

Università degli Studi di Palermo
Facoltà di Scienze MM.FF.NN
Dipartimento di Geologia e Geodesia

Dottorato di Ricerca in Geologia – (XXII Ciclo)
Settore scientifico disciplinare GEO/03

Relazione finale
2010

“Evoluzione strutturale del settore costiero compreso tra Acquadolci e Capo d’Orlando (Sicilia settentrionale) con l’ausilio di analisi morfotettoniche”

Tutor della ricerca:
Prof. Giuseppe Giunta

Il Dottorando:
Dott.ssa Silvia Orioli

Co-tutor della ricerca:
Prof. Carmelo Monaco

Coordinatore del Dottorato:
Prof. Enrico Di Stefano

INDICE

INTRODUZIONE	Pag. 4
CAPITOLO 1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	Pag. 6
CAPITOLO 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	Pag. 9
2.1 Sintesi geologico-regionale e principali modelli paleotettonici	Pag. 9
2.2 Assetto strutturale della Catena Maghrebide Siciliana	Pag. 19
2.3 Evoluzione tettonica Plio-Quaternaria e relazioni con la sismicità	Pag. 25
2.4 Stratigrafia	Pag. 29
2.4.1 Stratigrafia dei depositi quaternari	Pag. 31
CAPITOLO 3. TETTONICA ED EUSTATISMO	Pag. 37
3.1 Variazioni del livello del mare e movimenti verticali costieri	Pag. 37
3.2 Terrazzi marini	Pag. 51
CAPITOLO 4. METODOLOGIE DI STUDIO	Pag. 54
4.1 Analisi morfoneotettonica	Pag. 57
4.2 Analisi strutturale	Pag. 58
4.3 Datazione dei terrazzi marini tramite Luminescenza Otticamente Stimolata	Pag. 59
CAPITOLO 5. ACQUISIZIONE DATI	Pag. 62
5.1 Analisi della deformazione fragile neotettonica	Pag. 62
5.2 Terrazzi marini del settore costiero compreso tra Acquadolci e Capo d'Orlando	Pag. 73
5.2.1 Depositi marini campionati	Pag. 78
5.2.2 Datazioni e relative interpretazioni	Pag. 83

5.2.3 Deformazione delle superfici di abrasione e tassi di sollevamento tettonico	Pag. 85
CAPITOLO 6. DISCUSSIONE	Pag. 93
CAPITOLO 7. CONCLUSIONI	Pag. 95
BIBLIOGRAFIA	Pag. 97

Allegato

**Carta morfotettonica del settore costiero compreso tra Acquedolci e Capo
d'Orlando**

INTRODUZIONE

La tematica affrontata, nel percorso di ricerca compiuto negli anni 2008-2010 attraverso il Dottorato in Scienze Geologiche, ha riguardato la ricostruzione dell'evoluzione strutturale e geomorfologica, durante il tardo-Quaternario, di un settore costiero della Sicilia nord-orientale.

L'influenza delle deformazioni tettoniche sull'evoluzione delle aree costiere ed in particolare sui terrazzi marini, è ormai piuttosto nota e studiata lungo le coste del Mediterraneo (Antonioli *et al.*, 2006; Lambeck *et al.*, 2004).

I terrazzi marini rappresentano il risultato dell'interazione tra il sollevamento tettonico a lungo termine ed i cambiamenti del livello del mare (Lajoie, 1986; Westaway, 1993; Carobene & Dai Prà, 1991; Cinque *et al.*, 1995; Bosi *et al.*, 1996; Armijo *et al.*, 1996; Bianca *et al.*, 1999) durante il Quaternario, rappresentati nella curva eustatica globale, derivata dalla curva isotopica dell'ossigeno (OIT). La curva eustatica di riferimento (Waelbroeck *et al.*, 2002) mostra un trend ciclico caratterizzato da picchi, corrispondenti ai periodi di *high-stands* (interglaciali) e di *low-stands* (glaciali) del livello del mare. Questi intervalli sono denominati Marine Isotope Stage (MIS) e presentano numerazione dispari (picchi caldi), e pari (picchi freddi). La variazione assoluta del livello del mare va da -120 m sotto l'attuale livello, durante l'ultimo periodo glaciale, a +6 m sopra l'attuale livello durante l'ultimo interglaciale MIS 5.5 (124 ka).

In questa ottica, i margini interni dei terrazzi marini rappresenterebbero le paleolinee di costa, corrispondenti ai principali stazionamenti alti del livello del mare della curva eustatica globale di riferimento (Bloom *et al.*, 1974; Lajoie, 1986; Bosi *et al.*, 1996; Caputo, 2007).

Durante il Quaternario, la Sicilia orientale è stata caratterizzata da un marcato sollevamento tettonico registrato dalle "volate" di terrazzi marini presenti sia lungo le coste tirreniche che ioniche. La quota dei loro margini interni e il loro posizionamento verticale vengono ormai comunemente utilizzati per stabilire il contributo della componente tettonica locale al sollevamento regionale (Tortorici *et al.*, 2003).

L'area sulla quale si è concentrato lo studio, nel presente lavoro di tesi, è il settore costiero compreso tra Acquadolci e Capo d'Orlando. Quest'area costiera risulta particolarmente interessante in quanto rappresenta una zona di transizione tra la Sicilia nord-orientale, caratterizzata da elevati tassi di sollevamento (1 mm/a), e la porzione nord-occidentale dell'isola, considerata quasi stabile e dove il tasso di sollevamento registrato è intorno allo zero (Antonioli *et al.*, 2006). Inoltre, la mancanza di dettagliati studi morfotettonici e di elementi cronologici relativi all'età dei terrazzi marini ha permesso di rendere la ricerca innovativa attraverso il contributo di nuovi dati.

L'obiettivo principale è stato quello di acquisire elementi utili per la ricostruzione dell'evoluzione morfotettonica tardo-Quaternaria e soprattutto di vincolare le relazioni

tra terrazzi marini e strutture tettoniche attive in un determinato intervallo di tempo. L'approccio utilizzato è stato quindi marcatamente multidisciplinare, comprendendo analisi strutturali ed indagini di tipo geomorfologico-morfotettonico, vincolate ove possibile da datazioni assolute.

Le analisi di tipo strutturale, che rappresentano l'elemento fondamentale per il riconoscimento e la caratterizzazione di strutture tettoniche, hanno consentito di individuare differenti *sets* di faglie, fornendo inoltre gli elementi base per potere valutare non solo la loro coerenza rispetto ad un campo di *stress* regionale ma anche le relazioni temporali con i terrazzi marini.

L'approccio morfotettonico si è reso necessario partendo dal presupposto che le deformazioni crostali recenti trovano la loro espressione in superficie essenzialmente attraverso la definizione della morfologia dei luoghi, contribuendo all'elaborazione del rilievo attraverso la produzione e/o la modificazione delle sue forme.

Uno strumento fondamentale per gli studi morfotettonici è il telerilevamento, tecnica di indagine multi-scala, che permette l'identificazione e il censimento di lineamenti di origine naturale, la loro lettura in chiave neotettonica e l'esecuzione di analisi quantitative su parametri morfometrici diagnostici dell'attività tettonica recente.

Le immagini telerilevate forniscono una visione sinottica della superficie terrestre, consentendo in tal modo di individuare nella loro interezza strutture morfotettoniche regionali (10-100 Km di lunghezza), altrimenti non identificabili come elementi unitari. L'osservazione di foto aeree, a differente scala, consente invece un'indagine di maggiore dettaglio del territorio, permettendo di meglio caratterizzare gli elementi morfotettonici, sia in senso qualitativo che quantitativo, attraverso censimento, selezione e rappresentazione cartografica di indizi geomorfologici di attività neotettonica e dei lineamenti ad essi associati. In particolare, si possono evidenziare lineamenti di probabile origine tettonica, interpretabili come l'espressione morfologica di faglie neotettoniche, e una serie di indizi morfoneotettonici che permettono di ipotizzare il controllo del rilievo da parte di strutture fragili recenti, potenzialmente attive.

I lineamenti che si osservano possono corrispondere a faglie, fratture o a rocce stratificate. Tra questi, le faglie appaiono come lineamenti ben marcati che spesso determinano dislocazioni significative di fiumi, valli e dorsali.

A completamento delle indagini strutturali e morfotettoniche, è stato acquisito un *set* di dati cronologici riguardanti la formazione dei terrazzi marini presenti nell'area in esame. Questo è stato possibile grazie all'operato del Laboratorio di Datazione tramite Luminescenza (F3DRA) del Dipartimento di Fisica e Astronomia dell'Università di Catania. Con l'obiettivo di contribuire a migliorare il quadro delle conoscenze relative a questo settore della Sicilia, l'apporto di nuovi dati riguardanti l'età dei terrazzi marini ha fornito un ulteriore spunto alla discussione.

CAPITOLO 1

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

L'area di studio è collocata in Sicilia nord-orientale e rientra nella provincia di Messina. Dal punto di vista cartografico ricade nelle tavolette I.G.M. (in scala 1:25.000) 252 III SO "P.zo Michele"; 252 III SE "S. Agata di Militello"; 252 III NE "Torrenova"; 252 II NO "Naso"; 252 II SO "Galati Mamertino".

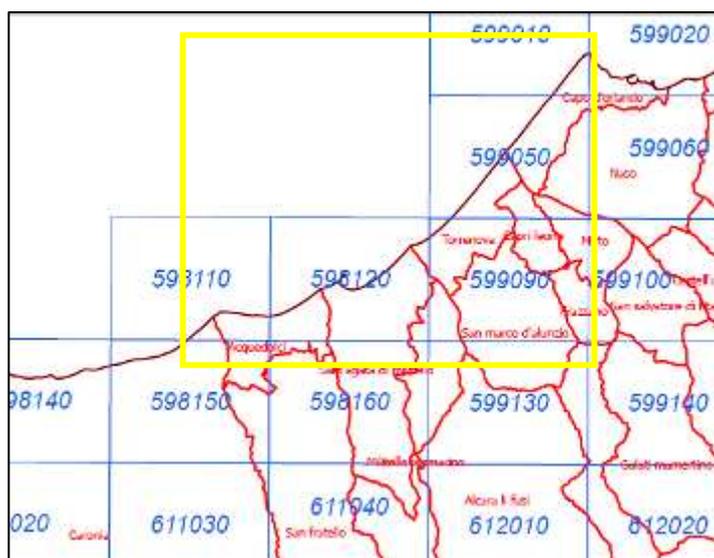


Fig. 1 – Sezioni 1:50.000.

Nella cartografia ufficiale CTR (scala 1:10.000) l'area ricade nelle tavole 598110 "Acquedolci" e 598120 "S. Agata di Militello" del Foglio (1:50.000) 598 "S. Agata di Militello"; e nelle tavole 599090 "S. Marco d'Alunzio", 599050 "Rocca di Caprileone" e 599010 "Capo d'Orlando" del Foglio (1:50.000) "Patti".

La zona si colloca sulla terminazione meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano, e comprende una porzione del contatto tettonico tra le Unità Kabilo-Calabridi e quelle Maghrebidi (Fig.2). Si sviluppa da ovest verso est, dalla destra idrografica del Torrente Furiano fino al promontorio di Capo d'Orlando. Il limite meridionale decorre lungo la direttrice che si sviluppa a sud dei centri abitati di Acquedolci, S. Agata di Militello, Rocca di Caprileone e Capo d'Orlando.

L'orografia è rappresentata da una serie di rilievi collinari che dalla costa si ergono verso l'interno, culminando in corrispondenza di Monte S. Fratello (816 m s.l.m.). Nel settore più orientale i maggiori rilievi sono rappresentati da Monte Furci (494 m s.l.m) e Monte Cottonaro (569 m s.l.m).

La morfologia appare complessa e strettamente connessa con le caratteristiche geologiche e strutturali del territorio. Le culminazioni topografiche dei rilievi si

presentano da erte e scoscese, a smussate e subarrotondate in risposta alla maggiore o minore competenza dei vari litotipi. In particolare, litotipi cristallini, soprattutto se intensamente fratturati e alterati, danno luogo a forme sommitali subarrotondate; questo carattere morfologico si accentua in corrispondenza degli affioramenti dei terreni flyschoidi, ancor più facilmente erodibili.

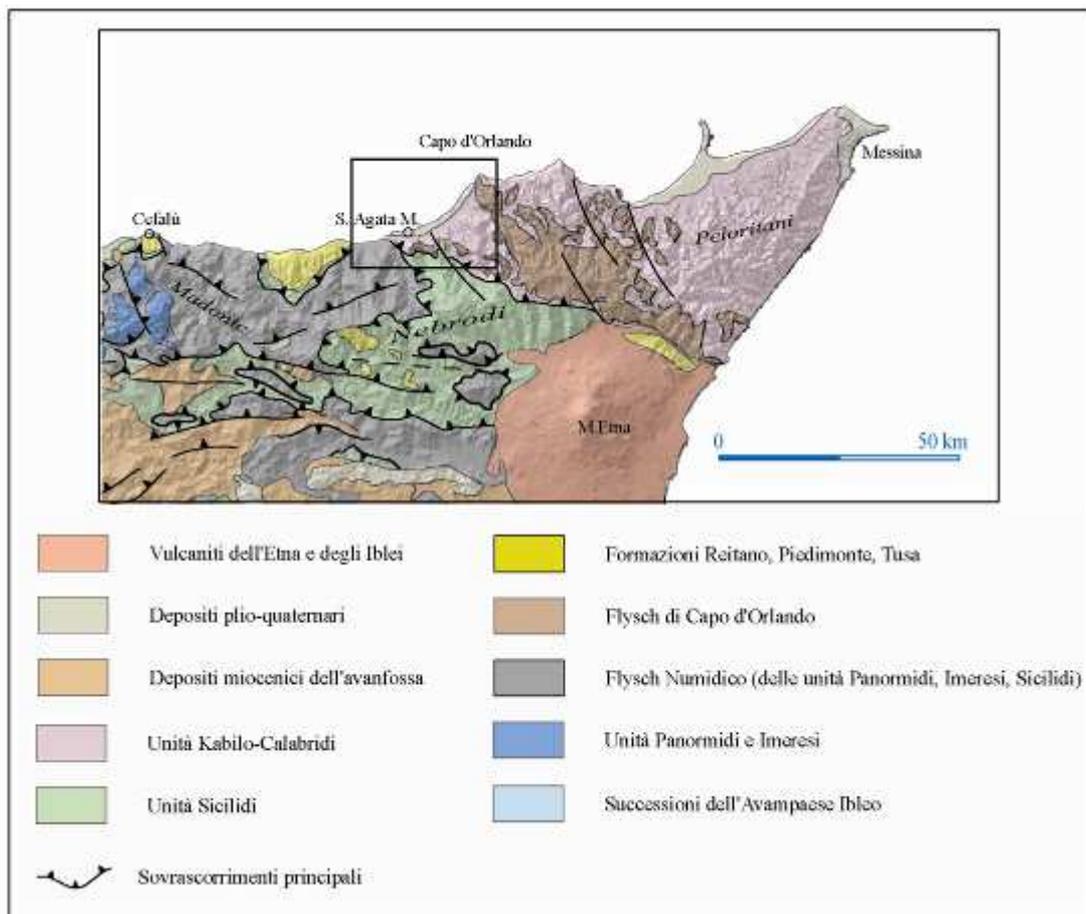


Fig. 2 - Schema tettonico del settore nord-orientale della Sicilia (modif. da Giunta et al., 1998).

I litotipi calcarei sono frequentemente delimitati da superfici che danno luogo a rilievi più o meno isolati con pendii ripidi, ma con profili sommitali spesso pianeggianti.

Le dorsali montuose si aprono su ampie vallate all'interno delle quali si impostano le porzioni terminali delle fiumare, caratterizzate da alvei ampi e spesso sovralluvionati, che, con decorso variabile da NNW-SSE a NW-SE, drenano verso il Mare Tirreno le acque di bacini imbriferi che si sviluppano in aree più meridionali. Le principali fiumare sono, da ovest verso est: il Torrente Furiano, il Torrente Inganno, il Torrente Rosmarino e la Fiumara Zappulla.

Nell'area investigata antiche linee di riva sono documentate dalla presenza di falesie, grotte, tracce di organismi litofagi e gradinate di terrazzi marini, quest'ultimi caratterizzati da forme di notevole estensione areale o da superfici larghe soltanto poche decine di metri. Hugonie (1979;1982) riconosce tra Acquedolci e Capo d'Orlando sette ordini di terrazzi marini, distribuiti alle quote di 700, 500-400, 300, 200, 80-100, 60 e 35 m s.l.m.

Nigro & Sulli (1995) identificano, nella zona di Acquedolci-S.Agata di Militello, due ordini di terrazzi marini; il più recente fra 120 e 150 m, quello più antico fra 400 e 500 m. Catalano & Di Stefano (1997) e Lentini et al., (2000) hanno individuato, in Sicilia orientale, sei ordini di terrazzi marini, disposti rispettivamente alle quote di 550, 480, 380, 250, 130-80, 40 m, e modellati su una superficie di spianamento sub-aereo, ridotta in vari lembi, la cui correlazione permette di ricostruire un'unica superficie sub-pianeggiante debolmente immergente verso nord-ovest. Questa paleosuperficie d'erosione, nell'area di Naso, è posta tra quota 500 e 400 m s.l.m. ed è ricoperta da una potente successione calcarenitico-sabbioso-argillosa di mare aperto, nota come F.ne di Naso (corrispondente alle Calcareniti di S. Corrado), datata Pleistocene medio (Di Stefano & Caliri, 1997). I livelli sommitali di tale successione, che presentano una generale evoluzione trasgressiva, sono stati riferiti da Catalano & Di Stefano (1997) ad un'età di 650 ka. I successivi depositi terrazzati sono sospesi verso mare, fino alla quota di 10 m. Le spianate di abrasione poste tra quota 130-80, secondo gli autori, sarebbero attribuibili al MIS 5.5 per correlazione geomorfologica con lo *Strombus bubonius* rinvenuto a Capo Peloro (Bonfiglio & Violanti, 1993).

In riferimento sempre alla Sicilia nord-orientale, Catalano & De Guidi, 2003, individuano un importante *marker* geomorfologico ("P₀"), rappresentato da un'estesa spianata marina policiclica, localizzata tra le quote di 150-135 e 60 m s.l.m. (corrispondente al "*Grand replat*" di Hugonie, 1979). Questa superficie si estenderebbe per circa 40 Km, dallo Stretto di Messina (Capo Peloro) fino ad Acquedolci, ed a sud nel settore costiero ionico, fino a Taormina. Ad Acquedolci (Bonfiglio *et al.*, 2009) questa spianata policiclica è costituita da due superfici di abrasione marina. La superficie più antica, il cui margine interno è localizzato ad una quota di 131 m, è delimitata verso sud dalla scarpata sub-verticale del massiccio carbonatico di Pizzo Castellaro, alla base del quale è situata la grotta di S. Teodoro. Gli scavi condotti in corrispondenza della grotta (Bonfiglio *et al.*, 2009 e referenze citate) hanno messo in evidenza resti di un deposito lacustre ad *Hyppopotamus pentlandi*, datato (racemizzazione degli aminoacidi) circa 200+/- 40 ka (Bada *et al.*, 1991), che permetterebbe di attribuire il terrazzo sottostante allo *stage* 7.1. La superficie a quota più bassa, il cui margine interno si trova ad una quota compresa tra 90 e 60 m, sarebbe attribuibile secondo gli autori allo *stage* 5.5 per correlazione geomorfologica (Bonfiglio & Violanti, 1993).

CAPITOLO 2

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Data la notevole mole di pubblicazioni che interessa l'area peloritana-nebrodica, in questo capitolo vengono presi in considerazione soltanto quei lavori che rivestono carattere regionale, mentre si rimanda ai capitoli successivi per gli aspetti particolari e/o tematici.

2.1 Sintesi geologico-regionale e principali modelli paleotettonici

L'attuale assetto geologico-regionale della Sicilia è definito da tre settori: a) l'avampaese Ibleo e parte del "Blocco Pelagiano" (Burolet *et al.*, 1987); b) l'avanfossa plio-pleistocenica e c) la Catena Maghrebide-Siciliana. L'avampaese Ibleo costituisce una zona stabile a crosta continentale, estesa dalla Scarpata Ibleo-Maltese attraverso gran parte del Canale di Sicilia fino alle coste africane. La successione sedimentaria autoctona è costituita da circa 7 Km di carbonati di piattaforma e di scarpata-bacino del Triassico, da carbonati pelagici del Giurassico-Eocene e da depositi clastici di piattaforma aperta del Terziario (Patacca *et al.*, 1979; Catalano & D'Argenio, 1982; Bianchi *et al.*, 1987). L'avanfossa plio-pleistocenica è allineata in senso WNW-ESE nell'*off-shore* meridionale della Sicilia (Bacino di Gela) e nella regione iblea lungo il margine settentrionale dell'avampaese, dove è in parte sepolta dal fronte della catena (Falda di Gela). E' riempita da calcari marnosi pelagici e da argilliti sabbiose del Pliocene-Pleistocene che ricoprono in discordanza le successioni evaporitiche messiniane. La Catena Maghrebide-Siciliana costituisce un sistema a thrust con andamento W-E e vergenza generalmente meridionale, formatasi a partire dall'Oligocene superiore e affiorante lungo il margine settentrionale della Sicilia. L'edificio tettonico è composto da una serie di falde sovrapposte in cui è possibile distinguere: un sistema a *thrust* superiore (Catena Kabilo-Calabride) che rappresenta un *thrust belt* Africa-vergente esteso, nei settori emersi ed in quelli sommersi, dalla costa settentrionale dell'Africa (Kabylie) all'Italia meridionale; ed un sistema inferiore (Catena Appenninico-Maghrebide), che è un *thrust belt* a falde di copertura affiorante con continuità attraverso il Tell fino alla Sicilia.

Recenti studi, basati su dati di sismica a riflessione (Catalano *et al.*, 2000), descrivono la catena Siciliano-Maghrebide come il risultato della sovrapposizione, da occidente ad oriente, di unità tettoniche pellicolari (risultanti dalla deformazione degli originari domini meso-cenozoici sicilide, imerese e sicano) su un cuneo, spesso 6-7 Km, di *thrusts*

derivanti dalla deformazione di un originario dominio di piattaforma (trapanese, saccense, panormide).

L'orogene presenta la massima depressione assiale nell'area nord-orientale dove si ha la sovrapposizione, attraverso la Linea di Taormina (Giunta *et al.*, 1989), del settore meridionale dell'Arco Calabro (Bonardi *et al.*, 1980) sulle unità geometricamente più alte della Catena Maghrebide siciliana (Unità Sicilidi), a loro volta sovrascorse sulle unità più esterne (Unità Panormidi). La Linea di Taormina è stata definita da Scandone *et alii* (1974) e Amodio Morelli *et alii* (1976) come una faglia a componente trascorrente destra, e successivamente reinterpretata da (Giunta *et al.*, 1989), come una struttura epidermica ad inclinazione variabile, riconducibile ad un fronte di sovrascorrimento attraverso il quale si è realizzata la sovrapposizione delle unità peloritane su quelle sicilidi.

L'evoluzione alpina dell'edificio tettonico può essere inquadrata in un sistema espresso dalla migrazione progressiva verso l'avampaese della coppia avanfossa-fronte di deformazione, e del corpo della catena costituito da *thrust* e/o coltri plastiche e che a loro volta trasportano verso l'esterno bacini impostati sul dorso delle unità tettoniche (Giunta & Nigro, 1999b).

La Catena Maghrebide siciliana può essere scomposta in tre elementi di primo ordine: "esterno", sicilide ed "austroalpino" (Giunta, 1991), i quali affiorano dal più esterno al più interno da ovest verso est, rispettivamente in Sicilia occidentale, Monti Nebrodi e Monti Peloritani. L'elemento "austroalpino", affiorante nei M.ti Peloritani, è formato da una serie di unità tettoniche costituite da sequenze di basamento cristallino pre-triassico e/o di coperture carbonatico-terrigene meso-cenozoiche, talvolta metamorfosate e deformate in scaglie embricate (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Bonardi & Giunta, 1982; Lentini & Vezzani, 1975; Lentini, 1975; Arnone *et al.*, 1979), impilatesi a partire dall'Oligocene superiore (Lentini *et al.*, 1994; Finetti *et al.*, 1996; Giunta *et al.*, 1998; Giunta & Nigro, 1999b) con vergenza meridionale.

L'elemento "Sicilide", affiorante nei M.ti Nebrodi, è costituito da coperture sedimentarie dell'intervallo Cretacico inferiore-Miocene inferiore, impilatesi in un sistema a *thrust* sud-vergente a partire dal Miocene inferiore-medio (Giunta *et al.*, 1982; Bianchi *et alii*, 1987). Le unità "esterne", affioranti in Sicilia occidentale, invece, rappresentano dal Miocene medio il risultato della deformazione dell'ampio ed articolato margine continentale africano (Bianchi *et al.*, 1987; Catalano *et al.*, 2000 e referenze citate; Giunta & Liguori, 1973; Scandone *et al.*, 1974; Catalano & D'Argenio, 1982; Catalano & Di Maggio, 1996; Nigro & Renda, 1999), costituito da successioni di piattaforma carbonatica meso-cenozoica, a cui si sovrappongono unità carbonatiche bacinali permo-mesozoiche con le loro coperture clastiche neogeniche

Gli episodi tettogenetici sono post-datati dalla deposizione di sequenze terrigene diacrone, connesse con l'impostarsi di bacini molassici sulle varie unità tettoniche precedentemente deformate: flysch di Capo d'Orlando, per quanto riguarda l'elemento

“austroalpino”, flysch di Reitano, per l’elemento sicilide, e formazione Terravecchia per l’elemento “esterno”.

Negli ultimi anni sono stati elaborati diversi modelli relativi all’assetto strutturale della catena, alla sua evoluzione tettonica mesozoica-terziaria e alla cronologia delle deformazioni, partendo da differenti posizioni reciproche dei domini paleogeografici (Fig.3).

Il primo modello paleogeografico per la Sicilia centro-orientale, viene proposto da Ogniben (1960) e riflette la concezione di “coppia” eu-miogeosinclinale. Egli distingue: l’avampaese (Complesso Basale di facies trapanese ed iblea), miogeosinclinale (Complesso Basale di facies imerese), soglia intermedia (Complesso Panormide), eugeosinclinale (Complesso Sicilide), e massiccio interno (Complesso Calabride).

Durante il ventennio '60-'70 diversi autori francesi (Broquet, 1968; Caire, 1970; Duèe, 1970; Mascle, 1979) propongono per la Sicilia occidentale dei modelli più o meno simili fra loro che nel complesso risultano correlabili con le aree geosinclinaliche di Ogniben.

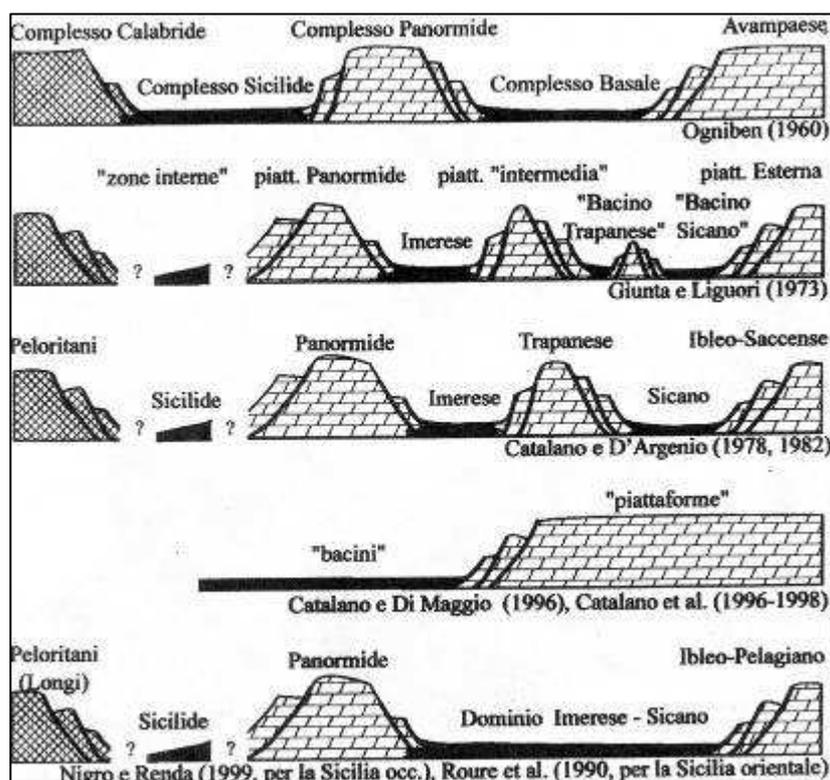


Fig. 3 – Confronto tra vari modelli paleogeografici durante il Mesozoico per l'area siciliana (Nigro & Renda, 2000).

Altri autori (Giunta & Liguori, 1973 e Scandone *et al.*, 1974), suggeriscono, per la Sicilia occidentale, un modello che da nord verso sud prevede l’esistenza di: zone “interne”, piattaforma carbonatica Panormide, bacino Imerese, “piattaforma Intermedia”, bacino Trapanese-Sicano e piattaforma Esterna (piattaforma ragusana). La “piattaforma intermedia” costituirebbe una zona a sedimentazione carbonatica che avrebbe separato per tutto il Mesozoico il bacino Imerese dal più esterno bacino Trapanese.

Catalano & D'Argenio (1982) descrivono un modello che da nord verso sud prevede: Dominio Peloritano, Dominio Sicilide, Dominio Panormide (piattaforma carbonatica), Dominio Imerese (bacino pelagico), Dominio Trapanese (piattaforma pelagica), Dominio Sicano (bacino pelagico), e Dominio Saccense (piattaforma carbonatica triassica evolvente a piattaforma carbonatica pelagica). La costruzione della catena sarebbe avvenuta, secondo questi autori, durante l'intervallo Oligocene-Pliocene inferiore, attraverso processi deformativi che avrebbero progressivamente coinvolto nel tempo settori sempre più esterni del margine continentale siculo-maghrebide. L'attuale assetto geometrico dell'edificio rispecchierebbe l'antica disposizione paleogeografica dei domini mesozoici.

Recentemente, Catalano & Di Maggio (1996) hanno proposto un modello paleogeografico, nel quale viene prevista l'esistenza, durante il Mesozoico, di un'unica piattaforma carbonatica variamente articolata (Unità Panormidi, Trapanesi e Saccensi), legata all'Africa durante il Trias, e passante verso le zone interne del vecchio margine continentale ad un'ampia area bacinale (Unità Imeresi e Sicane).

L'assetto paleogeografico e l'evoluzione tettonica durante il Terziario vengono descritti da Giunta (1985) e da Montanari (1991 e referenze citate). Questi autori propongono un'evoluzione paleotettonica caratterizzata dalla presenza di un ampio bacino di sedimentazione terrigena (Bacino Numidico), che avrebbe espresso l'incipiente coinvolgimento nei processi collisionali del Margine Siciliano-Maghrebide. Questi ultimi sarebbero stati prevalentemente rappresentati da deformazione per sovrascorrimenti progressivi verso i settori esterni, ai quali si sarebbe accompagnata la sincrona attivazione di strutture trascorrenti prevalentemente destre ad andamento circa O-E. Infine, Nigro & Renda (1999) propongono per la Sicilia Occidentale un modello che prevede, per tutto il Mesozoico ed inizio del Terziario, l'esistenza di un dominio a sedimentazione pelagica (Bacino Imerese-Sicano), interposto tra due aree a prevalente sedimentazione neritica: il Dominio Ibleo-Pelagiano, in posizione esterna, ed il Dominio Panormide in posizione più interna, a sua volta separato dai settori peloritani da un Dominio pelagico interno o Sicilide.

La Catena Kabilo-Calabride, affiorante in parte sui M.ti Peloritani, è costituita da sequenze di basamento cristallino pre-triassico e/o di coperture carbonatico-terrigene meso-cenozoiche, talvolta metamorfosate e deformate in scaglie embriciate messe in posto a partire dall'Oligocene superiore con vergenza meridionale.

Diversi autori hanno cercato di interpretare e ricostruire la geologia di questa porzione di catena, fornendo anche differenti suddivisioni in unità stratigrafico-strutturali (Tab.1).

Il primo dato relativo a questo settore di catena risale alla fine dell'Ottocento, quando Baldacci (1886) pubblicò la "Descrizione geologica dell'isola di Sicilia", accompagnata da una carta geologica in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia).

Limanowsky (1909;1913) interpretò l'Arco Calabro-Peloritano come una grande piega coricata, con radici nel Tirreno, sovrascorsa sui terreni appenninici meso-cenozoici.

Secondo Ogniben (1960) e, con alcune modifiche anche secondo Atzori & Vezzani (1974) e Atzori et alii (1975), nei terreni appartenenti al “Complesso Calabride” affioranti nei Monti Peloritani si riconoscono quattro falde, costituite da un basamento pre-mesozoico e da coperture sedimentarie meso-cenozoiche (Falda di Longi e Falda di Galati), e da soli terreni metamorfici (Falda di Mandanici e Falda dell'Aspromonte).

I quattro elementi tettonici si sarebbero impilati prima dell'Oligocene superiore, e sarebbero stati ricoperti da successioni tardorogene (Flysch di Capo d'Orlando) in cui si inseriscono lembi di argille varicolori ("ricoprimento antiscilide"). L'edificio tettonico sarebbe poi stato trasportato passivamente come "Complesso Calabride" sul "Complesso Sicilide" a partire dal Tortoniano.

Truillet (1968) interpreta il sistema montuoso dei Peloritani come una grande piega coricata ercinica, formata da un nucleo di terreni cristallini passante verso l'esterno a terreni epimetamorfici, con una copertura carbonatica mesocenozoica, che costituisce l'elemento frontale del sistema peloritano (*chaîne calcaire e chaîne bordiere*).

	OGNIBEN	A.A. FRANCESI	BONARDI ET AL.	A.A. CATANESI	CARG PATTI-S.AGATA
SETTORE PELORITANO	Falda dell'Aspromonte	"Socle"	U. Aspromonte	U. Aspromonte	U. Aspromonte
	Falda di Mandanici	Unité de Ali	U. Mandanici	U. Novara / U. Ali	U. Mandanici
	Falda di Galati	Unité de Novara	U. Ali	U. Mandanici	U. Fondachelli
	Falda di Longi	Unité de Longi - Gallodoro	U. Fondachelli	U. di S. Marco d'Alunzio	U. Fondachelli
		Unité de Taormina	U. Longi-Taormina	Sottounità di M.S. Pietro	U. Longi-Taormina
SETTORE SICILIDE	Falda di Cesarò	Lame de S. Fratello	U. Longi-Taormina	Unità Longi-Taormina	Sottounità di M.S. Pietro
			Sottounità di Longi		Sottounità di Longi
			Unità M. Soro	Unità delle Argille Scagliose superiori	Unità di C. da Lanzani
			Unità di M. Soro	Unità di Poggio Pracino	
				Unità di M. Soro	

Tab. 1 – Correlazione tra le unità tettoniche dell'area peloritana, secondo vari autori (Note Illustrative del Foglio Carg "Patti" in elaborazione).

Ferla (1974 e referenze citate), sulla base di studi petrografici, distingue nel cristallino dei Monti Peloritani due complessi sovrascorsi l'uno sull'altro: il “Nord-Peloritano”, composto da rocce di grado metamorfico medio e alto ed il “Sud-Peloritano”, di età ercinica, comprendente i termini cristallini di basso o bassissimo grado metamorfico.

Amodio Morelli et al., (1976), in uno studio a carattere regionale e basandosi sul modello di catena proposto da Scandone et al., (1974) e Bonardi et al., (1976), distinguono nei Monti Peloritani, dal basso verso l'alto sette unità: l'Unità Longi-Taormina, le metabasiti dei Borghi, l'Unità Fondachelli-Portella Mandrazzi, l'Unità di Ali, l'Unità di Mandanici, l'Unità dell'Aspromonte e l'Unità di Novara.

Per Bonardi & Giunta (1982) l'Arco Calabro-Peloritano rappresenta un frammento di catena eo-alpina, formato da elementi derivati da crosta oceanica (Tetide centrale) e da crosta continentale africana, in seguito coinvolto e inglobato nella costruzione della catena Africa-vergente appenninico-maghrebide. Gli Autori distinguono in esso due settori, settentrionale e meridionale, rispettivamente a nord e a sud della Linea Soverato-Valle del Mesima, i quali presentano evoluzione tettonogenetica diversa (Fig.4). Il Settore settentrionale comprende la Catena Costiera, il Massiccio della Sila e le Serre Settentrionali. Il Settore meridionale comprende i Massicci delle Serre e dell'Aspromonte e la Catena dei Peloritani. Quest'ultima è rappresentata da diverse unità tettoniche alpine, costituite da un basamento cristallino (metamorfico e plutonico) e da resti di coperture sedimentarie provenienti da domini paleogeografici diversi, ove, a differenza del settore settentrionale, non era rappresentato il bacino oceanico tetideo. Dall'Oligocene superiore al Pliocene-Pleistocene, tali domini sono stati coinvolti nella tettonogenesi lungo il fronte Maghrebide, impilandosi con vergenza meridionale su un avampese di "tipo africano".

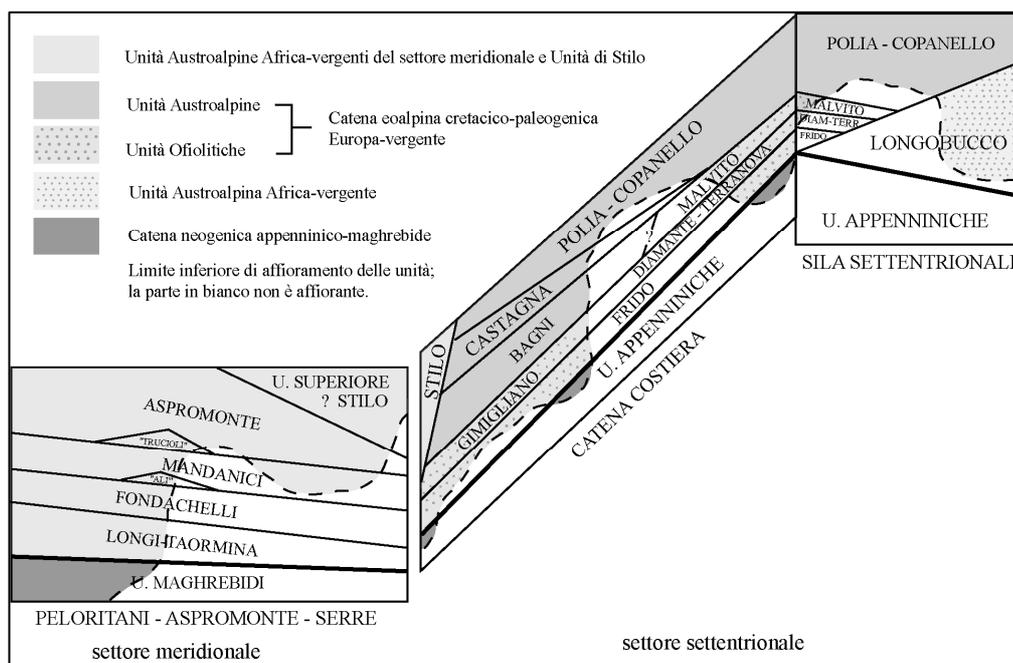


Fig. 4 – Schema dei rapporti geometrici tra le unità tettoniche dell'Arco Calabro-Peloritano (Bonardi & Giunta, 1982, mod.).

Il quadro proposto da Lentini & Vezzani (1975), Lentini (1975) e Lentini et al., (1987) interessa il settore meridionale dei Peloritani, nel quale gli autori distinguono cinque unità stratigrafico-strutturali, che, dal basso verso l'alto, sono: L'Unità di Capo S. Andrea, L' Unità di Taormina, L' Unità di Longi, L' Unità di S. Marco d'Alunzio e L' Unità di Rocca Novara, alle quali si sovrappongono le unità metamorfiche di Mandanici e quella dell'Aspromonte, priva quest'ultima di copertura sedimentaria.

Diversamente, Bonardi et al., (1976) assimilano le unità stratigrafico-strutturali degli AA. precedenti nell' Unità di Longi-Taormina costituita da scaglie tettoniche comprendenti porzioni di basamento metamorfico pre-mesozoico e le relative coperture sedimentarie

meso-cenozoiche. Arnone et al., (1979) distinguono e descrivono nel settore di Longi due sottounità principali, di Longi e di Monte S. Pietro, che presentano caratteristiche litostratigrafiche ascrivibili ad un'unica area di sedimentazione, soggetta a una intensa tettonica sinsedimentaria mesozoica.

Infine, in seguito ai rilievi geologici effettuati per la realizzazione dei Fogli CARG 599 "Patti" e 598 "S. Agata di Militello", le unità tettoniche Kabilo-Calabridi sono sostanzialmente riconducibili a quelle descritte da Bonardi et al., (1982, 1996) e Bonardi & Giunta (1982) e possono essere distinte, dal basso verso l'alto in: Unità di Longi-Taormina, Unità di Fondachelli, Unità di Mandanici e Unità dell'Aspromonte.

L'unità tettonica più profonda, l'unità di Longi-Taormina, è caratterizzata da un basamento epimetamorfico su cui giacciono discordanti varie successioni sedimentarie meso-cenozoiche di margine continentale (Lentini & Vezzani, 1975; Bonardi et al., 1976).

L'Unità Longi-Taormina è costituita da terreni di età paleozoica (Truillet, 1968), rappresentati da filladi, a luoghi grafitose e con lenti di metacalcari, associate a filladi sericitiche con lenti e vene di quarzo. Sul basamento cristallino si rinvengono arenarie e microconglomerati hettangiani noti come "Verrucano" (Lentini, 1975). Al disopra, in contatto meccanico si rinvengono delle successioni di piattaforma carbonatica del Lias inferiore-medio (Maugeri Patanè, 1932), e alternanze calcareo-marnose in facies di "Medolo" (Auct.) di età compresa tra il Carixiano ed il Domeriano (Lentini, 1975).

A questa seguono in paraconcordanza sottili livelli di calcari nodulari rossi ("Ammonitico Rosso inferiore" Auct.) e/o radioariti del Bajociano-Bathoniano (Maugeri Patanè, 1932; Colacicchi, 1960). Questi terreni evolvono a sequenze di bacino pelagico rappresentate da Maiolica e Scaglia, a cui seguono gradualmente arenarie e conglomerati del Flysch di Frazzanò. In generale, l'evoluzione tettono-sedimentaria è caratterizzata, nel Trias superiore-Lias inferiore, dal passaggio da ambiente continentale a marino neritico. Dal Lias medio in poi si instaura una sedimentazione prima di altofondo pelagico, con rapide variazioni laterali, e successivamente di bacino pelagico (Ogniben 1960; Duée, 1961; Lentini & Vezzani, 1975; Bonardi et al., 1976; Nigro, 1994a/b; Giunta & Nigro, 1999a/b). Questa diversità nelle caratteristiche di facies delle successioni ha verosimilmente condizionato la scomposizione in diverse unità tettoniche di ordine inferiore, durante le prime fasi tettogenetiche, a partire dall'Oligocene superiore.

L'unità è stata suddivisa in tre sottounità, dal basso verso l'alto: Sottounità Longi, Sottounità Monte S. Pietro e Sottounità S. Marco d'Alunzio. Esse condividono, ove affiorante, lo stesso basamento metamorfico e presentano differenze nella successione stratigrafica meso-cenozoica. Le più significative si notano nei depositi giurassici, e sono legate a variazioni di facies nella piattaforma durante il Lias inferiore, e alle variazioni batimetriche determinate dalla presenza di *sea-mounts* nell'intervallo Lias medio-Titonico.

La posizione geometrica della Sottounità Longi è sempre sottostante alle altre due, che la sovrastano tettonicamente: S. Marco nelle aree più occidentali (S. Marco d'Alunzio- Galati), Monte S. Pietro in quelle più orientali (Monte S. Pietro). Ove queste due vengono a contatto tra loro, la prima sovrascorre la seconda.

La copertura sedimentaria delle tre Sottounità solitamente si trova scollata a varie altezze stratigrafiche, corrispondenti a passaggi laterali o verticali tra litofacies a diversa competenza. Raramente è possibile ricostruire le successioni sedimentarie originarie, ed i loro contatti di continuità o discordanza, dato che sono presenti deformazioni duttili a diversa lunghezza d'onda in funzione delle caratteristiche meccaniche dei vari litotipi.

L'Unità di Longi-Taormina è sovrascorsa dall'Unità di Fondachelli (Bonardi *et al.*, 1976, 1996), la quale è costituita da un basamento epimetamorfico di prevalenti filladi e metareniti con subordinate metabasiti, quarziti e rari calcari cristallini. La copertura mesozoica è costituita da arenarie e conglomerati in facies di "Verrucano" e da calcari dolomitici. Al tetto delle unità epimetamorfiche affiora l'Unità di Manadanici, formata da un basamento ercinico con esili lembi di copertura sedimentaria. Infine, l'unità più alta, l'Unità dell'Aspromonte è formata da un basamento varisco totalmente privo di coperture sedimentarie mesozoiche.

In discordanza sulle unità tettoniche peloritane, affiorano i depositi terrigeni sin- e tardorogeni, organizzati in successioni sovrapposte e delimitate da discordanze angolari che attestano i diversi stadi della tectogenesi (Bonardi *et al.*, 1980; Lentini *et al.*, 1995a; Giunta & Nigro, 1999a).

La Catena Maghrebide siciliana è costituita dalle Unità Sicilidi ed "Esterne"; le prime sono rappresentate da sequenze sedimentarie dell'intervallo Cretacico inferiore-Oligocene, smembrate in unità tettoniche e suture da formazioni molassiche "tardorogene" del Miocene medio-superiore (Giunta *et al.*, 1982; Bianchi *et al.*, 1987). Costituiscono un orizzonte strutturale continuo, che affiora estesamente a letto delle unità cristalline del settore Kabilo-Calabride, comprendendo i Monti Nebrodi e parte delle aree più a sud di questi; tali unità sovrascorrono con vergenza meridionale sulle più esterne unità maghrebidi, rappresentate dai termini numidici delle Unità Panormidi. Tale insieme di unità tettoniche, corrisponde al "Complesso Sicilide" di Ogniben (1960) nel quale l'autore raggruppa le successioni bacinali, in posizione strutturale elevata e di deformazione più precoce, immediatamente sottostanti i terreni cristallini del Complesso Calabride. Per Ogniben (1960) il Complesso Sicilide è formato da due falde sovrapposte: la Falda di Cesarò e la sottostante Falda di Troina. Alla prima l'Autore assegna la successione del Flysch di Monte Soro di età Tetonico-Cretacico superiore, costituita da argilliti nerastre e varicolori con intercalazioni carbonatiche, evolventi a facies argilloso-arenacee con quarzareniti feldspatiche in posizione mediana, passanti verso l'alto ad argilliti varicolori, denominate "Argille Scagliose Superiori", con spessore fino a 1000 m. La Falda di Troina è rappresentata da una successione eocenica,

contenente alla base Argille Varicolori evolventi alla "preflyschioide" Formazione di Polizzi (Ogniben, 1960), e da tufiti andesitiche (Tufiti di Tusa). Secondo l'Autore le due falde deriverebbero dalla deformazione di un'unica successione stratigrafica, il cui raddoppio e messa in posto si sarebbero realizzati attraverso una prima fase di scollamento e trasporto tettonico dei livelli eocenici (Falda di Troina), ed il successivo accavallamento su di essi dell'originaria base stratigrafica titonico-supracretacica (Falda di Cesarò), con una generalizzata inversione dei rapporti stratigrafici originari. Entrambe le falde sarebbero, quindi, state ricoperte in discordanza da depositi silicoclastici (Flysch di Reitano), di età supraoligocenica alla base.

Bonardi & Giunta (1982) riconoscono nei Monti Nebrodi le seguenti unità tettoniche, dal basso verso l'alto: Unità di Nicosia, Unità di Troina, Unità di M. Pomiere-M. Ambola e Unità di M. Soro. Le Tufiti di Tusa, successivamente denominate Flysch di Troina-Tusa (Wezel & Guerrera, 1973; Guerrera & Wezel, 1974), sono state riferite al Miocene inferiore e le stesse Argille Varicolori presenti alla base sono state datate all'Oligocene superiore-Miocene inferiore. Nella nuova stratigrafia della Falda di Troina, rinominata Unità di Troina (Bonardi & Giunta, 1982; Lentini *et al.*, 1987; 1990a,b; Carbone *et al.*, 1990), la Formazione di Polizzi verrebbe a separare due distinti orizzonti di argille sicilidi, le "Argille Scagliose" del Cretacico superiore, e le "Argille Varicolori" dell'Oligo-Miocene, mentre il Flysch di Troina-Tusa chiuderebbe l'intera successione (Lentini *et al.*, 1987; 1990a,b; Carbone *et al.*, 1990).

La Falda di Cesarò, rinominata Unità di M. Soro da Lentini & Vezzani (1978), data la sovrapposizione del Flysch di Monte Soro sulle Argille Varicolori.

Bouillin *et alii* (1995) riconoscono in Contrada Lanzeri, ad est di Alcara li Fusi, una scaglia tettonica composta da radiolariti ed arenarie del Cretacico inferiore, interpretate come stratigraficamente corrispondenti alla originaria porzione basale dell'Unità di Monte Soro ed in posizione geometrica più elevata.

Ulteriori analisi dei terreni dell'Unità Sicilide (Lentini *et al.*, 1996a, b; 2000), riguardano soprattutto la revisione stratigrafica dell'Unità di Monte Soro e dell'Unità di Troina. Proprio, nell'ambito dell'Unità di M. Soro, viene individuata un'ulteriore unità: l'Unità delle "Argille Scagliose Superiori", costituita da una sequenza argilloso-arenacea che ricopre con un contatto di scollamento il Flysch di Monte Soro.

Le analisi hanno ispirato la scuola catanese nella seguente suddivisione delle unità stratigrafico-strutturali, che dal basso verso l'alto sono: l'Unità di Monte Salici-Monte Castelli, l'Unità di M. Soro, l'Unità delle Argille Scagliose superiori, l'Unità di Nicosia, e l'Unità di Troina.

Recentemente, in seguito ai rilievi geologici effettuati per la realizzazione dei Fogli CARG 599 "Patti" e 598 "S. Agata di Militello" sono state distinte le seguenti unità Sicilidi, dal basso verso l'alto: l'Unità di Monte Salici-Monte Castelli (Carbone *et al.*, 1990; Lentini *et al.*, 1987; 1996a), l'Unità di M. Soro, l'Unità di Poggio Pracino

(corrispondente all'Unità delle "Argille Scagliose Superiori" di Lentini *et al.*, 1996a) e l'Unità di Troina.

L'unità di Monte Salici-Monte Castelli è rappresentata da un'alternanza argilloso arenacea oligo-miocenica assimilabile al flysch numidico. L'Unità di Monte Soro è rappresentata dal flysch di Monte Soro, costituito da un'alternanza di calcilutiti e/o calcareniti e argilliti grigie laminate passanti ad un'alternanza di quarzareniti compatte verdastre o grigie scure, con intercalazioni di argilliti fogliettate di colore verde o rosso vinaccia. Al tetto dell'Unità di Monte Soro giace la formazione delle "Argille Scagliose superiori" Auctt. dell'Unità di Poggio Pracino, costituita da una sequenza caotica di argille e argille marnose alternate a calcilutiti allodapiche spesso marnose e quarziti.

L'impalcatura della porzione sicilide è saldata dal Flysch di Reitano, copertura tardorogena burdigaliano-serravalliana caratterizzata dall'alternanza di arenarie arcose ed argille siltose.

Le Unità "Esterne", residuo della deformazione dell'ampio ed articolato margine continentale africano, sono divise in una serie di unità tettoniche, costituite da rocce silico-carbonatiche di mare profondo (bacinali) del Mesozoico-Miocene inferiore (localmente denominate Unità Imerese e Sicana) e da rocce di piattaforma carbonatica meso-cenozoiche (Pre-Panormide, Panormide, Trapanese, Saccense).

La successione Imerese è costituita da calcari e radiolariti di mare profondo sottilmente stratificate del Triassico (Carnico)-Oligocene con intercalazioni di corpi risedimentati di carbonati di piattaforma del Giurassico-Eocene. La successione carbonatica è localmente ricoperta in discordanza da depositi silico-clastici dell'Oligocene sup.-Miocene inf. (argilliti marnose, arenarie torbiditiche e quarzareniti). L'intervallo roccioso del Miocene inferiore, localmente conosciuto come Flysch Numidico, appare spesso scollato dal substrato.

La successione Sicana è costituita da carbonati di mare profondo del Carnico-Miocene inferiore, seguiti da carbonati clastici e marne del Miocene medio. Le successioni bacinali Imerese e Sicana hanno in comune la stessa litofacies alla base, che consiste di marne e calcari con selce del Triassico superiore (Fm. Mufara e Scillato).

Nella successione Sicana mancano i carbonati risedimentati di mare basso del Giurassico-Eocene e le successioni Numidiche dell'Oligocene sup.-Miocene inf., che sono le litologie tipiche della sequenza Imerese.

La successione Pre-Panormide, affiorante in Sicilia occidentale, è costituita da calcari e dolomie di piattaforma carbonatica del Trias-Lias inferiore passanti verso l'alto a depositi giurassici di scarpata-bacino o di piattaforma pelagica. Seguono calcari torbiditici con selce del Cretaceo inf.-Eocene, e in discordanza calcari marnosi dell'Oligocene-Miocene inf., biocalcareni glauconitiche con nummuliti, e quarzareniti "numidiche". Seguono verso l'alto calcari glauconitici di mare basso e marne del Miocene inf.-medio. La successione Panormide è costituita da depositi di piattaforma carbonatica, prevalentemente di scogliera del Trias sup.-Lias inf., ricoperti in *onlap* da

rocce giurassiche di piattaforma pelagica (Rosso Ammonitico), seguiti da calcari di scogliera e di scarpata del Giurassico sup.-Oligocene inf. Calcari di piattaforma aperta del Miocene inf. (localmente conosciuti come "Mischio") ricoprono in discordanza il corpo carbonatico mesocenoico.

La successione Trapanese affiora in Sicilia occidentale ed è costituita da calcari e dolomie di piattaforma carbonatica del Trias sup.-Lias inf., seguiti da depositi di piattaforma pelagica del Giurassico-Oligocene inf. (Rosso Ammonitico con diffusi dicchi basaltici, croste condensate mangesifere, calcari a calpionelle, marne ad aptici e Scaglia). Biocalcareniti risedimentate e arenarie glauconitiche di piattaforma aperta e costiere (Fm. Calcareniti di Corleone) dell'Oligocene sup.-Miocene inf. ricoprono in discordanza il substrato mesocenoico.

La successione Saccense è simile a quella Trapanese eccetto per i depositi di mare basso dell'Oligocene-Miocene inf., rappresentati da depositi di rampa carbonatica.

2.2 Assetto strutturale della Catena Maghrebide Siciliana

L'architettura delle unità tettoniche affioranti al limite Peloritani-Nebrodi è caratterizzata da differenti eventi tettonogenetici che hanno prodotto uno stile di deformazione tipo *thin-skin*, realizzatosi dall'Oligocene al Pliocene, attraverso una sequenza di *piggy-back thrust* con angoli via via crescenti (Giunta & Nigro, 1999b).

L'area di studio, come detto precedentemente, si trova lungo una zona di confine, caratterizzata dal sovrascorrimento delle unità tettoniche Kabilo-Calabridi dell'Arco Calabro-Peloritano, sulle unità tettoniche Sicilidi della Catena Maghrebide siciliana (Fig.5).

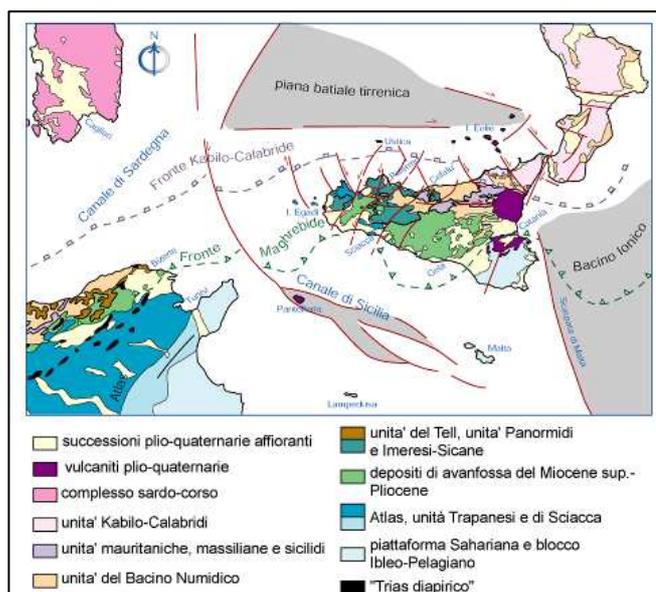


Fig. 5 – Schema geologico della regione centro mediterranea e peritirrenica.

Il contatto tra le due unità avviene lungo la cosiddetta "Linea di Taormina" (Fig.6), definita come faglia trascorrente destra orientata NW-SE, (Scandone *et al.*, 1974; Amodio Morelli *et al.*, 1976) e reinterpretata da Giunta *et al.*, (1989), come residuo di un'antica paleostruttura crostale, già attiva durante il Mesozoico, che avrebbe complessivamente agito come zona di cerniera tra il dominio Kabilo-Calabride peloritano e il Bacino Sicilide. Nel modello cinematico proposto da Giunta (1985; 1991) e Giunta *et al.*, (1989) la "Linea di Taormina" avrebbe gradualmente acquisito l'attuale significato di superficie di sovrascorrimento di I ordine, a partire dalle fasi tettonogenetiche Oligo-mioceniche. La vecchia struttura crostale sarebbe stata progressivamente dislocata e smembrata in un complesso sistema epidermico che oggi rappresenta il fronte cinematico peloritano, verosimilmente asismico.

La strutturazione dell'intero edificio tettonico è il risultato di fasi tettoniche successive, che si sono attivate a partire dall'Oligocene superiore (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Lentini *et al.*, 1994; Giunta *et al.*, 1998; Giunta & Nigro, 1999b) e che si realizza attraverso una serie continua di stati deformativi.

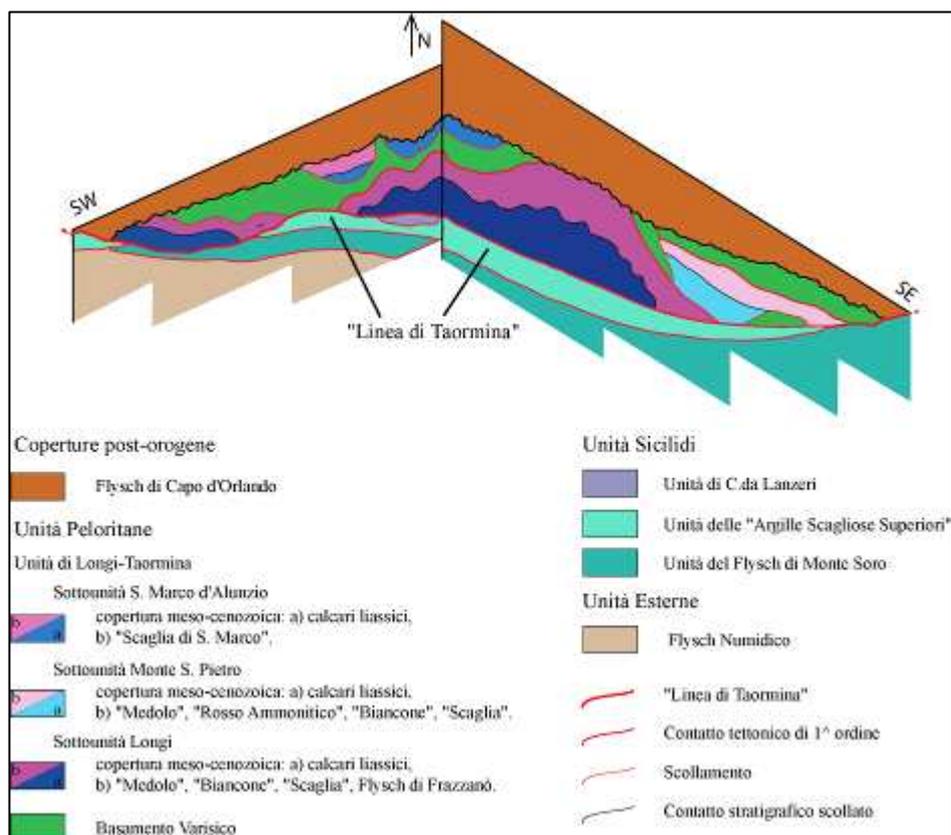


Fig. 6 - Schema indicativo dei rapporti geometrici tra le unità affioranti lungo la "Linea di Taormina" (modif. da Giunta *et al.*, 1992).

Giunta & Nigro (1999b) e Giorgianni et al., (2007) riconoscono nei Peloritani ed in parte nei Nebrodi il probabile ordine sequenziale delle deformazioni che qui di seguito verrà descritto (Fig.7).

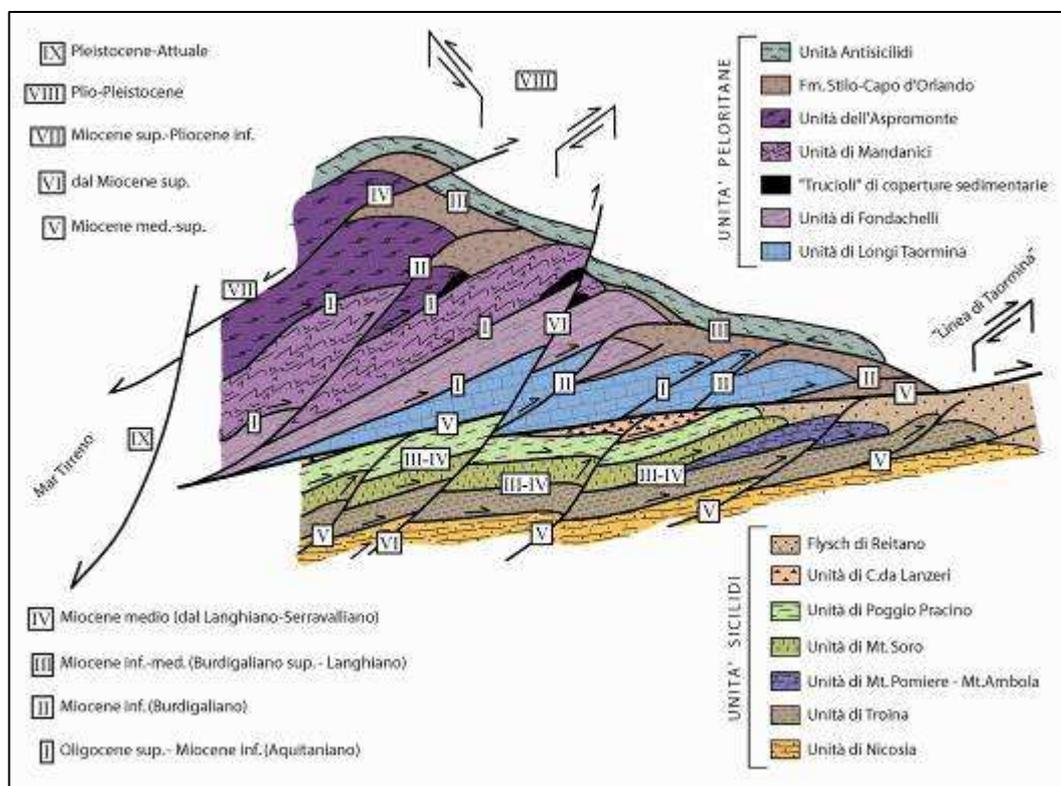


Fig. 7 – Schema dell'architettura della Sicilia nord-orientale e della ricostruzione dell'ordine sequenziale delle deformazioni (Adelfio et al., 2008)

La prima fase deformativa, responsabile della costruzione dell'edificio tettonico, attiva sin dall'Oligocene superiore, è caratterizzata da una tettonica compressiva a pieghe e sovrascorrimenti, e comprende nell'ordine:

1) Strutture duttili e duttili-fragili: sono riferibili ad un piegamento disarmonico con relazionate geometrie duttili penetrative in diversi ordini, evolventi a *kink bands* e zone di *shear*, talora accompagnate da blastesi. Si riconoscono pieghe isoclinali meso- e microscopiche, con piani assiali a basso angolo ed assi diretti da NNE a ENE. Questa geometria costituisce la foliazione principale (F1 o F2) nelle rocce dell'Unità di Longi-Taormina, in particolare nel basamento filladico.

Nelle coperture sedimentarie essa rappresenta il piegamento F1 probabilmente subparallelo alla stratificazione, meglio definito nelle litologie meno competenti. Le pieghe F2, o F3 in alcuni basamenti e coperture, sono spiccatamente asimmetriche, localmente *chevron* e *box*, spesso con associato un clivaggio di crenulazione nelle litologie meno competenti, e budinaggio in quelle più competenti. Tali pieghe hanno assi diretti NNW e NW e sono a luoghi rovesciate con una vergenza sud-occidentale. L'ampiezza e la lunghezza d'onda dei sistemi di pieghe sono differenti nelle varie porzioni litologiche, in relazione alla competenza di queste, permettendo il realizzarsi di

una configurazione spiccatamente disarmonica. I fianchi dritti con geometrie di tipo S o Z sono spesso preservati in pieghe metriche ed ettometriche. Le geometrie descritte sono a luoghi interessate da deformazioni duttili-fragili di tipo *shear* e *kink bands*, con connesse vene *en-échelon*, che evolvono a superfici di taglio per stiramento dei fianchi rovesciati delle pieghe F2 o F3, fino a *thrust* anche di piccole dimensioni; questi favoriscono il sovrascorrimento della porzione dritta delle pieghe in una geometria di tipo *flat-ramp* o *duplex*.

2) Superfici di scollamento (*layer-parallel detachments*): sono caratterizzate da *slickensides*, brecce di faglia, *gouge fabric* e *drag folds* mesoscopiche. Queste superfici separano differenti successioni litologiche a spessori variabili lungo i principali orizzonti di contrasto di viscosità, in genere tra i terreni del basamento cristallino e le coperture sedimentarie, o tra le sequenze di piattaforma e quelle bacinali. Localmente, ordini minori di queste geometrie sono riconoscibili tra il terrigeno di tipo “Verrucano peloritano” e le sequenze di piattaforma ed ancora tra le litologie di tipo Medolo e quelle della Scaglia. Nelle unità cristalline si possono osservare numerosi *detachments* a tutte le scale, e lungo il contatto tra le unità cristalline e il flysch di Capo d'Orlando ordini differenti di *shear bands* indicano la presenza di *detachments* discontinui.

3) Geometrie *ramp-flat*: corrispondono ai sistemi di *thrust* (I e II ordine) a basso angolo, attraverso i quali si realizza una più o meno ampia sovrapposizione tra le diverse unità tettoniche di primo e secondo ordine. L'andamento regionale delle superfici di *flat*, di solito, coincide con i contatti principali tra differenti litologie ad elevato contrasto di viscosità all'interno dei multilivelli rocciosi. Di conseguenza, le superfici di *ramp* tagliano, a varia angolazione, il basamento cristallino e le coperture sedimentarie, determinando a luoghi caratteristiche geometrie di *hangingwall ramp anticline* su *footwall flat*. Nelle unità di basamento, superfici di *thrust* con geometrie *flat-ramp* sono rivelate da ettometriche anticlinali di rampa, che si osservano dove il flysch di Capo d'Orlando è piegato o coinvolto nel sovrascorrimento.

4) *Duplex*: di dimensioni da centimetriche ad ettometriche, costituiscono corpi tettonici riconoscibili alla micro-, meso- e macro-scala ed interessano varie porzioni litologiche. I *roof* e *floor thrust* corrispondono ai principali scollamenti. I più importanti *duplex* sono ben osservabili nei carbonati di piattaforma e nelle successioni pelagiche dell'Unità di Longi-Taormina, mentre *duplex* minori si osservano nei basamenti metamorfici, nella Scaglia e nelle porzioni più competenti delle successioni sicilidi.

5) Geometrie fuori-sequenza: dissecano le strutture a *thrust*, enfatizzando la loro dislocazione in una configurazione di involuppo, con il risultato di un raccorciamento di tutto l'edificio tettonico, coinvolgendo anche le sequenze terrigene del flysch di Capo d'Orlando discordante sui sovrascorrimenti più antichi. Nelle Unità Sicilidi, sono state riconosciute strutture di involuppo, che coinvolgono anche i depositi molassici della formazione di Reitano.

6) *Breaching*: è caratterizzato da un sistema di faglie inverse ad alto angolo che taglia tutte le geometrie precedentemente descritte, coinvolgendo anche il flysch di Capo d'Orlando e le formazioni post-mioceniche. Queste strutture interessano anche le più profonde unità sicilidi, e sono state riconosciute perfino nelle evaporiti messiniane dei Monti Peloritani (Nigro, 1996).

Nella porzione più interna della catena in costruzione, la deformazione a pieghe e sovrascorrimenti lascia il posto, a partire dal Miocene superiore, ad una tettonica estensionale, effetto delle prime fasi di apertura del Bacino Tirrenico.

Questa fase è responsabile dell'attivazione di faglie estensionali a basso angolo, Low Angle Normal Faults (LANF), a varia scala tra differenti litotipi, con caratteristiche di *ramp decollement*, o a luoghi *roll-over anticlines*, o ancora sovrapposizioni *younger-on older*.

Queste strutture talora invertono precedenti sovrascorrimenti, come dimostrato dalla sovrapposizione di indicatori cinematici e mostrano una dislocazione estensionale a vergenza settentrionale. I principali effetti di questa tettonica sono le "gradinate" che raccordano i versanti montuosi con le aree prossime alla costa, e che permettono la conservazione dei sedimenti del Miocene superiore-Pliocene nelle zone ribassate verso il Tirreno.

Le fasi neotettoniche Plio-Pleistoceniche sono caratterizzate dall'attivazione di una complicata griglia di faglie *strike-slip* ad alto angolo, rappresentata da due distinti sistemi: uno sintetico destro, orientato da NW-SE a W-E, e uno antitetico, prevalentemente sinistro, orientato da N-S a NE-SW. In generale, si tratta di una zona di taglio regionale a componente destrale orientata circa W-E, estesa dal cosiddetto "rift di Pantelleria" a circa la congiungente Ustica-Eolie nel Basso Tirreno

Tali strutture determinano l'alternanza di zone di *restraining* e di *releasing*, in corrispondenza delle quali si impostano rispettivamente alti morfostrutturali e depressioni morfotettoniche, riempite da sedimenti clastici Plio-Pleistocenici diacroni verso est, che interessano sia i settori emersi che quelli sommersi.

Ai sistemi trascorrenti, spesso si sovraimpongono faglie estensionali *net* e *dip-slip* ad immersione tirrenica, a prevalente geometria listrica, associate ad una tettonica distensiva ancora più recente. Queste strutture si impostano in parte lungo le principali superfici di *flat* e *ramp*, determinando rotazioni di blocchi e accomodamenti. Tali strutture, connesse all'attuale sollevamento dell'orogene, si possono considerare in parte attive e responsabili sia dell'evoluzione della costa sia della sismicità superficiale che caratterizza la Sicilia settentrionale e il suo antistante *off-shore* tirrenico.

Secondo Lentini et al., (1995b; 1996a) e Catalano et al., (1997), il settore nebrodico è separato dal settore nord-orientale dell'isola da una zona di taglio destro orientata NW-SE, il "Sistema Sud-Tirrenico" (Finetti et al., 1996), lungo il quale si esaurisce verso sud l'effetto dell'estensione tirrenica (Lentini et al., 1995b; Catalano et al., 1996; Monaco & Tortorici, 2000).

La prosecuzione verso il Tirreno di questa zona di taglio, riconosciuta attraverso profili sismici (Del Ben, 1997), evidenzia una geometria delle faglie compatibile con un carattere trassensivo della deformazione, alla quale sono associate le strutture responsabili dell'attuale margine del Bacino Tirrenico.

Il sistema, attivo sin dal Serravalliano, si è delineato nelle sue geometrie attuali durante il Plio-Pleistocene (Lentini *et al.*, 1994). È principalmente costituito da faglie destre orientate NW-SE, disposte *en-échelon*, che si estendono dal margine tirrenico verso terra, nelle aree di S. Agata di Militello fino alle zone di Cesarò, nelle aree pedemontane dei Monti Nebrodi (Fig.8).

A questo sistema si associa, più ad est, un fascio di faglie *en-échelon*, che disloca in superficie le unità della Catena Kabilo-Calabride, in corrispondenze della valle del Fiume Alcantara, a nord dell'Etna. La disposizione *en-échelon* dei due sistemi di faglie genera un'area di sovrapposizione delimitata a nord ed a sud da associazioni di strutture minori, rispettivamente con cinematica transtensiva e transpressiva.

Nella fascia peritirrenica il "Sistema Sud-Tirrenico" è caratterizzato da due sistemi di faglie, associati alle strutture trascorrenti destre. Il primo, costituito da faglie orientate N-S e NNE-SSW con cinematica prevalentemente normale, è presente solo nel settore peloritano, dove controlla la genesi delle depressioni strutturali. Il secondo sistema di faglie consiste in strutture orientate ENE-WSW, responsabili del progressivo collasso delle aree costiere e dell'attuale configurazione della costa siciliana.



Fig. 8 – Schema dei principali lineamenti neotettonici della Sicilia orientale e geometria delle faglie del Sistema Sud-Tirrenico (Lentini *et al.*, 1994).

2.3 Evoluzione tettonica Plio-Quaternaria e relazioni con la sismicità

L'assetto strutturale del margine settentrionale della Sicilia si inserisce in un quadro geodinamico assai complesso, interpretabile come l'effetto dell'attività di strutture fragili neotettoniche, a prevalente carattere distensivo e trascorrente, attivatesi, o riattivatesi, in connessione all'apertura del bacino tirrenico a partire dal Serravalliano-Tortoniano.

Il significato delle strutture neotettoniche e recenti, responsabili della sismicità superficiale dell'area sud-tirrenica, è stato diversamente interpretato nei maggiori modelli sismotettonici. In particolare e soprattutto sulla base dell'analisi dei meccanismi focali, Neri et al., (2005); Guarnieri (2005); Pepe et al., (2005); Billi et al., (2006); Ferranti et al., (2008) e Mattia et al., (2009), affermano che la Sicilia nord-occidentale ed il suo antistante *off-shore* Tirrenico, rappresentino una zona a prevalente carattere compressivo caratterizzata principalmente da sistemi di faglie sismogenetiche con cinematica variabile da trascorrente ad inversa e con direzioni da E-W a NE-SW (Fig.13). In quest'ottica Lavecchia et al., (2007) ipotizzano thrust attivi come possibile sorgente sismogenetica, in Sicilia centro-meridionale.

L'asse di massima compressione (σ_1) è orientato NW-SE, così come dedotto dai dati strutturali (Giunta et al., 2009; Ferranti et al., 2007; Tondi et al., 2006), sismologici (Giunta et al., 2004) e GPS (Figg.9,10; Hollenstein et al., 2003; D'Agostino & Selvaggi 2004).

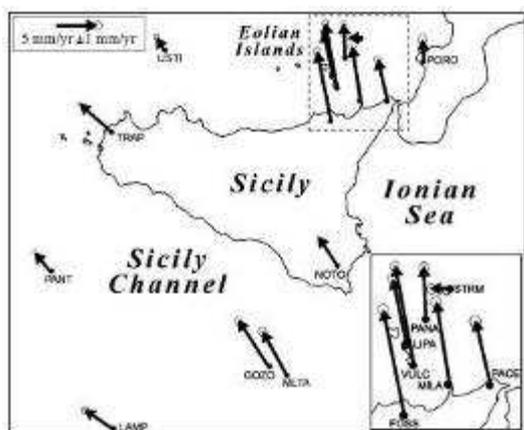


Fig. 9 – Campo di velocità GPS relativo ad Eurasia (Hollenstein et al., 2003).

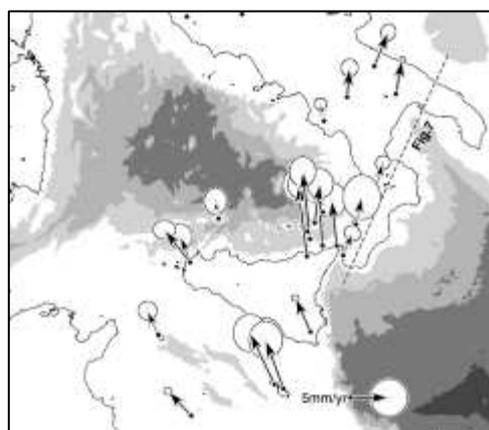


Fig. 10 – Campo di velocità GPS relativo ad Eurasia (D'agostino & Selvaggi, 2004).

Neri et al., (2008) hanno messo in evidenza una variazione del regime di stress tettonico e sismogenetico a livello crostale dal settore calabro-meridionale, ancora interessato dalla subduzione, all'area siciliana, ormai in regime di collisione continentale (Fig.11). Questo, infatti, passa da estensionale con asse σ_3 orientato WNW-ESE, in Calabria meridionale e Stretto di Messina, come confermato dai meccanismi focali (Pondrelli et al., 2006 e referenze citate), dagli studi strutturali (Tortorici et al., 1995; Jacques et al., 2001; Ferranti et al., 2007) e dai dati GPS

(D'Agostino & Selvaggi 2004); a compressivo in Sicilia settentrionale, come detto precedentemente (Fig.13).

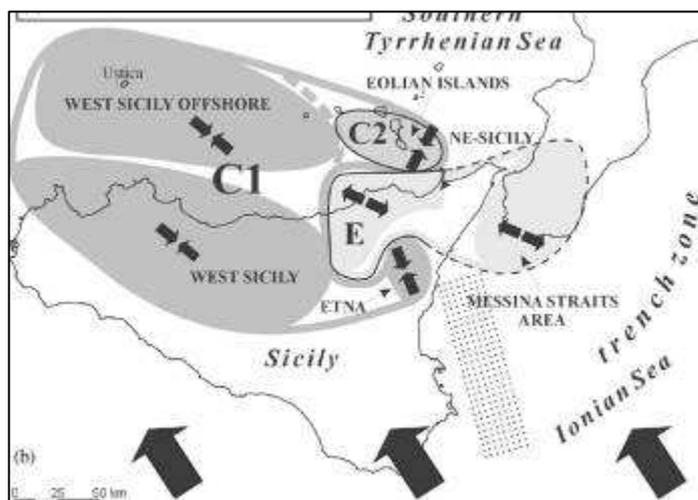


Fig. 11 - Variazione dello stress tettonico e sismogenetico (Neri et al., 2005).

La zona di transizione tra questi due domini si colloca nella porzione nord-orientale dell'Isola, ed è rappresentata da una fascia sismogenetica orientata circa NNW-SSE, che si estende dalle Isole Eolie al Vulcano Etna, e sembra proseguire verso sud fino alla scarpata ibleo-maltese. In questa zona, lo studio dei meccanismi focali ha evidenziato cinematismi trascorrenti destri, compatibili con un lineamento tettonico, orientato NNW-SSE e noto come sistema Vulcano-Tindari-Letojanni (Lanzafame & Bousquet, 1997; Billi et al., 2006).

Secondo altri autori (Giunta et al., 2000; 2004) la sismicità superficiale della Sicilia settentrionale e del basso Tirreno, caratterizzata da cinematica transpressiva e/o inversa su piani nodali orientati NE-SW, e talora transtensiva specie su piani nodali NW-SE, evidenzerebbe una marcata eterogeneità meccanica dovuta alle complesse relazioni tra volumi sismogenetici dei cluster e le singole dislocazioni affioranti. (Fig.12). Questa situazione sarebbe, secondo gli autori, compatibile con un modello neotettonico trascorrente, caratterizzato da strutture fragili, che a partire dal Pliocene hanno identificato una zona di cerniera tra la porzione emersa e quella sommersa delle Maghrebidi siciliane. Il modello neotettonico trascorrente, caratterizzato da un'asse di massima compressione (σ_1) orientato circa NW-SE, il quale produce una complessa deformazione non-coassiale (*simple shear*), prevede l'attività, all'interno della zona di cerniera, di una zona di taglio destro, orientata circa W-E, estesa dal cosiddetto "rift di Pantelleria" a circa la congiungente Ustica-Eolie nel Basso Tirreno (Nicolich et al., 1982; Boccaletti et al., 1990; Nigro, 1998; Renda et al., 2000; Giunta et al., 2009 e referenze citate). La zona di taglio destro, come già accennato nel paragrafo 2.2, è caratterizzata da una griglia di faglie *strike-slip* ad alto angolo rappresentata da due distinti sistemi: uno sintetico destro, orientato da NW-SE a W-E, e uno antitetico, prevalentemente sinistro, orientato da N-S a NE-SW (Giunta et al., 2009).

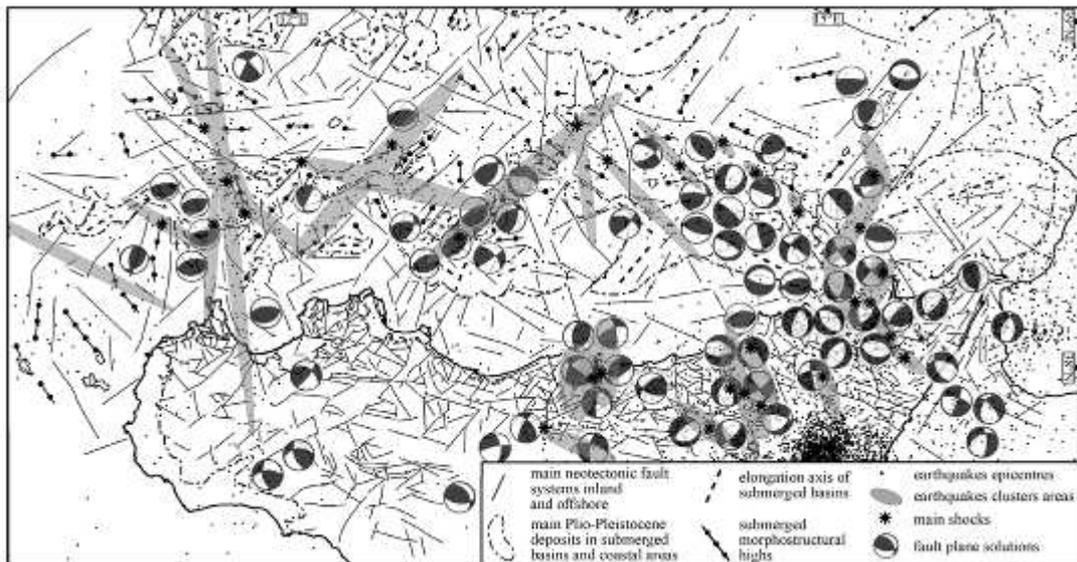


Fig. 12 – Carta sismo tettonica della "zona di cerniera" tra Sicilia settentrionale e Tirreno meridionale (Giunta et al., 2009).

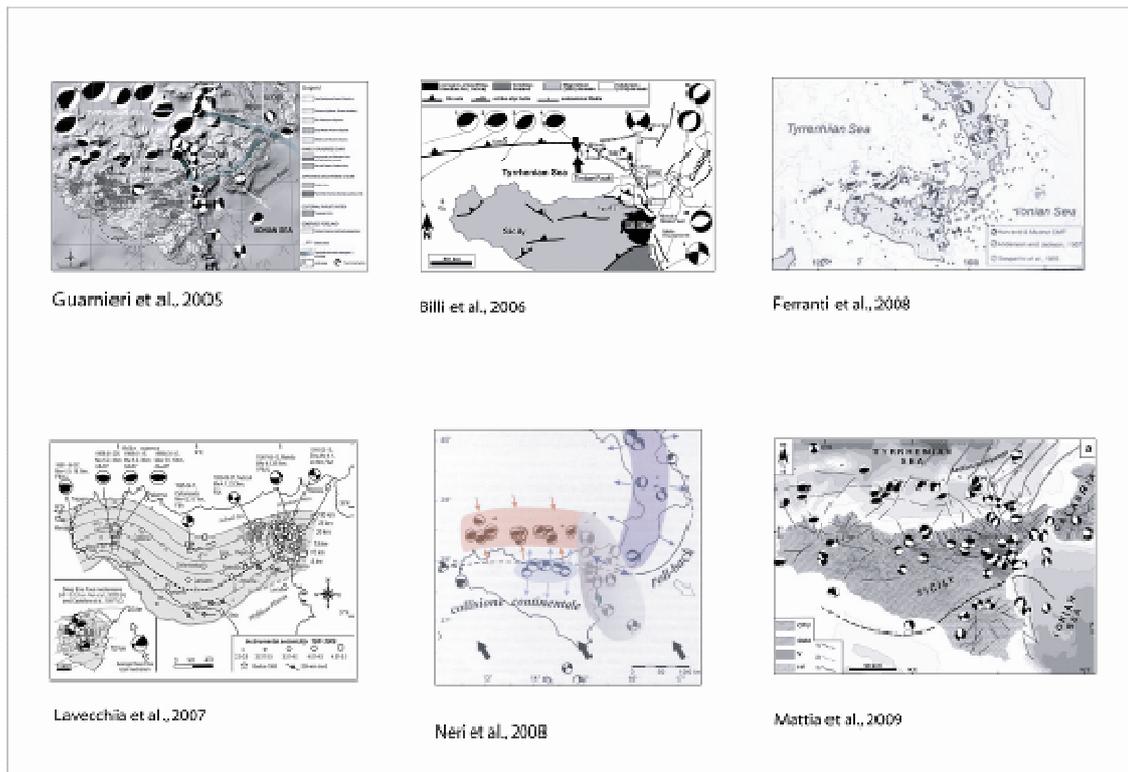


Fig. 13 – Confronto tra vari modelli sismo tettonici.

Le relazioni tra queste famiglie di faglie sono abbastanza complesse, in quanto a volte faglie del sistema NW-SE e W-E sono tagliate da quelle del sistema NE-SW e viceversa, dimostrando quindi un'attività continua della zona di taglio, con progressiva rotazione oraria dell'ellissoide delle deformazioni sia nel settore emerso della Sicilia che probabilmente in quello sommerso del basso Tirreno. In particolari aree sono tuttavia possibili differenti condizioni sismogeniche, dovute all'accomodamento locale di volumi rocciosi in un contesto di marcata eterogeneità meccanica.

L'assetto neotettonico della cosiddetta "Collinetta di Patti-Moreri" (Fig.14) ad est del promontorio di Capo Calavà, è un esempio del modello deformativo fragile neotettonico della Sicilia settentrionale e del Basso Tirreno talora ancora sismicamente attivo.

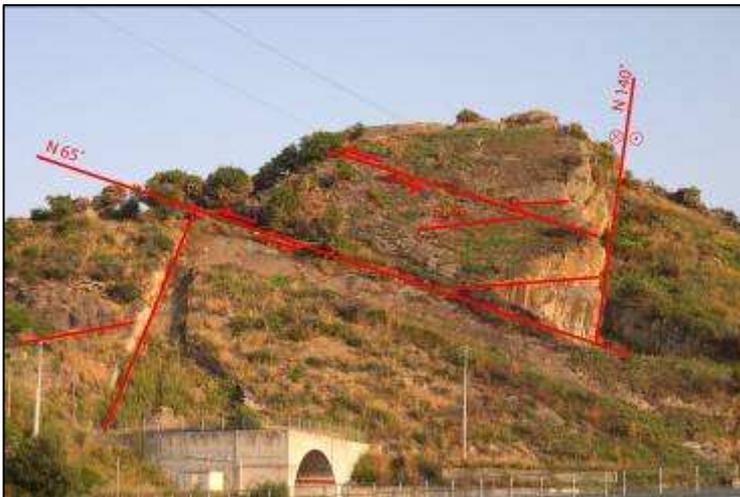


Fig. 14 – *Principali strutture neotettoniche (Note Illustrative del Foglio Carg "Patti" in elaborazione)*

Le strutture rilevate costituiscono una zona di taglio destro in cui: le trascorrenti destre di direzione N140° sono riferibili a sintetiche P; le trascorrenti sinistre di direzione N60°/70° sono riferibili alle antitetiche R'; i joints di direzione N-S sono riferibili a sintetiche R; i joints di direzione N40° sono riferibili a sintetiche X (Fig. 15).

Le suddette strutture costituiscono il sistema sintetico di secondo ordine di una zona di taglio regionale destro di direzione E-W.

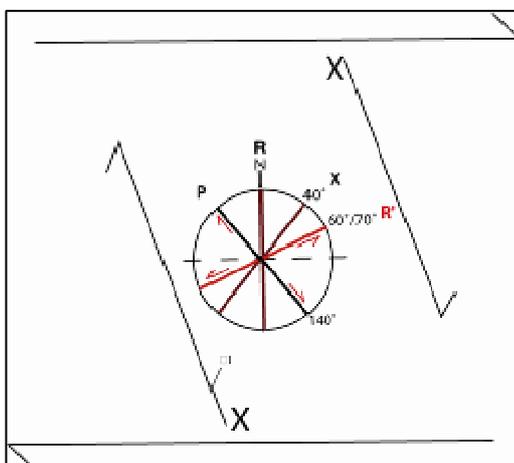


Fig. 15 – *Schema delle strutture fragili rilevate nella cosiddetta "Collinetta di Patti-Moreri" (NE di Capo d'Orlando)*

UNITA' MAGHREBIDI (SETTORE NEBRODICO)

Unita tettoniche Sicilidi

Unità tettonica di Monte Salici-Monte Castelli

Flysch Numidico-membro di Monte Salici (Oligocene superiore-Burdigaliano)

Unita tettonica di Monte Soro

Flysch di Monte Soro (Cretacico superiore)

Unità tettonica di Poggio Pracino

Argille scagliose superiori (Cretacico inferiore)

UNITA' KABILO-CALABRIDI (SETTORE PELORITANO)

Unita tettonica Longi-Taormina

Basamento Varisico

Epimetamorfiti di Longi-Taormina

Sottounità Longi

Verrucano peloritano (Triassico superiore-Hettangiano)

Calcarei neri e calcari massivi di Longi (Lias inferiore)

Medolo (Carixiano/Domeriano-Lias)

Rosso Ammonitico (Lias superiore)

Maiolica (Barremiano-Aptiano)

Scaglia (Cretacico superiore-Eocene)

Flysch di Frazzanò (Eocene medio/superiore-Oligocene)

Sottounità S. Marco d'Alunzio

Rosso di S. Marco (Pliensbachiano-Titonico inferiore)

Scaglia (Cretacico superiore-Eocene)

Unita tettonica di Fondachelli

Basamento varisico

Metamorfiti di Fondachelli

Successioni terrigene dell'Oligocene superiore-Miocene discordanti sulle unità Kabilo-Calabridi

Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene superiore-Burdigaliano)

2.4.1 Stratigrafia dei depositi quaternari

I depositi quaternari sia marini che continentali sono quelli maggiormente diffusi nell'area di studio e soprattutto su quelli marini si focalizza la ricerca.

I depositi del Plio-Pleistocene sono confinati prevalentemente entro depressioni costiere e rappresentano l'espressione sedimentaria di una pronunciata attività neotettonica (Lentini *et al.*, 1990a; 1994; Finetti *et al.*, 1996; Giunta *et al.*, 1998).

Nei dintorni di Naso, sul Flysch di Capo d'Orlando poggia una successione a carattere trasgressivo del Pleistocene medio (Di Stefano & Caliri, 1996; Carbone *et al.*, 1998; Lentini *et al.*, 2000), nota come Calcareniti di S. Corrado (ex Formazione di Naso), costituita alla base da livelli conglomeratici, passanti lateralmente e verso l'alto a calcareniti e sabbie, e al tetto a depositi argillosi.

In contatto netto e discordante sui depositi plio-pleistocenici e su diversi termini del substrato, poggiano i depositi conglomeratici che costituiscono la successione tipo delle "Ghiaie e sabbie di Messina", nota anche come "Formazione di Messina" del Pleistocene inferiore e/o Pleistocene medio (Bonfiglio & Violanti, 1983). Sono state interpretate come il prodotto di antichi sistemi fluvio-deltizi alimentati dalla dorsale peloritano-nebrodica, sviluppatasi durante le fasi di surrezione.

Sistemi analoghi, in cui è ancora perfettamente conservata l'originaria geometria, sono riconoscibili anche nelle aree sommerse, e sono stati messi in evidenza sia da linee sismiche che da dati di perforazione. I dati non sono sufficienti a stabilire se gli apparati sommersi siano dovuti all'attività di faglie normali, o piuttosto sistemi deposizionali più recenti incastrati a quota inferiore. La formazione viene attribuita da Selli (1978) ad un ambiente deltizio alimentato da corsi d'acqua tipo fiume, e da Sauret (1980) e Barrier (1984) interpretata come una facies deltizia, regressiva e diacrona a progradazione centripeta verso il centro dello Stretto, generata dall'accelerazione del sollevamento dell'entroterra cristallino. Bonfiglio & Violanti (1983) distinguono la facies inferiore di delta marino, di colore grigiastro, da quella superiore di delta continentale, di colore rossastro. Barrier (1984) descrive le geometrie del sistema deltizio su ambedue le sponde dello Stretto di Messina, dal Pleistocene inferiore ad oggi, riconoscendo un *bottomset* (argille epibatiali e sabbie a *Chlamys septemradiata*), un *foreset* (ghiaie clinostratificate) e un *topset* (depositi terrazzati eutirreniani). Le argille epibatiali sono ascrivibili a circa 650 ka; le ghiaie sono state assegnate in letteratura al Pleistocene medio, sulla base del contenuto in mammalofaune negli orizzonti sommatiali, che indicherebbe un'età di circa 200 ± 40 ka (Bada *et al.*, 1991).

Anche se in questo lavoro di tesi si è scelto di descrivere le caratteristiche litologiche dei depositi quaternari attraverso le unità litostratigrafiche, si è ritenuto comunque opportuno fare accenno alle unità a limiti inconformi o Unconformity-bounded Stratigraphic Units (ISSC, 1994), ormai ampiamente utilizzate nella cartografia geologica italiana.

Le unità a limiti inconformi sono corpi rocciosi delimitati alla base ed alla sommità da superfici di discontinuità specificatamente designate, significative e dimostrabili, aventi preferibilmente estensione regionale o interregionale. Sono quindi unità stratigrafiche cartografabili, che differiscono dalle unità sottostanti e soprastanti semplicemente per il fatto di essere separate da esse da superfici di discontinuità. Le unità a limiti inconformi possono essere costituite da diversi tipi di rocce (sedimentarie, magmatiche e metamorfiche), ma le proprietà litologiche, il contenuto fossilifero e l'età dei corpi rocciosi non sono significativi o diagnostici per il riconoscimento delle unità di questo tipo. Queste proprietà possono però rivelarsi utili per il riconoscimento delle discontinuità che delimitano le unità stesse.

Le unità a limiti inconformi possono includere altri tipi di unità stratigrafiche (cronostratigrafiche, litostratigrafiche, biostratigrafiche, magnetostratigrafiche, ecc.) sia in successione verticale che laterale.

Le unità a limiti inconformi sono di grande utilità per un approccio chiaro e pragmatico all'analisi stratigrafica, per le sintesi stratigrafiche regionali e per un'interpretazione lucida e descrittiva della storia geologica. Esse esprimono, infatti, alcuni aspetti dell'evoluzione geologica della Terra, come episodi orogenici e variazioni eustatiche del livello del mare, eventi che sono comunemente registrati da discontinuità nella successione stratigrafica.

L'unità fondamentale è il sintema, il cui nome deriva dal greco "syn" (insieme) e "them" (deposito di). Un sintema può essere suddiviso in due o più subsintemi e due o più sintemi possono essere raggruppati in un supersintema.

Stabilire una gerarchia all'interno delle unità a limiti inconformi presenta comunque dei problemi, essendo essa basata sull'importanza delle discontinuità che delimitano le unità stesse. L'importanza di tali discontinuità si basa su tre criteri principali: il grado di discordanza angolare (geometrico), la durata dell'intervallo di tempo corrispondente allo *hiatus* deposizionale in corrispondenza della discontinuità (temporale) e l'estensione geografica della stessa (spaziale), criteri che sono spesso indipendenti uno dall'altro e che possono avere un valore diagnostico differente a seconda dei casi.

Nell'ambito del progetto CARG, i supersintemi devono essere delimitati da discontinuità di importanza regionale, mentre i sintemi ed i subsintemi da discontinuità di ordine subregionale e locale; per i sintemi, tuttavia, le discontinuità dovrebbero essere almeno a livello di bacino di asta fluviale principale.

Come esempio di utilizzo delle unità a limiti inconformi per la descrizione dei depositi quaternari, si riporta brevemente quella fatta per il Foglio geologico (1:50.000) 596 "Capo Playa", nel quale ricade una zona geograficamente vicina all'area in esame. SINTEMA DI CAPO PLAYA: depositi di versante, detriti di falda attuali, frane, depositi di fondovalle, dunari, di spiaggia, eluvio-colluvi e lacustri. Il limite inferiore è una superficie di erosione subaerea incisa sul sintema di Barcarello e/o termini più antichi. Il

limite superiore è l'attuale superficie topografica marcata da suoli (Pleistocene superiore-Olocene).

SINTEMA DI RAFFO ROSSO: detriti di falda stratificati e cementati. Il limite inferiore è una superficie inconforme sul substrato pre-quadernario. Il limite superiore è dato dal letto dei depositi del sintema di Capo Playa e/o dalla superficie topografica pedogenizzata (Pleistocene superiore).

SINTEMA DI BARCARELLO: sabbie e sabbie siltose, conglomerati e calcareniti silicee di colore grigiastro o nocciola, contenenti *Strombus bubonius*, *Patella ferruginea*. Si sono depositati nell'intervallo temporale corrispondente al sottostadio isotopico 5e (130-120 ka). Giace su una superficie di inconformità incisa nei terreni più antichi. Il limite superiore è dato dalla superficie topografica o dai depositi della base del sintema di Capo Playa (Tirreniano).

SINTEMA DI BENINCASA: conglomerati poligenici, sabbie quarzose e siltiti rossastre continentali associati a colluvi e paleosuoli contenenti a luoghi resti di vertebrati (*Elephas mnaidriensis*). L'unità giace su una superficie di discontinuità con morfologia da irregolare a fortemente incisa (nei terreni del sintema Buonfornello-Campofelice o pre-quadernari) sino a sub-orizzontale. Il limite superiore è rappresentato dai depositi del sintema di Capo Playa oppure dalla superficie topografica ricoperta da suoli (Pleistocene medio-superiore).

SINTEMA DEL FIUME SAN LEONARDO: depositi fluviali (conglomerati, ghiaie e sabbie) seguiti verso l'alto da siltiti più o meno sabbiose del bacino del fiume San Leonardo. Il limite inferiore è discordante su superfici incise a varie quote nel substrato pre-quadernario. Il limite superiore è dato dalla superficie inconforme alla base del sintema di Capo Playa (Pleistocene medio- Tirreniano). All'interno è stato suddiviso in subsintemi.

SINTEMA DEL FIUME IMERA SETTENTRIONALE: depositi fluviali (conglomerati, ghiaie, sabbie e silt) del bacino del Fiume Imera settentrionale. Il limite inferiore è discordante su superfici incise a varie quote sul substrato pre-quadernario. Il limite superiore è la superficie topografica pedogenizzata (Pleistocene medio- Tirreniano). All'interno è stato suddiviso in subsintemi.

SINTEMA DEL FIUME TORTO: depositi fluviali (conglomerati, ghiaie, sabbie e silt) del bacino del Fiume Torto. Il limite inferiore è discordante su superfici incise a varie quote sul substrato pre-quadernario. Il limite superiore è la superficie topografica pedogenizzata (Pleistocene medio- Tirreniano). All'interno è stato suddiviso in subsintemi.

SINTEMA DI BUONFORNELLO-CAMPOFELICE: conglomerati, sabbie e siltiti marine, con locali intercalazioni grigiastre formati in più cicli sedimentari e depositati su superfici terrazzate a varie quote. L'unità giace su una superficie di discontinuità da sub orizzontale ad ondulata incisa nei terreni pre-quadernari. Il limite superiore è dato dalla

superficie topografica, talvolta ricoperta da suoli oppure dai depositi del sistema di Capo Playa (Pleistocene medio). All'interno è stato suddiviso in subsistemi.

I depositi quaternari sia marini che continentali, affioranti nell'area di studio e descritti attraverso le unità litostratigrafiche, sono:

Calcareniti di S. Corrado

Sono presenti, in un limitato affioramento a sud-est di Acquedolci poggiante in discordanza sul basamento filladico dell'Unità di Longi-Taormina, e nei dintorni di Naso, in appoggio discordante, prevalentemente sul Flysch di Capo d'Orlando.

Corrispondono alle "Calcareniti di Naso", le quali sono costituite da diverse litofacies, eteropiche negli intervalli basali, da conglomeratica a sabbiosa fino a calcarenitica ed argillosa.

Gli orizzonti del Pleistocene medio sono attualmente rinvenibili a quote differenti nei diversi settori del margine tirrenico. Essi raggiungono le quote massime nei blocchi rialzati lungo la gradinata di faglie normali del margine sud-orientale e sull'alto di Naso.

L'analisi degli indicatori paleoclimatici e batimetrici presenti nella successione di Naso ha consentito (Di Stefano & Caliri, 1996; Catalano & Di Stefano, 1997) di ricostruire due eventi freddi separati da un picco caldo intermedio ed un generalizzato approfondimento finale (oltre 100 metri di profondità) corrispondente all'inizio di un evento caldo. I dati raccolti permettono di individuare un tratto di curva eustatica confrontabile con il primo picco eustatico dello stadio 15 della curva isotopica di Shackleton et al., (1990), riferibile a circa 600 ka.

L'età è pertanto Pleistocene medio.

Lo spessore totale della sequenza è di circa 150 m.

Ghiaie e Sabbie di Messina

La fascia costiera dell'area è caratterizzata dall'affioramento di notevoli volumi di sedimenti conglomeratico-sabbiosi, poggianti in discordanza sui depositi plio-pleistocenici e su diversi termini del substrato più antico. Si tratta generalmente di ghiaie e sabbie grigio-giallastre o rossastre scarsamente cementate e fortemente clinostratificate e conglomerati, i cui ciottoli di diametro compreso tra pochi centimetri ed il metro, sono generalmente arrotondati e a luoghi appiattiti, in prevalenza cristallini (Fig.17).

L'età dell'intervallo inferiore della formazione, in facies marina, è riferibile a circa 650 ka (Pleistocene medio). La porzione sommitale di ambiente continentale (Bonfiglio, 1983) sutura parte delle faglie della terminazione nord-orientale della dorsale peloritana. Le litofacies continentali contengono mammalofaune del Pleistocene medio-recente,

riferibili ad un intervallo cronologico di 200 ± 40 ka (Bada *et al.*, 1991) e comunque più recenti di 365 ka (Bonfiglio, 1991). L'età è Pleistocene medio. Lo spessore, estremamente variabile, raggiunge i 75 m.



Fig. 17– Sabbie e Ghiaie di Messina a SE di S.Agata di Militello

Depositi di spiaggia

Il litorale dell'area è caratterizzato dalla presenza esclusiva di costa bassa, la cui presenza è connessa soprattutto alla natura erodibile dei litotipi affioranti.

La spiaggia è sottesa da fiumare di breve lunghezza, con apporti solidi a granulometria ruditico-arenitica. Generalmente è più ampia sul lato di ponente, soprattutto in prossimità della piana costiera tra le foci del T. Furiano e il T. Rosmarino. Il deposito è rappresentato da ghiaie a clasti di quarzo, da litici metamorfici di medio-alto grado e da sabbie a grana da media a grossolana. L'età dei depositi è Olocene.

Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale

Sono costituiti da ghiaie con clasti eterometrici e poligenici, a luoghi cristallini di vario grado, e da sabbie grossolane a supporto di matrice limoso-argillosa di colore grigio-bruna passanti lateralmente a ghiaie in assetto stratoide, ubicate lungo le fasce pedemontane (Fig.18).



Fig.18 – Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale del Torrente Rosmarino

Depositi di versante

Sono costituiti da depositi detritici da incoerenti a cementati, composti da materiali eterometrici di varia litologia, spigolosi e localmente a grossi blocchi, accumulati essenzialmente per gravità alla base di versanti più o meno acclivi.

Depositi di frana

Accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici incoerenti, localmente a grossi blocchi, in matrice da argillosa a sabbiosa in terreni sedimentari, a luoghi stabilizzati o senza indizi di evoluzione in atto.

Depositi alluvionali attuali

Si tratta di ghiaie e sabbie limose, la cui frazione grossolana è eterometrica e poligenica, essendo costituita da prevalenti clasti cristallini di vario grado metamorfico e sedimentari, ben appiattiti ed arrotondati o a spigoli vivi (Fig.19).

Lo spessore va da pochi metri a parecchie decine di metri.



Fig.19 – Depositi alluvionali attuali del Torrente Rosmarino

CAPITOLO 3

TETTONICA ED EUSTATISMO

Dato l'argomento di questo lavoro di tesi, non si può non fare riferimento all'interazione tra processi tettonici ed eustatismo, responsabili della formazione dei terrazzi marini.

3.1 Variazione del livello del mare e movimenti verticali costieri

I cambiamenti del livello marino si possono considerare come la somma di tre componenti: eustatica, glacio e idro-isostatica (da continentale a regionale) e tettonica (da regionale a locale).

$$\Delta\zeta_{\text{obs}} = \Delta\zeta_e + (\Delta\zeta_i + \Delta\zeta_w) + \Delta\zeta_{\text{tect}}$$

L'eustatismo è il fenomeno di innalzamento o abbassamento del livello del mare a scala globale, al quale si sommano anche le variazioni locali che differiscono, sensibilmente, da settore a settore. Questo fenomeno dipende sia da fattori geologici che da fattori astronomico-climatici.

Fra le cause geologiche globali vi sono i cambiamenti, connessi alla tettonica delle placche (emissioni laviche sottomarine, espansione o subduzione dei fondali oceanici), e della forma degli oceani e quindi della capacità volumetrica dei bacini oceanici.

Le modificazioni climatiche globali di lungo periodo sono essenzialmente innescate dalle variazioni periodiche dei parametri dell'orbita terrestre, quali l'eccentricità dell'orbita terrestre, l'oscillazione dell'obliquità dell'asse di rotazione terrestre e i suoi moti di precessione (Milankovitch, 1938; Hayas *et al.*, 1976; Adem, 1989). Questi parametri controllano l'intensità dell'insolazione che giunge sulla superficie del pianeta.

Gli effetti delle modificazioni climatiche sulle variazioni del livello del mare riguardano principalmente i cambiamenti tra volumi relativi di acqua e ghiaccio, che avvengono per accrescimento o fusione delle coltri glaciali (legati all'alternanza di periodi glaciali ed interglaciali). Le variazioni del livello marino così indotte possono raggiungere i 140 m in 10 mila anni (Fig.20).

Queste oscillazioni vengono definite variazioni glacio-eustatiche e possono considerarsi le principali cause dell'eustatismo durante il Quaternario. Cambiamenti climatici consistenti, come quelli che avvengono nel passaggio da un periodo glaciale ad uno interglaciale, comportano anche variazioni di temperatura, di salinità e di pressione dell'acqua oceanica, con relativi cambiamenti di densità e quindi di volume. Nel 1875, il naturalista scozzese James Croll fu il primo a suggerire che le fluttuazioni

climatiche degli ultimi 2 milioni di anni fossero il risultato dei lentissimi movimenti che la Terra descrive nello spazio e nella rotazione intorno al Sole.

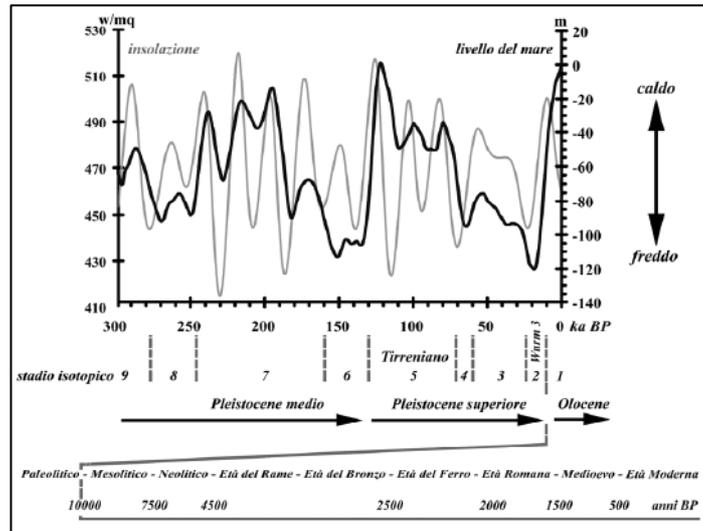


Fig. 20 - Variazioni del livello del mare e dell'insolazione del Pleistocene medio, superiore e dell'Olocene (Silenzi et al., 2004).

La teoria fu rielaborata da Milutin Milankovitch (1941), secondo il quale a causa dell'attrazione gravitazionale che i corpi del sistema solare esercitano sul nostro pianeta, l'orbita della Terra viene continuamente modificata dai cicli della precessione degli equinozi (22 ka), dell'obliquità dell'eclittica (41 ka) e dell'eccentricità dell'orbita (100 ka). Sulla base delle leggi astronomiche che ipotizzano l'atmosfera terrestre ferma, Milankovitch formulò un modello matematico in grado di calcolare la variazione di radiazione solare (Fig.21) che ha raggiunto la Terra, alle diverse latitudini, negli ultimi 600.000 anni, spiegando così l'alternarsi nel passato di periodi più caldi e periodi più freddi.

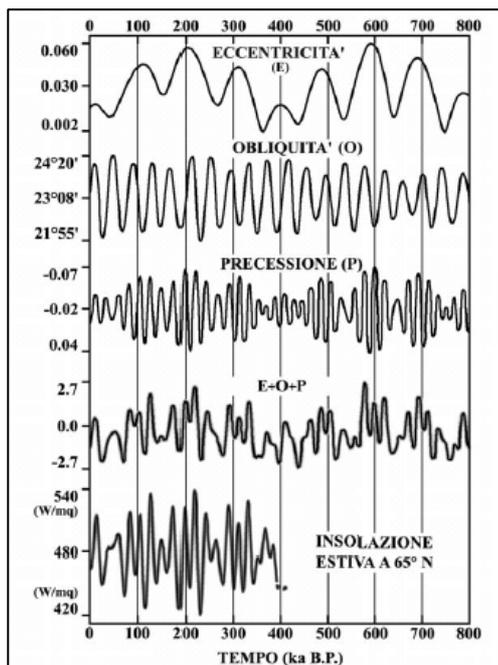


Fig. 21 - Variazioni di Eccentricità (E), Obliquità (O), Precessione (P) e combinazione dei loro effetti (E+O+P) durante gli ultimi 800 ka BP. Nella curva in basso è rappresentata, per la latitudine 65°N, la variazione e di insolazione estiva durante gli ultimi 400 ka BP (Silenzi et al., 2004).

La combinazione dei tre cicli astronomici, incidendo principalmente sull'insolazione estiva dell'Emisfero Boreale (dove si concentra la maggior parte delle terre emerse), determina una variazione del volume dei ghiacciai, (ad un aumento dell'insolazione corrisponde una rapida diminuzione del volume dei ghiacciai e viceversa) passando da un periodo glaciale ad uno interglaciale con periodi di ritorno di circa 100 mila anni.

Il carattere essenzialmente climatico del glacioeustatismo è chiaramente evidenziato dalla corrispondenza tra la variazione del rapporto isotopico dell'ossigeno, $\delta^{18}\text{O}$, (gli isotopi stabili dell'ossigeno presenti nell'acqua marina sono ^{16}O e ^{18}O), il cui valore viene fissato nei gusci calcarei dei foraminiferi di mare profondo, e le variazioni del volume globale dei ghiacciai. Il valore del $\delta^{18}\text{O}$ non è casuale, ma fortemente dipendente dalla temperatura dell'ambiente e dalla concentrazione isotopica dell'acqua marina nella quale i foraminiferi stessi vivono.

Cesare Emiliani (1954, 1977) fu il primo a pubblicare "curve" isotopiche basate sui foraminiferi planctonici di carote raccolte nei Caraibi e nel Mediterraneo. Egli osservò che la curva del $\delta^{18}\text{O}$ varia ritmicamente, che i valori olocenici sono "leggeri" (periodo interglaciale) ed i valori relativi al glaciale sottostante sono molto "pesanti", e che in aree geografiche distinte le curve si correlano quasi perfettamente.

Shackleton (1988 e referenze citate) ebbe l'intuizione di studiare la composizione isotopica dei foraminiferi bentonici (vivono sul fondo a temperature pressoché costanti fra glaciale ed interglaciale), scoprendo che mostrano essenzialmente le stesse variazioni di $\delta^{18}\text{O}$ dei foraminiferi planctonici, che vivono in superficie dove la temperatura varia moltissimo. Di conseguenza questi risultati indicano che l'effetto glaciale è di gran lunga dominante, rappresentando il 70-90% del segnale del $\delta^{18}\text{O}$ in pieno oceano.

Sulla base delle variazioni dei valori del rapporto isotopico dell'ossigeno durante gli ultimi 900 Ka, Shackleton & Opdyke (1973), Imbrie et al., 1984, Chappel & Shackleton (1986) e Shackleton et al., (1990) realizzarono la curva isotopica dell'Ossigeno o Oxygen Isotopic Time scale (OIT). Tale curva è costituita da un'alternanza di picchi "leggeri" (basso valore di $\delta^{18}\text{O}$) e "pesanti" (alto valore di $\delta^{18}\text{O}$) che corrispondono rispettivamente a periodi interglaciali e glaciali (Fig.22). Questi intervalli sono denominati Marine Isotope Stage (MIS) e presentano numerazione dispari (picchi caldi), e pari (picchi freddi).

Lo stadio 1, iniziato circa 10 mila anni fa, corrisponde all'Olocene; è la fase di relativa stabilità climatica (periodo caldo o interglaciale) che, attualmente, la Terra sta attraversando.

Lo stadio 2 (LGM Last Glacial Maximum) corrisponde all'ultimo periodo glaciale il cui picco più freddo è avvenuto 22.000 anni fa, quando il mare si trovava a circa -120 m sotto il livello attuale.

Lo stadio 3, seppure abbia similitudini con un periodo caldo-interglaciale, a causa della combinazione fra i parametri orbitali non corrisponde al ciclo dei 100 mila anni e non ha

visto un riscaldamento ed un livello del mare simile ad un vero periodo interglaciale; per questo è assimilabile ad un periodo freddo.

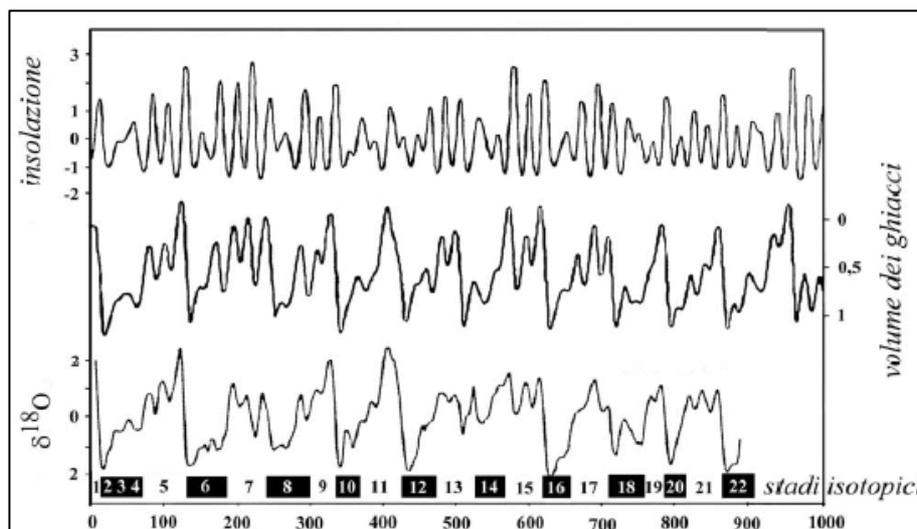


Fig. 22 – Variazione della quantità di calore che raggiunge la superficie terrestre (grafico in alto). Variazione del volume dei ghiacci (grafico centrale). Andamento teorico dei cicli glaciali, registrato nel rapporto fra isotopi stabili dell'ossigeno ($\delta^{18}O$; grafico in basso) degli organismi fossili depositatesi sui fondali oceanici (Silenzi et al., 2004).

Lo Stadio 5, generalmente riportato in letteratura come l'ultimo interglaciale prima dell'attuale, ha visto il livello del mare salire di +6 m sopra l'attuale; anche la temperatura 125 mila anni fa era più elevata di oggi.

Pertanto la curva isotopica dell'ossigeno è indicativa delle oscillazioni climatiche globali e, di conseguenza delle variazioni glacioeustatiche.

L'applicazione della curva isotopica dell'Ossigeno allo studio degli effetti geologici, legati alle variazioni eustatiche quaternarie, non può prescindere dalla definizione quantitativa di queste oscillazioni. Diversi sono stati gli autori, che nel passato (Imbrie et al., 1984; Chappel & Shackleton, 1986) e recentemente (Shackleton, 2000; Siddal et al., 2003; Waelbroeck et al., 2002), hanno tentato di trasformare la curva isotopica in una curva eustatica o curva relativa del livello del mare (RSL relative sea level), nella quale venissero rappresentate le variazioni assolute del livello marino durante il Quaternario (Fig.23).

Per la definizione di una curva eustatica attendibile, è necessario un numero sufficiente di dati relativi ai livelli assoluti raggiunti dal mare durante le fasi glaciali e interglaciali.

Gli studi (Bloom et al., 1974) eseguiti sulla sequenza di terrazzi marini della penisola di Huon (Nuova Guinea) sono stati di fondamentale importanza per la determinazione della curva eustatica, grazie sia alla presenza diffusa di sedimenti databili, sia all'alta definizione con cui risultano registrati i diversi ordini di terrazzi marini, dovuto al tasso di sollevamento tettonico elevato (~ 2 mm/a), ritenuto costante almeno durante il Quaternario.

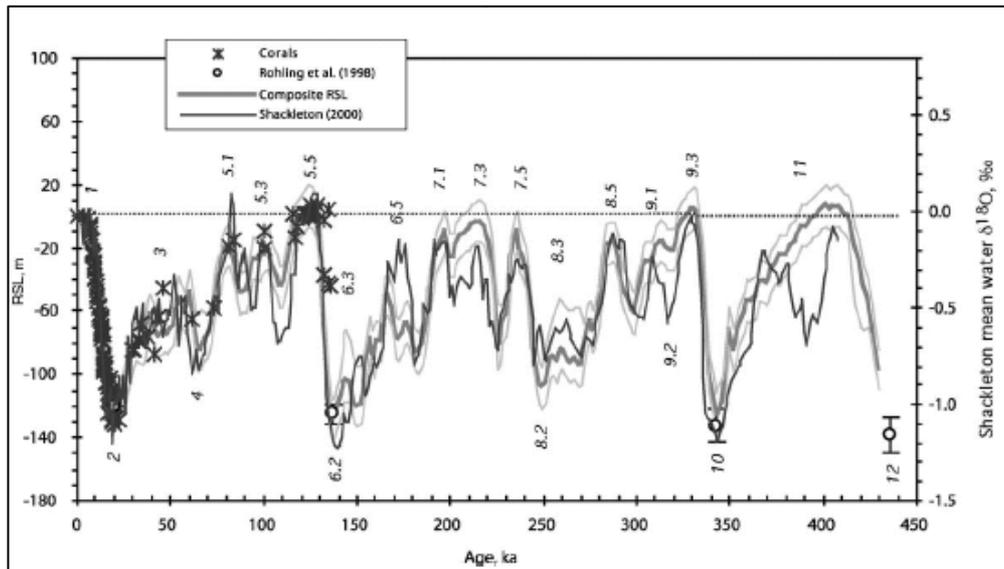


Fig. 23 – Curva relativa del livello del mare, RLS (Waelbroeck et al., 2002).

È stata trovata un'ottima corrispondenza tra l'età del deposito terrazzato e l'età dei picchi caldi interglaciali della curva paleo climatica (Fig. 24). Di conseguenza i margini interni dei terrazzi marini rappresentano le paleolinee di costa, corrispondenti ai principali stazionamenti alti del livello del mare della curva eustatica globale di riferimento (Bloom *et al.*, 1974; Lajoie, 1986; Bosi *et al.*, 1996; Caputo, 2007).

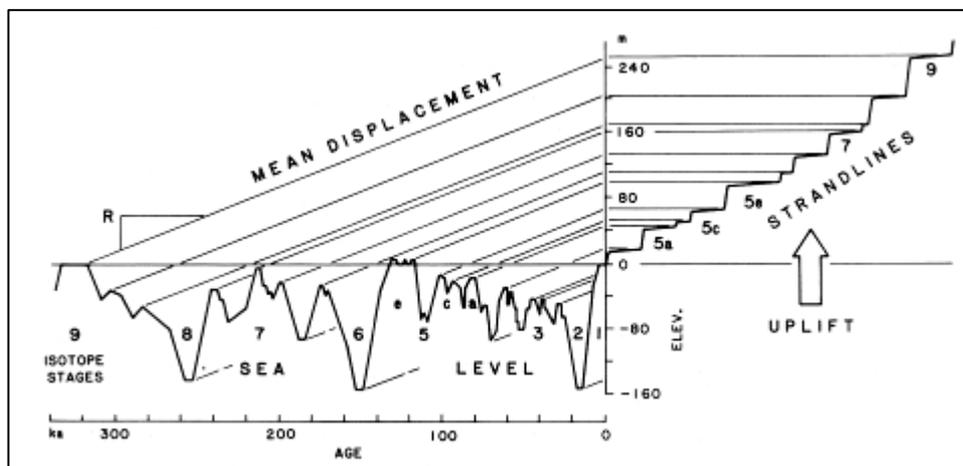


Fig. 24 – Correlazione tra le quote dei margini interni dei terrazzi ed i picchi della curva eustatica (Lajoie, 1986).

Le variazioni del livello del mare a scala regionale sono legate a variazioni glacio-idro-isostatiche. La formazione o la fusione delle calotte glaciali induce sulla crosta terrestre movimenti verticali come risposta al carico, rappresentato dall'accrescimento delle coltri o dall'alleggerimento dovuto al loro scioglimento.

Questo effetto, che tende ad essere trascurabile verso l'equatore, prende il nome di glacio-isostasia. La componente idro-isostatica è, invece, legata alle variazioni del fondale marino dovute all'incremento (o decremento) della colonna d'acqua, a sua volta causato dallo scioglimento (accrescimento) dei ghiacci come conseguenza del

riscaldamento (raffreddamento) globale. Questo effetto produce un massimo valore di subsidenza all'interno dei bacini oceanici, con un conseguente sollevamento delle zone continentali. Tutte le zone circumpolari sono quindi soggette a forti fenomeni di glacio-isostasia, con sollevamenti fino a 200 metri nel corso degli ultimi 10.000 anni.

Alle medie latitudini (Mediterraneo) le due componenti (glacio-isostasia e idro-isostasia) si sommano; mentre alle basse latitudini (equatore) si riscontrano principalmente i risentimenti crostali dovuti alla idro-isostasia. L'effetto glacio-idro-isostatico per il Mediterraneo centrale (Lambeck & Johnston, 1995; Lambeck & Bard, 2000) e per la penisola italiana (Lambeck *et al.*, 2004), si traduce in un processo di subsidenza con tassi variabili da nord a sud e con ordini di grandezza compresi tra 0,2 e 0,8 mm/a (Antonioli *et al.*, 2007), che corrisponde alla sommatoria tra la componente glacio- e idro-isostatica. Nel Mediterraneo, infatti, l'effetto principale connesso alla risalita del livello del mare consiste in un abbassamento della superficie del fondale marino avvenuta durante e dopo la deglaciazione (Lambeck *et al.*, 2004).

A scala locale, una componente fondamentale nello studio delle variazioni relative del livello marino è data dall'entità dei movimenti verticali costieri. Una volta scremata della componente eustatica e di quella glacio- e idro-isostatica, si ottiene la componente tettonica e si può procedere alla distinzione tra quella regionale (più alta lunghezza d'onda) e quella locale (bassa lunghezza d'onda):

$$\Delta\zeta_{\text{tect}} = \Delta\zeta_{\text{reg}} + \Delta\zeta_{\text{loc}}$$

Se le due componenti vengono esaminate a scala temporale, si deduce che

$\Delta\zeta_{\text{reg}}$: lenta e costante

$\Delta\zeta_{\text{loc}}$: episodica e variabile

Le due componenti della deformazione verticale possono essere anche analizzate sotto forma di differenti modalità di rilascio energetico nell'ambito del ciclo sismico:

$\Delta\zeta_{\text{reg}}$: deformazione intersismica

$\Delta\zeta_{\text{loc}}$: deformazione pre-, co- e post-sismica

Nelle aree tettonicamente attive, come la Calabria meridionale, il sollevamento tettonico di 1,67 mm/a (Westaway, 1993), può essere ripartito in 1 mm/a, quello legato alla componente regionale e in 0,67 mm/a, quello dovuto alla deformazione co- e post-sismica, che caratterizza per lo più il *foowall* delle grandi faglie, come predetto dai modelli (King *et al.*, 1988).

Negli studi sui movimenti verticali costieri un grande contributo è fornito dai *markers* geologici e biologici (*sea-level indicators*), attribuiti sia all'Olocene che all'ultimo stadio interglaciale, MIS 5.5. (Marine Isotope Substage), corrispondente al Tirreniano e

datato, come acme caldo, circa 125 ka. Questa fase calda è testimoniata nel Mediterraneo da numerosi depositi costieri contenenti un'associazione di molluschi, conosciuta come "fauna senegalese" (Fig.25), fra cui il gasteropode *Strombus bubonius* (Gignoux, 1913).

In Sicilia, i livelli a *Strombus bubonius* si trovano dislocati a diverse quote (fino a 100 m nei Peloritani), testimoniando un sollevamento generalizzato dopo il Tirreniano con tassi differenti nei vari settori di catena (Fig.26).



Fig. 25 – *Strombus bubonius* trovato a 140m a.s.l. in Calabria (Ferranti et al., 2006).



Fig.26 – Quote di affioramento di esemplari di *Strombus bubonius* lungo la costa siciliana (Antonioli et al., 2006a).

Recentemente (Lambeck et al., 2004; Antonioli et al., 2006a e Ferranti et al., 2006) gli indicatori del livello del mare sono stati distinti in (Fig.27 e 28): depositional markers (*beach/lagoon transition deposits and backshore/ foreshore deposits*); erosional markers (*inner margin of marine terrace, marine terrace and tidal notch*); biological markers (*top of lithophaga hole band and dendropoma reef*).

Di ognuno di essi è stato valutato il margine di incertezza circa la posizione del livello del mare, che dipende strettamente dall'accuratezza con la quale si misura la quota di affioramento.

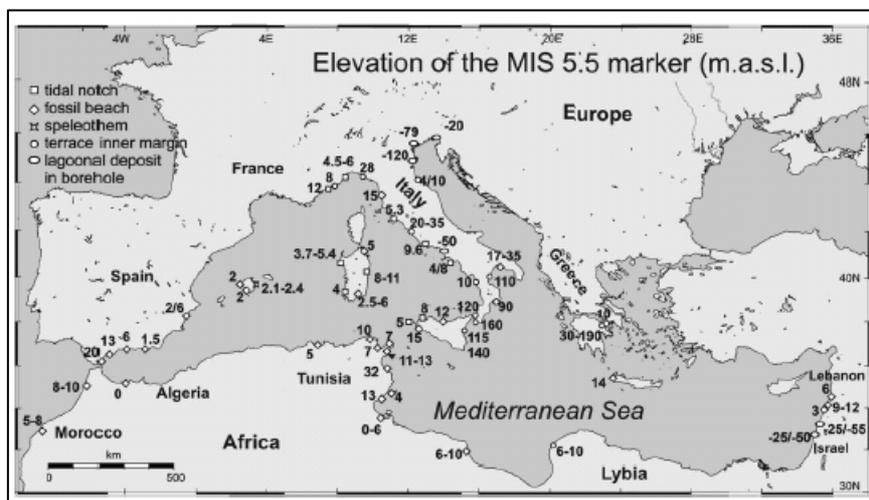


Fig. 27 - Quote di affioramento dei markers tirreniani (MIS 5.5) nel Mediterraneo (Ferranti et al., 2006).

I depositi di laguna (spesso contenenti *Cerastoderma glaucum* in associazione con *Bittium*, *Rissoa* e *Hydrobia*), i margini interni dei terrazzi marini (*inner edge*), i solchi di battente (*tidal notch*), i fori di litodomi e le piattaforme a Vermeti (*Dendropoma petraeum*), rappresentano i *markers* più comuni, in questo tipo di studi, fornendo un'incertezza sulla posizione del livello del mare rispettivamente di 2 m, 3-20 m, 0,2 m, 2 m, e 0,2 m.

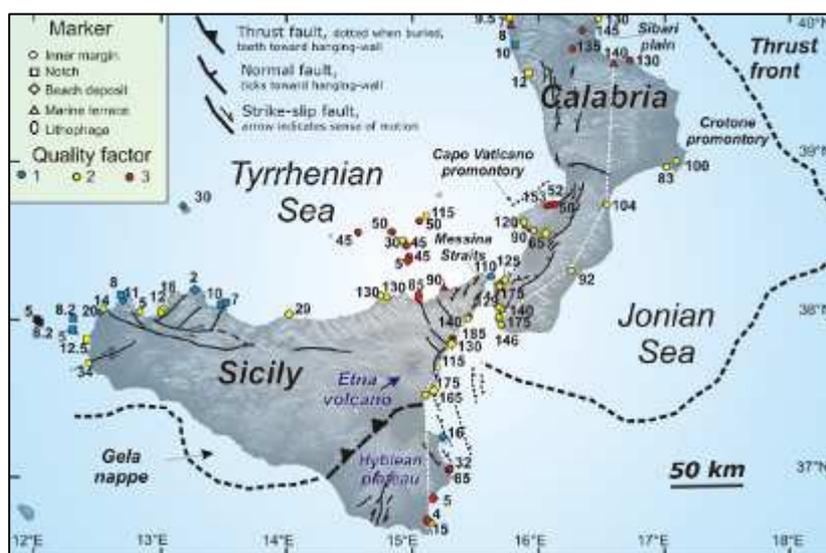


Fig. 28 - Quote di affioramento dei markers tirreniani (MIS 5.5) lungo la costa siciliana (Ferranti et al., 2006).

L'esatta posizione del paleolivello del mare durante lo stadio 5.5 è ancora oggetto di discussione. Ku et al., (1974), Harmon et al., (1983) e Bard et al., (1990), affermano che la quota dell'ultimo livello interglaciale abbia un valore compreso tra + 6 e + 8 m. Chappell & Shackleton (1986) sostengono che la quota sia pari a +6 m.

Per Esat et al., (1999) dovrebbe avere un valore compreso tra + 3 e + 5 m; mentre per McCulloch & Esat (2000) tra + 2 e + 4 m. Infine Bard et al., (2002), Antonioli et al., 2000; Bordoni & Valensise, 1998; Nisi et al., 2003 considerano un valore di +7 m.

L'analisi dei *sea-level indicators* è fondamentale per conoscere il tasso di sollevamento di una determinata zona costiera in un certo intervallo di tempo. Quindi per calcolare il tasso di sollevamento, per esempio, degli ultimi 125 ka (Tirreniano) bisogna conoscere con precisione la quota attuale di affioramento dei *markers* tirreniani (Z); ed essendo conosciuta la quota eustatica del livello di stazionamento del mare durante tale periodo (X), si misura la differenza fra la quota di affioramento (Z) dei *markers* e quella paleoeustatica secondo la relazione $(Z-X)/125$ (espresso in mm/a).

E' possibile ricavare anche la quota originaria delle altre antiche linee di riva sollevate e quindi degli altri livelli marini corrispondenti. In particolare gli alti eustatici corrispondenti agli stage climatici 9, 11 e 25 dovrebbero essere compresi fra 0 e +10 metri circa rispetto al livello marino attuale, mentre gli alti eustatici corrispondenti agli stage 7, 13, 15, 17, 19, 21 e 23 dovrebbero ricadere fra -10 e -40 m.

Quindi, come detto prima, la determinazione della quota di affioramento dei *markers* tirreniani è soggetta ad un certo grado di inesattezza, che ovviamente si ripercuote sul livello di precisione del calcolo del tasso di sollevamento. Bisogna, quindi, distinguere la “quota attuale di affioramento di una paleolinea di costa” dalla “quota iniziale alla quale essa si è formata”. Il sistema più semplice consiste nel modificare la curva di riferimento, moltiplicando l’età di ogni picco per la velocità di sollevamento, in modo tale da rendere automatica la correzione della quota iniziale.

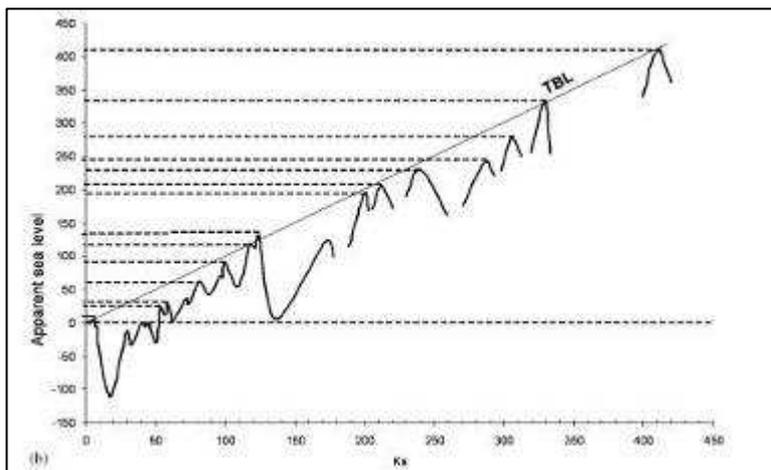


Fig.29 – Curva eustatica modificata per un sollevamento costante di 1 mm/a (Cinque et al., 1995).
TBL: tectonic behaviour of the land line

Si ottengono una curva teorica e quindi una serie di quote teoriche (Fig.29,30) alle quali dovrebbero essere localizzate le paleolinee di costa quaternarie, in un’area costiera soggetta ad un sollevamento tettonico costante. Il tasso di sollevamento medio (TBL) è rappresentato graficamente dal gradiente della curva eustatica apparente (Cinque et al., 1995).

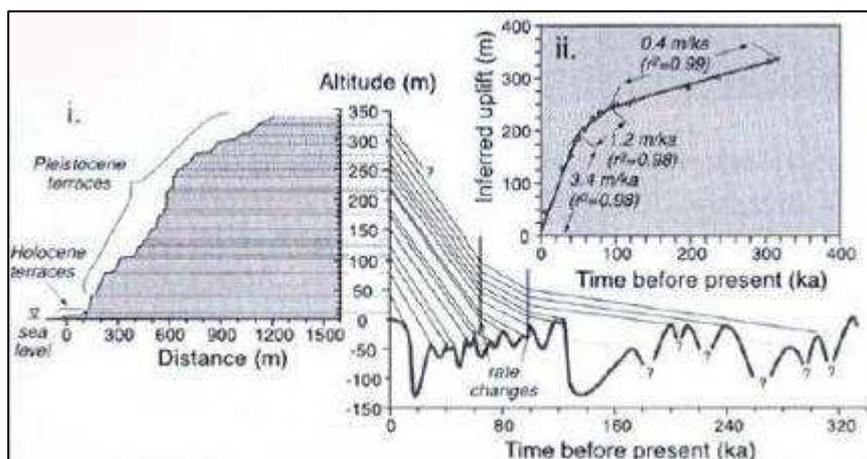


Fig. 30 – Curva eustatica modificata per un tasso di sollevamento variabile (Modificato dopo Merritts & Bull, 1989).

Tra i *sea-level indicators*, i margini interni dei terrazzi marini, si sono rivelati lo strumento migliore per ricavare informazioni sull'attività recente delle faglie e quindi sull'entità della componente tettonica locale.

I profili longitudinali delle paleolinee di riva (Fig.31,32) permettono di osservare le variazioni di quota dei margini interni. Infatti, nel profilo si nota come le quote dei margini interni crescono da ENE a WSW, con una geometria che suggerisce un *tilting* verso ENE.

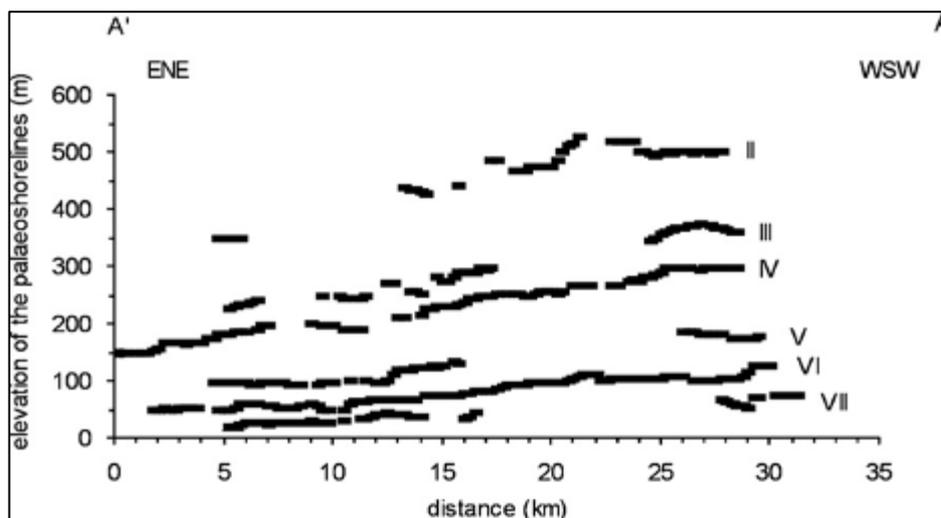


Fig. 31 – Profilo longitudinale delle paleolinee di riva (Tortorici et al., 2003).

Inoltre si può osservare come i profili dei terrazzi più antichi (II, III, IV) siano circa paralleli tra di loro, mentre i profili dei terrazzi più recenti (V, VI, VII) siano caratterizzati da una geometria divergente verso SW. Questo *pattern* può indicare che l'area è stata caratterizzata da un sollevamento omogeneo tra 240 e 100 ka, e successivamente da un sollevamento differenziale, come messo in evidenza dall'incremento dello stesso da ENE a WSW.

Per una valutazione più dettagliata dei tassi di sollevamento si utilizzano i diagrammi di velocità (Fig.33), nei quali in ordinata vengono riportate le quote delle paleolinee di costa, corrette per l'originale livello del mare corrispondente all'*high-stand*, mentre in ascissa viene rappresentato il tempo.

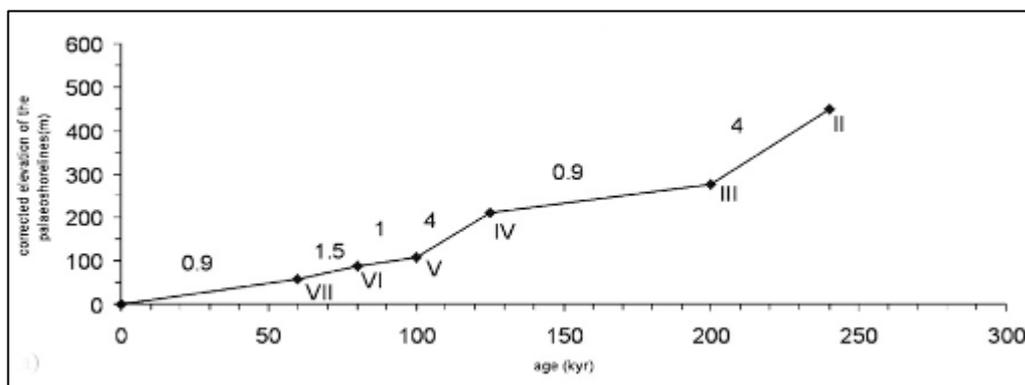


Fig. 33 – Diagramma di velocità che esprime il tasso di sollevamento in mm/a (Tortorici et al., 2003).

Lo studio dei terrazzi marini e delle variazioni di quota dei loro margini interni fornisce quindi utili informazioni sullo stato di attività delle faglie. Le relazioni tra le paleolinee di costa e le scarpate di faglia (Fig.28) consentono di pre-datate e/o post-datate l'attività dei sistemi di faglie che caratterizzano un'area.

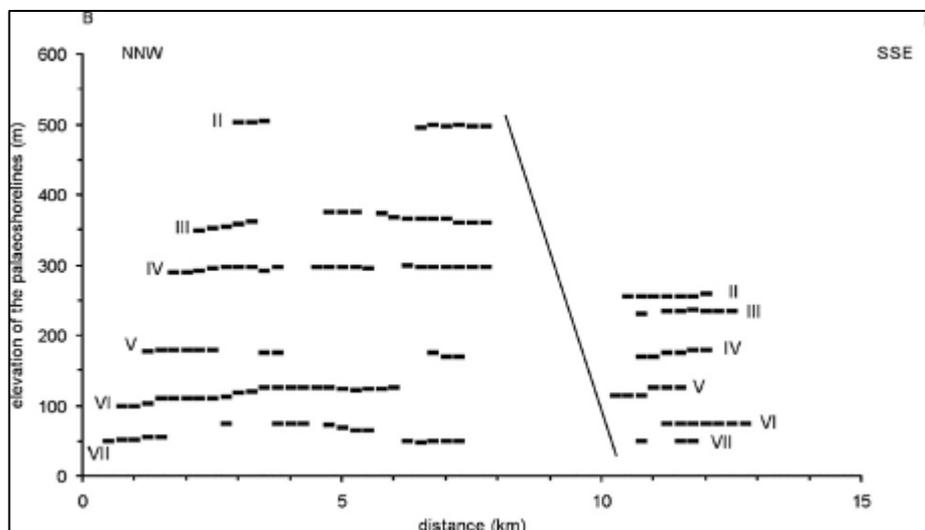


Fig. 32 - Profilo longitudinale delle paleolinee di riva al letto ed al tetto di una faglia (Tortorici et al., 2003).

Comparando i tassi di sollevamento all'*hanging-wall* e al *footwall* della faglia è possibile stimare la dislocazione verticale (*vertical offset*) di ogni margine interno, dovuta all'attività della faglia (Fig.34). Infatti, il diagramma mostra che tutti i margini interni sono dislocati con un *vertical offset* (differenza di quota tra gli stessi terrazzi all'*hanging-wall* e al *footwall* della faglia) che decresce dal terrazzo più antico a quello più recente, suggerendo che la struttura tettonica è stata attiva durante la formazione dell'intera volata di terrazzi marini.

Nello stesso diagramma è possibile stimare il *vertical slip rate* della faglia, dividendo la differenza in altezza di due terrazzi marini successivi (*vertical offset*) per l'intervallo di tempo tra la loro formazione (Tortorici et al., 2003).

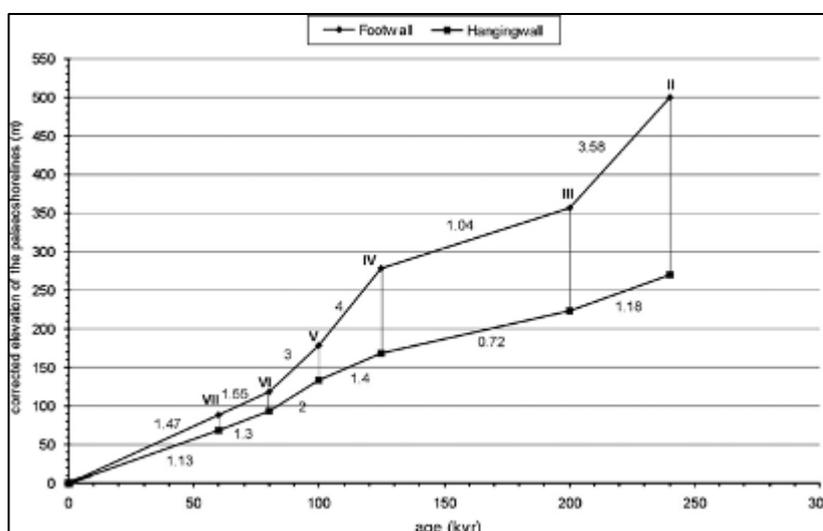


Fig. 34 – Tassi di sollevamento (mm/a) lungo due sezioni localizzate al letto ed al tetto di una faglia (Tortorici et al., 2003).

Sulla base del tipo di *marker* tirreniano presente in una determinata zona, e del tasso di sollevamento (Figg.35 e 36), la costa siciliana può essere suddivisa in quattro settori (Lambeck *et al.*, 2004; Antonioli *et al.*, 2006a).

In Sicilia occidentale (da Cefalù alle Isole Egadi) lo stadio isotopico 5.5 è testimoniato dalla presenza di terrazzi marini, margini interni, solchi e depositi di spiaggia che si trovano ad una quota compresa fra 2 e 35 m. Il tasso di sollevamento medio calcolato è 0,037 mm/a. Questo settore rappresenta un'area quasi-stabile almeno fino al Tirreniano.

In Sicilia meridionale (da Capo Granitola a Capo Passero) le litologie poco resistenti non hanno consentito la conservazione di depositi marini tirreniani, i quali probabilmente, potrebbero essere stati erosi, o sommersi sotto l'attuale livello del mare. Questo settore mostrerebbe evidenze di subsidenza.

In Sicilia sud-orientale i principali *markers* sono rappresentati da depositi di spiaggia e margini interni di terrazzi marini, che si trovano ad una quota compresa tra 4 e 34 m. Il tasso di sollevamento medio calcolato è di 0,085 mm/a. Anche questo settore è considerato quasi-stabile.

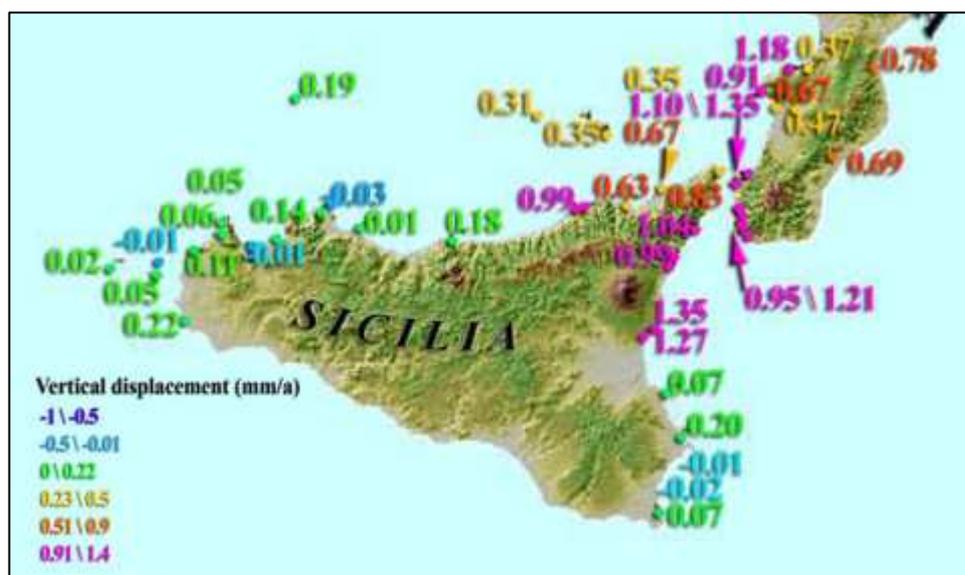


Fig. 35 – Tassi di sollevamento in diversi settori della Sicilia (Ferranti *et al.*, 2006).

In Sicilia nord-orientale (escluse le Isole Eolie) i principali *markers* sono depositi di spiaggia, margini interni di terrazzi marini, terrazzi marini e fori di litodomi che si elevano ad una quota compresa fra 85 e 185 m. Il tasso di sollevamento medio calcolato è di 0,924 mm/a (~ 1mm/a). Questo settore è chiaramente in sollevamento.

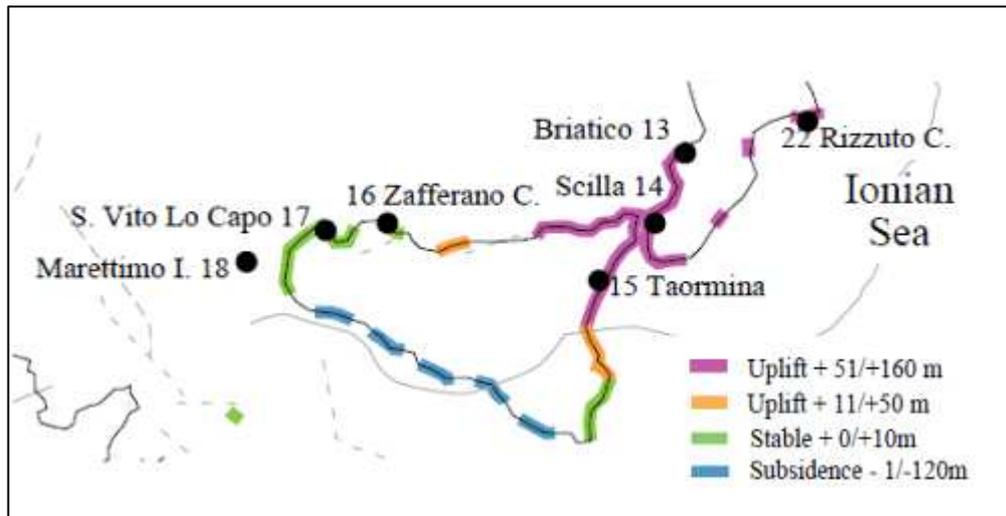


Fig.36 – Tassi di sollevamento in diversi settori della Sicilia (Lambeck et al., 2004).

Questi valori risultano leggermente differenti (Fig.37) da quelli precedentemente calcolati (Cosentino & Gliozzi, 1988) per gli stessi settori della Sicilia: 0,02 mm/a (Sicilia occidentale e isole Egadi); 0,19 mm/a (Sicilia settentrionale); 0,2-0,27 mm/a (Sicilia sud-orientale); 0.6-0,99 mm/a (area peloritana).

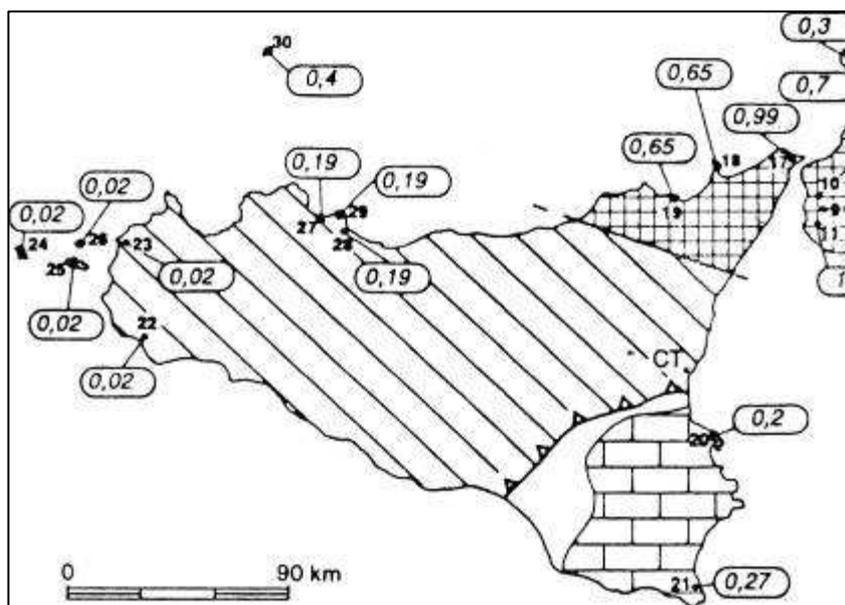


Fig. 37 – Tassi di sollevamento in diversi settori della Sicilia (Cosentino & Gliozzi, 1988).

3.2 Terrazzi marini

I terrazzi marini sono il risultato dell'interazione fra le oscillazioni eustatiche del livello del mare durante il Quaternario, ed il sollevamento tettonico a lungo termine (Lajoie, 1986; Westaway, 1993; Carobene & Dai Prà, 1991; Cinque *et al.*, 1995; Bosi *et al.*, 1996; Armijo *et al.*, 1996; Bianca *et al.*, 1999). L'interazione tettonica-eustatismo si realizza in modo molto diverso: le variazioni eustatiche sono caratterizzate da velocità elevata e andamento oscillante, al contrario i movimenti tettonici da velocità molto più basse ma spostamenti tendenzialmente continui.

Un terrazzo marino è costituito da una piattaforma di abrasione, ossia una superficie pianeggiante inclinata di 4-6° verso mare.

Gli elementi morfologici di un terrazzo (Fig.38) secondo Carobene (1980), sono:

- scarpata interna (paleofalesia);
- margine interno (*inner margin*);
- superficie del terrazzo, sub-orizzontale o inclinata verso mare di 1°-3°. Tale inclinazione (α) può essere diversa da quella originaria se il terrazzo ha subito *tilting* verso mare o verso terra, oppure rimodellamento;
- margine esterno, che delimita verso mare la superficie terrazzata. A volte è ben marcato, a volte sfumato, in relazione sia alle modalità di formazione del terrazzo stesso, sia ai successivi processi erosivi;
- scarpata esterna;
- larghezza del terrazzo, misurata in senso trasversale alla linea di costa.



Fig. 38 – Elementi morfologici di un terrazzo marino (Carobene, 1980).

Il margine interno del terrazzo rappresenta la linea di intersezione tra la superficie del terrazzo e la scarpata interna. In prima approssimazione, rappresenta il massimo livello raggiunto dal mare durante la formazione del terrazzo. In realtà, è necessario analizzare i depositi di spiaggia eventualmente associati al terrazzo; se essi sono stati preservati dall'erosione e sono facilmente accessibili è preferibile assumere che la quota raggiunta dal mare equivalga alla massima quota raggiunta dai depositi di spiaggia.

Il "margine interno reale" può essere, infatti, modificato dalla copertura di materiale colluviale e/o alluvionale e da fenomeni di erosione del deposito. In assenza di un'analisi di dettaglio dei depositi costieri associati ai terrazzi sarebbe impossibile

stimare con precisione la quota dell'antica linea di riva e l'incertezza verticale ad essa associata. In definitiva, la quota del "margine interno reale" del terrazzo è considerata uguale alla massima quota raggiunta dai depositi di spiaggia associati al terrazzo; l'intervallo paleo-batimetrico in cui questi ultimi possono depositarsi darà l'incertezza verticale associata alla stima della quota attuale dell'antica linea di riva.

Gli eventi che portano alla formazione di un terrazzo (Fig.39) sono (Carobene, 1980):

- trasgressione marina (T): comporta l'innalzamento del livello del mare (avanzamento della linea di costa verso terra) seguita da stasi del livello marino durante la quale il mare esercita una forte azione abrasiva. Quando lo stazionamento è abbastanza duraturo, si determina uno spianamento, con relativo arretramento della linea di costa.
- formazione del deposito del terrazzo (F): può avvenire sia durante lo stazionamento del livello del mare sia nel periodo successivo. Il deposito si accresce dal basso verso l'alto e da mare verso il margine interno del terrazzo stesso.
- regressione (R): comporta l'abbassamento relativo del livello marino (avanzamento della linea di costa verso mare), accompagnato da erosione o deposizione in funzione della velocità di abbassamento del livello del mare.

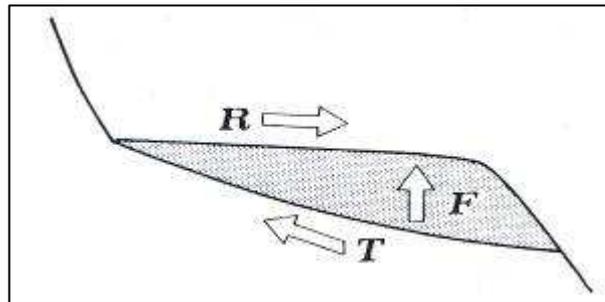


Fig. 39 – Eventi relativi alla formazione di un terrazzo (Carobene, 1980).

Data il suo carattere poligenico, un terrazzo marino non ha un'età "puntiforme" ma corrisponde a un intervallo di tempo più o meno lungo.

Il deposito terrazzato è delimitato da tre superfici: 1) superficie inferiore del deposito, cioè la piattaforma di abrasione; 2) superficie superiore del deposito, cioè del terrazzo, che può essere identificata con la superficie di regressione se il successivo rimodellamento in condizioni subaeree è stato di entità trascurabile; 3) superficie laterale, corrispondente ad una scarpata o pendio, che delimita verso mare il deposito.

Tale superficie può essersi formata o durante l'accumulo del deposito (primaria) o a causa di un'erosione dello stesso (secondaria).

I terrazzi marini presentano una copertura conglomeratico-arenacea la cui granulometria è caratterizzata da un intero ciclo sedimentario (sedimenti trasgressivi in basso e regressivi in alto). Se il deposito marino manca perché non si è formato, si può ipotizzare che nella superficie terrazzata siano riunite idealmente sia la superficie di trasgressione che quella di regressione. In altri casi l'assenza del deposito può essere dovuta non solo a mancata sedimentazione, ma anche ad erosione completa del

sedimento marino. La testimonianza del mare ad una determinata quota, può essere attestata, anche, dalla presenza di ciottoli appiattiti di pochi centimetri di diametro che indicano la posizione di un'antica linea di costa.

Un terrazzo marino, appena formatosi, è soggetto a diverse modificazioni e nel tempo può subire una differente evoluzione:

- 1) copertura parziale o totale da parte dei sedimenti continentali di varia origine che, oltre ad alterare la quota del terrazzo, ne può modificare la geometria originaria;
- 2) erosione parziale del sedimento marino del terrazzo che, pertanto, fornisce indicazioni di quota, età, e litologia, non più corrispondenti a quelle originarie;
- 3) erosione totale del corpo sedimentario che determina la messa a nudo dell'originaria piattaforma di abrasione, non fornendo più indicazioni sull'età del terrazzo. La sua quota può essere sensibilmente più bassa di quella dell'originaria superficie superiore del terrazzo;
- 4) asportazione totale dei sedimenti marini ed erosione dell'originaria superficie inferiore che diventa perciò superficie d'erosione.

In definitiva un'originaria superficie terrazzata di origine marina può evolvere nel tempo verso forme ugualmente terrazzate ma di origine diversa. Per questo motivo, risulta più corretto parlare di "età di formazione del deposito marino di un terrazzo", piuttosto che di "età del terrazzo". La prima è ricavabile sulla base della quota (in aree stabili), dei fossili marini o delle datazioni radiometriche di elementi contenuti nel sedimento marino. Per comprendere l'età del terrazzo non si può prescindere dagli eventi successivi la sua formazione, che possono avere modificato nel tempo l'originaria morfologia.

La variabilità delle successioni terrazzate è influenzata da (Bosi *et al.*, 1996):

- 1) numero complessivo dei terrazzi;
- 2) altimetria dei terrazzi;
- 3) dislivelli fra coppie di terrazzi contigui;
- 4) larghezza complessiva delle fasce terrazzate.

Il ruolo predominante dei processi tettonici appare evidente nell'influenzare i primi tre parametri. La presenza di "volate" di terrazzi marini indica che è avvenuto un sollevamento tettonico. Se non ci fosse sollevamento verrebbero preservati solo i terrazzi più recenti (e leggermente più alti eustaticamente). Infatti, in teoria, una costa in forte sollevamento dovrebbe essere caratterizzata da un elevato numero di terrazzi, ognuno dei quali corrisponderebbe a un picco eustatico. Il quarto parametro è il più complicato poiché dipende dal numero dei terrazzi e dalla loro ampiezza; per dare origine a una successione di terrazzi ampi è necessario, oltre ad un'adeguata erodibilità del substrato, anche un sollevamento significativo (incide sul numero dei terrazzi) intervallato da periodi di relativa stasi favorendo così la costruzione di estesi terrazzi.

Una linea di riva è preservata solo quando la risalita del livello del mare è uguale al tasso di sollevamento tettonico, giusto prima dell'*highstand* e dopo il *lowstand*. In genere, solo la linea di riva di *highstand* è preservata sopra il livello del mare attuale.

In alcuni casi, secondo il modello genetico proposto da Carobene & Dai Prà (1990), la formazione di ampi terrazzi marini è legata all'azione di due o più livelli di stazionamento marino a quote via via crescenti in un'area costiera debolmente subsidente.

Nelle aree ad attività tettonica quaternaria i depositi terrazzati di ambiente infralitorale, se correttamente datati, costituiscono il migliore strumento per la valutazione dei tassi di sollevamento, utilizzando la massima quota attuale dei depositi marini, solitamente localizzati sul margine interno del terrazzo. I depositi litorali a *Strombus bubonius*, datati 125 Ka (*stage 5.5*) costituiscono il principale elemento di riferimento per la valutazione dei tassi di sollevamento tardo-Pleistocenici nell'area del Mediterraneo occidentale.

È possibile eseguire anche correlazioni tra terrazzi marini e terrazzi fluviali. I primi, infatti, consentono la ricostruzione dei diversi livelli del mare, mentre i secondi fanno comprendere quale fosse il livello di base delle fasi evolutive dei bacini interni. Lo studio e la correlazione di terrazzi marini e fluviali, permette, quando queste forme sono presenti, di ricostruire con buona precisione l'evoluzione morfologica di un corso d'acqua e quindi indicano l'evoluzione e la regolarizzazione delle valli fluviali in rapporto alle passate condizioni del livello del mare.

Le superfici terrazzate quaternarie, di origine sia marina che fluviale, ed in particolare i loro margini interni, rappresentano degli ottimi indicatori di deformazione tettonica, in quanto è nota, almeno con una buona approssimazione, la loro geometria originaria.

CAPITOLO 4

METODOLOGIE DI STUDIO

Per meglio comprendere l'evoluzione tettonica tardo-quadernaria dell'area in studio, come già accennato nell'introduzione, è stato utilizzato un approccio multidisciplinare comprendente sia l'analisi strutturale di campagna che lo studio morfotettonico e geomorfologico.

Prima di procedere nella descrizione della metodologia utilizzata in questo lavoro di tesi, è necessario chiarire alcuni aspetti terminologici che potrebbero generare dubbi e/o confusione. A questo proposito, per prima cosa è bene sottolineare che recentemente il limite inferiore del Quaternario (limite Pliocene-Pleistocene), originariamente fissato a 1,8 Ma e con il Gelasiano nella Serie Pliocene (Cita *et al.*, 2008), è stato modificato a 2,58 Ma (Gibbard *et al.*, 2010), proprio in coincidenza della base del piano Gelasiano.

Il termine Neotettonica veniva inizialmente riferito a processi e strutture geologiche "giovani", recenti o ancora attivi, considerando nel complesso l'intervallo temporale Terziario-Quaternario inferiore (Hancock & Williams, 1986; Vita-Finzi, 1986; Pavlides, 1989), nell'ambito del quale venivano distinte deformazioni neogeniche e recenti, riferibili all'attuale campo di *stress*. Progressivamente l'uso del termine "Neotettonica" è stato limitato alle deformazioni più recenti (Mercier, 1976; Angelier, 1976; Slemmons *et al.*, 1991; Kinugasa *et al.*, 1992; Stewart & Hancock, 1994), cioè quelle comprese dalle fasi iniziali del meccanismo deformativo, il suo progredire fino al raggiungimento dell'attuale configurazione tettonica di un'area.

Attualmente si è raggiunto un generale accordo, affermando che il limite superiore del periodo "neotettonico" è ancora aperto ed è riferibile al presente, mentre il limite inferiore che si colloca tra il Miocene medio (10 Ma) ed il Pleistocene medio (500 ka), varia di regione in regione in relazione al raggiungimento dell'attuale regime di *stress* regionale.

La commissione tettonica dell'INQUA (International Union for Quaternary Research) ha accettato la definizione di Mörner (1989): "*Neotectonics is defined as any earth movements or deformations of the geodetic references level, their mechanisms, their geological origin, their implications for various practical purposes and their future extrapolations*".

Il termine "Neotettonica" nella sua accezione descrittiva dello stile deformativo crostale più recente, è stato in passato spesso utilizzato in simonimia con il termine "Tettonica attiva".

La tettonica attiva studia l'attività recente delle strutture tettoniche formatesi durante il tardo-Quaternario, o ereditate da precedenti fasi deformative e suscettibili di

riattivazione nell'attuale contesto geodinamico. Questo implica che mentre una faglia attiva è certamente di origine neotettonica, al contrario una faglia neotettonica non è necessariamente una faglia attiva.

Alla luce di quanto detto, le faglie attive (e le deformazioni ad esse associate) si generano in risposta a processi tettonici tuttora in corso e che continueranno probabilmente ad agire nel prossimo futuro. Quindi, una faglia si considera attiva quando si è originata e/o riattivata durante il campo di *stress* agente correntemente nell'area. Con il termine "Faglia capace", l'Ente per l'energia atomica americana (IAEA Safety Guide, 1991) intende una faglia attiva che ha generato fagliazione superficiale o effetti morfogenici (Caputo, 2005), durante un evento sismico di magnitudo medio-alta negli ultimi 25 ka.

In generale, gli studi di tettonica attiva forniscono importanti dati quantitativi come *slip-rate* della faglia, intervallo di ricorrenza di un terremoto, tempo trascorso dal più recente ed intenso terremoto, deformazione cosismica e geometria della faglia, utili per la valutazione della pericolosità sismica di una regione.

L'approccio multidisciplinare adottato per definire il quadro geologico-strutturale dell'area, in un'ottica di comprensione dell'evoluzione tardo-quadernaria, passa attraverso l'utilizzo di metodologie che hanno fornito contributi diversi e saranno di seguito illustrate. Segue anche la descrizione del metodo di datazione usato per ottenere i dati cronologici relativi alla formazione dei terrazzi marini.

4.1 Analisi morfoneotettonica

La morfotettonica studia le relazioni tra morfologia terrestre (clima, processi di erosione-sedimentazione e forme del rilievo) e tettonica. La morfoneotettonica si occupa, in particolare, dei rapporti tra morfologia terrestre e movimenti neotettonici recenti ed attuali.

L'approccio geomorfologico-strutturale consente di riconoscere ed interpretare geneticamente forme controllate dalla natura dei corpi geologici e/o dall'attività tettonica e, pertanto, offre la possibilità di individuare strutture tettoniche a grande scala e di scandire la cronologia degli eventi geomorfologico/tettonici che si sono succeduti in un'area. L'evidenza geomorfologica di un movimento tettonico è connessa con la velocità dell'evento, in rapporto alla velocità del processo geomorfologico. Inoltre i segnali morfologici sono tanto più marcati, quanto più recente è la fase tettonica che li ha determinati.

Le modificazioni della superficie terrestre ad opera di processi tettonici possono essere di vario tipo: *effetti diretti di tipo geologico* (sollevamenti, basculamenti, abbassamenti, movimenti lungo faglie, piegamenti, fratturazione delle rocce), *effetti indiretti di tipo geologico* (variazione delle modalità, entità e velocità di sedimentazione in bacini in sollevamento o abbassamento, aumento dell'accumulo detritico in aree stabili), *effetti diretti di tipo geomorfologico* (frane, caduta detriti, scarpate di faglia, cavità e decortificazioni nel terreno), ed *effetti indiretti di tipo geomorfologico* che avvengono successivamente al fenomeno tettonico (crinali rettilinei, versanti convesso-concavi, scarpate, valli asimmetriche, gomiti fluviali, catture, particolari reticoli fluviali, terrazzi).

Spesso le modificazioni geologiche dirette non sono leggibili sul terreno perché nascoste dai depositi superficiali o dalle coperture vegetali. Inoltre, lo studio delle conseguenze geologiche indirette può essere fatto solo dove sono presenti i sedimenti corrispondenti all'intervallo "neotettonico" considerato. Di conseguenza, per individuare i movimenti tettonici recenti risulta necessario e più agevole studiare le conseguenze geomorfologiche sia dirette che indirette, anziché quelle geologiche.

Numerosi sono gli elementi geomorfologici che possono considerarsi "indizi" o "indicatori morfotettonici" di evoluzione neotettonica. Lo studio dei corsi d'acqua (lunghi tratti rettilinei, improvvise curvature, catture e confluenze fluviali, *patterns* angolati con rami allineati) è molto utile per l'individuazione di lineamenti di cui bisognerà verificare la natura tettonica. Altri indizi morfologici, che contribuiscono a determinare lo stato di attività di una faglia, sono i margini interni dei terrazzi marini, le selle, i rilievi isolati, i corpi di frane, le nicchie di distacco, le creste e le discontinuità di crinale.

Per esempio, una cresta a sviluppo rettilineo può essere il risultato dell'evoluzione di una scarpata di faglia, o rappresentarne la parte sommitale o ancora indicare un sollevamento regionale. Una discontinuità altimetrica di crinale può corrispondere a sistemi di faglie trasversali ai crinali. Una scarpata può essere legata ad una faglia o ad

un sollevamento regionale, e su di essa si possono produrre forme tipiche, quali le faccette triangolari, se il tasso di attività della faglia è maggiore della velocità di erosione del versante. L'analisi "morfometrica" di questi elementi può fornire importanti indicazioni anche sull'epoca di attivazione della faglia. Le valli con gomiti semplici o doppi possono mettere in evidenza la presenza di una faglia con componente orizzontale, ed ancora evidenze di irregolarità nelle valli (confluenze sospese, valli tronche, confluenze controcorrente etc.) possono essere tutti indizi della presenza di faglie con associati cinematismi diversi. In generale si osserva che le faglie normali producono scarpate piane ad alto angolo, mentre le faglie inverse producono scarpate convesse.

Le anomalie geomorfologiche che le faglie attive generano in superficie sono naturalmente molto più complesse di quelle appena descritte a causa delle differenti situazioni strutturali, geomorfologiche, topografiche e climatiche.

4.2 Analisi strutturale

Alla geologia strutturale competono il riconoscimento e la caratterizzazione delle strutture tettoniche. L'analisi strutturale delle zone di faglia e delle tettoniti associate consente inoltre di definire il tipo di movimento che si è avuto lungo una faglia.

Le rocce di faglia costituiscono una categoria di tettoniti rinvenibili in numerose zone di taglio. Ciò che le caratterizza è la loro tessitura, che deriva direttamente dal processo deformativo che le ha prodotte e che maschera del tutto o in parte la struttura originaria (Sibson, 1977). In natura si distinguono essenzialmente due tipi principali di tettoniti: le "cataclasiti" e le "miloniti". Le prime sono dovute ad un processo di tipo fragile che implica un flusso cataclastico di frammenti rocciosi. Le miloniti derivano, invece, da un processo deformativo di tipo duttile. La distinzione tra i due tipi di tettoniti consente di discriminare tra i processi agenti lungo una zona di faglia. La presenza di rocce cataclastiche suggerisce uno scorrimento sismico, quindi estremamente rapido; mentre l'occorrenza di fasce milonitiche registra un lento scorrimento asismico e/o l'esumazione di antiche discontinuità strutturali.

Lo studio degli indicatori cinematici (strie, gradini in roccia e fibre di calcite) presenti sul piano di faglia permette di riconoscere il tipo di movimento e di conseguenza il tipo di faglia. Lo scopo finale è quello di giungere ad una definizione, suddivisione e ubicazione cartografica di lineamenti in chiave neotettonica.

In particolare, seguendo la suddivisione di Panizza et al., (1987) si possono riconoscere le seguenti categorie: elemento tettonico attivo (accertata dislocazione e/o deformazione di rocce e/o forme significative); *elemento tettonico ritenuto attivo* (senza visibile dislocazione e/o deformazione di rocce e/o forme significative, pur con la presenza di numerosi e congruenti indizi geomorfologici; è comunque geologicamente

accertata una faglia o una deformazione tettonica); *elemento tettonico ritenuto non attivo* (senza visibile dislocazione e/o deformazione di rocce e/o forme significative, anche sulla base di scarsi e non congruenti indizi geomorfologici; è comunque geologicamente accertata una faglia o una deformazione tettonica); *elemento tettonico non attivo* (accertata non dislocazione e/o deformazione di rocce e/o forme significative, è comunque accertata una faglia o una deformazione tettonica); *lineamento qualificato* (con numerosi, qualificati e congruenti indizi geomorfologici, ma senza affioramenti atti ad accertare dislocazione e/o deformazione); *lineamento non corrispondente a elemento tettonico* (pur con numerosi, qualificati e congruenti indizi geomorfologici, ma con accertata non dislocazione e/o deformazione della roccia).

4.3 Datazione dei terrazzi marini tramite Luminescenza Otticamente Stimolata

Molteplici sono i parametri da prendere in considerazione nella scelta della tecnica di datazione: la tipologia e la quantità del materiale geologico disponibile in affioramento; la problematica del sito studiato; il *range* di età che è possibile “coprire” con la tecnica scelta.

La metodologia di datazione che più si presta alla risoluzione delle problematiche cronologiche dei terrazzi marini presenti nell’area di studio è la Luminescenza Otticamente Stimolata (OSL). Questo metodo è particolarmente indicato per materiali che sono stati esposti alla luce prima della copertura. Nel caso dei terrazzi marini, l’ultima esposizione corrisponde alla formazione del terrazzo.

Tale tecnica si basa sulla misura di intensità di luminescenza proveniente dalla frazione coarse grain (>100 micron) di materiale quarzoso o feldspatico estratto dal sedimento terrazzato. In condizioni ottimali di prelevamento e risposta del campione, il *range* di tempo rilevabile va da 100 anni a qualche centinaia di migliaia di anni.

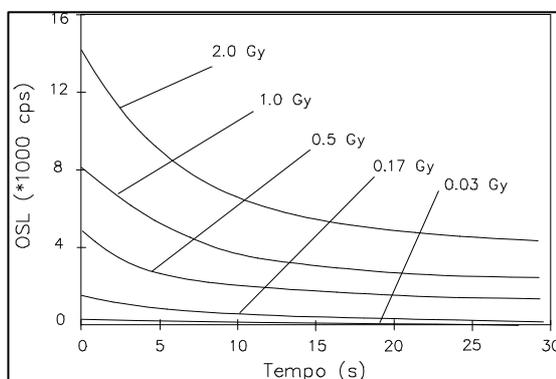


Fig.40 – Curve caratteristiche OSL. Andamento dell’intensità OSL in funzione del tempo.

Il segnale OSL che si ottiene segue una legge di decadimento, in altre parole decresce all'aumentare del tempo di eccitazione. L'area sottesa alla curva di decadimento è proporzionale alla dose di radiazione ionizzante assorbita dal materiale, dal momento dell'azzeramento fino alla campionatura (Fig.40).

Dal momento della sua formazione, il minerale accumula una certa dose di radiazioni provenienti dai radioelementi naturali presenti nell'ambiente circostante; se il minerale non viene "disturbato" dopo la sua formazione, il segnale di luminescenza raggiunge una saturazione dopo circa 10⁵ anni; in realtà avvengono degli azzeramenti di tale segnale (*bleaching* ottico) che espongono il minerale alla luce, dovuti sia a cause naturali, quali trasporti sedimentari, sia a cause antropiche; questo istante rappresenta l'azzeramento dell'orologio luminescente (Fig.41).

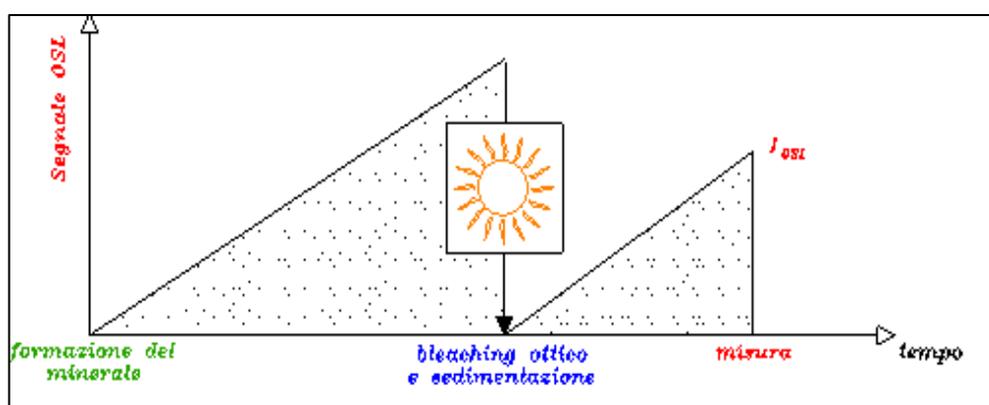


Fig.41 – Rappresentazione dell'andamento del segnale OSL in funzione del tempo.

In seguito, le inclusioni cristalline, dal momento in cui vengono "coperte" da altri materiali, sono sottoposte ad una dose di radiazione totale proporzionale al numero di anni trascorsi dall'ultimo *bleaching*.

La determinazione quantitativa dell'intensità di luminescenza accumulata (paleodose) dai dosimetri naturali, quarzo e feldspati presenti nel sedimento, e della velocità con cui i radioisotopi la forniscono (dose annua) in un anno, consente di valutare l'età dello strato sedimentario, utilizzando la seguente equazione:

$$Et\grave{a} = \frac{Paleodose(Gy)}{Dose\ annua(Gy/a)}$$

In laboratorio è più corretto definire la dose equivalente (Gy), anziché la paleodose; viene stimata utilizzando una sorgente di radiazioni calibrata, misurando il modo in cui i granuli minerali rispondono ad un aumento della dose di radiazioni. A partire da queste misure, e considerando la radiazione naturale, viene stimata la dose che il campione ha assorbito in natura dal momento in cui è stato seppellito (o dalla sua esposizione alla luce).

Viene detta dose equivalente in quanto, in laboratorio, la sorgente di radiazioni espone il campione solo alle radiazioni β o γ , al contrario di quanto avviene in natura dove il campione è esposto anche alle radiazioni α e ai raggi cosmici.

La dose annua è l'energia per unità di massa assorbita dal campione in un anno ed è determinata a partire da misure di concentrazione (maggiori e tracce) dei radionuclidi U, Th, Rb e K e la seguente conversione in contributi di dose α , β e γ . Un contributo minimo proviene anche dalla radiazione cosmica.

Nel caso dei depositi terrazzati affinché sia possibile applicare metodologie di datazione tramite OSL, devono essere soddisfatte alcune ipotesi fondamentali:

- vi sia, sperimentalmente dimostrata, una proporzionalità fra dose assorbita e luminescenza emessa dai cristalli contenuti nel campione.
- I cristalli naturali siano stati sottoposti a *bleaching* ottico (OSL) e che tale *bleaching* abbia svuotato completamente le trappole elettroniche nelle inclusioni cristalline, portando a zero la luminescenza legata alla dose accumulata sin dalla formazione geologica del cristallo. Questo momento rappresenta l'istante zero per il cronometro luminescente, che in questo caso si riferisce al momento della copertura dello strato da parte di altri sedimenti.
- Dose annua costante nel tempo.

CAPITOLO 5

ACQUISIZIONE DATI

L'analisi strutturale integrata allo studio geomorfologico e morfoneotettonico rappresenta il punto di partenza per lo studio delle relazioni tra terrazzi marini e strutture tettoniche attive.

In tal senso è stato utilizzato un approccio basato sull'integrazione di diversi tipi di indagini, compiute a scala diversa. Si è passati dall'interpretazione di immagini da satellite, a scala regionale, usufruendo anche del supporto offerto dal Modello Digitale del Terreno (DEM) ed elaborando i dati in ambiente GIS, all'analisi di foto aeree e di carte topografiche, fino ad arrivare all'analisi di terreno.

5.1 Analisi della deformazione fragile neotettonica

Il rilievo strutturale è stato realizzato (a scala 1:25.000) integrando l'analisi di immagini da satellite (LANDSAT e GOOGLE), e di foto aeree a differente scala (1:77.000, 1:33.000 e 1:10.000) in B/N ed a colori, con una campagna di indagini (nonostante la scarsa accessibilità dei luoghi e la limitata visibilità) attraverso la realizzazione di sette stazioni mesostrutturali. I dati raccolti sono stati plottati ed elaborati mediante l'utilizzo del software Daisy (UniRoma3).

Le direzioni preferenziali dei lineamenti fotointerpretati sono: NNW-SSE e NW-SE, N-S, E-W e ENE-WSW, e NNE-SSW e NE-SW (Fig.42). Alcuni dei lineamenti con direzioni preferenziali N-S e NNW-SSE, corrispondono alle strutture che esercitano un controllo tettonico sull'andamento morfologico delle fiumare (Furiano, Inganno, Rosmarino e Zappulla), e spesso mostrano un carattere trastensivo come si evince in diversi settori dell'area peloritana.

Altri lineamenti con direzioni preferenziali NE-SW, NW-SE e ENE-WSW corrispondono invece, alle strutture neotettoniche distensive e trascorrenti riconosciute sia nei settori emersi, da Nigro & Sulli (1995) nell'area di Acquadolci- S.Agata di Militello, e da Giunta et al., (2000) in tutta la Sicilia settentrionale, sia nei settori sommersi dai dati di sismica a riflessione (Analfino A.R., Tesi di Laurea, 2009).

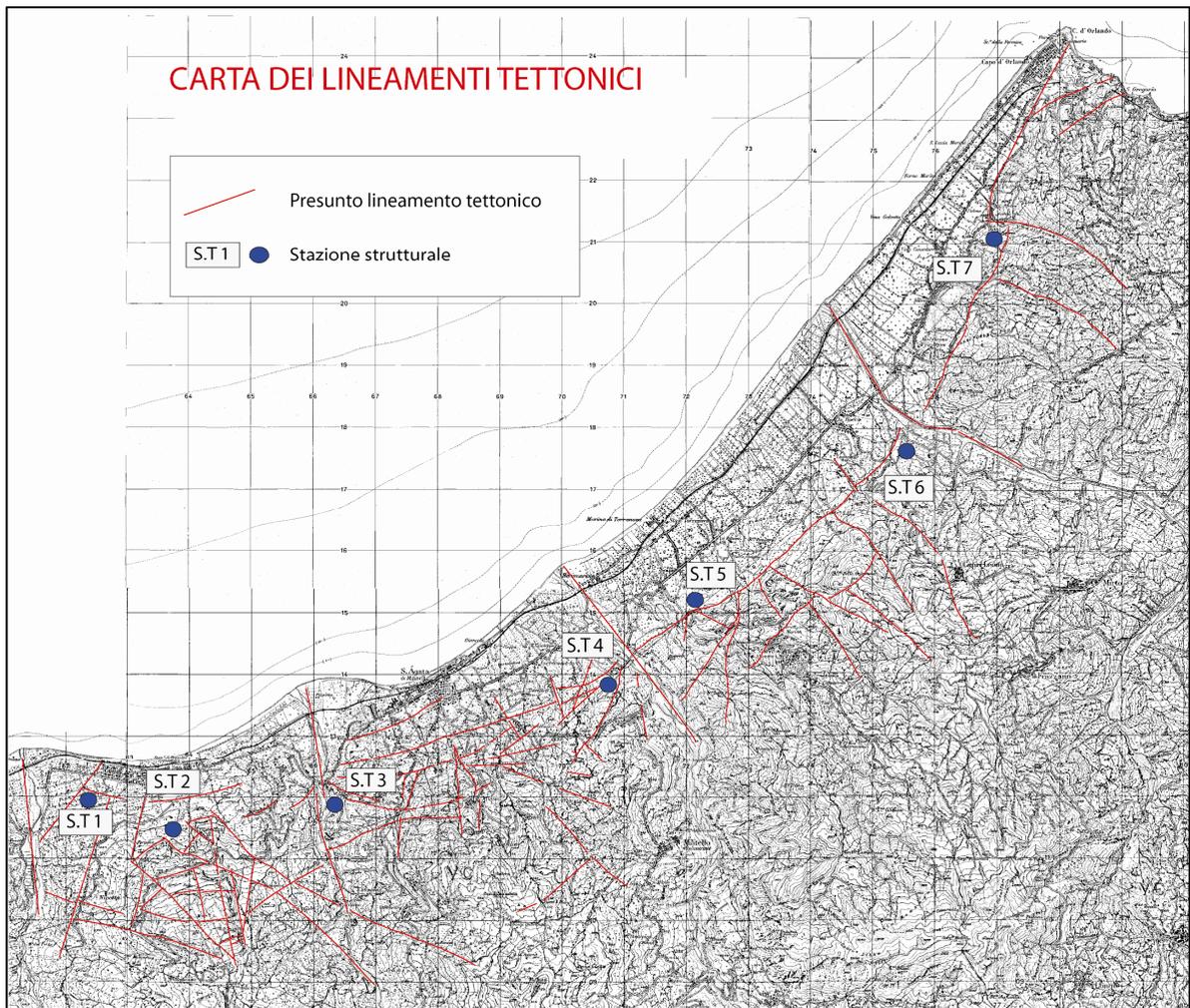


Fig. 42 – Carta dei lineamenti tettonici foto interpretati.

Nel settore occidentale, tra Acquedolci e il Torrente Inganno (Fig.43), le stazioni strutturali S.T 1 e S.T 2 (Figg. 44 e 45) hanno evidenziato sistemi di faglie dirette ad alto angolo (70° - 80°) con immersione NE e NW, (Figg . 46 e 47) che ribassano le Sabbie e Ghiaie di Messina rispetto ai Calcari rossi della sottounità S. Marco d'Alunzio.

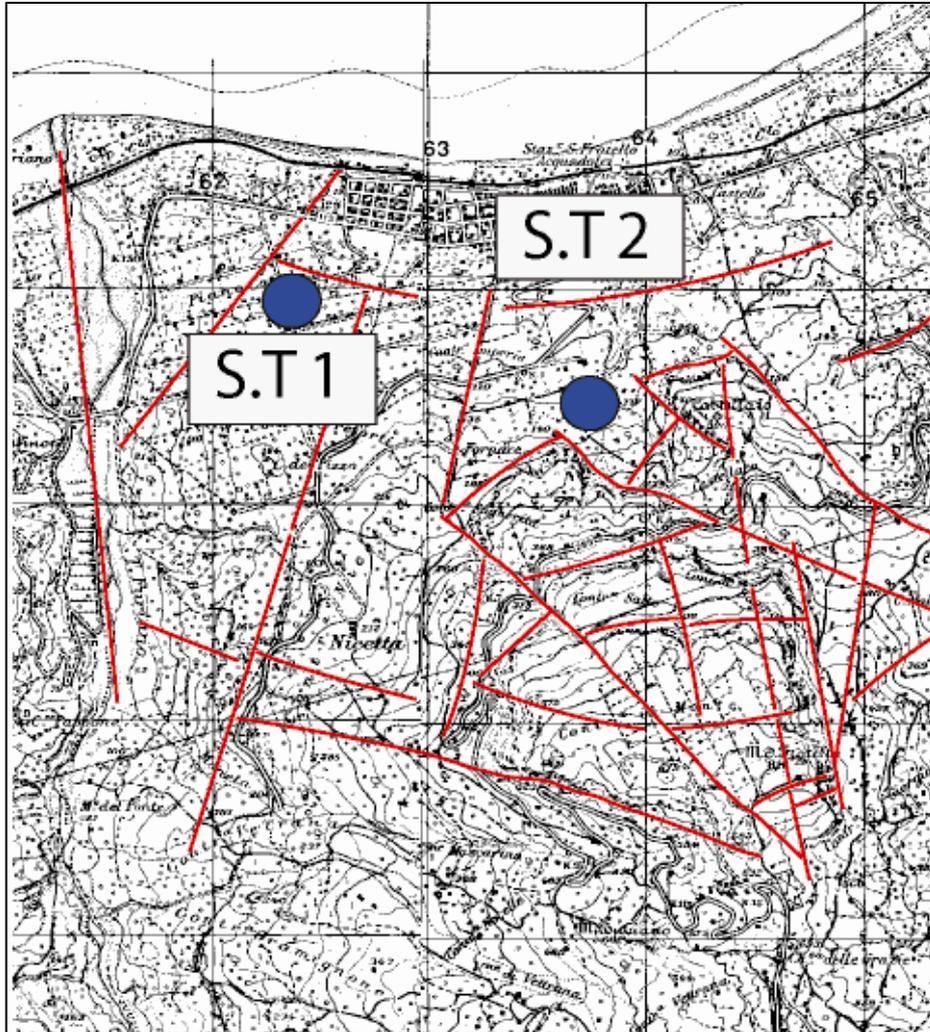


Fig. 43 – Stralcio della carta dei lineamenti tettonici foto interpretati (settore occidentale).

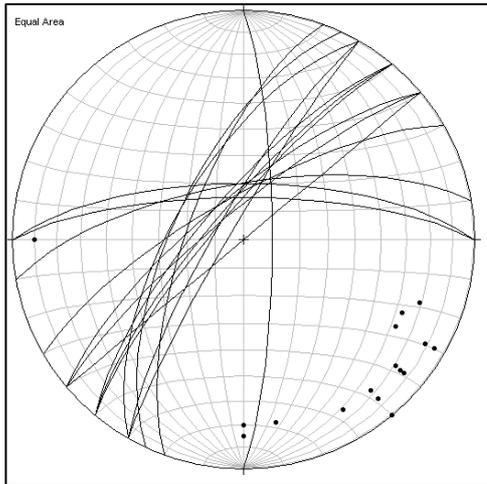


Fig. 44 – Stazione strutturale S.T 1 a
SW di Acquadolci.

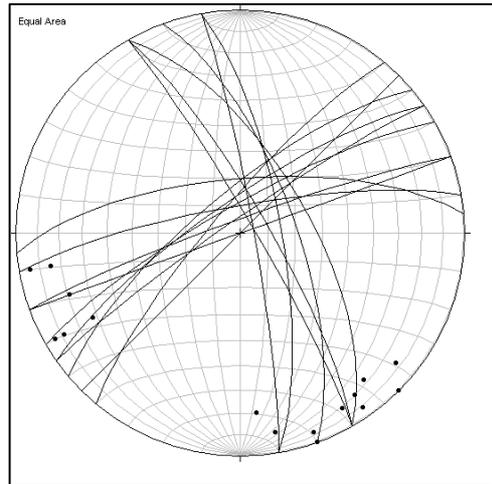


Fig. 45 – Stazione strutturale S.T 2 a
SE di Acquadolci.



Fig. 46 – Piano di faglia di direzione ENE-WSW (S.T 2).



Fig. 47 – Piano di faglia di direzione NW-SE (S.T 2).

A sud-ovest di S. Agata di Militello (Fig.48), molti dei lineamenti osservati in foto aerea non sono stati riconosciuti in campagna, a causa dell'elevata copertura boschiva. L'unica struttura che si osserva è quella che sembra interessare la superficie terrazzata a Piano Cangemi (Fig.49 e 50).

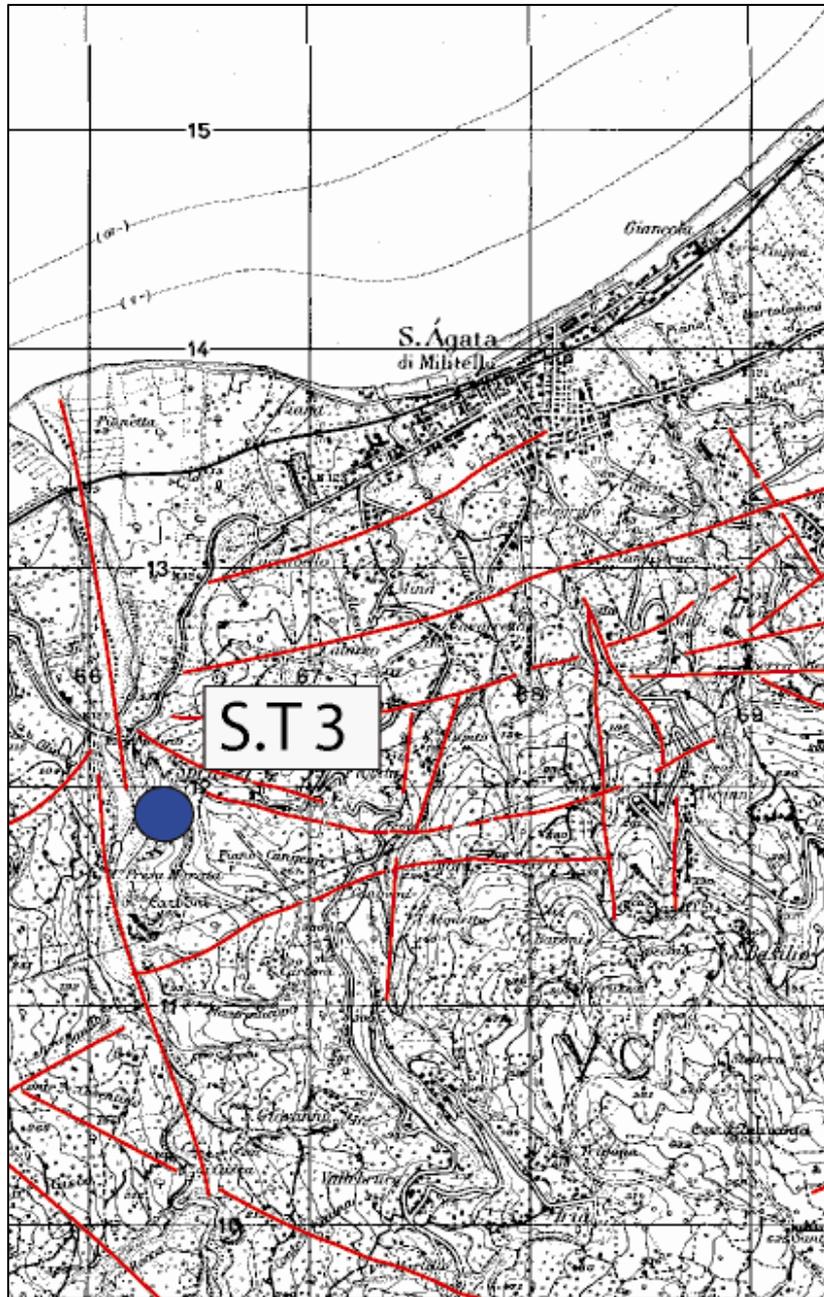


Fig. 48 – Stralcio della carta dei lineamenti tettonici foto interpretati (settore sud- occidentale).



Fig.49 – *Piano Cangemi.*

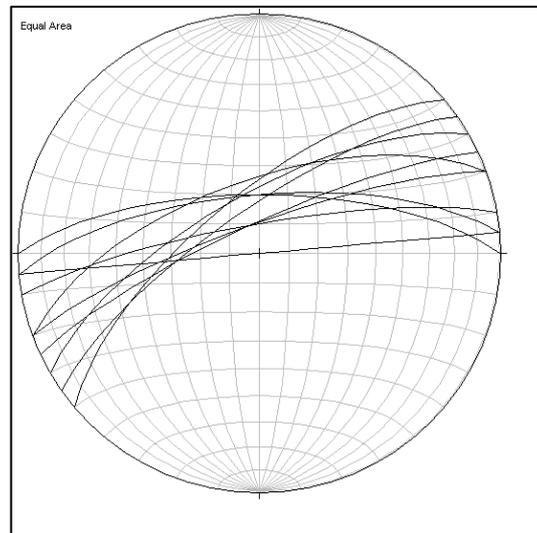


Fig. 50 – *Stazione strutturale S.T 3 a SW di S.Agata di Militello.*

A sud-est di S. Agata di Militello (Fig.51) la stazione strutturale S.T 4 (Fig.52) ha messo in evidenza faglie dirette con immersione NE, NNW e NW, che ribassano le Sabbie e Ghiaie di Messina rispetto alla Scaglia ed al Flysch di Frazzanò della sottounità Longi.

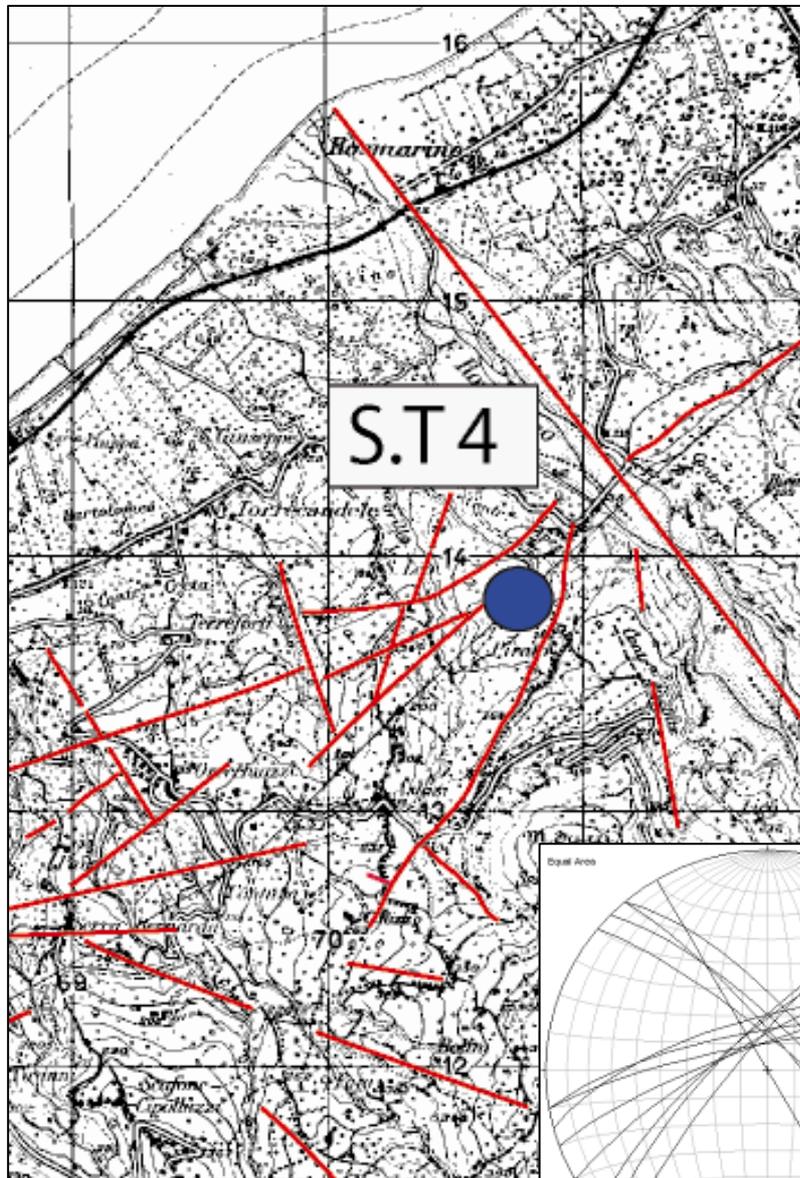


Fig. 51 – Stralcio della carta dei lineamenti tettonici foto interpretati (settore sud-orientale).

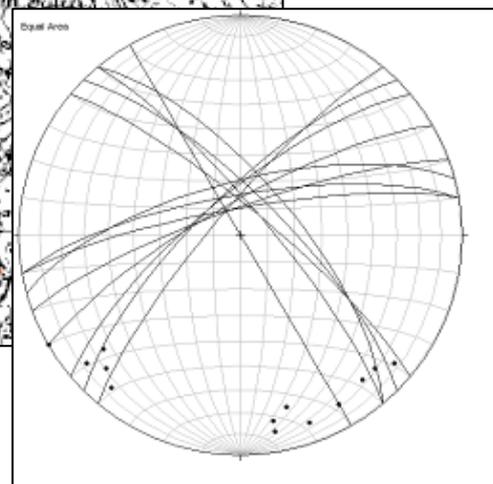


Fig. 52 – Stazione strutturale S.T 4 a SE di S. Agata di Militello.

Ad est del Torrente Rosmarino (Figg.53,54), le stazioni strutturali S.T 5, S.T 6 e S.T 7 (Fig.55, 56 e 57) hanno permesso di riconoscere sistemi di faglie dirette ad alto angolo con immersione NW, ENE e NE, che interessano i depositi pleistocenici delle Sabbie e Ghiaie di Messina e dei terrazzi marini.

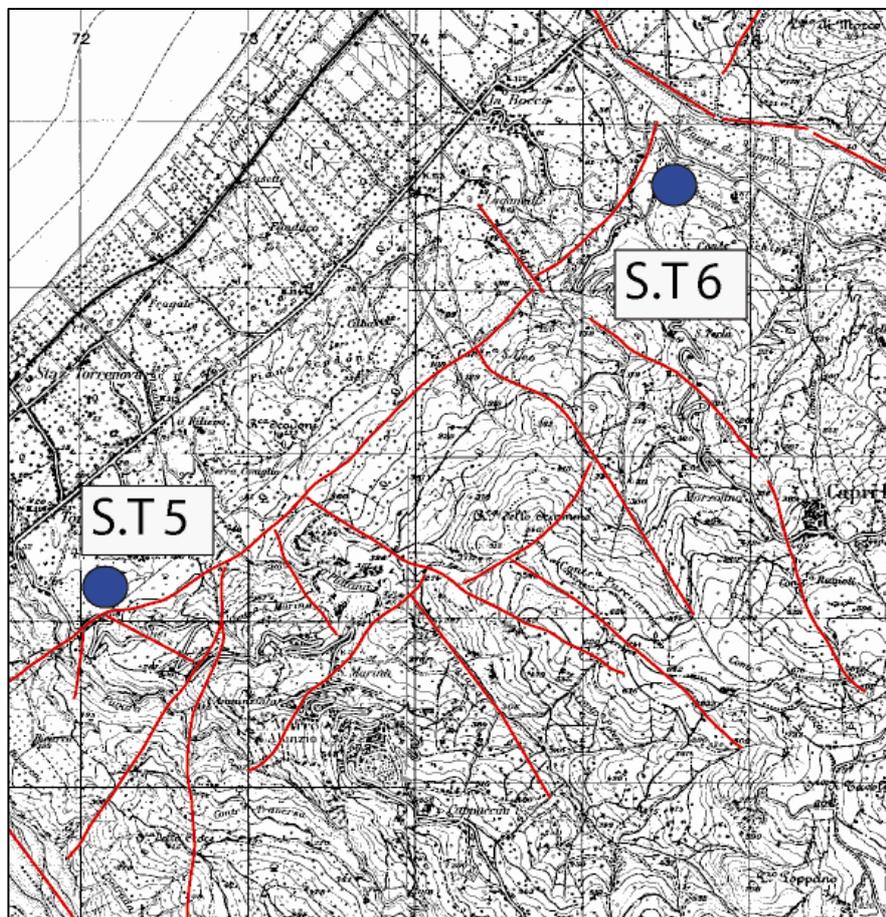


Fig. 53 – Stralcio della carta dei lineamenti tettonici foto interpretati (settore orientale).

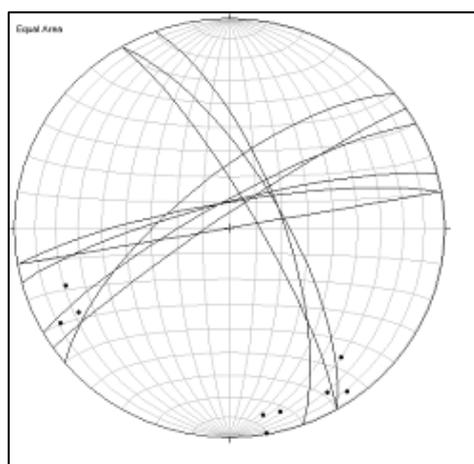


Fig. 55 – Stazione strutturale S.T 5 a Nord di S. Marco d'Alunzio.

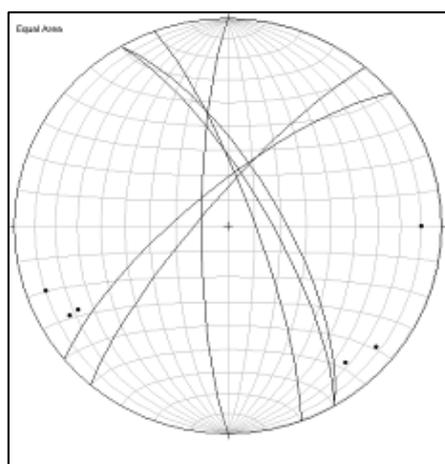


Fig. 56 – Stazione strutturale S.T 6 a Nord di Rocca di Caprileone.

La faglia, (Fig.58), si sviluppa in direzione SW-NE, dalla destra idrografica del torrente Rosmarino sino al V.ne del Forno, per una lunghezza di circa 14 Km. Più a nord, una porzione della suddetta faglia, disposta *en-échelon*, si estende sino a Capo d'Orlando interessando anche il settore *off-shore* (Fig.59).

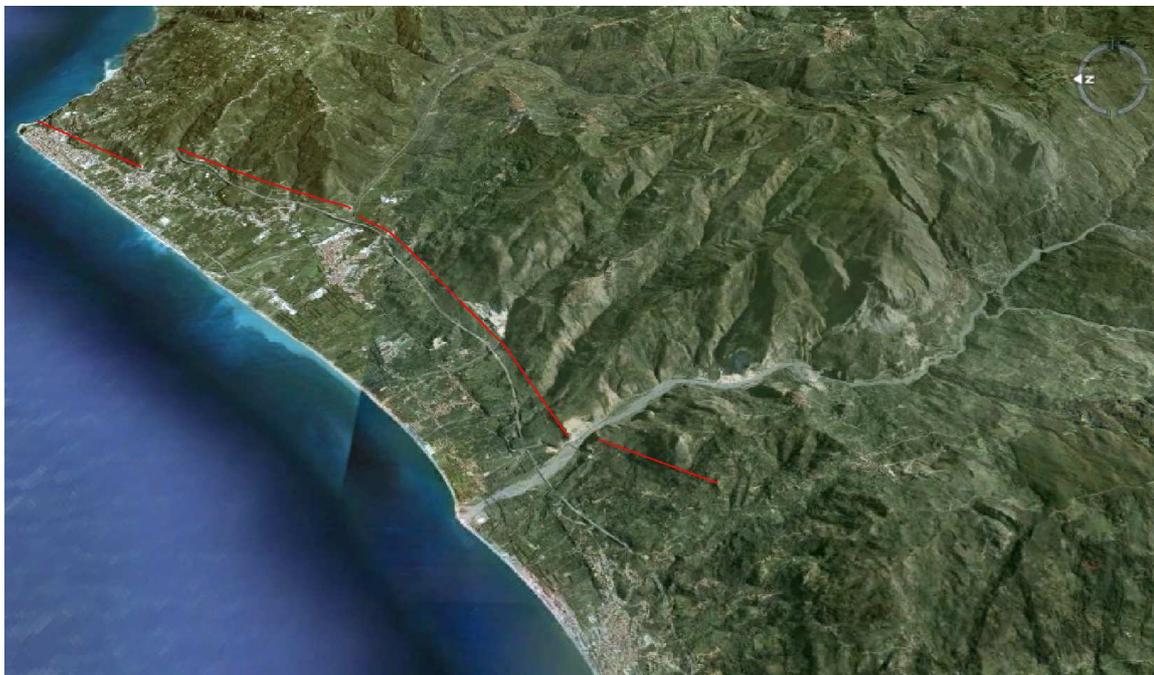


Fig.58 – Visione da Google Earth della Faglia di Capo d'Orlando.

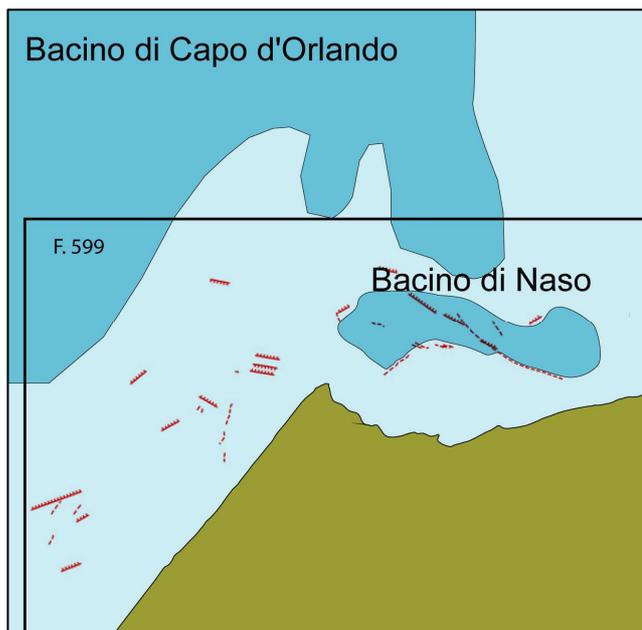


Fig.59 – Schema strutturale del settore offshore della Sicilia nord-orientale e principali lineamenti tettonici (Note Illustrative del Foglio Carg "Patti" in elaborazione).

Questo sistema di faglia coinvolgerebbe nella deformazione successioni non più giovani del Pleistocene medio-superiore (Fig.60), sia nei settori emersi che in quelli sommersi (Analfino A.R., Tesi di Laurea, 2009).

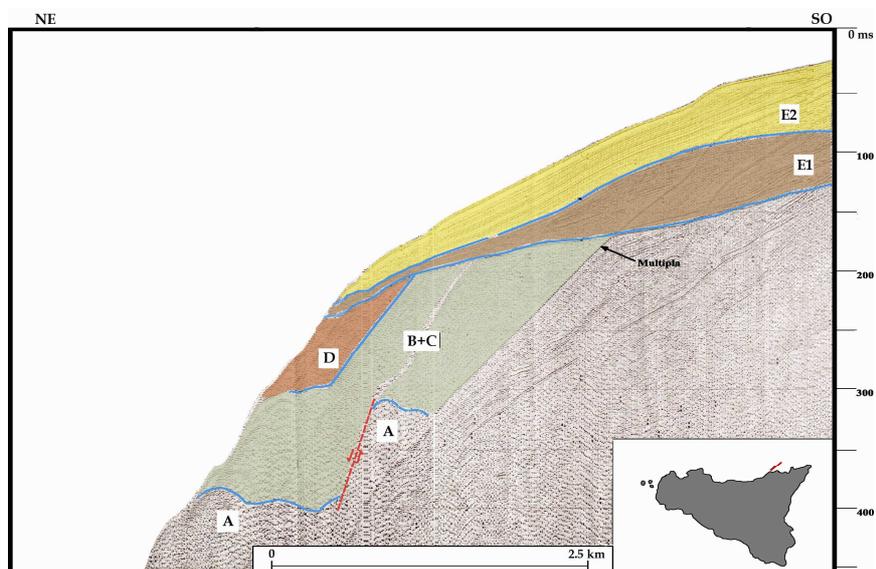


Fig.60 – Il lineamento tettonico distensivo che disloca il substrato e non interessa le successioni quaternarie (Analfino A.R., Tesi di Laurea, 2009).

L'analisi strutturale lungo la scarpata di faglia (Fig.61) non ha messo in evidenza la presenza di indicatori di attività recente, o deformazioni superficiali cosismiche permanenti, legate a terremoti "morfogenici" (Caputo, 1993) come la scarpata oloenica (nastrino di faglia), che solitamente rompe la regolarità del pendio alla base della scarpata cumulativa.



Fig.61 – Vista panoramica della Faglia di Capo d'Orlando nei pressi del Torrente Rosmarino.

5.2 Terrazzi marini del settore costiero compreso tra Acquedolci e Capo d'Orlando

Il rilievo geomorfologico dei terrazzi marini, presenti lungo settore costiero compreso tra Acquedolci e Capo d'Orlando, è stato eseguito a scala 1:10.000, utilizzando la Carta Tecnica Regionale (CTR), e a scala 1:25.000, utilizzando le tavolette dell'Istituto Geografico Militare (IGM), integrando l'analisi aereofotogeologica (foto aeree 1:33.000 B/N e 1:10.000 colore) con una dettagliata campagna di verifica eseguita direttamente sul terreno (Carta morfotettonica allegata).

Sono stati riconosciuti cinque ordini di superfici di abrasione marina con relativo deposito, che si elevano dalla costa fino a 300 m s.l.m., attestanti antiche posizioni del livello di base, lungo l'intera fascia costiera fra Acquedolci e Capo d'Orlando (Fig.62 stralcio della carta morfotettonica). Le quote dei margini interni variano sensibilmente, nel settore orientale dell'area indagata, a causa dell'interferenza tra processi tettonici regionali e locali.

I terrazzi di ordine inferiore (I, II, III) si estendono con buona continuità lungo tutta la fascia costiera compresa tra Acquedolci e Capo d'Orlando. Quelli di ordine superiore (IV, V) sono rappresentati da lembi di limitata estensione areale, e sono meglio conservati tra i Torrenti Inganno e la sinistra idrografica del Torrente Rosmarino. Risultano intagliati sulle Sabbie e Ghiaie di Messina del Pleistocene medio e sulle successioni carbonatiche mesozoiche e/o sui rispettivi basamenti paleozoici.

La disposizione dei terrazzi si segue con continuità lungo tutto il tratto costiero, conferendo al paesaggio l'aspetto tipico di un rilievo policiclico. La successione è ben visibile a S. Agata di Militello, dove le forme sono meglio conservate. Nella porzione orientale dell'area studiata, la successione è meno continua, probabilmente a causa dell'attività di sistemi di faglie o di una maggiore erodibilità dei litotipi affioranti.

Il deposito marino è rappresentato da sabbie giallo ocra talora ghiaiose, limi e ghiaie a ciottoli arrotondati ed appiattiti, eterometrici, immersi in una matrice sabbiosa. I clasti sono per lo più cristallini e subordinatamente sedimentari. La stratificazione è poco evidente. Lo spessore complessivo non supera i 30 m.

L'età dei depositi, sulla base di informazioni bibliografiche, dovrebbe essere Pleistocene medio-superiore (Carbone *et al.*, 1998), ma non è supportata da dati numerici. L'unico dato cronologico, come detto precedentemente, fa riferimento al deposito continentale ad *Hyppopotamus pentlandi*, datato circa 200+/-40 ka (Bada *et al.*, 1991).

Complessivamente i depositi pendono verso mare, con immersioni ortogonali all'andamento della costa, mentre laddove sono conservate semplicemente le superfici di abrasione, queste sono caratterizzate da un profilo trasversale debolmente concavo. I diversi ordini di terrazzi, indicati con i numeri romani V-I (dal più alto e quindi più antico), sono stati descritti dal più alto al più basso. I loro margini interni, che spesso

presentano fori di litofagi e/o altri indicatori biologici del livello del mare, sono stati mappati con un margine di errore di ± 5 m, dovuto ai processi erosionali e deposizionali intervenuti subito dopo l'emersione del terrazzo. Questo errore è comunque trascurabile nella stima dei tassi di sollevamento a lungo termine per intervalli di tempo di decine o centinaia di migliaia di anni.

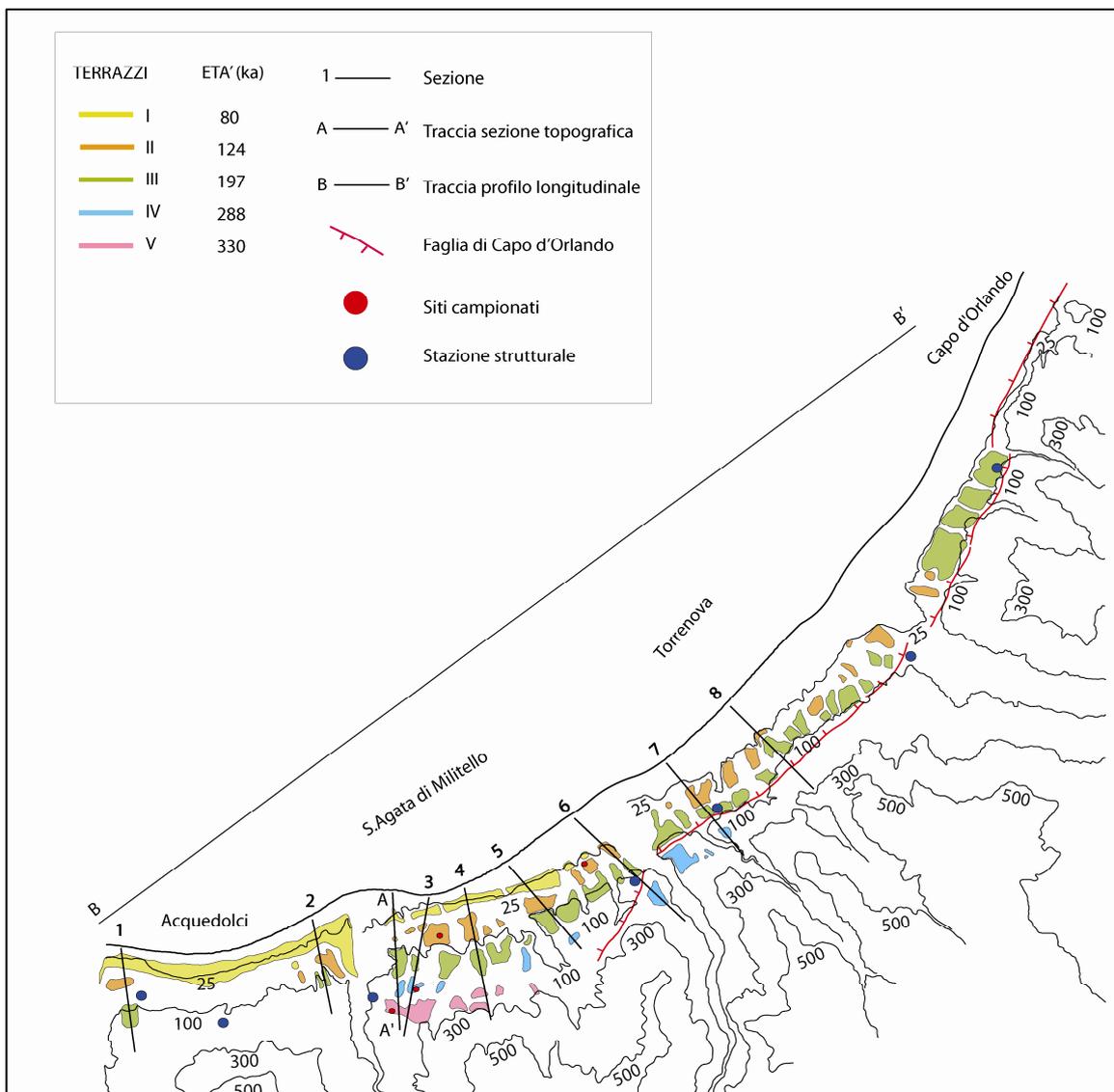


Fig. 62 – Stralcio della carta morfotettonica del settore costiero compreso tra Acquedolci e Capo d'Orlando.

V Ordine: Questa fase di stazionamento marino è testimoniata da alcuni terrazzi, i cui margini interni sono posti tra le quote 250 e 310 m circa, localizzati tra il Torrente Inganno e Fosso Barone, presso Scafone Cipollazzi, intagliati sulle Ghiaie e Sabbie di Messina. Il più esteso è quello di Piano Cangemi a SW di S. Agata (Fig.63).

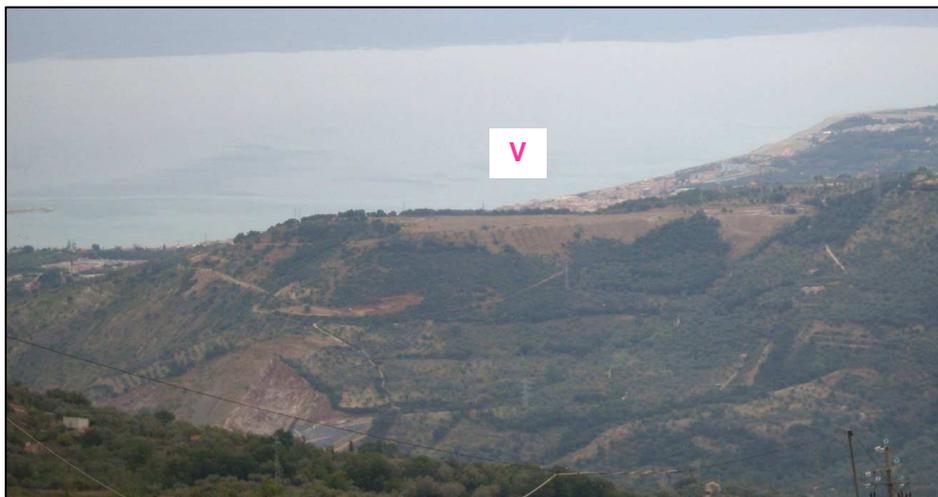


Fig. 63 – Terrazzo marino di Piano Cangemi (SW di S.Agata di Militello).

IV Ordine: E' rappresentato da porzioni limitate di depositi marini, i cui margini interni si trovano a quote comprese tra 180 e 230 m., tra i Torrenti Inganno e Rosmarino, nei pressi delle località Sprazzì, Fiorita, Serra Bernarda e C.da Ancolle (Fig.64), e tra quest'ultimo e Torrenova, tra le C.de Bicurca (Fig.65) e S. Marina, modellati sulla Scaglia, sui Calcari, sul basamento dell'Unità di Longi-Taormina e sulle Ghiaie e Sabbie di Messina.



Fig. 64 – Terrazzo marino di C.da Ancolle (sinistra idrografica del Torrente Rosmarino).

III Ordine: I depositi terrazzati del III ordine sono conservati in lembi affioranti con buona continuità, i cui margini interni, tra il Torrente Furiano e la sinistra idrografica del Torrente Rosmarino (Fig.66), si sviluppano tra 110 e 160 m di quota, e risultano modellati sulle Ghiaie e Sabbie di Messina. Tra i Torrenti Rosmarino e Zappulla i lembi attribuibili a questo ordine, i cui margini interni si trovano a quote comprese tra 90 e 105 m, sono modellati sui Calcari neri e massivi, sul Medolo, sul basamento dell'Unità di Longi-Taormina e sulle Ghiaie e Sabbie di Messina (Fig.65).



Fig. 65 – Terrazzi marini in C.da Bicurca (destra idrografica del Torrente Rosmarino).

II Ordine: Comprende quei terrazzi i cui margini interni si trovano a quote comprese tra 50 e 100 m nel settore più occidentale (tra i Torrenti Furiano e Rosmarino), e risultano modellati sulle Ghiaie e Sabbie di Messina (Fig.66). Nel settore orientale (tra i Torrenti Rosmarino e Zappulla), i margini interni si trovano a quote comprese tra 50 e 75 m e sono modellati sui Calcari dell'Unità di Longi-Taormina e sulle Ghiaie e Sabbie di Messina.

I Ordine: I depositi terrazzati del I ordine, i cui margini interni sono compresi tra 30 e 45 m di quota, costituiscono una superficie debolmente degradante verso la costa, e caratterizzano soprattutto le aree urbane di Acquedolci e S. Agata di Militello. Risultano intagliati sulle Ghiaie e Sabbie di Messina (Fig.66). Nel settore orientale, quest'ordine di terrazzo non affiora.



Fig. 66 – Terrazzo marino di C.da Oliveto (sinistra idrografica del Torrente Inganno).

Sulla base delle quote dei margini interni e considerando i dati bibliografici, è stata eseguita una correlazione preliminare tra alcuni ordini di terrazzi e gli stages isotopici della curva eustatica (Tab.2). Tale correlazione è stata, in seguito, verificata con i risultati delle datazioni OSL condotte sui depositi marini.

Ordine del terrazzo	Quota M.I. (m) SW	Quota M.I. (m) NE	Stage isotopico	Età (ka)
V ordine	250-300	310	?	?
IV ordine	180-210	230	?	?
III ordine	110-160	90-105	7.1 ⁽¹⁾	187
II ordine	50-100	50-75	5.5 ⁽²⁾	124
I ordine	30-45	-	?	?

Tab. 2 – Correlazione preliminare tra i terrazzi e gli stage isotopici della curva eustatica;
 (1) (Bada et al., 1991); (2) (Bonfiglio et al., 2009).

5.2.1 Depositi marini campionati

La mancanza di elementi cronologici relativi all'età dei terrazzi marini, come già accennato, ha reso la ricerca innovativa attraverso il contributo di nuovi dati e all'operato del Laboratorio di Datazione tramite Luminescenza (F3DRA) del Dipartimento di Fisica e Astronomia dell'Università di Catania.

Datare i terrazzi marini con la metodologia OSL significa stabilire l'ultimo momento in cui i grani dei minerali (nello specifico quarzo) estratti dai sedimenti terrazzati, sono stati esposti alla luce solare, che a sua volta corrisponde al momento di formazione del terrazzo.

In seguito ad un'attenta verifica dei depositi marini e considerando che la maggior parte di essi presentava alterazioni post-deposizionali (le quali possono influenzare il segnale di luminescenza), si è scelto di prelevare i campioni da livelli sabbiosi inconsolidati, affioranti immediatamente sopra la piattaforma di abrasione marina.

I quattro depositi marini campionati sono (ubicazioni in Fig.54) sono:

- campione SAM 20: sito in località Minà (80 m)
- campione SAM 21: sito in località Fiorita (210 m)
- campione SAM 22: sito in località Sprazzì (250 m)
- campione SAM 23: sito in località Torrecandele (30 m)

Il prelievo dei campioni è stato eseguito spingendo perpendicolarmente un tubo in PVC (avente lunghezza di 60 cm e diametro di 10 cm), per circa 40-50 cm, dentro il deposito. Immediatamente dopo il prelievo, il tubo è stato chiuso alle estremità e sigillato. E' molto importante evitare che il campione prenda luce, sia nella fase di prelievo che di preparazione fisico-chimica, perché potrebbe perdere preziose informazioni di luminescenza entro pochi secondi, dopo il quale non sarà più possibile recuperarle.

Alla fine di ogni prelievo è stata misurata dose γ ambientale (radiazione γ ambientale che circonda il campione) attraverso il gamma-counter.

I dati relativi ai quattro campioni sono stati raccolti in schede tecniche (Figg.67, 68, 69 e 70), qui di seguito esposte.

SCHEDA TECNICA

Sito:	Sant'Agata di Militello (ME)
Contrada:	Minà
Provenienza:	Terrazzi marini della Sicilia

SCHEDA N°1	RIFERIMENTO LABORATORIO: SAM 20
-------------------	--

Misure dose ambiente:	0.01 μ Sv/h
Descrizione sedimento prelevato:	Livello di argilla compatta con ciottoli arrotondati metrici-cmetrici.
Quota del terrazzo:	80 m s.l.m.
Foto:	
Note:	Campione prelevato a circa 1,20m dal top del terrazzo.

Fig. 67 – Scheda tecnica del campione SAM 20.

SCHEDA TECNICA

Sito:	Sant'Agata di Militello (ME)
Contrada:	Fiorita
Provenienza:	Terrazzi marini della Sicilia

SCHEDA N°2	RIFERIMENTO LABORATORIO: SAM 21
-------------------	--

Misure dose ambiente:	0.02 μ Sv/h
Descrizione sedimento prelevato:	Livello di sabbie medio-fini con scarsa presenza di ciottoli e privi di fossili.
Quota del terrazzo:	210 m s.l.m.
Foto:	
Note:	Campione prelevato a circa 1,00 m dal top del terrazzo.

Fig. 68 – Scheda tecnica del campione SAM 21.

SCHEDA TECNICA

Sito:	Sant'Agata di Militello (ME)
Contrada:	Sprazzi
Provenienza:	Terrazzi marini della Sicilia

SCHEDA N° 3	RIFERIMENTO LABORATORIO: SAM 22
--------------------	--

Misure dose ambiente:	0.01-0.02 $\mu\text{Sv/h}$
Descrizione sedimento prelevato:	Livello da sabbia a ghiaie cmetriche poco arrotondate e mal classate con livelletti di concrezioni carbonatiche.
Quota del terrazzo:	250 m s.l.m.
Foto:	
Note:	Campione prelevato a circa 1,50 m dal top del terrazzo. Non viene rispettata l'Hp della sfera avente raggio di 30 cm.

Fig. 69 – Scheda tecnica del campione SAM 22.

SCHEDA TECNICA

Sito:	Sant'Agata di Militello (ME)
Contrada:	Torrecandele
Provenienza:	Terrazzi marini della Sicilia

SCHEDA N° 4	RIFERIMENTO LABORATORIO: SAM 23
Misure dose ambiente:	0.01 $\mu\text{Sv/h}$
Descrizione sedimento prelevato:	Livello di sabbia e argilla con presenza di ciottoli cmetrici arrotondati.
Quota del terrazzo:	30 m s.l.m.
Foto:	
Note:	Campione prelevato a circa 1,00 m dal top del terrazzo.

Fig. 70 – Scheda tecnica del campione SAM 23.

5.2.2 Datazioni e relative interpretazioni

I risultati delle datazioni OSL sui depositi marini, campionati lungo il settore costiero compreso tra S.Agata di Militello e Capo d'Orlando, risultano coerenti con il modello di evoluzione delle sequenze di terrazzi marini, procedendo dal terrazzo più alto e quindi più antico al più basso e quindi più recente (Westaway, 1993; Armijo *et al.*, 1996; Bosi *et al.*, 1996; Bianca *et al.*, 1999).

Queste datazioni hanno fornito nuovi vincoli cronologici utili per correlare la sequenza di terrazzi campionati con i principali MIS della curva eustatica globale.

In particolare, i risultati ottenuti dai campioni SAM 21 (283 +/- 23 ka) e SAM 23 (118 +/- 8 ka) hanno permesso di correlare i terrazzi di II e IV ordine, rispettivamente agli *stage* 5.5 e 8.5. (Tab.3). I campioni SAM 22 e SAM 20 sono ancora in fase di elaborazione.

L'attribuzione del terrazzo di II ordine allo *stage* 5.5 sembrerebbe essere confermata anche dalla presenza di un esemplare di *Spondylus*, rinvenuto ad una quota di 50 m a Rocca Scodonì, che ha dato un'età U-Th di 116 +/- 4 (Laboratorio del Dipartimento di Fisica e Astronomia dell'Università di Catania, A. Zuccarello, comunicazione personale).

Ordine del terrazzo	Campione	Quota (m)	Età (Ka)
IV	SAM 21	210	283 +/- 23
II	SAM 23	30	118 +/- 8

Tab. 3 – Risultati delle datazioni OSL.

Inoltre, utilizzando la metodologia descritta nel paragrafo 3.1, la curva eustatica di riferimento (Waelbroeck *et al.*, 2002) è stata modificata per un valore del tasso di sollevamento di 0,8 mm/a, ipotizzato costante negli ultimi 330 ka nel settore occidentale. Si è ottenuta una nuova curva, i cui picchi caldi indicano le quote teoriche alle quali si dovrebbero trovare le relative paleolinee di costa in un'area interessata da un sollevamento costante.

Correlando la curva eustatica modificata con la sezione topografica passante per S. Agata di Militello (A-A' in Fig. 62), dove è presente l'intera "volata" di terrazzi marini, si osserva una buona corrispondenza tra le quote misurate e quelle calcolate (quindi tra gli *inner edges* ed i picchi eustatici della curva) dei cinque ordini di terrazzi marini (Fig. 71 e Tab.4).

In particolare, il terrazzo di I ordine è stato attribuito allo *stage* 5.1, il terrazzo di III ordine allo *stage* 7.1, confermando la datazione di Bada *et al.*, (1991) e il terrazzo di V ordine allo *stage* 9.3. Si noti come i terrazzi di II e IV ordine risultino correlati con lo stesso *stage* ricavato tramite la datazione OSL.

La mancanza dei terrazzi riferibili agli *stage* 5.3, 7.3, 7.5 e 9.1 potrebbe essere dovuta ad erosione marina, dato che le altezze nominali sono molto vicine a quelle dei terrazzi immediatamente successivi.

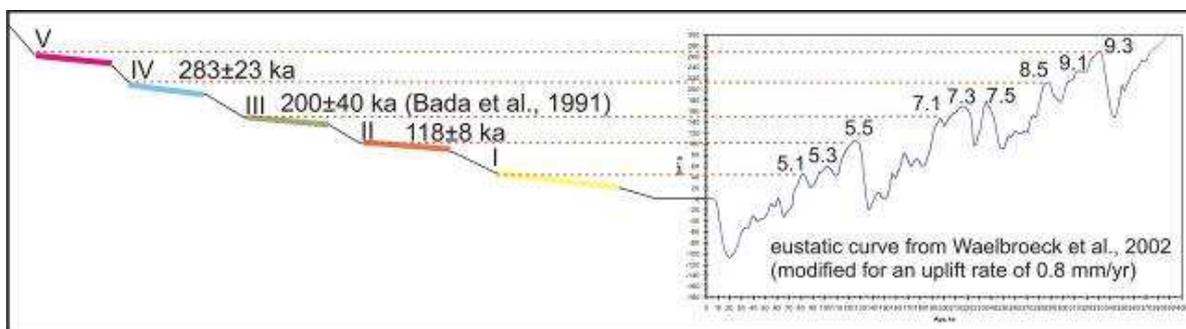


Fig. 71 – Correlazione tra le quote dei margini interni dei terrazzi ed i picchi della curva eustatica.

Nel settore orientale, dove l'intera successione di terrazzi marini non affiora a causa dell'attività della faglia di Capo d'Orlando, l'attribuzione agli *stage* isotopici è stata fatta per correlazione geomorfologica.

Ordine del terrazzo	Quota M.I. (m) SW	Quota M.I. (m) NE	Stage isotopico	Età (ka)	Sea level correction
V ordine	250-300	310	9.3	330	+4,68
IV ordine	180-210	230	8.5	288,5	-16,88
III ordine	110-160	90-105	7.1	197	-9,68
II ordine	50-100	50-75	5.5	124	+6,30
I ordine	30-45	-	5.1	80	-19,70

Tab. 4 – Attribuzione cronologica dei terrazzi marini.

5.2.3 Deformazione delle superfici di abrasione e tassi di sollevamento tettonico

La presenza di terrazzi marini sia all'*hanging-wall* che al *footwall* della faglia di Capo d'Orlando e la variabilità dell'ubicazione dei loro margini interni, i quali presentano escursione anche di diverse decine di metri, mette in evidenza il contributo della componente tettonica al sollevamento dell'area, principalmente legato alla deformazione del *footwall* (King *et al.*, 1988) delle strutture tardo-Quaternarie.

Attualmente la sequenza completa dei terrazzi marini affiora solo a S.Agata di Militello, dove la faglia di Capo d'Orlando non sembra essere presente. Verso nord-est, la successione è incompleta, e le quote dei margini interni variano probabilmente a causa dell'attività della struttura.

Con lo scopo di definire meglio lo stato di deformazione dell'area, è stato realizzato, parallelamente alla linea di costa un profilo longitudinale delle paleolinee di riva (B-B' in Fig. 62), che si estende da Acquedolci a Capo d'Orlando per una lunghezza di circa 20 Km.

Il profilo (Fig.81) mostra come le quote dei margini interni dei terrazzi più recenti (II, III) che si trovano all'*hanging-wall* della faglia, decrescano nel settore orientale (tra S. Agata di Militello e Capo d'Orlando) con una geometria che suggerisce un *tilting* verso NE. Al contrario, le quote dei margini interni dei terrazzi più antichi (IV, V) che si trovano al *footwall* della faglia, crescono verso oriente, suggerendo un *tilting* verso SW.

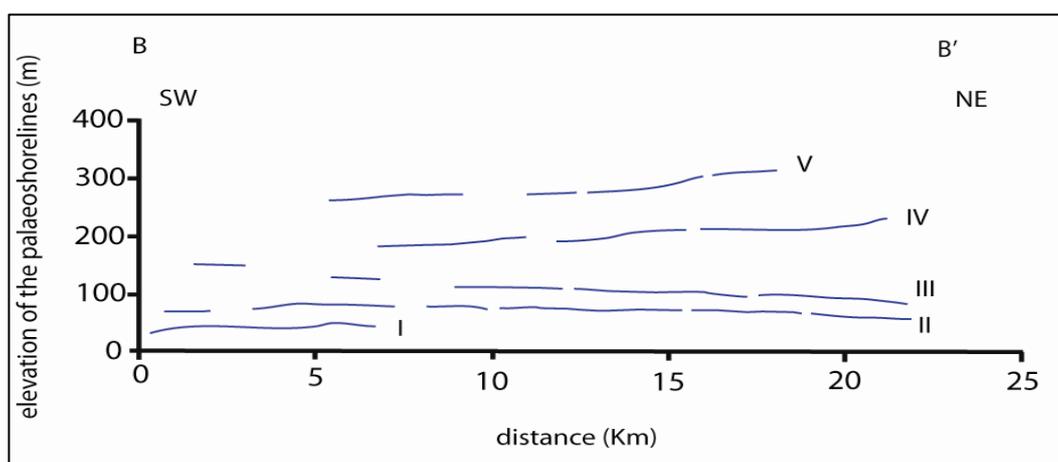


Fig. 81 – Profilo longitudinale delle paleolinee di riva in direzione SW-NE.

Inoltre, da SW a NE parallelamente alla faglia di Capo d'Orlando, i margini interni sono caratterizzati da una geometria convergente all'*hanging-wall* e divergente al *footwall* (Fig.81). Questa configurazione indicherebbe la contemporaneità del processo eustatico e tettonico, suggerendo che la faglia è stata attiva durante la formazione dei terrazzi marini, e quindi almeno durante il Pleistocene medio-superiore.

Sulla base dei risultati ottenuti dalle datazioni, si è potuto attribuire a ciascun terrazzo un'età cronologica e di conseguenza riferirlo ad uno *stage* isotopico. Conoscendo, quindi la quota corretta del margine interno (Z), l'originario livello del mare (X) e l'età assoluta (Y), è stato possibile calcolare il tasso di sollevamento, secondo la nota formula $(Z-X)/Y$, espresso in mm/a.

Con lo scopo di quantificare i tassi di sollevamento (Tabb.5-12) e definire le loro variazioni a breve termine, sono stati realizzati i diagrammi di velocità (Figg.72-79) lungo otto sezioni (Sezioni 1-8 in Fig 62).

Le quote dei margini interni dei cinque ordini di terrazzi marini sono state corrette per l'originario livello del mare corrispondente all'*high-stand*, definito dalla curva eustatica di riferimento (Waelbroeck *et al.*, 2002).

Età (Ka)	Sea level correction	Quota inner edge (m)	RSL (m)	Rate sollevamento (mm/a)
0			0	
80	- 19,70	35	36,3	0,7
124	+ 6,30	70	69,48	0,51
197	-9,68	150	149,89	0,81
288,5	-16,88	210	211,04	0,79
330,5	+ 4,68	250	259,16	0,77

Tab. 5 – Età, originario livello del mare, quota del margine interno, quota corretta e tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 1: Acquedolci-Terreforti.

Età (Ka)	Sea level correction	Quota inner edge (m)	RSL (m)	Rate sollevamento (mm/a)
0			0	
80	- 19,70	40	40,3	0,75
124	+ 6,30	100	100,45	0,76
197	-9,68	120	120,34	0,66
288,5	-16,88	210	207,94	0,79
330,5	+ 4,68	250	249,25	0,74

Tab. 6 – Età, originario livello del mare, quota del margine interno, quota corretta e tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 2: Acquedolci-Oliveto.

Età (Ka)	Sea level correction	Quota inner edge (m)	RSL (m)	Rate sollevamento (mm/a)
0			0	
80	- 19,70	40	40,3	0,75
124	+ 6,30	100	100,45	0,76
197	-9,68	150	149,89	0,81
288,5	-16,88	210	211,04	0,79
330,5	+ 4,68	250	249,25	0,74

Tab. 7 – Età, originario livello del mare, quota del margine interno, quota corretta e tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 3: S.Agata-Cangemi.

Età (Ka)	Sea level correction	Quota inner edge (m)	RSL (m)	Rate sollevamento (mm/a)
0			0	
80	- 19,70	35	36,3	0,7
124	+ 6,30	100	105,4	0,8
197	-9,68	170	169,59	0,91
288,5	-16,88	200	199,5	0,75
330,5	+ 4,68	260	259,16	0,77

Tab. 8 – Età, originario livello del mare, quota del margine interno, quota corretta e tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 4: S.Agata-Salarona.

Età (Ka)	Sea level correction	Quota inner edge (m)	RSL (m)	Rate sollevamento (mm/a)
0			0	
80	- 19,70	40	40,3	0,75
124	+ 6,30	90	90,54	0,68
197	-9,68	140	140,04	0,76
288,5	-16,88	190	190,84	0,72
330,5	+ 4,68	270	269,08	0,80

Tab.9 – Età, originario livello del mare, quota del margine interno, quota corretta e tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 5: S.Agata-Astasi.

Età (Ka)	Sea level correction	Quota inner edge (m)	RSL (m)	Rate sollevamento (mm/a)
0			0	
124	+ 6,30	75	74,43	0,55
197	-9,68	110	110,49	0,61
288,5	-16,88	220	219,69	0,82
330,5	+ 4,68	300	298,82	0,89

Tab. 10 – Età, originario livello del mare, quota del margine interno, quota corretta e tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 6: S.Agata-Ancolle.

Età (Ka)	Sea level correction	Quota inner edge (m)	RSL (m)	Rate sollevamento (mm/a)
0			0	
124	+ 6,30	75	74,43	0,55
197	-9,68	105	104,58	0,58
288,5	-16,88	230	231,23	0,86
330,5	+ 4,68	310	308,74	0,92

Tab. 11 – Età, originario livello del mare, quota del margine interno, quota corretta e tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 7: S.Agata-Favara.

Età (Ka)	Sea level correction	Quota inner edge (m)	RSL (m)	Rate sollevamento (mm/a)
0			0	
124	+ 6,30	50	49,66	0,35
197	-9,68	105	104,58	0,58
288,5	-16,88	230	231,23	0,86
330,5	+ 4,68	310	308,74	0,92

Tab. 12– Età, originario livello del mare, quota del margine interno, quota corretta e tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 8: Torrenova-Scodoni.

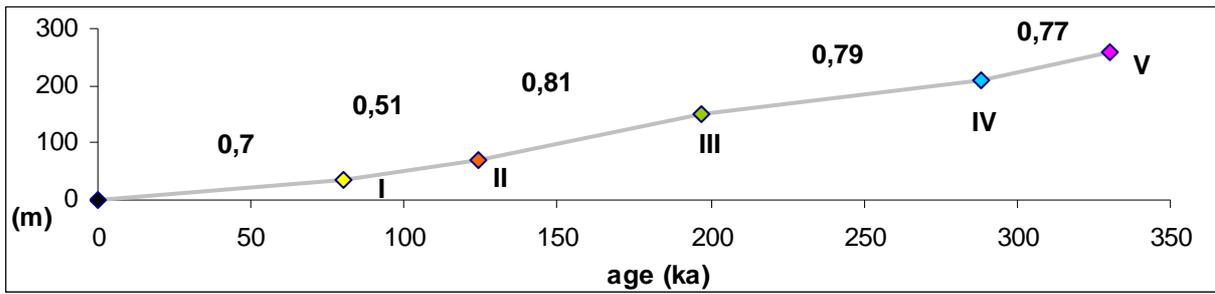


Fig. 72 –Tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 1: Acquadolci-Terreforti.

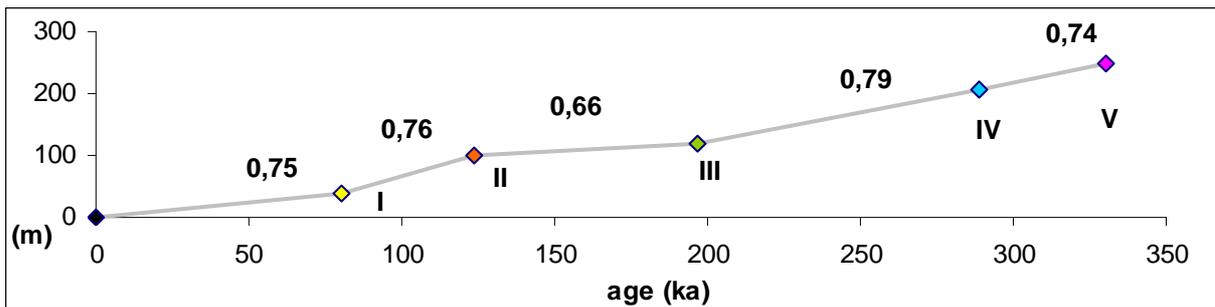


Fig. 73 –Tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 2: Acquadolci-Oliveto.

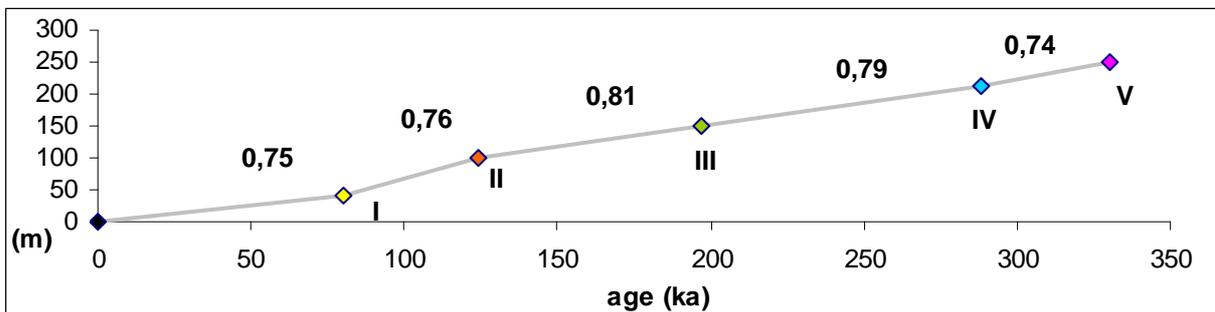


Fig. 74 –Tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 3: S.Agata-Cangemi.

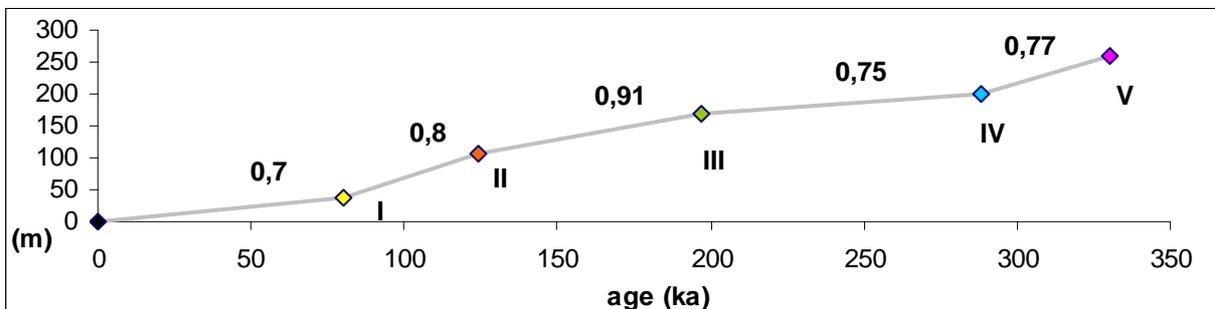


Fig.75 –Tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 4: S.Agata-Salarona.

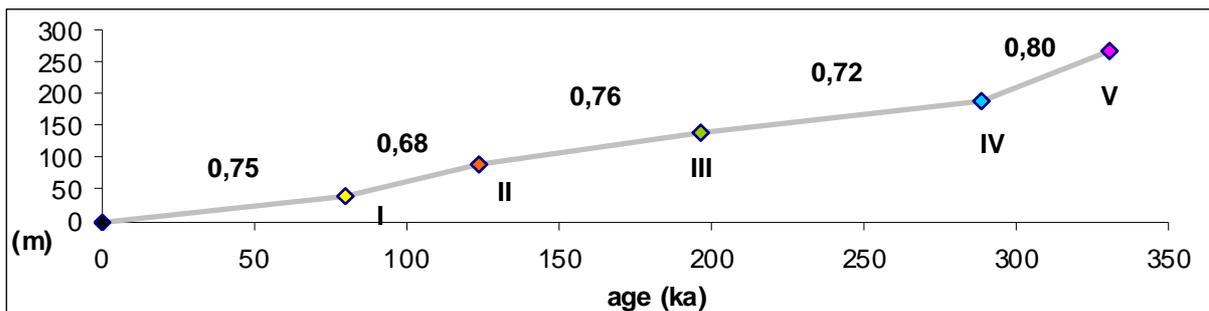


Fig. 76 –Tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 5: S. Agata-Astasi.

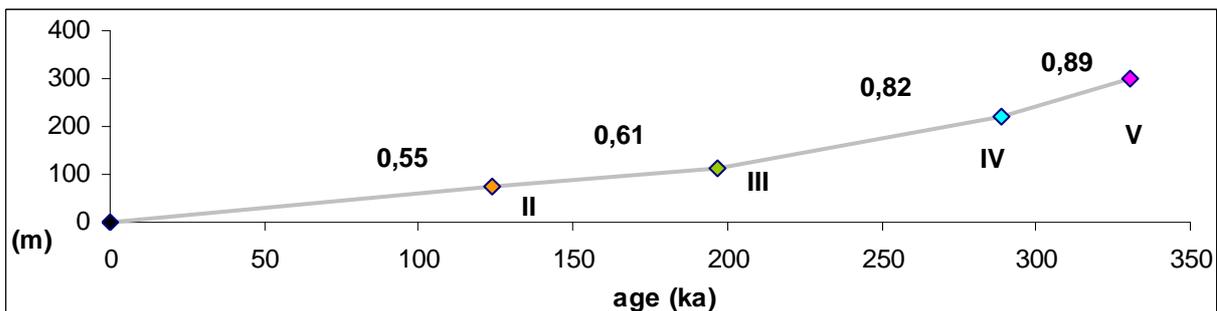


Fig. 77 –Tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 6: S. Agata-Ancolle.

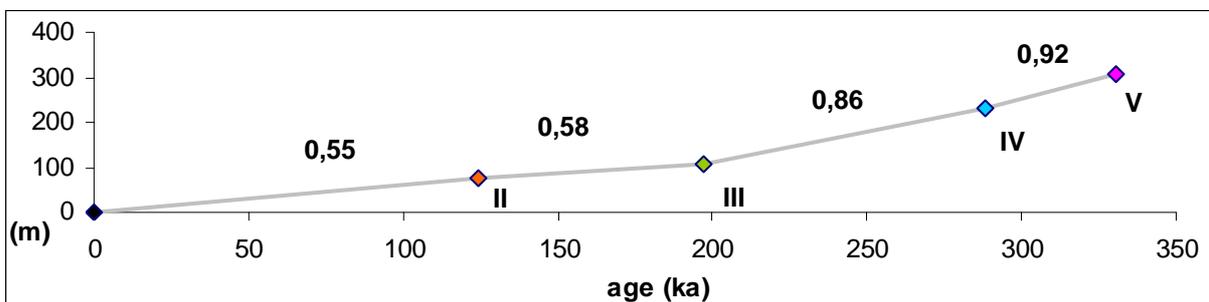


Fig. 78 –Tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 7: S. Agata-Favara.

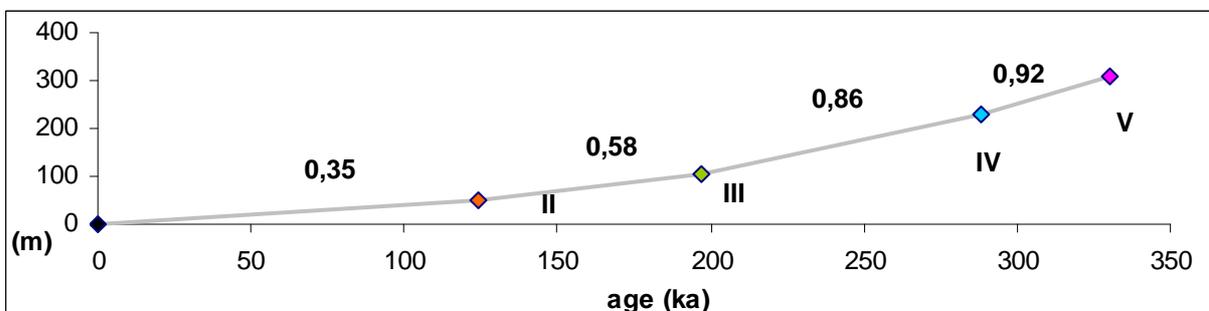


Fig. 79 –Tassi di sollevamento (mm/a) lungo la sezione 8: Torrenova-Scodoni.

Nel settore sud-occidentale (tra Acquedolci e S. Agata di Militello) il tasso di sollevamento tettonico stimato mostra un valore quasi costante (0,7-0,8 mm/a) durante gli ultimi 330 ka (Fig.72-75), dovuto principalmente a processi regionali.

Questo sollevamento, come messo in evidenza dall'analisi strutturale, sembrerebbe non essere indotto dalla tettonica locale, visto che l'area non è caratterizzata da strutture tettoniche recenti sia *on-shore* sia *off-shore*.

Nel settore nord-orientale (tra S. Agata di Militello e Capo d'Orlando) il sollevamento non è costante nel tempo, probabilmente a causa dell'attività della faglia di Capo d'Orlando (Fig.76-79). Quindi, oltre alla componente regionale (0,7-0,8 mm/a) bisogna considerare la componente locale dovuta all'attività di tale faglia.

Inoltre, confrontando i tassi di sollevamento lungo le sezioni 8 e 3 (Fig.80), rispettivamente nel settore dove è presente la faglia e dove invece la struttura scompare, si nota come i terrazzi di ordine inferiore (I, II, e III) che si trovano all'*hanging-wall* della faglia si sollevino più lentamente (0,35 mm/a) rispetto agli stessi terrazzi nel settore occidentale.

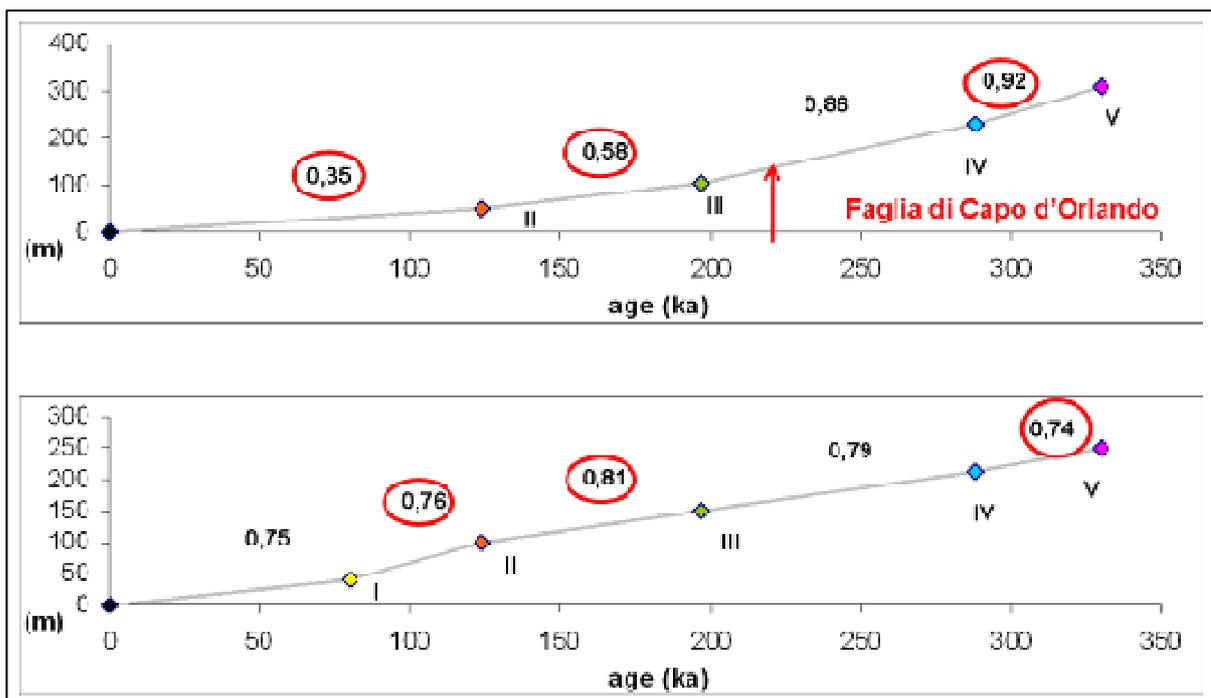


Fig. 80 – Tassi di sollevamento (mm/a) lungo le sezioni Torrenova-Scodoni e S.Agata-Cangemi.

Allo stesso modo i terrazzi di ordine superiore (IV e V) che si trovano al *footwall*, si sollevano più velocemente (0,92 mm/a).

Questo ha permesso di stimare il tasso di movimento verticale (*vertical slip rate*) della faglia (ottenuto sottraendo al tasso misurato al letto quello misurato al tetto), durante il Pleistocene medio-superiore (0,57 mm/a).

I tassi di sollevamento calcolati sono coerenti con i dati della letteratura, che suggeriscono un valore di circa 1 mm/a durante gli ultimi milioni di anni per il settore localizzato al *footwall* della faglia di Capo d'Orlando (Catalano & Di Stefano, 1997).

Lo studio morfologico dei terrazzi marini e il *pattern* di deformazione hanno confermato la presenza di un importante componente tettonica al sollevamento dell'area, dovuta all'attività della faglia di Capo d'Orlando, responsabile di sollevamenti differenziali durante il Pleistocene medio-superiore.

CAPITOLO 6

DISCUSSIONE

I dati precedentemente esposti, i quali prevedono un sollevamento differenziale dell'area durante il Pleistocene medio-superiore, sono risultati compatibili con quelli disponibili in letteratura per la Sicilia nord-orientale, che indicano da 420 ka in poi un sollevamento costante variabile tra 0,8 e 1,1 mm/a (Antonioli *et al.*, 2006a; Catalano & Cinque, 1995; Catalano & Di Stefano, 1997; Cosentino & Gliozzi, 1988; Lambeck *et al.*, 2004). Anche il valore del tasso di sollevamento regionale è in accordo con i dati della letteratura. In particolare, Westaway (1993) ha stimato una velocità di sollevamento pari a 1 mm/a a partire dal Pleistocene medio, man mano che ci si allontana dall'Arco Calabro.

Il contributo associato alla faglia di Capo d'Orlando, nella variazione delle quote dei margini interni e nel valore del tasso di sollevamento, conferma che essa è stata attiva almeno sino al Pleistocene superiore. Anche se è stata documentata (Working Group CPTI, 2004) una moderata sismicità storica con epicentri dei terremoti maggiori (I = VII-IX) localizzati in direzione SW-NE a sud di Naso, la faglia in parola non mostra indizi di attività recente, come messo in evidenza dall'analisi strutturale lungo la scarpata di faglia, e dagli studi morfostrutturali e di sismica a riflessione che mostrano i depositi olocenici non interessati dalla deformazione.

Inoltre, il tasso di sollevamento durante l'Olocene (0,3 mm/a), registrato al letto della faglia (Scicchitano *et al.*, 2010) sarebbe troppo basso per giustificare l'attività recente della struttura (se fosse ancora attiva il tasso dovrebbe essere 0,9-1,0 mm/a), indicando di conseguenza che il sollevamento a breve termine potrebbe essere dovuto solo a processi regionali.

La differenza tra il tasso regionale a breve (0,3 mm/a) e lungo termine (0,7-0,8 mm/a) può tuttavia essere spiegata o con un rallentamento della velocità di sollevamento regionale o attraverso i modelli di deformazione elastica (King *et al.*, 1988; Stein *et al.*, 1988). La prima ipotesi scartata non sembra plausibile, in quanto in contraddizione con quanto osservato sia in Sicilia orientale che in Calabria (Antonioli *et al.*, 2006b; 2009). Secondo gli autori, l'accelerazione del tasso di sollevamento regionale, durante l'Olocene, sarebbe dovuta alle deformazioni nella crosta profonda o nel mantello, le quali vengono accomodate, nella crosta superiore, dall'attività delle faglie normali sismogenetiche. In altre parole, l'aumento del tasso di sollevamento durante l'Olocene risentirebbe del contributo delle faglie della crosta superiore.

La seconda ipotesi, invece, prevede che l'intorno di una faglia normale attiva si sollevi nel periodo post-sismico (Fig.82). Di conseguenza, il sollevamento pleistocenico nel settore occidentale (tra Acquedolci e S.Agata di Militello) potrebbe risentire oltre che

della componente regionale anche di quella post-sismica, legata all'attività della faglia; mentre quello della zona orientale (tra S.Agata di Militello e Capo d'Orlando) è dato dalla somma delle componenti regionale, co-sismica e post-sismica.

Durante l'Olocene, nell'ipotesi che la faglia non sia stata più attiva, il processo di sollevamento si uniforma secondo tassi regionali.

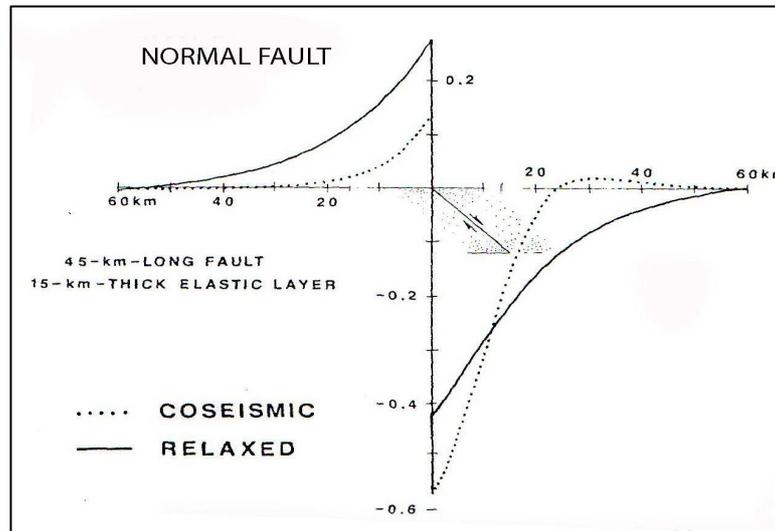


Fig. 82 – Deformazione co-e post sismica. Il rilassamento post-sismico determina il sollevamento sia dell' hanging-wall che del footwall della faglia (King et al., 1988).

CAPITOLO 7

CONCLUSIONI

La presente ricerca, basata sull'analisi morfoneotettonica del settore costiero compreso tra Acquedolci e Capo d'Orlando, ha avuto come scopo la ricostruzione dell'evoluzione tettonica dell'area durante il Tardo Quaternario. L'analisi dei terrazzi marini ed il *pattern* strutturale, insieme al differente tasso di sollevamento stimato, confermano il contributo di un importante componente tettonica locale al sollevamento dell'area, ed hanno anche permesso di vincolare le relazioni tra terrazzi marini e faglie attive in preciso intervallo temporale.

Le principali conclusioni di questo lavoro, sono le seguenti:

- L'analisi geomorfologica del settore costiero tra Acquedolci e Capo d'Orlando (Sicilia NE) ha permesso di riconoscere almeno 5 ordini di terrazzi marini con relativi depositi, che si elevano dalla costa fino a circa 310 m s.l.m.
- Le quote dei margini interni di ciascun ordine variano sensibilmente da SW a NE, a causa dell'interferenza tra processi tettonici regionali e locali.
- Nuove datazioni OSL hanno permesso di determinare la cronologia di alcuni terrazzi e di attribuire l'intera serie agli *stages* o MIS 5.1, 5.5, 7.1, 8.5, 9.1 (da 80 a 330 Ka).
- L'analisi strutturale ha consentito di riconoscere sistemi di faglie dirette ad alto angolo con direzione preferenziale NE-SW, NW-SE, E-W e ENE-WSW, che immergono verso i quadranti settentrionali. Questi sistemi interessano prevalentemente le Sabbie e Ghiaie di Messina ed i depositi marini del Pleistocene medio-superiore.
- Alcuni dei sistemi con direzione preferenziale N-S e NNW-SSE corrispondono alle strutture che esercitano un controllo tettonico (qualche volta con componente trascorrente) sull'andamento morfologico delle fiumare (Furiano, Inganno, Rosmarino e Zappulla).
- Fra le strutture distensive individuate, la faglia di Capo d'Orlando si è rivelata fondamentale per ricostruire l'evoluzione quaternaria della zona.

- In corrispondenza della faglia di Capo d'Orlando, i terrazzi di ordine superiore (IV e V) si trovano al *footwall* e quelli di ordine inferiore (I, II, e III) si trovano all' *hanging wall*.
- Nel settore sud-occidentale (tra Acquedolci e S. Agata di Militello) i tassi stimati mostrano un sollevamento tettonico uniforme (0,7-0,8 mm/a) durante gli ultimi 330 ka, dovuto principalmente a processi regionali.
- Nel settore nord-orientale (tra S. Agata di Militello e Capo d'Orlando) i tassi stimati mostrano un'accelerazione negli ordini superiori (0,92 mm/a), ed una decelerazione in quelli inferiori (0,35 mm/a). Tali variazioni sono state associate all'attività della faglia di Capo d'Orlando.
- Il differente tasso di sollevamento conferma la presenza di un importante componente tettonica locale al sollevamento dell'area, principalmente legato alla deformazione del *footwall* delle strutture recenti.
- Da SW a NE, parallelamente alla faglia di Capo d'Orlando, i margini interni dei terrazzi mostrano una convergenza all' *hanging wall* ed una divergenza al *footwall*. Questo consente di affermare che la faglia è stata attiva durante il Pleistocene medio-superiore.
- L'analisi morfostrutturale condotta lungo la faglia di Capo d'Orlando non ha messo in evidenza la presenza di indicatori di attività recente, o deformazioni superficiali cosismiche permanenti (scarpata olocenica). Ciò è confermato anche dai dati della sismica a riflessione e dai tassi di sollevamento a breve termine sul *footwall*.
- La differenza tra il tasso regionale a breve (0,3 mm/a) e lungo termine (0,7-0,8 mm/a) potrebbe essere spiegata attraverso i modelli di deformazione elastica, i quali prevedono una componente aggiuntiva di sollevamento tettonico all'intorno di faglie normali, dovuta a processi di raggiustamento isostatico.

BIBLIOGRAFIA

Adem J. (1989) – On the effect of the orbital variation on the climates from 4000 yr ago to present. *Annales geophysicae*, 7, 599-606.

Adelfio G., Calò M., Chiodi M., Di trapani F., Giorgianni A., Giunta G., Luzio D., Oliveri, E., Orioli S., Perniciaro M. & Vitale M. (2008) – Un tentativo di analisi integrata della tettonica e sismicità nella zona di Cerniera tra Sicilia Settentrionale e Basso Tirreno. *Rendiconti online SGI* (1), 5-8.

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-Lorenzoni E., & Zuppetta A. (1976) – L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 17, 1-60.

Analfino A.R. (2009) – Acquisizione, elaborazione, ed interpretazione di profili sismici a riflessione nel Golfo di Patti. Tesi di Laurea. Università di Palermo

Angelier J. (1976) – La néotectonique cassante et sa place dans un arc insulaire: l'arc égéen méridional. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.* 18, 1257-1265.

Antonioli F., Baroni C., Camuffo D., Carrara C., Cremaschi M., Frisia S., Giraudi C., Improta S., Magri D., Margottini C., Orombelli G., Silenzi S. (2000) – Le fluttuazioni del clima nel corso dell'Olocene. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences* 13, 1, 2000, 95-128.

Antonioli F., Kershaw S., Renda P., Rust D., Belluomini G., Cerasoli M., Radtke U., & Silenzi S. (2006a) – Elevation of the last interglacial highstand in Sicily (Italy): A benchmark of coastal tectonics. *Quaternary International*, 145-146, 3-18.

Antonioli F., Ferranti L., Lambeck K., Kershaw S., Verrubbi V., Dai Pra G. (2006b). – Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift-rates in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea). *Tectonophysics* 422, 23–40.

Antonioli F., Anzidei M., Auriemma R., Gaddi D., Furlani S., Lambeck K., Orrù P., Solinas E., Gaspari, A., Karinja, S., Kovačić V., Surace L. (2007) – Sea level change during Holocene from Sardinia and northeastern Adriatic from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Review*.

Antonioli, F., Ferranti, L., Fontana, A., Amorosi, A. M., Bondesan, A., Braitenberg, C., Dutton, A., Fontolan, G., Furlani, S., Lambeck, K., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Spada, G., Stocchi, P., 2009. Holocene relative sea-level changes and vertical movements along the Italian and Istrian coastline. *Quaternary International* 206, 102-133.

Armijo R., Meyer B., King G.C.P., Rigo A. & Papanastassiou D. (1996) - Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.* 126, 11-53.

Arnone G., De rosa P. & Mascari A. (1979) – Osservazioni geologiche nella zona di Longi (M. Peloritani occidentali). *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 217-226.

Atzori P. & Vezzani L. (1974) – Lineamenti petrografico-strutturali della catena peloritana. *Geol. Romana*, 13, 21-27.

Atzori P., Lentini F., Vezzani L., Lo Giudice A. & Pezzino A. (1975) – Natura e significato dei lembi interposti tra la Falda dell'Aspromonte e la Falda di Mandanici nei M. Peloritani (Sicilia nord-orientale). *Boll. Soc. Geol. It.* 94, 789-795.

Bada J.L., Belluomini G., Bonfiglio L., Branca M., Burgio E & Dellitala L. (1991) – Isoleucine epimerization ages of Quaternary Mammals of Sicily. *Il Quaternario*, 4, 5-11.

Baldacci L. (1886) – Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia. *Mem. Descr. della Carta Geol. d'It.*, 1 vol. 408 pp.

Bard E., Hamelin B, & Fairbanks RG. (1990) – U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados. Sea level during the past 130,000 years. *Nature* 346, 456–458.

Bard E., Antonioli F. & Silenzi S. (2002) - Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy). *Earth Planetary Sciences Letters* 196, 135–146.

Barrier P. (1984) – Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pleistocène du Déroit de Messine. *Thèse Un. Marseille*, 270 pp.

Bianca M., Monaco C., Tortorici L. & Cernobori L. (1999) - Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake. *Geophys. J. Int.* 139, 370-394.

Bianchi F., Carbone S., Grasso M., Invernizzi G., Lentini F., Longaretti G., Merlini S. & Mostardini F. (1987) – Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 429-458.

Billi A., Barberi G., Faccenna C., Neri G., Pepe F. & Sulli A. (2006) – Tectonics and seismicity of the Tindari Fault System, southern Italy: crustal deformations at the transition between ongoing contractional and extensional domains located above the edge of a subducting slab. *Tectonics* 25, 1–20.

Bloom A.L., Broecker W.S., Chappell J.M.A., Matthews R.K. & Mesolella K.J. (1974) – Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quat. Res.*, 4, 185-205.

Boccaletti M., Ciaranfi N., Casentino D., Deiana G., Gelatyi R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore, Ricci Lucchi F., Tortorici L. (1990) – Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the Peri-Tyrrhenian area during Neogene. *Paleo. Paleoclim. Paleoecology* 77, 41–50.

Bonardi G., Giunta G., Liguori V., Perrone V., Russo M. & Zuppetta A. (1976) – Schema geologico dei Monti Peloritani. Boll. Soc. Geol. It., 95, 49-74.

Bonardi G., Giunta G., Perrone V., Russo M., Zuppetta A., Ciampo G. (1980) – Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. Boll. Soc. Geol. It., 99, 365-393.

Bonardi G. & Giunta G. (1982) – L'estremità nord-orientale della Sicilia nel quadro dell'evoluzione dell'Arco Calabro. In: Guida alla Geologia della Sicilia occidentale, Soc. Geol. It., Guide geologiche regionali, 85-92.

Bonardi G., De Vivo B., Giunta G., Lima A., Perrone V. & Zuppetta A. (1982) – Mineralizzazioni dell'Arco Calabro-Peloritano. Ipotesi genetiche e quadro evolutivo. Boll. Soc. Geol. It., 101, 141-155.

Bonardi G., Giunta G., Messina A., Perrone V. & Russo S. (1996) – The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe. 6 th Field Meeting IGCP Project n. 276, Newsletter vol.6. Field Trip Guidebook. Edited by A. Messina & S. Russo.

Bonfiglio L. (1983) – Terrazzi marini e depositi continentali quaternari di Taormina. Quaternaria, 23, 81-94.

Bonfiglio L. & Violanti D. (1983) – Prima segnalazione di Tirreniano ed evoluzione Pleistocenica di Capo Peloro (Sicilia nord-orientale). Geogr. Fis. Dinam. Quater., 6, 3-15.

Bonfiglio L. (1991) – Correlazioni tra depositi a mammiferi, depositi marini, linee di costa e terrazzi medio e tardo-pleistocenici nella Sicilia orientale. Il Quaternario, 4 (1b), 205-214.

Bonfiglio L., Mangano G. & Pino P. (2009) – The contribution of mammal-bearing deposits to timing late Pleistocene tectonics of Capo tindari (Northeastern Sicily). Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 116 (1), 103-118.

Bordoni P. & Valensise G. (1998) – Deformation of the 125 Ka marine terrace in Italy: tectonic implications. In Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. (Eds.), Coastal Tectonics, Vol. 146. Special Publications, Geological Society, London, pp. 71-110.

Bosi C., Carobene L. & Sposato A. (1996) – Il ruolo dell'eustatismo nell'evoluzione geologica nell'area mediterranea. Mem. Soc. Geol. It., 51, 363-382.

Bouillin J.P., Dumont T., Giunta G. & Ondrejicková A. (1995) – Un témoin des séries jurassiques du Bassin Maghrébin en Sicile: la formation de la Contrada Lanzeri, à la base du flysch maurétanien du Monte Soro. C.R. Acad. Sci. Paris, 320, série II a: 601-607.

Broquet P. (1968) – Etude géologique de la région des Madonies (Sicile). Thèse Fac. Sc. Lille, 797 pp.

Burollet P.F., Mugniot G.M. & Sweeney P. (1987) – The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of Southern Tunisia and Tripolitania. In: Nairn A.E.M., Kanes W. & Stelhi F.G. (eds.), "The Ocean Basins and Margins", Plenum press, New York, 4B, 331-339.

Caire A. (1970) – Sicily in its Mediterranean Setting. In: Geology and History of Sicily, Alvarez W. & Gohrbandt K. H. A., Petrol. Expl. Soc. Libya, 145-170.

Caliri A., Catalano S., Carbone S., Di Stefano A., Lentini F., Carveni P., Strazzulla S., Romeo M., Vinci G. & Vinciguerra G. (1993) - Carta geologica del Golfo di Patti (Sicilia settentrionale). Scala 1:25.000. S.EL.Ca., Firenze.

Caputo R. (1993) – Morphogenetic earthquakes: a proposal. Bull. INQUA, Neotectonics Commission 16, 24 (Stockholm).

Caputo R. (2005) – Ground effects of large morphogenetic earthquakes. Journal of Geodynamics, 40, 113-118.

Caputo R. (2007) – Sea level curves: perplexities of an end-user in morphotectonic applications. Globaland Planetary Change, 57, 3-4, 417-423.

Carbone S., Catalano S., Grasso M., Lentini F. & Monaco C. (1990) - Carta geologica della Sicilia centro-orientale. Scala 1:50.000. S.EL.Ca., Firenze.

Carbone S., Lentini F. & Vinci G. (1998) – Carta geologica del settore occidentale dei Monti Peloritani (Sicilia Nord-Orientale), scala 1:25.000. S.EL.CA., Firenze.

Carobene L. (1980) – Terrazzi marini, eustatismo e neotettonica. Geogr, Fis. Dinam. Quat., 3, 35-41.

Carobene L. & Dai Pra G. (1990) – Genesis chronology and tectonics of the Quaternary marine terraces of the Tyrrhenian coast of Northern Calabria (Italy). Their correlation with climatic variations. Il Quaternario, 3 (2), 75-94.

Catalano R. & D'Argenio B. (1982) – Schema geologico della Sicilia. In: Catalano R. & D'Argenio B. (eds.), "Guida alla Geologia della Sicilia Occidentale. Guide Geologiche Regionali". Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A., 24, 9-41.

Catalano R. & Di Maggio C. (1996) – Sovrapposizione tettonica delle Unità Imeresi sulle Panormidi nei Monti di Palermo (Sicilia). Natur. Sic., IV, 20 (3-4), 147-166.

Catalano R., Franchino A., Merlini S. & Sulli A. (2000) – Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles. Mem. Soc. Geol. It., 55, 5-16.

Catalano S. & Cinque A. (1995) – L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia Nord-orientale): il contributo di una analisi geomorfologica preliminare. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 2, 113-123.

Catalano S., Di Stefano A & Vinci G. (1996) - Tettonica e sedimentazione nell'Oligo-Miocene lungo l'allineamento Raccuia – Novara di Sicilia – Capo S. Alessio nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale). Mem. Soc. Geol. It., 51: 165-177.

Catalano S. & Di Stefano A. (1997) – Sollevamenti e tettonogenesi pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici. Il Quaternario, 10 (2), 337-342.

Catalano S., Lentini F. & Carbone S. (1997) – Il ruolo della tettonica trascorrente nell'evoluzione dell'orogene appenninico-maghrebide. Riass. Convegno Naz. Progetto CROP (Crosta Profonda), Trieste, 23-24 giugno.

Catalano S. & De Guidi G. (2003) – Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. Journal of Geodynamics, 36, 445-467.

Chappell J. & Shackleton NJ. (1986) - Oxygen isotopes and sea level. Nature 324, 137–140.

Cinque A., De Pippo T. & Romano P. (1995) – Coastal slope terracing and relative sea-level changes: deductions based on computer simulations. Earth Surface Processes and Landforms 20, 87–103.

Cita M.B. et alii (2008) – The Calabrian Stage redefined. Episodes, 31 (4), 408-419.

Colacicchi R. (1960) - Relazione sul rilevamento delle tavolette "Galati Mamertino" e "Naso" (F.252) (Sicilia settentrionale). Boll. Serv. Geol. d'It., 80 (4-5), 497-564.

Cosentino D. & Gliozzi E. (1988) – Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia. Mem. Soc. Geol. It., 41, 653-665.

Croll J. (1875) - Climate and Time. Eds. Appleton and Co., New York.

D'Agostino N. & Selvaggi G. (2004) - Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements. JGR 109, B11402. doi:10.1029/2004JB002998, 2004.

Del Ben A. (1997) – Studio geofisico del sistema trascorrente sud-tirrenico. Riass. Convegno Naz. Progetto CROP (Crosta Profonda), Trieste, 23-24 giugno.

Di Stefano A. & Caliri A. (1996) - Dati biostratigrafici sui depositi pleistocenici di Naso (Messina), Sicilia nord-orientale. Boll. Soc. Paleont. It., 35 (3): 229-238.

Duée G. (1961) - Contribution à l'étude géologique de la Chaîne Calcaire des Monts Péloritains (région de Militello-Tortorici). Bull. Soc. Géol. France, 7 (3), 568-579.

Duee G. (1970) – The geology of the Nebrodi Mountains of Sicily. In: Geology and History of Sicily. Petrol. Expl. Soc. Libya, 187-200.

Emiliani C. (1954) - Depth habitat of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratio. *Am. J. Sci.*, 252, 149-158.

Emiliani C. (1977) - Oxygen isotope analysis of the size fraction between 62 and 250 micrometres in Caribbean cores P6304-8 and P6304-9. *Science*, 198, 1255-1256

Esat TM., McCulloch MT., Chappell J., Pillans B. & Omura A. (1999) – Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science* 283, 197–201.

Ferla P. (1974) - Contributo alla conoscenza della natura del basamento pre-ercinico nei M. Peloritani (Sicilia). Le metapsammiti devoniane contenenti clasti filladici associate a filladi a paragonite del settore di Floresta. *Miner. Petrogr. Acta*, 20, 63-77.

Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orrù P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Sansò P., & Verrubbi V. (2006)

- Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications. *Quaternary International*, 145-146, 30-54.

Ferranti L., Monaco C., Antonioli F., Maschio L., Kershaw S., & Verrubbi V. (2007) – The contribution of regional uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straits, southern Italy: Evidence from raised Late Holocene shorelines. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112, B06401, doi:10.1029/2006JB004473.

Ferranti L., Oldow J.S., D'Argenio B., Catalano R., Lewis D., Marsella E., Avellone G., Maschio L., Pappone G., Pepe F. & Sulli A. (2008) - Active deformation in Southern Italy, Sicily and southern Sardinia from GPS velocities of the Peri-Tyrrhenian Geodetic Array (PTGA). *Boll. Soc. Geol. Ital. (Ital. J. Geosci.)* 127/2, 299–316.

Finetti I., Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Del Ben A. (1996) - Il Sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 115: 529-559.

Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.J.C. & the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010) – Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25 (2), 96-102.

Gignoux M. (1913) – Les Formations Marines Pliocènes et Quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie. *Ann. d. L'Univ. Lyon N. S.*

Giorgianni A., Oliveri E. & Giunta G. (2007) – Esempi di strutture nel Settore Meridionale dell'Arco Calabro (M.ti Peloritani - Sicilia) per una ricostruzione dell'ordine sequenziale delle deformazioni. *Rend., Soc., Geol., It.*, 4 (nuova serie), 232-233.

Giunta G. & Liguori V. (1973) – Evoluzione paleotettonica della Sicilia Nord-Occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, 903-924.

Giunta G., Bonardi G. & Carrotta R. (1982) - Nuove vedute sulle Unità Sicilidi Auct. dei Monti Nebrodi: schema geologico preliminare. In: Catalano R. e D'Argenio B. Ed.

"Guida alla Geologia della Sicilia occidentale", 1 centenario della Societa' Geologica Italiana, 97-101, Palermo.

Giunta G. (1985) - Problematiche ed ipotesi sul bacino numidico nelle Maghrebidi siciliane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104: 239-256.

Giunta G., Bellomo D., Carnemolla S., Pisano A., Profeta R., & Runfola P. (1989). La "Linea di Taormina": residuo epidermico di una paleostruttura crostale del fronte cinematico maghrebide? *Acts of the 8° GNGTS congress*, Roma, 1197-2013.

Giunta G. (1991) - Elementi per un modello cinematico delle Maghrebidi siciliane. *Mem. Soc. Geol. It.* 47: 297-311.

Giunta G., Bellomo D., Carnemolla S. & Runfola P. (1992) – Carta geologica del settore occidentale della Linea Longi-Taormina, tra S. Fratello, Longi, M.te Solazzo. (Sicilia NW). Scala 1:50.000.

Giunta G., Messina A., Bonardi G., Nigro F., Somma R., Cutrupia D., Ghini F., Giorgianni A. & Sparacino V. (1998) – La geologia dei Monti Peloritani. *Escursione post-congresso. 79° Cong. Naz. Soc. Geol. It. Guida alle escursioni*, vol. 2.

Giunta G. & Nigro F. (1999a) – Tectono-sedimentary constraints to the Oligocene-to-Miocene evolution of the Peloritani thrust belt (NE Sicily). *Tectonophysics*, 315, 287-299.

Giunta G. & Nigro F. (1999b) – Neogene tectonics in the Peloritani Thrust Belt (NE Sicily). *Annales Tectonicae*, 12 (1-2), 16-36.

Giunta G., Nigro F., Renda P. & Giorgianni A. (2000) – The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model. *Memorie Società Geologica Italiana* 119, 553–565.

Giunta G., Luzio D., Agosta F., Calò M., Di Trapani F., Giorgianni A., Oliveri E., Orioli S., Perniciaro M., Vitale M., Chiodi M., Adelfio G. (2009) - An integrated approach to investigate the seismotectonics of northern Sicily and southern Tyrrhenian. *Tectonophysics*, 476, 12-21.

Guarnieri P. (2005) – Plio-Quaternary segmentation of the south Tyrrhenian forearc basin. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* DOI 10.1007/s00531-005-0005-2.

Guerrera F. & Wezel F. C. (1974) - Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative. *Riv. Min. Sic.*, 145-147: 27-51.

Hancock P. L. & Williams G. D. (1986) – Neotectonics. *Journal of the Geological Society*, 143, 2, 325-326.

Harmon RS., Mitterer RM., Kriausakul N., Land LS., Schwarcz HP., Garret P., Larson GJ., Vacher HL. & Rowe M. (1983) – U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implication for eustatic sea-level fluctuations over the past 250,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 44, 41–70.

Hayas J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. (1976) – Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194, 1121-1131.

Hollenstein C.H., Kahle H.G., Geiger A., Jenny S., Goes S. & Giardini D. (2003) – New GPS constraints on the Africa– Eurasia plate boundary zone in southern Italy. *Geophys. Res. Lett.* 30 (18), 1935. doi:10.1029/2003GL017554.

Hugonie G. (1979) – L'Evolution Geomorphologique de la Sicile Septentrionale. These, Universite` Paris-Sorbonne. Atelier national de reproduction de theses, Universite' de Lille III.

Hugonie G. (1982) - Mouvements tectoniques et variations de la morphogenése au Quaternarie en Sicilie Septentrionale. *Rev. Géol. Dyns. Géogr. Phys.*, 23 (1), 3-14.

IAEA Safety Guide (1991) - Earthquakes and associated topics in relation to nuclear power plant siting. Safety Series, 50-SG-S1 (rev.1). International Atomic Energy Agency, Vienna.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L. & Shackleton N.J. (1984) - The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: A.L. Berger et al. (eds), *Milankovitch and Climate, Part 1*, Reidel Pub. Co, 269-305.

ISSC - International Subcommittee on Stratigraphic Classification (1994) - International Stratigraphic Guide: a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure – 2° edition. GSA, Boulder, 214 pp.

Jacques E., Monaco C., Tapponnier P., Tortorici L., & Winter T. (2001) - Faulting and earthquake triggering during the 1783 calabria seismic sequence, *Geophys. J. Int.*, 147, 499– 516.

King G.C.P., Stein R.S. & Rundle J.B. (1988) - The Growth of Geological Structures by Repeated Earthquakes. 1. Cinceptual Framework. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, NO. B11, 13, 307-13,318.

Kinugasa Y., Tsukuda E., Yamasaki H. (1992) – Neotectonic Map of Japan. Geological Survey of Japa, Asakura Publishing Company, Ltd.

Ku TL., Kimmel MA. & Easton WH, O'neil TJ. (1974) – Eustatic sea level 120.000 years ago on Oahu, Hawaii. *Science* 183, 959–962.

Lajoie K.R. (1986) - Coastal Tectonics. *Studies in Geophysics*. National Academy Press, Washington, pp. 95-124.

Lambeck K. & Johnston P. (1995) – Land subsidence and sea-level change: contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth. In: Barends, F.J., Brouwer, F.J.J., Schroder, F.H. (Eds.), *Land Subsidence*. Proc. Fifth Int. Symp. Land Subsidence, Balkema, Rotterdam 3– 18.

Lambeck K. & Bard E. (2000) – Sea-level change along the French Mediterranean coast since the time of the Last Glacial Maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.* 175, 3-4: 202–222.

Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., & Silenzi S. (2004) – Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1567-1598.

Lanzafame G. & Bousquet J.C. (1997) – The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to the Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithosphere discontinuity. *Acta Vulcanol.* 9, 113–120.

Lavecchia G., Ferrarini F., De Nardis R., Visini F. & Barbano, M.S. (2007) – Active thrusting as possible seismogenic source in Sicily (Southern Italy): some insights from integrated structural-kinematic and seismological data. *Tectonophysics* 445, 145–167.

Lentini F., Carbone S., Catalano S., Grasso M. & Monaco C. (1990a) – Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45: 495-502, Milano.

Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Monaco C. (1990b) - Tettonica a thrust neogenica nella Catena Appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia. *Studi Geologici Camerti, Vol. Spec.* (1990), 19-26.

Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Grasso M. (1996a) – Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia Orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 179-195, 1 carta geol.

Lentini F., Catalano S. & Carbone S. (1996b) – The External Thrust System in southern Italy: a target for petroleum exploration. *Petroleum Geoscience*, 2: 333-342.

Lentini F., Catalano S. & Carbone S. (2000) - Note illustrative della Carta geologica della Provincia di Messina. 70 pp, S.EL.CA, Firenze.

Lentini F., Grasso M. & Carbone S. (1987) - Introduzione alla geologia della Sicilia e Guida all'escursione. *Soc. Geol. It., Convegno "Giornate in memoria di Leo Ogniben"*, Naxos 6-8 Giugno 1991, 60 pp.

Lentini F. & Vezzani L. (1975) - Le successioni meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord- orientale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 94: 537-554.

Lentini F. & Vezzani L. (1978) - Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19: 495-500.

Lentini F. (1975) - Le successioni mesozoico-terziarie dell'Unità di Longi (Complesso Calabride) nei Monti Peloritani occidentali (Sicilia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 94: 1477-1503.

Lentini F., Carbone S. & Catalano S. (1994) – Main Structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution. *Boll. Geofis. Teor. e Appl.*, 36, 141-144, 103-125.

- Lentini F., Carbone S., Catalano S., Di Stefano A., Gargano C., Romeo M., Strazzulla S. & Vinci G. (1995a) - Sedimentary evolution of basins in mobile belts: examples from tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts (NE Sicily). *Terra Nova*, 7 (2): 161-170.
- Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Grasso M. (1995b) - Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale. Vol. Spec. Studi Geol. Camerti, 319-329.
- Limanowsky M. (1909) - Sur la t ectonique des Monts Péloritains dans les environs de Taormina (Sicile). *Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat.*, s.5, 45, n.165, 1-64.
- Limanowsky M. (1913) - Die grosse kalabrische Decke. *Bull. Soc. Int. Acad. Sc. Cracovie, Cl. Sc. Math., Nat., S.A.*, 6A, 370-385.
- Mascl  G. (1979) - Etude geologique des Monts Sicani. *Riv. It. Paleont. Strat., Mem.*, 16, 1-431.
- Mattia M., Palano M., Bruno V., Cannav  F. (2009) – Crustal motion along the Calabro-Peloritano Arc as imaged by twelve years of measurements on a dense GPS network. *Tectonophysics*, 10.1016/j.tecto.2009.06.006.
- Maugeri Patanè G. (1932) – Introduzione allo studio geopaleontologico del Monte Ucina e dintorni (prov. Me). *Boll. Soc. Geol. It.*, 51 (1), 115-170.
- McCulloch MT. & Esat TM. (2000) – The coral record of last interglacial sealevels and sea surface temperatures. *Chemical Geology* 169, 107–129.
- Mercier J.L. (1976) – La n otectonique, ses méthodes et ses buts. An example: l'arc eg een (Méditerranée orientale). *Rev. G eog. Phys. Géol. Dyn.* 18, 323-346.
- Merritts, D. & Bull, W. B. (1989) – Interpreting Quaternary Uplift rates at the Mendocino triple junction, northern California, from uplifted marine terraces: *Geology*, 17, 1020-1024.
- Milankovitch M. (1938) – Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate. *Handb. Geoph.*, 9, 593-698.
- Milankovitch M. (1941) – Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Beograd: Koniglich Serbische Akademie. (New English Translation, 1998: Canon of Insolation and the Ice Age Problem. 636 pp. (Hardbound. Alven Global. ISBN 86- 17-06619-9).
- Monaco C. & Tortorici L. (2000) - Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *532J. Geodyn.* 29, 407–424.
- Montanari L. (1991) – Modelli paleogeografici della Sicilia ed aree contigue dal Trias al Pleistocene. *Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat.*, 24, 337, 87-105.
- M rner N. A. (1989) – Paleoseismicity and neotectonics. *Bull. INQUA, N.C.* 12, 6-8.
- Neri G., Barberi G., Oliva G. & Orecchio B. (2005) - Spatial variations of seismogenetic

stress orientations in Sicily, south Italy. *Phys. Earth Planet. Inter.* 148, 175–191.

Neri G., Orecchio B. & Presti D. (2008) – Sismicità attuale, campo di sforzo e dinamiche litosferiche nell'area dello Stretto di Messina in: Il terremoto e il maremoto del 28 Dicembre 1908: analisi sismologica, impatto, prospettive, a cura di G. Bertolaso, E. Boschi, E. Guidoboni e G. Valensise, 461-474.

Nicolich R., Cita M. B., Fabbri A., Fanucci F., Torelli L. & Wezel F.C. (1982) – Bacini sedimentari: ricerche geofisiche e di geologia marina. In: P.F. Oceanografia e fondi marini, S.P. Risorse Minerarie, C.N.R., Roma.

Nigro F. (1994a) – L'Unità di Longi-Taormina. Stratigrafia delle coperture mesozoico-terziarie dell'elemento peloritano occidentale. Tesi di dottorato, Università di Palermo.

Nigro F. (1994b) – Carta geologica del settore occidentale di affioramento dell'Unità Longi-Taormina (area di S. Fratello-Galati Mamertino, Messina). Scala 1.25.000, all. Riv. Min. Sic., 6, Palermo.

Nigro F. (1996) - Late Oligocene-early Miocene sedimentary evolution of the foreland basins in the Sicilian mobile belt: the example of the Peloritani area. *Terra Nova*, 8, 611/625.

Nigro F. (1998) - Neotectonic events and kinematic of rhegmatic-like basins in Sicily and adjacent areas. Implications for a structural model of the Tyrrhenian opening. *Boll. Soc. Geol. Pol.*, 69, 1-18.

Nigro F. & Sulli A. (1995) – Plio-Pleistocene extensional tectonics in the Western Peloritani area and its offshore (northeastern Sicily). *Tectonophysics*, 252, 295-305.

Nigro F. & Renda P. (1999) – Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118, 375-388.

Nigro F. & Renda P. (2000) – Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana. *Soc. Geol. It.*, 119, 667-686.

Nisi M.F., Antonioli F., Dai Pra G., Leoni G., Silenzi S. (2003) – Coastal deformation between the Versilia and the Garigliano Plains (Italy) since the Last Interglacial stage. *Journal of Quaternary Science*, 18, 8, 709-721.

Ogniben L. (1960) - Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia Nord-Orientale. *Riv. Min. Sic.*, 2: 183-212.

Panizza M., Castaldini D., Bollettinari G., Carton A. & Mantovani F. (1987) - Neotectonic research in applied geomorphological studies. *Zeitschrift fuer Geomorphologie. Supplementband*, 63, 173-211.

Patacca E., Scandone P., Giunta G. & Liguorin V. (1979) – Mesozoic paleotectonic evolution of the ragusa zone (Southeastern Sicily). *Geol.Romana*, 18, 331-369

Pavlidis S.B (1989) – Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova* 3, 233-235.

Pepe F., Sulli A., Bertotti G. & Catalano R. (2005) – Structural highs formation and their relationship to sedimentary basins in the north Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): implication for the Drepano Thrust Front. *Tectonophysics*, 409/1-4, 1-18.

Pondrelli S., Salimbeni S., Ekström G., Morelli A., Gasperini P. & Vannucci G. (2006) – The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Phys. Earth Planet. Inter.* 159, 286–303.

Renda P., Tavarnelli E., Tramutoli M., Gueguen E. (2000) – Neogene deformations of Northern Sicily, and their implications for the geodynamics of the Southern Tyrrhenian Sea margin. *Memorie Società Geologica Italiana* 55, 53–59.

Sauret B. (1980) - Contribution à l'étude néotectonique du Déroit de Messine (Italie, secteur de Reggio Calabria). Thèse 3me cycle, Univ. Paris, VII: 1-258.

Scandone P., Giunta G. & Liguori V. (1974) – The connection between Apulia and Sahara continental margins in the Southern Appennines and in Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, 317-323.

Scicchitano G., Lo Presti V., Spampinato C.R., Gasparo Morticelli M., Antonioli F., Auriemma R., Ferranti L. & Monaco C. (2010) - Millstones as indicators of relative sea level changes in northern Sicily and southern Calabria coastlines. *Quaternary International*, in press.

Selli R. (1978) - Geologia e sismotettonica dello Stretto di Messina. Convegno su: L'attraversamento dello Stretto di Messina e la sua fattibilità, 4-6 Luglio 1978. *Atti Acc. Naz. Lincei*, 43: 119-154.

Shackleton N.J. & Opdyke N.D. (1973) – Oxygen isotopic and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 year time scale. *Quat. Res.*, 3, 39–55.

Shackleton N.J. (1988) – Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat. Sci. Rev.*, 6, 183- 190.

Shackleton N.J., Berger A. & Peltier W.R. (1990) – An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Science*, 81, 251-261.

Shackleton N.J. (2000) – The 100,000-year Ice-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897–1902.

Sibson R.H. (1977) - Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*. 133 (3), 191–213. Retrieved 2009-11-03.

Siddall M., Rohling E.J., Almogi-Labin A., Hemleben Ch., Meischner D., Schmelzer I. & Smeed D.A. (2003) – Sea level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853, 858.

Silenzil S., Devotil S., Gabellini M., Magaletti E., Nisi M.F., Pisapia M., Angelelli F., Antonioli F., Zarattini A. (2004) – Le variazioni del clima nel Quaternario. *Geo-Archeologia*, 1, 15-50.

Slemmons D.B., Engdahl E.R., Zoback M.D., Blackwekk D.D. (1991) – The geology of the North America, Decade Map. Vol.1, Neotectonics of the North America. *Geol. Soc. Am.*, Boulder, Colorado, 148.

Stein R.S., King G.C.P., & Rundle J.B. (1988) – The Growth of Geological Structures by Repeated Earthquakes. 2. Field Examples of Continental Dip-Slip Faults. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, NO. B11, 13, 319-13,331.

Stewart I.S & Hancock P.L. (1994) – Neotectonics. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon press, 370-409.

Tondi E., Zampieri D., Giunta G., Renda P., Alessandrini M., Giorgianni A., Cello G. – (2006). Active faults and inferred seismic sources in the San Vito Lo Capo peninsula northwestern Sicily, Italy. In: Moratti, G., & Chalouan, A., (eds) *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*, Geological Society, Special Publication 262, 365–377.

Tortorici L., Monaco C., Tansi C. & Cocina O. (1995) - Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (southern Italy), *Tectonophysics*, 243, 37–55.

Tortorici G., Bianca M., De Guidi G., Monaco C., Tortorici L. (2003) – Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) during the Middle-Late Quaternary. *Quaternary International*, 101-102, 296-278.

Truillet R. (1968) – Étude Géologique des Péloritains orientaux (Sicile). Thèse, Fac. Sc., Paris, 441 pp.

Vita-Finzi C. (1986) – Recent Earth Movements, an Introduction to Neotectonics, Academic Press, London. 226.

Waelbroeck L., Labeyrie E., Michael E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M. (2002) – Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Review*, 21, 295-305.

Westaway R. (1993) – Quaternary uplift of southern Italy. *Journal of Geophysical Research* 98, 21741–21772.

Wezel F.C. & Guerrera F. (1973) - Nuovi dati sull'eta' e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92: 193-211.

Working Group CPTI, 2004. *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*, versione 2004 (CPTI04), INGV, Bologna.<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04>.