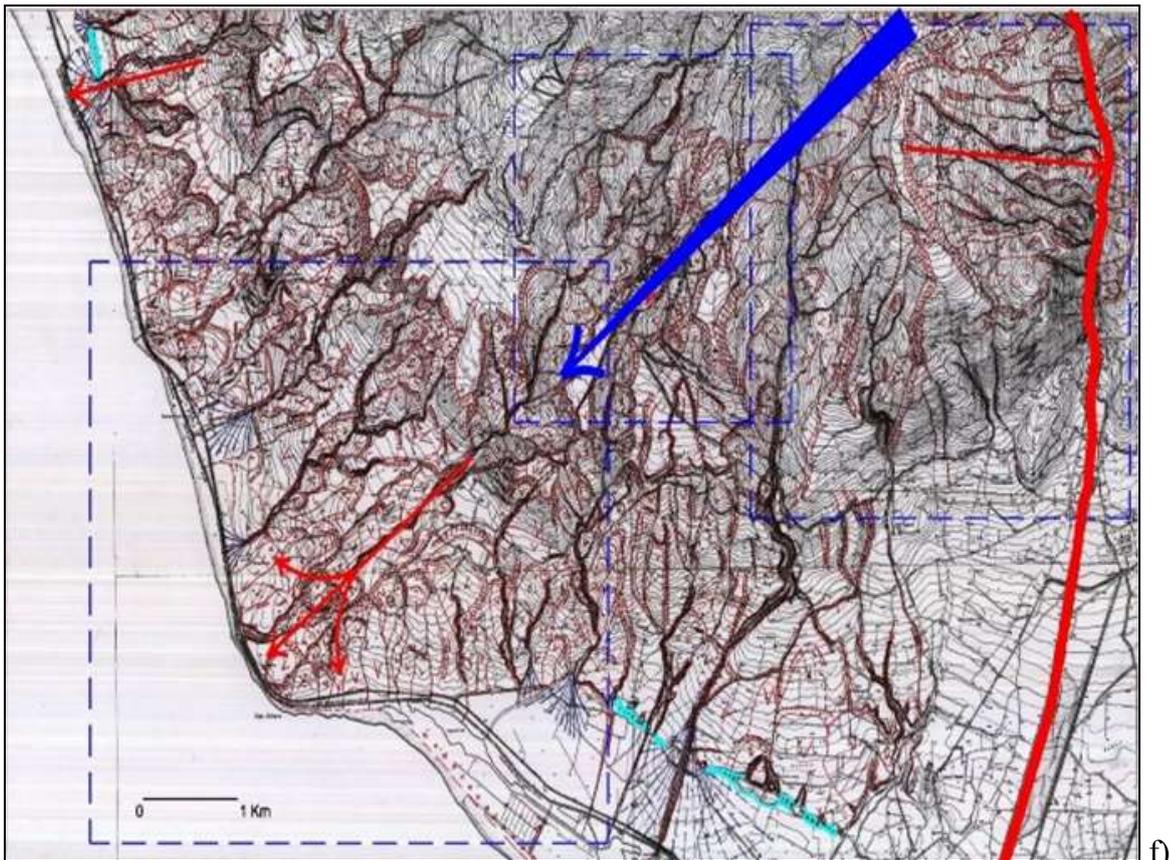
c)



d)



e)



f)



g)

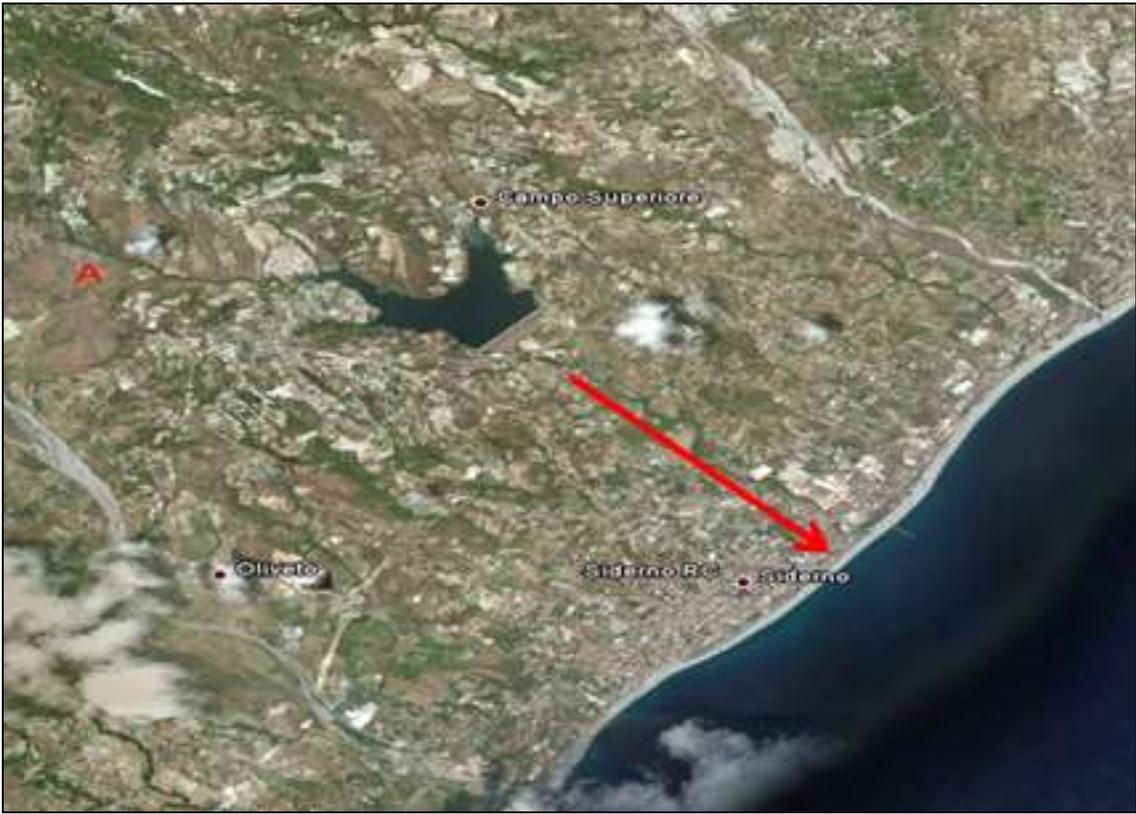
Fig. 40. **a)** – Landsat in falsi colori di una parte della DGT di Capo Suvero, comprendente gli abitati di Martirano Lombardo, San Mango d’Aquino, Nocera Terinese e Savuto. Nel riquadro l’ampia DGPV che, a seguito del movimento di scorrimento con rotazione antioraria ha creato la rottura nella quale oggi defluisce il torrente Vallone del Pruno. Il movimento antiorario ha spostato verso S, per alcune centinaia di metri e deformato il confinante bacino idrografico Fosso della Coda - Fosso Cerasuolo, (da Guerricchio, 2000); **b)** – Carta geomorfologica della DGPV che ha interessato il rilievo in rocce metamorfiche e semimetamorfiche nella Valle del Fiume Savuto, ove si è impostato il corso d’acqua V.ne del Pruno. Alla primitiva deformazione si accompagna, poi, quella della collina di San Mango d’Aquino, densamente coinvolta da grandi frane. La carta è ruotata di 90° in senso antiorario rispetto all’immagine precedente; **c)** – Sezioni geologiche della DGPV, (da Guerricchio, 2000); **d)** – DTM di Capo Suvero (Lamezia T.): le DGPV (freccette sottili) favoriscono il “prograding” della costa e la formazione di Capo Suvero stesso.

E' molto probabile che esse siano state prodotte o agevolate dalla tettonica della limitrofa left strike slip fault (freccie grandi), che ha pure creato la struttura a vortice nelle serpentiniti "intruse" negli Scisti Verdi del M.te Reventino; e) – Immagine satellitare su cui è riportato il limite della DGT, compreso tra il fianco destro della parte terminale del F. Savuto (pochi km dalla sua foce), il M.te Reventino – M.te Mancuso ed il T. Bagni, per un'area totale di ca. 170 km². La freccia indica la direzione del vasto e profondo spostamento; f) – Carta Geomorfologica di Capo Suvero finalizzata alle DGPV e alle Grandi Frane. 1) Parte finale del vasto e profondo movimento di massa che dai Monti Reventino e Mancuso "sposta" verso WSW il rilievo; 2) Principali lineamenti della DGPV: a) scarpata, b) rottura, c) direzione di movimento; 3) Nomenclatura di una frana: a) scarpata principale, b) limite del corpo di frana, c) direzione principale di scivolamento; 4) Principali trenches e direzione della trazione; 5) Scarpata di erosione dovuta alla trasgressione Flandriana; 6) Direzioni e versi di un sorta di "sfondamento" ("breaking down") nell'area di Capo Suvero; 7) Fan delta; prima dello spostamento di ca. 4 km; g) – Area della fascia costiera di Capo Suvero e Lago La Vota (A) coinvolte da estesi, continui movimenti di massa nei depositi marini e continentali del Pleistocene poggianti sulla formazione del Miocene, a sua volta trasgressiva sull' Unità delle Filladi Paleozoiche. A causa delle DGPV e delle Grandi Frane, le infrastrutture viarie e ferroviarie hanno subito dislocazioni, come pure la linea di costa. Le grandi freccie sottolineano gli spostamenti negli opposti lati delle masse prevalentemente argillose di Capo Suvero stesso che si muove simultaneamente verso il mare (cerchio bianco e freccie rosse), (B), (da Guerricchio et Al., 2019).

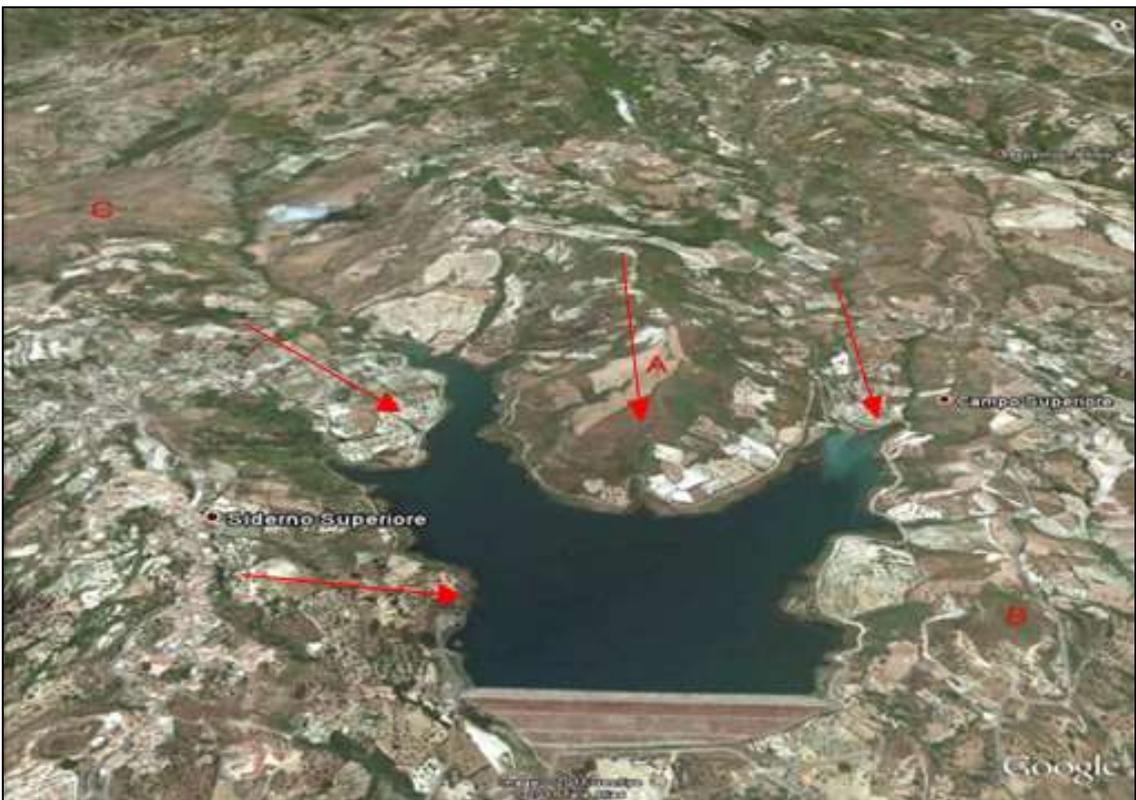
Siderno (RC)

Il territorio di Siderno (Figg. 41. a, b, d) è interessato da profonde DGPV, che scompaginano il complesso argilloso-sabbioso plio-pleistocenico poggiante sulle Argille Varicolori Scagliose (AVS) ivi affioranti. Dette DGPV, legate all'assetto geologico-strutturale ed al contatto fra le suddette formazioni a diversa rigidità, sono state accentuate e rimobilitate dalla severa storia sismica di questo territorio ed in particolare dal disastroso terremoto del 1783 (Cotecchia, Guerricchio & Melidoro, 1986; Guerricchio et Al., 2011). L'insieme delle DGPV e l'azione erosiva impostasi sulle loro discontinuità meccaniche hanno creato una estesa franosità, sia profonda che superficiale. La prima è condizionata dalla scarsa resistenza meccanica delle AVS, la seconda è connessa alla disarticolazione delle masse argilloso-sabbiose plio-pleistoceniche. L'evidenza di tali fenomeni si rileva nel complesso ed articolato reticolo idrografico, la cui genesi non è possibile attribuire alla sola azione erosiva delle acque meteoriche, (Figg. 41. a, d). L'insieme delle DGPV e delle frane superficiali attive nel territorio, generano un elevato rischio sia in condizioni statiche che dinamiche, che coinvolge anche l'area in cui improvvidamente è stata realizzata anni fa una diga in terra, immediatamente a monte dell'abitato di Siderno Marina, che sbarrava il corso del T. Lordo (Figg. 41. a, b, d). È quasi certo, infatti, che un assetto geologico come quello riconosciuto per quel territorio produrrà notevoli amplificazioni degli effetti di un terremoto che, ragionevolmente, pregiudicheranno le opere idrauliche dello sbarramento e la stabilità stessa della diga, il che avverrà pure per l'attività perdurante dei movimenti di massa.

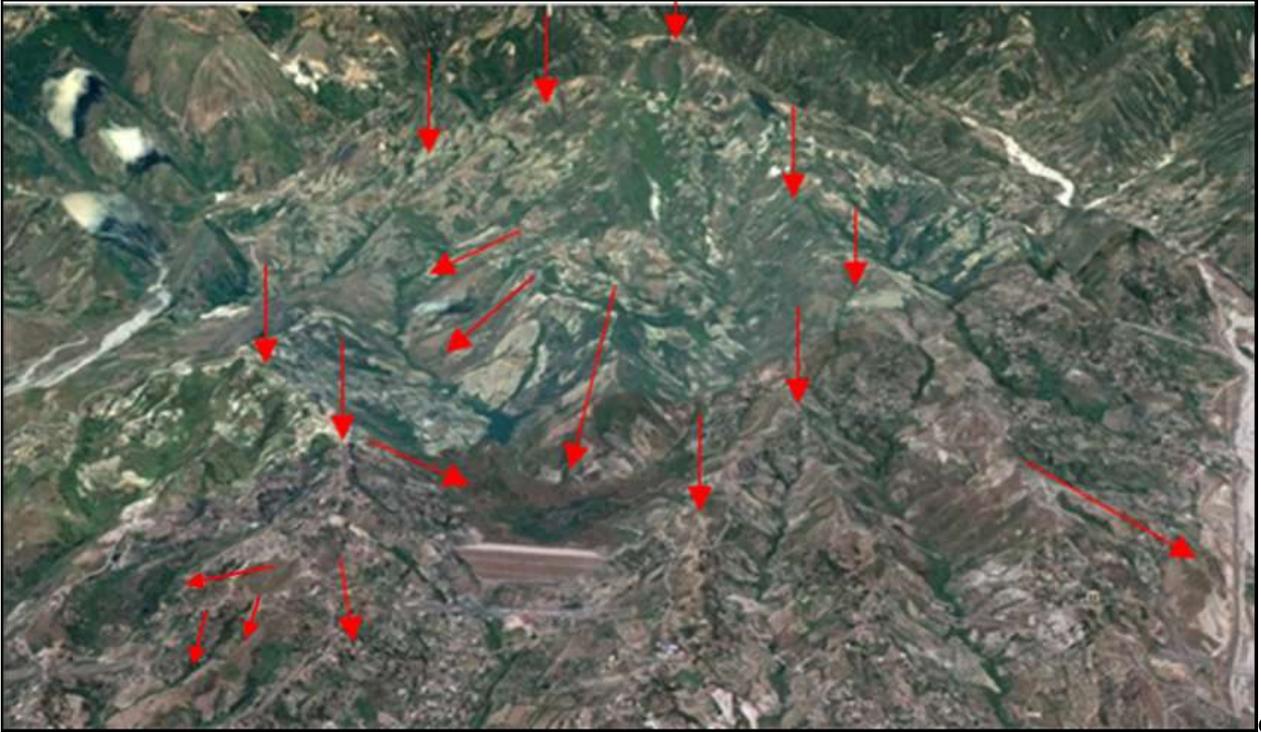
Recentemente, per motivi "prudenziali", si è dovuto far ricorso allo svuotamento del lago (Fig. 41. c), perché il pozzo di accesso alle camere di manovra denuncia delle preoccupanti rotture e lesioni, facilmente prevedibili già all'atto del progetto iniziale! Infatti, le spinte esercitate dalle DGPV di tutta l'area e la presenza, pure nel bacino, delle AVS (i peggiori terreni affioranti in Italia in generale e in Calabria in particolare), coinvolte pure da enormi colate, avrebbero dovuto far riflettere mille volte qualsiasi progettista e i tecnici del suo staff, anche i più "scarsi"!!!, sulla opportunità di eseguire, in quell'area, un simile opera.!



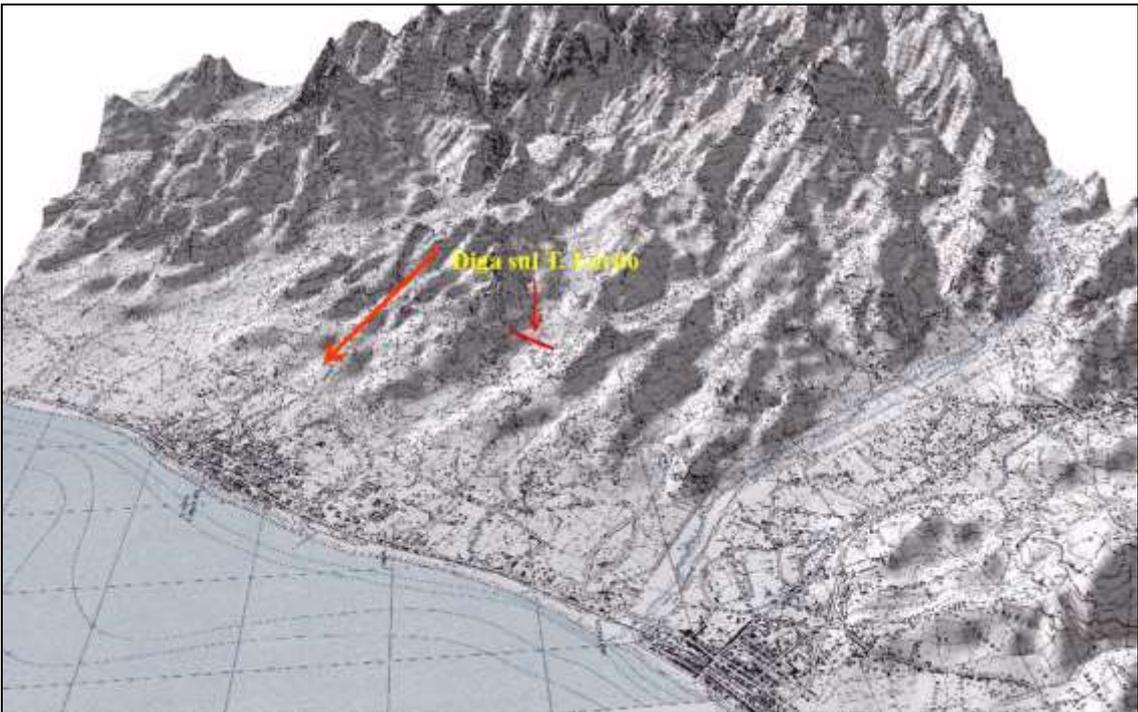
a)



b)



c)



d)



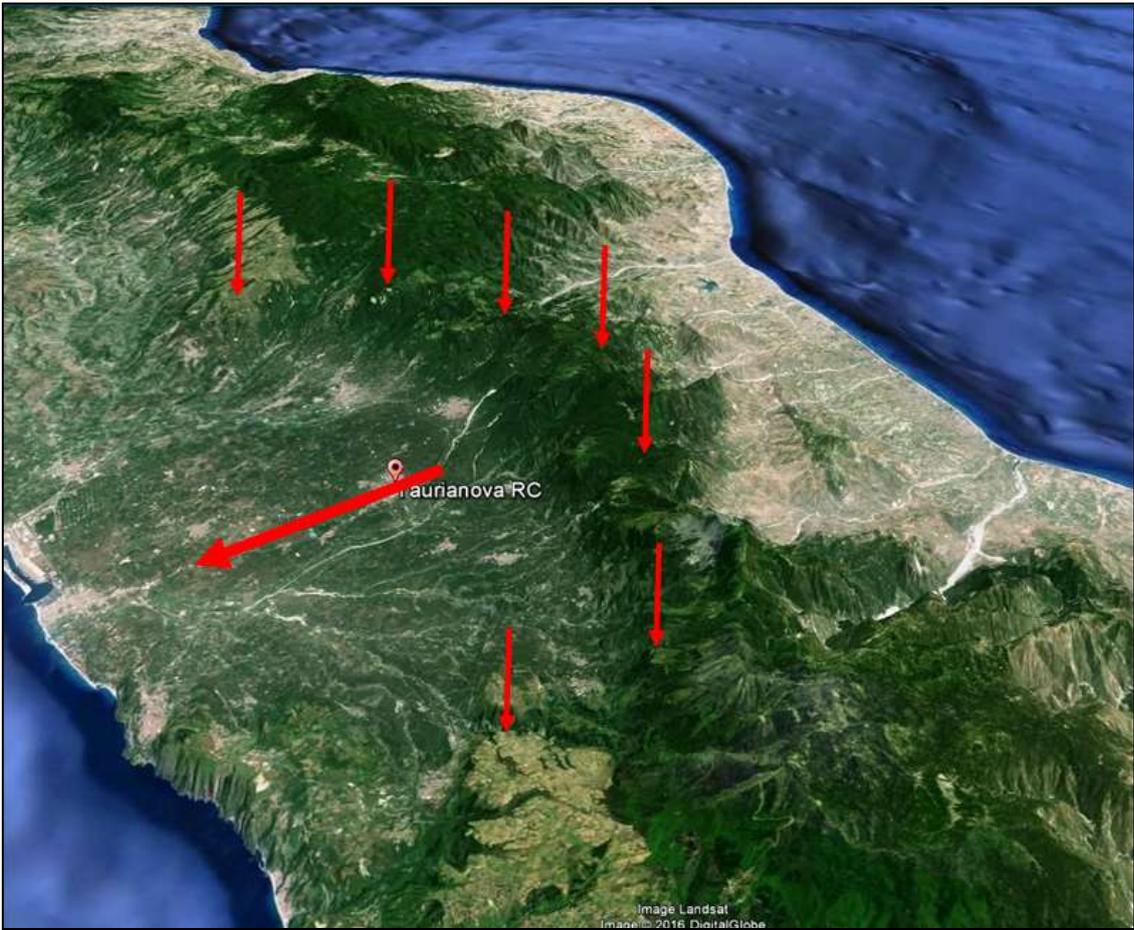
e)

Fig. 41. **a**) – Siderno Marina (Locride). In **a**) e in **d**) si nota lo «strano» protendimento della linea di costa verso il mare tra le due fiumare, a fronte dell'evidente arretramento delle loro foci, pur trasportando esse abbondante materiale detritico. Sintomo «piu o meno evidente» che il territorio compreso tra i corsi d'acqua «scivola» lentamente verso il mare, favorito dalla presenza delle AVS, che svolgono un'azione meccanica «lubrificante»; **b**) – Ingrandimento del bacino e della diga: sono osservabili le Grandi Frane che coinvolgono l'intero versante di Siderno Superiore, quelle del rilievo di Costa Lemme (A) e di Timpa Pantaleo (B), tutte innescate, quasi certamente, dal terremoto del 1783. Si può pure notare come le spalle del corpo diga si ammorsino nei corpi di frana menzionati e come tutto il bacino artificiale sia minacciato dalle rimobilizzazioni di tali corpi di «frana». E' pure identificabile il movimento complessivo del rilievo di Costa Lemme a seguito del suo scivolamento sulle retrostanti e sottostanti Argille Varicolori, che nell'immagine mostrano una tonalità rossastra (C); **c**) – Al centro immagine la diga sul T. Lordo, svuotata per motivi «prudenziali»? Le frecce verticali sottolineano i limiti del bacino di frana direttamente insistente in quello lacustre; quelle inclinate il verso di movimento dei corpi di frana; **d**) – Carta in 3D (con esaltazione delle altezze), da cui si evincono le profonde rotture che sconvolgono l'intero territorio di Siderno, interessando totalmente la serie Plio-Pleistocenica di cui è costituita anche la collina dell'abitato di Siderno Superiore, disarticolandola in grassi blocchi. Il generale assetto geomorfologico a franapoggio verso ESE dell'intera regione mostra, con chiarezza, il complessivo movimento di scivolamento in direzione del mare, favorito dal contatto, alla base, con le AVS. All'interno di dette rotture si è poi impostato il reticolo idrografico attuale. La freccia indica la posizione della diga; **e**) – Carta geomorfologica finalizzata alle deformazioni gravitative del territorio di Siderno superiore e di quello della diga (la linea verde indica la posizione della diga), (da Guericchio et Al., 2011).

Frane ciclopiche (RC)

Processi deformativi a grande scala (DGPV), pervasivi nelle masse rocciose, sono diffusi in Calabria. Essi possono evolvere in collassi di interi pendii, estesi anche per molti km, qui definiti “frane ciclopiche” (Guerricchio, 2015), coinvolgenti masse rocciose intensamente fratturate ed alterate da precedenti fasi tettoniche. Queste, favorendo il decadimento delle loro proprietà meccaniche ne agevolano il franamento, creando un “continuum” con la tettonica gravitativa (Guerricchio & Melidoro, 1981). In tale ottica vengono quindi valutati alcuni casi della Calabria meridionale tirrenica a partire dagli estesi fenomeni gravitativi che hanno generato la Piana di Gioia Tauro (Figg. 42. a, b). Decisive situazioni che scatenano le DGPV sono indubbiamente le condizioni strutturali, in cui, come già visto in molti altri contesti, spesso rocce competenti poggiano su unità a comportamento meccanico duttile o plastico, con resistenze prossime allo stato residuo o predisposte da lineamenti tettonici, come nel caso della frana ciclopica che ha portato alla formazione della Piana di Gioia Tauro e alle anomalie geomorfologiche della Grande Frana di Scilla, nonché della struttura che da quest’ultima zona prosegue fin allo Stretto di Messina.

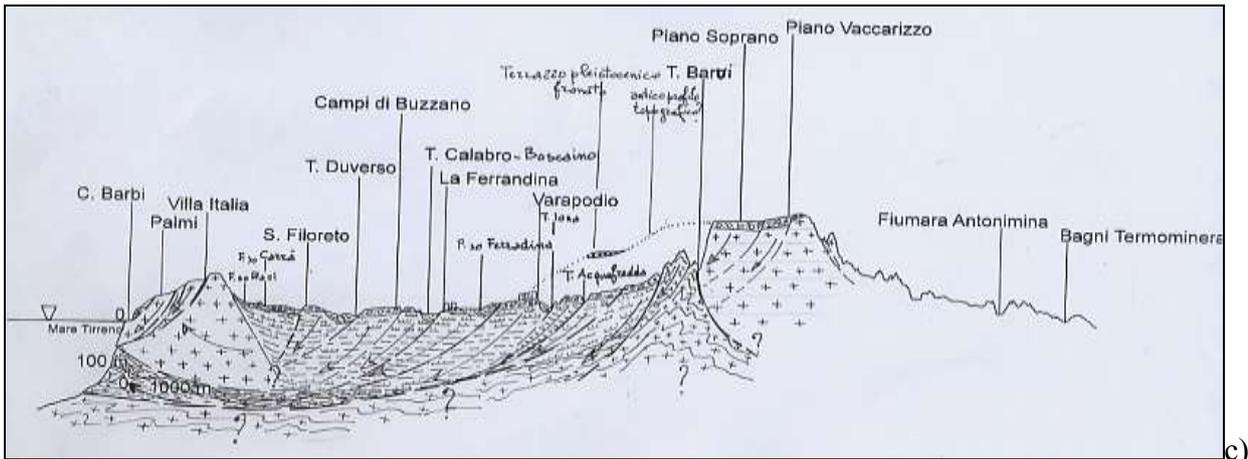
Il modello geologico–geomorfologico dell’intera area compresa fra Gioia Tauro, Palmi, Scilla e Punta Pezzo è molto controllato da rotture tettonico-gravitative evolventi in frane ciclopiche. Nel primo dei motivi gravitativi esaminati, quello della piana di Gioia Tauro, sono stati osservati, in chiave gravitativa, gli elementi in letteratura considerati invece tettonici. Colpisce, infatti, nella zona presso l’esteso versante sud-orientale della Catena delle Serre, l’assenza per ca. 35 km, da NE a SW, dei terrazzi (i terrazzi dell’Aspromonte), al posto dei quali, e per l’intera attuale Piana di Gioia Tauro (cioè, come ora detto, per altri 35 km) in senso ESE-WNW, si è formato nel Siciliano un grosso vuoto. Questo è stato creato dalla frana, qui definita ciclopica ed occupato successivamente da un bacino marino, che pure le isobate di quell’area, in un certo modo, evidenziano. Detta mega frana prosegue pure nel fondale marino antistante le ricordate Gioia Tauro e Palmi. Il perimetro della gigantesca rottura gravitativa, ad andamento a ferro di cavallo, prosegue come “binario” destro verso Nicotera e sinistro verso Bagnara Calabria, in corrispondenza del Torrente Sfalassà, (Fig. 42. b).



a)



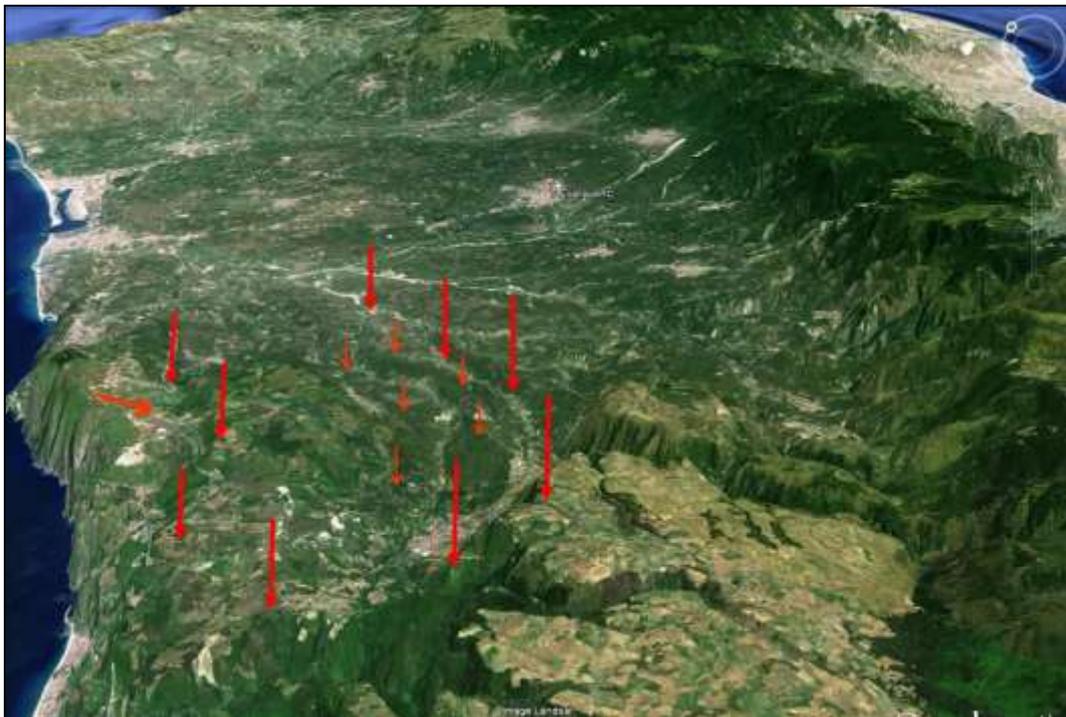
b)



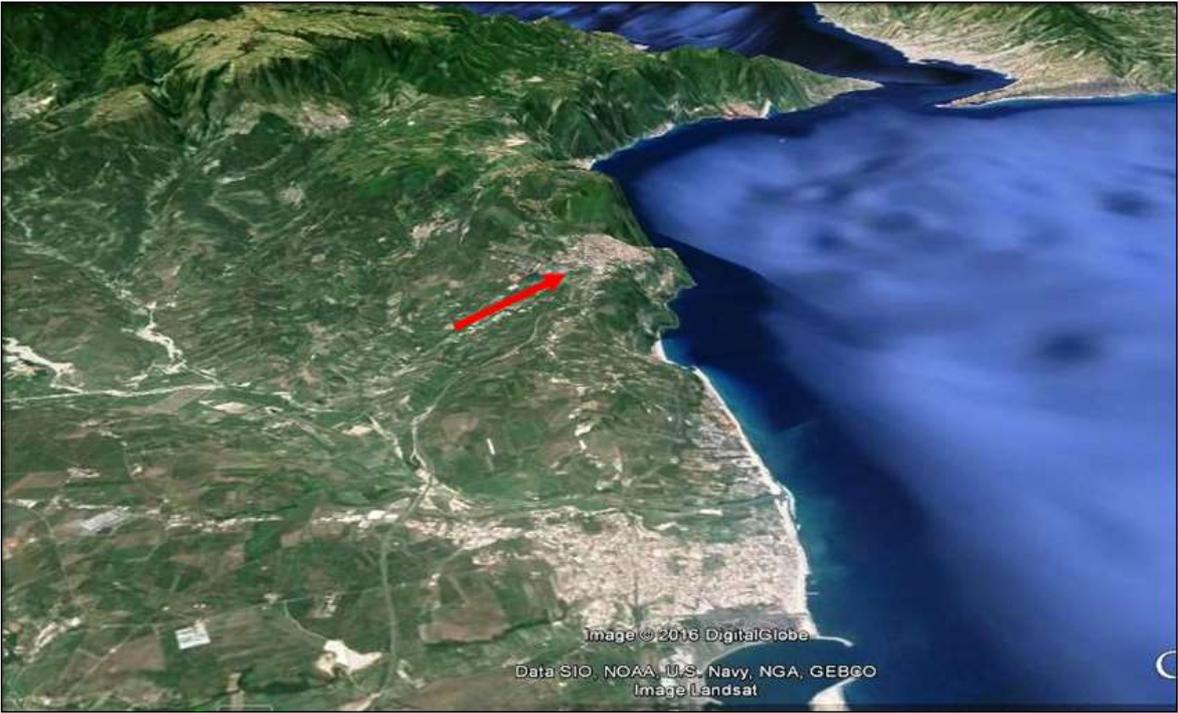
c)



d)



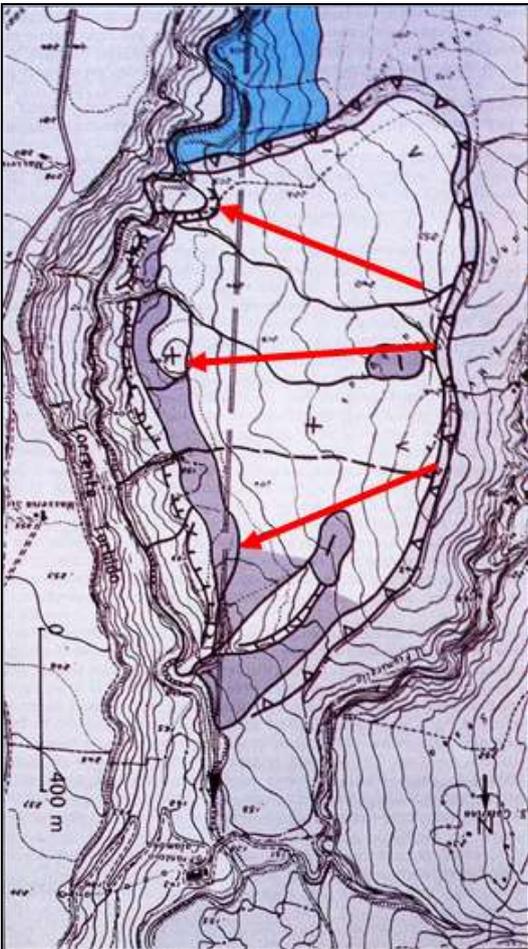
e)



f)



g)



h)

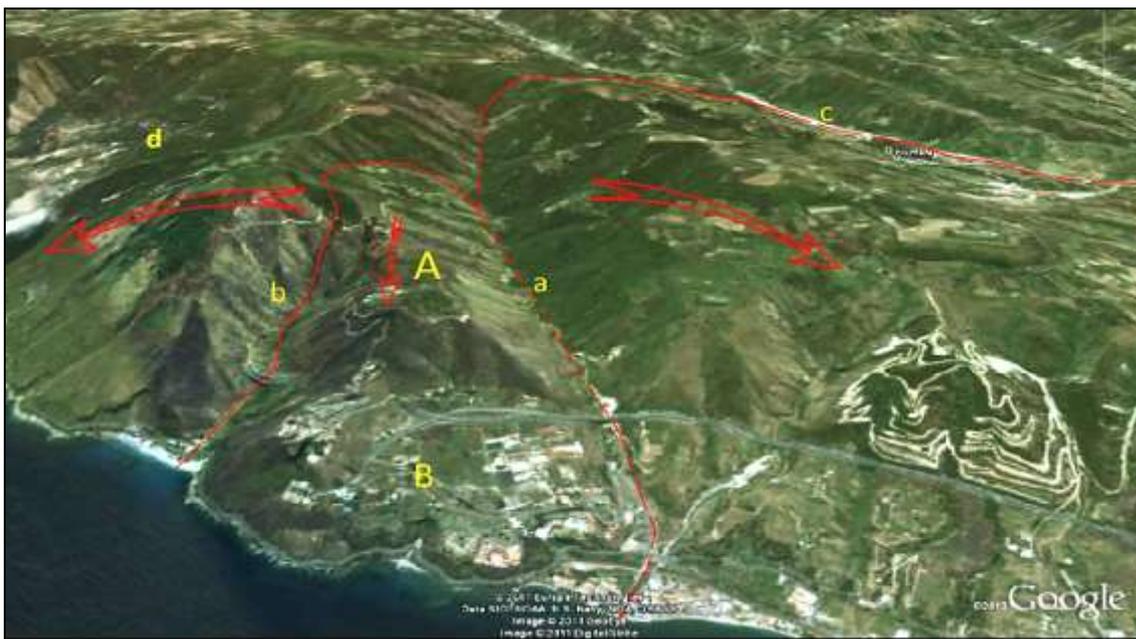
Fig. 42. **a)** – Foce del F. Mesima e Piana di Rosarno-Gioia Tauro, in cui si osserva la mancanza del terrazzo Pleistocenico (?) in primo piano nella morfologia concava di Taurianova; **b)** – Ricostruzione, mediante la fascia in giallo, del terrazzo Pleistocenico mancante, sprofondato per antica frana ciclopica; **c)** – Sezione geologica interpretativa della Frana Ciclopica da Piano Vaccarizzo a Palmi; **d)** – La DGPV di Palmi e delle metamorfiti della falesia a Sud dell’abitato, con rotazione contromonte e retroscorrimento delle masse plastiche verso i torrenti Petrace e Duverso (freccia); **e)** – Parte della Grande Frana ciclopica che ha interrotto pure il terrazzo pleistocenico; **f)** – Inclinazione verso monte del corpo di frana ciclopica di Palmi (freccia); **g)** – Il grande scorrimento da terremoto del 1783 a Melicuccà (RC), mobilizzando per ca. 1220 m argille e sabbie del Calabriano, sposta l’alveo del T. Torbido verso W di ca. 400 m; **h)** – Carta geomorfologica del grande scorrimento in sinistra Torrente Torbido, in località Piano di S. Barbara, con scarpata di frana, depressioni (trench occupati da piccoli laghi al tempo della mobilizzazione), principali direzioni di movimento e presunto antico percorso del T. Torbido, (da Cotecchia, Guerricchio & Melidoro, 1986; Guerricchio, 2015).

Scilla

Il modello di rotture gravitative profonde e Grandi Frane che interessano l’intera area compresa fra Scilla e Punta Pezzo viene determinato da un primo meccanismo di rottura tettonico–gravitativa, dove si è imposta successivamente la F.ra di S. Trara, chiuso a ferro di cavallo nella F.ra di Catona (Figg. 43. a, b), (Guerricchio et Al., 2011). Detta rottura sblocca, assieme ad altre minori, l’intera dorsale fino a Punta Pezzo e, decomprimendo tutte le masse retrostanti ad E, genera una grande apertura in corrispondenza dell’abitato di Scilla. Queste rotture, impostatesi in prevalenza negli Scisti biotitici del substrato metamorfico, hanno consentito lo sviluppo di una serie di macro-movimenti gravitativi che hanno coinvolto anche i depositi dei terrazzi di età Pleistocenico media (Siciliana) ricoprenti il basamento cristallino, i quali, dalla zona di Favazzina–Scilla unitamente a quest’ultimo, sono stati spostati per grandi fenomeni gravitativi verso WSW, cioè verso la parte iniziale settentrionale dello Stretto di Messina (costituendo così uno dei problemi geologici per la realizzazione del Ponte sullo Stretto). L’insieme delle rotture ha prodotto una serie di motivi geomorfologici significativi fra cui: A) il restringimento dell’imbocco Nord dello Stretto, con la formazione di Punta Pezzo; questa, infatti, costituisce il fronte avanzato affiorante dei suddetti scorrimenti multipli da tettonica gravitativa, che ha pure comportato il conseguente innalzamento del fondale dello Stretto in corrispondenza di tale punta, che rappresenta la zona di piede della rottura profonda di detti scorrimenti; B) Il possibile aumento degli spessori apparenti delle unità igneo-metamorfiche; C) Una molteplicità di profonde aperture per trazione (trenches) delle masse attraversate dalle rotture tettonico-gravitative in cui successivamente si è impostato il reticolo idrografico; D) La decompressione (apertura) per rotture tettonico–gravitative verso W dal Pian della Melia (Fig. 43. a) genera la grande “frana” di Scilla, che si sviluppa attraverso macro scivolamenti. Questi, dal versante laterale settentrionale di tale apertura, mostrano movimenti convergenti secondo un allineamento E-W verso la zona centrale del corpo di frana orientata N-S. Essi danno luogo ad un meccanismo definito a “tenaglia”, favoriti da strutture a franapoggio di entrambi i fianchi dell’ampia “conca” di metamorfiti, (Fig. 43. a). Nel corpo centrale la grande deformazione procede sempre con la modalità di scorrimento traslativo degli Scisti biotitici insieme alla copertura dei depositi continentali ciottoloso–sabbiosi di antica conoide tirreniana verso N. Il fronte dell’antico movimento ha un’ampiezza di 2000 m e la freccia massima dello spostamento (protendimento nel mare) è attorno agli 800 m. Tale protendimento è responsabile dell’attuale caratteristica configurazione della costa in cui la zona della rupe di Scilla rappresenta il piede emerso, “estruso” e leggermente rialzato contro monte del corpo del suddetto collasso gravitativo (Fig. 43. a).



a)



b)

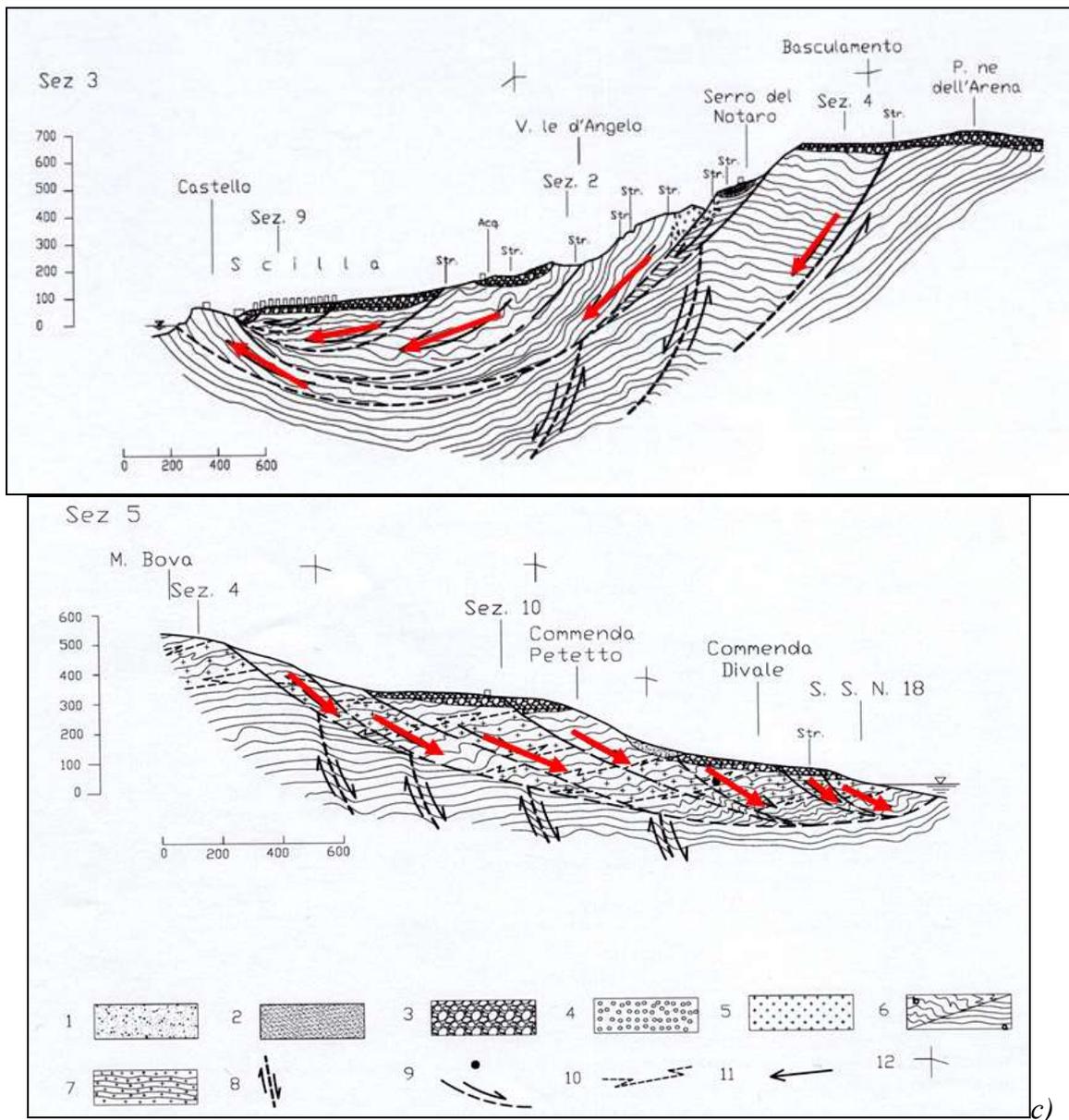


Fig. 43. **a** – Versante di Scilla (RC). Dall'esteso movimento tettonico – gravitativo multiple (freccia piena) verso W (destra immagine) della struttura di Pian della Melia si è creata una vasta apertura da trazione, dai cui fianchi A e C collassano le masse B e D con meccanismi di macroscivolamenti. Dette masse convergono verso l'asse del corpo di frana con un movimento definito "a tenaglia" (frecce arcuate), colmando la depressione creata dall'apertura e comprimono ed innalzano i corpi centrali E ed F, generando l'estrusione dei corpi H, I, L, M soggetti ad avanzamenti verso la costa (frecce vuote); **b** – Area fra Scilla e la F.ra di Catona: si evidenzia la grande rottura tettonico – gravitativa (centro immagine) - in cui si è impostata la F.ra di S. Trara (a) - che chiude nella F.ra di Catona a S (c), nonché il grande collasso tettonico-gravitativo (corpo A) compreso tra il T. San Gregorio (b) e la F.ra di S. Trara. In primo piano il blocco "terrazzato" ribassato per grande, antica frana (B) di Commenda Petetto e Torre Cavallo e, in sinistra immagine, la direzione del movimento relativo delle masse del M.te Bova verso il bacino della grande frana di Scilla (d). Lo spostamento verso il mare dei corpi di antiche macro-frane A e B fa progredire il tratto di costa tra il T. San Gregorio la F.ra di S. Trara di almeno 500 – 600 metri rispetto ai limitrofi tratti costieri a ENE e a WSW (a); **c** – Sezione geologica: Pleistocene: 3. Conglomerati e sabbie arcose bruno-rossastre, poco consolidati, generalmente ricoperti da un suolo bruno-rossastro e ceneri vulcaniche; Paleozoico: 5. Granito molto degradato, localmente laminato, sovrastante e/o attraversante le metamorfite; 6. Scisti biotitici bruno-nerastri, a luoghi gneissici, con filoni e vene di granito, pegmatite e quarzo; 9. Superfici di scorrimento di grandi frane e verso di movimento; 12. Cambio di direzione della sezione, (Guerricchio et Al., 2011).

Fascia costiera del Reggino

L'estesa fascia costiera compresa tra Catona e la Punta di Pellaro (Figg. 44. a, b, c, d, e) mostra una morfologia "falcata", prodottasi a seguito di ripetuti fenomeni di scorrimenti rotazionali costieri indotti pure da antichi terremoti. I fenomeni gravitativi hanno pertanto controllato lo sviluppo attuale del profilo costiero, attribuito, però, solo all'azione del mare.

Un esempio di quanto accennato può essere rappresentato dalla scomparsa dell'antica Punta Calamizzi (Fig. 44. e), anticamente *Pallantiòn* (Pallanzio) o *Promontorio Reggino*, inabissatasi nel XVI secolo (Wikipedia, 2016). Essa era, infatti, una lingua di terra che s'inoltrava per alcuni chilometri nel mare su cui fu costituito nel corso del II millennio a.C. il primo nucleo abitativo dell'antica città di Reggio Calabria, (Figg. 44. e, f).

Con il nome di *Calamizzi* viene oggi invece indicata la spiaggia che si estende a Sud del Calopinace, appartenuto in origine ad una zona non più esistente (Figg. 44. e, f). Questa lingua di terra che anticamente costituiva il porto naturale di Reggio di Calabria infatti, sprofondò per un grande movimento franoso il 20 ottobre 1562 (e con essa anche un monastero che vi sorgeva), causato, forse, dalla deviazione della Fiumara Calopinace, che fu eseguita qualche decennio prima per la costruzione del *Castelnuovo* (Fortino a Mare), fortificazione sul fronte a mare della città. E' molto probabile che antichi terremoti abbiano nel tempo indebolito la zona, ragionevolmente costituita dai depositi alluvionali deltizi della F.ra Calopinace e che il "colpo di grazia" l'abbia dato, a tutta l'estesa area, la deviazione artificiale dell'ultimo tratto dell'asta del corso d'acqua (Fig. 44. e). Analogamente deve essere accaduto per gli altri tratti di costa di Figg. 44 (a, b), ove nella parte centrale si manifesta l'antico corpo della DGPV (o frana gigantesca) di Armo, nel cui corpo estesissimo e profondo ricade pure Reggio Calabria (Guerricchio, 2000), la quale per gran parte si sviluppa sui depositi alluvionali delle fiumare Valanidi e S. Agata (Figg. 44. a, e). Inoltre, la presenza di depositi sabbiosi e ghiaiosi con limi sciolti ospitanti falde acquifere di acque dolci e marine, talora in pressione, può favorire lungo le sponde dello Stretto fenomeni di frane costiere per liquefazione, come già avvenuto nel terremoto del 1908 (Baratta, 1910), (Ryan & Heezen, 1965; Sauret & Bousquet, 1984; Schick, 1977: in Guerricchio 1988), (Figg. 44. a, b).

Va ricordato pure che le numerosissime rotture ed abbassamenti del suolo verificatisi a seguito di quell'evento (Fig. 44. a) certamente potranno rimobilizzarsi in occasione di qualche prossimo evento sismico, anche non proprio distruttivo. Non tutte le macrofrane costiere hanno, però, uno stretto rapporto con i sismi o almeno non vi è sempre una diretta testimonianza di ciò. E' comunque possibile che particolari forme di scorrimenti sottomarini possano rappresentare anche le fasi di collasso ritardato rispetto ad una precedente mareggiata che abbia trasferito nei terreni della costa vibrazioni simili a quelle di sismi, come a suo tempo ipotizzato per la frana di Catona (Figg. 44. g, g'), (Guerricchio, 1988).

Negli ultimi tempi, in questo territorio così ampiamente coinvolto da fenomeni di tettonica-gravitativa e Grandi Frane ancora in atto, si è riproposto l'antico progetto di costruire un ponte a cavallo dello Stretto di Messina, che unisse la Sicilia al continente. Tralasciando i motivi scientifico-politici che, per tale problema, hanno attraversato il lungo arco temporale degli scorsi decenni, riportiamo alcuni risultati di studi da noi condotti senza alcun preconcetto, (Guerricchio & Ponte, 2006).

Ponte sullo Stretto di Messina

Lineamenti geologici e tettonici

Lo Stretto di Messina (Figg. 44. c, h, i, m) ricade in una zona del bacino del Mediterraneo contrassegnata, nel Quaternario, ma soprattutto negli ultimi 700.000 anni, da un'attività geodinamica molto intensa. In tale periodo, nel versante occidentale dell'Aspromonte, infatti, si registra un sollevamento di circa 300 m comprovato dai resti di superfici terrazzate, (Miyouchi et al., 1994); a quote inferiori, tra i 160 e i 100 m sul livello del mare, altri lembi di terrazzo marino,

databile al Tirreniano (125.000 anni dal presente), uno fra gli ultimi periodi interglaciali che precedono quello in cui viviamo, consentono di valutare il tasso di sollevamento medio a 1,2 mm/anno, recentemente aggiornato a 1,3-1,8 mm/anno a seguito del ritrovamento di una spiaggia sollevata fino a 4 m sull'attuale livello marino, risalente a un periodo tra i 2.500 e i 3.500 anni dal presente, (Antonioli et Al., 2002).

Sotto l'aspetto tettonico, lo Stretto di Messina è impostato in un sistema di faglie di lunghezza regionale che definiscono una struttura del tipo fossa tettonica (Ghisetti, 1992). Alcune di esse sono affioranti, altre sommerse nei fondali dello Stretto o nel Mar Tirreno; alla loro attività, oltre i suddetti innalzamenti, si devono terremoti particolarmente energetici e distruttivi, fino al decimo e undicesimo grado della scala Mercalli. Dagli studi di geodesia spaziale si evince che la Sicilia e la Calabria sono coinvolte da spostamenti orizzontali dell'ordine dei 10 mm/anno (Anzidei et al., 2001) e che, pur partecipando entrambe a un movimento verso N, tendono a divergere (Oldow et al., 2002). Ciò a causa della tettonica estensionale che caratterizza la zona assiale della regione calabrese e la Sicilia orientale, compreso l'offshore dello Stretto con la scarpata della faglia di Malta, forse la struttura sismogeneratrice dei terremoti distruttivi della Sicilia orientale del 1169 e del 1693, (Fig. 44. m). Malgrado tali informazioni provengano da ricerche di geodesia spaziale, non c'è ancora accordo su quali siano le faglie attive cui attribuire i suddetti meccanismi, responsabili, tra l'altro, anche dei più forti terremoti accaduti in tempi storici, quali quelli del 1783 (Vivenzio, 1783; Sarconi, 1784; Mercalli, 1897) e del 1908. Fino ad oggi la faglia di Cittanova, o faglia d'Aspromonte, è stata in genere identificata quale l'espressione superficiale della struttura sismogenetica del terremoto del 1783, (Fig. 44. i), (Cotecchia, Guerricchio e Melidoro, 1986; Guerricchio e Ronconi, 1997). Essa è attiva e ha prodotto numerosi eventi sismici nell'Olocene e in tempi storici, di energia così elevata da generare rotture sulla superficie terrestre, oltre che nell'area epicentrale della piana di Gioia Tauro (Cotecchia, Guerricchio e Melidoro, 1986; Guerricchio e Ronconi, 1997) anche nella zona dello Stretto di Messina. In quest'ultima, infatti, si riconoscono profondi "squarci" ("trenches") nelle rocce granitoidi particolarmente dure e resistenti del rilievo collinare allungato in senso E-W bordante lo Stretto dal lato calabrese, (Fig. 44. i'). Tra essi vanno ricordati, ad esempio, quello che, iniziando dalla località di Piano Matiniti, si dirige verso Campo Piale e poi verso Villa San Giovanni con direzione E-W e l'altro che, sempre da Piano Matiniti, giunge verso Cannitello assumendo una orientazione all'incirca NW-SE. Se consideriamo la somiglianza geologica tra la faglia di Cittanova e quelle del Mesima, di Sant'Eufemia, di Delianova con essa confinanti, unitamente alla distribuzione delle intensità dei principali "recenti" terremoti catastrofici, può dedursi che, con molta probabilità, le suddette faglie siano le strutture sismogeneratrici di questi ultimi sismi avvenuti tra Catanzaro e lo Stretto di Messina. Questo sistema, che immerge verso il Tirreno, cioè verso W, potrebbe forse essere correlato al processo di rotazione della cerniera dello slab litosferico ionico in subduzione con contestuale assottigliamento della crosta oceanica tirrenica. Pertanto, la struttura dello Stretto di Messina, prima definita fossa tettonica, può rappresentare la zona di svincolo o di trasferimento tra le faglie della Calabria meridionale immergenti verso W (Mesima, Cittanova, Sant'Eufemia, Delianova) e quella materializzabile con la scarpata di Malta immergente verso E (Fig. 44. m), lungo la quale si concentra l'attività tettonica e magmatica della Sicilia orientale, caratterizzata da sismicità distruttiva e intenso magmatismo, (Baratta, 1910; Hirn et al., 1997). Non va, infine, dimenticato che tali regioni sono al confine con la Placca Africana che prosegue i suoi movimenti di subduzione e le sue spinte verso quella Euro-Asiatica.

Brevi considerazioni sui tempi di ritorno dei sismi

Per quanto riguarda i tempi di ritorno dei terremoti catastrofici dello Stretto di Messina, (Valensise e Pantosti, 1992) si è fatto riferimento a dati archeosismologici da cui risulta che nel IV secolo d.C. si concentrano fasi di distruzione e abbandono da terremoto in Calabria e in Sicilia. Tali dati ben si accorderebbero con quanto avvenuto in conseguenza del catastrofico sisma del 1783 e pertanto quell'evento sarebbe il penultimo nella zona dello Stretto. Va però sottolineato che la valutazione

dei tempi di ritorno di terremoti in strutture così complesse sotto l'aspetto tettonico, qual è quella dello Stretto di Messina, è molto complicata e difficile. Se infatti paragoniamo il tempo di ritorno di un terremoto generato dal movimento di una faglia a quello di un pendolo, sarebbe relativamente facile calcolare il suo tempo di ritorno (periodo); ma se al movimento della prima faglia (primo pendolo) venissero accoppiati anche quelli di una seconda faglia (secondo pendolo) e di una terza faglia (terzo pendolo), ecc., tra loro collegate, si complicherebbe notevolmente il calcolo. È proprio il caso dello Stretto di Messina in cui sono numerose le faglie attive, alcune delle quali non facilmente osservabili. Attualmente, per i modelli di occorrenza dei terremoti si fa riferimento a tre metodi di analisi (Cornell, 1968). Secondo l'approccio completamente probabilistico (poissoniano), si fissa un tempo di ritorno, un intervallo di tempo, cioè, in cui si ipotizza possa verificarsi un certo fenomeno di una certa intensità con una data probabilità (ad esempio del 95%).

Tale approccio implica, quindi, anche l'assunzione di un certo rischio (pari al 5% nell'esempio considerato) che si verifichi un fenomeno di intensità più elevata rispetto a quello in esame. Secondo tale approccio, inoltre, il fatto che nell'intervallo di tempo considerato il fenomeno effettivamente si verifichi non influenza in alcun modo la probabilità che esso possa ripetersi. In altri termini, si ha una sorta di "mancanza di memoria" del tempo trascorso dall'ultimo evento. In particolare, per un processo poissoniano, la probabilità che un evento abbia ampiezza A maggiore di a è:

$$P(A > a, t) = 1 - e^{-\lambda t}$$

dove λ è la frequenza di eccedenza dell'ampiezza. Questa analisi fornisce le basi per la previsione a medio termine. Un secondo metodo, che riguarda la previsione a breve termine, comprende un processo poissoniano per la sismicità moderata e un modello renewal con meccanismo di "memoria" a un livello per la sismicità più elevata. Il terzo metodo, che consente la previsione a lungo termine, è il cosiddetto "approccio ibrido": processo poissoniano per le regioni sismiche e terremoto caratteristico per le faglie. Nell'approccio ibrido, in cui si utilizzano i dati sulle singole faglie, il fatto che il fenomeno nell'intervallo di tempo considerato effettivamente si verifichi modifica la probabilità che esso possa ripetersi. In particolare, contrariamente a quanto si potrebbe ritenere, se accade un evento sismico nel periodo considerato, aumenta la probabilità che esso possa ripetersi in virtù di una sorta di "reazione a catena" nell'attivazione di meccanismi di faglie sismogenetiche. Basandosi quindi sull'osservazione del fenomeno, in tale metodo c'è anche una componente deterministica. Inoltre, si dovrebbe modificare l'intervallo di tempo in oggetto, considerandone uno "nuovo" a partire dal momento in cui si è verificato il fenomeno stesso, (Guerricchio, 2007). Come si intuisce, prevedere il tempo di ritorno di un terremoto non è una procedura agevole. A nostro avviso, sebbene le strutture che hanno generato i sismi catastrofici relativamente recenti, del 1638, del 1783 e del 1908, possano essere state diverse, esse devono tuttavia avere un loro collegamento essendosi i sismi verificati in una zona calabro-sicula molto ristretta. Poiché il periodo trascorso tra un evento e l'altro è in media di circa 135 anni, si ritiene, forse con molta presunzione, che il prossimo evento di particolare energia possa accadere tra gli anni 2030-2050 (anche se la "forcilla" temporale appare molto ampia!).

Principali osservazioni geomorfologiche e verifiche di stabilità

Lo studio geologico-geomorfologico del versante calabro interessato dal costruendo Ponte sullo Stretto ha evidenziato la diffusa fragilità di quel territorio, come già affermato in diversi studi precedenti (Guerricchio e Melidoro, 1981; Guerricchio, 1988, 2000, 2001; Guerricchio et al., 2003; Guerricchio, 2005). Contrariamente a quanto risulta dagli studi in letteratura, i numerosi corpi rocciosi del versante orientale dello Stretto dal lato Calabria, interpretati come terrazzi marini stabili, in particolare quelli tirreniani, sono risultati coinvolti da antichi movimenti gravitativi profondi

di vaste dimensioni, come comprovano, ad esempio, pure le forti oscillazioni planoaltimetriche delle quote del terrazzo tirreniano (Fig. 44. a, c, h, i', n), (da Bordoni e Valensise, 1998;

Guerricchio & Ponte, 2006). In tali masse rocciose così mobilitate, e quindi deformate, sono state perse le caratteristiche di resistenza meccanica originaria soprattutto lungo le fasce prossime alle "superfici" di scorrimento. Si osservano basculamenti, rigonfiamenti da carico, rilassamenti da rotture di più piccole dimensioni e profonde incisioni trasversali al versante, in una prima analisi interpretabili come fenomeni di erosione meteorica (Figg. 44. i', p). Va, al contrario, messa in evidenza la presenza di un'estesa scarpata di rottura da "deformazione gravitativa profonda di versante" (DGPV) e/o da Grande Frana, di epoca tardo-pleistocenica, la quale, molto alta e sviluppata nella sua porzione settentrionale, tende a diminuire, fino ad azzerarsi, procedendo verso S (Figg. 44. i', p). Trattasi quindi di una rottura a forbice in cui è quasi certo che attualmente tutti i massimi sforzi, che porteranno alla prosecuzione della rottura stessa, sono concentrati nella zona meridionale presso la quale ricade la Torre Calabrese del Ponte (Figg. 44. p, q, r), (Guerricchio & Ponte, 2006; Guerricchio, 2007, 2008). Inoltre, i vari fossi interpretati come generati unicamente dall'erosione meteorica sono il prodotto, invece, di aperture per "espansione laterale" dell'ammasso coinvolto dal movimento dell'antica frana, successivamente modellati dalle acque meteoriche (Figg. 44. i', o, p). Non può, però, escludersi che il grande corpo di antica "frana" non abbia anche "riesumato" una precedente superficie di faglia diretta, da cui esso va differenziato per modalità di movimento e di risposta sismica (Figg. 44. i', o, p). A tale riguardo sono state sottoposte a verifica dinamica numerose sezioni geologiche sulle quali sono state riportate: a) le superfici di scorrimento potenziali desunte anche dai rilevamenti di campagna e dall'esame di fotografie aeree stereoscopiche di varie epoche; b) i numerosi trench o "strappi" del terreno, generalmente prodotti dall'attività sismica pregressa; c) il verso dei fenomeni di trazione che ha generato i relativi trench; d) le principali faglie pleistoceniche da neotettonica. Nelle verifiche di stabilità non è stata tenuta in conto la presenza della falda idrica sotterranea, che i rilevamenti di campagna hanno consentito di fissare a circa dieci metri di profondità dal piano campagna.

Dai risultati delle indagini geognostiche eseguite dalla società Stretto di Messina SpA sono state dedotte le litologie profonde costituenti il territorio in esame, che sono, a partire dall'alto: 1. Depositi sabbioso-ghiaiosi terrazzati; 2. Ghiaie di Messina; 3. Limi e trubi; 4. Conglomerato di Pezzo; 5. Plutoniti. Ad ogni litologia sono stati attribuiti i *range* dei parametri geotecnici indicati nella relazione geotecnica e di calcolo del progetto preliminare del Ponte sempre dalla Società Stretto di Messina SpA.

L'analisi, di tipo "pseudostatica" è stata condotta con riferimento ad 8 superfici di scorrimento (Fig. 8), considerando i coefficienti sismici dettati dalla nuova normativa che andrà in vigore nei prossimi mesi, con l'ausilio del programma di calcolo Slob 4.0, (Guerricchio & Ponte, 2006).

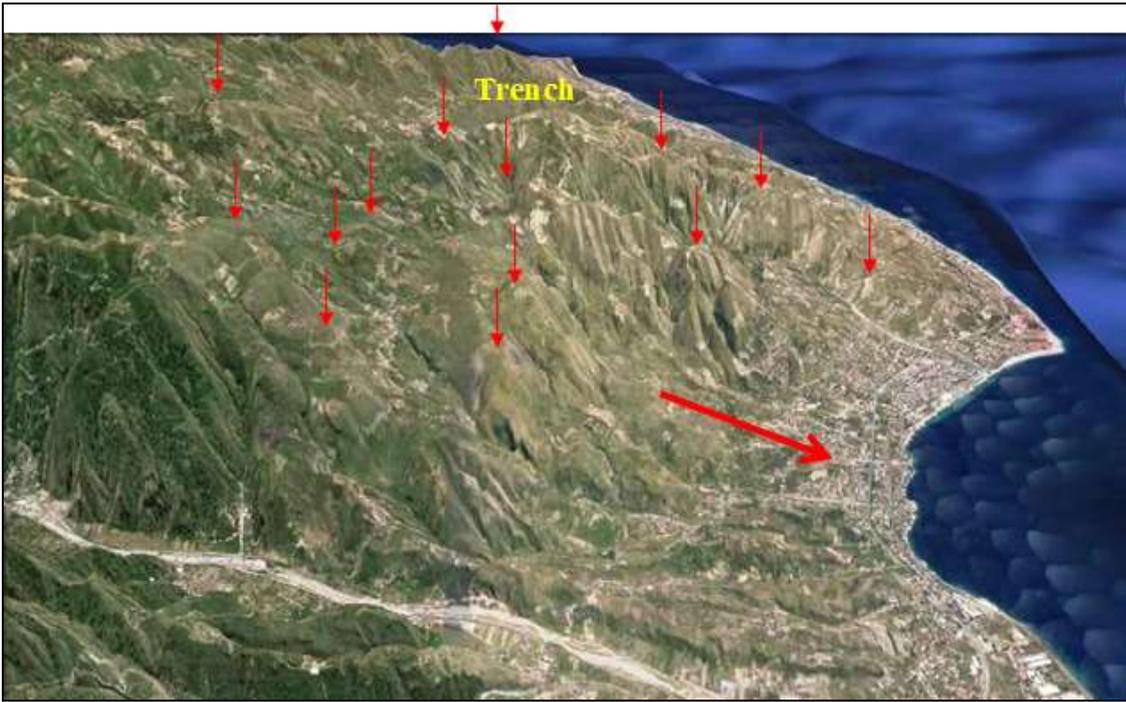
In virtù delle ipotesi fatte, in condizioni pseudo statiche e senza considerare la presenza di una falda, il versante risulta coinvolto da movimenti franosi attivi che potranno pregiudicare la corretta funzionalità del Ponte. Le analisi di stabilità eseguite hanno fornito risultati preoccupanti, con valori dei coefficienti di sicurezza ben al di sotto dell'unità su tutte le superfici testate. A titolo di esempio nelle Tab. 1 e 2 si riportano i risultati relativi alla superficie n. 1, completamente subacquea, e n. 6, coinvolgente l'area di impronta delle fondazioni.

La situazione più preoccupante è stata riscontrata per le scarpate subacquee al di sotto della fondazione della torre del Ponte. Un evento sismico di entità anche inferiore a quello del 28 dicembre 1908 potrebbe mobilitare parte del versante, in particolare la zona di appoggio della torre stessa. A causa delle elevate profondità cui si sviluppano le superfici di scorrimento ricostruite (alcune superano i 250 m di profondità dal piano campagna), è impossibile realizzare interventi di stabilizzazione del versante.

In conclusione, lo studio sulla stabilità del versante calabrese interessato dal costruendo Ponte sullo Stretto di Messina indica che, in caso di sisma di particolare energia, la struttura potrebbe essere coinvolta in fenomeni gravitativi di importanti dimensioni. E' ben chiaro, com'è noto, il limite che un approccio alle verifiche di stabilità bidimensionale presenta. I metodi che affrontano il problema in piano, infatti, non consentono di tenere conto degli effetti tridimensionali, per cui non è da escludersi che verifiche condotte con riferimento ad un modello 3D, che necessiterebbero di una

grande mole di dati di elevata qualità per tarare gli stessi, potrebbero condurre a risultati differenti. Tuttavia, il gran numero di sezioni analizzate in condizioni pseudostatiche che forniscono coefficienti di sicurezza prossimi od inferiori all'unità deve indurre a considerare seriamente l'aspetto relativo alla stabilità delle scarpate, sia subaeree che subacquee, eventualmente ripensando l'impianto fondazionale dell'opera stessa (Guerricchio & Ponte, 2006). Essendo, però, tutta l'area in esame ad essere interessata dai succitati fenomeni gravitativi, anche spostando di qualche centinaio di metri l'impronta a terra sul versante calabrese, infatti, non si produrrebbero significativi effetti positivi per la stabilità, come, peraltro, evidenziato dalle numerose rotture (trenches) ivi presenti, riconducibili ad episodi sismici relativamente recenti. Inoltre, sebbene la struttura sia stata calcolata nel rispetto di tutte le prescrizioni vigenti e nell'ipotesi di sismi caratterizzati da accelerazioni al suolo particolarmente severe (fino a 0.58 g), un eventuale, anzi probabile, meccanismo di instabilità che dovesse coinvolgere il versante su cui insiste la "Torre" lato Calabria produrrebbe una sollecitazione di tipo impulsivo sulla struttura con serissime conseguenze sulla stabilità strutturale, (Guerricchio & Ponte, 2006).

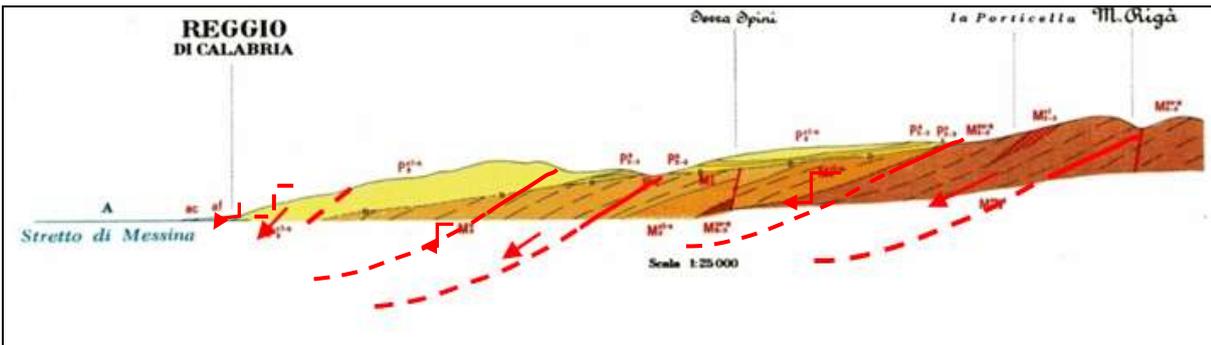




b)



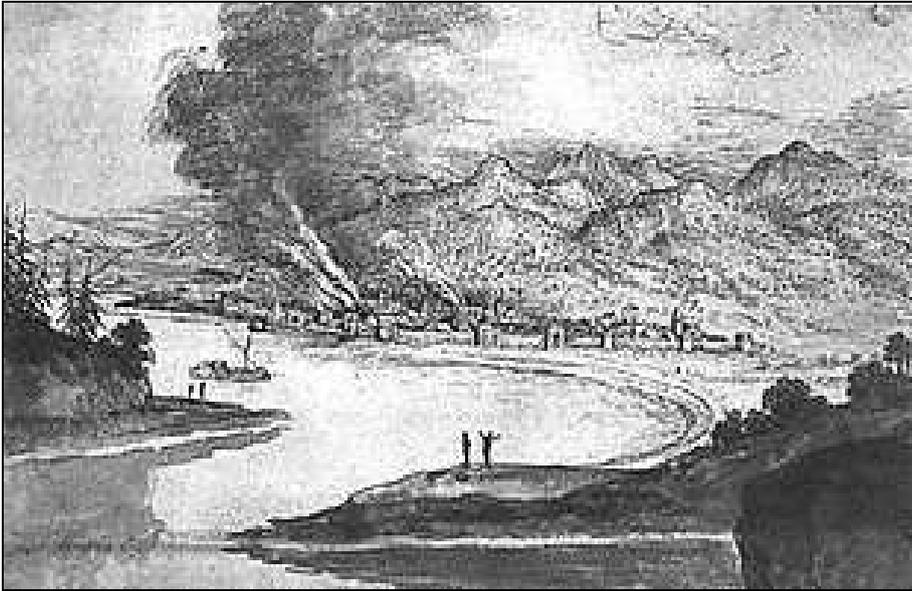
c)



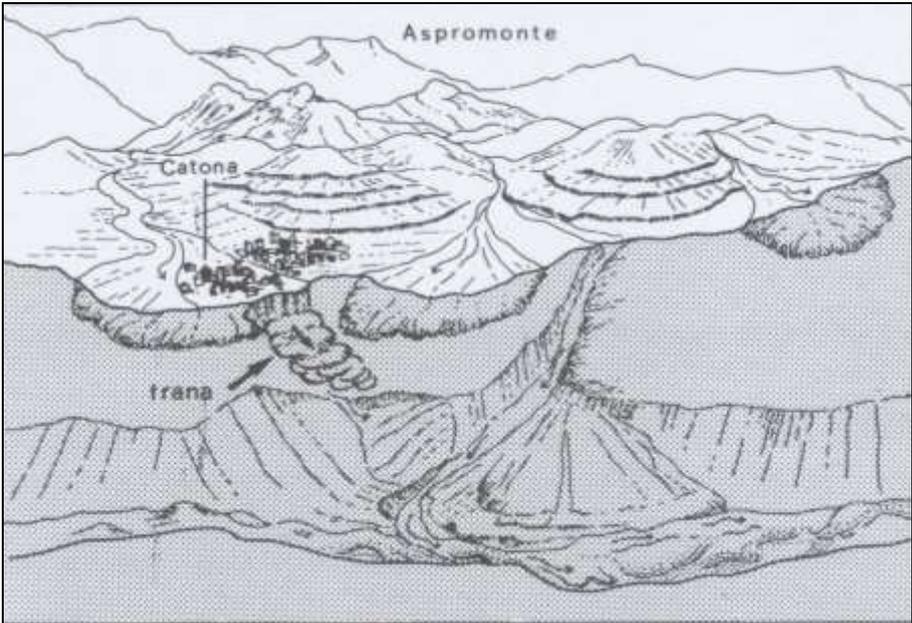
d)



e)



f)



g)



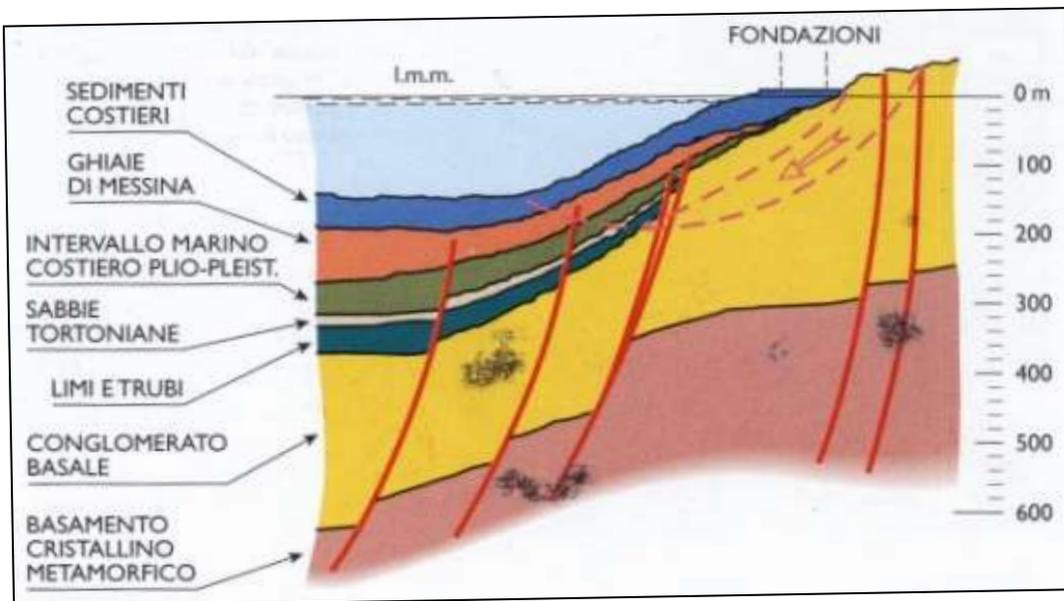
g)



h)



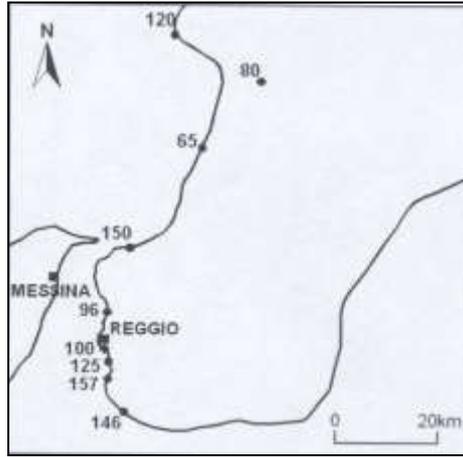
i)



1)



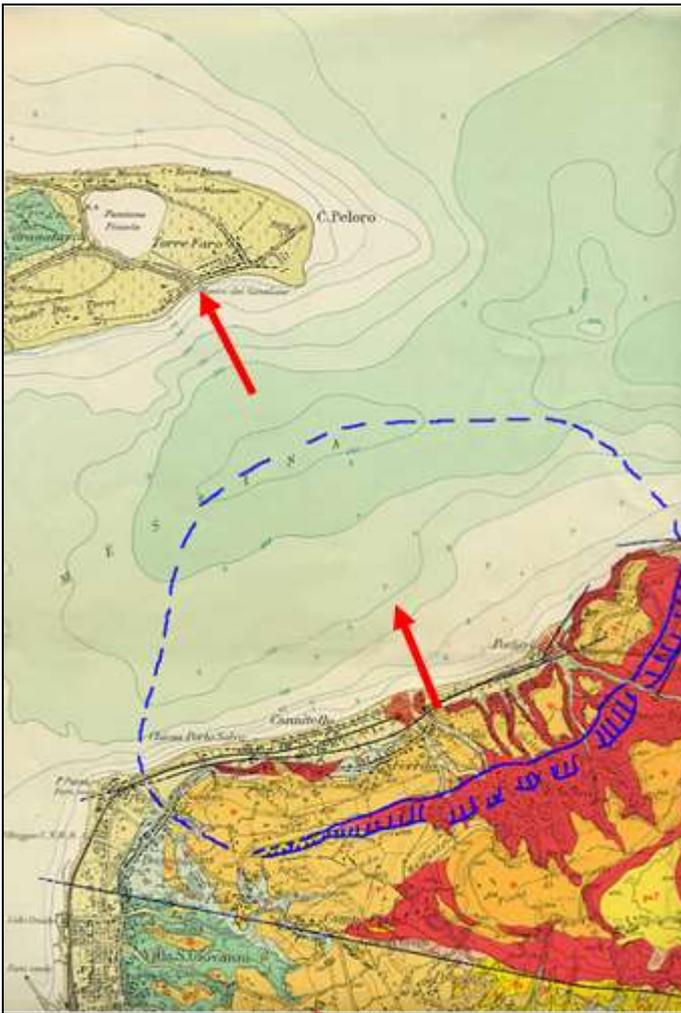
m)



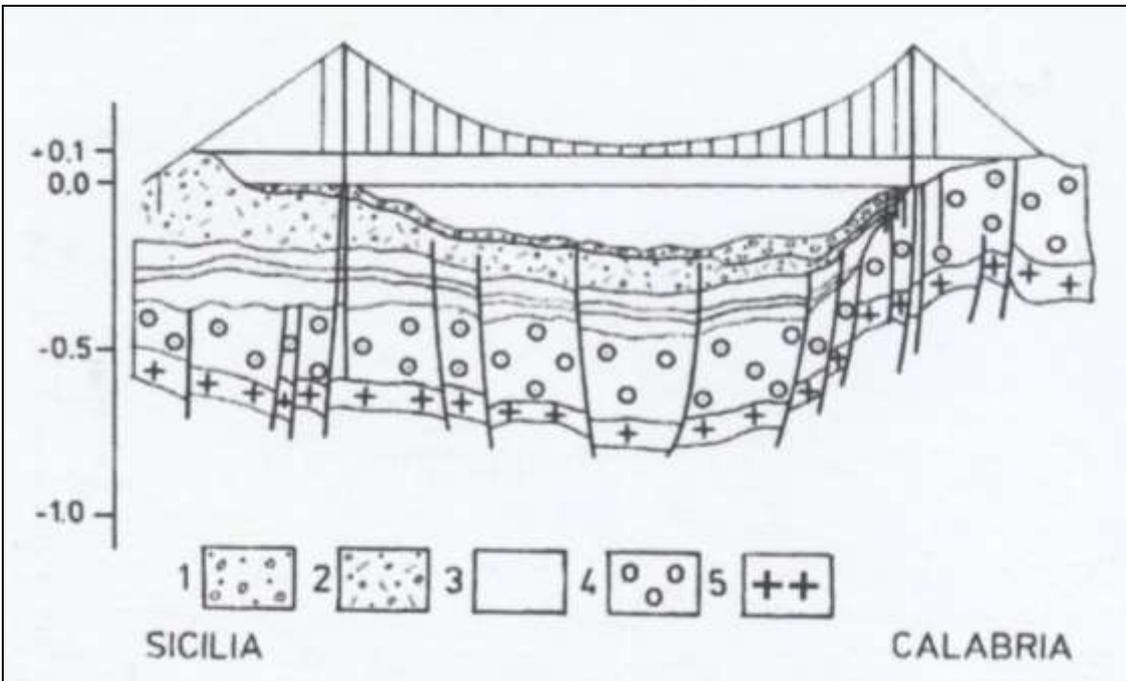
n)



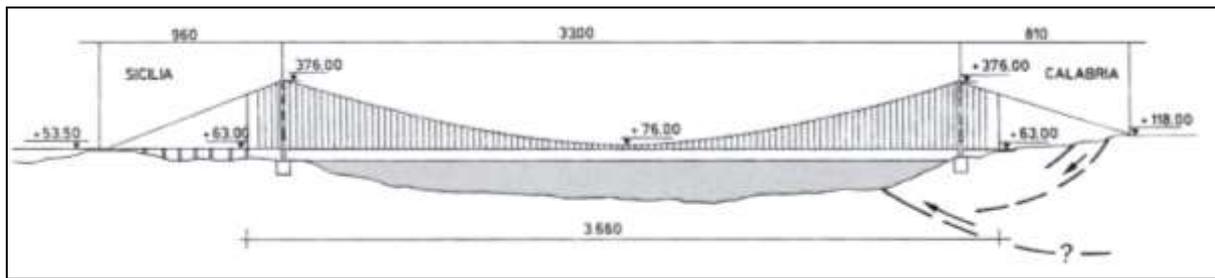
o)



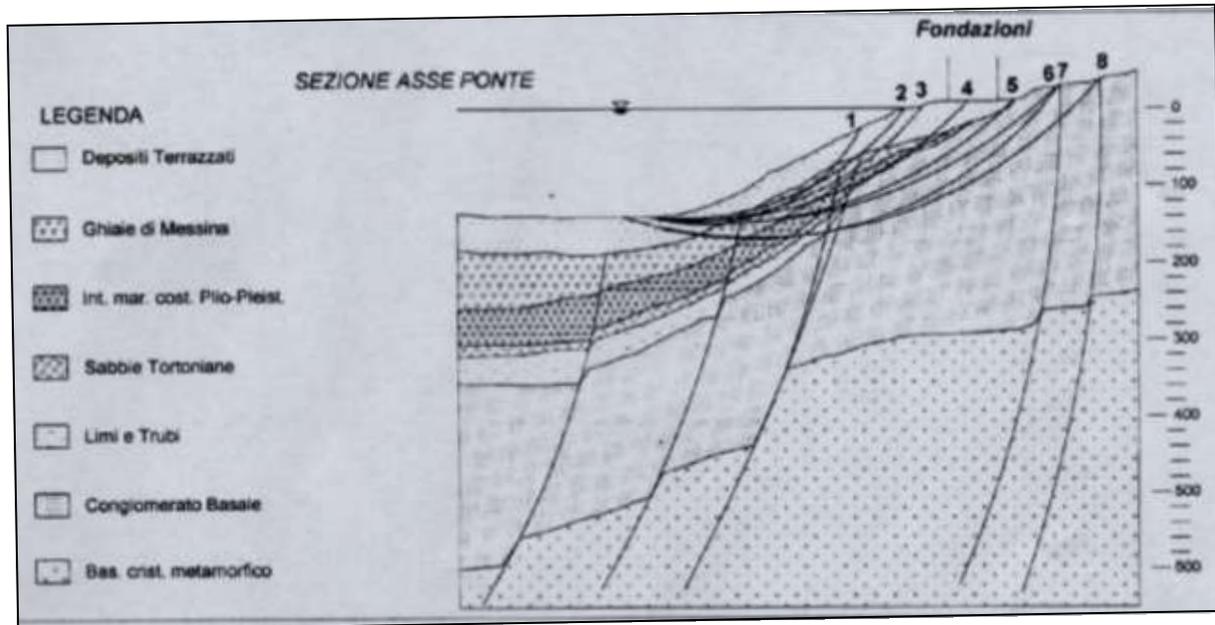
p)



q)



q')



r)

Fig. 44. **a)** – Profilo “falcato” della fascia costiera compresa tra Catona e Punta di Pellaro, determinato da antichi scorrimenti rotazionali, che hanno prodotto l’inabissamento di notevoli tratti costieri. In basso la grande DGPV di Armo, da cui “scorre” verso il mare una considerevole parte della costiera reggina (freccie), al pari delle masse più a nord; **b)** – Territorio di P.ta Pellaro-Armo nella Costa reggina ove le grandi frane da scorrimento rotazionale multiplo esaltano le risposte sismiche e nel loro spostamento verso la costa inducono vistosi fenomeni di erosione marina, (da Guerricchio & Melidoro, 1995); **c)** – Fondali della costa reggina meridionale profondamente incisi da canyon sottomarini, derivanti in parte dai solchi delle fiumare erosi alla fine del Pleistocene, allorchè il livello del mare raggiunse i -120 m sotto l’attuale livello, in parte da rotture residuali di antiche DGPV i cui piedi sono nel fondale dello Stretto e che in passato hanno asportato la quasi totalità della piattaforma costiera come si osserva sulla destra (freccie) di c; **d)** – Sezione geologica dell’area di Reggio Calabria: alle formazioni sabbiose del Miocene Sup. (M^3) seguono le argille del Pliocene Medio-Sup. e i conglomerati sabbiosi del Plio-Calabriano. Direttamente su questi ultimi poggiano i depositi ciottoloso-sabbiosi delle conoidi delle Fiumare di “Reggio” e “S. Agata”, che si estendono anche nell’immediato fondale marino presso la linea di costa. Le rotture gravitative segnate nell’entroterra rappresentano superfici di debolezza, che mobilitano verso la costa i corpi rocciosi coinvolti, incrementando, quindi, l’erosione marina (da Guerricchio, 1988; 2000); **e)** – Ricostruzione di Punta Calamizzi con la foce del Calopinace; **f)** – Punta Calamizzi: la foce del Calopinace e la città di Reggio, da un disegno di Pieter Bruegel il Vecchio; **g)** – Schizzo geomorfologico dello Stretto di Messina nell’area presso l’abitato di Catona (RC). La frana costiera si è prodotta nei terreni sciolti ad alto contenuto in sabbie del conoide della fiumara omonima, probabilmente favorita anche da sottopressioni idrauliche della subalvea e da fenomeni di piping.; **h)** – Le modificazioni costiere nello Stretto di Messina a seguito del terremoto del 1908 e successivamente: 1. Faglia attiva; 2. Zona di massima distruzione; 3. Tratti di costa modificati per rottura e sommersioni; 4. Frane sui versanti; 5. Verso delle correnti di torbida; 6. Profondità batimetriche diminuite; 7. Scivolamenti costieri in atto, (da Schick, 1977; Guerricchio, 1988); **i)** – DTM della Calabria meridionale con la traccia delle principali faglie attive e la distribuzione dei punti di maggiore intensità dei sismi del 1783. Questi ultimi, a partire da nord, si distribuiscono lungo le faglie del Mesima, di Cittanova, di Delianova e in parte di Sant’Eufemia. Al centro dello Stretto ricade l’epicentro del terremoto del 1908 ($M : 7,1$) con i relativi punti di maggiore intensità, sulla costa quello di Reggio Calabria

del 1975 (M: 4,5) e nell'Aspromonte orientale quello di Ferruzzano del 1978 (M: 5). Le principali faglie, la cui parte ribassata è indicata dai trattini indicanti pure l'immersione del piano di faglia, convergono nello Stretto (da Cotecchia et Al., 1986); **l**) – Sezione geologica del versante calabrese dello Stretto di Messina, desunto dagli studi della Società Stretto di Messina SpA, che riporta la sola presenza di faglie dirette (linee spesse). Lungo le tratteggiate delle rotture gravitative, ricostruite attraverso i rilevamenti sul terreno e dall'esame di foto aeree, sono state condotte le verifiche di stabilità; **m**) – Google dello Stretto di Messina da cui si evince la lunga scarpata della faglia di Malta con carattere di trascorrenza sinistra orientata NNW-SSE, che converge, all'altezza dell'Etna, su quella orientata NE-SW più direttamente interessante la zona del Ponte e che rappresenta un elemento importante per la struttura della fossa tettonica dello Stretto; **n**) – Le variazioni delle quote attuali del terrazzo tirreniano (125ka), (da Bordoni e Valensise, 1998, modificata), che vanno attribuite alle DGPV ed alle grandi frane lungo costa; **o**) – Carta geomorfologica finalizzata alle deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), alle Grandi Frane e ai principali trench prodotti da sismi di elevata energia indicati dalle linee con "barbette" fitte lateralmente ad alcuni fossi. Sono pure riportate le principali faglie. Nel versante dello Stretto la linea arcuata, che borda verso monte le superfici terrazzate, rappresenta la rottura della DGPV che lo coinvolge interamente con un motivo di deformazione a corda molle. I segni - (meno) indicano le zone ribassate e/o basculate per frane o deformazioni da sismi, (da Guerricchio & Ponte, 2006); **p**) – La grande DGPV del versante calabro dello Stretto di Messina con un motivo di deformazione a corda molle; **q**) – Sezione stratigrafica dello Stretto di Messina (da pubblicazione della Società Stretto di Messina SpA): 1. ghiaia sabbiosa della piana costiera, Olocene; 2. ghiaie sabbiose marine, "ghiaie di Messina", Pleistocene; 3. argille e sabbie, Pliocene; 4. conglomerato di Pezzo e arenarie, Miocene; 5. basamento cristallino, Paleozoico. Le rotture riportate come faglie, specialmente dal lato calabrese, sono talora originate da DGPV, con possibile superficie di scorrimento ultima che giunge al piede della scarpata sottomarina alquanto inclinata per effetto della cinematica e delle spinte dei movimenti di massa; **q')** – Sezione longitudinale del Ponte sullo Stretto, con l'indicazione di rotture da DGPV nel versante calabrese (le frecce indicano il verso del movimento); **r**) – Sezione geologica in asse Ponte con le superfici di scorrimento analizzate, numerate da 1 a 8, (da Guerricchio & Ponte, 2006).

Promontorio del M.te Poro (VV)

Nella Calabria merid. i versanti settentrionali e sud-occidentali del Promontorio del M.te Poro (quota max. 750 m s.l.m.), (Fig. 45. a), sono caratterizzati da morfologie alquanto sorprendenti per la litologia del basamento relativo, data da resistenti rocce granitiche (i "graniti" del M.te Poro), "Unità di Polia-Copanella e di Stilo" (Carta Geologica della Calabria, 1971; Amodio Morelli et alii, 1976). Tale basamento relativo è ricoperto dalla sequenza del Miocene (Tortoniano e Messiniano) e da depositi marini del Plio - Pleistocene.

La mappa delle anomalie di Bouger (Carrozzo et alii, 1986), (Fig. 45. b), (anomalie positive della gravità tra +120 mGal + 130 mGal), mostra che queste sono chiaramente evidenti nella parte continentale raggiungendo i + 140 mGal presso la costa. Esse sono in buon accordo con il severo innalzamento della parte centrale del Poro che, con tale dinamica, ha formato ampie e profonde rotture tensionali nel "basamento" "granitico" da Spilinga verso W fino a Torre Ruffa (Fig. 45. c, d), successivamente occupate dalle fiumare Ruffa, Brattirò e Ortocara. Queste non possono essere associate soltanto a fenomeni di erosione, anche per l'assenza di evidenti terrazzi fluviali all'interno delle loro valli nonché di fan delta alla loro foce, ma piuttosto a DGPV (Guerricchio, 2000). Infatti, nel versante tirrenico del promontorio sono attive estese e profonde deformazioni gravitative, almeno tre, ben individuabili in base alle profonde variazioni geomorfologiche evincibili fin da un'attenta interpretazione di mappe topografiche.

Dei tre corpi principali quello meridionale, qui chiamato corpo di Capo Vaticano, a seguito dell'apertura del grande trench di Spilinga ha subito uno scorrimento verso W ed una contestuale rotazione antioraria con vergenze a W e WSW (Fig. 45. d). Il secondo, detto corpo di Cresta di Gallo-Drupia-Tropea, si è movimentato verso WNW (Fig. 45. d), mentre quello più settentrionale, coinvolgente un'area di oltre 100 km² (Fig. 45. d), appellato corpo di Cessaniti-Favelloni-Briatico, ha morfologie più pianeggianti ed è caratterizzato da vaste zone di depositi marini del Miocene e del Plio-Pleistocene. Tale corpo si è spostato verso NNW, dando origine ad una significativa deformazione della linea di costa per una lunghezza di ca. 15 km; il suo massimo spostamento è

osservabile tra Bivona-Porto Salvo e P. della Tonnara-V.gio Baia Paradiso. Le morfologie di “svuotamento” della parte alta del suo versante definiscono la scarpata principale di questo macro-scivolamento alquanto profondo. All’interno dei principali corpi delle suddette deformazioni profonde esiste tutta una serie di scarpate secondarie di Grandi Frane, ecc., che coinvolgono sia il basamento relativo cristallino che i soprastanti depositi del Miocene, Pliocene e dei terrazzi del Pleistocene. Questi depositi sono costituiti da sabbie ed arenarie per uno spessore non minore di 200/300 m, in cui, pure, sono frequenti scarpate subverticali di grandi antiche frane da scorrimento. Localmente i terrazzi del Pleistocene sono basculati (tiltati) verso monte in conseguenza delle rotture da frana o dell’innalzamento contro monte delle zone di piede delle DGPV. Un esempio interessante è osservabile nella zona più “avanzata” di Capo Vaticano, dove un’area di ca. 1 km² è basculata verso monte a seguito di un forte sollevamento da DGPV del bordo occidentale dei terrazzi, ove affiorano i graniti intensamente fratturati, tanto da poterli rompere con la sola pressione delle dita. Si tratta di un esempio che evidenzia come i terrazzi tirreniani siano fortemente deformati sia in elevazione che in planimetria, specialmente tra Briatico e Tropea. L’ipotesi principale è che gli spostamenti indotti da movimenti tettonico-gravitativi iniziarono nel tardo Pliocene inferiore o alla fine del Miocene, e continuano ancora oggi, (Guerricchio & Simeone, 2017).

I tre grandi corpi dislocati ora visti sono distaccati dagli elementi “stabili” meno disturbati del promontorio, di cui il principale è la cresta granitica del monte Poro (711 m s.l.) allungata secondo la direzione Caroniti-Joppolo-Comerconi. Nella sua parte nord-orientale, si rileva la profonda rottura del primo corpo spostato verso W e WSW (Spilinga-Ricadi-Capo Vaticano), il cui limite destro decorre lungo la piccola cresta discontinua di Zungri (600 m s.l.m.) e di Cresta di Gallo (661 m s.l.m.)

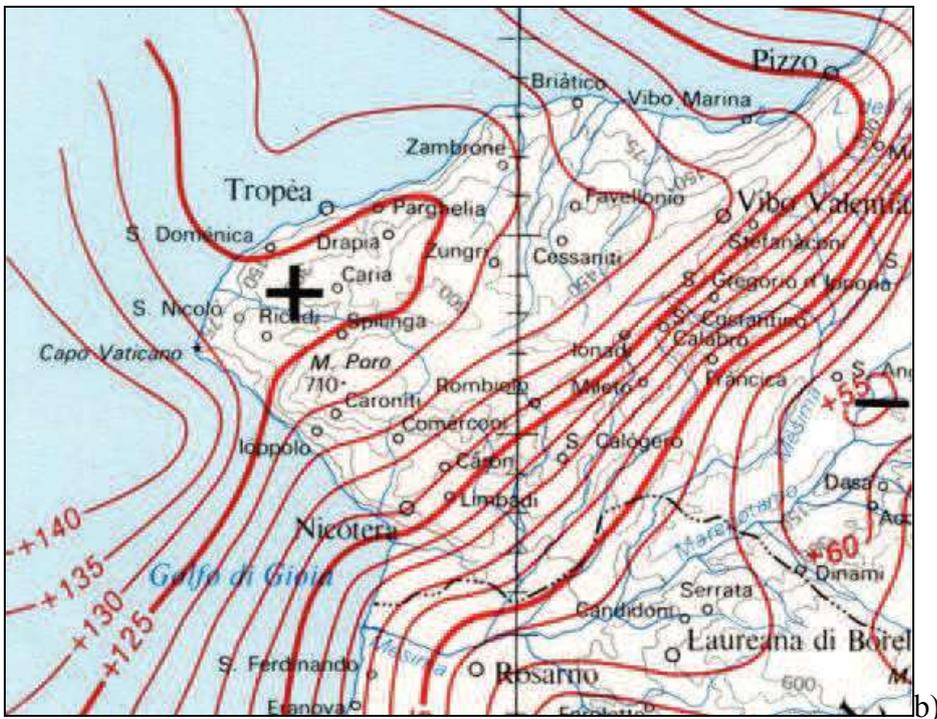
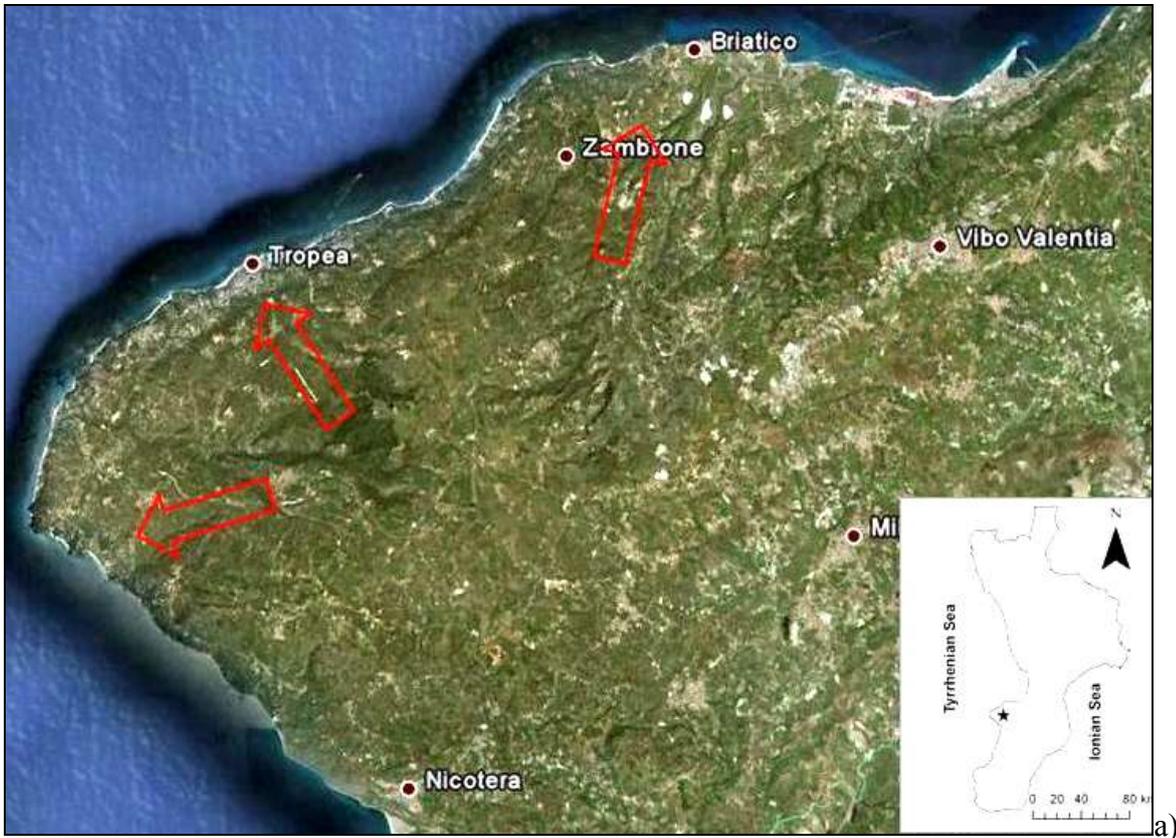
La bassa magnitudo dei terremoti misurata nell’area di Poro può essere correlata, anche per la loro distribuzione irregolare, proprio a quei movimenti gravitazionali che continuano ancora. Infatti, tale loro bassa energia rende possibile supporre che le profondità ipocentrali siano correlate a rotture gravitative invece che tettoniche.

Anche nel bacino del Fiume Mesima (E del M.te Poro), in particolare nel fianco occidentale della Valle, si individuano almeno tre principali vaste e profonde DGPV o “scollamenti”, da definirsi meglio frane ciclopiche, da mettere in relazione all’innalzamento del M.te Poro e all’apertura del graben con la Catena delle Serre. Esse coinvolgono sia il “basamento” granitico, che le rocce di copertura, costituite da una spessa sequenza di depositi marini e continentali di età compresa tra il Miocene e il Pleistocene (Figg. 45. b, c, d). I graniti hanno potuto mobilizzarsi, quasi certamente per l’appoggio, a profondità relativamente modeste, sui più deformabili scisti biotitici, come riscontrato in altre aree della Calabria, (Guerricchio et Al., 1996).

La loro presenza è riconoscibile da alcune evidenze geomorfologiche quali: a) L’asimmetria dei versanti della fossa tettonica del Mesima; b) L’andamento planimetrico curvilineo e serpeggiante dei fiumi Mesima e Metramo a seguito delle deviazioni provocate dalle spinte da W verso E delle frane ciclopiche; c) La intensa fessurazione, in varie direzioni, delle formazioni argilloso-sabbiose del lungo rilievo tortuoso interposto tra i suddetti due corsi fluviali, che defluiscono parallelamente per ca. 30 km; d) L’alta scarpata sul fianco occidentale (sinistra Valle Mesima) della “fossa” tettonica prodotta dai processi di erosione da parte delle masse argillose e sabbiose spostate verso E, così da generare un profilo asimmetrico della Valle (Fig. 45. c); e) I corsi d’acqua del versante coinvolto dalle DGPV si impostano lungo le rotture gravitative e sono per buona parte dei loro percorsi subparalleli tra loro (Fig. 45. c); f) I depositi Quaternari continentali sullo stesso versante occidentale della Valle sono dislocati e scomposti a varie quote, mentre quelli del fianco orientale (sinistra idraulica) sono meno disarticolati e pressochè alle stesse quote originarie.

Infine, la presenza di frane gigantesche disarticola i depositi Terziari e Quaternari favorendo l’amplificazione degli effetti sismici. Nell’area di Mileto, Paravati e Mileto Vecchio (Figg. 45. e, f, f’), infatti, quest’ultimo fu completamente distrutto dal sisma del 1783 proprio a causa delle frane

ciclopiche che caratterizzano quelle zone. Al pari di quanto osservato per il territorio rivolto verso il Mar Tirreno, l'identificazione di tali profonde deformazioni gravitative consente, quindi, di meglio comprendere le strutture geologiche di questo settore del Poro e di accertarne più compiutamente il rischio sismico.

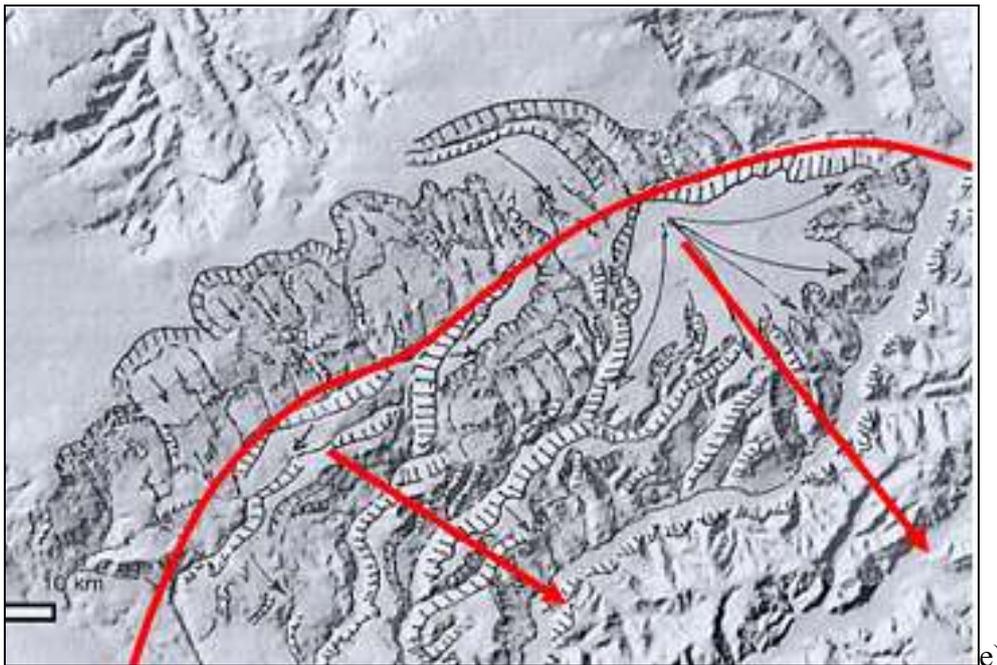




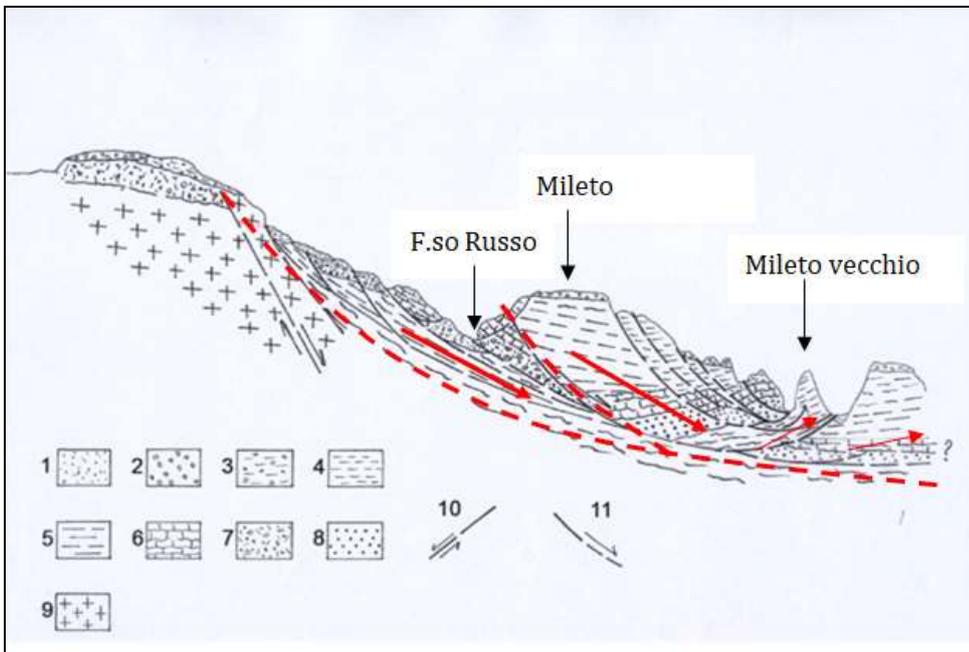
c)



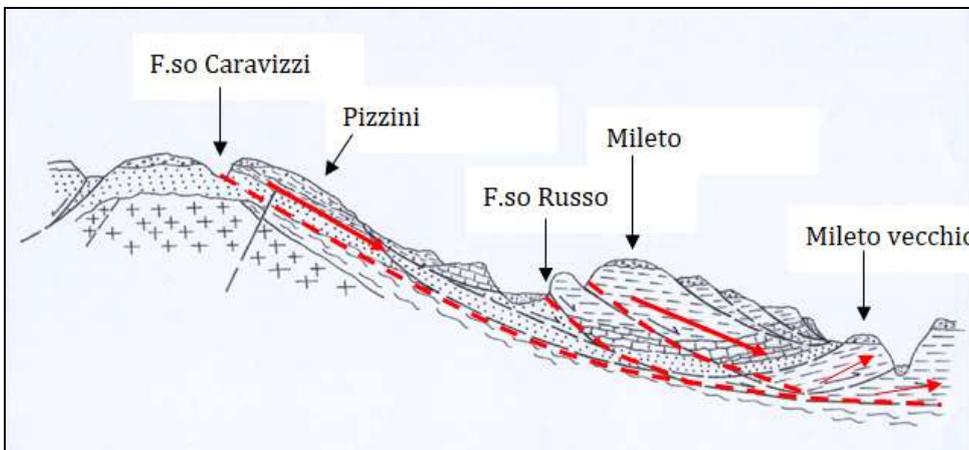
d)



e)



f)



f')

Fig. 45. **a)** – Promontorio del Monte Poro e direzioni degli spostamenti gravitativi (freccie) di almeno tre delle principali DGPV o meglio DGT; **b)** – La mappa delle anomalie di Bouguer (Carozzo et alii, 1986), (anomalie positive della gravità tra +120 mGal + 130 mGal), mostra che esse sono chiaramente evidenti

nella parte continentale raggiungendo i + 140 mGal presso la costa; **c)** – Direzioni degli spostamenti gravitativi (freccie) di almeno tre delle principali DGPV riscontrabili in destra del bacino del F. Mesima; **d)** – Le DGPV e le Grandi Frane sono pure presenti nel versante settentrionale del Promontorio ove il profilo della costa è vistosamente in avanzamento nel mare (freccie); la massa deformata, ormai molto erodibile, è profondamente incisa da corsi d'acqua; **e)** – DTM di una parte del versante orientale del M.te Poro (destra del bacino del F. Mesima): le scarpate di rottura delle formazioni “argilloso-sabbiose” plio-pleistoceniche rivolte verso NW sottolineano gli “strappi” nel loro spostamento verso il solco del F. Mesima stesso, in seguito all’innalzamento e al rollback del M.te Poro verso il Mar Tirreno. La linea rossa e le frecce evidenziano una delle grandi rotture che dislocano i terreni Plio-Pleistocenici verso il corso del F. Mesima, spostandolo verso E; **f)** – Sezione geologica 1. del territorio di Mileto e Mileto Vecchio: 1. Depositi alluvionali sabbioso-ciottolosi; 2. Conglomerati e sabbie grossolane, Pleistocene; 3. Argille e argille sabbiose, Calabriano; 4. Sabbie e arenarie, Pliocene sup.-Calabriano; 5. Argille marnose alla base e arenarie verso l’alto, Pliocene sup.; 6. Calcari evaporitici con livelli argillosi vedastri, Miocene sup.; 7. Sabbie grossolane, addensate, con livelli arenacei, Miocene sup.; 8. Argille siltose grigio-verdi e argille sabbiose, con sottili livelli di carbone, seguite da sabbie biancastre, da medio a grossolane, Miocene medio-sup.; 9. Bedrock cristallino; 10. Faglie dirette; 11. Superfici di scorrimento; **f’)** – Sezione geologica 2. Per la legenda vedi sez. geol. 1., (da Guerricchio & Simeone, 2016).

Aspromonte sud - orientale

Tra i fenomeni di grandi movimenti di massa (“fattore di scala”) è utile richiamare quello presente nella zona di SE dell’Aspromonte, compreso tra le Fiumare Amendolea e Buonamico (Fig. 46. a), ove, tra l’altro, è presente una notevole complicazione nei rapporti stratigrafico-strutturali tra le formazioni geologiche affioranti in quella fascia ionica sud-calabrese (Guerricchio & Melidoro, 1969, 1973; Guerricchio, 2004). Infatti, ad un basamento di rocce cristalline sono tettonicamente sovrapposte una serie di unità sedimentarie, per lo più alloctone, fra le quali le AVS e le Filladi della “Finestra tettonica” di Africo Vecchio-Casalnuovo, ove le AVS compaiono in affioramenti sempre più modesti, caoticizzati e spostati verso SE, in rapporti con le formazioni più antiche diversi da quelli riconosciuti nella fascia ionica di NE, tra le Fiumare Buonamico e Torbido. Le lineazioni ad andamento arcuato, in cui si impostano i corsi d’acqua Amendolea e Buonamico, definiscono i due “binari” laterali lungo i quali l’area tra essi compresa lentamente prosegue verso SE il suo antico scivolamento nello Ionio (Fig. 46. b). Siffatto movimento è indubbiamente da collegarsi al sollevamento tettonico, relativamente recente, dell’Aspromonte pari a 1.2/1 m/ky, in cui si sono verificati sprofondamenti costieri nei due versanti opposti, l’uno tirrenico, l’altro ionico con modalità di scorrimenti e scivolamenti tettonico-gravitativi. Ciò ricorda, in parte, la teoria degli sprofondamenti costieri di Gignoux (1913) e, prima di lui, di Suess (1874). La riprova che fenomeni del tipo ora indicato siano avvenuti in epoche molto recenti è dato dall’assenza di un livello marino del Tirreniano (Eutirreniano = 120.000 anni dal presente) a *Strombus bubonius* nel versante ionico (Fig. 46. c), presente al contrario in quello tirrenico a Bovetto, presso Reggio Calabria, dove esso è dislocate a ca. 130 m sul l. m.. Questo, nel versante ionico, dovrebbe trovarsi certamente sommerso, stante la modalità di lento scivolamento nel mare dell’area in cui l’antica linea di costa eutirreniana doveva essere pur presente. Anche le profondità dei terremoti più recenti (Fig. 46. d) sembrano molto superficiali, probabilmente da connettersi con i saltuari incrementi di spostamento e di scivolamento in mare della zona, nella quale, tra l’altro, scarsa o del tutto assente è la fascia di spiaggia vera e propria, malgrado il forte apporto solido delle importanti fiumare ivi presenti. In questo territorio, a causa pure del notevole scompaginamento nelle formazioni geologiche che lo costituiscono per le suddette cause, sono attivi pure diffusi e profondi movimenti di massa di varia tipologia ma di ordine inferiore quanto ad imponenza rispetto al movimento principale ora richiamato; essi vanno dagli spandimenti laterali, alle macrocolate, agli scivolamenti in blocco, ecc., di cui quelli evidenziati a Casignana, S. Agata del Bianco e Caraffa del Bianco sono soltanto alcuni modesti esempi di tali fenomeni, (Fig. 36. d), (Guerricchio, 1986).

DGPV sul versante ionico dell’Aspromonte

Fragilità del territorio tra Capo dell'Armi e la Fiumara d'Anna

Da indagini di superficie svolte nel territorio compreso tra Capo d'Armi e la foce della Fiumara di S. Elia, dove la linea ferroviaria oggi decorre a brevissima distanza dalla costa, sono state rilevate numerose rotture a taglio, sempre con andamenti arcuati verso la costa, chiari segni di "frane" costiere che si spingono fino ad oltre 1 Km all'interno della fascia litoranea. Più nell'entroterra sono attive da secoli varie tipologie di movimenti gravitativi tra cui gli "spandimenti laterali con ribaltamenti" nei Calcari a Briozoi miocenici poggianti tettonicamente sulle Argille Varicolori Scagliose in frana, in località Prastara presso Pentidattilo (Fig. 46. m).

In particolare, nell'estrema parte meridionale del rilievo aspromontano, comprendendo il bordo più a S con Capo dell'Armi, la superficie del terreno dal livello del mare si innalza fin quasi a 650 m in corrispondenza del rilievo di Serro Fioremandra, costituito da metamorfiti paleozoiche del tipo Gneiss occhiadini, su cui poggiano, trasgressivi, a quote via via più basse i sedimenti terziari (Fig. 45. s). La gran parte delle aree a morfologia accidentata è costituita da metamorfiti, anche se i conglomerati del Miocene Inferiore danno origine a forme frastagliate ed a vere e proprie guglie, spesso ardite, come nel caso di Pentidattilo (Figg. 8. a, b, c, d). Morfologie blande caratterizzano al contrario i terreni a grande componente argillosa, ove si sviluppano estesi e profondi movimenti gravitativi. Nelle metamorfiti del basamento l'immersione della scistosità è prevalentemente verso S e SW; frequenti sono i sovrascorrimenti con verso delle spinte da S, che determinano strutture a thrust. Nelle unità sedimentarie le immersioni sono in generale verso il mare con deboli pendenze; la numerosa serie di superfici di scorrimento planari e/o rotazionali crea delle ripetizioni delle successioni litostratigrafiche, (Figg. 46. s, s'), (Guerricchio & Melidoro, 1995).

Le metamorfiti comprendono litotipi di basso, medio e alto grado metamorfico, rappresentati rispettivamente dalle Filladi, dagli Scisti e Gneiss biotitici e dagli Gneiss occhiadini. Tuttavia in molte aree le Filladi rappresentano le rocce più diffuse (Falda di Galati di Ogniben, 1973), costituite più precisamente da scisti sericitici e cloritici, dalla scistosità molto netta e costante per estensioni considerevoli, che denuncia il verso delle spinte in genere a N. Gli Scisti e gli Gneiss biotitici affiorano lungo una fascia ad andamento EW che, dall'area del Monte Pietrerosse (789 m) a NW di Montebello Jonico, si prolunga a Monte Rosso (768 m), Monte Scarrone (781 m) e fin oltre l'abitato di Chorio, presso Monte Roncone (595 m), (Figg. 46. s'', s'''). Si tratta di Parascisti quarzoso-micacei e di Scisti ai quali sono associati Calcari cristallini zonati. I contatti tra gli Scisti biotitici e le Filladi adiacenti, per quanto non ben definiti, presenterebbero caratteri di gradualità, (Guerricchio & Melidoro, 1995).

Gli Gneiss occhiadini, che affiorano a Serro Fioremandra (658 m) in un complesso allungato da NE a SW, 2,5 km a NW di Pentidattilo, hanno una evidente struttura occhiadina messa ben in risalto dai porfiroblasti di feldspato potassico circondati da lamine di mica biotite, (Guerricchio & Melidoro, 1969; 1973; 1995). Il contatto con le altre metamorfiti è generalmente tettonico.

Trasgressive sulle Filladi poggiano rocce sedimentarie costituite da unità mioceniche, plioceniche e pleistoceniche. Da segnalare con particolare enfasi la presenza delle Argille Varicolori Scagliose (Signorini, 1942; Complesso Antisicilide di Ogniben, 1973), caotiche, che nel versante sinistro della Fiumara di Sant'Anna poggiano tettonicamente sulle Filladi e sostengono i depositi trasgressivi marnoso-arenacei del Miocene. Includono o sono sormontate da blocchi quarzoarenitici del Flysch Numidico. Sono comprese tra le Unità mioceniche dei Conglomerati e/o delle Siltiti e quelle dei Calcari a Briozoi di Capo dell'Armi e come età sono dubitativamente attribuite al Cretacico-Oligocene.

Pure in questo territorio sono stati osservati fenomeni gravitativi di grandi dimensioni che coinvolgono anche i centri abitati in particolare quelli di Saline (Fig. 46. s) e Pentidattilo già visto. Capo dell'Armi costituisce un protendimento verso il mare di un grande corpo di antica frana, il cui movimento è in atto. Al limite settentrionale del territorio a suo tempo esaminato (Fig. 46. s) è attiva una lunga rottura tettonico-gravitativa. Verso N si osservano i grandi scivolamenti nei Conglomerati Miocenici di Monte Sprea (570 m) e di Serro Donalina (571 m), connessi pure con la

faglia attiva di Serro Fioremandra (Fig. 46. s). Quest'ultimo è formato da Gneiss occhiadini tettonicamente ricoperti da Filladi, che sono ribassate dalla citata faglia attiva, affiorando anche nella fascia basale della scarpata della faglia stessa. Questa, verso S, ha un rigetto minimo di 150 m che va crescendo verso NE, cioè verso l'abitato di Montebello, fino a ca. 300 m in località Moro, in destra Fiumara S. Elia, (Fig. 46. s), (Guerricchio & Melidoro, 1995). A tale faglia si associano estesi scivolamenti delle Argille Varicolori, tra l'altro già in atto fin dal contatto tettonico sulle formazioni mioceniche ed in parte sulle Filladi (Figg. 46. n', o). In particolare, le sovrastanti unità mioceniche nonché gli stessi Calcari a Briozoi, più rigidi, sono dislocati e smembrati sia dal generale movimento gravitativo delle sottostanti Argille Varicolori, che dagli spandimenti laterali. Tali cinematiche devono agire per notevoli distanze fin'anche nel fondale marino (Fig. 46. o), incrementando ancora una volta l'erosione costiera, che non trova negli apporti solidi delle fiumare un'adeguata compensazione. Alle depressioni createsi da tale esteso e profondo processo gravitativo appartengono quelle prossime alla stazione ferroviaria di Saline, di cui la maggiore è quella del Pantano (Figg. 46. s, s'). La grande DGPV (o DGT) delle Argille Varicolori verso S e SE ha esercitato una notevole spinta sulla struttura di Serro Maromico (215 m) in rocce mioceniche, a S di Pentidattilo, compresa tra le Fiumare di Sant'Elia e di Anna (Figg. 46. s, s'). Questa struttura della larghezza di ca. 500 m è stata deformata ad arco con una serie di rotture radiali, con spostamenti orizzontali, che l'hanno suddivisa a blocchi così da farle assumere una struttura arcuata formata da numerosi "conci". Tale fenomeno deformativo è alquanto simile a quello subito dalla struttura di Serro Castellace, in sinistra del Torrente Bocatrofima, per effetto della grande frana del Monte Urda, di cui si dirà più avanti (Fig. 46. o).

Dell'abitato di Pentidattilo (vecchio) prima richiamato, oggi delocalizzato dopo l'evento alluvionale del 1971, si può aggiungere che ricade presso Melito di Porto Salvo (RC-21m sul l.m.m.), nel bacino idrografico della Fiumara di Sant'Elia, che comprende pure quella di Anna. Come si osserva in Fig. 8. a) esso è arroccato sulla pendice meridionale conglomeratica della Roccia (o Rocca) ed è in gran parte sviluppato su grossi blocchi anticamente da questa crollati e ribaltati; il tessuto urbano è caratterizzato da edilizia povera contadina, così che il terremoto del 1783 ("il terremoto delle Calabrie"- dal popolo detto "U Flagellu") distrusse molti edifici senza fortunatamente causare vittime.

La forma notevolmente convessa del versante medio-basso dal lato occidentale, tanto da creare un'evidente deformazione ad arco del letto della fiumara per spostamento laterale d'alveo, nonché la presenza di solchi a prosecuzione della frattura beante centrale della Roccia, fanno ritenere che pure il basamento filladico (Figg. 8. a, b, c. d) sia coinvolto dalla stessa superficie di rottura profonda, (da Guerricchio & Melidoro, 1995).

Poco più a E, nel territorio comprendente il M.te Urdà (657 m) e la parte bassa della Fiumara di Melito, ove ancora permane un'analogia situazione litostrutturale metamorfico-sedimentaria finora vista, la superficie debolmente inclinata verso S dell'appoggio tettonico delle Argille Varicolori sull'Unità dei Conglomerati miocenici a M.te Urdà stesso costituisce il motivo principale delle vaste e profonde DGPV e delle Grandi Frane complesse riconoscibili in questa zona. Tra tutte, comunque, spiccano per dimensioni e meccanismi i due corpi di antiche colate che per brevità vengono indicate A e B, (Figg. 46. t, t').

A partire dalla quota media di 570 m nella fascia a forma arcuata poco a N del M.te Urdà, estesa per oltre 3 km, hanno origine imponenti movimenti gravitativi con prevalente sviluppo verso S e SW quelli indicati rispettivamente con le lettere A e B, (Figg. 46. t, t'). Pertanto, il contatto basale tettonico delle Argille Varicolori rappresenta la prima importante discontinuità lungo la quale avviene lo scivolimento più profondo; con tale meccanismo deformativo esse sono ricoperte, a varie quote, da chiazze di masse e blocchi delle unità lapidee su di esse poggianti quali ad es. i Calcari a Briozoi. In quest'ultimi sono pure riconoscibili *trench* da trazione per distacco di masse stratoidi che scivolano e ruotano le une rispetto alle altre, come avviene, ad esempio, per quelle comprese fra le località Platamina a N e Sparta a SW dell'esteso affioramento di quote 500-575 m, (Fig. 46. t). Mentre la Grande Frana A si sviluppa verso S, tendendo a chiudere la valle del T. Bocatrofima e

molti corsi d'acqua di ordine inferiore, nello stesso tempo spingendo sul corpo roccioso sottile di Serro Castellace (277-381 m), che doveva inizialmente essere orientato NNE-SSW, lo rompe tra le quote 393-333 m, spostandolo verso S. Nella traslazione gli imprime contestualmente un movimento rotatorio orario, facendo assumere all'asse di Serro di Castellace una direzione NE-SW, (Figg. 46. s''', s''''').

La lunga grande colata B, che ha origine con i grossi scivolamenti dei Calcari a Briozoi compresi tra le località Platamina a E, Sparta a W e Placa a S, perviene nell'alveo della Fiumara di Melito sbarrandola e deformando il suo andamento che attualmente, in corrispondenza della soglia di contenimento, presenta una marcata convessità verso W (Fig. 46. t). Il massimo spostamento è valutabile in ca. 750 m sempre verso W. L'estinto lago di sbarramento prodottosi a seguito di questo vasto e profondo movimento, ha lasciato depositi ciottoloso-sabbiosi che oggi costituiscono la zona terrazzata dove si sviluppa parte dell'abitato di Chorio. La quota massima di tali depositi è di 290 m, mentre quella dell'alveo in questa zona si attesta attorno ai 245-250 m. Nel suo movimento la colata B deve aver pur'essa deformato i terreni miocenici della sponda opposta, in particolare il M.te Musopuniti (280 m), favorendo il suo scivolamento sul substrato costituito dalle Argille Varicolori. Al piede di quest'ultimo si riconoscono motivi di espulsione di Calcari a Briozoi e Argille e Siltiti del Miocene. Pure a seguito delle compressioni esercitate dal piede della colata B devono essersi prodotte le deformazioni sia nelle Filladi che nei soprastanti terreni miocenici osservabili nel fosso opposto alla colata stessa.

Abitato di Palizzi (RC)

L'abitato di Palizzi ricade al centro di quell'area dell'Aspromonte meridionale interessata da fenomeni di tettonica gravitativa, da DGPV e da Grandi Frane, indotti dai notevoli innalzamenti tettonici recenti ed attuali, che hanno portato il profilo della costa a deformarsi ad arco con la convessità verso il mare, chiaro sintomo di scorrimenti gravitativi verso il fondale marino, (Figg. 46. a, b, c, e), (Guerricchio, 1988; Guerricchio et Al., 1994; Guerricchio & Melidoro, 1995).

Nel suo territorio sulle metamorfite (Filladi, Scisti biotitici e Gneiss occhiadini) poggiano rocce sedimentarie che vanno da un incerto Giurassico al Miocene, che si estendono dall'entroterra verso la costa ionica da SW a NE, (Figg. 46. u, u'). Le Filladi fanno parte, come detto, della Falda di Galati (Ogniben, 1973); su di esse, trasgressivi, seguono Calcari titonici di scogliera sporgenti da sotto la copertura tardiorogena oligo-miocenica del M.te Rotonda presso Palizzi. Numerosi affioramenti di Calcari giurassici, in blocchi di varie dimensioni, si rinvencono risalendo il Torrente Palizzi verso l'abitato, concentrati lungo la stessa fascia delle Filladi, tra l'abitato di Staiti, M.te Rotonda e presso Palizzi Marina e il Torrente di Sinnero. Si tratta di Calcari brecciati, ricristallizzati, compatti, fossiliferi in genere ridotti in una serie indefinita di grossi e piccoli blocchi dalle Grandi Frane. Il loro spessore massimo si aggira sui 50 m. Il blocco carbonatico di Palizzi, sul quale ricade il Castello e una parte del nucleo storico del paese, allungato all'incirca da N a S, è segnato nella parete verticale occidentale da strie oblique, inclinate di ca. 20°, prodotte da una tascorrente destra, (Figg. 46. q, q'), che, però non appare proseguire nei Conglomerati circostanti del Miocene inferiore.

La parete dal lato sud-orientale, di altezza variabile da ca. 15 a 40 m, ad andamento NE-SW, costituisce la scarpata dell'antica frana per iniziale spandimento laterale, stante, come detto, l'appoggio sulle Filladi e subordinatamente sugli Scisti biotitici, dal comportamento meccanico "plastico", (Figg. 46. q, q', q'', q'''). Oltre alle masse carbonatiche accostate alla scarpata principale e ribassatesi rispetto alla zona di ciglio per l'evolversi degli iniziali spandimenti laterali, il corpo di frana sul quale poggia la gran parte del centro storico è costituito da blocchi di dimensioni molto variabili prodottisi per fenomeni di *toppling* e di successivi crolli. Il movimento della frana diretto verso SE ha prodotto, tra l'altro, lo spostamento dell'alveo del Torrente Palizzi in quella direzione, valutabile in non meno di 300 m, (Fig. 46. u, u').

Il bacino della Fiumara Amendolea

Un'attenzione particolare merita il bacino della Fiumara Amendolea; esso, nel versante meridionale dell'Aspromonte, impegna un'area di ca. 150 km², ha forma allungata secondo la direttrice N-S, un'altezza media di 835 m, una pendenza media del 24,8, una lunghezza dell'asta principale di 31 km e di 805 km delle aste complessive, una densità di drenaggio di 5,35 km/km² e un ordine, in relazione alle leggi di Horton, pari a 6, (Fig. 46. q, q', r, r'). Dopo i primi 12 km la fiumara arriva a monte dell'abitato di Roghudi (oggi delocalizzato come Pentidattilo), dove termina il letto di erosione ed il canale comincia ad allargarsi, scendendo con una pendenza media del 3.5% fino alla confluenza con il Torrente Condofuri, suo principale tributario. A tale confluenza fa seguito una gola lunga ca. 1700 m fino all'abitato di S. Carlo, ove la larghezza media dell'alveo è di 300 m. Segue un tratto di forma pressochè ellittica, lungo 3.5 km che giunge fino al mare con una pendenza molto bassa. Pure nella parte media e alta dell'Amendolea affiorano metamorfiti (Filladi, Scisti biotitici, Gneiss occhiadini e Migmatiti), che, nella parte bassa sono ricoperte da depositi mio-pliocenici e quaternari, (Melidoro & Guerricchio, 1969). Le Filladi, in prevalenza sericitiche e cloritiche, talora delle vere e proprie Embrechiti, sono spesso molto alterate da processi di argillificazione, tanto da trasformarle in masse argillose grigio-azzurrognole o nerastre. Su alcuni campioni di prodotti di argillificazione delle filladi, prelevati nell'Amendolea (frana Colella) furono eseguite, a titolo orientativo alcune analisi mineralogiche e prove di classificazione geotecnica preliminari. Macroscopicamente i campioni esaminati furono rappresentati da: C₁= Filladi grigie molto alterate; C₂= Argilla grigio-nerastra, plastica, come prodotto d'alterazione; C₃= Argilla grigia molto plastica.

La composizione mineralogica all'analisi diffrattometrica dei raggi X risultò come dalla tabella 1.

<i>campione</i>	smectite	illite + muscovite	clorite	caolinite	quarzo	feldspato	calcite	dolomite
C ₁	-	30 - 35	50 - 60	-	10 - 15	5	-	-
C ₂	-	45 - 50	35 - 40	-	5 - 10	5	-	-
C ₃	10 - 20	15 - 20	50 - 60	-	10 - 15	5	-	-

Tab.1 – Composizione mineralogica di alcuni campioni prodotti di alterazione delle Filladi prelevati nei corpi di frana del Vallone Colella (da Guerricchio et alii, 1994).

La muscovite tende verso l'illite; molto probabilmente si tratta di idromiche.

I dati di classificazione geotecnica più significativi sono riportati nella tabella 2.

<i>campione</i>	C ₁	C ₂	C ₃
Argilla (%)	31	8	38
Limo (%)	56	15	40
Sabbia (%)	13	63	22
Ghiaia (clasti) (%)	-	14	-
Limite di liquidità	43	29	58.3
Limite di plasticità	20	19	21.4
Attività	0.75	1.27	0.97

Tab.2 – Alcuni dati più significativi di classificazione geotecnica dei prodotti di alterazione delle Filladi prelevati nei corpi di frana del Vallone Colella (da Guerricchio et alii, 1994).

La frazione grossolana è costituita da roccia non ancora completamente alterata. In base all'abaco di plasticità di Casagrande, solo il campione C₃ è ad alta plasticità; ciò è dovuto alla presenza di Smectite, sia pure in piccola quantità. Pure le altre unità ignee e metamorfiche sono molto tettonizzate ed alterate, con frequenti fasce cataclasate e milonitizzate (Figg. 46. v, v'). Gli Scisti biotitici brunastri o grigio-nerastri sono essenzialmente quarzoso-biotitici, localmente gneissici e

granatiferi. In taluni affioramenti sono listati, con bande scure biotitiche e bande chiare a composizione quarzoso-feldspatica con biotite in quantità subordinata. Sono intercalate anche anfiboliti e rocce cloritico-quarzose. In tal caso si possono classificare come Scisti biotitici listati oppure come Embrechiti biotitiche. Essi sono iniettati da un complesso reticolo di vene e filoni di rocce acide, molto più fitto di quello nelle Filladi.

Gli Gneiss occhiadini affiorano nella zona del M.te Cavallo (1331 m), Roccaforte del Greco (971 m) ecc., e sono costituiti da grossi occhi quarzoso-feldspatici con biotite in parte o completamente trasformata in clorite. Per alterazione superficiale assumono una colorazione giallastra, che in profondità tende al verdastro. Anche gli Gneiss sono interessati da un reticolo di vene e filoni acidi, molto più fitto di quello osservato nelle Filladi ed assumono spesso i caratteri petrografici di Embrechiti; sono molto fessurati e profondamente alterati, fino ad essere decomposti in un sabbione grossolano.

Le Filladi affiorano in un'area depressa nella valle del Torrente Zapparia, con allungamento circa EW nella parte bassa del bacino della Fiumara di Condofuri. Esse giacciono sugli Scisti biotitici, come tra l'altro evidenziato dalle parti denudate delle superfici di contatto degli enormi scivolamenti sia per Tettonica Gravitativa che per Grandi Frane conseguenti all'innalzamento tardo-pleistocenico del massiccio aspromontano. Circa la natura dei rapporti delle anzidette unità, in letteratura le idee degli Autori sono divise tra normali e tettonici. Infine, gli Gneiss occhiadini si rinvengono, in genere, in posizione topografica elevata e sono in sovrapposizione tettonica sugli Scisti biotitici. Nel bacino dell'Amendolea la falda dell'unità degli Gneiss occhiadini doveva essere in origine piuttosto continua, smembrata successivamente dai diversi sistemi di faglie tra i quali quello con direzione NW-SE e DGPV, (Guerricchio & Melidoro, 1995).

Nell'Amendolea i sistemi di faglie individuate hanno direzione compresa tra N-NW ed W-NW oppure N-S ed E-W. Oltre ad un andamento rettilineo, spesso le linee di faglia hanno una forma arcuata, in tal caso sono state individuate superfici inclinate di 45° . Come esempi si possono citare quella che dal Torrente La Placa (1488 m) prosegue verso la Fiumara della Menta (1325 m) e quella che dal T. Tuccio si prolunga fino al versante occidentale di Puntone d'Arroio (1270 m), con una superficie di scorrimento oggi ancora evidente, larga circa 370 m, (Figg. 46. r, r'', r''').

Inoltre, dalle linee di faglia NW-SE hanno avuto origine sui lati opposti numerose grandi frane, quasi tutte di scivolamento, per lo più nelle stesse superfici di faglia, come ad esempio nella zona di Puntone di Travi (Figg. 46. r, r'', r''').

L'andamento ad arco delle linee di faglia, spesso associato a superfici di rottura di Grandi Frane anch'esse arcuate, rappresentano un fenomeno locale di grande importanza, perché indicatori di una tettonica gravitativa in atto penecontemporanea a quella di sollevamento, che sta interessando tutt'intorno il rilievo dell'Aspromonte, (Guerricchio & Melidoro, 1995). In particolare, è soggetta a tale meccanismo gravitativo la zona tra le Fiumare Amendolea e Buonamico (Guerricchio, 1988), (Fig. 46. d). La cinematica è quella dei grandi scivolamenti gravitativi multipli, che vanno dalla Tettonica Gravitativa ai Grandi Movimenti Franosi.

Altre faglie sono quella con direzione N-S in cui si è impostato il T. Pisciato; la faglia NW-SE tra questo torrente ed il Vallone Colella, che assume un andamento curvilineo verso l'abitato di Roccaforte del Greco, dove è obliterata da grandi frane; la serie di faglie verso il bordo orientale del bacino, qualcuna con prevalente componente orizzontale.

Infine, va segnalata la faglia che per lunghi tratti ha direzione N-S, probabilmente con prosecuzione ad E di Puntone Cisare, che è interrotta e spostata trasversalmente da quella con direzione E-W, con "piano" inclinato di 45° verso N. Quest'ultima fa parte di un graben, nel quale sono state conservate le formazioni arenaceo-conglomeratiche mioceniche. Si tratta di una faglia molto attiva, con piano di scorrimento molto fresco e con una fascia di filloniti, spessa 50-70 m, al contatto delle formazioni mioceniche con gli Scisti biotitici, (Guerricchio & Melidoro, 1995).

A riprova di quanto ora detto, dalle immagini PRI (Precision Radar Image) in geometria discendente, generate dal satellite ERS 2 dello Stretto di Messina e dell'Aspromonte, si osservano le

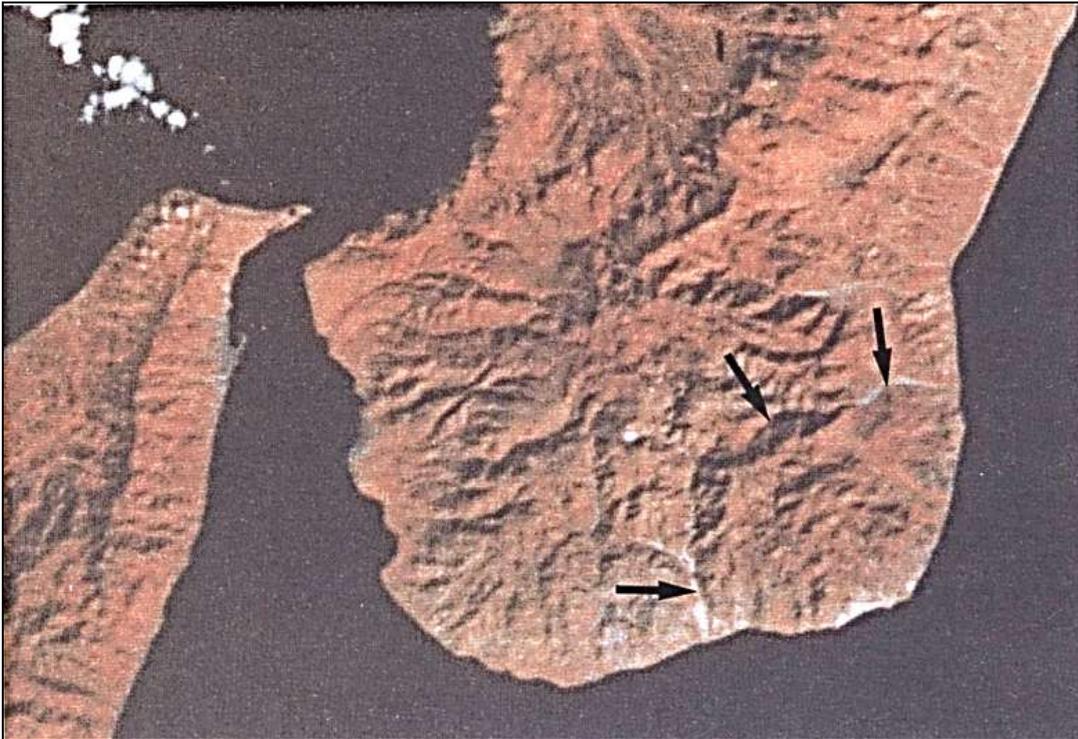
lineazioni tettoniche e le DGPV che interessano le superfici terrazzate. Nell'immagine di Fig. 46. e), infatti, le frecce evidenziano una profonda rottura che taglia l'intero rilievo aspromontano dalla Fiumara Amendolea al bacino del Fiume Petrace, ossia da S a N, attorno alla quale sono attive una moltitudine di grandi frane. Dalle stesse immagini, inoltre, si può osservare l'andamento delle correnti marine provenienti dal Tirreno verso lo Ionio defluenti nello Stretto di Messina. Esse sono responsabili, quasi certamente, della rimobilizzazione sottomarina delle antiche frane presenti sui versanti sommersi siciliani (e calabresi), come quelle al di sotto della base dell'Etna (Fig.10. b), (da Guerricchio, 2001) che possono aver creato (in aggiunta al sisma) lo tsunami in occasione del terremoto di Messina del 1908, che si risentì, in tempi successivi, sulle coste siciliane e calabresi. Va aggiunto che i colori sono generati dalla composizione multi temporale di 3 immagini prese in date differenti, a ciascuna delle quali sono stati assegnati colori diversi. Di norma il rosso all'immagine con data iniziale, il verde con quella intermedia e il blu con la finale. Proprio l'osservazione obliqua (deforme) effettuata dal radar esalta la topografia, per cui è corretta l'individuazione della rottura aspromontana.

L'osservazione, poi, delle aste delle fiumare calabresi a regime impulsivo mostra come il movimento dell'enorme quantità di materiale solido grossolano che transita nei loro alvei, generalmente visto come trasporto dei deflussi idrici dei singoli elementi, regolato perciò dalle leggi dell'idrodinamica fluviale (Viparelli M., 1979), avviene pure in massa, anche in più ondate sovrapposte, secondo meccanismi del tipo debris flow (Guerricchio & Melidoro, 1995; 1998; Guerricchio et alii, 2004). I debris flow, i quali hanno origine, come noto, dal rilascio di grandi masse per franamento dei versanti in presenza d'acqua, hanno in alveo un percorso che, oltre che dalla quantità di alimentazione di materiale grossolano, dipende anche dalla pendenza d'alveo, dalla sua sezione e dai deflussi idrici e che decelerano o si arrestano per brusca diminuzione della pendenza o brusco allargamento della sezione d'alveo. Il bacino della F.ra Amendolea (Fig. 46. r), costituito prevalentemente da metamorfiti e ricadente, come detto, sul versante meridionale dell'Aspromonte è un classico esempio di quanto detto; esso è caratterizzato sotto l'aspetto fisiografico dai seguenti parametri: superficie totale: 148 km² (di cui l'82% montana ed il 18% valliva); quota max 1850 m s.l.m.; lunghezza dell'asta principale 35 km; pendenza media del profilo d'alveo: 0.0527. Detta struttura, facente parte di una regione tettonicamente attiva nel centro del bacino del Mediterraneo, è interessata da un sollevamento tettonico stimato, relativamente al Pleistocene Inferiore, pari a 3.8 m/ka, mentre, dal tardo Pleistocene Medio al presente, la velocità stimata è di 0.9-1.1 m/ka, (Miyachi et alii, 1994).

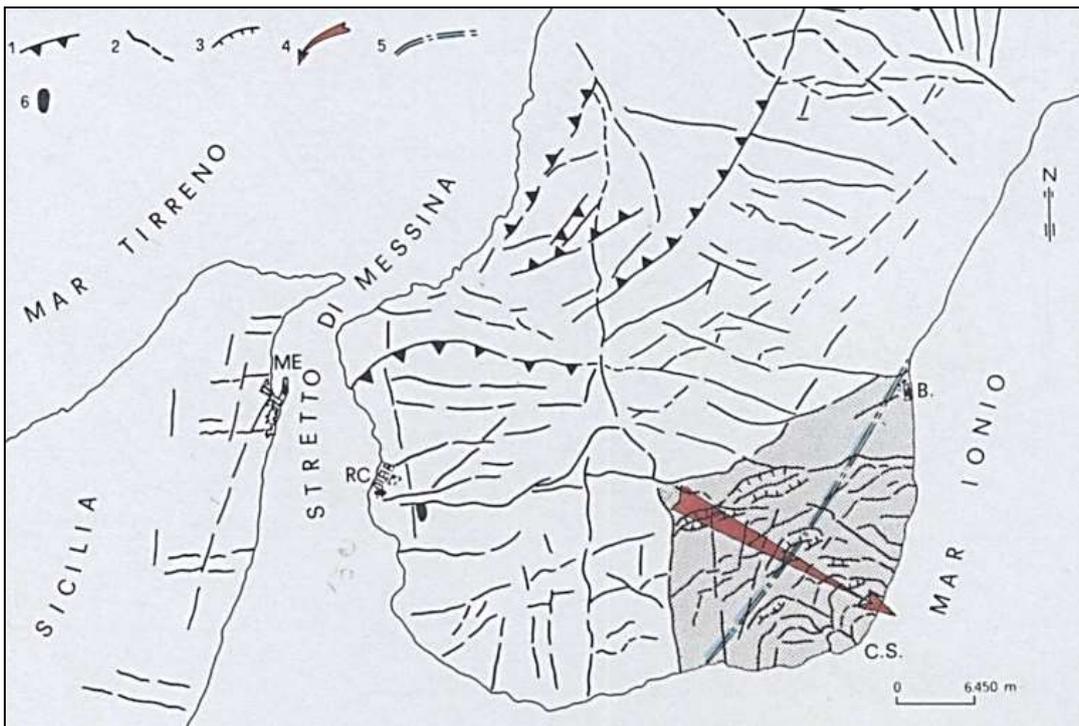
Nel V.ne Colella, tributario di destra della F.ra Amendolea (Fig. 46. r) ha luogo uno dei più estesi e più gravi fenomeni franosi in atto nelle rocce cristalline della Calabria (Melidoro & Guerricchio, 1969). Alla testata del vallone essi si stanno propagando in modo violento secondo una forma a imbuto, che tende ad evolversi verso una superficie sub circolare, strozzata alla base per la chiusura di un tratto d'alveo di ca. 1 km, prodotta da Grandi Frane di dimensioni chilometriche, con successivo allargamento dell'alveo a valle (Figg. 46. r, s, s'). Attualmente, la profonda alterazione delle Filladi argillificate e degli Gneiss e Granodioriti, ridotti ad un sabbione, unitamente ad un'accentuata pendenza (Fig. 46. r), ha prodotto un notevole arretramento del ciglio di rottura principale, con una velocità valutabile intorno a 2 m/anno e più. Tutto il materiale dislocato e disgregato confluisce prevalentemente come debris avalanches e passa, sotto forma di ondate di debris flow nell'alveo del V.ne Colella con prosecuzione in quello dell'Amendolea (Fig. 46. r). Naturalmente, tali debris flows possono essere alimentati, a guisa dei deflussi fluidi, anche da apporti laterali lungo il percorso. L'immane debris flow nell'alveo dell'Amendolea si può osservare all'altezza del M. Maradha, dove può pure notarsi l'emersione di piccole creste rocciose che fungono da repellenti naturali e che, nel tempo, vengono sommerse dal più o meno rapido sovrallargamento per colmamento d'alveo. Nell'alto bacino dell'Amendolea, al contrario, attualmente non si osservano grandi contributi di materiale solido in alveo, a causa dell'assenza di fenomeni franosi attivi.

Nella parte bassa del bacino dell'Amendolea, sul versante destro, invece, i maggiori apporti da debris flow provengono dalla F.ra di Codofuri, con aree di alimentazione nelle zone di Gallicianò, Condofuri e S. Lorenzo (Figg. 46. r, s, s'), (Guerricchio et alii, 1996; 2004).

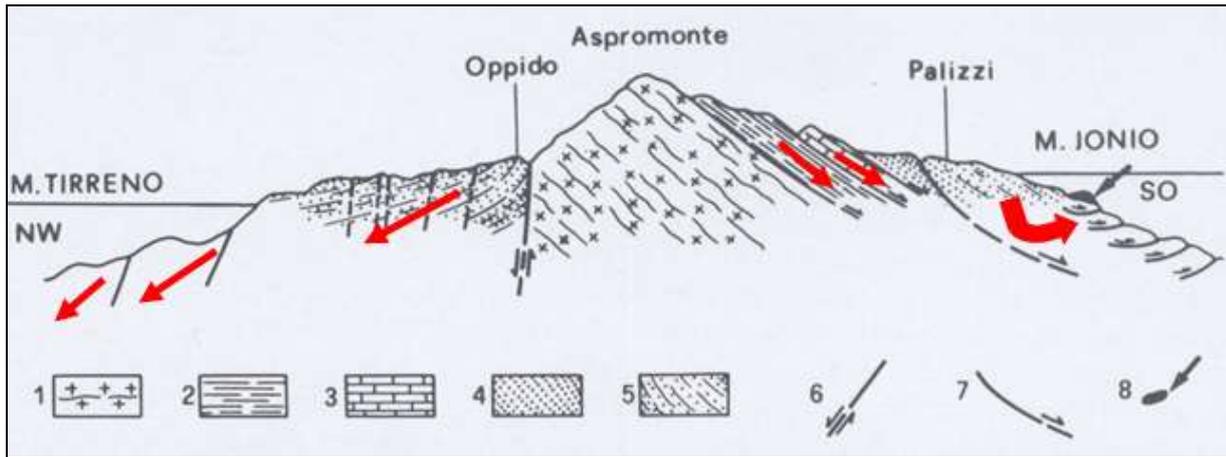
E' da sottolineare inoltre l'apparente contraddizione tra tratti d'alveo che dovrebbero essere in erosione ed invece sono invasi da materiale solido che simula una fase di sedimentazione. Ciò perchè, per quanto detto, si tratta di un'invasione di grandi masse (debris flow) e non di deposizioni dovute ad un normale processo di sedimentazione fluviale. Successivamente tali grandi masse, la cui presenza costituisce un'anomalia nel profilo d'equilibrio idrodinamico dell'alveo, vengono incise per riportare in tali tratti il profilo a quello del primitivo equilibrio, (Guerricchio & Melidoro, 1995).



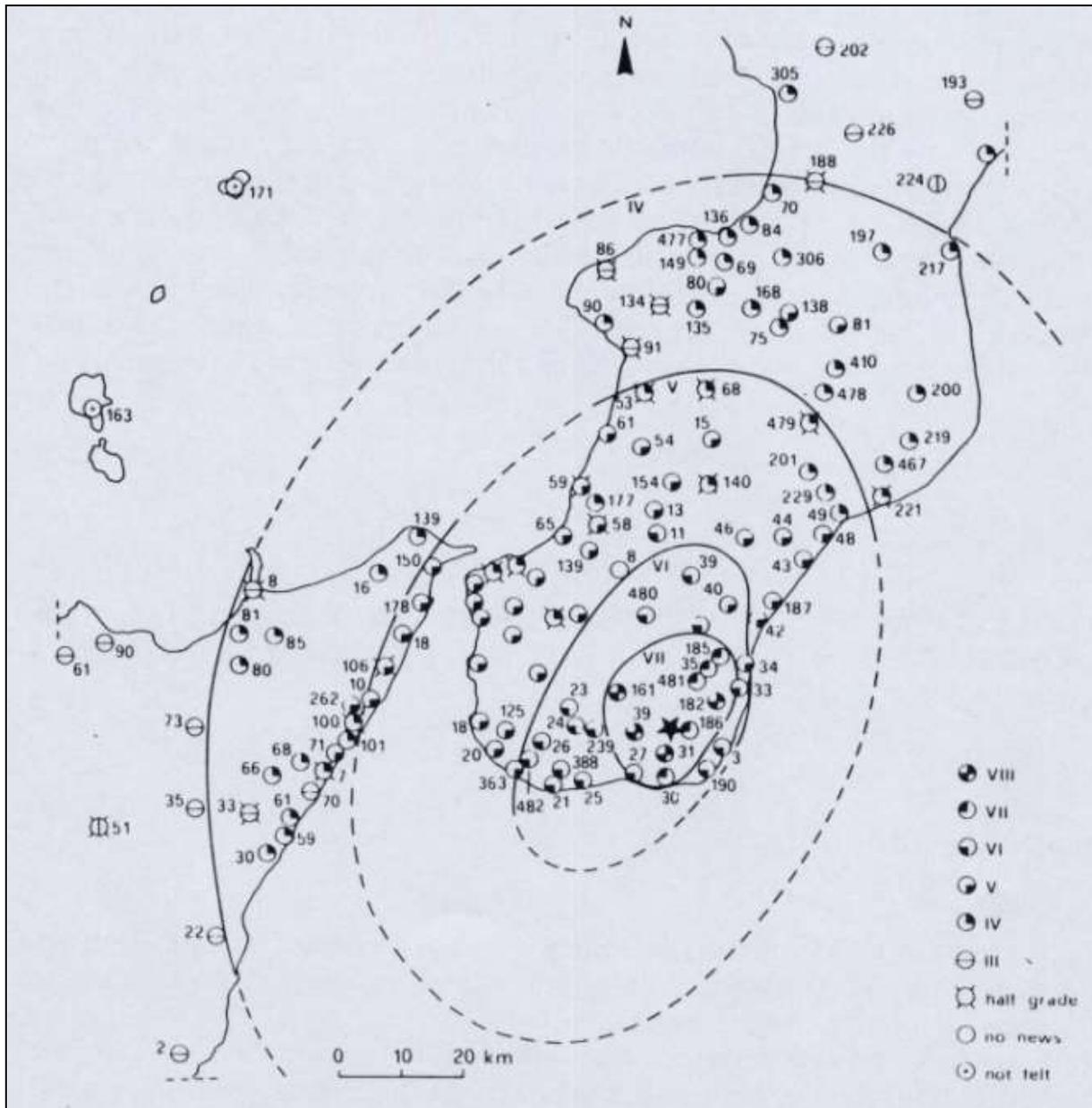
a)



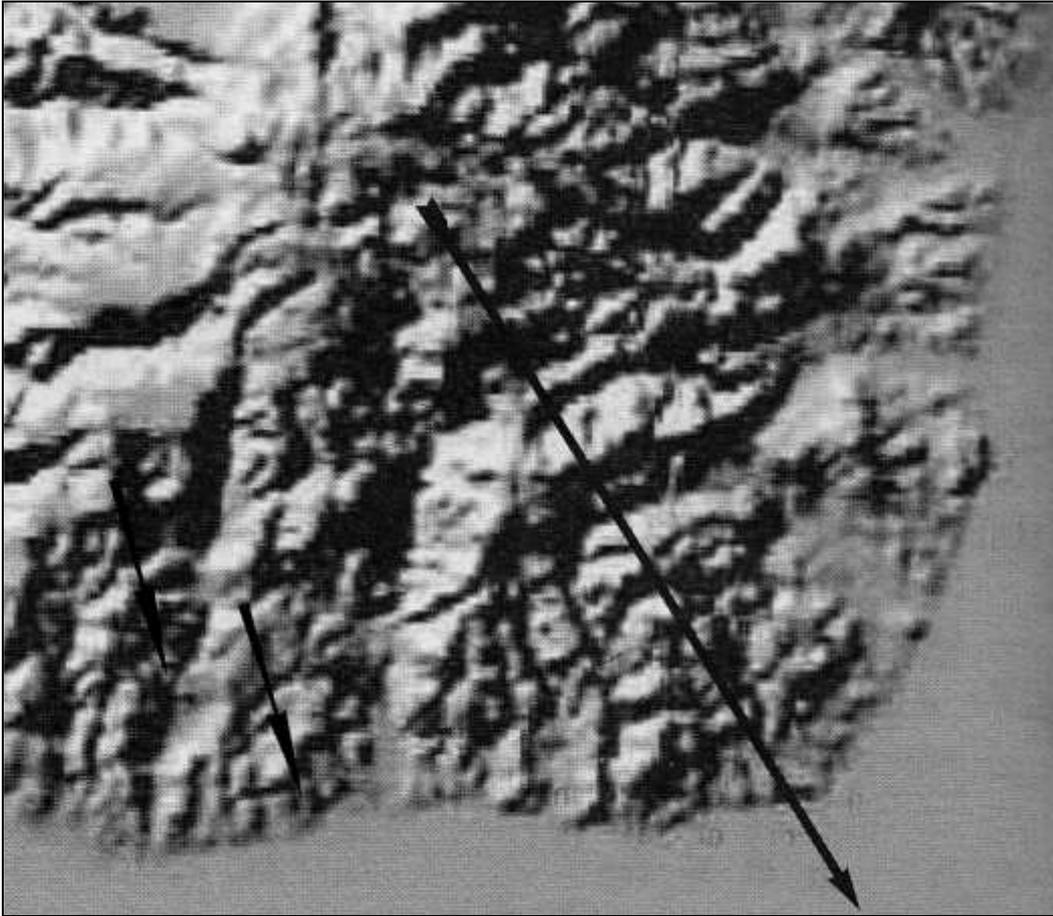
b)



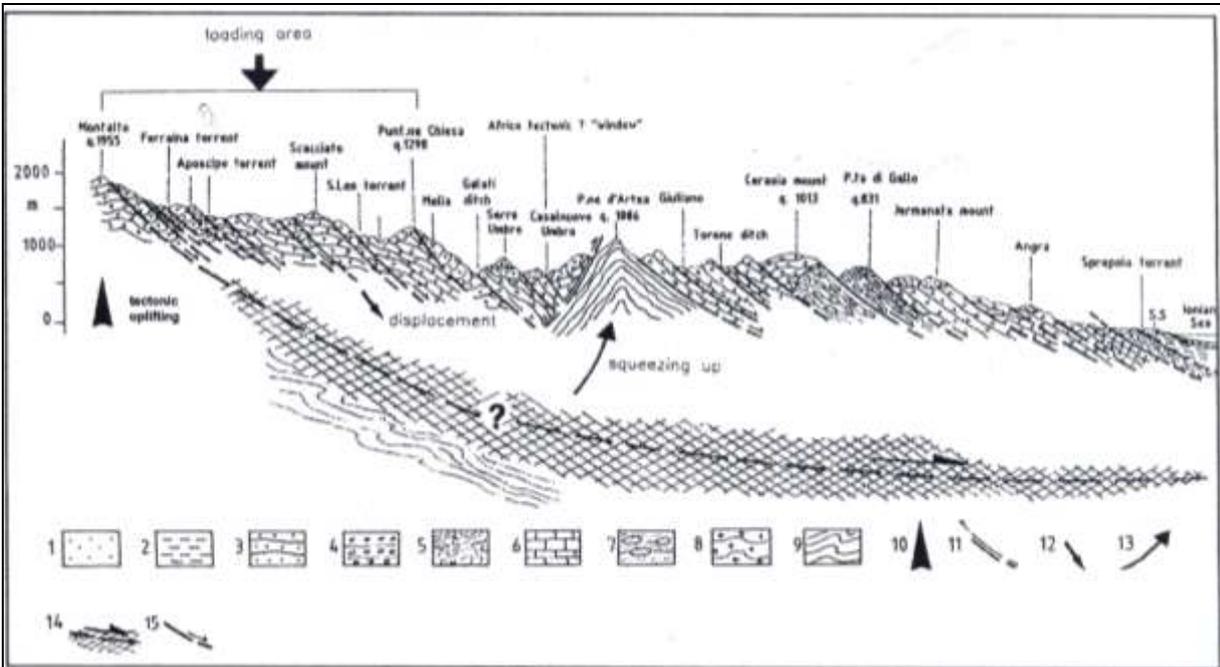
c)



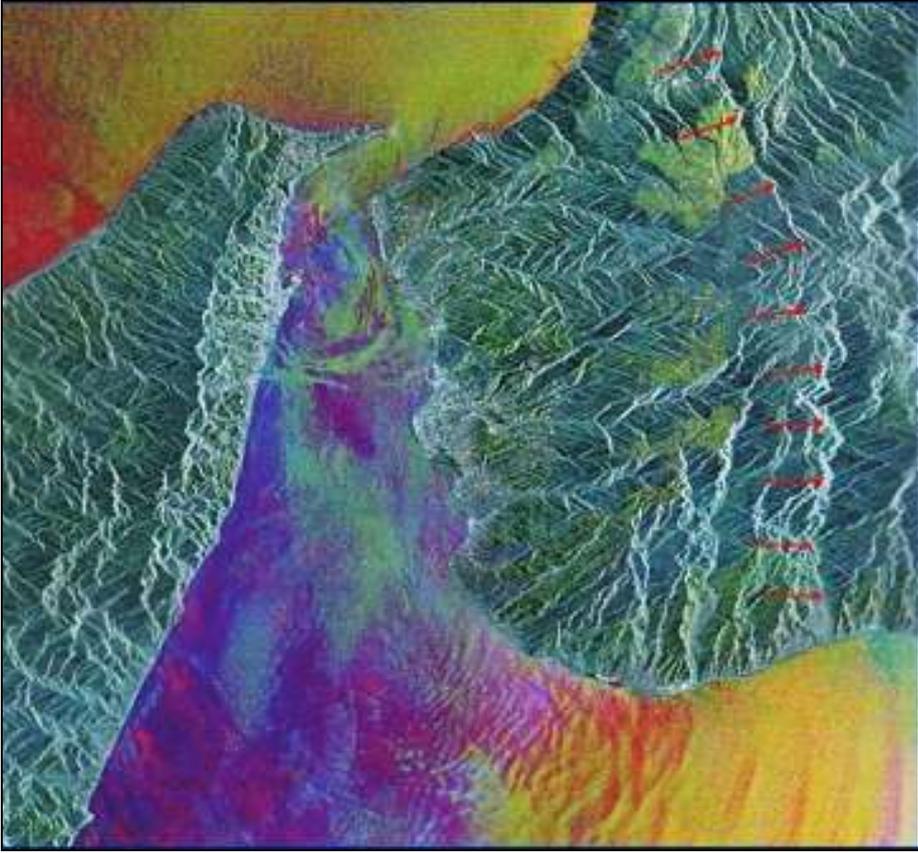
c)



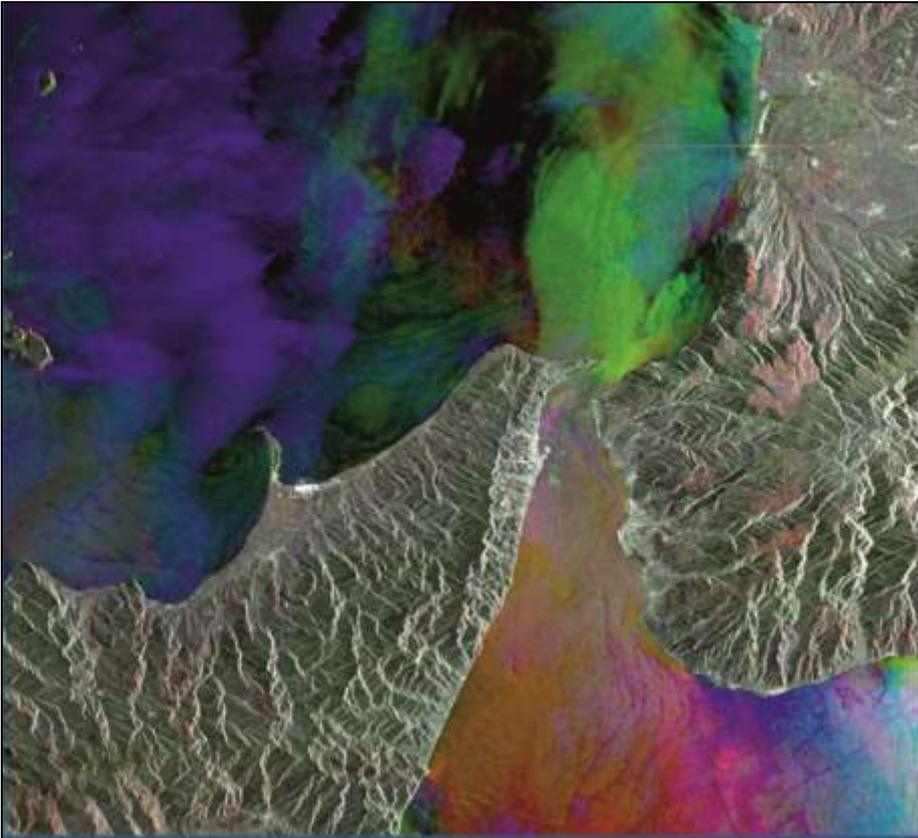
c")



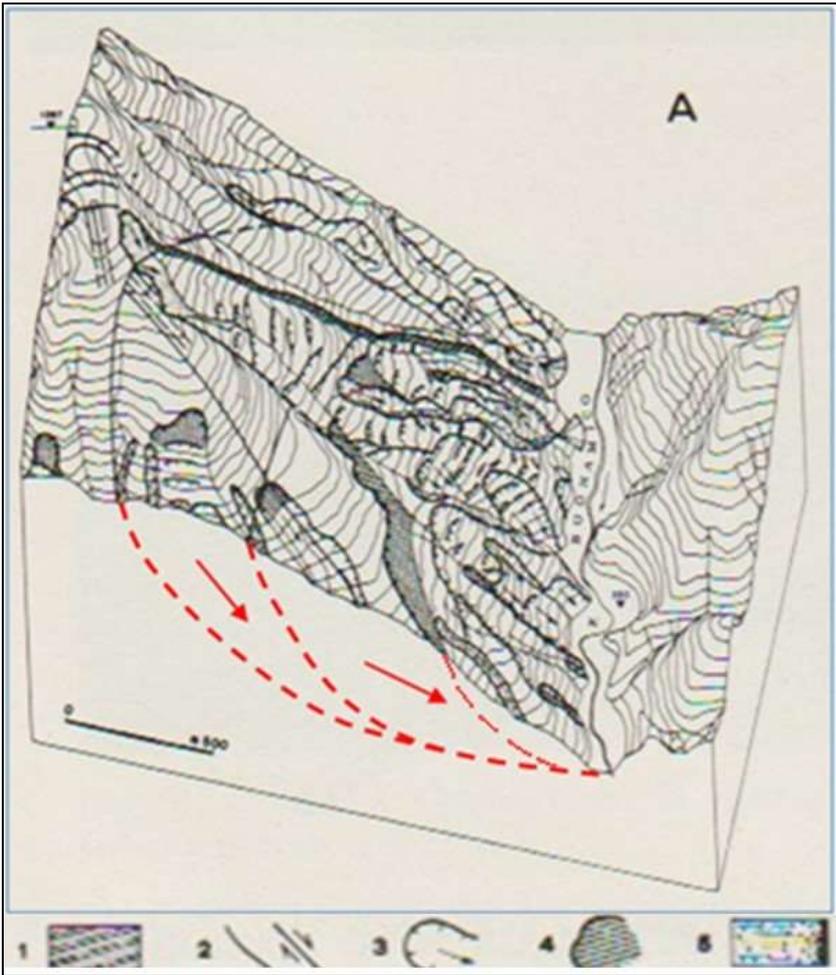
d)



e)



e')



f)



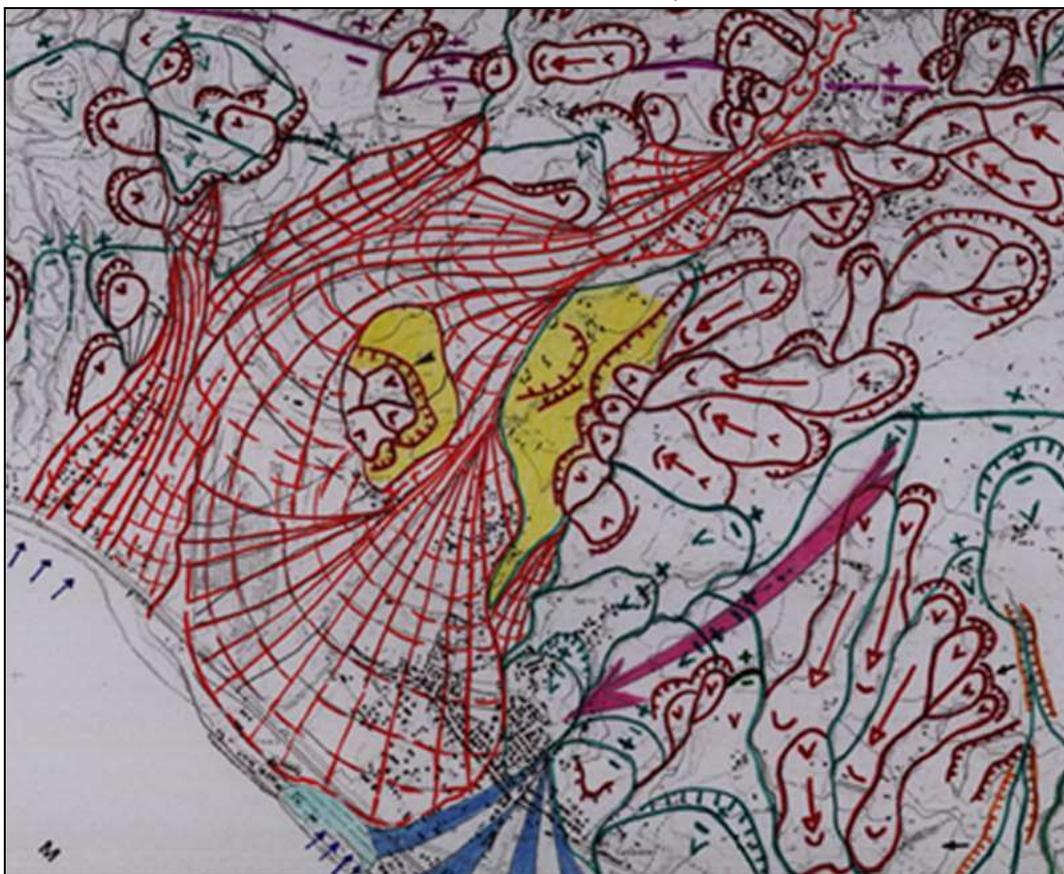
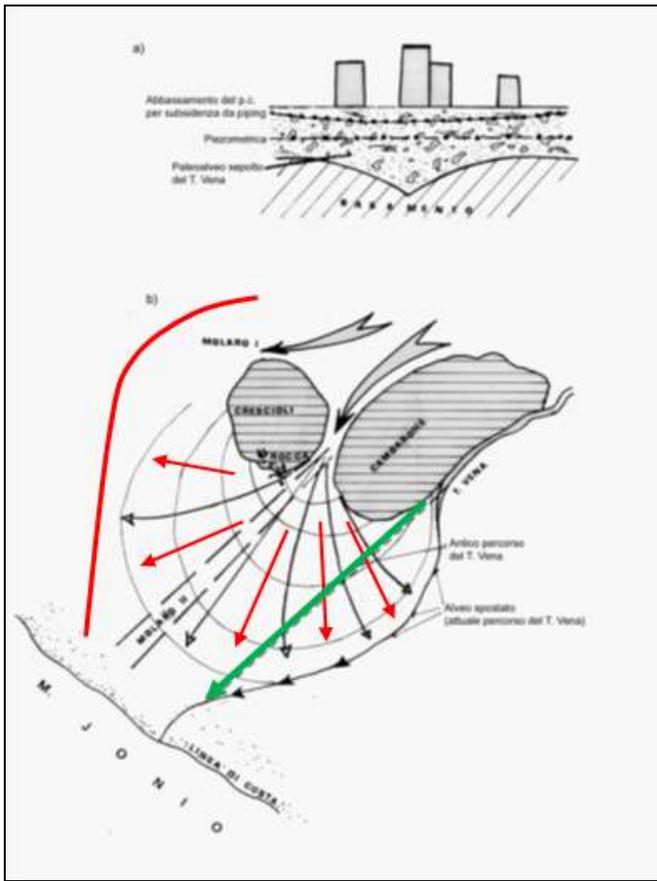
g)



g)

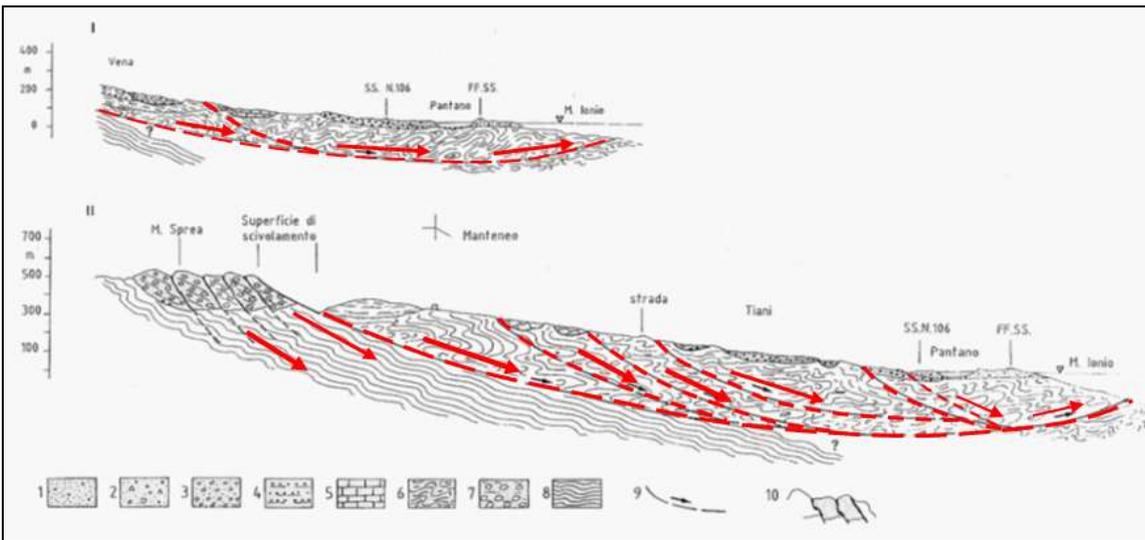


h)





m)



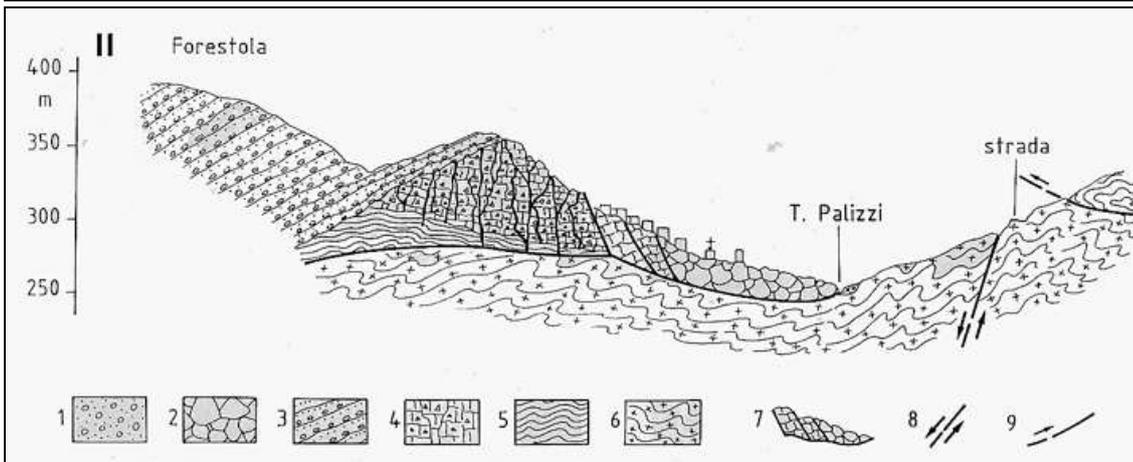
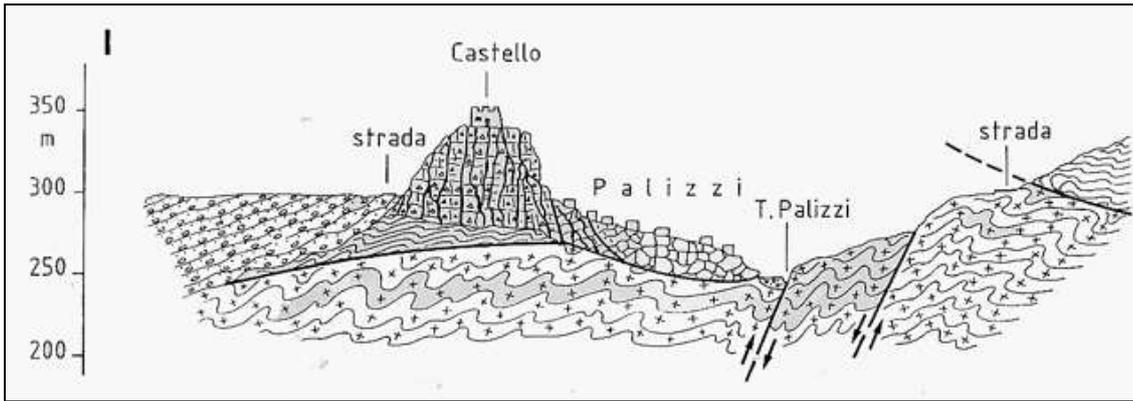
l)



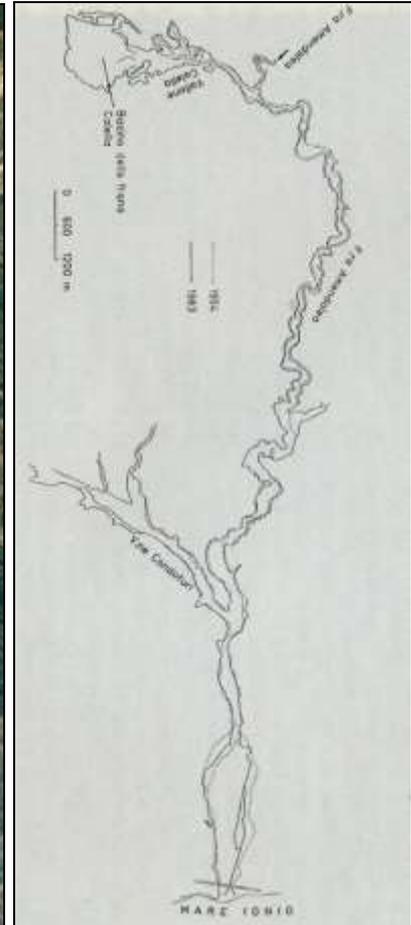
n)



o)



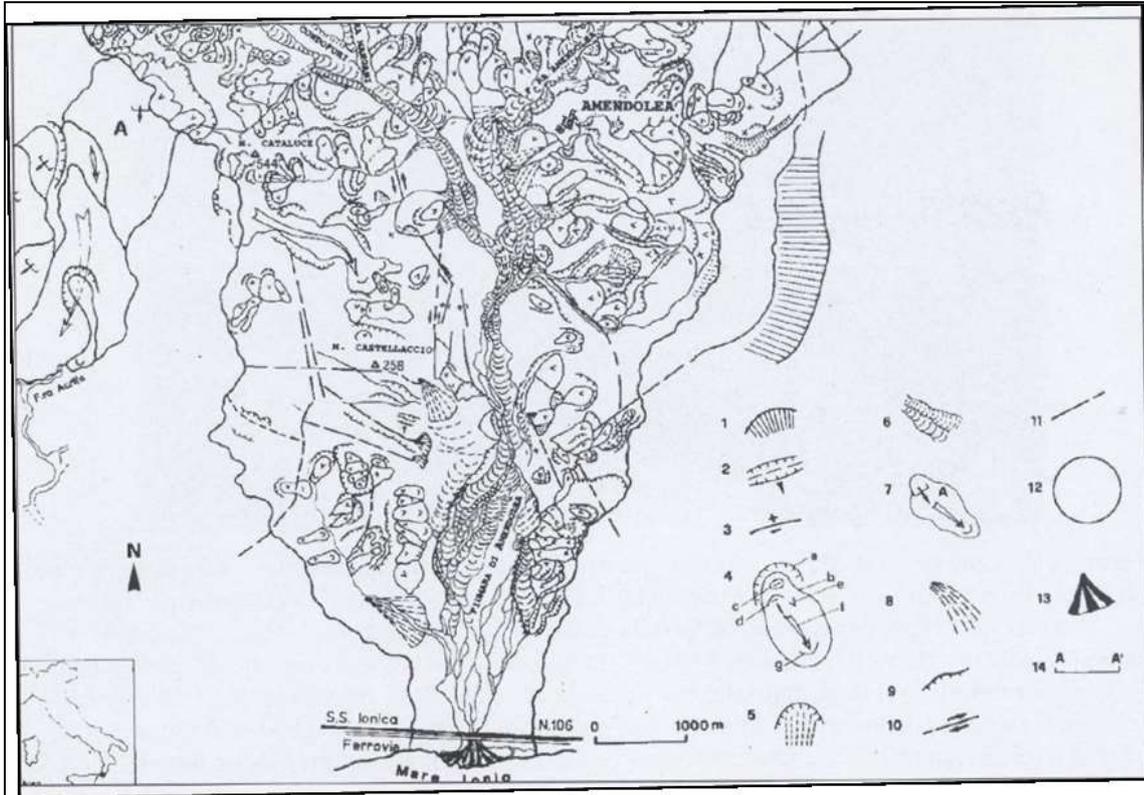
p)



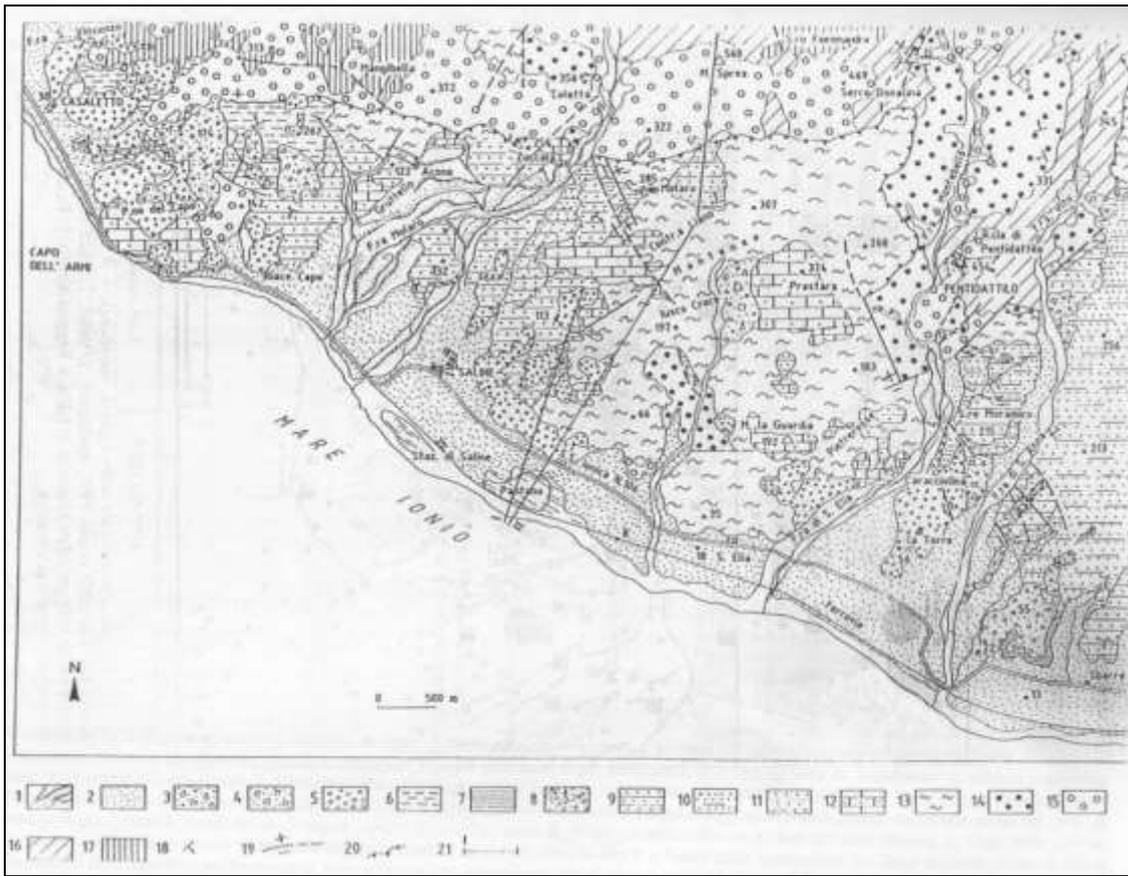
q) q')



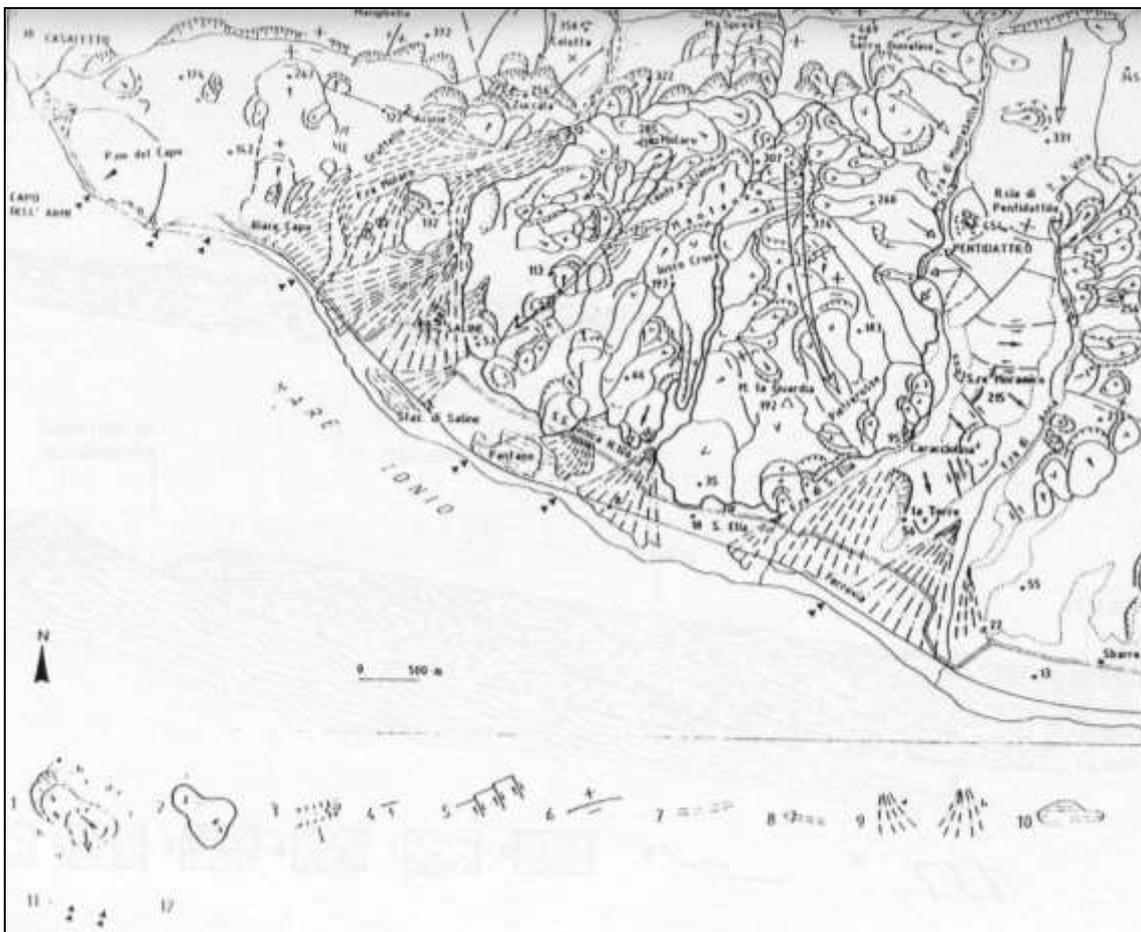
r)



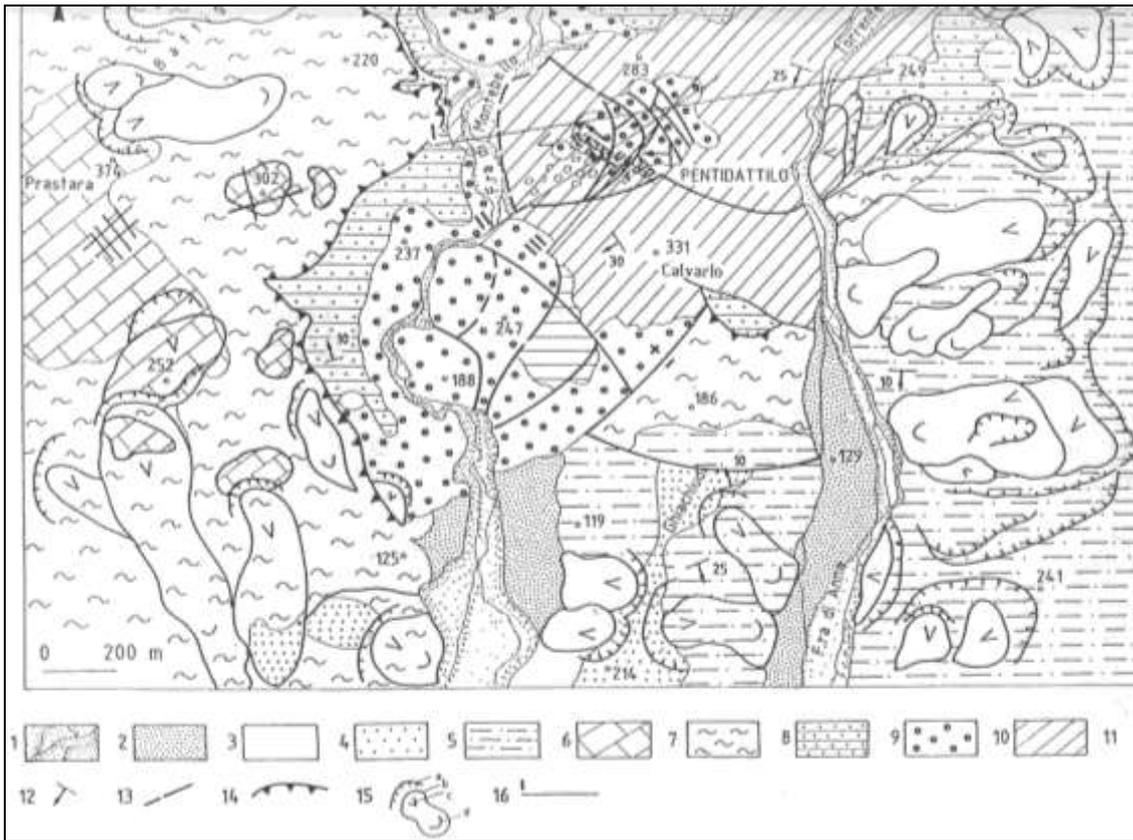
r')



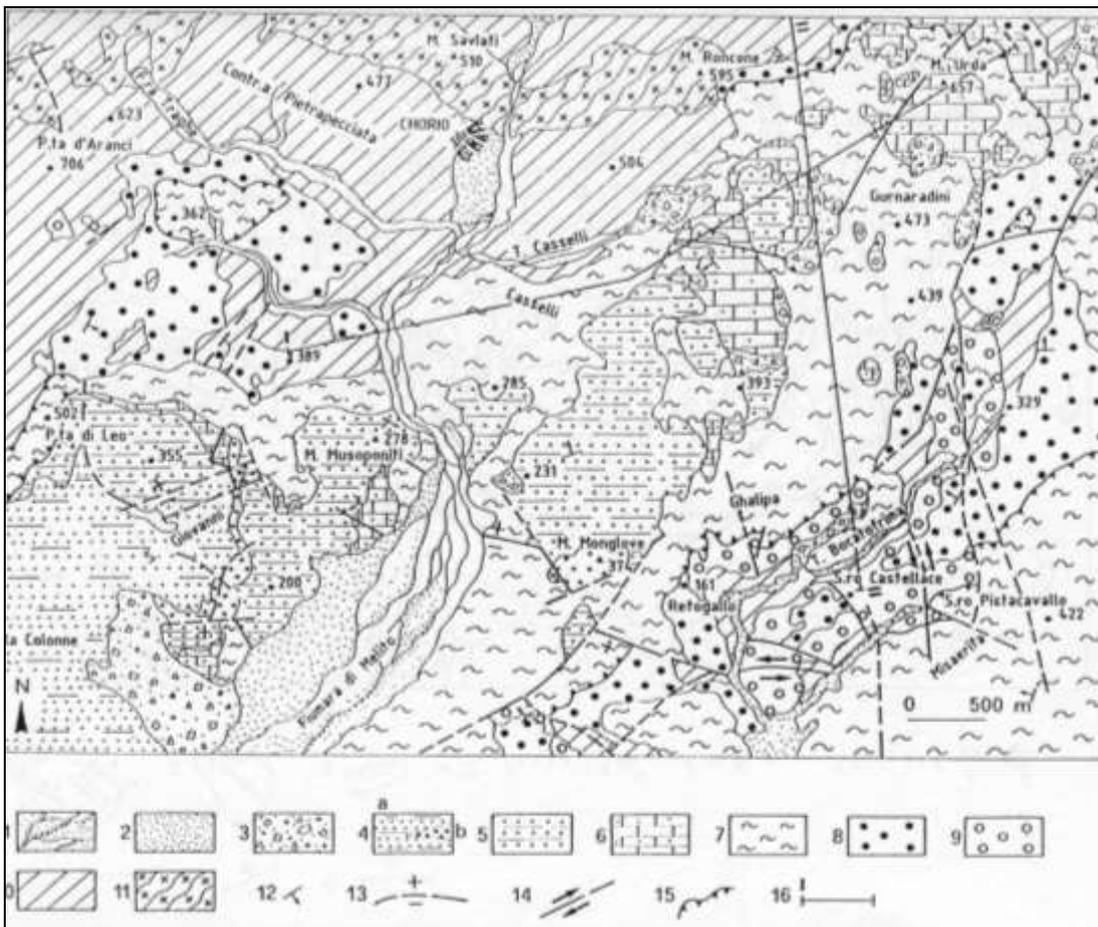
s)



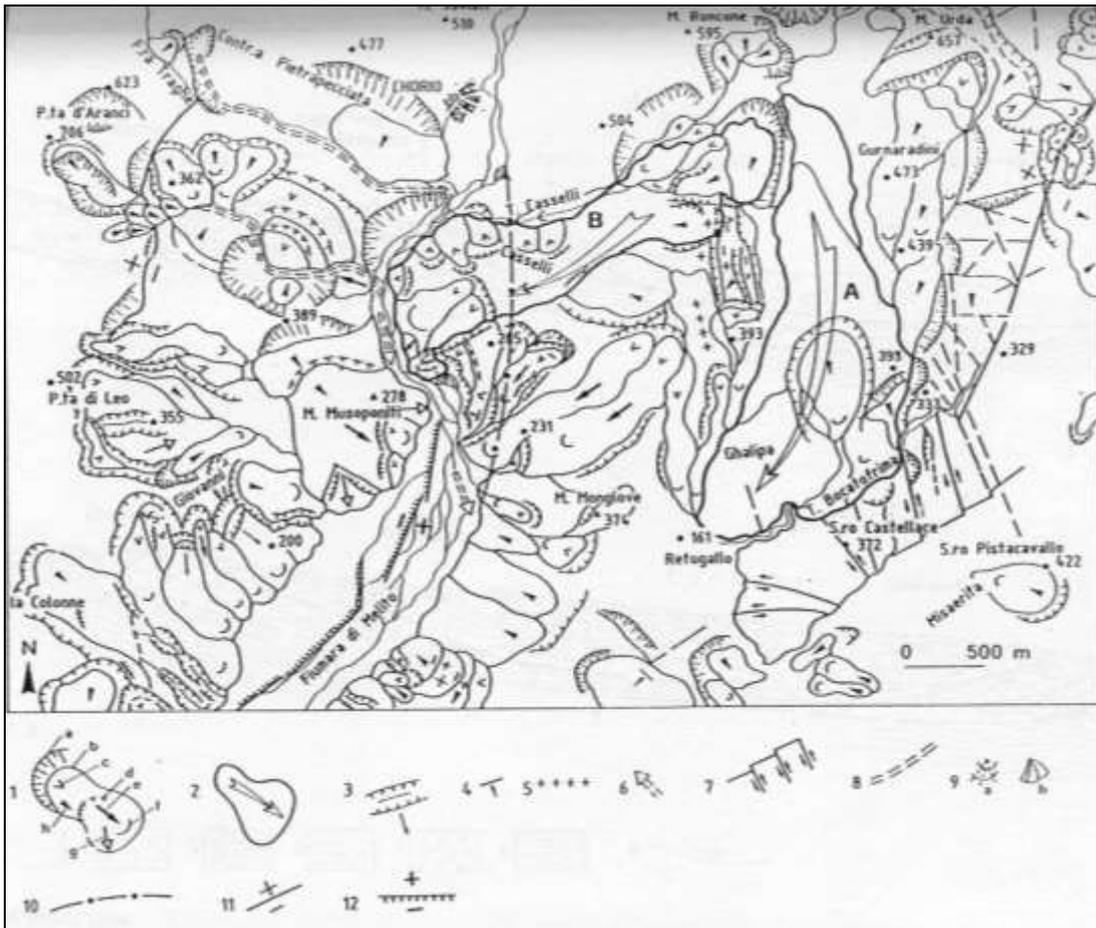
s')



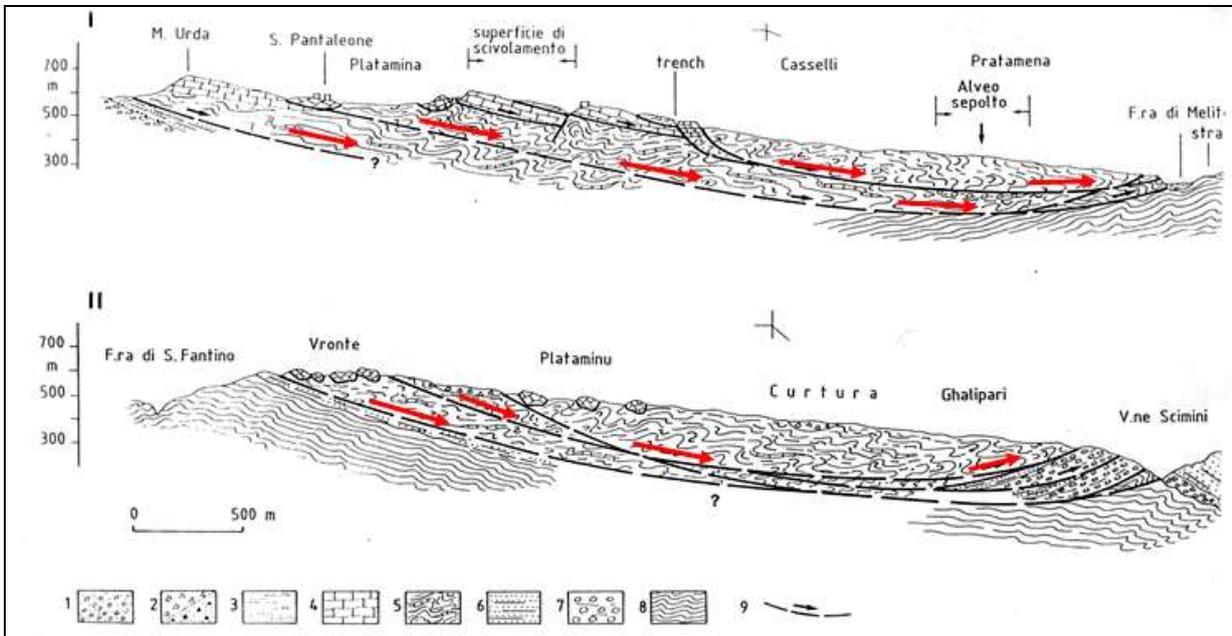
s'')

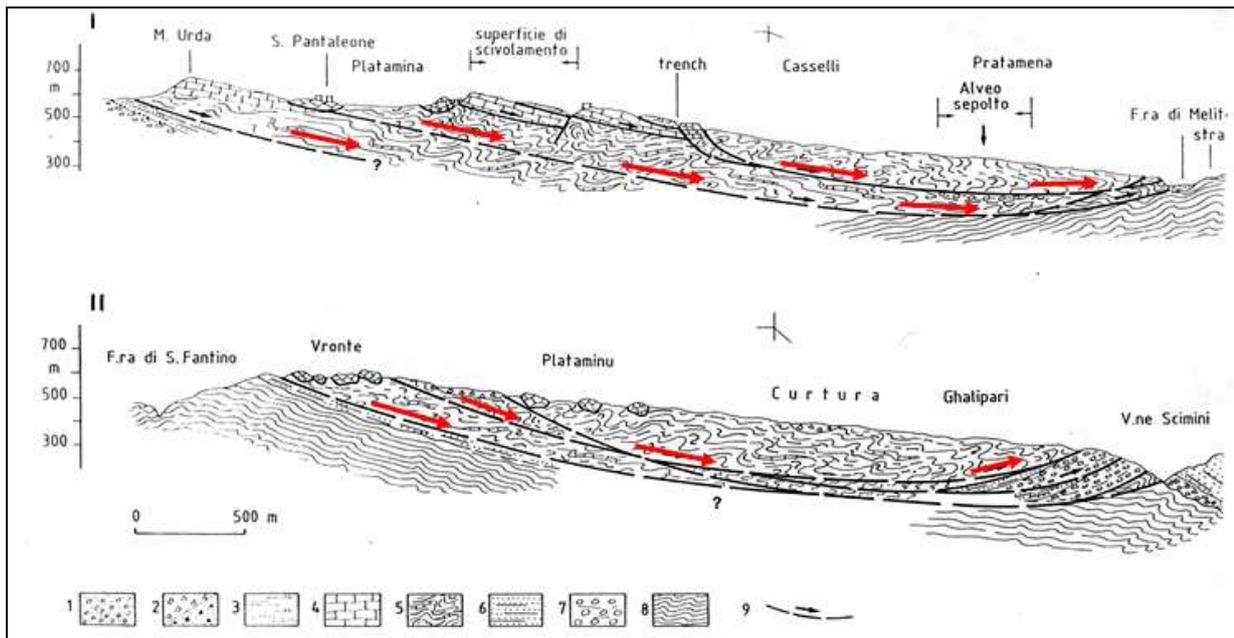


s''')



S''''')





s^v)

Fig. 46. **a**) – Landsat Aspromonte e le numerose lineazioni arcuate nell'area compresa tra le fiumare Amendolea e Buonamico (freccie), alcune delle quali tendono ad unirsi nelle quote più elevate lungo discontinuità pseudo – tettoniche. Notare una sostanziale assenza di spiaggia tra le due fiumare malgrado il loro notevole trasporto solido; **b**) – Principali lineazioni desunte da immagini satellitari nella regione aspromontana, ove è da rimarcare l'andamento tendenzialmente arcuato di quelle ricadenti tra le Fiumare Amendolea e Buonamico, come detto; il vasto e lungo "trench", anch'esso arcuato fra l'Amendolea e la Fiumara la Verde, che delimita verso NW la zona in lento scivolamento nello Ionio, che ha obliterato una possibile linea di costa da Bianco e Condofuri Marina: 1. Rotture da faglie e/o DGPV; 2. Lineazioni tettoniche; 3. Principali trenches nell'area ionica; 4. Verso del movimento dell'area in grise; 5. Probabile antico andamento della costa calabrese ionica, prima dello spostamento da parte della DGPV. La freccia ricurva indica il movimento con rotazione antioraria del versante che da Sant'Efemia d'Aspromonte è disceso nel Tirreno formando la costiera di Palmi; 6. Lembo di costa eutirreniana a Strombus bubonius; **c**) – Profilo schematico attraverso l'Aspromonte (da Suess, modificato): 1. Rocce cristalline; 2. Conglomerati, flysch miocenici; 3. Quarzoareniti e calcari oligo-miocenici; 4. Argille Varicolori; 5. Sabbie e argille quaternarie; 6. Faglie e/o rotture da DGPV; 7. Superfici di scorrimento rotazionale pseudo-tettonico (freccia ricurva), con accavallamenti sottomarini simulanti faglie inverse; 8. Probabile linea di costa eutirreniana sommersa; **c'**) – Campo macrosismico del terremoto di Ferruzzano del 1978 (dal "Catalogo dei Siti" di Bottari e Lo Giudice). La stella nera indica l'epicentro macrosismico; la profondità ipocentrale viene valutata in 15 km; **c''**) – DTM del versante meridionale dell'Aspromonte, che illustra bene la sua profonda disarticolazione, costituita da DGPV e da Grandi Frane. Il lento movimento di tutto il versante verso la costa (freccia), molto partecipa ai fenomeni di erosione marina, malgrado i forti apporti di trasporto solido da parte delle grandi fiumare della zona, come detto, essendo questo un caso emblematico di "sprofondamento" nel mare di una grossa parte di continente per fenomeni gravitativi di grandi dimensioni, (da Guerricchio, 1988); **d**) – Sezione geologica schematica del versante di SE dell'Aspromonte: 1. Conglomerati, sabbie e silts – Olocene-Pleistocene Sup.; 2. Sabbie e argille – Pleistocene Medio-Pliocene Medio; 3. Areniti, silts e marne- Pliocene Medio-Tortoniano Sup.; 4. Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. Conglomerati, arenarie, biocalcareni, strati marnosi e di torbiditi pelitico-arenitiche – Burdigaliano Sup.-Langhiano Inf.; 5. Argille Varicolori Scagliose (olistostroma), con olistoliti di calcari e marne Giurassico-Eocenici, argilliti silicifere Cretacee, Quarzareniti Numidiche (Burdigaliano – Langhiano) - Cretacico; Unità di Stilo: 6. Complesso metamorfico: metacalcari, metabasiti - Cambriano-Carbonifero; Unità dell'Aspromonte: 7. Gneiss occhiadini - Carbonifero Sup.-Permiano Inf.; 8. Complesso metamorfico: paragneiss, micascisti, gneiss anfibolici, metabasiti e marmi. Cambriano-Carbonifero; Unità di Africo: 9. Filliti, metareniti, quarziti e micascisti. Cambriano-Devoniano; 10. Innalzamento tettonico; 11. Sovrapposizione tettonica; 12. Verso di movimento delle DGPV; 13. Compressione verso l'alto (squeezing) delle filladi; 14. Zona di plasticizzazione; 15. Superfici di rottura delle DGPV, (da Guerricchio, 2005); **e**) – **e'**) – Immagini RADAR dello Stretto di Messina e dell'Aspromonte, da cui si riconoscono, tra l'altro, le superfici terrazzate, alcune attraversate da lineazioni tettoniche e da

DGPV. In e) le frecce evidenziano una possibile, profonda rottura che taglia l'intera montagna dalla Fiumara Amendolea al bacino del Fiume Petrace, ossia da S a N. Inoltre, si può rilevare l'andamento delle correnti marine provenienti dal Tirreno verso lo Ionio defluenti nello Stretto di Messina. Esse sono responsabili, quasi certamente, della rimobilitazione sottomarina delle antiche frane presenti sui versanti sommersi siciliani (e calabresi), come quelle al di sotto della base dell'Etna (Fig.10. b), che possono aver creato (in aggiunta al sisma) lo tsunami in occasione del terremoto di Messina del 1908, risentitosi sulle coste siciliane e calabresi; f) – Stereogramma della zona Costantino (F.ra Buonamico) prima della Grande Frana del 1973, il cui versante, costituito da scisti biotitici paleozoici degradati (n° 1 in legenda), era profondamente inciso da solchi di erosione specialmente lungo i “binari” del futuro movimento. In rosso (e in nero) le superfici di rottura della futura frana, di cui si osservavano già da molti decenni (o secoli) i segni premonitori e dove erano visibili alcune superfici di taglio come la n. 4 della legenda, (da Guerricchio & Melidoro, 1973; 1991); g) – Rotture a taglio da Grandi Frane nel territorio compreso tra Capo d'Armi e la foce della Fiumara di S.Elia; g') Fotografia aerea dell'area di Saline, Pantano e dell'impianto della Liquichimica, che mostra, tra l'altro, la forte erosione marina indotta pure dal contestuale movimento da frana verso la costa; h) – Evidenti deformazioni e rotture nella parte prossima alla linea di costa all'interno dell'impianto industriale della Liquichimica; i) – a) Schema del possibile andamento del paleoalveo sepolto del T. Vena e del fenomeno di abbassamento del suolo da fenomeni di piping; b) Schema del modello idraulico di rifrazione delle ondate di debris flow che originano il cono di deiezione del Molaro II; j) – Sezioni geologiche da Monte Sprea alla costa e da Vena alla località Pantano: 1. Depositi dei letti fluviali, delle conoidi antiche ed attuali e di litorale, (Attuale-Recente); 2. Detriti di frana, (Attuale-Recente); 3. Conglomerati sabbiosi e ghiaie con locali livelli di sabbie, (Pliocene inferiore); 4. Alternanze di sabbie, limi e argille limose, (Miocene superiore-medio); 5. Calcari e Calcareniti a Briozoi, (Miocene medio); 6. Argille Varicolori Scagliose, (Cretacico-Oligocene?), 7. Conglomerati massicci con livelli di arenarie, (Miocene inferiore); 8. Filladi, (Paleozoico); 9. Superfici di scorrimento; 10. Spandimenti laterali; m) – Spandimenti laterali con ribaltamenti nei Calcari a Briozoi miocenici poggianti sulle Argille Varicolori Scagliose in frana, in località Prastara presso Pentidattilo; n) – Abitato di Palizzi: particolare della scarpata di rottura principale con i fabbricati costruiti sui blocchi calcarei di frana; o) – Abitato di Palizzi: Esempi di spandimenti laterali nell'area circostante l'abitato; p) – Sezioni geologiche (I, II) della zona dell'abitato di Palizzi (RC): 1. Alluvioni di fondovalle, (Attuale-Recente); 2. Grossi blocchi di calcari brecciati, anticamente crollati, (Olocene?), 3. Conglomerati con livelli di areniti, (Miocene medio-inferiore); 4. Calcari brecciati di periscogliera, (Giurassico); 5. Unità delle Filladi, (Paleozoico); 6. Unità degli Scisti e Gneiss biotitici, (Paleozoico); 7. Scivolamento di grossi corpi calcarei sviluppatasi in blocchi coinvolti da lateral spreadings; 8. Faglie; 9. Contatto per sovrapposizione tettonica; q) – Google del bacino della Fiumara Amendolea e del tributario di destra Condofuri (Aspromonte, Calabria meridionale), che ben evidenzia il contributo da debris flow, originato dalla Grande Frana Colella, quale motivo fondamentale della natura delle cosiddette alluvioni fluviali, (da Guerricchio & Melidoro, 1996) ; q') – Schema dell'alveo del Vallone Colella e di quello medio-basso delle fiumare Amendolea e Condofuri, in cui si osserva il grande apporto solido da debris flow del V.ne Colella. Le linee a puntini e continua rappresentano rispettivamente, il limite del debris flow della zona d'alveo da foto aeree del 1955 e del 1983, (da Guerricchio et alii, 1996); r-r') – Fiumara Amendolea: stralci di carta geomorfologica dei fenomeni franosi e delle DGPV nel bacino della fiumara omonima: 1. Alte scarpate da DGPV e per tettonica nella parte alta del bacino; 2. Trenches e verso delle trazioni; 3. Rottura da DGPV; 4) Nomenclatura di una frana: a) scarpata e ciglio principali; b) limite del corpo di frana; c) conche; d) depressione con superficie ruotata contromonte; e) scorrimenti e verso di movimento; f) verso di movimento di grandi frane; g) colate. Al piede dei corpi di frana, di norma, è prodotta la deviazione laterale d'alveo; 5. Cigli e scarpate delle aree da cui si originano debris flow e debris avalanches; 6. a) Debris flow in alveo, talora con formazione di temporanei cono di deiezione da frana a valle di restringimenti della sezione e/o per brusca diminuzione della pendenza; b) Debris flow antichi e fissati dalla vegetazione; 7. Frane miste (scivolamenti + colate (A)), al limite della F.ra di Condofuri, sviluppantesi negli attigui bacini delle F.re di Melito e di Acrifa, producenti forti deviazioni e/o destra restringimenti del loro alveo; 8. Coni di deiezione da frana; 9. Scarpata di erosione fluviale in destra dell'asta terminale della F.ra Amendolea; 10. Faglie trascorrenti; 11. Principali faglie distensive e/o indirette; 12. Area del bacino di frana del V.ne Colella; 13. Conoide di deiezione deltizio; 14. Traccia di sezione geologica, (da Guerricchio & Melidoro, 1996; Guerricchio et Al., 2004); s) – Carta geologica dell'area compresa tra il Capo dell'Armi e la Fiumara di Anna. 1. Detriti di frana e di falda; prodotti eluvio-colluviali, (Recente-Attuale); 2. Alluvioni delle piane golenali e degli alvei, (Recente-Attuale); 3. Sabbie e conglomerati, spesso arrossati, (Pleistocene); 4. Conglomerati ben cementati, brunastri, con lenti e

livelli sabbiosi, Calabriano?); 5. Argille brunastre, con livelli di sabbie talora molto cementate, (Pliocene superiore); 6. Sabbie giallastre con livelli cementati calcarenitici e a luoghi con livelli e lenti di conglomerati. Sono discordanti sulle sottostanti unità del Pliocene inferiore e del Miocene. (Pliocene superiore); 7. Argille marnose con alternanza di strati biancastri e brunastri. Localmente, verso l'alto, passano a marne calcaree e calcari gialli duri, (Pliocene Inferiore-medio?); 8. Conglomerati sabbiosi e ghiaiosi, talora cementati, discordanti sulle unità mioceniche sottostanti, (Pliocene Inferiore); 9. Sabbie con sottili intercalazioni di limi ed argille, talora con lenti conglomeratiche e blocchi di rocce alterate, (Miocene superiore); 10. Sabbie, argille limose e siltiti brunastre, occasionalmente con livelli di ligniti e slumpings nei livelli più argillosi, (Miocene medio-superiore); 11. Argille limose, limi e sabbie ben stratificate, brunastre, (Miocene medio-superiore); 12. Calcari a Briozoi, (Miocene medio-superiore); 13. Argille Varicolori, (Cretacico-Oligocene?); 14. Sabbie micacee brunastre con arenarie, (Miocene medio-inferiore); 15. Conglomerati con arenarie conglomeratiche e sabbie brunastre con locali intercalazioni di limi, (Miocene medio-inferiore); 16. Filladi, (Paleozoico); 17. Gneiss occhiadini (Paleozoico); 18. Giaciture; 19. Faglie; 20. Contatti per sovrapposizione tettonica; 21. Tracce di sezioni geologiche; s')

– Carta Geomorfologica delle DGPV e Grandi Frane dell'area compresa tra il Capo dell'Armi e la Fiumara di Anna. 1. Nomenclatura di un bacino di frana: a) ciglio e scarpata principali; b) limite del corpo di frana; c) scorrimenti rotazionali; d) cigli secondari, smussati e/o oblitterati quando a tratteggio; e) verso principale degli scorrimenti; f) colate; g) versi di "espulsione" di blocchi o ammassi rocciosi nelle zone di piede dei corpi di frana; h) scorrimenti traslazionali; 2. Principali frane complesse della zona del Monte Sprea e Serro Donalina, con i versi dei movimenti; 3. Trench e verso delle trazioni; 4. Superfici ruotate contromonte; 5. Blocco di Serre Maromico deformato a seguito degli spostamenti laterali dovuti alle spinte del corpo della frana A; 6. Faglie principali attive e deformazioni gravitative di grandi masse (il segno – indica le parti ribassate); 7. Principali debris flow negli alvei dei corsi d'acqua; 8. Versi delle correnti fluviali producenti accentuata erosione di sponda; 9. Coni di deiezione. a) attivi da trasporto solido e da debris flow, b) fossili e fissati dalla vegetazione; 10. Zone depresse vicino alla fascia litoranea (pantani e/o lagune) dovuti a deformazione della superficie per fenomeni di frane profonde con prosecuzione nel fondale marino; 11. Zone del litorale in fortissima erosione favorita dai movimenti tettonici e di grandi frane che interessano la fascia pedemontana dell'Aspromonte; 12. Limite tra le formazioni geologiche mio-plio-pleistoceniche ed i depositi fluviali; s'')

– Carta geologico-geomorfologica dell'area dell'abitato di Pentidattilo e del rilievo di Prestara (374 m): 1. Depositi alluvionali sciolti, (Attuale); 2. Depositi alluvionali fissati, (Recente); 3. Corpi di frana eterogenei e caotici, (Recente ed Attuale); 4. Sabbie brunastre, localmente conglomeratiche, con intercalazioni di argille limose, (Miocene superiore); 5. Alternanze di sabbie, limi e argille limose, brune, (Miocene medio-superiore); 6. Calcari e calcareniti a Briozoi, (Miocene medio); 7. Argille Varicolori, (Cretacico-Oligocene?); 8. Sabbie fini e limi, bruno-rossastri e grigio-verdastri, (Miocene inferiore-medio); 9. Conglomerati ed arenarie conglomeratiche, (Miocene inferiore); 10. Filladi, (Paleozoico); 11. Giaciture; 12. Faglie; 13. Sovrapposizione tettonica; 14. Frane: a) scarpata di rottura principale; b) limite del corpo di frana; c) verso principale di movimento; d) colata; 15. Traccia di sezione geologica; s''')

– Carta geologica della zona del basso bacino della Fiumara di Melito: 1. Alluvioni di fondovalle, (Attuale-Recente); 2. Detriti di falda e depositi eluvio-colluviali (Attuale-Recente); 3. Detriti di frana, (Attuale-Recente); 4. Sabbie e argille limose, (Miocene medio-superiore); 5. Argille limose, siltiti e sabbie fini (Miocene medio-superiore); 6. Calcari e calcareniti con Briozoi (Miocene medio-superiore); 7. Argille Varicolori (Cretacico-Oligocene?); 8. Siltiti e sabbie, (Miocene medio-inferiore); 9. Conglomerati con livelli di areniti, (Miocene medio-inferiore); 10. Filladi, (Paleozoico); 11. Scisti e gneiss biotitici, (Paleozoico); 12. Giaciture; 13. Faglie (il - indica la parte ribassata); 14. Faglie trascorrenti; 15. Sovrapposizione tettonica; 16. Traccia di sezioni geologiche; s'''')

– Carta geomorfologica della zona del basso bacino della Fiumara di Melito: 1. Nomenclatura di un bacino di frana: 4) Nomenclatura di una frana: a) scarpata e ciglio principali; b) limite del corpo di frana; c) scorrimenti rotazionali; d) cigli secondari, smussati e/o oblitterati quando a tratteggio; e) verso principale degli scorrimenti; f) colate; g) versi di "espulsione" di blocchi o ammassi rocciosi nelle zone di piede dei corpi di frana; h) scorrimenti traslazionali; 2. Principali frane complesse della zona di Monte Urda e versi dei movimenti; 3. Trench e verso delle trazioni; 4. Superfici ruotate contromonte; 5. Aree sollevate per compressione da frana; 6. Versi delle correnti fluviali producenti accentuata erosione di sponda; 7. Blocco di Serro Castellace deformato a seguito degli spostamenti laterali dovuti alle spinte del corpo della frana A; 8. Principali debris flow negli alvei dei corsi d'acqua; 9. Cono di deiezione. a) da trasporto solido p.d., b) da frana (landslide fan); 10. Antico andamento della sponda sinistra della Fiumara di Melito prima della deformazione da parte della frana B; 11. Movimento gravitativo di grandi dimensioni verificatosi dopo l'apertura della Fiumara di

Melito; 12. Costruzione di argini in cls nella Fiumara di Melito (come in tutte le fiumare calabresi e non solo), che hanno favorito la pensilità dell'alveo (+) di molti metri rispetto alla zona di golena (-); s^v) – Sezioni geologiche di M.te Urda: 1. Alluvioni di fondovalle, (Attuale-Recente); 2. Detriti di frana, (Attuale-Recente); 3. Argille limose e limi, (Miocene medio-superiore); 4. Calcari e calcareniti con Briozoi, (Miocene medio-superiore); 5. Complesso delle Argille Varicolori, (Cretacico-Oligocene?); 6. Siltiti e sabbie, (Miocene medio-inferiore); 7. Conglomerati con livelli di areniti (Miocene medio-inferiore); 8. Unità delle Filladi (Paleozoico); 9. Superficie di scorrimento, (Guerricchio & Melidoro, 1995).

Allagamenti

Pur se l'argomento esula dal campo dei movimenti gravitativi, nell'ambito del così detto "rischio idrogeologico" ricadono anche molte problematiche legate ai fenomeni di allagamento di aree urbane e periurbane in conseguenza di eventi legati a precipitazioni molto intense; oggi giornalmente dette "bombe d'acqua".

In questo caso molte delle possibili criticità potrebbero essere ridotte con opportune opere idrauliche che costituiscano una sorta di canale di guardia a monte dell'abitato, intercettando le acque che defluiscono verso l'abitato, "scaricandovi" masse d'acque provenienti anche da molte decine di chilometri nell'entroterra. In tal senso un esempio importante è il così detto "Canalone di Bari", costituito dopo l'alluvione del 1926, che ha salvato la città in occasione dell'evento alluvionale del 2005. Un'opera analoga è stata realizzata con successo a Manfredonia (FG) ed è stata proposta dallo scrivente a protezione anche dell'abitato di Olbia in Sardegna (Guerricchio, 2016). Questo approccio potrebbe essere "esportato" a tutti i siti costieri, verso i quali, per motivi morfologici converge il reticolo idrografico.



Fig. 47 – Possibile tracciato di un "canalone" ad Olbia, i cui sbocchi sono a nord ed a sud della città. Quello a sud potrebbe sfruttare l'asta terminale del fiume Padrogianus

Conclusioni

Gli argomenti svolti, anche se basati prevalentemente su casi particolari dell'Appennino meridionale, li trascendono, assumendo un significato del tutto generale di approccio alla visione dinamica del territorio ed alle sue implicazioni di carattere applicativo. I casi illustrati sono, per lo più, movimenti gravitativi di masse di grandi dimensioni, che avvengono in particolari situazioni geostrutturali e spesso predisposte sì da fenomeni tettonici (faglie, sovrapposizioni, ecc.), ma che attualmente sono solo apparentemente inattivi; in altri termini si tratta di fenomeni pseudo-tettonici.

L'esatta conoscenza di detti fenomeni assume una rilevante importanza nel campo geologico, geomorfologico, geofisico e soprattutto geologico-applicativo e geotecnico. Nel primo campo, a parere dello scrivente, spesso si introducono in maniera non sempre adeguatamente motivata le faglie per giustificare rapporti stratigrafici o configurazioni strutturali poco chiari. Ad esempio, non è raro nei rilevamenti geologici dell'Appennino meridionale osservare che si faccia ricorso alle faglie o addirittura a diverso ambiente di sedimentazione come "deus ex machina" per spiegare la presenza di masse di rocce semplicemente scivolate secondo un meccanismo gravitativo.

Nel campo geofisico, più esattamente in quello sismologico, l'interpretazione errata di tali fenomeni di rottura porta a farli ritenere come sismo-generatori, ovvero, nell'assunzione di modelli geostrutturali per l'elaborazione e l'interpretazione dei dati, non sempre ben compatibili con la realtà e, semmai, con le energie sismiche rilevate.

La comprensione di questi fenomeni e di fondamentale importanza anche per gli ingegneri ed in particolar modo per gli ingegneri geotecnici. Solo avendo chiare le dinamiche geologiche, anche di grande scala, è possibile costruire modelli geotecnici che consentano, nelle valutazioni più squisitamente ingegneristiche, di non trascurare gli effetti di questo tipo di fenomeni che possono alla lunga creare danneggiamenti o collassi di opere di ingegneria o danni al territorio interessato dalle opere.

Inoltre, nel campo applicativo notevolmente diversa è la soluzione tecnica adottabile sia nei problemi di progettazione delle opere che in quelli di difesa, a seconda che si tratti di fenomeni tettonici o di movimenti gravitativi latu sensu o franosi. Un processo tettonico in atto, ad esempio di fagliamento, non consente interventi di consolidamento delle opere interessate, bensì soltanto un controllo passivo; per contro, per i fenomeni gravitativi di frane potrebbero esserci interventi di consolidamento e/o di miglioramento. In particolare, l'accertamento del meccanismo dei grandi movimenti di massa andrebbe fatto nell'ambito della protezione civile non solo per la ricostruzione degli abitati distrutti, per esempio, dagli eventi sismici degli ultimi tempi, ma anche in via preventiva per alcune masse dove sorgono nuclei urbani.

Ogni volta che gli eventi franosi si pongono alla pubblica attenzione se ne attribuiscono le cause all'attività antropica nel territorio. In realtà se si potesse avere un quadro più preciso ed esteso dei grandi notevoli sconvolgimenti geomorfologici verificatisi nel tardo Quaternario, si potrebbe dare una valutazione molto meno catastrofica dei movimenti di massa che avvengono oggi. In genere, quelli attuali sono, molto spesso, una ripresa parziale dei fenomeni ben più estesi e profondi avvenuti nel passato, che purtroppo sono ignorati od erroneamente attribuiti a fenomeni tettonici.

In quest'ottica vi è da rilevare che può risultare di scarso o di nessun significato la parametrizzazione di fenomeni franosi singoli o limitati quando essi non siano visti nell'ambito di movimenti più generali, di cui essi non sono altro che la manifestazione più appariscente locale e saltuaria nel tempo.

Infine, circa l'influenza delle variazioni tardo-quadernarie del livello del mare sui grandi movimenti di massa nelle aree in questione, essi certamente hanno avuto un ruolo importantissimo soprattutto lungo le fasce costiere, ove sono state risentite immediatamente. Nelle aree interne, in alcuni casi, con variazioni anche notevoli del livello di base del reticolo idrografico, la risposta è stata ritardata a lunghissimo termine e talora "impedita" da parte di "soglie" o di "diaframmi" di rocce più rigide e più resistenti.

Pertanto, la valutazione della pericolosità da frana e più in generale dei fenomeni condizionati dalla gravità è una componente di vitale importanza per ogni strategia del trattamento del rischio di instabilità in territori montani e/o collinari, quali quelli italiani in particolare. Le velocità dei movimenti dei corpi delle DGPV, delle Grandi Frane o delle medio-piccole frane sono spesso lente, molto lente o estremamente lente, risultando sovente, però, significative per i danni a infrastrutture o costruzioni, di cui non sempre è compresa la causa e la natura. L'urbanizzazione degli ultimi 50-80 anni è stato un fattore importante per lo sviluppo dell'instabilità dei versanti, in quanto sono state interessate aree non idonee, o le relative opere hanno facilitato l'insorgere di frane di primo distacco come pure la riattivazione di quelle antiche.

Le velocità di movimento estremamente lento di quasi tutte le tipologie richiamate nel presente lavoro sono impercettibili ad occhio nudo e non deve sorprendere che lo sviluppo di costruzioni continui a dispetto di danni, non immediati, ad edifici o ad altre opere, il che avverrà, purtroppo, anche in futuro.

L'Uomo deve convivere con queste grandi deformazioni gravitative fin dalla preistoria, cambiando siti o ricostruendo ciò che i lenti movimenti di massa hanno distrutto, non sempre facendo tesoro, ahinoi, delle esperienze del passato.

L'attività della neotettonica è ancora in atto, come documentano i dati del progressivo sollevamento di molte aree del territorio italiano e non solo, con le relative variazioni delle linee di costa marine che, provocando l'approfondimento del reticolo idrografico, "costringe" i versanti ad un continuo adeguamento delle mutate condizioni altimetriche, cui si associa una maggiore capacità erosiva dei corsi d'acqua e conseguentemente un incremento della franosità pure di grandi dimensioni.

Questa, in particolare, interessa pure i versanti delle aree costiere, partecipando pertanto ad incrementare i fenomeni di erosione marina nel momento in cui i corpi delle grandi frane interagiscono con il mare, occupando, ad esempio, parti o fasce di appartenenza marina, come capita alle masse franose che "scivolando" in mare ne occupino una sua "proprietà". Da qui deriva quanto da noi già descritto e detto (Guerricchio & Melidoro, 1986), che va tenuto "ben presente che una linea di costa non è mai fissa nel tempo".

Molto limitata, praticamente nulla, da parte dell'uomo è la possibilità di intervenire contro l'evoluzione e/o la riattivazione di deformazioni gravitative di grandi masse, che si possono solo "controllare" attraverso utili monitoraggi, rispetto alle quali occorre fare scelte che consentano una convivenza sostenibile. Oltre tutto, gli interventi sarebbero molto complessi e costosi, generalmente di notevole impatto ambientale e da progettarsi dopo lunghe e costose indagini. Per minimizzare od evitare la perdita di vite umane è necessario ricorrere, pertanto, ai sistemi di sorveglianza e, come detto, di monitoraggio. Per contro, interventi di consolidamento possono essere effettuati per stabilizzare ammassi di terreno circoscritti, di grande rischio e di beneficio almeno comparabile al costo degli interventi stessi.

A tutto ciò si è aggiunta, come ormai da più parti si sottolinea, l'azione umana che ha, tra l'altro, nel corso degli ultimi millenni, sottratto a questa terra la copertura boschiva che rappresentava le ultime vestigia dei grandi boschi del Quaternario antico, molto simili alle attuali grandi foreste dell'Asia e dell'Africa equatoriale (Ippolito, 1978) e del Brasile. Affermazione questa che mi trova solo in parte d'accordo, poiché sono convinto che il disordine idrogeologico della penisola italiana, e non solo, debba imputarsi essenzialmente a fattori naturali, geologici, geomorfologici e soprattutto al fatto che il nostro territorio geologicamente giovane è soggetto alla dinamica geomorfologica attiva, oltre che alle variazioni delle caratteristiche climatiche ed alle oscillazioni del livello marino avvenute nei periodi del Quaternario e Attuali; solo in parte alle modifiche dei fattori ambientali dovute all'opera dell'uomo, quali i cambiamenti apportati al sistema idrografico e ai disboscamenti, quali ne siano state le cause (Ippolito, 1978). Oggi poi si aggiunge l'ultima difficoltà connessa con le presunte variazioni climatiche, che, stando alla curva di risalita del livello marino iniziata attorno a 10.000 anni fa, va aumentando con continuità, quindi come se tale variazione climatica non fosse già iniziata in quegli anni. Comunque appare acclarato che il continuo innalzamento del livello

marino comporterà problemi idrogeologici nelle aree costiere a causa dell'intrusione di acqua marina e del contestuale sollevamento della falda di acqua dolce su di essa galleggiante.

Infine, anche se spesso nel presente lavoro ho anch'io usato (o meglio abusato) verbi al condizionale, voglio ricordare, come scriveva Maurice Lugeon (1928), che "un geologo che parla al condizionale, che cerca di mettersi al sicuro non ha niente da fare in un ambiente di persone concrete come quella degli ingegneri", poichè il geologo deve giungere ad una sua verità che deve poi trasfondere nell'animo dell'ingegnere. E dire che ho passato una vita, dopo la prima Esperienza Geologica all'Università "La Sapienza" di Roma, nelle Facoltà di Ingegneria di Bari, Cosenza, Taranto e Reggio Calabria! Tuttavia la complessità dei fenomeni naturali costringe spesso i geologi ad usare il condizionale e sarebbe errato pensare di poterne evitare l'uso. E' invece fondamentale che il geologo sia capace di trasmettere agli ingegneri, e più in generale ai progettisti, la complessità delle dinamiche connesse ai fenomeni geologici e naturali, per consentire scelte pianificatorie e progettuali che consentano di limitare i potenziali effetti negativi futuri.

Ringraziamenti

Ringrazio il Prof. Ing. Vincenzo Simeone dell'invito per la lezione e per tutto il notevole sostegno successivo.

Ringrazio molto il caro amico e allievo Ing. Matteo Francesco Stancato per gli aiuti, anche al computer.

Ringrazio altresì la Sig.ra Elena Carbone, dei cui disegni degli scorsi decenni ancora mi avvalgo.

Ringrazio la Mia Famiglia che ha sempre, pazientemente, assecondato lo sviluppo della mia attività scientifica.

Ringrazio, in ultimo ma non ultimo, l'amico e collega Prof. Ing. Gregorio Melidoro, prematuramente scomparso, dal quale ho appreso tanto e condiviso per oltre un trentennio esperienze di ricerca e di docenza.

Bibliografia - Lavori citati

Abbaticchio P., Amicarelli V., Balenzano F., Di Pierro M., Guerricchio A. & Melidoro G. (1977) – *Presenza di Natrojarosite (NaFe(SO) OH) nelle Argille Varicolori di Casignana e di Plati (Prov. Reggio Calabria)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XII, II, 121 - 132, Atti del 2° Congresso Nazionale sulle Argille, Bari.

Amicarelli V., Balenzano F., Dell'Anna L., Guerricchio A., Melidoro G. & Petrella M.; (1977) – *Dickite nelle Argille Varicolori dell'Italia Meridionale*. Geol. Appl. e Idrogeol., XII, II, 353 – 368. Atti del 2° Congresso Nazionale sulle Argille, Bari.

Amicarelli V., Dell'Anna L., Di Pierro M., Guerricchio A., Melidoro G. & Petrella M., (1977) – *Alcuni dati sulla composizione chimico-mineralogica e sui caratteri geotecnici delle Argille Varicolori della Calabria*, Geol. Appl. e Idrogeol., XII, II, 429 - 451, 1 Tav. f.t., Atti del 2° Congresso Nazionale sulle Argille, Bari.

Amodio Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin E., Lorenzoni E. & Zuppetta A., (1976) – *L'arco calabro-peloritano nell'orogene Appennino-Magrebide*. Mem. Soc. Geol. It. 17, 1-60, Rome, Italy.

Bard P. Y., (1999) – *Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?* in: "The effects of surface geology on seismic motion", Irikura, Kudo, (Eds.), 1251-1279, Balkema, Rotterdam.

Baratta M., (1901) – *I terremoti d'Italia. Saggio di Storia, Geografia e Bibliografia Sismica Italiana con 136 Sismocartogrammi*. Arnaldo Forni Editore, Bologna.

Beccaluva L., Gabbianelli G., Lucchini F., Rossi P.L., Savelli C., (1985) – *Petrology and K-Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamounts implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin*. Earth Planet Sc. Lett., 74, 187-208.

Bertoni W., Bratti C., Carbognin L., Cesi C., Chierici G.L., Dossena G., Guerricchio A., La Monica U., La Tegola A., & Succetti A., (2000) – *Analysis of subsidence in the Crotona area along the ionian coast of Calabria, Italy*. Proceedings of the VI th International Symposium on Land Subsidence -SISOLS 2000, vol. I, 155-166, Ravenna.

- Bigi S., Calamita F. & Centamore E., (1997) – *Caratteristiche geologico-strutturali dell'area abruzzese ad oriente del Gran Sasso*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1995 (2), 67-76. Camerino, Italy.
- Bousquet J.C., (1973) – *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dan son cadre géologique et géophysique*. Geologica Romana, XII, 1-103, 7 tav. f.t., Roma.
- Bruno G., Guerra I., Moretti A. & Neri G., (1999) – *Space variations of stress along the Tyrrhenian Wadati-Benioff Zone*. PAGEOPH; 156, 667-688.
- Carozzo M.T., Luzio D., Margiotta C. & Quarta T., (1986) Gravity anomaly map of Italy. C.N.R., “Progetto finalizzato geodinamica” – Sub-Project: “Modello strutturale tridimensionale”. Roma.
- Cassa per il Mezzogiorno (1968 -1971) – *Carta Geologica della Calabria*. Scala 1:25000, Fogli vari 46 VI N.O. Poligrafica & Cartevalori – Ercolano (Napoli). Italy.
- Catalano R. & D'Argenio B., (1982) – *Schema geologico della Sicilia. Guida alla geologia della Sicilia occidentale*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, 9-41, Roma.
- Cherubini C., Guerricchio A. & Melidoro G., (1981) – *Fenomeno di scivolamento profondo nelle Argille azzurre plio-calabriere nella Valle del T. Sauro (Lucania), prodotto dal terremoto del 23 Novembre 1980*. Rend. Soc. Geol. It., vol. 4, 155-159, Roma.
- CNR - Carta tettonica d'Italia, (1983), Roma.
- CNR – carte delle isole vulcaniche sottomarine ISMAR, 1970, Pisa.
- Colella A. & Normark W.R. (1984) *High-resolution side-scanning sonar survey of delta slope and inner fan channels of Crati submarine fan ionian sea*. Mem. Soc. Geol. It. V. 27.
- Copat Marconi G., Lena G. & Zezza F., (1981) – *Segnalazione del ritrovamento e della datazione di Cladocora coespitosa nel livello 2-4 m nel tratto di costa calabro-lucana tra Maratea e Belvedere M.mo*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 373-374, Roma.
- Cotecchia V., (1986) – *Ground deformations and slope instability produced by the earthquake of 23 november 1980 in Campania and Basilicata*. Proceeding of the International Symposium on Engineering Geology Problems in Seismic Areas, vol. 5, 31-100, + 1 Tav. f. t., Bari.
- Cotecchia V., Guerricchio A., Melidoro G. (1986) – *The morphogenetic crisis triggered by the 1783 earthquake in Calabria (Southern Italy)*. 1986, International Symposium on "Engineering Geology Problems in Seismic Areas", “Geologia Applicata e Idrogeologia”, XXI, IV, 245-304, 2 tav. f. t., Bari, Italy.
- Cotecchia V., Guerricchio A., Melidoro G. (1995) – *Geologia e Processi di Demolizione Costiera dell'Isola di San Nicola (Tremiti)*. Primo Convegno del Gruppo Nazionale di Geologia Applicata, Giardini Naxos (ME), “Geologia Applicata e Idrogeologia”, XXX, Parte I, 491-507, 1 tav. f. t., Bari, Italy.
- Crescenti U., Crostella A., Donzelli G. & Raffi G., (1969) – *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiana abruzzese – (parte II: litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia)*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 343-420, Roma.
- Crescenti U., Nanni T., Rampoldi R. & Stucchi M., (1977) – *Ancona: considerazioni sismo tettoniche*. Boll. Geol. Appl. Teor. , n. 73-74, Udine.
- Crescenti U., Ciancetti G. F., Coltorti M., Dramis F., Gentili B, Melidoro G., Nanni T., Pambianchi G., Rainone M., Semenza E., Sorriso-Valvo M., Tazioli G.S. & Vivalda P., (1983). *La grande frana di Ancona del 1982*. A.G.I. – Atti del XV Conv. Naz. Geot., Spoleto, vol. III, 31-46, Spoleto.
- D'Argenio B, Ortolani F. & Pescatore T., (1986) – *Geology of the Southern Apennines. A brief outline*. Proc. of the Int. Symp. on “Engineering Geol. Problems in Seismic Areas”, IAEG Italian Group, 6, 135-161, Bari, Italy.
- Dell'Anna L., Di Pierro M., Guerricchio A. & Melidoro G., (1983) – *Geological and Mineralogical Aspects and Geotechnical Approach to the Landslides in the “Crete Nere” Formation in the Noce River Valley, Lucania, Southern Italy*. Mineralogical and Petrographica Acta, vol. 29-A, pp. 629-645, 1 Tav. f.t.
- Dell'Anna L., Guerricchio A. & Melidoro G., (1984) – *Geological, Mineralogical and Geotechnical Aspects of the Landslides in the “Crete Nere Formation” in the Valley of the Noce River (Lucania, Southern Italy)*. I° Congresso Italo – Spagnolo “Le Argille e i Minerali delle Argille” – Seiano di Vico Equense e Amalfi, “Mineralogica et Petrographica Acta”, 1985, XXIX-A, 629-645, Italy.
- Dogliani C., Merlini S. & Cantarella G., (1999) – *Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Jonian sea (central Mediterranean)*. Earth and Planetary Science Letters, 168, 243-254.
- Donzelli G., (1997) – *Studio Geologico della Maiella*. Dipart. di Scienze della Terra, Univ. “G. D'Annunzio”, Chieti, Italy.

- Doglionia A., Galeandro A., Guerricchio A. & Simeone V., (2010) – *Deep seated gravitational slope deformation and hydraulic vulnerability of the low Biferno valley (Southern Italy)*, in: Williams A.L., Pinches G.M., Chin C.Y., McMorran T.J., and Massey C.I., Proceedings of the 11th IAEG Congress, Geologically Active, Taylor and Francis Group, Auckland NZ., Session 1: Geohazards at The Leading Edge – 081, pp 683-689 - ISBN 978-0-415-60034-7.
- Ghisetti F. & Vezzani L., (1983) – *Deformazioni pellicolari mioceniche e plioceniche nei domini strutturali esterni dell'Appennino centro-meridionale (Maiella ed arco Morrone-Gan Sasso)*. Mem. Soc. Geol. It., 26, 563-577, Roma.
- Ghisetti F. & Vezzani L., (1995) – *Localizzazione dello strain e percorsi cinematici nell'Appennino Centrale*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1995 (2), 257-267. Camerino, Italy.
- Gignoux M., (1913) – *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicile*. Ann. Univ. Lyon n.s., 1 (36): 639 p., 42 fig., 21 tav.
- Gliozzi E., (1988) – *I terrazzi marini del Pleistocene superiore della Penisola di Crotona*. Tesi di Dottorato, Università Consorziale di Napoli e Palermo.
- Guarascio M., Marrazzo G. & Fiore L., (1994) – *Ricerca e coltivazione di giacimenti salini nel bacino del Crotonese (Calabria – Italia)*. Cons. Naz. Dei Geologi, VIII Congresso, II, 269-284, Roma.
- Guerricchio A. (1968) – *Rilevamento di alcune tavolette del Foglio Ascoli Piceno-Giulianova*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1969) – *Geologia, fenomeni franosi e Problemi di Difesa del Suolo nel Vallone Colella (Aspromonte)*. Geol. Appl. e Idrogeol., IV, 63-84, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1973) – *Segni premonitori e Collassi delle Grandi Frane nelle Metamorfite della Valle della Fiumara Buonamico (Aspromonte, Calabria)*. Geol. Appl. e Idrogeol., VIII, 315 - 337, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A., (1975) – *Fenomeni gravitativi profondi e struttura geologica nei Monti di Fagnano Castello (Calabria Settentrionale)*. Geol. Appl. e Idrogeol., X, I, pp. 64– 98, Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Valentini G., (1975) – *Un modello matematico per la valutazione dell'erosione tratto dall'esame di pendii calanchivi nelle argille azzurre lucane*. - Geol. Appl. e Idrogeol., X, I, pp. 241– 275, Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1975) – *Ricerche di Geologia Applicata all'Archeologia della Città di Sibari sepolta*. Geol. Appl. e Idrogeol., X, parte I, 107 - 128, 1 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1975) – *Geological investigations applied to the Archeology of the buried city of Sybaris*. Bulletin of IAEG, N° 12, 83 – 88, Krefeld.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Tazioli G.S., (1976) – *Lineamenti Idrogeologici e Subsidenza dei terreni Olocenici della Piana di Sibari*. Riv. Sviluppo, 77-82, Cosenza.
- Guerricchio A. & Zezza F., (1979, a) – *Geomorphological features connected with neotectonics as factors producing instability conditions in Southern Italy*. Superficial mass movements in mountain regions, Polish-Italian Szymbark, Institut Meteorologii Gospodarri Wodney – Warszaw, Polonia.
- Guerricchio A. & Zezza F., (1979, b) – *Carta degli elementi di neotettonica del territorio italiano. Evidenze morfologiche di neotettonica della Puglia e della Lucania centro-orientale*. ENEL, Firenze.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1979, c) – *Contributo alle conoscenze sull'origine dei calanchi nelle argille grigio-azzurre calabriane della Lucania*, Annali della Fac. d'Ing. dell'Universita' di Bari, Nuova Serie, vol. IV, 1 – 34, Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1979, d) – *Fenomeni franosi nelle Formazioni Fliscioidi di Accettura nell'Appennino Lucano con saggio di cartografia*. Geol. Appl. e Idrogeol., XIV, parte I, 55 - 70, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1979, e) – *Deformazioni Gravitative Profonde del tipo "Sackung" nei Monti di Maratea (Lucania)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XIV, parte I, 13 - 22, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1979, e) – *Fenomeni Franosi e Neotettonici nelle Argille Grigio-Azzurre Calabriane di Pisticci (Lucania) con Saggio di Cartografia*. Geol. Appl. e Idrogeol., XIV, parte I, 105 - 138, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1981) – *Movimenti di massa pseudo-tettonici nell'Appennino dell'Italia meridionale*. Geol. Appl. e Idrogeol., XVI, pp. 251– 294, Bari, Italy.

- Guerricchio A. (1982) – *Carsogenesi e movimenti gravitativi nelle formazioni carbonatiche dell'appennino meridionale*. Geol. Appl. e Idrogeol., XVII, parte II, pp. 161-186, Bari, Italy.
- Guerricchio A. (1982) – *Aspetti geologico-applicativi nell'attraversamento con il viadotto autostradale "Italia" della profonda gola del fiume Lao in rocce carbonatiche carsificate*. Geol. Appl. e Idrogeol., XVII, parte II, pp. 269-296, Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1982) – *New views on the origin of badlands in the Plio-Pleistocene clays in Italy*. IV International Congress of the I.A.E.G., New Delhi, India, vol. II, pp. 227-238, Krefeld.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1983) – *Fenomeni franosi ed assetto urbanistico dell'abitato di Lauria (Prov. Potenza)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XVIII, parte I, 385 - 426, 4 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A., (1985) – *Fenomeni Gravitativi Profondi e Struttura Geologica dei Monti di Fagnano Castello (CS, Calabria Settentrionale)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XX, I, 63-98, Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1986) – *Analisi Geomorfologica della Valle del Vaiont prima della Grande Frana del 1963*. Convegno sulla Frana del Vajont, 157-178, Ferrara – Vajont. Ferrara.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1986) – *Problematiche di Geologia Applicata lungo la fascia costiera ionica del Golfo di Taranto*. Convegno su: Evoluzione dei litorali-Problematiche relative al Golfo di Taranto. Centro Ricerche Energia della Trisaia (Rotondella), pp. 3-29, + 4 tavv. f. t., Policoro (Matera).
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1986) – *Slope instability and earthquakes in the Valley of Maratea (Basilicata Region, Italy)*. Int. Symp. on "Engineering Geology Problems in Seismic Areas", vol. 4; Geol. Appl. e Idrogeol., XVI, pp. 57– 62, Bari, Italy.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1986) – *Prime osservazioni strumentali delle deformazioni dei pendii e manifestazioni profonde nella Valle di Maratea (Basilicata, Italia)*. Geologia Tecnica n. 4, 35-48, Roma.
- Guerricchio A., (1986) – *Il problema della difesa dalle catastrofi idrogeologiche: deformazioni gravitative profonde a Casignana, S. Agata del Bianco, Caraffa del Bianco (Reggio Calabria)*. Sviluppo n. 47, 23 - 36, Cosenza.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1987) – *Sulla Dinamica Geomorfologica Recente ed Attuale della Valle di Maratea (Lucania)*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 293-302, Roma.
- Guerricchio A., Lupo M. & Melidoro G., (1987) – *Fenomeni Franosi e Problemi di Difesa del Territorio Comunale di Terranova di Pollino (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., 37, 565-582, 3 tavv. f.t., Roma.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1987) – *Sul Significato delle Deformazioni Misurate nella Valle di Maratea (Basilicata, Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., 37, 53-62, Roma.
- Guerricchio A., (1988) – *Aspetti geologici sull'erosione dei litorali e loro influenza nel campo applicativo*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXIII, 29-78, Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1988) – *Urbanizzazione e Franosità delle Formazioni Sabbiose Plio-Pleistoceniche in Basilicata: il Caso di Senise*. Mem. Soc. Geol. It., 37, 745-774, 4 Tavv. f.t., Roma.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1988) – *Landslides and related phenomena in the territory of Gorgoglione and Cirigliano Towns (Basilicata Region)*. C.N.R. Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche. Convegno su: Cartografia e monitoraggio dei Movimenti Franosi, Sess. Cartografia, pp. 65-85, Bologna.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1988) – *Fenomeni franosi dell'abitato di Stigliano (Basilicata)*. C.N.R. Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche. Convegno su: Cartografia e monitoraggio dei Movimenti Franosi, Sess. Cartografia, pp. 43-63, 1 Tav. f.t., Bologna.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1988) – *Instrumental Observations of the Slope Deformations and Deep Phenomena in Maratea Valley (Italy)*. Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, 415- 422, Lausanne, Switzerland.
- Guerricchio A., (1989 b) – *Lo sprofondamento della collina di Timpa del Salto presso Belvedere di Spinello-Calabria Ionica*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXIV, 27-54, Bari.
- Guerricchio A., (1990) – *Cause tettoniche nelle deviazioni dei fiumi adriatici*. Atti XXII Convegno di Idraulica e Costruzioni idrauliche, 1-19. Ed. Bios, Cosenza, Italy.
- Guerricchio A., (1991) – *Strutture di rotazione a "vortice" nella Catena del Pollino e formazione di bacini di tipo pull-apart, messe in evidenza da immagini da satellite*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXVI, 64– 98, Bari, Italy.

- Guerricchio A. & Mastromattei R., (1991) – *Rischio geologico da movimenti gravitativi profondi del versante su cui ricade l'abitato di Plataci (Calabria Ionica-Settentrionale)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXVI, 293– 320, + 2 tavv. f.t., Bari, Italy.
- Guerricchio A., Guerricchio M. & Maruca A. (1993) – *Prime osservazioni subacquee e ritrovamenti di strutture archeologiche fisse nella zona di mare antistante la costa di Egnazia (BR – Puglia): Considerazioni sulle variazioni delle linee di costa in tempi storici*. Convegno IRFEA, 1-25, Cassano Jonio (CS).
- Guerricchio A., Melidoro G. & Simeone V., (1994) – *Le grandi frane sul versante costiero di Petacciato (Molise)*. Mem. Soc. Geol. It., LI, II, 77^a Riunione estiva-Congresso Nazionale Puglia, Bari.
- Guerricchio A., (1994) – *Strutture a “vortice”, deformazioni gravitative profonde e grandi frane nella catena nord-occidentale del Pollino, in Sila (Calabria sett.) e nella Fossa Bradanica (Basilicata)*. Consiglio Nazionale dei Geologi. VIII Congresso Scienze della Terra e trasformazioni antropiche: un rapporto in evoluzione, 381-414, Roma.
- Guerricchio A. & Ronconi M.L. (1994) – *Geoarcheologia e turismo nell'area crotonese (Calabria Ionica)*, Convegno su Ambiente e Turismo, 124-140– Univ. della Calabria, Rende (CS).
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1995) – *Deformazioni gravitative sul versante ionico dell'Aspromonte (Fiumara Amendolea, Abitanti di Pentidattilo e Palizzi, territorio de “le Saline”, ecc.)*. Guida all'escursione nel bacino della Fiumara Amendolea. I° Convegno Nazionale di Geologia Applicata-Giardini Naxos (Messina). Geol. Appl. e Idrogeol., XXVIII, Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Ronconi M.L., (1995) – *Osservazioni geomorfologiche finalizzate alla ricerca archeologica dell'antico porto di Crotona (Calabria Ionica)*, II Giornata Naz. su: “Le Scienze della Terra e l'Archeometria”. Università di Bologna e Museo Civico di Rovereto, 68-75.
- Guerricchio A., Guerricchio M., Maruca A., (1996 a) – *Strutture archeologiche fisse sommerse a Vasto, Egnazia: Considerazioni sulle linee di costa in tempi storici*. Pubblicazione dell'Università della Calabria, pag. 28, Rende (CS).
- Guerricchio A., Melidoro G. & Ronconi M.L., (1996) – *Sorgenti e modalità di trasporto solido negli alvei delle Fiumare Calabre e suo significato geologico*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 863-885, 4 tavv. f.t., Società Geologica Italiana, Roma.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1996 a) – *Rischi da grandi frane nella fascia costiera adriatica*. Convegno Intern. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della Ricerca Scientifica, Alba 96, 317-330, Alba, Italia.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1996 b) – *Deformazioni gravitative dei versanti costieri di Vasto (Abruzzi)*. Convegno Intern. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della Ricerca Scientifica, Alba 96, 369-381, Alba, Italia.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1996) – *Morfostrutture di grandi scendimenti gravitativi nella fascia costiera tirrenica comprendente la Valle di Maratea*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXXI, pp. 325-336, 2 tavv. f.t., Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1996) – *Convivenza con le grandi frane nella fascia costiera Adriatica*. Convegno su: La stabilità del suolo in Italia – Zonazione della sismicità-frane. Accademia dei Lincei, pp. 277-282, Roma.
- Guerricchio A., (1996 b) – *Deformazioni gravitative dei versanti costieri di Vasto (Abruzzi)*. Convegno Intern. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della Ricerca Scientifica, Alba 96, 369-381, Alba, Italia.
- Guerricchio A., Melidoro G., Mastromattei R. & Ronconi M.L., (1996) – *Neotettonica a “vortice”, Deformazioni Gravitative Profonde e Grandi Frane nella Catena di NW del Pollino (Calabria Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 887-903, 3 tavv. f. t., Roma.
- Guerricchio A. & Ronconi M. L., (1997) – *The geomorphyc modifications produced by the 1783 Calabrian Earthquake on the coastal slope of San Lucido (Tyrrhenian Calabria)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXXII, pp. 99 – 120, Bari, Italy.
- Guerricchio A., Ronconi M.L. (1997) *Osservazioni geomorfologiche nella Piana di Sibari e variazioni delle linee di costa storiche nella zona degli scavi archeologici* Quaderno dell'IRFEA e dall'associazione “Laghi di Sibari”

- Guerricchio A., Cantafora L., Guerricchio M. & Ponte M., (1997) – *Ritrovamenti di strutture archeologiche fisse sommerse nel tratto costiero crotonese tra Strongoli Marina e Le Castella (Calabria)*. Tecniche per la difesa dall'inquinamento. Guardia P. se Terme, 18° Corso di Agg.to, 527-543, Cosenza.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1998) – *Living together with slow gravitational slope deformations in the Maratea Valley, Southern Italy*. 8th Intern. IAEG and the Environment Congress, II, 1237 – 1243, Vancouver, British Columbia, Canada.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1998) – *Serious Problems in the Territory Management due to the Tectonic Uplifting of the Aspromonte Massif (Southern Italy)*. 8th Congress of the International Association of the Engineering Geology, pp.649 – 655, Vancouver, British Columbia, Canada.
- Guerricchio A. & Ronconi M. L., (1998) – *Karst induced by deep gravitational deformations in Cozzo del Pellegrino relief, Northern Calabria, Italy*. 8th Intern. IAEG and the Environment Congress, II, 1231–1235, Vancouver, British Columbia, Canada.
- Guerricchio A., (2000) – *Fenomeni di liquefazione delle sabbie e loro influenza sulle variazioni del reticolo idrografico*. Tecniche per la difesa dall'inquinamento. Guardia P. se Terme, 21° Corso di Agg., 503-528, Editoriale Bios, Cosenza.
- Guerricchio A., Cantafora L., Guerricchio M., & Ponte M., (2000 a) – *Discovery of submerged fixed archaeological structures in the Crotone coastal strip between Strongoli Marina and Le Castella (Calabria region, Italy). Considerations on coastal erosion and subsidence phenomena*. Proceedings of the VIth International Symposium on Land Subsidence- SISOLS 2000, pp 17-31, Ravenna.
- Guerricchio A., (2000 b) – *La fragilità del territorio dell'Italia centro-meridionale desumibile dalle immagini da satellite*. X Congresso Nazionale dei Geologi: Il "Territorio fragile" – Ricerca e Applicazione sul Dissesto Idrogeologico nel Mondo – I, 443-482, Roma.
- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R., Ponte M., Simeone V. & Zimmaro S., (2000) – *Deformazioni gravitative profonde nel territorio di Rosarno (RC) indotte da fenomeni di liquefazione delle sabbie dal "terremoto delle Calabrie" del 1783*. 21° Tecniche per la Difesa dall'Inquinamento, 529-554, Edibios, Cosenza.
- Guerricchio A., (2001) – *Lineamenti Geologici e Problemi di Subsidenza del Bacino Crotonese*. Atti del Convegno "Problemi Geoambientali nella costa fra Capo Colonna e Isola di Capo Rizzuto", pp. 39-59, Le Castella (KR).
- Guerricchio A. & Simeone V., (2001) – *Riflessioni sulla genesi delle Gravine dell'Arco ionico*. Geotalia 2001, III forum Italiano di Scienze della Terra, 114-115, (Riassunto esteso), Chieti.
- Guerricchio A., (2002) – *Consulenza tecnica di parte riguardante il procedimento penale 486/62R.G. a carico della Società ENI-Agip per le attività svolte nelle aree di concessione per la coltivazione di idrocarburi in località Capo Colonna nel territorio comunale di Crotona*. (Relazione inedita).
- Guerricchio A. & Mastromattei R., (2003) – *La ricostruzione del Ponte del Diavolo sul Torrente Raganello (Civita-CS): studio geologico, geomorfologico, geomeccanico e di progettazione ed esecuzione dell'opera*. Ufficio Tecnico di Civita, Cosenza. (Relazione inedita).
- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R. & Ponte M., (2004) – *La fragilità del territorio lungo il versante ionico dell'Aspromonte (Calabria sudorientale)*. I Workshop Modeci su: Modelli Matematici per la Simulazione di Catastrofi Idrogeologiche – Sezione poster; Università della Calabria, Arcavacata di Rende, Cosenza.
- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R. & Ponte M., (2004) – *Il trasporto solido negli alvei delle Fiumare Calabre originato dai debris flows innescati dalle Grandi Frane*. I Workshop Modeci su: Modelli Matematici per la Simulazione di Catastrofi Idrogeologiche; Università della Calabria, Arcavacata di Rende, pp. 91-103, Cosenza.
- Guerricchio A., (2005) – *Tectonics, deep seated slope deformations (DSGSs) and large landslides in Calabria Region (Southern Italy)*. Giornale di Geologia Applicata, I, 73-90, Firenze.
- Guerricchio A. (2005) – *Problematiche geologiche di stabilità per il Ponte sullo Stretto di Messina*. L'Architetto Italiano, 8, 26-29, Roma.
- Guerricchio A., Biamonte V. & Ponte M., (2006) – *Rischio da maremoto conseguente all'attività ed alla franosità dei vulcani sottomarini ed emersi nel Mar Tirreno*. 26° Tecniche per la Difesa dall'Inquinamento, 399-421, Nuova Editoriale Bios, Cosenza.

- Guerricchio A. & Ponte M., (2006) – *Aspetti geologici e di stabilità per il Ponte sullo Stretto di Messina*. 2° Congresso Nazionale AIGA, Bari, Giornale di Geologia Applicata, 3, 83-90, Bari.
- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R. & Ponte M., (2007 a) – *The role of phyllites of Bagni Unit in the DSGSDs in the Savuto River and Iassa Torrent Basins (Calabria Region, Italy)*. Geitalia 2007, Rimini, Italy. (in stampa).
- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R. & Ponte M., (2007 b) – *The wide DSGSD (or Gravitational Territorial Deformation?) in Serra Stella, Spezzano della Sila, triggered by metamorphites of the Bagni Unit (Cosenza Presila, Italy)*. Geitalia 2007, Rimini, Italy. (in stampa).
- Guerricchio A., Biamonte V. & Ponte M., (2008) – *Geometria dei reticoli idrografici e DGPV: un caso emblematico nella Presila Cosentina*. 29° Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, 457-473, Nuova Editoriale Bios, Cosenza.
- Guerricchio A., Biamonte V. De Salvo R. & Ponte M., (2009) – *Il monitoraggio satellitare GPS di elevata precisione applicato alle Deformazioni Gravitazionali Profonde di Versante ed alle grandi frane nel territorio di Falerna-Capo Suvero (CZ)*. III Congresso Nazionale AIGA, San Giovanni Valdarno-Arezzo.
- Guerricchio A., (2010) – *Deformazioni gravitazionali profonde e grandi frane nella Maiella (Abruzzo)*. Ed. Nuova Bios, pp. 9-38, 3 tavv., Cosenza.
- Guerricchio A., (2010) – *Deformazioni gravitazionali profonde e grandi frane nella Maiella (Abruzzo)*. 2010, Geologia Tecnica & Ambientale, n. 4, 43 – 64, Roma.
- Guerricchio A., Doglioni A. & Simeone V. (2011) – *Tettonica gravitativa e macrofrane nell’area fra Scilla e Punta Pezzo (Calabria Meridionale)*. Memorie e Studi del Dip. Difesa del Suolo “V. Marone” – Facoltà d’Ingegneria, pp. 5-31. – Università della Calabria, Rende (CS).
- Guerricchio A., Fortunato G., Guglielmo E. A., Ponte M. & Simeone V., (2011) – *DGPV indotte dal terremoto del 1783 in Calabria e loro incidenza su una grande opera di Ingegneria Civile*. 34° Convegno su: Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, Guardia Piem.se Terme, pp. 205-219, Cosenza.
- Guerricchio A., (2012) – *DGPV e Grandi Frane nella Maiella e la Grande Frana di Petacciato (Abruzzo e Molise)*. Workshop “Principi e metodi di analisi applicati allo studio delle frane”. 36 – 42, Chieti.
- Guerricchio A., Fortunato G. & Ponte M., (2011) – *Landslides in Calabria: High Precision GPS and SAR Interferometric Monitoring about three Case Histories: San Lucido, Capo Suvero and Piana di Lametia*. Closing of the Scientific Research Project of Relevant National Interest 2008 (PRIN 2008) “Advanced methodologies for land instability hazard mapping and landslide occurrence forecasting models in order to mitigate their effects”, Matera, (in press).
- Guerricchio A., (2013) – *Le basi per una zonazione per la pericolosità di aree a rischio di frana*. 2013. 34° Convegno su: Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, Guardia Piem.se Terme, pp. 323-345, Edibios Cosenza (ISSN 2282-5517; ISBN 978-88-97181-24-8).
- Guerricchio A., Simeone V. (2013) *Caratteri geologico -strutturali dell’area di Taranto e potenziali implicazioni sulla genesi del Mar Piccolo di Taranto (Puglia)* 34° Tecniche per la difesa dall’inquinamento, Guardia Piem.se Terme, pp. 219-235, Edibios Cosenza (ISSN 2282-5517; ISBN 978-88-97181-24-8).
- Guerricchio A., (2014) – *Dai pattern dei reticoli idrografici al riconoscimento di alcuni grandi scendimenti tettonico-gravitativi dei versanti occidentali della Sila, delle Serre, del Bacino Crotonese e del M.te Bulgheria (Cilento)*. Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, 35°, pp. 405-429. Guardia P.se Terme (CS).
- Guerricchio A., (2015) – *Frane ciclopiche e DGPV nella fascia costiera calabrese tra la Piana di Gioia Tauro e Punta Pezzo, interessata dal Ponte dello Stretto di Messina*. Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, 36°, 321-354, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guerricchio A., (2015) – *Il Bacino Crotonese: un esempio di grande scendimento gravitativo innescato dal “crickogeno” silano*. Geologia dell’Ambiente 1/2015, pp. 33-47, Roma.
- Guerricchio A. (2016) *Il Canalone di Olbia Stringhe*, rivista di divulgazione scientifico-culturale dell’Università della Calabria N. 2016-1/2016 PP. 86-93.
- Guerricchio A. e Simeone V., (2016) – *La grande deformazione territoriale profonda della Sila Nord-occidentale, con sbarramento del fiume Crati, spostamenti ed “effetti leva” nei terreni della Piana di Sibari, condizionata anche dalla tettonica trascorrente del Pollino*. Geologia Tecnica & Ambientale, 2/3 16, pp. 35 - 54, Roma.
- Guerricchio A. & Simeone V., (2016) – *Preliminary remarks on gravitational tectonic deformations and DSGSD in mount Poro headland, (Calabria- South Italy)*. Cong. SGI, Abstract, pp. 2, Roma.

- Guerricchio A., (2017) – *L'erosione dei litorali in Calabria*. Tecniche per la Difesa del Suolo e dall'Inquinamento, 38°, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guerricchio A., (2017) – *Strutture di blocco (Curve di Imbottigliamento – Restraining Bands) e Grandi Frane nella Catena Costiera e nel Pollino (Calabria Settentrionale)*. Tecniche per la Difesa del Suolo e dall'Inquinamento, 38°, 555 - 572, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guerricchio A., (2018) – *Espulsione da carico del "M.te di Cassano allo Jonio" (C.da Iotte – CS) posteriore all'Interglaciale Riss –Wurm (?), (80.000 – 130.000 anni fa)*. Tecniche per la Difesa del Suolo e dall'Inquinamento, 39°, 69 - 96, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guerricchio A., (2018) – *Sismicity triggered by artificial bacines: two case histories in central and southern Italy*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue 1 (2018)@Sapienza Università Editrice. Roma.
- Guerricchio A., Simeone V. & Stancato M.F., (2019) – *Le deformazioni tettonico – gravitative nel Bacino del F. Lao (Calabria Settentrionale)*. Tecniche per la Difesa dall'Inquinamento, 40°, 225-250, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guerricchio A., Fortunato G. & Ponte M., (2019) – *Landslides in Calabria: High Precision GPS and SAR Interferometric Monitoring about three Case Histories: San Lucido, Capo Suvero and Piana di Lametia*. Tecniche per la Difesa del Suolo e dall'Inquinamento, 40°, 251-268, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guida D., Guida M., Perriello Zampelli S., Vallario A. & Viggiani A. S., (1987) – *Deformazioni Gravitative al margine di morfostrutture carbonatiche: un esempio nel Monte Bulgheria (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., vol 37, 363-373, Roma.
- Heim A., (1932) – *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz und Wasmuth, Zurich, pp. 218.
- Hendron A. J., Patton F. D. & Anderson D. L., (1985) – *The Vaiont Slide, a geotechnical analysis based on new geologic observations of the failure surface*. Technical Report GI-85-5. Department of the Army – US Army Corps of Engineers, Washington Dc 20314-1000, vol. I and II.
- Hutchinson J. N., (1973) – *The response of London Clay cliffs to differing rates of toe erosion*. Geol. Appl. e Idrogeol., VIII, pp. 221 – 239, Bari, Italy.
- Lentini F., Carbone S., (2013) – *Geologia della Sicilia – (Geology of Sicily) - II - Il dominio d'avampaese – (The foreland domain)*, 31 – 98.
- Lisitzin E., (1974) – *Sea level changes*. Elsevier scientific publications comp., Amsterdam.
- Mahr T., (1977) – *Deep-reaching Gravitational Deformations of High Mountain Slopes*. Int. Ass. Eng. Geology Bull., 16, 121-127.
- Melidoro G., (1966) – *Scorrimenti gravitativi quaternari di argille scagliose ofiolitifere e frane indotte nei depositi pleistocenici dei dintorni di Cassano allo Jonio*. Geol. Appl. e Idrogeol., 1, 87-91, 1 tav. f.t., Bari.
- Melidoro G. & Guerricchio A., (1969) – *Geologia, fenomeni franosi e problemi di Difesa del suolo nel Vallone Colella (Aspromonte)*. Geol. Appl. e Idrogeol., IV, 63-83, Bari.
- Melidoro G., (1986) – *Relazione introduttiva*. Convegno sulla Frana del Vajont, 31-47, Ferrara – Vajont. Ferrara.
- Melidoro G. & Mezzabotta M., (1996) – *"Monitoraggio" ultrasecolare delle deformazioni gravitative costiere adriatiche*. Convegno Intern. "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della Ricerca Scientifica, Alba 96, 343-356, Alba, Italia.
- Miyauchi T., Dai PraG. & Sylos Labini S. (1994) – *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy*. Il Quaternario, 7 (1), 13-14.
- Moretti A., (1993) – *Note sull'evoluzione tettonico stratigrafica del Bacino Crotonese dopo la fine del Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., 112, 845-867.
- Moretti A. & Guerra I., (1997) – *Tettonica dal Messiniano ad oggi in Calabria: implicazioni sulla geodinamica del sistema Tirreno - Arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., 116, 125-142.
- Mostardini F. & Merlini S., (1986) – *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202, Roma.
- Nemcok A. (1972) – *Gravitational slope deformations in high mountains*. Proc. 24th Int. Geol. Congress, 13, 132-141, Montreal, Canada.
- Ogniben L., (1955) – *Le Argille Scagliose del Crotonese*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Napoli, 6, 1-72, Napoli.

- Ogniben L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro - lucano*. Mem. Soc. Geol. It., VIII, 4, 453-763, Pisa.
- Ogniben L., (1973) – *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geologica Romana, XII, 243 – 585, Roma.
- Ortolani F. & Pagliuca S., (1995) – *Climatic variations and crisis in the anthropized environment in the Mediterranean Region*. Proc. Geosciences, Archaeology Seminar. The Geological Survey of Egypt, Special publ. N 70.
- Ortolani F., Pennetta M. & Toccaceli M.R., (1995) – *Evoluzione morfostrutturale pleistocenico-olocenica del Golfo di Policastro e movimenti di massa profondi*. IRPI-CNR-Atti Conv. Naz. sui “Grandi fenomeni gravitativi lenti nei centri abitati delle regioni alpine ed appenniniche”, Maratea.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U., (1991) – *La zona di giunzione tra l’arco appenninico meridionale nell’Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1991/2, CROP 11, 417-441, Camerino, Italy.
- Roda C., (1964) – *Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese*. Geologica Romana, III, 319-366.
- Roveri M., Bernasconi A., Rossi M.E., Visentin C., (1992) – *Sedimentary evolution of the Luna Field Area, Calabria, Southern Italy*. Generation, Accumulation and Production of Europe’s Hydrocarbons II, A.M. Spencer (Ed.). Special Publication of the European Association of Petroleum Geologists, N° 2, 217-224.
- Scandone P., Sgrosso I. & Bruno F., (1964) – *Appunti di geologia sul Monte Bulgheria (SA)*. Boll. Soc. Nat., 72, 19 – 26, Napoli.
- Schmiedt G., (1972) – *Il livello antico del Mar Tirreno. Testimonianze dei resti archeologici*. Ed. Olschki M.
- Scisciani V., Calamita F., Bigi S., De Girolamo C. & Paltrinieri W., (2000) – *The influence of synorogenic normal fault on Pliocene thrust system development: the Maiella structure (Central Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 193-204, Roma.
- Selli R., Trevisan L., Carloni G. C., Mazzanti R. & Ciabatti M., (1964) – *La frana del Vaiont*. Giornale di Geologia, S. 2, vol. 32/1, Bologna.
- Semenza E., (1965) – *Sintesi degli studi geologici della frana del Vaiont dal 1959 al 1964*. Mem. Museo Tridentino Sc. Nat., vol 16.
- Semenza E. & Sapigni M. (1986) – *Carta e profili geologici della Valle del Vaiont e zone limitrofe*. Convegno sulla frana del Vaiont, Ferrara-Vaiont. Ferrara.
- Semenza E. & Melidoro G. (Ed.s), (1992) – *Proceedings of the meeting on the 1963 Vaiont landslide (1986)*. Sezione Italiana IAEG e Dip. Sc. Geol. e Paleontologiche Università di Ferrara.
- Semenza E., (2001) – *La Storia del Vaiont (raccontata dal Geologo che ha scoperto la frana)*. Pag. 279, Tecomproject Editore Multimediale, Padova.
- Signorini R., (1942) – *Cenni sulla formazione gessoso-solfifera nel bacino del F. Neto in Calabria*. Rdc. R. Acc. Sc. Fis. Mat. Soc., Napoli, S. 4, 12, 1-16, Napoli.
- Signorini R., (1956) – *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., 75, 69 – 93, Roma.
- Sorriso Valvo M., (1984) – *Deep-seated gravitational slope deformation in Calabria (Italy)*. Comm. Coll. “Mouvements des Terrains”, Serie documents du BRGM, 83, 81-90, Caen, France.
- Stini J., (1910) – *Die Muren: Versuch einer Monographie mit besonderer Beruchsichtigung der Verhältnisse in der Tiroler Alpen*. 139 p., Innsbruck, Wagner.
- Stini J., (1941) – *Unsere Taler Wachsen zu: Geologie und Bauwesen*, Jahrg. 13, H, vol. 3, 71-79.
- Stini J., (1943) – *Geologie und Bauwesen*. Springer – Verlag.
- Suess F. E., (1874) – *Die Erbeben in sudlichen Italien*. Sitz. Akad. Wiss. Wien, math. Nat. kL 34/1 – 32.
- Ter Stepanian G., (1977) – *Deep Reaching Gravitational Deformation of Mountain Slopes*. IAEG Bull., 16, 87-94, Krefeld.
- Tinti S., Maramai A. & Graziani L., (2004) – *The New Catalogue of Italian Tsunamis*. Natural Hazards, vol. 33, n. 3, 437-463.
- Tortorici G. (1983) – *Carta Neotettonica*
- Trollope D. H., (1980) – *The Vajont Slope Failure*. Rock Mechanics, vol. 13.

- Van Dijk J.P., Scheepers P.J.J., (1995) – *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the central Mediterranean*. Earth Science Reviews.
- Varnes D.J., (1979) – *Slope movements: types and processes*. In: Landslides Analysis and Control. Schuster R. L. & Kriezeck R. J. Eds. National Academy of Science, Tsp Research Board, Spec. Rep. 176, 11 – 33, Washington D.C.
- Vecsei A., Sanders D., Bernoulli D., Eberli G. & Pignatti J. S., (1998) – *Cretaceous to Miocene sequence stratigraphy and evolution of the Maiella carbonate platform margin, Italy*. Mesozoic and Cenozoic Sequence stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication, 60, 54-73.
- Viparelli M., (1979) – *Sulla formazione del trasporto solido dei torrenti*. Moderne vedute sulla meccanica dei fenomeni fluviali, 41-56, Bressanone (Brixen).
- Zischinsky U., (1966) – *On the deformations of high slopes*. Proc. 1st Congress Int. Soc. Rock Mech., 2, 179-185, Lisbon, Portugal.

Bibliografia - Lavori citati

- Abbaticchio P., Amicarelli V., Balenzano F., Di Pierro M., Guerricchio A & Melidoro G. (1977) – *Presenza di Natrojarosite (NaFe(SO) OH) nelle Argille Varicolori di Casignana e di Platì (Prov. Reggio Calabria)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XII, II, 121 - 132, Atti del 2° Congresso Nazionale sulle Argille, Bari.
- Amicarelli V., Balenzano F., Dell'Anna L., Guerricchio A., Melidoro G. & Petrella M.; (1977) – *Dickite nelle Argille Varicolori dell'Italia Meridionale*. Geol. Appl. e Idrogeol., XII, II, 353 – 368. Atti del 2° Congresso Nazionale sulle Argille, Bari.
- Amicarelli V., Dell'Anna L., Di Pierro M., Guerricchio A., Melidoro G. & Petrella M., (1977) – *Alcuni dati sulla composizione chimico-mineralogica e sui caratteri geotecnici delle Argille Varicolori della Calabria*, Geol. Appl. e Idrogeol., XII, II, 429 - 451, 1 Tav. f.t., Atti del 2° Congresso Nazionale sulle Argille, Bari.
- Amodio Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin E., Lorenzoni E. & Zuppetta A., (1976) – *L'arco calabro-peloritano nell'orogene Appennino-Magrebide*. Mem. Soc. Geol. It. 17, 1-60, Rome, Italy.
- Bard P. Y., (1999) – *Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?* in: “The effects of surface geology on seismic motion”, Irikura, Kudo, (Eds.), 1251-1279, Balkema, Rotterdam.
- Baratta M., (1901) – *I terremoti d'Italia. Saggio di Storia, Geografia e Bibliografia Sismica Italiana con 136 Sismocartogrammi*. Arnaldo Forni Editore, Bologna.
- Beccaluva L., Gabbianelli G., Lucchini F., Rossi P.L., Savelli C., (1985) – *Petrology and K-Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamounts implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin*. Earth Planet Sc. Lett., 74, 187-208.
- Bertoni W., Bratti C., Carbognin L., Cesi C., Chierici G.L., Dossena G., Guerricchio A., La Monica U., La Tegola A., & Succetti A., (2000) – *Analysis of subsidence in the Crotona area along the ionian coast of Calabria, Italy*. Proceedings of the VI th International Symposium on Land Subsidence -SISOLS 2000, vol. I, 155-166, Ravenna.
- Bigi S., Calamita F. & Centamore E., (1997) – *Caratteristiche geologico-strutturali dell'area abruzzese ad oriente del Gran Sasso*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1995 (2), 67-76. Camerino, Italy.
- Bousquet J.C., (1973) – *La tectonique récente de l'Apennin calabro – lucanien dan son cadre géologique et géophysique*. Geologica Romana, XII, 1-103, 7 tav. f.t., Roma.
- Bruno G., Guerra I., Moretti A. & Neri G., (1999) – *Space variations of stress along the TyrrhenianWadati-Benioff Zone*. PAGEOPH; 156, 667-688.
- Carrozzo M.T., Luzio D., Margiotta C. & Quarta T., (1986) Gravity anomaly map of Italy. C.N.R., “Progetto finalizzato geodinamica” – Sub-Project: “Modello strutturale tridimensionale”. Roma.
- Cassa per il Mezzogiorno (1968 -1971) – *Carta Geologica della Calabria*. Scala 1:25000, Fogli vari 46 VI N.O. Poligrafica & Cartevalori – Ercolano (Napoli). Italy.
- Catalano R. & D'Argenio B., (1982) – *Schema geologico della Sicilia. Guida alla geologia della Sicilia occidentale*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, 9-41, Roma.

- Cherubini C., Guerricchio A. & Melidoro G., (1981) – *Fenomeno di scivolamento profondo nelle Argille azzurre plio-calabriere nella Valle del T. Sauro (Lucania), prodotto dal terremoto del 23 Novembre 1980*. Rend. Soc. Geol. It., vol. 4, 155-159, Roma.
- CNR - Carta tettonica d'Italia, (1983), Roma.
- CNR – Carte delle isole vulcaniche sottomarine ISMAR, 1970, Pisa.
- Colella A. & Normark W.R. (1984) *High-resolution side-scanning sonar survey of delta slope and inner fan channels of Crati submarine fan ionian sea*. Mem. Soc. Geol. It. V. 27.
- Copat Marconi G., Lena G. & Zezza F., (1981) – *Segnalazione del ritrovamento e della datazione di Cladocora coespitosa nel livello 2-4 m nel tratto di costa calabro-lucana tra Maratea e Belvedere M.mo*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 373-374, Roma.
- Cotecchia V., (1986) – *Ground deformations and slope instability produced by the earthquake of 23 november 1980 in Campania and Basilicata*. Proceeding of the International Symposium on Engineering Geology Problems in Seismic Areas, vol. 5, 31-100, + 1 Tav. f. t., Bari.
- Cotecchia V., Guerricchio A., Melidoro G. (1986) – *The morphogenetic crisis triggered by the 1783 earthquake in Calabria (Southern Italy)*. 1986, International Symposium on "Engineering Geology Problems in Seismic Areas", "Geologia Applicata e Idrogeologia", XXI, IV, 245-304, 2 tav. f. t., Bari, Italy.
- Cotecchia V., Guerricchio A., Melidoro G. (1995) – *Geologia e Processi di Demolizione Costiera dell'Isola di San Nicola (Tremiti)*. Primo Convegno del Gruppo Nazionale di Geologia Applicata, Giardini Naxos (ME), "Geologia Applicata e Idrogeologia", XXX, Parte I, 491-507, 1 tav. f. t., Bari, Italy.
- Crescenti U., Crostella A., Donzelli G. & Raffi G., (1969) – *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiana abruzzese – (parte II: litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia)*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 343-420, Roma.
- Crescenti U., Nanni T., Rampoldi R. & Stucchi M., (1977) – *Ancona: considerazioni sismo tettoniche*. Boll. Geol. Appl. Teor. , n. 73-74, Udine.
- Crescenti U., Ciancetti G. F., Coltorti M., Dramis F., Gentili B., Melidoro G., Nanni T., Pambianchi G., Rainone M., Semenza E., Sorriso-Valvo M., Tazioli G.S. & Vivalda P., (1983). *La grande frana di Ancona del 1982*. A.G.I. – Atti del XVConv. Naz. Geot., Spoleto, vol. III, 31-46, Spoleto.
- D'Argenio B, Ortolani F. & Pescatore T., (1986) – *Geology of the Southern Apennines. A brief outline*. Proc. of the Int. Symp. on "Engineering Geol. Problems in Seismic Areas", IAEG Italian Group, 6, 135-161, Bari, Italy.
- Dell'Anna L., Di Pierro M., Guerricchio A. & Melidoro G., (1983) – *Geological and Mineralogical Aspects and Geotechnical Approach to the Landslides in the "Crete Nere" Formation in the Noce River Valley, Lucania, Southern Italy*. Mineralogical and Petrographica Acta, vol. 29-A, pp. 629-645, 1 Tav. f.t.
- Dell'Anna L., Guerricchio A. & Melidoro G., (1984) – *Geological, Mineralogical and Geotechnical Aspects of the Landslides in the "Crete Nere Formation" in the Valley of the Noce River (Lucania, Southern Italy)*. I° Congresso Italo – Spagnolo "Le Argille e i Minerali delle Argille" – Seiano di Vico Equense e Amalfi, "Mineralogica et Petrographica Acta", 1985, XXIX-A, 629-645, Italy.
- Dogliani C., Merlini S. & Cantarella G., (1999) – *Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Jonian sea (central Mediterranean)*. Earth and Planetary Science Letters, 168, 243-254.
- Donzelli G., (1997) – *Studio Geologico della Maiella*. Dipart. di Scienze della Terra, Univ. "G. D'Annunzio", Chieti, Italy.
- Dogliani A., Galeandro A., Guerricchio A. & Simeone V., (2010) – *Deep seated gravitational slope deformation and hydraulic vulnerability of the low Biferno valley (Southern Italy)*, in: Williams A.L., Pinches G.M., Chin C.Y., McMorran T.J., and Massey C.I., Proceedings of the 11th IAEG Congress, Geologically Active, Taylor and Francis Group, Auckland NZ., Session 1: Geohazards at The Leading Edge – 081, pp 683-689 - ISBN 978-0-415-60034-7.
- Galli P., Bosi V. (2002) *Paleoseismology along the Cittanova fault: Implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy)* Journal of Geophysical Research, vol. 107, n. B3, 2044 10.1029/2001JB000234
- Galli P., Bosi V. (2002) *New paleoseismic data from the Lakes and Serre faultes: seismotectonic implications for Calabria (Southern Italy)* Boll. Soc. Geo. It. (Ital. J. Geosci.), vol. 126, n. 2, 347-364

- Ghisetti F. & Vezzani L., (1983) – *Deformazioni pellicolari mioceniche e plioceniche nei domini strutturali esterni dell'Appennino centro-meridionale (Maiella ed arco Morrone-Gan Sasso)*. Mem. Soc. Geol. It., 26, 563-577, Roma.
- Ghisetti F. & Vezzani L., (1995) – *Localizzazione dello strain e percorsi cinematici nell'Appennino Centrale*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1995 (2), 257-267. Camerino, Italy.
- Gignoux M., (1913) – *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicile*. Ann. Univ. Lyon n.s., 1 (36): 639 p., 42 fig., 21 tav.
- Gliozzi E., (1988) – *I terrazzi marini del Pleistocene superiore della Penisola di Crotona*. Tesi di Dottorato, Università Consorziale di Napoli e Palermo.
- Guarascio M., Marrazzo G. & Fiore L., (1994) – *Ricerca e coltivazione di giacimenti salini nel bacino del Crotonese (Calabria – Italia)*. Cons. Naz. Dei Geologi, VIII Congresso, II, 269-284, Roma.
- Guerricchio A. (1968) – *Rilevamento di alcune tavolette del Foglio Ascoli Piceno-Giulianova*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1969) – *Geologia, fenomeni Franosi e Problemi di Difesa del Suolo nel Vallone Colella (Aspromonte)*. Geol. Appl. e Idrogeol., IV, 63-84, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1973) – *Segni premonitori e Collassi delle Grandi Frane nelle Metamorfiti della Valle della Fiumara Buonamico (Aspromonte, Calabria)*. Geol. Appl. e Idrogeol., VIII, 315 - 337, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A., (1975) – *Fenomeni gravitativi profondi e struttura geologica nei Monti di Fagnano Castello (Calabria Settentrionale)*. Geol. Appl. e Idrogeol., X, I, pp. 64– 98, Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Valentini G., (1975) – *Un modello matematico per la valutazione dell'erosione tratto dall'esame di pendii calanchivi nelle argille azzurre lucane*. - Geol. Appl. e Idrogeol., X, I, pp. 241– 275, Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1975) – *Ricerche di Geologia Applicata all'Archeologia della Città di Sibari sepolta*. Geol. Appl. e Idrogeol., X, parte I, 107 - 128, 1 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1975) – *Geological investigations applied to the Archeology of the buried city of Sybaris*. Bulletin of IAEG, N° 12, 83 – 88, Krefeld.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Tazioli G.S., (1976) – *Lineamenti Idrogeologici e Subsidenza dei terreni Olocenici della Piana di Sibari*. Riv. Sviluppo, 77-82, Cosenza.
- Guerricchio A. & Zezza F., (1979, a) – *Geomorphological features connected with neotectonics as factors producing instability conditions in Southern Italy*. Superficial mass movements in mountain regions, Polish-Italian Szymbark, Institut Meteorologii Gospodarki Wodney – Warszav, Polonia.
- Guerricchio A. & Zezza F., (1979, b) – *Carta degli elementi di neotettonica del territorio italiano. Evidenze morfologiche di neotettonica della Puglia e della Lucania centro-orientale*. ENEL, Firenze.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1979, c) – *Contributo alle conoscenze sull'origine dei calanchi nelle argille grigio-azzurre calabriane della Lucania*, Annali della Fac. d'Ing. dell'Universita' di Bari, Nuova Serie, vol. IV, 1 – 34, Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1979, d) – *Fenomeni franosi nelle Formazioni Fliscioidi di Accettura nell'Appennino Lucano con saggio di cartografia*. Geol. Appl. e Idrogeol., XIV, parte I, 55 - 70, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1979, e) – *Deformazioni Gravitative Profonde del tipo "Sackung" nei Monti di Maratea (Lucania)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XIV, parte I, 13 - 22, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1979, e) – *Fenomeni Franosi e Neotettonici nelle Argille Grigio-Azzurre Calabriane di Pisticci (Lucania) con Saggio di Cartografia*. Geol. Appl. e Idrogeol., XIV, parte I, 105 - 138, 2 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1981) – *Movimenti di massa pseudo-tettonici nell'Appennino dell'Italia meridionale*. Geol. Appl. e Idrogeol., XVI, pp. 251– 294, Bari, Italy.
- Guerricchio A. (1982) – *Carsogenesi e movimenti gravitativi nelle formazioni carbonatiche dell'appennino meridionale*. Geol. Appl. e Idrogeol., XVII, parte II, pp. 161-186, Bari, Italy.
- Guerricchio A. (1982) – *Aspetti geologico-applicativi nell'attraversamento con il viadotto autostradale "Italia" della profonda gola del fiume Lao in rocce carbonatiche carsificate*. Geol. Appl. e Idrogeol., XVII, parte II, pp. 269-296, Bari, Italy.

- Guerricchio A. & Melidoro G., (1982) – *New views on the origin of badlands in the Plio-Pleistocene clays in Italy*. IV International Congress of the I.A.E.G., New Delhi, India, vol. II, pp. 227-238, Krefeld.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1983) – *Fenomeni franosi ed assetto urbanistico dell'abitato di Lauria (Prov. Potenza)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XVIII, parte I, 385 - 426, 4 Tav. f.t., Bari.
- Guerricchio A., (1985) – *Fenomeni Gravitativi Profondi e Struttura Geologica dei Monti di Fagnano Castello (CS, Calabria Settentrionale)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XX, I, 63-98, Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1986) – *Analisi Geomorfologica della Valle del Vaiont prima della Grande Frana del 1963*. Convegno sulla Frana del Vajont, 157-178, Ferrara – Vajont. Ferrara.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1986) – *Problematiche di Geologia Applicata lungo la fascia costiera ionica del Golfo di Taranto*. Convegno su: Evoluzione dei litorali-Problematiche relative al Golfo di Taranto. Centro Ricerche Energia della Trisaia (Rotondella), pp. 3-29, + 4 tavv. f. t., Policoro (Matera).
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1986) – *Slope instability and earthquakes in the Valley of Maratea (Basilicata Region, Italy)*. Int. Symp. on “Engineering Geology Problems in Seismic Areas”, vol. 4; Geol. Appl. e Idrogeol., XVI, pp. 57– 62, Bari, Italy.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1986) – *Prime osservazioni strumentali delle deformazioni dei pendii e manifestazioni profonde nella Valle di Maratea (Basilicata, Italia)*. Geologia Tecnica n. 4, 35-48, Roma.
- Guerricchio A., (1986) – *Il problema della difesa dalle catastrofi idrogeologiche: deformazioni gravitative profonde a Casignana, S. Agata del Bianco, Caraffa del Bianco (Reggio Calabria)*. Sviluppo n. 47, 23 - 36, Cosenza.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1987) – *Sulla Dinamica Geomorfologica Recente ed Attuale della Valle di Maratea (Lucania)*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 293-302, Roma.
- Guerricchio A., Lupo M. & Melidoro G., (1987) – *Fenomeni Franosi e Problemi di Difesa del Territorio Comunale di Terranova di Pollino (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., 37, 565-582, 3 tavv. f.t., Roma.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1987) – *Sul Significato delle Deformazioni Misurate nella Valle di Maratea (Basilicata, Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., 37, 53-62, Roma.
- Guerricchio A., (1988) – *Aspetti geologici sull'erosione dei litorali e loro influenza nel campo applicativo*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXIII, 29-78, Bari.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1988) – *Urbanizzazione e Franosità delle Formazioni Sabbiose Plio-Pleistoceniche in Basilicata: il Caso di Senise*. Mem. Soc. Geol. It., 37, 745-774, 4 Tavv. f.t., Roma.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1988) – *Landslides and related phenomena in the territory of Gorgoglione and Cirigliano Towns (Basilicata Region)*. C.N.R. Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche. Convegno su: Cartografia e monitoraggio dei Movimenti Franosi, Sess. Cartografia, pp. 65-85, Bologna.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1988) – *Fenomeni franosi dell'abitato di Stigliano (Basilicata)*. C.N.R. Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche. Convegno su: Cartografia e monitoraggio dei Movimenti Franosi, Sess. Cartografia, pp. 43-63, 1 Tav. f.t., Bologna.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., (1988) – *Instrumental Observations of the Slope Deformations and Deep Phenomena in Maratea Valley (Italy)*. Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, 415- 422, Lausanne, Switzerland.
- Guerricchio A., (1989 b) – *Lo sprofondamento della collina di Timpa del Salto presso Belvedere di Spinello-Calabria Ionica*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXIV, 27-54, Bari.
- Guerricchio A., (1990) – *Cause tettoniche nelle deviazioni dei fiumi adriatici*. Atti XXII Convegno di Idraulica e Costruzioni idrauliche, 1-19. Ed. Bios, Cosenza, Italy.
- Guerricchio A., (1991) – *Strutture di rotazione a “vortice” nella Catena del Pollino e formazione di bacini di tipo pull-apart, messe in evidenza da immagini da satellite*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXVI, 64– 98, Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Mastromattei R., (1991) – *Rischio geologico da movimenti gravitativi profondi del versante su cui ricade l'abitato di Plataci (Calabria Ionica-Settentrionale)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXVI, 293– 320, + 2 tavv. f.t., Bari, Italy.
- Guerricchio A., Guerricchio M. & Maruca A. (1993) – *Prime osservazioni subacquee e ritrovamenti di strutture archeologiche fisse nella zona di mare antistante la costa di Egnazia (BR – Puglia): Considerazioni sulle variazioni delle linee di costa in tempi storici*. Convegno IRFEA, 1-25, Cassano Jonio (CS).

- Guerricchio A., Melidoro G. & Simeone V., (1994) – *Le grandi frane sul versante costiero di Petacciato (Molise)*. Mem. Soc. Geol. It., LI, II, 77^a Riunione estiva-Congresso Nazionale Puglia, Bari.
- Guerricchio A., (1994) – *Strutture a “vortice”, deformazioni gravitative profonde e grandi frane nella catena nord-occidentale del Pollino, in Sila (Calabria sett.) e nella Fossa Bradanica (Basilicata)*. Consiglio Nazionale dei Geologi. VIII Congresso Scienze della Terra e trasformazioni antropiche: un rapporto in evoluzione, 381-414, Roma.
- Guerricchio A. & Ronconi M.L. (1994) – *Geoarcheologia e turismo nell’area crotonese (Calabria Ionica)*, Convegno su Ambiente e Turismo, 124-140– Univ. della Calabria, Rende (CS).
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1995) – *Deformazioni gravitative sul versante ionico dell’Aspromonte (Fiumara Amendolea, Abitati di Pentidattilo e Palizzi, territorio de “le Saline”, ecc.)*. Guida all’escursione nel bacino della Fiumara Amendolea. I° Convegno Nazionale di Geologia Applicata-Giardini Naxos (Messina). Geol. Appl. e Idrogeol., XXVIII, Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Ronconi M.L., (1995) – *Osservazioni geomorfologiche finalizzate alla ricerca archeologica dell’antico porto di Crotona (Calabria Ionica)*, II Giornata Naz. su: “Le Scienze della Terra e l’Archeometria”. Università di Bologna e Museo Civico di Rovereto, 68-75.
- Guerricchio A., Guerricchio M., Maruca A., (1996 a) – *Strutture archeologiche fisse sommerse a Vasto, Egnatia: Considerazioni sulle linee di costa in tempi storici*. Pubblicazione dell’Università della Calabria, pag. 28, Rende (CS).
- Guerricchio A., Melidoro G. & Ronconi M.L., (1996) – *Sorgenti e modalità di trasporto solido negli alvei delle Fiumare Calabre e suo significato geologico*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 863-885, 4 tavv. f.t., Società Geologica Italiana, Roma.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1996 a) – *Rischi da grandi frane nella fascia costiera adriatica*. Convegno Intern. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della Ricerca Scientifica, Alba 96, 317-330, Alba, Italia.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1996 b) – *Deformazioni gravitative dei versanti costieri di Vasto (Abruzzi)*. Convegno Intern. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della Ricerca Scientifica, Alba 96, 369-381, Alba, Italia.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1996) – *Morfostrutture di grandi scendimenti gravitativi nella fascia costiera tirrenica comprendente la Valle di Maratea*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXXI, pp. 325-336, 2 tavv. f.t., Bari, Italy.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1996) – *Convivenza con le grandi frane nella fascia costiera Adriatica*. Convegno su: La stabilità del suolo in Italia – Zonazione della sismicità-frane. Accademia dei Lincei, pp. 277-282, Roma.
- Guerricchio A., (1996 b) – *Deformazioni gravitative dei versanti costieri di Vasto (Abruzzi)*. Convegno Intern. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della Ricerca Scientifica, Alba 96, 369-381, Alba, Italia.
- Guerricchio A., Melidoro G., Mastromattei R. & Ronconi M.L., (1996) – *Neotettonica a “vortice”, Deformazioni Gravitative Profonde e Grandi Frane nella Catena di NW del Pollino (Calabria Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 887-903, 3 tavv. f. t., Roma.
- Guerricchio A. & Ronconi M. L., (1997) – *The geomorphyc modifications produced by the 1783 Calabrian Earthquake on the coastal slope of San Lucido (Tyrrhenian Calabria)*. Geol. Appl. e Idrogeol., XXXII, pp. 99 – 120, Bari, Italy.
- Guerricchio A., Ronconi M.L. (1997) *Osservazioni geomorfologiche nella Piana di Sibari e variazioni delle linee di costa storiche nella zona degli scavi archeologici* Quaderno dell’IRFEA e dall’associazione “Laghi di Sibari”
- Guerricchio A., Cantafora L., Guerricchio M. & Ponte M., (1997) – *Ritrovamenti di strutture archeologiche fisse sommerse nel tratto costiero crotonese tra Strongoli Marina e Le Castella (Calabria)*. Tecniche per la difesa dall’inquinamento. Guardia P. se Terme, 18° Corso di Agg.to, 527-543, Cosenza.
- Guerricchio A. & Melidoro G., (1998) – *Living together with slow gravitational slope deformations in the Maratea Valley, Southern Italy*. 8th Intern. IAEG and the Environment Congress, II, 1237 – 1243, Vancouver, British Columbia, Canada.

- Guerricchio A. & Melidoro G., (1998) – *Serious Problems in the Territory Management due to the Tectonic Uplifting of the Aspromonte Massif (Southern Italy)*. 8th Congress of the International Association of the Engineering Geology, pp.649 – 655, Vancouver, British Columbia, Canada.
- Guerricchio A. & Ronconi M. L., (1998) – *Karst induced by deep gravitational deformations in Cozzo del Pellegrino relief, Northern Calabria, Italy*. 8th Intern. IAEG and the Environment Congress, II, 1231–1235, Vancouver, British Columbia, Canada.
- Guerricchio A., (2000) – *Fenomeni di liquefazione delle sabbie e loro influenza sulle variazioni del reticolo idrografico*. Tecniche per la difesa dall'inquinamento. Guardia P. se Terme, 21° Corso di Agg., 503-528, Editoriale Bios, Cosenza.
- Guerricchio A., Cantafora L., Guerricchio M., & Ponte M., (2000 a) – *Discovery of submerged fixed archaeological structures in the Crotone coastal strip between Strongoli Marina and Le Castella (Calabria region, Italy). Considerations on coastal erosion and subsidence phenomena*. Proceedings of the VIth International Symposium on Land Subsidence- SISOLS 2000, pp 17-31, Ravenna.
- Guerricchio A., (2000 b) – *La fragilità del territorio dell'Italia centro-meridionale desumibile dalle immagini da satellite*. X Congresso Nazionale dei Geologi: Il "Territorio fragile" – Ricerca e Applicazione sul Dissesto Idrogeologico nel Mondo – I, 443-482, Roma.
- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R., Ponte M., Simeone V. & Zimmaro S., (2000) – *Deformazioni gravitative profonde nel territorio di Rosarno (RC) indotte da fenomeni di liquefazione delle sabbie dal "terremoto delle Calabrie" del 1783*. 21° Tecniche per la Difesa dall'Inquinamento, 529-554, Edibios, Cosenza.
- Guerricchio A., (2001) – *Lineamenti Geologici e Problemi di Subsidenza del Bacino Crotonese*. Atti del Convegno "Problemi Geoambientali nella costa fra Capo Colonna e Isola di Capo Rizzuto", pp. 39-59, Le Castella (KR).
- Guerricchio A. & Simeone V., (2001) – *Riflessioni sulla genesi delle Gravine dell'Arco ionico*. Geitalia 2001, III forum Italiano di Scienze della Terra, 114-115, (Riassunto esteso), Chieti.
- Guerricchio A., (2002) – *Consulenza tecnica di parte riguardante il procedimento penale 486/62R.G. a carico della Società ENI-Agip per le attività svolte nelle aree di concessione per la coltivazione di idrocarburi in località Capo Colonna nel territorio comunale di Crotona*. (Relazione inedita).
- Guerricchio A. & Mastromattei R., (2003) – *La ricostruzione del Ponte del Diavolo sul Torrente Raganello (Civita-CS): studio geologico, geomorfologico, geomeccanico e di progettazione ed esecuzione dell'opera*. Ufficio Tecnico di Civita, Cosenza. (Relazione inedita).
- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R. & Ponte M., (2004) – *La fragilità del territorio lungo il versante ionico dell'Aspromonte (Calabria sudorientale)*. I Workshop Modeci su: Modelli Matematici per la Simulazione di Catastrofi Idrogeologiche – Sezione poster; Università della Calabria, Arcavacata di Rende, Cosenza.
- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R. & Ponte M., (2004) – *Il trasporto solido negli alvei delle Fiumare Calabre originato dai debris flows innescati dalle Grandi Frane*. I Workshop Modeci su: Modelli Matematici per la Simulazione di Catastrofi Idrogeologiche; Università della Calabria, Arcavacata di Rende, pp. 91-103, Cosenza.
- Guerricchio A., (2005) – *Tectonics, deep seated slope deformations (DSGSs) and large landslides in Calabria Region (Southern Italy)*. Giornale di Geologia Applicata, I, 73-90, Firenze.
- Guerricchio A. (2005) – *Problematiche geologiche di stabilità per il Ponte sullo Stretto di Messina*. L'Architetto Italiano, 8, 26-29, Roma.
- Guerricchio A., Biamonte V. & Ponte M., (2006) – *Rischio da maremoto conseguente all'attività ed alla franosità dei vulcani sottomarini ed emersi nel Mar Tirreno*. 26° Tecniche per la Difesa dall'Inquinamento, 399-421, Nuova Editoriale Bios, Cosenza.
- Guerricchio A. & Ponte M., (2006) – *Aspetti geologici e di stabilità per il Ponte sullo Stretto di Messina*. 2° Congresso Nazionale AIGA, Bari, Giornale di Geologia Applicata, 3, 83-90, Bari.
- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R. & Ponte M., (2007 a) – *The role of phyllites of Bagni Unit in the DSGSDs in the Savuto River and Iassa Torrent Basins (Calabria Region, Italy)*. Geitalia 2007, Rimini, Italy. (in stampa).

- Guerricchio A., Biamonte V., Mastromattei R. & Ponte M., (2007 b) – *The wide DSGSD (or Gravitative Territorial Deformation?) in Serra Stella, Spezzano della Sila, triggered by metamorphites of the Bagni Unit (Cosenza Presila, Italy)*. Geitalia 2007, Rimini, Italy. (in stampa).
- Guerricchio A., Biamonte V. & Ponte M., (2008) – *Geometria dei reticoli idrografici e DGPV: un caso emblematico nella Presila Cosentina*. 29° Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, 457-473, Nuova Editoriale Bios, Cosenza.
- Guerricchio A., Biamonte V. De Salvo R. & Ponte M., (2009) – *Il monitoraggio satellitare GPS di elevata precisione applicato alle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante ed alle grandi frane nel territorio di Falerna-Capo Suvero (CZ)*. III Congresso Nazionale AIGA, San Giovanni Valdarno-Arezzo.
- Guerricchio A., (2010) – *Deformazioni gravitative profonde e grandi frane nella Maiella (Abruzzo)*. Ed. Nuova Bios, pp. 9-38, 3 tavv., Cosenza.
- Guerricchio A., (2010) – *Deformazioni gravitative profonde e grandi frane nella Maiella (Abruzzo)*. 2010, Geologia Tecnica & Ambientale, n. 4, 43 – 64, Roma.
- Guerricchio A., Doglioni A. & Simeone V. (2011) – *Tettonica gravitativa e macrofrane nell’area fra Scilla e Punta Pezzo (Calabria Meridionale)*. Memorie e Studi del Dip. Difesa del Suolo “V. Marone” – Facoltà d’Ingegneria, pp. 5-31. – Università della Calabria, Rende (CS).
- Guerricchio A., Fortunato G., Guglielmo E. A., Ponte M. & Simeone V., (2011) – *DGPV indotte dal terremoto del 1783 in Calabria e loro incidenza su una grande opera di Ingegneria Civile*. 34° Convegno su: Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, Guardia Piem.se Terme, pp. 205-219, Cosenza.
- Guerricchio A., (2012) – *DGPV e Grandi Frane nella Maiella e la Grande Frana di Petacciato (Abruzzo e Molise)*. Workshop “Principi e metodi di analisi applicati allo studio delle frane”. 36 – 42, Chieti.
- Guerricchio A., Fortunato G. & Ponte M., (2011) – *Landslides in Calabria: High Precision GPS and SAR Interferometric Monitoring about three Case Histories: San Lucido, Capo Suvero and Piana di Lametia*. Closing of the Scientific Research Project of Relevant National Interest 2008 (PRIN 2008) “Advanced methodologies for land instability hazard mapping and landslide occurrence forecasting models in order to mitigate their effects”, Matera, (in press).
- Guerricchio A., (2013) – *Le basi per una zonazione per la pericolosità di aree a rischio di frana*. 2013. 34° Convegno su: Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, Guardia Piem.se Terme, pp. 323-345, Edibios Cosenza (ISSN 2282-5517; ISBN 978-88-97181-24-8).
- Guerricchio A., Simeone V. (2013) *Caratteri geologico -strutturali dell’area di Taranto e potenziali implicazioni sulla genesi del Mar Piccolo di Taranto (Puglia)* 34° Tecniche per la difesa dall’inquinamento, Guardia Piem.se Terme, pp. 219-235, Edibios Cosenza (ISSN 2282-5517; ISBN 978-88-97181-24-8).
- Guerricchio A., (2014) – *Dai pattern dei reticoli idrografici al riconoscimento di alcuni grandi scendimenti tettonico-gravitativi dei versanti occidentali della Sila, delle Serre, del Bacino Crotonese e del M.te Bulgheria (Cilento)*. Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, 35°, pp. 405-429. Guardia P.se Terme (CS).
- Guerricchio A., (2015) – *Frane ciclopiche e DGPV nella fascia costiera calabrese tra la Piana di Gioia Tauro e Punta Pezzo, interessata dal Ponte dello Stretto di Messina*. Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, 36°, 321-354, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guerricchio A., (2015) – *Il Bacino Crotonese: un esempio di grande scendimento gravitativo innescato dal “crickogeno” silano*. Geologia dell’Ambiente 1/2015, pp. 33-47, Roma.
- Guerricchio A. e Simeone V., (2016) – *La grande deformazione territoriale profonda della Sila Nord-occidentale, con sbarramento del fiume Crati, spostamenti ed “effetti leva” nei terreni della Piana di Sibari, condizionata anche dalla tettonica trascorrente del Pollino*. Geologia Tecnica & Ambientale, 2/3 16, pp. 35 - 54, Roma.
- Guerricchio A. & Simeone V., (2016) – *Preliminary remarks on gravitational tectonic deformations and DSGSD in mount Poro headland, (Calabria- South Italy)*. Cong. SGI, Abstract, pp. 2, Roma.
- Guerricchio A., (2017) – *L’erosione dei litorali in Calabria*. Tecniche per la Difesa del Suolo e dall’Inquinamento, 38°, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guerricchio A., (2017) – *Strutture di blocco (Curve di Imbottigliamento – Restraining Bands) e Grandi Frane nella Catena Costiera e nel Pollino (Calabria Settentrionale)*. Tecniche per la Difesa del Suolo e dall’Inquinamento, 38°, 555 - 572, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.

- Guerricchio A., (2018) – *Espulsione da carico del “M.te di Cassano allo Jonio” (C.da Iotte – CS) posteriore all’Interglaciale Riss –Wurm (?), (80.000 – 130.000 anni fa)*. Tecniche per la Difesa del Suolo e dall’Inquinamento, 39°, 69 - 96, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guerricchio A., (2018) – *Sismicity triggered by artificial bacines: two case histories in central and southern Italy*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue 1 (2018)@Sapienza Università Editrice. Roma.
- Guerricchio A., Simeone V. & Stancato M.F., (2019) – *Le deformazioni tettonico – gravitative nel Bacino del F. Lao (Calabria Settentrionale)*. Tecniche per la Difesa dall’Inquinamento, 40°, 225-250, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guerricchio A., Fortunato G. & Ponte M., (2019) – *Landslides in Calabria: High Precision GPS and SAR Interferometric Monitoring about three Case Histories: San Lucido, Capo Suvero and Piana di Lametia*. Tecniche per la Difesa del Suolo e dall’Inquinamento, 40°, 251-268, EdiBios, Guardia P.se Terme, Cosenza.
- Guida D., Guida M., Perriello Zampelli S., Vallario A. & Viggiani A. S., (1987) – *Deformazioni Gravitative al margine di morfostrutture carbonatiche: un esempio nel Monte Bulgheria (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., vol 37, 363-373, Roma.
- Heim A., (1932) – *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz und Wasmuth, Zurich, pp. 218.
- Hendron A. J., Patton F. D. & Anderson D. L., (1985) – *The Vaiont Slide, a geotechnical analysis based on new geologic observations of the failure surface*. Technical Report GI-85-5. Department of the Army – US Army Corps of Engineers, Washington Dc 20314-1000, vol. I and II.
- Hutchinson J. N., (1973) – *The response of London Clay cliffs to differing rates of toe erosion*. Geol. Appl. e Idrogeol., VIII, pp. 221 – 239, Bari, Italy.
- Lentini F., Carbone S., (2013) – *Geologia della Sicilia – (Geology of Sicily) - II - Il dominio d’avampaese – (The foreland domain)*, 31 – 98.
- Lisitzin E., (1974) – *Sea level changes*. Elsevier scientific publications comp., Amsterdam.
- Mahr T., (1977) – *Deep-reaching Gravitational Deformations of High Mountain Slopes*. Int. Ass. Eng. Geology Bull., 16, 121-127.
- Melidoro G., (1966) – *Scorrimenti gravitativi quaternari di argille scagliose ofiolitifere e frane indotte nei depositi pleistocenici dei dintorni di Cassano allo Jonio*. Geol. Appl. e Idrogeol., 1, 87-91, 1 tav. f.t., Bari.
- Melidoro G. & Guerricchio A., (1969) – *Geologia, fenomeni franosi e problemi di Difesa del suolo nel Vallone Colella (Aspromonte)*. Geol. Appl. e Idrogeol., IV, 63-83, Bari.
- Melidoro G., (1986) – *Relazione introduttiva*. Convegno sulla Frana del Vajont, 31-47, Ferrara – Vajont. Ferrara.
- Melidoro G. & Mezzabotta M., (1996) – *“Monitoraggio” ultrasecolare delle deformazioni gravitative costiere adriatiche*. Convegno Intern. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della Ricerca Scientifica, Alba 96, 343-356, Alba, Italia.
- Miyauchi T., Dai Pra G. & Sylos Labini S. (1994) – *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy*. Il Quaternario, 7 (1), 13-14.
- Moretti A., (1993) – *Note sull’evoluzione tettonico stratigrafica del Bacino Crotonese dopo la fine del Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., 112, 845-867.
- Moretti A. & Guerra I., (1997) – *Tettonica dal Messiniano ad oggi in Calabria: implicazioni sulla geodinamica del sistema Tirreno - Arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., 116, 125-142.
- Mostardini F. & Merlini S., (1986) – *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202, Roma.
- Nemcok A. (1972) – *Gravitational slope deformations in high mountains*. Proc. 24th Int. Geol. Congress, 13, 132-141, Montreal, Canada.
- Ogniben L., (1955) – *Le Argille Scagliose del Crotonese*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Napoli, 6, 1-72, Napoli.
- Ogniben L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro - lucano*. Mem. Soc. Geol. It., VIII, 4, 453-763, Pisa.
- Ogniben L., (1973) – *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geologica Romana, XII, 243 – 585, Roma.

- Ortolani F. & Pagliuca S., (1995) – *Climatic variations and crisis in the anthropized environment in the Mediterranean Region*. Proc. Geosciences, Archaeology Seminar. The Geological Survey of Egypt, Special publ. N 70.
- Ortolani F., Pennetta M. & Toccaceli M.R., (1995) – *Evoluzione morfostrutturale pleistocenico-olocenica del Golfo di Policastro e movimenti di massa profondi*. IRPI-CNR-Atti Conv. Naz. sui “Grandi fenomeni gravitativi lenti nei centri abitati delle regioni alpine ed appenniniche”, Maratea.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U., (1991) – *La zona di giunzione tra l’arco appenninico meridionale nell’Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1991/2, CROP 11, 417-441, Camerino, Italy.
- Roda C., (1964) – *Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese*. Geologica Romana, III, 319-366.
- Roveri M., Bernasconi A., Rossi M.E., Visentin C., (1992) – *Sedimentary evolution of the Luna Field Area, Calabria, Southern Italy*. Generation, Accumulation and Production of Europe’s Hydrocarbons II, A.M. Spencer (Ed.). Special Publication of the European Association of Petroleum Geologists, N° 2, 217-224.
- Scandone P., Sgrosso I. & Bruno F., (1964) – *Appunti di geologia sul Monte Bulgheria (SA)*. Boll. Soc. Nat., 72, 19 – 26, Napoli.
- Schmiedt G., (1972) – *Il livello antico del Mar Tirreno. Testimonianze dei resti archeologici*. Ed. Olschki M. Scisciani V., Calamita F., Bigi S., De Girolamo C. & Paltrinieri W., (2000) – *The influence of synorogenic normal fault on Pliocene thrust system development: the Maiella structure (Central Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 193-204, Roma.
- Selli R., Trevisan L., Carloni G. C., Mazzanti R. & Ciabatti M., (1964) – *La frana del Vaiont*. Giornale di Geologia, S. 2, vol. 32/1, Bologna.
- Semenza E., (1965) – *Sintesi degli studi geologici della frana del Vaiont dal 1959 al 1964*. Mem. Museo Tridentino Sc. Nat., vol 16.
- Semenza E. & Sapigni M. (1986) – *Carta e profili geologici della Valle del Vaiont e zone limitrofe*. Convegno sulla frana del Vaiont, Ferrara-Vaiont. Ferrara.
- Semenza E. & Melidoro G. (Ed.s), (1992) – *Proceedings of the meeting on the 1963 Vaiont landslide (1986)*. Sezione Italiana IAEG e Dip. Sc. Geol. e Paleontologiche Università di Ferrara.
- Semenza E., (2001) – *La Storia del Vaiont (raccontata dal Geologo che ha scoperto la frana)*. Pag. 279, Tecomproject Editore Multimediale, Padova.
- Signorini R., (1942) – *Cenni sulla formazione gessoso-solfifera nel bacino del F. Neto in Calabria*. Rdc. R. Acc. Sc. Fis. Mat. Soc., Napoli, S. 4, 12, 1-16, Napoli.
- Signorini R., (1956) – *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., 75, 69 – 93, Roma.
- Sorriso Valvo M., (1984) – *Deep-seated gravitational slope deformation in Calabria (Italy)*. Comm. Coll. “Mouvements des Terrains”, Serie documents du BRGM, 83, 81-90, Caen, France.
- Stini J., (1910) – *Die Muren: Versuch einer Monographie mit besonderer Beruchsichtigung der Verhältnisse in der Tiroler Alpen*. 139 p., Innsbruck, Wagner.
- Stini J., (1941) – *Unsere Taler Wachsen zu: Geologie und Bauwesen*, Jahrg. 13, H, vol. 3, 71-79.
- Stini J., (1943) – *Geologie und Bauwesen*. Springer – Verlag.
- Suess F. E., (1874) – *Die Erbeden in sudlichen Italien*. Sitz. Akad. Wiss. Wien, math. Nat. kL 34/1 – 32.
- Ter Stepanian G., (1977) – *Deep Reaching Gravitational Deformationsof Mountain Slopes*. IAEG Bull., 16, 87-94, Krefeld.
- Tinti S., Maramai A. & Graziani L., (2004) – *The New Catalogue of Italian Tsunamis*. Natural Hazards, vol. 33, n. 3, 437-463.
- Tortorici G. (1983) – *Carta Neotettonica*
- Trollope D. H., (1980) – *The Vajont Slope Failure*. Rock Mechanics, vol. 13.
- Van Dijk J.P., Scheepers P.J.J., (1995) – *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the central Mediterranean*. Earth Science Reviews.
- Varnes D.J., (1979) – *Slope movements: types and processes*. In: Landslides Analysis and Control. Schuster R. L. & Kriecek R. J. Eds. National Academy of Science, Tsp Research Board, Spec. Rep. 176, 11 – 33, Washington D.C.

- Vecsei A., Sanders D., Bernoulli D., Eberli G. & Pignatti J. S., (1998) – *Cretaceous to Miocene sequence stratigraphy and evolution of the Maiella carbonate platform margin, Italy*. Mesozoic and Cenozoic Sequence stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication, 60, 54-73.
- Viparelli M., (1979) – *Sulla formazione del trasporto solido dei torrenti*. Moderne vedute sulla meccanica dei fenomeni fluviali, 41-56, Bressanone (Brixen).
- Zischinsky U., (1966) – *On the deformations of high slopes*. Proc. 1st Congress Int. Soc. Rock Mech., 2, 179-185, Lisbon, Portugal.