

PONTE SULLO STRETTO DI MESSINA



PROGETTO DEFINITIVO

EUROLINK S.C.p.A.

IMPREGILO S.p.A. (MANDATARIA)

SOCIETÀ ITALIANA PER CONDOTTE D'ACQUA S.p.A. (MANDANTE)

COOPERATIVA MURATORI E CEMENTISTI - C.M.C. DI RAVENNA SOC. COOP. A.R.L. (MANDANTE)

SACYR S.A.U. (MANDANTE)

ISHIKAWAJIMA - HARIMA HEAVY INDUSTRIES CO. LTD (MANDANTE)

A.C.I. S.C.P.A. - CONSORZIO STABILE (MANDANTE)

IL PROGETTISTA



Dott. Ing. G. Cassani
Dott. Ing. E. Pagani
Ordine Ingegneri Milano
n° 15408



IL CONTRAENTE GENERALE

Project Manager
(Ing. P.P. Marcheselli)

STRETTO DI MESSINA
Direttore Generale e
RUP Validazione
(Ing. G. Fiammenghi)

STRETTO DI MESSINA
Amministratore Delegato
(Dott. P. Ciucci)

Unità Funzionale

OPERA D'ATTRAVERSAMENTO

PB0004_F0

Tipo di sistema

STUDI DI BASE

Raggruppamento di opere/attività

ELEMENTI DI CARATTERE GENERALE

Opera - tratto d'opera - parte d'opera

Titolo del documento

RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE

CODICE

C G 0 8 0 0 P R G D P S B 0 0 G 0 0 0 0 0 0 0 1 F0

REV	DATA	DESCRIZIONE	REDATTO	VERIFICATO	APPROVATO
F0	20/06/2011	EMISSIONE FINALE	F. LENTINI	F. PENNINO	G.CASSANI

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

INDICE

INDICE	3
1 Contenuti e finalità dello studio geologico	5
1.1 Normativa nazionale di riferimento	5
2 Metodologie e limiti dello studio	6
3 Inquadramento geologico del Mediterraneo centrale.....	7
4 Inquadramento geologico dell'area dello Stretto	15
5 Stratigrafia	20
5.1 Successione stratigrafica delle formazioni affioranti.....	20
5.2 Schema geologico-stratigrafico-strutturale lato Calabria	20
5.2.1 Substrato cristallino-metamorfico.....	21
5.2.2 Conglomerato di Pezzo	21
5.2.3 Trubi	22
5.2.4 Formazione di Le Masse.....	23
5.2.5 Calcareniti di San Corrado.....	23
5.2.6 Ghiaie e sabbie di Messina.....	24
5.2.7 Depositi marini terrazzati	24
5.2.8 Depositi di piana costiera recenti ed attuali.....	25
5.2.9 Depositi alluvionali e detritici	25
5.3 Schema geologico-stratigrafico-strutturale relativo alla sponda Sicilia	31
5.3.1 Unità tettonica dell'Aspromonte	32
5.3.1.1 Metamorfiti dell'Unità dell'Aspromonte	32
5.3.2 Successione clastica ed evaporitica del Miocene Medio-superiore	33
5.3.2.1 Formazione di S. Pier Niceto.....	33
5.3.2.2 Gruppo della gessoso-solfifera.....	40
5.3.3 Successione del Pliocene inferiore – Pleistocene Medio-superiore.....	41
5.3.3.1 Trubi	42
5.3.3.2 Calcareniti di S. Corrado	45
5.3.3.3 Ghiaie e sabbie di Messina	47
5.3.3.4 Depositi marini terrazzati del Pleistocene Medio-superiore	53
5.3.4 Depositi transizionali e continentali del Pleistocene Medio-superiore – Olocene.....	55
5.3.4.1 Depositi alluvionali terrazzati.....	55

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

5.3.4.2	Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale (b).....	55
5.3.4.3	Depositi alluvionali attuali.....	56
5.3.4.4	Deposito di versante e coltre eluvio-colluviale	56
5.3.4.5	Deposito di spiaggia.....	57
6	Inquadramento strutturale	58
7	Descrizione degli elementi strutturali.....	60
7.1	Aree emerse.....	60
7.2	Aree sommerse	63
7.3	Profilo geologico dello stretto.....	67
7.4	Considerazioni sui caratteri geologico-strutturali in corrispondenza delle torri e degli ancoraggi	71
7.4.1	Lato Sicilia	71
7.4.2	Lato Calabria	75
8	Terrazzi tardo-quadernari nell'area dello Stretto di Messina.....	80
8.1	Inquadramento morfo-tettonico	80
8.1.1	Sponda calabrese.....	82
8.1.2	Sponda siciliana	83
8.2	Stima dei tassi di sollevamento.....	85
8.3	Attività delle faglie normali	86
9	Evoluzione geodinamica dell'area dello Stretto	88
10	Aspetti di idrogeologia	90
11	Riferimenti bibliografici	92

ALLEGATI:

- legenda planimetria geologica scala 1:15.000 (in italiano)

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

1 Contenuti e finalità dello studio geologico

Il presente elaborato riporta i risultati degli studi geologici eseguiti per la Progettazione Definitiva delle opere connesse alla realizzazione del Ponte sullo stretto di Messina. In particolare l'oggetto della presente nota prevede l'inquadramento geologico dell'area dello Stretto, l'evoluzione geodinamica e la tettonica recente dell'area dello Stretto. Per il dettaglio delle caratteristiche sismotettoniche si rimanda all'elaborato CG4500PRGDPSB00G000000001B, "Geosismotettonica – Relazione generale".

La presente relazione geologica ha pertanto lo scopo di riassumere i caratteri geologici e strutturali dell'area dello Stretto di Messina compresa tra l'abitato di Messina e la sponda calabrese. Essa riveste un carattere sintetico, allo scopo di una più rapida consultazione dei risultati ottenuti dallo studio geologico. Per un maggiore approfondimento e soprattutto per una valutazione degli elementi di dettaglio e dei dati alla base delle interpretazioni fornite si rimanda alle relazioni geologiche generali sponda calabra (elaborato CG0800PRGDCSBC6G000000001C) e sponda sicula (elaborato CG0800PRGDSSBC6G000000001C) ed a quella relativa alla convenzione (elaborato CG2500PSDDPSBG2G000000001B, "Studio dei terrazzi tirreniani e post-tirreniani").

La presente nota è stata redatta dal Prof. F. Lentini. Per le parti relative alla sponda calabra ha contribuito la Prof.ssa Bozzano dell'Università di Roma.

1.1 Normativa nazionale di riferimento

Per gli studi geologici occorre fare riferimento alla normativa nazionale, "Norme tecniche per le costruzioni" DM 14/01/2008, paragrafo 6.2.1.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

2 Metodologie e limiti dello studio

Lo studio geologico è stato condotto, eseguendo il rilevamento delle caratteristiche geologiche sul terreno, ricostruendo la successione stratigrafica delle formazioni e rilevando la presenza di faglie sulla base dell'osservazione diretta, laddove possibile, ovvero di caratteri morfotettonici che potessero indicare l'eventuale presenza di strutture che controllano la morfologia (scarpate di faglia, catture fluviali, ecc.); sono state effettuate analisi di campioni prelevati in affioramento e nei sondaggi; si è fatto ricorso ad un controllo su foto aeree ed inoltre si è provveduto ad integrare le informazioni con tutti i dati di sottosuolo reperibili anche da altri progetti.

Lo studio eseguito ha incontrato notevoli difficoltà per l'intensa urbanizzazione. Ulteriore ostacolo all'analisi di terreno è rappresentato dal diniego di accesso ad aree private, anche per una semplice osservazione degli affioramenti. Tutto ciò ha comportato la necessità di reperire una notevole mole di dati, specialmente di sondaggi eseguiti per edifici, cooperative, infrastrutture, ecc. che, anche se di modesta profondità, hanno consentito di raccogliere dati sulle formazioni presenti nei vari luoghi ricoperti da cemento o non accessibili.

Tali dati sono stati ottenuti in via riservata e non risultano pubblicabili.

L'analisi delle risultanze di tutte le indagini eseguite, comprese le indagini pregresse, ha consentito una ricostruzione geologico – strutturale del territorio e lungo i tracciati, da ritenersi di previsione.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

3 Inquadramento geologico del Mediterraneo centrale

L'orogene appenninico-maghrebide costituisce la dorsale montuosa che dall'Appennino meridionale, ruotando da NW-SE a E-W in corrispondenza dell'Arco Calabro-Peloritano, e attraverso la Sicilia, prosegue oltre il Canale di Sicilia verso le coste del Maghreb in Africa settentrionale (Fig. 3.1).

Ad est e a sud della fascia orogenica i domini di avampaese, quelle zone cioè che non hanno ancora subito le deformazioni orogeniche, sono rappresentati da due blocchi a crosta continentale: il Blocco Apulo ed il Blocco Pelagiano, rispettivamente appartenenti alle placche Adria ed Africa. Essi sono separati, già a partire dal Permo-Triassico, dalla crosta oceanica del Bacino Ionico, attualmente in sottoscorrimento al disotto dell'Arco Calabro-Peloritano. Il Bacino Tirrenico è caratterizzato da una crosta oceanica neoformata e in estensione a partire dal Miocene medio. Cosicché la fascia orogenica appenninico-maghrebide si trova compresa tra due croste oceaniche: una, quella ionica, in consumazione e l'altra, la tirrenica, in espansione.

Nell'orogene appenninico-maghrebide sono distinguibili tre principali domini orogenici (*sensu* LENTINI et al., 1994), che rappresentano tutta la fascia deformata che si estende dall'Africa settentrionale fino all'Appennino centrale. Essi formano tre edifici a *thrust* tettonicamente sovrapposti, ognuno dei quali assume il rango di "catena", distinta da proprie coperture sin- e tardo-orogeniche, di età via via più recente negli edifici più esterni. Ciascuno dei domini orogenici si è originato dalla deformazione di un determinato paleosettore crostale che caratterizzava la paleogeografia della regione. I tre domini orogenici, in Sicilia e nella Calabria meridionale, derivano dalla sovrapposizione tettonica di un elemento pellicolare, costituito da due edifici alloctoni, la Catena Kabilo-Calabride, affiorante nel segmento calabro-peloritano, ma riconosciuta nel Tirreno meridionale nell'"Alto di Solunto" fino alle Kabilidi (Nord-Africa), e la Catena Appenninico-Maghrebide; ambedue sono sovrascorsi su un sistema a *thrust* prevalentemente sepolto e più o meno radicato, il Sistema a Thrust Esterno (LENTINI et al., 1990a, 1990b, 1996; Lentini, 2000) ovvero Sistema a Thrust Siculo-Pelagiano (FINETTI et al., 2005a). Nell'insieme l'edificio orogenico è pertanto in accavallamento, con vergenza meridionale, sulle aree deformate del margine del Blocco Pelagiano (BUROLLET et al., 1978). Quest'ultimo appartiene all'avampaese africano ed è caratterizzato da spessa crosta continentale (28-30 km) con una potente copertura carbonatica

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

(fino a 10 km).

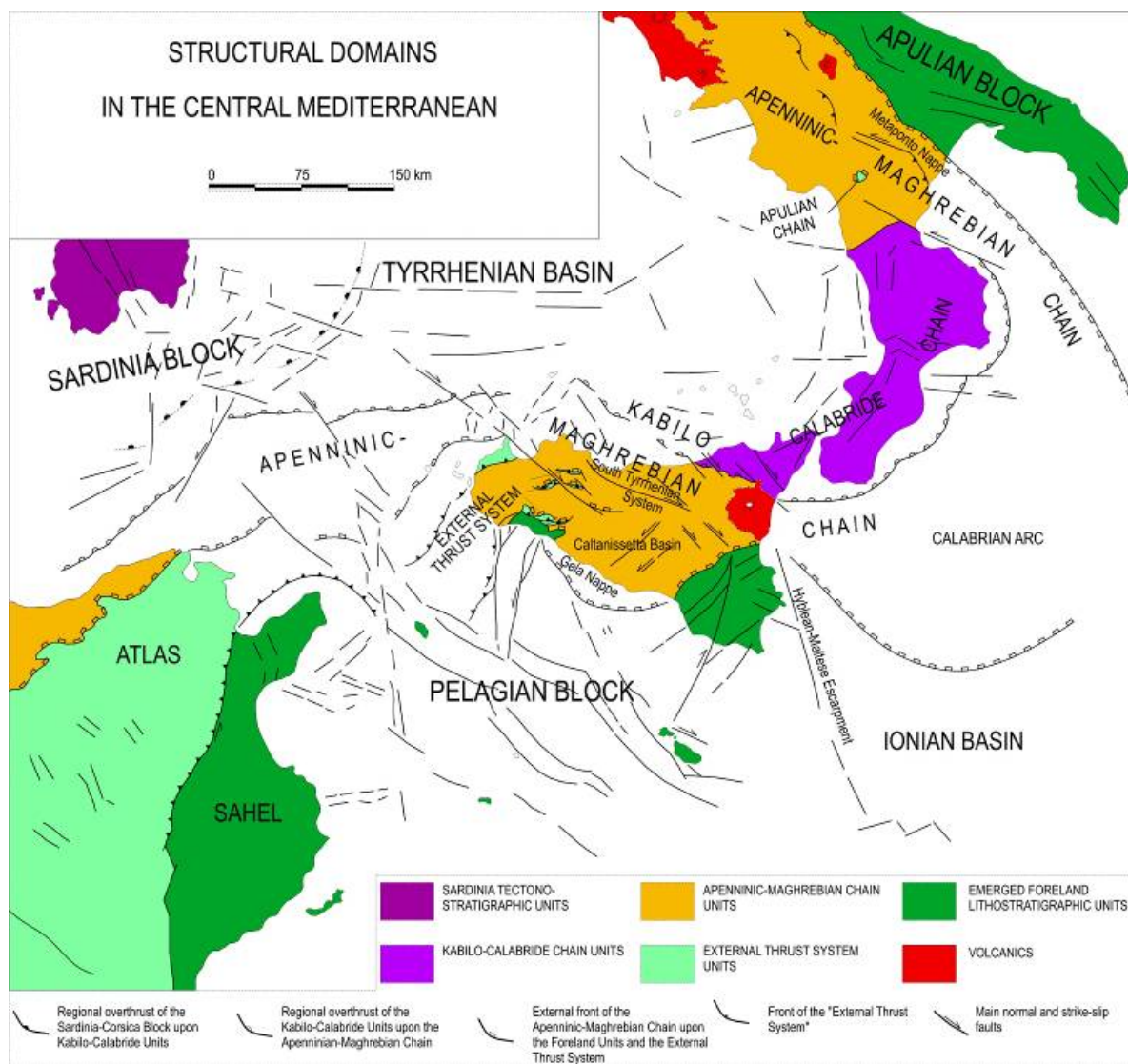


Fig. 3.1 – *Principali domini strutturali del Mediterraneo centrale (modificato da LENTINI et al., 1994). Le aree di avampaese, cioè i domini non raggiunti dalla deformazione orogenica, sono formati dai due blocchi di crosta continentale apula ed africana, separati dalla crosta oceanica del Bacino ionico in subduzione al disotto dell'Arco Calabro-Peloritano. La fascia orogenica è compresa tra questo "oceano" in consumazione e la crosta oceanica tirrenica in espansione. Il Blocco Sardo Corso rappresenta un relitto della crosta continentale europea.*

L'avampaese in Sicilia affiora in corrispondenza del *Plateau Ibleo* (Sicilia sud-orientale) e della *Piattaforma Saccence* (Sicilia sud-occidentale), ed è connesso, attraverso il Canale di Sicilia, al continente africano.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Verso est invece l'avampaese è rappresentato da una vasta area a crosta oceanica, il Bacino Ionico, esteso fino alle Ellenidi e, verso nord, fino al margine della microplacca adriatica (FINETTI, 1982; FINETTI & DEL BEN, 2005; FINETTI et al, 1996, 2005a, 2005b). Verso nord l'avampaese ibleo-saccense si flette al di sotto dei domini orogenici e sottoscorre alle unità pellicolari alloctone, formando le avanfosse di Gela e di Castelvetro attraverso una serie di faglie a gradinata che passano senza soluzione di continuità al Sistema a *Thrust* Esterno. Questo sistema a *thrust* si è formato, a partire dal Tortoniano, a spese del settore collassato dell'avampaese, quando questo era già sottoscritto alle unità alloctone dei domini orogenici più interni (LENTINI et al., 1994; FINETTI et al., 2005a) e si è quindi sviluppato nel sottosuolo, coinvolgendo passivamente nella deformazione anche le unità alloctone sovrastanti.

La Catena Appenninico-Maghrebide forma le dorsali dei Monti di Palermo–Madonie-Monti Nebrodi e costituisce un edificio alloctono di notevole spessore (fino a 7 km) (BIANCHI et al., 1987) scollato dai rispettivi basamenti e poggiante tettonicamente sulle unità sepolte del Sistema a *Thrust* Esterno.

Essa si è originata a partire dall'Oligocene superiore ed è attualmente costituita da tre principali "complessi" litologici, individuati rispettivamente dallo scollamento delle coperture meso-cenozoiche della Tetide (unità caotiche sicilidi s.l.), e dalla successiva deformazione di coperture sedimentarie scollatesi sia da aree a crosta continentale (Unità Panormidi) sia oceanica (Unità Imeresi), queste ultime riferibili al paleodominio ionico (LENTINI et al., 1996; FINETTI et al., 1996).

La Catena Kabilo-Calabride, altresì indicata spesso come Catena Calabro-Peloritana, si è generata dalla deformazione e delaminazione del margine della crosta europea ed è costituita da falde di basamento cristallino, metamorfosate durante l'orogenesi ercinica (Paleozoico), con resti più o meno estesi di coperture mesozoico-terziarie. Le varie falde di ricoprimento si sono messe in posto nell'Oligocene inferiore e sono suture dal Flysch di Capo d'Orlando, ascrivito all'Oligocene superiore-Burdigaliano inferiore.

Al disopra del flysch si trovano in ricoprimento le Argille Scagliose Antisicilidi ovvero Argille Scagliose dei M. Peloritani. Seguono in discordanza le Calcareni di Floresta e le Marne di M. Pitò. In discordanza si hanno i terreni sabbioso-argillosi e conglomeratici del Miocene medio-superiore, le evaporiti e verso l'alto i vari cicli sedimentari plio-quadernari.

I profili sismici del progetto CROP-Mare consentono di ricostruire gli spessori crostali nel Mediterraneo (Fig. 2) e indicano una chiara influenza di questi sull'evoluzione geodinamica: le croste oceaniche od assottigliate tendono ad andare in subduzione al disotto di quelle continentali

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

ed allorquando si sono consumate, si entra in uno stato collisionale, che determina culminazioni e movimenti trascorrenti.

Le linee sismiche confermano che ambedue i blocchi di avampaese si estendono verso nord al disotto dell'edificio orogenico, fino a raggiungere il bordo tirrenico. Le croste africana e adriatica si vanno gradualmente assottigliando, e in corrispondenza del bordo tirrenico passano ambedue ad uno *slab*, interpretabile come un settore di crosta oceanica quasi totalmente subdotto ed appartenente a bracci del Paleobacino ionico. Le originarie successioni bacinali che ricoprivano la crosta oceanica consumata (le Ionidi), scollatesi, sono sovrascorse ampiamente al disopra del Sistema a *Thrust* Esterno.

Inoltre le linee sismiche rivelano, in corrispondenza dei bordi tirrenici, la presenza di una crosta continentale, probabile substrato delle piattaforme carbonatiche panormide ed appenninica, scollate e sovrascorse sulle Ionidi. Poiché molto probabilmente la crosta oceanica paleoionica era interposta tra questa crosta e quelle afro-adriatiche, laddove si è avuta la totale consumazione di questi "bracci" si è originato uno stato collisionale. Viceversa, in corrispondenza dell'Arco Calabro-Peloritano l'edificio calabride è libero di convergere verso SE, perché si trova davanti un settore a crosta oceanica, assumendo una forma arcuata. In particolare il segmento Calabria meridionale – Sicilia nord-orientale sembra l'unico a subire la subduzione ionica, come dimostrano sia la distribuzione dei terremoti, sia le linee sismiche, che rivelano la presenza di uno *slab* ionico (Fig. 3) al disotto dell'Arco Calabro-Peloritano. Tale segmento sembra delimitato da due *tear faults*, cioè da due sistemi di faglie con una forte componente di movimento laterale.

Nell'estremità meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano, dove cioè ricade lo Stretto di Messina, la subduzione risulta ancora attiva (Fig. 3), mentre ad ovest di Patti si entra nel regime collisionale sopra citato.

In Sicilia tale stadio collisionale e il contemporaneo processo di subduzione ionica verso est produce il "trasferimento" del fronte orogenico verso le aree caratterizzate da subduzione attiva.

Le espressioni superficiali di tale quadro geodinamico sono un sistema predominante di faglie orientate NW-SE con componente laterale di movimento destro, denominato Sistema Sud-Tirrenico, e da un sistema di faglie antitetiche ad andamento NE-SW e movimento sinistro, quest'ultimo dovuto a rotazioni orarie del quadro strutturale. A tali sistemi si associano faglie distensive orientate N-S ed accavallamenti ad andamento E-W e vergenza a sud.

Questi elementi strutturali possono essere coevi e risultano compatibili con un unico quadro cinematico con una convergenza N-S. È probabile tuttavia che in profondità gli elementi crostali di

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

trasferimento dell'orogene siano abbastanza netti, ma che poi verso la superficie si disperdano in elementi strutturali minori e diano in dettaglio un quadro più complesso. È possibile comunque individuare degli allineamenti, probabilmente connessi a strutture crostali, tramite la rotazione oraria di assi di pieghe.

RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE

Codice documento

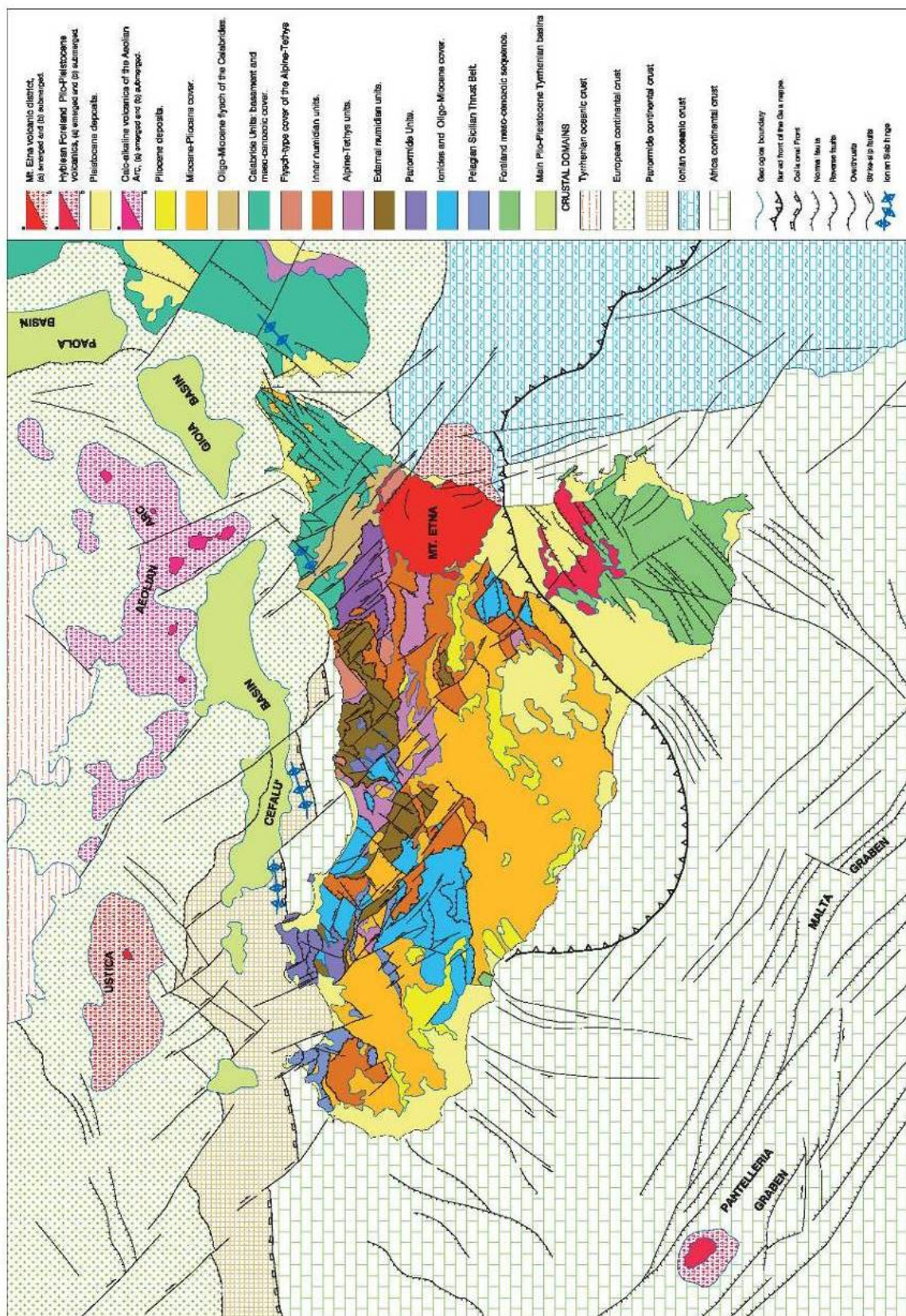
PB0004_F0.doc

Rev

F0

Data

20/06/2011



		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Fig. 3.2 - Schema dei domini crostali nel Mediterraneo centrale (da LENTINI & CARBONE, 2010). Si distinguono le croste continentali africana e panormide (spessore 28-22 Km); da crosta oceanica spessa non più di 12 Km sono caratterizzati il Bacino Ionico e il Bacino Tirrenico: il primo in subduzione al disotto dell'Arco Calabro-Peloritano e il secondo in espansione quale bacino di retroarco. Le croste continentali sono in collisione, per cui il sistema orogenico ivi è alquanto bloccato e pertanto si "trasferisce" verso l'Arco mediante sistemi di faglie trascorrenti destre orientate NW-SE. La distribuzione delle croste ha influito ed influisce sull'evoluzione geodinamica recente ed in atto. Lo Stretto di Messina è ubicato sul settore interessato dalla subduzione attiva.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

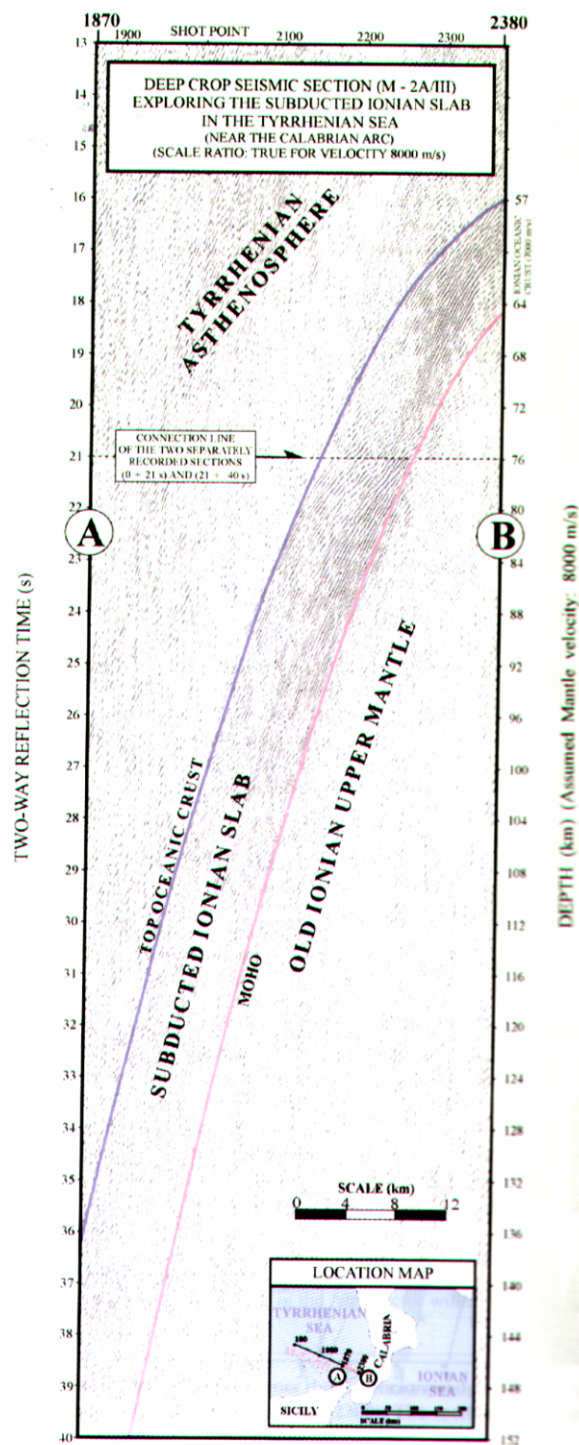


Fig. 3.3 – Lito-astenosferica sezione CROP mostrante la subduzione dello Ionio (da FINETTI, 2005). Distribuzione degli ipocentri dei terremoti e la presenza dell'arco vulcanico eoliano indicano che i processi di subduzione sono ancora attivi.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

4 Inquadramento geologico dell'area dello Stretto

Lo Stretto di Messina è ubicato in corrispondenza della terminazione meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano, caratterizzato, come sopra specificato, dalle Unità Kabilo-Calabridi o, brevemente Calabridi, e che rappresenta un segmento dell'Orogene Appenninico-Maghrebide.

L'edificio calabro-peloritano è composto da una pila di falde di ricoprimento, caratterizzate da un basamento cristallino con un'inversione del grado metamorfico, cioè crescente verso l'alto, da termini semimetamorfici fino a unità d'alto grado. Nell'area in esame affiora soltanto la falda strutturalmente più elevata, cioè l'Unità dell'Aspromonte, costituita da rocce metamorfiche di alto grado. Tale unità forma il substrato, sul quale poggiano le coperture mioceniche e plio-quadernarie; esso affiora lungo la dorsale peloritana e nell'estremità meridionale della Calabria, dove si aggiungono anche plutoniti a composizione granodioritica. Lembi minori si trovano all'interno della città di Messina, dove formano una dorsale orientata ENE-WSW.

L'area dello Stretto di Messina e la sponda calabrese sono stati oggetto di dettagliati studi da parte di GHISETTI (1981, 1984), BOUSQUET et al. (1980), BARRIER (1984, 1986). In sintesi le opinioni si dividono nel considerare il quadro strutturale compatibile con un unico campo di *stress*, ovvero originatosi durante distinte fasi tettoniche. Prevalle comunque l'opinione che le faglie dell'area dello Stretto siano a carattere distensivo.

I dati raccolti nell'ambito del progetto CROP Mare permettono di conoscere meglio il quadro strutturale, nel quale si colloca l'area peritirrenica. Esso è il risultato dello stadio collisionale tra la crosta continentale "panormide" ed il margine pelagiano della placca africana (LENTINI et al., 2002). Tale stadio collisionale si è realizzato soltanto per la parte centro-occidentale dell'Isola, dove attualmente il processo di convergenza fra le due croste continentali in collisione è inibito, mentre ad est dell'area di Milazzo la crosta "panormide" si contrappone invece alla crosta oceanica ionica ancora in subduzione. Pertanto l'area dello Stretto si trova in pieno al disopra del processo di subduzione ionica.

Il sistema orientato NW-SE a componente destra, denominato Sistema Sud-Tirrenico (LENTINI et al., 1994; FINETTI et al., 1996), ed interpretato come l'espressione superficiale del generale *shifting* dell'orogene dalle aree in collisione a quelle in subduzione, e cioè un fenomeno di trascinamento verso l'Arco Calabro, non è particolarmente evidente nelle zone emerse attorno allo Stretto. Esso è

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

stato riconosciuto tuttavia nelle aree sommerse nelle linee sismiche realizzate per il metanodotto (v. fig. 9 in Del Ben et al., 1996). Mentre particolarmente marcato appare il sistema orientato NE-SW.

Il significato geodinamico del sistema di faglie che borda la costa ionica, denominato “Sistema Messina-Etna”, va ancora pienamente chiarito. Esso è stato interpretato da MONACO et al. (1996) come un ramo di una zona di *rifting*, cinematicamente collegato alle faglie della “Scarpata Ibleo-Maltese”, estesa dalla piattaforma di Malta fino all'Etna, lungo la costa ionica della Sicilia meridionale, cui è riferita un'elevatissima pericolosità sismica.

Per TORTORICI et al. (1995), MONACO & TORTORICI (1995), MONACO et al. (2000), infatti l'Arco Calabro e la Sicilia orientale sarebbero dominati da un'estensione crostale, che origina il *Rift* calabro-siculo (MONACO et al., 1996), esteso dalla Calabria al versante ionico siciliano per una lunghezza totale di 370 km. Il *rift* mostra una sismicità crostale con terremoti fino a $M > 6$, localizzati in corrispondenza dei piani di faglie normali quaternarie. La conferma di tale interpretazione sarebbe di notevole importanza in termini di previsione di eventi sismici, in quanto permetterebbe di ridefinire la pericolosità sismica specialmente in quei tratti di costa esenti da terremoti storici, compresi a sud dell'area dello Stretto e a nord del versante etneo.

Un'interpretazione alternativa, anch'essa da verificare con studi finalizzati, è che il “Sistema Messina-Etna” possa essere il prodotto di fenomeni di estensione del cuneo di accrezione in risposta all'arretramento flessurale delle aree ioniche di avampaese (LENTINI et al., 2000; GUARNIERI et al., 2004; FINETTI, 2008) (Fig. 4). In questo caso le faglie non sarebbero radicate nella litosfera, ma si ricollegerebbero in profondità al *sole-thrust* della catena. Questo tipo di interpretazione potrebbe ridimensionare la valutazione della pericolosità sismica in termini di magnitudo massima prevedibile.

Il sistema orientato NNE-SSW, comunque, è un elemento morfotettonico, che domina la dorsale peloritana ed è responsabile della segmentazione dei depositi del Pliocene medio-inferiore, quindi la sua attivazione data dal Pliocene superiore ed è probabilmente attivo anche nel Pleistocene. Ad esso vengono associati da MONACO & TORTORICI (2000) tassi di sollevamento di 0,5-1,2 mm/anno per gli ultimi 700 ka, con riferimento al settore Peloritano in Sicilia.

Allo stesso sistema va riferita la faglia che interessa la zona urbana di Reggio di Calabria, che nel Pleistocene inferiore sembra aver controllato l'evoluzione del cosiddetto Bacino di Reggio. Essa si estende per circa 15 km definendo un *half-graben* riempito da sedimenti del Pleistocene medio-superiore (GHISSETTI, 1981; BARRIER, 1987). Questi depositi appartengono ad un *fan-delta*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

progradante verso ovest e controllato dalla faglia, chiuso in alto da un *topset* di età tirreniana. I rapporti di *on lap* tra i depositi wurmiani ed il piano di faglia suggeriscono un'attività di questa durante tale periodo.

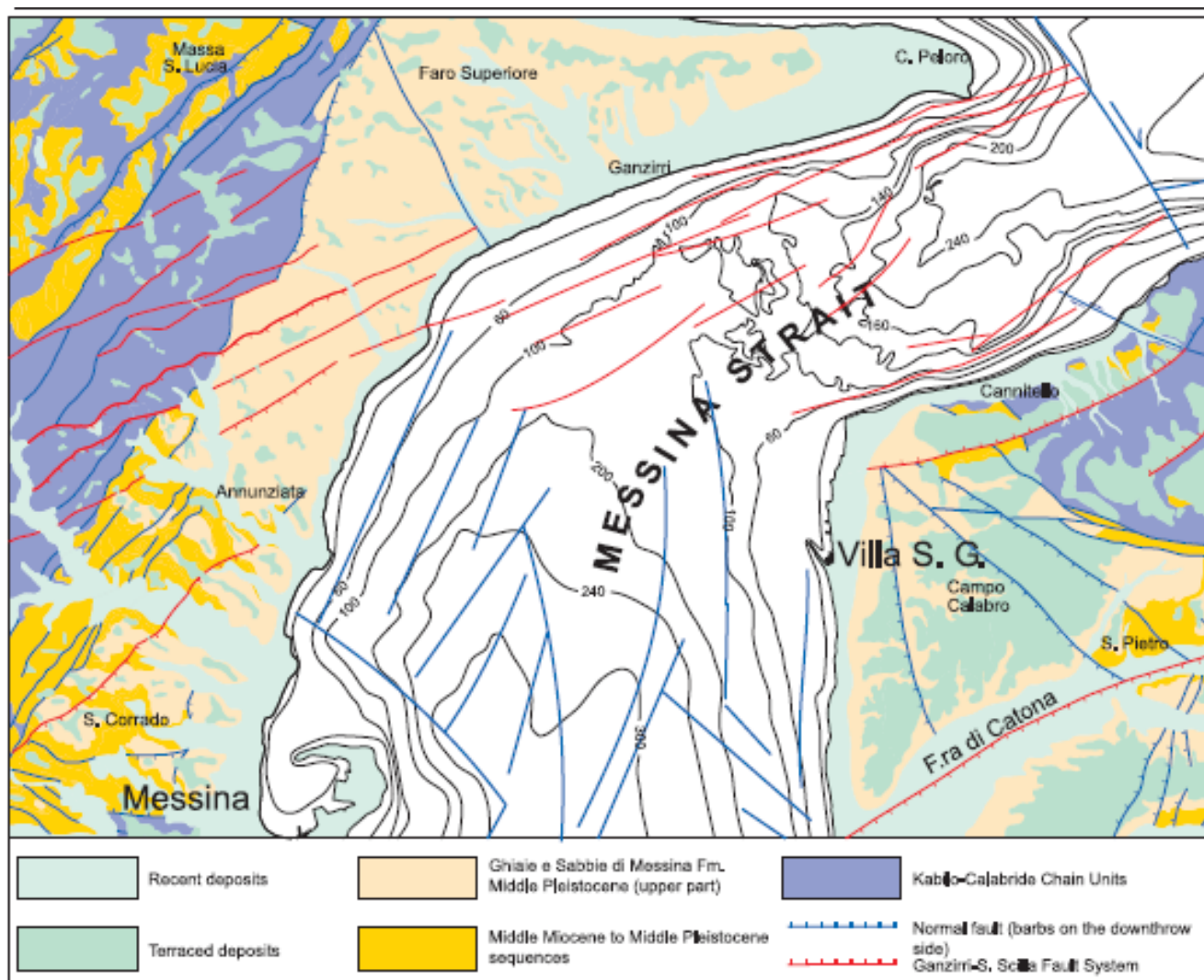


Fig. 4.1 – Schema tettonico dell'area dello Stretto di Messina. Lo schema mostra la distribuzione delle Ghiaie e sabbie di Messina e i recenti sistemi di faglie che interessano l'intera area (da GUARNIERI et al., 2004). Il Sistema Ganzirri-Scilla, orientato circa N70, controlla la morfologia della parte terminale dello stretto e parte della zona urbana di Messina, compresa la "falce" del porto e la culminazione di basamento cristallino alle spalle di questo. Da non sottovalutare il sistema N-S, che disegna il bordo occidentale calabrese e che sul versante siciliano interessa la zona di Faro Superiore (v. capitolo dei caratteri strutturali).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Altro importante sistema di faglie, scarsamente valutato dai precedenti Autori, è quello orientato ENE-WSW, cui appartiene il Sistema Ganzirri-Scilla e che corrisponde ad un importante elemento geomorfologico, che si esprime con scarpate sottomarine e controlla la morfologia costiera del tratto settentrionale dello Stretto di Messina. Linee sismiche, che attraversano lo Stretto, indicano chiaramente che il fondo mare è ritagliato da queste faglie (DEL BEN et al., 1996; LENTINI, 1996).

La morfologia del fondo mare tra Villa S. Giovanni e Ganzirri mostra una superficie suborizzontale a profondità variabili da 60 ad 80 m bordata da strutture, che controllano poi la linea di costa su ambedue i lati dello Stretto. Tale piattaforma sommersa potrebbe corrispondere a quella di Campo Piale sul lato calabrese, ubicata a 120-170 m s.l.m. Ciò implicherebbe, secondo quanto affermato da Del Ben et al. (1996), un collasso della zona dello Stretto molto superiore ai tassi regionali. Per un inquadramento di maggior dettaglio si rimanda all'elaborato CG4500PRGDPSB00G000000001B, "Geosismotettonica – Relazione generale".

Studi multidisciplinari eseguiti negli ultimi anni hanno messo in evidenza i caratteri stratigrafici e strutturali di quest'area e ricostruito il trend evolutivo, che in una zona come questa presenta una complessa storia geodinamica. La ricostruzione stratigrafica, in particolare dell'intervallo pliocenico-quadernario, permette di dedurre il comportamento tettonico e di ricostruire i tassi di sollevamento dei settori siciliano e calabrese, che delimitano lo Stretto. L'analisi sul terreno e i dati delle aree sommerse consentono il riconoscimento di strutture, che controllano l'evoluzione geomorfologica e possono essere messe in relazione con l'attività sismica. Le stesse strutture inoltre possono essere individuate attraverso le linee sismiche, in particolare quelle ubicate nelle aree sommerse.

Nella zona studiata la copertura sedimentaria inizia con i conglomerati e le sabbie della cosiddetta "molassa", cioè la Formazione di S. Pier Niceto, ascrivibile al Miocene medio-superiore, presente su ambedue i versanti della dorsale peloritana, e nell'Aspromonte, dove è più nota come "Flysch di Motta" (BARRIER et al., 1987) ed alla quale appartiene anche il cosiddetto "Conglomerato di Pezzo".

Le coperture sedimentarie del Miocene superiore e quelle del Pliocene-Quaternario, distribuite lungo il versante ionico della dorsale peloritana, si presentano lacunose e/o condensate a causa delle ripetute fasi di emersione e trasgressioni (avanzamento) del mare.

Nello Stretto di Messina il controllo strutturale è estremamente evidente. Una semplice analisi morfostrutturale, condotta anche con l'aiuto di immagini DEM (*Digital Elevation Model*) del fondo

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

marino, mostra una netta connessione tra il *trend* ENE-WSW (Sistema di faglie di Scilla) e le marcate scarpate sottomarine presenti sia sul lato calabrese, che su quello siciliano del settore nord dello Stretto; mentre nella parte a sud dell'allineamento Punta Pezzo – Foce dell'Annunziata lo Stretto assume una direzione prossima a NE-SW, parallela cioè ai *trend* che delimitano la dorsale peloritana.

GUARNIERI et al. (2004) interpretano l'area dello Stretto come l'effetto di una distensione superficiale, in un contesto compressivo legato alla subduzione della crosta oceanica ionica al disotto dell'Arco Calabro-Peloritano.

Diversa interpretazione viene data da FINETTI (2008), il quale ritiene che il versante ionico della Sicilia tende a risalire in accavallamento al disopra del settore calabro e che le faglie di quel margine siano l'espressione superficiale della culminazione profonda. L'Autore fornisce pertanto l'interpretazione di un margine compressivo a differenza della parte settentrionale dello Stretto, considerata un *graben* controllato da faglie ad orientazione ENE-WSW (v. oltre).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

5 Stratigrafia

5.1 Successione stratigrafica delle formazioni affioranti

In questo capitolo viene descritta in modo speditivo la successione stratigrafica ricostruita dai rilevamenti effettuati e dall'analisi delle carote dei sondaggi delle varie campagne geognostiche, nonché dalla reinterpretazione di tutti i sondaggi, di cui si è potuto disporre. Per un maggiore approfondimento dei dati trattati si rinvia alla relazione redatta nell'ambito della convenzione Eurolink – Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Catania, elaborato CG2500PSDDPSBG2G000000001B, “Studio dei terrazzi tirreniani e post-tirreniani”.

Di seguito si riporta, distintamente per il versante siciliano e per quello calabrese, la successione stratigrafica e per ciascuna formazione viene specificata l'età, che costituisce un vincolo cronologico per l'intervallo di attività delle faglie o dei sistemi di faglie superficiali individuati. Nello specifico, all'interno della successione stratigrafica vengono criticamente identificati eventuali orizzonti stratigrafici, superfici di contatto o livelli guida ai fini della definizione di dislocazioni tettoniche. Nell'ultimo paragrafo, le informazioni provenienti dalle ricostruzioni geologico-strutturali condotte sulle due sponde vengono ricomposte in un quadro di sintesi.

5.2 Schema geologico-stratigrafico-strutturale lato Calabria

L'area del settore in esame che corrisponde alla sponda calabra dell'opera di attraversamento si colloca in un dominio tettonico di transizione tra la struttura rilevata dell'horst di Campo Piale ed i bacini di Reggio Calabria e dello Stretto di Messina.

I rapporti di reciprocità tra i diversi elementi tettonici disgiuntivi rilevabili, che si associano ai suddetti domini, sono stati dedotti sulla base di vincoli stratigrafici che risultano dall'analisi della intera successione di depositi pliocenico-olocenici sovrastanti il substrato cristallino-metamorfico ercinico e che fanno riferimento da un lato ai contatti, anche se di natura discordante e trasgressiva, tra i singoli termini formazionali presenti, dall'altro ad alcune morfologie del rilievo, quali i terrazzi marini ed, in particolare, alla loro gerarchizzazione.

Per ciò che attiene ai vincoli connessi ai contatti stratigrafici tra le diverse formazioni, questi sono riferiti ad una successione sedimentaria cenozoico-quadernaria, sovrastante un substrato

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

paleozoico cristallino-metamorfico. Le formazioni appartenenti alla succitata successione e distinguibili nell'area in esame sono di seguito descritte nei loro tratti essenziali con associata posizione cronostratigrafica.

5.2.1 Substrato cristallino-metamorfico

Sono distinguibili in affioramento due litologie ascrivibili al substrato paleozoico (Atzori et alii, 1978; Atzori & Vezzani, 1974; Messina et alii, 1996; Carbone et alii, 2008): metamorfiti di medio-alto grado e rocce cristalline granitoidi. Le metamorfiti sono costituite da paragneiss che lateralmente tendono a passare a micascisti biotitici attraversando petrofacies intermedie. Tali litotipi si presentano di colore grigio, a grana media-fina e tessitura da massiva a foliata. Le rocce cristalline granitoidi sono, invece, costituite da leucogranodioriti a due miche e graniti-monzograniti. Esse contengono xenoliti metamorfici, allungati, a prevalente biotite con inclusi rotondeggianti, e a biotite e plagioclasti; hanno una struttura granulare a tessitura prevalentemente isotropa e costituiscono masse o filoni da decimetrici a metrici intrusi nelle metamorfiti di medio e alto grado. Il contatto tra le masse granitoidi e le rocce metamorfiche si sarebbe realizzato in ambito di metamorfismo regionale; a tale contatto, ipotizzato sulla base dell'evidenza di affioramento dei due litotipi, non è stato possibile attribuire una geometria definita.

All'interno dei termini granitoidi è stato localmente riscontrato un sensibile grado di alterazione idrotermale che conferisce alla roccia un aspetto brecciato, a luoghi con colorazione biancastra e consistenza farinosa al tatto. Tali caratteristiche si osservano, in particolare, lungo una fascia a direzione NE-SW, in corrispondenza di un allineamento tettonico ben visibile anche da foto aeree in corrispondenza della testata del Vallone Piria. Tale fascia può essere, quindi, associata ad un'ampia zona cataclastica, ipotesi questa avvalorata ulteriormente dalla presenza di un'intensa fratturazione degli ammassi rocciosi immediatamente adiacenti.

5.2.2 Conglomerato di Pezzo

E' costituito da un conglomerato poligenico ed eterometrico, a matrice arenacea, da poco a mediamente fino a ben cementato, a stratificazione poco distinta a volte completamente assente. I clasti sono costituiti quasi esclusivamente da rocce del substrato cristallino-metamorfico. I singoli clasti si presentano da sub a scarsamente arrotondati, hanno dimensione variabile, anche superiore al metro. Raramente si rinviene nella matrice tra i clasti la presenza di frammenti lignei carboniosi. Queste evidenze portano ad ipotizzare un ambiente di sedimentazione condizionato

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

dalla vicinanza di rilievi cristallini, caratterizzati da una forte energia del rilievo, soggetti ad intensa erosione. Il materiale smantellato si sarebbe depositato al piede dei rilievi, al margine di una piana costiera o in un ambiente marino litorale, dove subiva una scarsa evoluzione da parte del moto ondoso. Il materiale si sarebbe accumulato prevalentemente allo sbocco delle aree di impluvio con flussi ad alta efficienza, presumibilmente con meccanismi di trasporto in massa gravitativi (flussi di detrito, valanghe di detrito). Il contenuto fossilifero dell'Unità è pressoché assente (Atzori & Vezzani, 1974). Pertanto l'età di tali depositi (ovvero Tortoniano sup.) è desunta in via indiretta, dalla loro posizione stratigrafica.

5.2.3 Trubi

Sono caratterizzati da marne, marne argillose e marne siltose di colore bianco-giallastro, a frattura concoide, localmente con abbondanti livelli sabbiosi fini di colore grigio chiaro. La stratificazione, non ovunque netta, è medio-sottile (10-50 centimetri). In tutta l'area di intervento essi poggiano discordanti sul Conglomerato di Pezzo, con uno hiatus deposizionale relativo all'intero intervallo temporale del Messiniano. A monte dell'abitato di Pezzo, in un affioramento a NW dell'area di servizio della SA-RC, i Trubi poggiano sul Conglomerato di Pezzo con interposizione alla base di un orizzonte di circa 1,5 metri di sabbie giallastre e presentano al tetto, ed in contatto trasgressivo, un orizzonte calcarenitico. Lo spessore massimo in affioramento è stato valutato nell'ordine di 20m; in alcuni sondaggi sono stati raggiunti spessori fino a 30-40m. Tale variabilità di spessori è da connettersi in prima istanza alla possibile articolazione in alti e bassi della superficie morfologica sulla quale essi si sarebbero depositi al di sopra del Conglomerato di Pezzo, livellando la paleomorfologia in esso scolpita ed in seconda istanza, alla differente entità di erosione subita prima della deposizione dei termini sovrastanti.

La deposizione dei Trubi è legata alla trasgressione del Pliocene inferiore (biozona a *Sphaerodinellopsis*), con cui si ristabiliscono condizioni deposizionali di tipo marino normale, dopo l'esaurimento della crisi di salinità del Messiniano superiore. Localmente, la rilevata mancanza di depositi sedimentari attribuiti al Messiniano, potrebbe essere imputabile sia ad una fase erosionale pre-pliocenica, sia ad una mancata deposizione in questo intervallo temporale, in quanto questo settore, già nel Messiniano, avrebbe potuto costituire un alto strutturale. Datazioni condotte per mezzo della analisi di biozone a microforaminiferi planctonici hanno consentito di individuare, limitatamente al settore di interesse per l'intervento (ovvero in località Campo Piale a Cannitello), un intervallo cronologico di competenza dei Trubi compreso tra lo Zancleano ed il Piacenziano, dunque intrapliocenico.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

5.2.4 Formazione di Le Masse

Si tratta di un'alternanza di spesse bancate di marne argillose, arenarie debolmente cementate, passanti verso l'alto a calcareniti e sabbie con sottili intercalazioni argillose, affioranti estesamente nel settore sud-orientale dell'area di intervento. I livelli calcarenitici presentano laminazioni piano-parallele. L'attribuzione formazionale è tratta dalla letteratura (Di Stefano & Lentini, 1995; Lentini et alii, 2000; Carbone et alii, 2008) che ne riporta anche un contenuto fossilifero ricco in nannoflore del Pliocene medio. Tale unità è stata riconosciuta in affioramento in prossimità del sistema tettonico Piale-Mortille, ove essa poggia in discordanza angolare sul substrato cristallino granitoide intensamente fagliato e ribassato verso SW. La chiusura verso nord, al disopra del suddetto sistema di faglia, è riconducibile a una geometria di tipo onlap con gradi di inclinazione che non superano 10° verso SW. La formazione di Le Masse non risulta comunque interessata da evidenti sistemi di fagliazione. Per quanto attiene alla attribuzione cronologica, l'analisi di alcuni campioni prelevati da affioramento, ha permesso di attribuire la base della formazione al Piacenziano (Pliocene superiore). Lo spessore massimo in affioramento è superiore a 200m. Verso l'alto il passaggio con le sovrastanti Ghiaie e Sabbie di Messina è di tipo erosivo.

5.2.5 Calcareniti di San Corrado

Si tratta di calcareniti e calciruditi clastiche e bioclastiche, da moderatamente cementate a cementate, con stratificazione incrociata. Sono presenti orizzonti di sabbie giallastre, grossolane, addensate e laminate, a luoghi di qualche metro di spessore. Alla base è stato a luoghi rinvenuto una banco di brecce cementate costituite da clasti spigolosi di roccia metamorfica e granitici di dimensione da centimetrica a decimetrica, in matrice micritica. La frazione clastica dei livelli calcarenitici è costituita da elementi eterogenei, eterometrici (diametri da millimetrici a pluricentrici), subangolari e subordinatamente subarrotondati. La frazione bioclastica è rappresentata da coralli, bivalvi, principalmente ostreidi, gasteropodi, brachiopodi, scafopodi, echinidi, balani e coralli. Il colore prevalente è avana, a luoghi avana-biancastro e la stratificazione, ben visibile, è generalmente piano-parallela e localmente incrociata. Il deposito è trasgressivo sia sui sottostanti Trubi sia sul Conglomerato di Pezzo. La discordanza angolare rispetto alla formazione di appoggio è tra 5 e 10°. L'unità è attribuita cronologicamente al Pleistocene inferiore (Ghisetti, 1981a, b; Carbone et alii, 2008); nella letteratura, la formazione è stata localmente indicata anche come Calcareniti di Vinco.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

5.2.6 Ghiaie e sabbie di Messina

Sono costituite da ghiaie da medie a grossolane in matrice sabbiosa. Si presentano generalmente ben stratificate anche se, più raramente, agli strati ghiaiosi si intercalano livelli lenticolari conglomeratici o sabbiosi. I clasti, da sub-arrotondati ad appiattiti, sono di natura poligenica e risultano prevalentemente costituiti da termini cristallino-metamorfici. La giacitura presenta tipicamente una inclinazione di 25°-30° verso l'asse dello Stretto di Messina ed è spesso ben evidente una stratificazione incrociata con embricatura dei clasti. L'insieme delle caratteristiche sedimentologiche ed i rapporti con gli altri depositi affioranti, indicano per tali depositi un ambiente deposizionale riferibile ad un sistema deltizio fortemente alimentato dalle fiumare.

Nell'area in esame, le Ghiaie e Sabbie di Messina si osservano in discordanza su tutti i termini litologici presenti nell'area di studio e di età precedente, ovvero dal substrato cristallino alla Formazione di San Corrado; inoltre, le Ghiaie e Sabbie di Messina non si presentano interessate da elementi tettonici anche se, sul lato siciliano, alcuni Autori (Carbone et alii, 2008) rilevano la presenza di fagliazione al loro interno. Il sistema deltizio delle ghiaie di Messina, legato alla sua progradazione verso l'asse dello Stretto di Messina, è deducibile a più grande scala considerando l'estensione e la disposizione areale dell'intero corpo deposizionale stratificato. Relativamente all'area di Villa S.Giovanni-Cannitello, i depositi affioranti possono essere attribuiti alle facies clinostatificate del foreset (ovvero della porzione più esterna del corpo deltizio). Le Ghiaie e Sabbie di Messina vengono attribuite da diversi Autori (in particolare Barrier et alii, 1987) al Pleistocene medio, esse non presentano faune significative, ma sono trasgressive al disopra della Formazione di Le Masse e ricoperte a loro volta da depositi dei terrazzi marini olocenici.

5.2.7 Depositi marini terrazzati

Sono rappresentati da depositi marini sabbiosi e sabbioso ghiaiosi fortemente pedogenizzati in prossimità della superficie, che ricoprono la maggior parte della superficie esposta nell'area di intervento. A luoghi il contatto trasgressivo con il substrato cristallino-metamorfico è marcato dalla presenza di un orizzonte clastico a grossi blocchi arrotondati, in una scarsa matrice sabbiosa arrossata. Non si osserva, in generale, una chiara stratificazione; tuttavia, quando presente, essa risulta sub-orizzontale o al più si osserva una debole immersione dei depositi verso mare. I depositi marini si presentano terrazzati a diverse quote sul livello del mare, in trasgressione sul substrato cristallino, sul conglomerato di Pezzo, sui Trubi, sulla formazione di Le Masse, sulle Calcareni di San Corrado e sulle Ghiaie e Sabbie di Messina. Sulla base dell'ampia letteratura

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

esistente in materia (Ghisetti & Vezzani, 1980; Bonfiglio & Violanti, 1983; Martison et alii, 1987; Bonfiglio, 1991; Catalano & Cinque, 1995; Catalano & Di Stefano, 1997; Catalano et alii, 2003; Carbone et alii, 2008; Miyauchi et alii, 1994; Dumas et alii, 2005), l'età attribuibile ai terrazzi cartografati nell'area in esame copre l'intervallo Pleistocene medio-superiore.

5.2.8 Depositi di piana costiera recenti ed attuali

Depositi distribuiti entro 200 m dall'attuale linea di costa di età olocenica, il cui spessore massimo misurato in sondaggio è di circa 60 m. Sono costituiti da sabbie con ciottoli di composizione prevalentemente quarzoso-feldspatica a cui si intercalano livelli o lenti di argille limose e di torbe. Nella piana costiera prospiciente l'abitato di Cannitello sono stati individuati in sondaggio fino a tre distinti livelli di torba, compresi entro i primi 50 m dal p.c.. La formazione della recente ed attuale piana costiera (riferibile agli ultimi 16ky) si deve alla complessa interazione tra risalita post-wurmiana del livello marino e strutturazione tettonica della fascia costiera, a sua volta frutto della tettonica estensionale che ha interessato il substrato cristallino-metamorfico e la soprastante successione sedimentaria plio-pleistocenica. In corrispondenza del tratto di piana costiera di interesse per l'intervento non sono mai state rinvenute in sondaggio Ghiaie e Sabbie di Messina al di sotto dei depositi costieri olocenici che, invece, risultano poggiare direttamente sul Conglomerato di Pezzo o sulle calcareniti della Formazione di San Corrado. Si fa presente, tuttavia, che la distinzione in carota di sondaggio tra depositi sabbioso-ghiaiosi olocenici e Ghiaie e Sabbie di Messina è alquanto arbitraria.

5.2.9 Depositi alluvionali e detritici

Le alluvioni recenti ed attuali sono perlopiù rappresentate da depositi sabbioso-ghiaiosi olocenici di fondo alveo contenenti a luoghi grossi blocchi che risultano spesso terrazzati a diverse altezze rispetto all'attuale alveo fluviale. Essi poggiano al disopra di diversi termini della successione presente nell'area e spesso l'incisione lineare operata dai corsi d'acqua determina la diretta sovrapposizione di tali depositi sul substrato cristallino-metamorfico. Lo spessore massimo deducibile da affioramento e stratigrafie di sondaggio non superiore alla decina di metri. I depositi detritici, invece, derivano perlopiù dalla degradazione meteorica dei litotipi affioranti e costituiscono coltri superficiali di alterazione, materiali eluvio-colluviali a composizione prevalentemente sabbioso-limosa e solo subordinatamente argillosa, detriti di frana.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

La sopra riportata successione sedimentaria, che copre l'intervallo di età Tortoniano-Olocene, mette a disposizione diversi vincoli stratigrafici, schematicamente riportati in Fig.5.1, per la deduzione di possibili disgiunzioni tettoniche nonché per la definizione di rapporti di reciprocità tra di essi; tali vincoli, di seguito elencati, sono potenzialmente dati da contatti stratigrafici (anche se di natura discordante) e livelli intercalati, quali le torbe dei depositi di piana costiera.

1. Contatto disconforme tra i termini cristallino-metamorfici paleozoici (substrato cristallino) ed i sovrastanti depositi sedimentari, ascrivibili al Conglomerato di Pezzo, alla Formazione di Le Masse o anche alle Ghiaie e Sabbie di Messina.
2. Discordanza tra i depositi dei Trubi ed il Conglomerato di Pezzo;
3. Discordanza tra le calcareniti pleistocenico-inferiori di S.Corrado ed i sottostanti Trubi;
4. Discordanza tra le Ghiaie e Sabbie di Messina e le sottostanti successioni sedimentarie ove non direttamente presente il substrato ercinico.
5. Discordanza tra i depositi ghiaioso-sabbiosi olocenici di piana costiera e le sottostanti formazioni delle Calcareniti di S.Corrado e dei Trubi
6. Livelli di torba all'interno dei depositi di piana costiera.

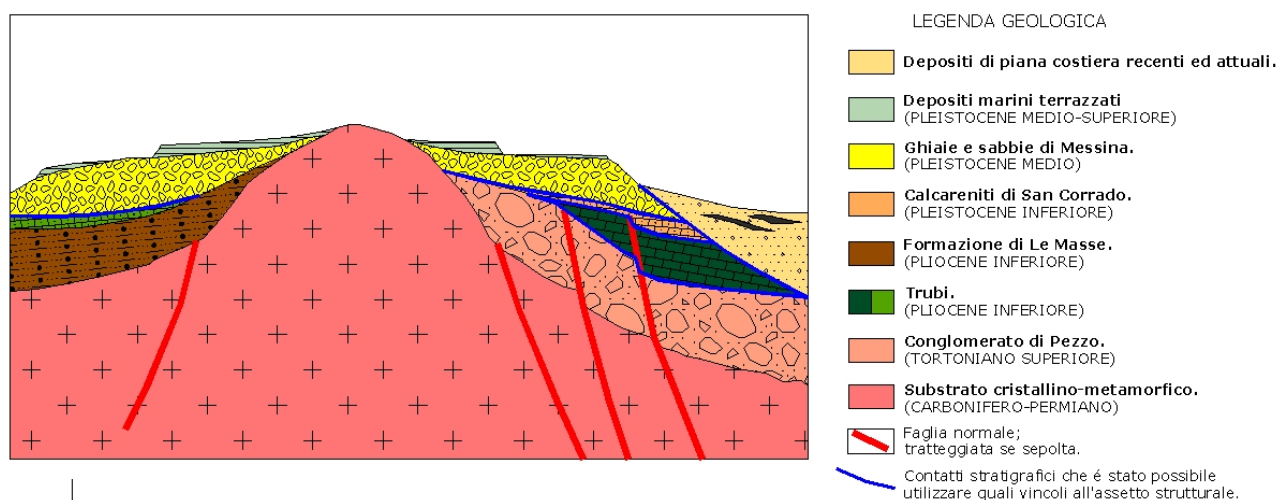


Figura 5.1 – Schema dei rapporti stratigrafici con evidenza dei contatti che è stato possibile utilizzare quali vincoli per la ricostruzione dell'assetto strutturale dell'area in esame.

Tuttavia, tra i sopra elencati vincoli stratigrafici i soli contatti discordanti tra le successioni sedimentarie riconosciute hanno reso, di fatto, possibile il riconoscimento di disgiunzioni tettoniche; d'altro canto, invece, né la disconformità alla base della successione rispetto ai termini del substrato cristallino-metamorfico, né i livelli di torba contenuti nei depositi del corpo deposizionale costiero hanno rappresentato effettivi vincoli alle ricostruzioni di assetto tettonico nell'area in

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

esame.

Per ciò che attiene, infatti, alla disconformità alla base della successione sedimentaria, essa non è mai stata osservata in affioramento con sufficiente continuità né riconosciuta con certezza nelle stratigrafie di sondaggio sia perché posizionata a profondità superiori a quelle di terebrazione, sia per l'oggettiva difficoltà di distinguere in carota di sondaggio i depositi clastici del Conglomerato di Pezzo dal substrato cristallino da mediamente a molto fratturato.

Altri importanti vincoli all'assetto strutturale dell'area possono essere ricercati in alcuni elementi geomorfologici quali, in particolare, i terrazzi di origine marina che, peraltro, rappresentano l'elemento morfologico più vistoso e distintivo dell'intera area analizzata.

L'alternanza fino ad alte quote tra superfici sub-pianeggianti o comunque a debole inclinazione e scarpate morfologiche di varia altezza e comunque acclivi è, infatti, il risultato della combinazione tra uplift quaternario e variazioni glacio-eustatiche del livello del mare, che hanno caratterizzato l'area a partire dal Pleistocene e fino all'Olocene, determinando fasi di stazionamento del livello del mare e fasi di sollevamento con tassi molto elevati. La formazione delle superfici terrazzate, in particolare, è legata all'abrasione marina durante fasi di stazionamento del livello del mare, sulle quali si è poi avuta la deposizione dei sedimenti prevalentemente ghiaioso-sabbiosi che le ricoprono.

Le scarpate di raccordo tra le varie superfici sub-pianeggianti rappresentano, invece, le falesie formatesi lungo le paleo-linee di costa durante le fasi di sollevamento più intenso. L'indizio geomorfologico più importante che testimonia tali processi è rappresentato, oltre che dalle superfici a bassa inclinazione, dagli orli delle scarpate (paleo-falesie) che bordano verso valle i vari ordini di terrazzi. E' da rilevare, tuttavia, che, soprattutto nel caso delle scarpate con maggiori dislivelli, l'andamento plano-altimetrico degli orli di terrazzo risente dei processi erosivi che inevitabilmente si vengono a sviluppare su siffatte forme, proprio perché dotate di acclività ed energia di rilievo non trascurabili.

L'origine delle succitate scarpate di erosione marina, tuttavia, non esclude che, almeno alcune di esse, possano essersi impostate lungo linee tettoniche di particolare importanza locale e che, pertanto, all'azione erosiva scandita da fasi di sollevamento/abbassamento eustatico relativo possano sommarsi movimenti tettonici lungo piani di faglia associati ad eventi sismici e, dunque, a carattere fortemente discontinuo nel tempo (Ferranti et al., 2008).

Numerosi Autori hanno lavorato su riconoscimento e datazione dei terrazzi marini e, quindi, sulla

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

stima dei tassi di sollevamento (uplift) quaternario. In questa sede è opportuno fare riferimento ai lavori di Dumas et alii (2005) e di Miyauchi et alii (1994), che hanno lavorato in dettaglio sull'area in esame. Dumas et alii individuano nell'area, tra le quote di circa 52 e 172 m s.l.m., 6 principali linee di costa sollevate, corrispondenti ad altrettanti terrazzi principali, nell'ambito dei quali però riconoscono fino a 17 ulteriori superfici terrazzate connesse con brevi stazionamenti del livello del mare durante le fasi di uplift. Sulla base delle datazioni, infine, gli stessi Autori stimano tassi di sollevamento medio nell'area di 1.3 m/ka.

Lo studio condotto da Miyauchi et alii (1994) comprende un'area più estesa, individuando e datando 12 ordini di terrazzi marini nell'area intorno a Scilla, Villa S. Giovanni e Reggio Calabria fino alla quota di 1350 m s.l.m.. Secondo questi autori il processo di sollevamento che a partire dal Pleistocene medio ha implicato il sollevamento delle linee di costa riconoscibili nell'area di rilevamento, è avvenuto con un tasso compreso tra 1.1 e 1.4 m/ka.

Nell'ambito del rilevamento condotto nell'area per gli studi geomorfologici annessi al Progetto Definitivo sono stati riconosciuti i principali ordini di terrazzi marini riportati dagli autori sopra menzionati, nonché gli orli di alcuni terrazzi intermedi. In particolare, sono stati riconosciuti tutti i terrazzi (da 1 a 6 partendo dalla quota più bassa) indicati da Dumas et alii (2005) ed i terrazzi di Miyauchi et alii (1994) dal XII fino al V ordine (partendo dalla quota più bassa), essendo quest'ultimo l'ordine che occupa la parte più elevata dell'area di rilevamento. È da rilevare che, soprattutto nell'area sud-occidentale, i terrazzi marini sono presenti come lembi residui, essendo stati parzialmente smantellati principalmente dall'erosione da parte delle acque incanalate che hanno profondamente inciso il paesaggio a seguito proprio delle variazioni del livello di base.

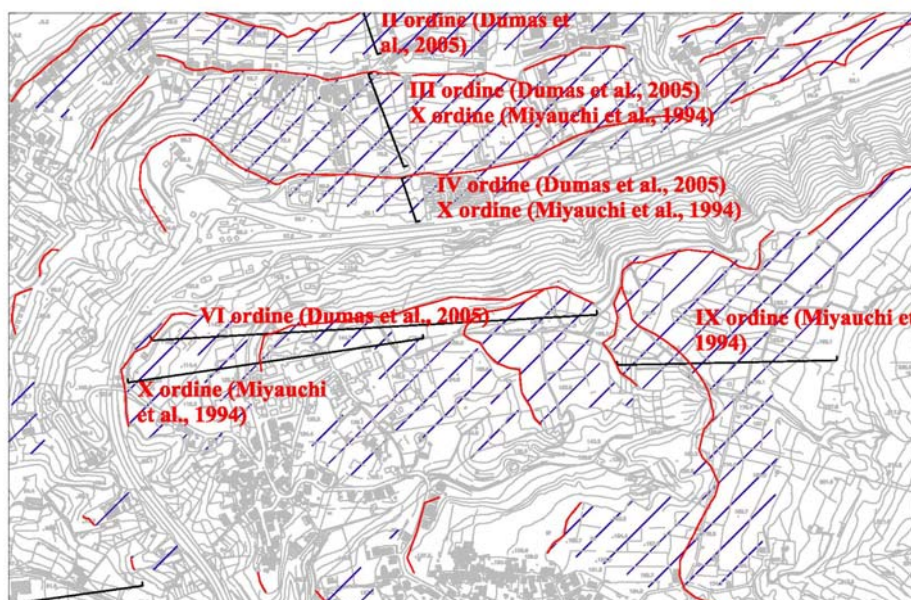
La serie completa dei terrazzi di ordine superiore affiora solamente lungo l'alto di Campo Piale, dove i terrazzi di VII°, VIII° e IX° ordine mostrano orli interni ubicati a quota 285 m, 320 m, 345 m, 415 m s.l.m, mentre il terrazzo più alto (X° ordine) affiora a quote variabili tra 480 m e 520 m a monte del Piano di Matiniti. Questi terrazzi sono caratterizzati dalla mancanza di depositi marini e dall'appoggio di limi e sabbie continentali, di colore rossastro, direttamente su spianate d'abrasione marine impostate sul substrato cristallino.

Per quanto riguarda la cronologia dei terrazzi, il ritrovamento di *Strombus bubonius* nell'area di Reggio Calabria (Bonfiglio, 1972; Dumas et al., 1987) e le datazioni assolute, ottenute con il metodo della termoluminescenza e luminescenza ottica da Balescu et al. (1997), vincolano perfettamente l'età dei terrazzi tra 60 e 330 ka. Ai depositi sabbiosi del terrazzo più basso (I° ordine), affioranti in località Acciarello nei pressi di Villa San Giovanni, è stata infatti attribuita un'età di circa 60 ka (Balescu et al., 1997), mentre la correlazione morfologica del terrazzo di IV°

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

ordine con i depositi contenenti *Strombus bubonius* affioranti a monte di Reggio Calabria (v. anche Miyauchi et al., 1994; Dumas & Raffy, 2004) ha consentito di correlare quest'ultimo con il MIS 5.5 (125 ka). Da ciò ne consegue la correlazione degli altri ordini di terrazzi con i restanti picchi positivi della curva eustatica occorsi tra il MIS 3.3 ed il MIS 9.3.

Da notare che i terrazzi di II° e VI° ordine non possono essere correlati con picchi positivi (v. anche Dumas & Raffy, 2004), per cui il terrazzo di II° ordine è stato attribuito allo stazionamento marino di 74 ka (MIS 4), mentre il terrazzo di VI° ordine è stato attribuito allo stazionamento marino di 167 ka (MIS 6.5).



		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

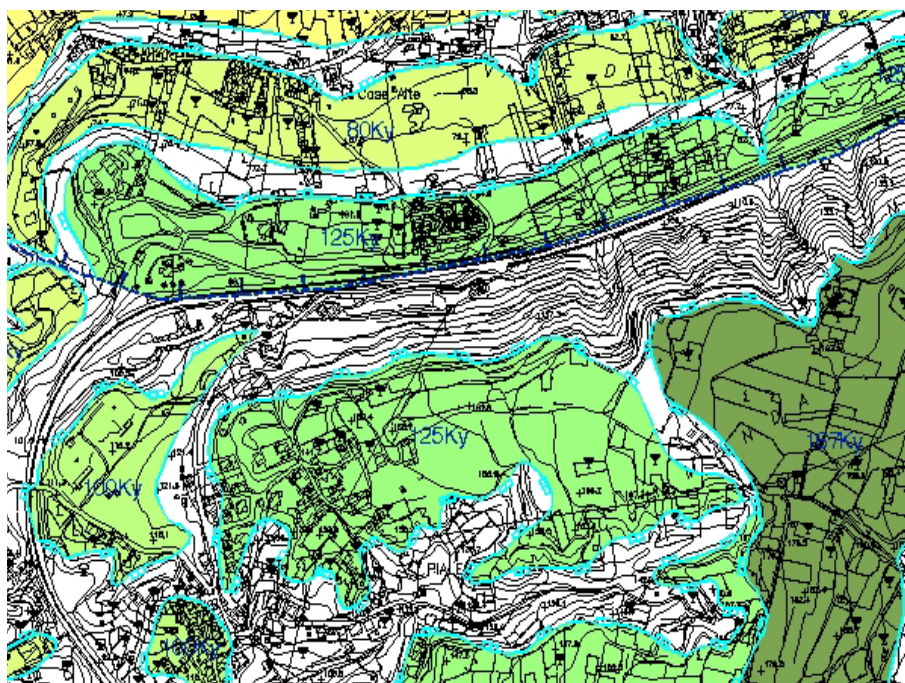


Figura 5.2 – Differente interpretazione possibile per la gerarchizzazione dei terrazzi marini nel settore compreso tra l'area di servizio autostradale e l'area in cui sono in progetto le fondazioni dei tiranti dell'opera di attraversamento, rispettivamente riportate nella relazione Geomorfologica lato Calabria ed alla relazione sui Terrazzi tirreniani e post-tirreniani allegate al Progetto Definitivo.

La proposta di distribuzione dei terrazzi riportata nella relazione sui terrazzi tirreniani e post-tirreniani allegata al Progetto Definitivo (Fig.5.2) indica che la superficie tirreniana (125-ka) è rigettata di circa 90 m in corrispondenza del cimitero di Cannitello. La stessa struttura mostrerebbe, però, di essere suturata verso ovest dal terrazzo di I° ordine e ciò suggerisce che la sua attività possa essere considerata anteriore a 60 ka. I tassi di sollevamento dell'alto di Campo Piale nel periodo che va da 330 a 167 ka (in base all'attribuzione cronologica dei terrazzi di VII°-X° ordine) sono all'incirca di 2 mm/a, due volte il tasso di sollevamento regionale (Westaway, 1993). Ciò suggerisce che parte del sollevamento sia da attribuire all'attività delle due faglie che delimitano l'horst a nord e a sud. I settori a ovest e a sud dell'horst mostrano comunque tassi di sollevamento di 1,4 mm/a negli ultimi 125 ka, probabilmente legati all'attività della faglia di Pezzo-Scilla successivamente alla disattivazione della faglia dei Cappuccini. Il settore a nord dell'horst mostra invece tassi di sollevamento leggermente minori di quello regionale, almeno fino a circa 60 ka, dovuti alla subsidenza del blocco ribassato dalla faglia di Pezzo-Scilla.

Tale evidenza morfologica, tuttavia, non trovando un supporto da parte di datazioni assolute e basandosi, pertanto, sul solo dato di gerarchizzazione degli ordini di terrazzo marino, non è definitivamente probante dell'azione disgiuntiva che sarebbe connessa alla faglia del sistema di

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Pezzo-Scilla. Peraltro, l'ipotesi alternativa alla gerarchizzazione dei terrazzi marini nel settore in questione, proposta da Dumas (2005) e sostanzialmente ripresa nella Relazione Geomorfologica allegata alla documentazione per il Progetto Definitivo dell'opera di attraversamento dello Stretto di Messina (Fig.5.2), resta altrettanto valida e, dunque, non porta a poter confermare l'ipotesi di disgiunzione del terrazzo tirreniano da parte della faglia di Scilla-Pezzo. Secondo tale ipotesi alternativa, infatti, non vi sarebbe corrispondenza gerarchica tra il terrazzo marino immediatamente a monte della stazione di servizio dell'Autostrada A3 ed il terrazzo in corrispondenza della stessa.

5.3 Schema geologico-stratigrafico-strutturale relativo alla sponda Sicilia

L'area in esame corrisponde alla sponda siciliana dell'opera di attraversamento. Essa comprende la porzione orientale della dorsale dei Monti Peloritani e la penisola di Ganzirri, in posizione relativa rispettivamente di alto strutturale con culminazione del basamento cristallino e basso strutturale.

Nei Monti Peloritani affiorano Unità Kabilo-Calabridi o, brevemente Calabridi, che rappresentano il segmento siculo dell'Orogene Appenninico-Maghrebide ed in particolare, però, soltanto la falda strutturalmente più elevata, cioè l'Unità dell'Aspromonte, costituita da rocce gneissiche e da micascisti con filoni pegmatitico-aplitici. Tale unità forma il substrato, sul quale poggiano le coperture mioceniche e plio-quadernarie. Lembi minori si trovano all'interno della città di Messina.

Nella penisola di Ganzirri dominano invece le Sabbie e Ghiaie di Messina, i depositi marini terrazzati pleistocenici ed i depositi di spiaggia olocenici.

La successione stratigrafica è costituita da un basamento metamorfico di medio-alto grado fino ad anafetico, con corpi di plutoniti tardo-varisici (maggiormente rappresentati in Calabria) e da una copertura sedimentaria composta da depositi clastici cronologicamente compresi tra il Miocene medio e il Quaternario. Le formazioni sono spesso discordanti fra di loro e, per effetto delle ripetute emersioni e ingressioni marine, possono avere subito fenomeni di paleo-erosione e presentarsi lenticolari con spessori che variano notevolmente fino ad azzerarsi. Anche le litofacies mostrano repentine variazioni con passaggi laterali e verticali dovuti alle condizioni batimetriche delle aree di sedimentazione. Queste erano spesso a carattere litorale e infra-litorale, anche se alcune faune a coralli individuali (*Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa* e *Desmophyllum cristagalli*) ad habitat profondo, avrebbe indotto i paleontologi ad assegnare alle formazioni quaternarie valori batimetrici notevolmente elevati. Ciò comporterebbe tassi di sollevamento difficilmente accettabili ed induce a rivedere invece la stima dei valori batimetrici basata soltanto sulle associazioni faunistiche, che possono invece subire "abitudini" ambientali in relazione a variazioni climatiche.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Le variazioni di facies e la lenticolarità delle formazioni crea comunque delle difficoltà nella ricostruzione della geologia di previsione dei tracciati di collegamento con le opere di attraversamento. Altro problema è rappresentato dalla monotonia delle formazioni clastiche del Quaternario come le Ghiaie e sabbie di Messina, che non consentono correlazioni specie nel tratto terminale, come al viadotto Pantano, e nelle aree di fondazione delle torri e degli ancoraggi.

5.3.1 Unità tettonica dell'Aspromonte

L'**Unità tettonica dell'Aspromonte** (BONARDI et al., 1979) si estende con continuità dal massiccio omonimo, in Calabria, ai Monti Peloritani, in Sicilia, dove corrisponde alla "Falda dell'Aspromonte" di OGNIBEN (1960, 1973) e all'Unità di Castagna di AMODIO-MORELLI et al. (1976).

In Sicilia rappresenta l'elemento strutturale più elevato dell'edificio peloritano, con spessori apparenti che superano i 1.000 m. Nell'area dello Stretto costituisce il substrato dei depositi miocenico-quadernari.

Si tratta di metamorfiti e plutoniti pre-varisiche, interessate da un evento Varisico in facies anfibolitica. Tali terreni risultano intrusi da plutoniti tardo-varisiche. Metamorfiti e plutoniti varisiche presentano, localmente, un metamorfismo Alpino in facies di scisti verdi ad anfibolitica.

Per ulteriori informazioni su questa unità si rimanda alla relazione redatta per la convenzione Eurolink – Dipartimento di Scienze Geologiche Università di Catania, (elaborato CG2500PSDDPSBG2G000000001B, "Studio dei terrazzi tirreniani e post-tirreniani").

5.3.1.1 Metamorfiti dell'Unità dell'Aspromonte

Nell'area oggetto di studio l'Unità dell'Aspromonte è caratterizzata da un **Complesso metamorfico varisico** in facies anfibolitica di medio-bassa P, intruso da un **Complesso plutonico tardo-varisico**, di composizione da intermedia ad acida. Metamorfiti e plutoniti sono interessate da una tettonica alpina, responsabile di effetti da cataclastici, a milonitici, fino ad una sovrimpronta metamorfica di medio-alta P, variabile dalla facies scisti verdi a quella anfibolitica. La porzione geometricamente inferiore dell'unità è costituita da paragneiss biotitici passanti a micascisti, localmente associati a corpi di gneiss occhiadini e metagraniti, con intercalazioni di anfiboliti, quarziti e marmi. Sono rari i filoni plutonici acidi, discordanti. Verso l'alto le metamorfiti mostrano un'intensa mobilitazione anatettica (migmatiti), con bande e chiazze leuco- e melanosomatiche, spesso stirate e ripiegate dalla tettonica alpina. Sono presenti intrusioni di masse chiare plutoniche

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

e di filoni pegmatitico-aplitici, spesso trasposti dalla tettonica alpina e concordanti con la foliazione principale.

Il **Complesso metamorfico varisico** (314 Ma, metodo Rb-Sr; BONARDI et al., 1991, 2000), comprende para- ed ortoderivati di grado medio-alto, spesso interessati da mobilitazione anatettica, con relitti granulitici pre-varisici preservati. Le metamorfiti varisiche mostrano una sola foliazione, poco crenulata. I processi di migmatizzazione, caratterizzati da strutture nebulitiche, flebitico-stromatitiche e da bande metriche leucosomatiche e melanosomatiche sono ben evidenti negli affioramenti più settentrionali dell'unità.

Il **Complesso plutonico tardo-varisico** (292 Ma, metodo Rb-Sr, Rottura et al., 1990) comprende numerosi *stocks*, costituiti da corpi accostati o intersecati, ad estensione plurichilometrica presenti solo in Calabria, ad estensione chilometrica ad inferiore al chilometro. L'intervallo composizionale è costituito da dioriti a leucomonzograniti, con prevalenza dei termini granodioritici. I corpi sono post-tettonici nei Peloritani. Contengono inclusi microgranulari femici e xenoliti metamorfici. Una fitta rete di filoni acidi, costituenti le ultime fasi intrusive, attraversa tutto il basamento. Inclusi microgranulari femici e filoni basici sono metalluminiferi, filoni acidi e masse chiare, ricche in muscovite e Al-silicati, sono peralluminiferi, le masse intermedie, a biotite e/o anfibolo (in Calabria) sono mesalluminifere.

La **ricristallizzazione alpina** (28-22 Ma, metodo Rb-Sr, Bonardi et al., 1991, 2000), origina riequilibrio nelle rocce già metamorfiche e metamorfismo nelle plutoniti, modificando le strutture precedenti. Essa si sviluppa originando almeno quattro tipi di deformazione (MESSINA, 1996), caratterizzati da diversa intensità di riequilibrio, che localmente mostrano un graduale passaggio.

5.3.2 Successione clastica ed evaporitica del Miocene Medio-superiore

5.3.2.1 Formazione di S. Pier Niceto

Informalmente istituita nel Foglio "Messina-Reggio di Calabria" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008), corrisponde ai "Depositi terrigeni medio-supramiocenici dei Monti Peloritani" di LENTINI et al. (2000), affioranti estesamente su entrambi i versanti della dorsale peloritana, mentre in Calabria è limitata a sporadici e modesti affioramenti a nord di Reggio di Calabria tra Cannitello e Piale, tra le frazioni di Zagarella e Porticello, e a Matiniti Superiore.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Costituisce una successione di spessore superiore a 500 m, caratterizzata da diverse litofacies con frequenti passaggi laterali e verticali, e da una distribuzione complessa e irregolare. In virtù dei rapporti eteropici e di una generale geometria *down lap*, tutte le litofacies possono poggiare direttamente su vari termini del basamento e/o del substrato.

Si tratta di depositi da scivolamento in massa e flussi gravitativi di scarpata e conoide sottomarina. L'ambiente deposizionale potrebbe essere ricondotto a un sistema di delta-conoide sottomarino progradante verso nord-ovest. La distribuzione delle facies e la progradazione dei corpi sedimentari, che immergono verso nord e nord-ovest lungo il versante tirrenico e verso ovest lungo quello ionico, dimostrano che la provenienza dei sedimenti, durante il Serravalliano-Tortoniano, avveniva dalle aree ioniche, oggi sommerse. La deposizione di questi sedimenti è stata controllata da un'intensa attività tettonica, prevalentemente distensiva, testimoniata dall'inclinazione dei *foreset*, che raggiunge in alcuni casi valori di 50-60°, e che non può essere attribuita soltanto all'originaria clinostratificazione. Gli effetti della tettonica uniti a quelli delle variazioni eustatiche hanno determinato un'architettura molto complessa di questi depositi che mostrano, in termini di litofacies, spessori e geometrie, differenti successioni nelle diverse aree di affioramento.

Questa formazione si estende anche nelle aree sommerse dello Stretto, come si rileva dalle linee sismiche, nelle quali si osservano anche molto bene i rapporti con il substrato e le strutture sedimentarie (Fig. 5.3).

Nella formazione sono state distinte una litofacies conglomeratica ed una arenaceo-pelitica. L'età complessiva della formazione va dal Langhiano superiore al Messiniano inferiore.

Litofacies conglomeratica

È costituita da clasti poligenici ed eterometrici prevalentemente metamorfici di medio e alto grado e subordinatamente calcarei o quarzarenitici, immersi in un'abbondante matrice sabbioso-limosa color bruno scuro. I clasti hanno dimensioni variabili da pochi cm fino a un massimo di 60-70 cm, mostrano un buon indice di arrotondamento e sono spesso appiattiti. Sono talvolta organizzati in *foreset* attualmente inclinati fino a 50-60°, di spessore dal metro alla decina di metri (Figg. 5.4, 5.5).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

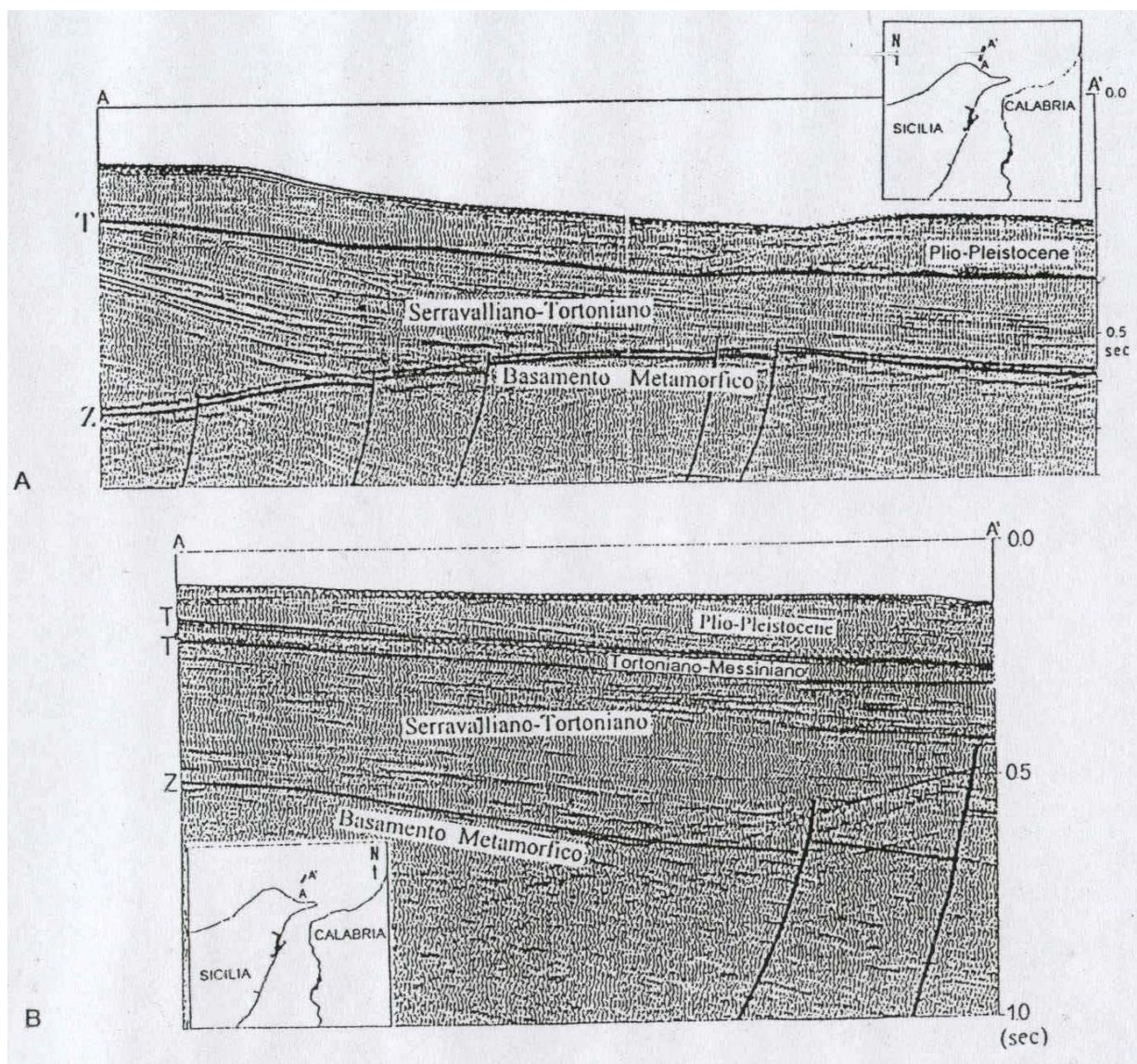


Fig. 5.3 – a) Sezione sismica in cui si riconoscono il basamento acustico (Basamento Metamorfico), l'intervallo serravalliano-tortoniano e quello plio-pleistocenico. b) Sezione sismica in cui si sono interpretati gli intervalli serravalliano-tortoniano, supratortoniano-messiniano e plio-pleistocenico (da Del Ben et al., 1996).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011



Fig. 5.4 – *Litofacies conglomeratica della Formazione di S. Pier Niceto. La giacitura degli strati supera i 60° di inclinazione. Loc.: Annunziata.*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

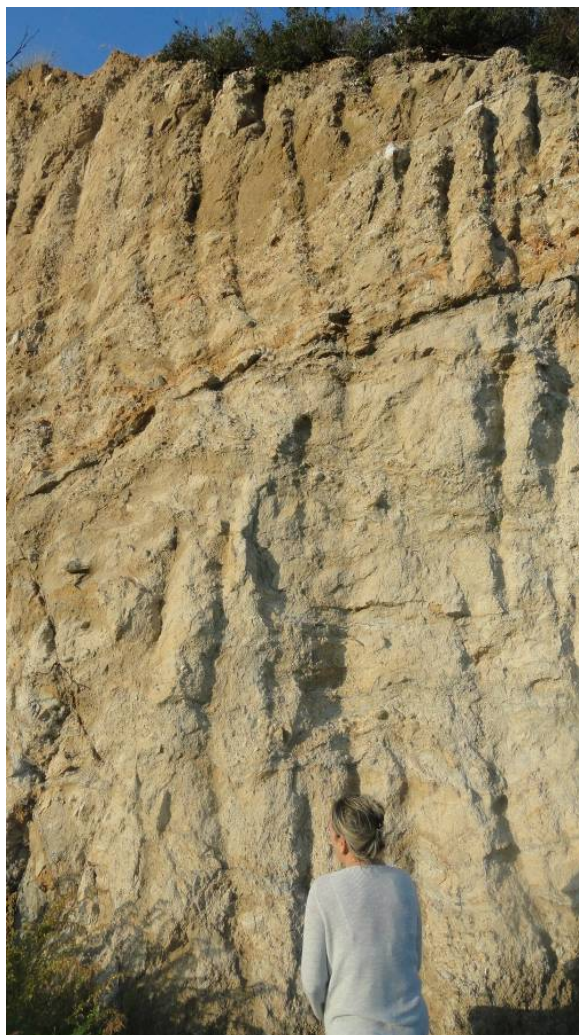


Fig. 5.5 – *Litofacies sabbioso-conglomeratica della Formazione di S. Pier Niceto Loc.: tra Petrazza e il versante settentrionale di M. Banditore.*

In sinistra idrografica della F.ra di S. Filippo questa facies costituisce la base della sequenza, giace direttamente sul substrato cristallino e passa verso l'alto alla litofacies arenaceo-pelitica e/o pelitica. L'immersione degli strati è generalmente verso ovest o sud-ovest, con valori di inclinazione più elevati del contatto basale (geometria deposizionale in *down lap*). A ovest di Monte S. Pietro (in destra della F.ra di Gazzi i conglomerati mostrano spessori anche superiori al centinaio di metri. L'età dei conglomerati può essere dedotta esclusivamente sulla base della loro posizione stratigrafica e dei rapporti con le facies pelitica e arenaceo-pelitica, databili su base biostratigrafica. Alla medesima litofacies andrebbe correlato il **Conglomerato di Pezzo**, che affiora

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

nel versante calabrese. Si tratta di un conglomerato poligenico ed eterometrico con abbondante matrice arenacea, da poco a mediamente cementato. La stratificazione è indistinta; i clasti, di dimensione variabile da pochi centimetri ad oltre un metro, sono di natura cristallina.

Come per il settore siciliano si tratta di depositi in massa gravitativi, al margine di rilievi soggetti ad intensa erosione ovvero allo sbocco di aree di impluvio, con meccanismi di deposizione che non consentivano una selezione del materiale, che comunque risulta caotico e fortemente eterometrico. Rispetto ai coevi depositi dell'altra sponda appaiono comunque più prossimali.

Litofacies arenaceo-pelitica

È caratterizzata da un'alternanza di arenarie medio-grossolane di colore grigio e/o ocra, di arenarie fini e peliti, in banchi di spessore fino a 3 m, di silt-argillosi e argille marnose grigio chiare, per uno spessore complessivo superiore a 200 m (F.ra di Niceto).



Fig. 5.6 - *Alternanza pelitico-arenacea della Formazione di S. Pier Niceto, a laminazione piano parallela. Loc.: S. Licandro.*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011



Fig. 5.7 - *Litofacies arenaceo-pelitica della Formazione di S. Pier Niceto. Loc.: S. Licandro.*

Complessivamente l'appoggio di questi depositi sul substrato avviene con geometria *down lap* e con inclinazione degli strati mediamente di 20-25° verso NW. Nella parte alta dell'alternanza si rinvencono spesso lenti di conglomerati ad assetto caotico con ciottoli metamorfici del diametro di 20 cm massimo. Dove prevale la componente pelitica si osservano marne argilloso-siltose grigie con sottili intercalazioni di arenarie fini, ovvero argille sabbiose con intercalazioni di microconglomerati giallastri. Uno studio biostratigrafico integrato a foraminiferi e nannofossili (CARBONE et al., 2008) ha permesso di riferire questo intervallo al Langhiano sommitale–Serravalliano basale. In destra idrografica della F.ra di Larderia, un intervallo, dello spessore massimo di 100 m, di peliti grigio bruno con livelli di sabbie o microconglomerati giallastri, poggia direttamente sul substrato e passa verso l'alto alla facies conglomeratica. Le analisi biostratigrafiche condotte nell'ambito del presente lavoro mostrano che i livelli sommitali contengono microfaune a foraminiferi, indicanti un'età Serravalliano–Tortoniano inferiore. In sinistra della F.ra di Larderia, depositi analoghi e coevi poggiano su un intervallo a volte estremamente ridotto di conglomerati, che tende a chiudersi determinando il diretto appoggio sul basamento. Tra M. Spalatara e M. Banditore, livelli argillosi sommitali sono ascrivibili al Messiniano inferiore.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

5.3.2.2 Gruppo della gessoso-solfifera

Sul **versante siciliano** la successione evaporitica, ridotta e lacunosa è caratterizzata da gessi e argille gessose, prevalentemente alla base della successione, e da calcari brecciati e vacuolari biancastri. L'appoggio della formazione è sempre sulle varie litofacies della Formazione di S. Pier Niceto. L'età è Messiniano superiore.

Sul **versante calabro** non sono state rinvenute formazioni evaporitiche e i Trubi pliocenici poggiano direttamente sul substrato pre-messiniano.

Gessi ed argille gessose

I livelli gessosi si presentano come gesso selenitico meso- e macro-cristallino in banchi massivi o in lenti discontinue, solitamente sovrapposto ad argille gessose di colore bruno-grigiastro, cui si intercalano lenti decimetriche di gesso geminato in grossi cristalli. Lo spessore massimo è 20 m. Nei sondaggi (v. sondaggi **451, 433, 434**) alla base della formazione è presente un intervallo di calcare friabile di colore bianco, spesso circa 1,5 m.

Calcare evaporitico brecciato

Calcare microcristallino di colore bianco-grigiastro, talora con intercalazioni di laminiti carbonatiche. La tessitura varia da massiva a laminare; generalmente si presenta brecciato e pulverulento, tipicamente vacuolare per processi di dissoluzione. Ciò viene imputato ad un fenomeno di "autobrecciazione" originata da dissoluzione di porzioni più solubili, probabilmente solfato di calcio, durante la diagenesi. Si ritiene di escludere una risedimentazione, poichè la breccia è sempre monogenica, non contiene cioè elementi estranei al litotipo cristallino carbonatico.

A sud della città di Messina, il calcare evaporitico affiora in livelli continui spesso fino a 60 m nella zona tra Monte S. Pietro e Contrada Badia Brasiliani. Piccoli lembi discontinui si rinvencono sul versante orientale di Monte Spalatara, sul versante meridionale de La Montagna, e ancora più a sud nei dintorni di Larderia, con spessori variabili da 5 a 20 m. Maggiore continuità laterale presentano i livelli localizzati nel settore nord della città di Messina e affioranti tra S. Corrado e Scoppo, e tra Trapani e Ritiro, in destra della Fiumara di S. Leone.

Questa litofacies è risultata totalmente sterile all'analisi micropaleontologica.

Una reinterpretazione dei sondaggi eseguiti in altre campagne estranee al progetto ha accertato

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

che molte volte la descrizione “marne trubacee” in realtà sono da attribuire al calcare evaporitico (v. ad es. cartografia geologica della zona dell'Annunziata, (elaborato CG0800PN6DSSBC6G000000001C).

5.3.3 Successione del Pliocene inferiore – Pleistocene Medio-superiore

Raggruppa i depositi calcareo-marnosi del Pliocene inferiore e sabbioso-calcarenitico-argillosi di età compresa tra il Pliocene medio ed il Pleistocene medio, discordanti sulle coperture sedimentarie o direttamente sul basamento.

Si tratta di unità litostratigrafiche eterogenee, caratterizzate da rapide variazioni di facies sia in senso laterale che verticale, risultato di una notevole mobilità dei bacini di sedimentazione e sotto l'influenza delle oscillazioni eustatiche.

Nell'area peloritana i sedimenti del Plio-Pleistocene si sono depositati in depocentri controllati da strutture estensionali collegate alle fasi dell'apertura tirrenica, da un lato, e dalla tettonica di collasso verso lo Ionio, dall'altro (LENTINI et al., 1995a, 2000).

Relativamente al settore ionico dei Monti Peloritani, studi biostratigrafici basati esclusivamente sui foraminiferi, sono stati condotti da LOMBARDO (1980a), limitatamente ai depositi calcarenitici e argillosi pleistocenici, e da VIOLANTI (1989) che nell'area di Rometta (settore tirrenico) ricostruisce una successione calcareo-marnosa, calcarenitica e argillosa estesa dal Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore. Studi biostratigrafici basati sui nannofossili calcarei sono stati effettuati da DI STEFANO & LENTINI (1995). Recentemente DI STEFANO & LONGHITANO (2009) hanno condotto uno studio biostratigrafico-sedimentologico dei depositi del Pleistocene inferiore-medio affioranti nel territorio nella città di Messina, tra la F.ra dell'Annunziata e la F.ra di Larderia.

CARBONE et al. (2008) e SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2008), su basi geometriche e biostratigrafiche, distinguono quattro unità sedimentarie con caratteri litologici omogenei delimitati da discontinuità riconoscibili in tutta l'area, marcate da lacune temporali di estensione variabile. La successione del Pliocene inferiore è rappresentata dai Trubi (calcilutiti marnose colore bianco crema), che tradizionalmente rappresentano il ripristino delle condizioni marine normali in seguito all'evento evaporitico messiniano. Il Pliocene medio, che mostra le migliori esposizioni a nord di Messina (zona delle “Masse”), è rappresentato da marne sabbiose (Formazione di Massa S. Lucia) discordanti su vari termini più antichi, che evolvono gradualmente a sabbie e calcareniti del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (Formazione di Rometta). I termini più recenti sono

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

rappresentati dai depositi del Pleistocene medio, che mostrano facies prevalentemente argillose lungo il margine tirrenico (Argille di Spadafora), e sabbioso-calcarenitiche (Calcareniti di S. Corrado) lungo il lato ionico sia siciliano che calabrese.

Per il settore calabro, la letteratura geologica è piuttosto ricca (SEGUENZA, 1873; CORTESE, 1895; GIGNOUX, 1909, 1913; OGNIBEN, 1973; BONFIGLIO, 1970a, 1970b, 1974; SELLI, 1978; LOMBARDO, 1980b; GHISETTI, 1981; ATZORI et al., 1983, BARRIER, 1984, 1987) e abbonda di termini formazionali. La successione ricostruita in ATZORI et al. (1983), ha un'età compresa tra il Pliocene inferiore e il Pleistocene inferiore, comprende dal basso verso l'alto i Trubi, l'"Alternanza argilloso-sabbiosa di S. Salvatore", le "Sabbie di Cataforio", le "Calcareniti di Vinco" e le "Argille di Vito Superiore".

Nel presente studio i depositi plio-pleistocenici di ambiente francamente marino affioranti nel settore calabrese, sono rappresentati (GUARNIERI et al., 2004) dai Trubi di Piale, dalle marne e calcareniti (Formazione Le Masse) del Pleistocene inferiore, affioranti in limitati lembi nel settore reggino (frazioni di Mortille, Cisterna, Guardiola, S. Pietro, Villa S. Giuseppe) e dalle biocalciclastiti medio pleistoceniche (Calcareniti di S. Corrado).

5.3.3.1 Trubi

Si tratta di calcari marnosi e marne calcaree color bianco-crema ad abbondante plancton calcareo in strati di 10-50 cm di spessore, a fratturazione concoide (Figg. 5.7, 5.8).

Sono distribuiti, anche se in modo discontinuo, su entrambi i versanti dello spartiacque peloritano e anche sul versante reggino, in particolare nella zona dell'ancoraggio. Gli affioramenti più estesi si ritrovano sul lato tirrenico, dove raggiungono spessori massimi di circa 40 m, riempiendo antiche depressioni strutturali connesse alla tettonica estensionale peritirrenica. In queste località la formazione è caratterizzata da calcari marnosi e marne biancastre, con una frazione sabbiosa crescente verso i livelli sommitali, in strati di 10-30 cm talora fino a mezzo metro, intensamente fratturati. Localmente alla base è presente un livello conglomeratico a clasti metamorfici, in matrice sabbiosa.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011



Fig. 5.7 – *Calcarei marnosi bianco-crema della formazione Trubi. Loc.: C.da Paradiso, lungo il T. Annunziata.*



Fig. 5.8 – *Calcarei marnosi bianco-crema della formazione Trubi. Loc.: Contrada Paradiso.*

Nei dintorni di Messina i Trubi giacciono in discordanza sulle evaporiti messiniane e sui terreni miocenici o si estendono, in alcuni casi, direttamente sul basamento metamorfico. Presentano un'estensione areale notevolmente ridotta ed affiorano sulle sponde della F.ra dell'Annunziata (località S. Licandro), nella F.ra di S. Leone, presso Scoppo e fino a M. Banditore, M. Spalatara e

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

La Montagna, con spessori non superiori ai 15-20 m. Più a sud non compaiono affatto. A M. Spalatarà e a S. Licandro (Fig. 5.9) la base è rappresentata da un conglomerato di colore grigiastro, matrice sostenuto, costituito da elementi eterometrici prevalentemente metamorfici di diametro fino a 5 cm, potente circa 3 m, che equivale probabilmente alla formazione “Arenazzolo” affiorante in Sicilia centrale.



Fig. 5.9 – Conglomerato fango sostenuto (Formazione Arenazzolo equivalente) alla base dei Trubi. Loc. basso corso della F.ra dell'Annunziata.

Le analisi biostratigrafiche di campioni isolati indicano anche in questo caso la presenza di nannofossili calcarei molto abbondanti e ben conservate, riferibili al Pliocene inferiore. La parte alta dei Trubi presenta un'associazione sostanzialmente simile alla precedente, ma caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera sellii*, che consente di riferire l'intervallo alla successiva Biozona MNN13 del Pliocene inferiore. I foraminiferi riconosciuti ricadono nell'intervallo MPI1-MPI3, del Pliocene inferiore con *Sphaeroidinellopsis* spp. nei livelli basali e con *Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata* in quelli più alti.

Nel settore reggino la formazione affiora a nord di Piale, altri esigui lembi si rinvencono a sud di Reggio di Calabria, a ovest di Pellaro e lungo la Fiumarella di Lume. In questa zona la base dei Trubi ha un'età leggermente più giovane (Biozona MNN13 a nannofossili e MPI2 a foraminiferi). La diacronia presente alla base dei Trubi può essere messa in relazione con la presenza di “alti” e

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

“bassi” strutturali già delineati al momento della loro deposizione, che venivano quindi raggiunti dalla sedimentazione in momenti differenti.

Anche qui la base può essere costituita da un livello detritico, equivalente all'Arenazzolo, originatosi durante la trasgressione. Quanto osservato potrebbe mettere in seria discussione le interpretazioni da parte di vari stratigrafi, che vedrebbero i Trubi come un deposito batiale.

5.3.3.2 Calcareniti di S. Corrado

Col termine “Calcareniti di S. Corrado” vengono qui denominati depositi calcarenitici e sabbiosi, affioranti in maniera discontinua lungo il settore ionico del versante Sicilia, da Mandria (in sinistra della Fiumara Ciccìa) fino a Serra Buddasca (Larderìa Inferiore), in netto appoggio discordante su differenti termini del substrato plio-pleistocenico e pre-pliocenico.

Sul versante calabro sono ascrivibili alla medesima formazione alcuni affioramenti di calciruditi bioclastiche moderatamente cementate di colore giallastro, passanti a calcareniti e sabbie, talora anche a conglomerati con elementi spigolosi costituiti da rocce cristalline. Il contenuto faunistico è molto abbondante e costituito da bivalvi, gasteropodi, coralli, brachiopodi, scafopodi, echinoidi, balani. Lo spessore è modesto e l'appoggio avviene sui Trubi o direttamente sul Conglomerato di Pezzo.

Sul versante siciliano si presenta come un'alternanza di strati calcarenitici friabili e sabbie grossolane di colore giallo bruno, ad abbondante fauna rappresentata da bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, scafopodi, echinidi, balani e coralli (Figg. 5.10, 5.11). La stratificazione è generalmente piano-parallela e localmente incrociata, specie nei livelli sommitali.



Fig. 5.10 – *Alternanza centimetrica di strati calcarenitici friabili e sabbie grossolane della Formazione di S. Corrado. Loc. alto corso della F.ra dell'Annunziata.*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011



Fig. 5.11 – Alternanza di calcarenitici friabili e sabbie grossolane fossilifere della Formazione di S. Corrado. Loc. Monte Banditore.

Lo spessore, estremamente variabile, varia da qualche metro a un massimo di 40 m.

I livelli sabbiosi contengono nannoflore calcaree caratterizzate da *Gephyrocapsa* sp.3, *Pseudoemiliania lacunosa* (Biozona MNN19f del Pleistocene medio) e associazioni a foraminiferi caratterizzati da *Hyalinea baltica* e *Truncorotalia truncatulinoides excelsa*.

Alla base di questi depositi è possibile osservare una litofacies conglomeratica, più potente nella parte settentrionale del versante siciliano (Monte Spalatara, S. Corrado), dove raggiunge i 20 m di spessore, costituita da grossi blocchi di diametro fino a metrico di calcari marnosi bianchi (Trubi), arenarie mioceniche e rocce cristalline, immersi in una matrice argillosa contenente nannoflore della Biozona MNN19f (Pleistocene medio). Nella parte alta delle calcareniti si rinvencono canali incisi riempiti di blocchi di varia dimensione, di natura sedimentaria e cristallina.

Nell'area dell'abitato di Messina, alla base della formazione appena descritta sono presenti depositi costituiti da sabbie gialle in livelli decimetrici, con orizzonti estremamente ricchi di brachiopodi integri, prevalentemente del genere *Terebratula*, e subordinatamente di coralli e bivalvi, e da biocalcareni organogene contenenti tritume dei suddetti organismi (cfr. Formazione Le Masse di GUARNIERI et al., 2004; Formazione di Massa S. Lucia di CARBONE et al., 2008; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008). Gli spessori non superano i 20 m e sono localizzati a nord del T. di Larderìa (Serro Buddasca), lungo la Fiumara S. Filippo e a La Montagna. In quest'ultima

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

località è inoltre presente un caratteristico livello costituito da calcari biancastri a coralli quali *Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa* e *Desmophyllum cristagalli* e da brecce carbonatiche, cui si associano livelli di conglomerati poligenici. Rare intercalazioni calcareo-marnose contengono scarsi foraminiferi planctonici e nannoflore del Pleistocene inferiore.

Questo orizzonte litostratigrafico è stato cartografato insieme all'intervallo soprastante della formazione delle Calcareni di S. Corrado.

5.3.3.3 Ghiaie e sabbie di Messina

Lungo la fascia costiera dei Monti Peloritani, sia sul lato ionico che tirrenico, e nel settore calabrese, affiorano notevoli volumi di sedimenti conglomeratico-sabbiosi poggianti in discordanza su diversi termini del substrato e sul basamento. Questi depositi clastici, attribuiti alle "Sabbie e Ghiaie di Messina" ed interpretati come il prodotto di antichi apparati fluvio-deltizi alimentati dalla dorsale peloritana ed aspromontina, si sono sviluppati durante le fasi di surrezione dell'area. In effetti essi sono riferibili a sistemi fluviali indipendenti, a volte coalescenti, con rapporti di letto e sviluppo verticale differenti a seconda delle diverse condizioni locali, in cui essi si sono accresciuti. Apparati analoghi, con l'originaria geometria ancora perfettamente conservata, sono riconoscibili anche nelle aree sommerse e sono stati messi in evidenza sia da linee sismiche (DEL BEN et al., 1996) (v. Fig. 5.3) che da dati di perforazione. Tuttavia, i dati disponibili non sono sufficienti a stabilire se gli apparati sommersi siano duplicati tettonici, ribassati da faglie normali, di quelli affioranti a terra o piuttosto sistemi deposizionali più recenti incastrati a quota inferiore. Sulle pareti di cava del versante siciliano si osservano faglie di modesto rigetto, mentre sul versante calabro non vengono segnalate superfici di discontinuità tettonica da parte del gruppo di lavoro dell'Università di Roma.

I dati emersi dai rilevamenti per la Carta geologica della Provincia di Messina (LENTINI, 2000; LENTINI et al., 2000) hanno evidenziato che questi terreni clastici, raggruppati in un'unica formazione, possono costituire successioni appartenenti a sistemi deposizionali leggermente diacroni. La difficoltà di datazione di tali depositi ha consentito una correlazione delle superfici deposizionali esclusivamente su base fisica. L'analisi geometrica dei depositi in relazione alle strutture del substrato indica che tali sedimenti sono stati variamente investiti dalla tettonica tardo-pleistocenica, e generalmente sono tagliati verso mare dalle faglie normali che controllano sia la costa tirrenica che quella ionica.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Nell'area dello Stretto di Messina i depositi conglomeratico-sabbiosi affioranti costituiscono la successione tipo delle "Ghiaie e sabbie di Messina", nota anche come "Formazione di Messina". Originariamente riferita al Calabriano (GIGNOUX, 1913; JACOBACCI et al., 1961), è stata considerata da ASCENZI & SEGRE (1971), OGNIBEN (1974), BONFIGLIO (1974), ATZORI et al. (1978), DI GERONIMO et al. (1978), DUMAS et al. (1978), GHISSETTI (1979), BONFIGLIO & VIOLANTI (1983) e ATZORI et al. (1983), discordante e trasgressiva sul substrato, ed ascritta in modo dubitativo al Pleistocene inferiore-medio.

SELLI (1978) attribuisce la formazione ad un ambiente deltizio alimentato dalle fiumare e la divide in una facies deltizia marina ed una deltizia continentale, complessivamente di età infrapleistocenica.

SAURET (1980) e BARRIER (1984) la considerano come una "facies deltizia", regressiva e diacrona a progradazione centripeta verso l'asse dello Stretto, generata dall'accelerazione del sollevamento dell'entroterra cristallino. Questi Autori assegnano i depositi ubicati in posizione più interna al Pleistocene inferiore e quelli in posizione più esterna, e quindi più vicini all'attuale Stretto, al Pleistocene superiore-Olocene.

BONFIGLIO & VIOLANTI (1983) distinguono una facies inferiore di delta marino, di colore grigiastro, ed una superiore di delta continentale, di colore rossastro.

BARRIER (1987) attribuisce la formazione ad un sistema di tipo *Gilbert fan delta* e riconosce un *bottomset* costituito da argille epibatiali e da sabbie a *Chlamys septemradiata*, un *foreset* dato da ghiaie clinostratificate, e un *topset* formato da depositi terrazzati eutirreniani.

Secondo CATALANO & CINQUE (1995) i livelli inferiori sono dislocati dalle faglie del versante siciliano dello Stretto, mentre quelli apicali in facies continentale sicuramente suturano le faglie poste al bordo della dorsale peloritana; gli Autori, pertanto, individuano anche una discordanza all'interno della formazione.

I dati biostratigrafici raccolti e l'analisi geomorfologica condotta nell'area (CATALANO & CINQUE, 1995; CATALANO & DI STEFANO, 1997), nonché i dati disponibili sull'età delle "Ghiaie e Sabbie", evidenziano che i termini prima correlati in un unico sistema deposizionale, in effetti costituiscono orizzonti stratigrafici distinti. Le argille epibatiali sono ascrivibili al Pleistocene medio (650 ka); le ghiaie, sulla base del contenuto negli orizzonti sommitali di resti di *Elephas mnaidriensis*, rinvenuti a Capo Peloro, indicherebbero un'età non più antica di 200 ± 40 ka (BADA et al., 1991; BONFIGLIO, 1991); infine le "Ghiaie e sabbie" risultano, nel settore tirrenico, modellate dal terrazzo di quota 180 m, ascrivibile allo stadio isotopico 7, precedente ai picchi eustatici tirreniani.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011



Fig. 5.12 – *Panoramica della formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina sul versante ionico delle due sponde dello Stretto di Messina. Loc. Monte Balena.*

Nel settore ionico, su entrambi i versanti dello Stretto (Fig. 5.12), la formazione affiora con continuità e potenza, ed è caratterizzata da clinostratificazione ad alto angolo, con valori medi di inclinazione di 20°-25° verso lo Stretto, via via più bassi nella parte alta (Figg. 5.13, 5.14).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011



Fig. 5.13 – *Clinostratificazione della formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina. Loc. Curcuraci, in destra della Fiumara della Guardia.*



Fig. 5.14 - *Formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina. Loc.: Cava per estrazione di inerti a Curcuraci.*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Sul versante messinese, è presente dal settore nord della città sino ad entrambe le sponde della F.ra di Zafferà, in appoggio sui terreni metamorfici di alto grado, e su vari termini della copertura miocenica e plio-pleistocenica. A sud della F.ra di Gazzi, presso Monte S. Pietro, le Ghiaie e Sabbie di Messina poggiano sulla Formazione di S. Pier Niceto, sui calcari evaporitici e sui Trubi (Fig. 5.15); sono clinostratificate con immersioni verso est e sono presenti sia la facies marina (Fig. 5.16), in matrice sabbiosa giallastra, alla base, che quella continentale, in matrice rossastra, alla sommità.



Fig. 5.15 – *Appoggio discordante delle Sabbie e ghiaie di Messina sui Trubi. La superficie al tetto dei Trubi è nettissima per effetto di una prolungata fase erosiva con una lacuna dei termini pliocenico-pleistocenici. Loc. a nord-ovest di Paradiso.*

Lungo lo sperone di Capo Peloro, nell'area tra Granatari e Papardo (v. località Granatari, Agliastrella, Semaforo Forte Spuria, Case Ciro e a nord-est di Case Vento) la formazione è caratterizzata da lenti di conglomerati di colore grigio, discontinue, di estensione da plurimetrica a ettometrica, spesse da 5 a 20 m, costituiti da ciottoli poligenici di varia pezzatura, spesso embriciati, arrotondati, appiattiti o spigolosi in dipendenza della composizione e/o del grado di trasporto (Figg. 5.16, 5.17). Queste lenti si presentano ben diagenizzate e più o meno cementate (cemento calcitico).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011



Fig. 5.16 - *Formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina, costituita da banconi conglomeratici cementati di spessore decimetrico-metrico. Loc.: Pantano grande, Ganzirri.*



Fig. 5.17 – *Litofacies marina della formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina. Loc.: Serbatoio dell'Annunziata.*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011



Fig. 5.18 – *Particolare della formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina: banconi conglomeratici debolmente cementati. Loc.: Pantano Grande (Ganzirri).*

Con uguali caratteristiche la formazione affiora da Minissale fino a est di Larderia Inferiore, in appoggio prevalentemente sulla litofacies marnoso-arenacea della formazione di S. Pier Niceto.

Nel settore a sud della Fiumara di Larderia la formazione riaffiora nei pressi della costa con litologia, spessori medi e valore angolare dell'inclinazione medesimi a quelli riportati per gli affioramenti nei pressi di Monte San Pietro. Lo spessore massimo lungo la costa messinese è di circa 250 m.

Nel settore reggino la formazione si estende con continuità lungo tutta la fascia costiera, sia in affioramento che al di sotto della coltre alluvionale, in appoggio quasi esclusivamente sul substrato sedimentario. Alle pendici dell'Aspromonte, la formazione raggiunge i 400 m di spessore.

5.3.3.4 Depositi marini terrazzati del Pleistocene Medio-superiore

Sabbie di colore giallo ocra, talora ghiaiose, limi o cineriti rossastre e ghiaie grigio-giallastre o rossastre a ciottoli arrotondati ed appiattiti eterometrici, per lo più cristallini, in matrice sabbiosa. L'assetto è massivo o a stratificazione poco evidente. Lo spessore varia da qualche metro a circa 10 m nel settore peloritano e fino a 30 m in quello calabrese (Figg. 5.19, 5.20).

Nel settore siciliano costituiscono sei ordini di deposito di età compresa tra 236 e 60 ky, in appoggio discordante sulle Ghiaie e sabbie di Messina, e sono ricoperti da limi, sabbie e ghiaie continentali di spessore variabile. I depositi sono distribuiti a diverse quote e si correlano alle superfici di abrasione che insistono principalmente sui terreni cristallini. Solo per limitati settori,

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

livelli coevi affiorano ad uguale quota. Questo indica che i diversi settori sono stati interessati da sollevamenti differenziali, variamente intensi, dovuti ad una diversa evoluzione neotettonica delle rispettive aree (v. Cap. Terrazzi tardo-quadernari nell'area dello Stretto di Messina).



Fig. 5.19 – *Deposito marino terrazzato costituito da sabbie ghiaiose rossastre a ciottoli arrotondati ed appiattiti eterometrici, per lo più cristallini. Loc.: Granatari.*



Fig. 5.20 – *Deposito marino terrazzato in appoggio discordante sulla formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina. Loc.: Curcuraci.*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

5.3.4 Depositi transizionali e continentali del Pleistocene Medio-superiore – Olocene

5.3.4.1 Depositi alluvionali terrazzati

Ghiaie poligeniche ed eterometriche, giallastre o brune a clasti prevalentemente arrotondati di diametro da 2 a 30 cm, clasto sostenuti o a supporto di matrice argilloso-sabbiosa, alternate a rari sottili livelli di sabbie argillose rossastre; sabbie ciottolose a supporto di matrice argilloso-terrosa, in assetto massivo o leggermente stratoide e limi argillosi bruni o grigiastri a stratificazione poco evidente. La colorazione bruna o rossastra, più o meno intensa del deposito, è determinata dalla presenza di ossidi e idrossidi di ferro, che formano patine sui clasti o si “spalmano” in sottili livelli.

La composizione dei clasti è relativamente omogenea nei depositi che si collocano lungo l'attuale alto della dorsale peloritana. Lungo i fianchi della dorsale la composizione è molto varia, essendo presenti tutti i litotipi del basamento metamorfico e delle coperture sedimentarie che lo ricoprono. Lungo i corsi d'acqua minori la natura dei ciottoli è funzione delle rocce affioranti nei paleo-bacini.

Lo spessore, generalmente modesto, raggiunge la potenza massima di 5 m.

Sono ubicati ad altezze diverse sugli attuali alvei; la facies è fluvio-lacustre o esclusivamente fluviale. Localmente costituiscono spianate debolmente inclinate verso valle, disposte in più ordini, lungo i settori di confluenza delle aste tributarie dei corsi principali.

L'età dei depositi alluvionali terrazzati è Pleistocene medio-superiore.

5.3.4.2 Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale (b)

Trattasi di limi e sabbie con livelli di ghiaie a supporto di matrice terroso-argillosa, talora terrazzati (b), localizzati in aree più elevate rispetto agli alvei fluviali attuali. La componente ruditica è rappresentata da ciottoli poligenici, prevalentemente cristallini, da spigolosi a subarrotondati di diametro tra 1 e 10 cm, mediamente di 4-5 cm. Talvolta i clasti dei livelli ghiaiosi hanno disposizione embriciata, mentre nei livelli limoso-sabbiosi la stratificazione è poco evidente. Questi depositi si trovano a varie quote al di sopra dell'alveo attuale, generalmente ad un'altezza media di 3 m (tra una massima e una minima rispettivamente di 6 e 1 m), sono fissati da vegetazione ad arbusti e sono, ove non ampiamente antropizzati, coltivati ad agrumeti; solo eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie.

Questi depositi sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose, in altri casi si sovrappongono ai sedimenti alluvionali che costituiscono le alluvioni dei corsi tributari minori,

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

da questi reinceise e ormai sospese rispetto all'alveo attuale.

Nel tratto terminale delle valli questi depositi si collegano direttamente a quelli presenti lungo la costa, che costituiscono le piane costiere attuali immediatamente alle spalle dei litorali.

L'ampiezza della fascia litorale è notevolmente variabile lungo le sponde tirrenica ed ionica del settore peloritano. Sul versante tirrenico oscilla dalla decina di metri di Lido di Mortelle ai 500 m circa della frazione Casa Bianca. Analoga estensione presenta sul lato ionico, tra i pantani Piccolo e Grande, per ridursi notevolmente fino a quasi azzerarsi lungo il tratto compreso tra le fiumare della Guardia e dell'Annunziata; è molto ampia, ma mal definibile in corrispondenza della città di Messina, a causa dell'intensa antropizzazione.

L'eccessiva urbanizzazione rende difficile, se non impossibile, il riconoscimento di forme terrazzate ascrivibili a livelli del mare più alti dell'attuale, pertanto l'intera fascia è stata riferita a fasi progradazionali del tardo Olocene. A ridosso si sviluppa una falesia, alta fino a 60-80 m, a decorso per ampi tratti rettilineo, il cui tracciato ricalca di fatto l'andamento delle faglie bordiere.

L'età dei depositi è Olocene.

5.3.4.3 Depositi alluvionali attuali

Costituiscono il materiale dell'alveo attuale **(a)** in continua elaborazione da parte del corso d'acqua, in particolare durante gli eventi alluvionali più intensi. In certi tratti delle valli alluvionali, i limiti esterni dei depositi alluvionali attuali rimangono non chiaramente definibili nei rapporti con le alluvioni recenti **(b)** immediatamente soprastanti. Trattasi di limi, sabbie e ghiaie sabbioso-limose; la frazione grossolana è eterometrica fino a grossi blocchi e poligenica, essendo costituita da prevalenti clasti metamorfici di vario grado, bene appiattiti ed arrotondati, e sedimentari a spigoli vivi. Su queste alluvioni non insistono insediamenti e coltivazioni, eccezione fatta per quella ad arbusti. In prossimità del centro urbano i corsi d'acqua, tutti regimentati e cementificati, costituiscono, purtroppo, luoghi di "scriteriata" raccolta di rifiuti solidi urbani e di qualunque altro genere.

5.3.4.4 Deposito di versante e coltre eluvio-colluviale

Il deposito di versante è costituito da materiali incoerenti ed eterometrici di varia litologia, spigolosi **(a)** e localmente a grossi blocchi **(b)**, accumulati essenzialmente per gravità alla base di versanti più o meno acclivi, o legati a processi di alterazione esogena di particolare significato. Lo spessore

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

può raggiungere i 10 m.

Gli affioramenti più estesi e continui sono quelli localizzati lungo il versante tirrenico, tra Mortelle e Casa Bianca (v. Tav. geologica 1/4, elaborato CG0800PN5DSSBC6G000000001C); corpi meno estesi sono presenti a sud di Monte S. Pietro (v. Tav. geologica 4/4, elaborato CG0800PN5DSSBC6G000000004C). In prossimità di incisioni vallive il detrito è organizzato in prismi di materiale di dimensioni e forma variabile, frammisto a scarsa matrice, da mal stratificato a clinostratificato, con inclinazione degli strati che localmente, specialmente in corrispondenza di direttrici tettoniche, può superare i 30°. Il deposito è in continua evoluzione, a causa dell'erosione esercitata dalle acque di ruscellamento o per scalzamento al piede delle pareti rocciose; l'assetto deposizionale è molto effimero. Localmente, allo sbocco di incisioni minori, tali depositi si interdigitano a quelli detritici localizzati lungo le pareti o alla base delle masse rocciose, oppure si sovrappongono ai sedimenti alluvionali dei fondovalle.

I depositi alluvio-colluviali sono rappresentati da materiale detritico incoerente, derivante dal disfacimento *in situ* delle rocce e sono costituiti da limi, ghiaie e sabbie a supporto di matrice terroso-argillosa, a clasti metamorfici prevalenti, da spigolosi a subarrotondati di diametro tra 1 e 10 cm, e da terre rosse di alterazione. Sono più frequenti sui terreni di basamento privi di vegetazione o dove è stata operata un'intensa azione di disboscamento.

5.3.4.5 Deposito di spiaggia

Il deposito di spiaggia è caratterizzato da ghiaie a clasti mineralici, prevalentemente di quarzo, da litici metamorfici di medio-alto grado, e da sabbie a grana da media a grossolana. I caratteri tessiturali del deposito sono più omogenei ove le spiagge sono prevalentemente ciottolose con clasti di diametro variabile da 1 a 10 cm; l'azione delle correnti lungo costa e del moto ondoso impedisce la permanenza della frazione sabbiosa e/o limosa eventualmente trasportata dai fiumi in fase di piena. L'ampiezza della spiaggia varia da luogo a luogo, e può subire modificazioni nell'arco di una sola stagione. Generalmente si osserva un sostanziale ritiro delle spiagge, più pronunciato sulla sponda messinese, imputabile anche agli sconsiderati interventi di cementificazione dei corsi d'acqua e a tutte quelle opere che riducono l'apporto solido delle fiumare verso la costa.

L'età dei depositi è Olocene.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

6 Inquadramento strutturale

Nell'area dello Stretto si riconosce un basamento cristallino paleozoico, tettonicamente sovrapposto in profondità ad ulteriori falde di ricoprimento con grado metamorfico via via decrescente verso il basso. I contatti di ricoprimento non affiorano nella zona e sono riconducibili ad un'età oligocenica, cioè ampiamente precedente all'apertura tirrenica, comunque molto prima che si arrivasse alla configurazione attuale e pertanto ciò esula dall'interesse per lo studio in oggetto (Fig. 6.1).

L'attenzione invece va spostata sui caratteri stratigrafici e strutturali a partire dal Miocene superiore, età dell'inizio dell'apertura del Bacino Tirrenico; ma sono ancor più le strutture neotettoniche a suscitare interesse nella vasta letteratura geologica: ciò nasce dal fatto che l'area dello Stretto di Messina, caratterizzata da intensa urbanizzazione e da infrastrutture portuali, presenta un'elevata "mobilità" geodinamica ed una sismicità con eventi di notevole magnitudo. Fra tutti spicca l'evento sismico del 1908, per il quale ancor oggi vi è una notevole discordanza di vedute nell'identificare la struttura responsabile.

I rilievi geologici, condotti in precedenti studi, e quelli effettuati ex-novo per il Progetto definitivo hanno confermato ed in parte modificato ed integrato il quadro strutturale dell'area in esame. In molti casi preziosa è stata l'analisi geomorfologica in un'area nella quale la morfologia è chiaramente influenzata, oltre che dalle litologie e dalla giacitura degli strati, anche dalla presenza di faglie più o meno certe, ma che condizionano l'andamento rettilineo dei versanti e influiscono sul reticolo fluviale.

È stata aggiornata la carta dello Stretto di Messina alla scala 1:15.000 (Guarnieri et al., 2004), inserendo le faglie riportate nelle carte geologiche compilate per il presente progetto. Su tale carta è stato eseguito anche un profilo geologico, allegato alla planimetria.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

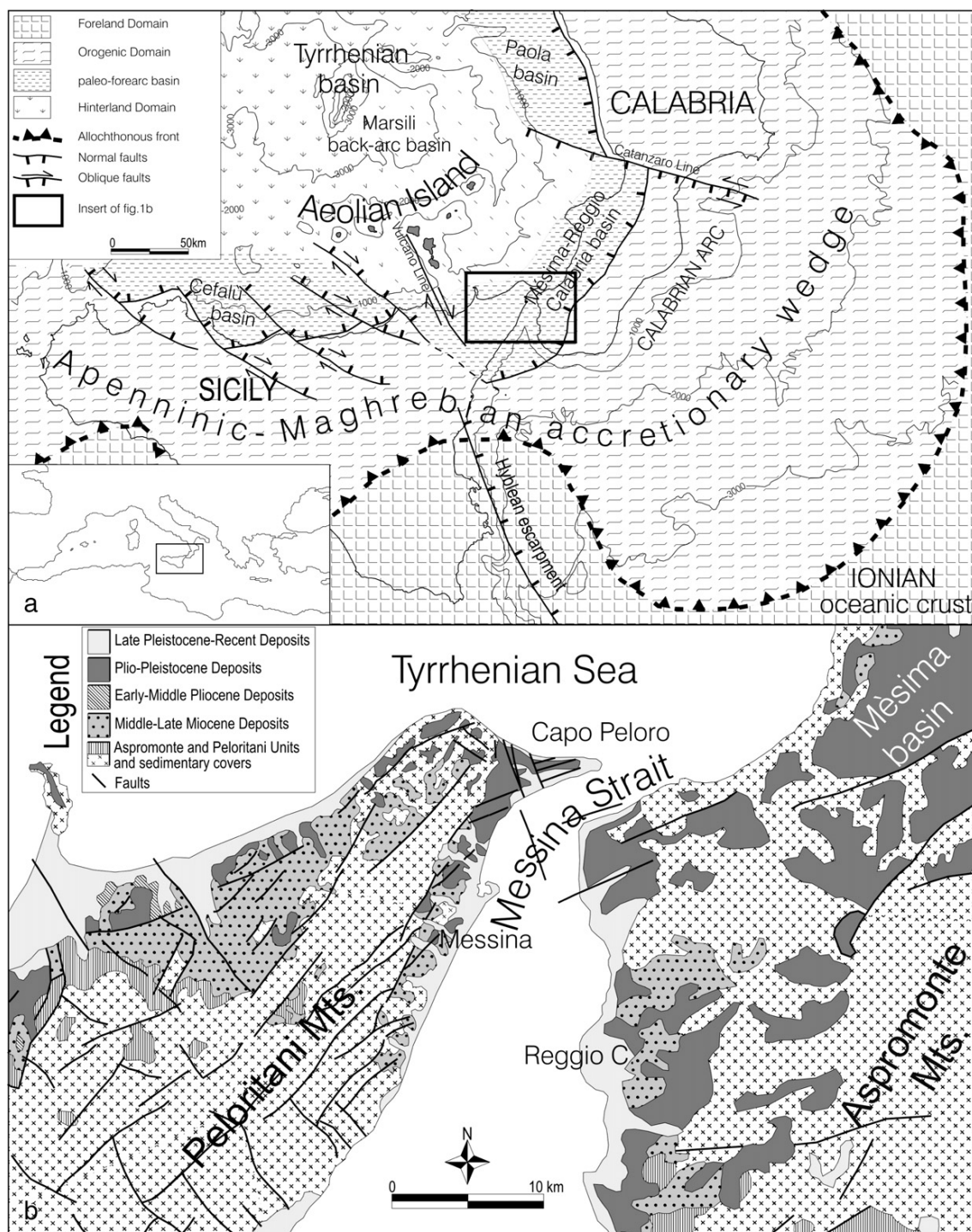


Fig. 6.1 – (a) Schema geodinamico dell'Arco Calabro-Sicilia nel contesto del Mediterraneo centrale. La subduzione verso NW della crosta Ionica sotto l'Arco Calabro è probabilmente ancora attiva, come testimoniato dalla presenza dell'Arco vulcanico Eoliano, attivo, e dalla sismicità profonda del Bacino di retroarco Tirrenico (modificato da GUARNIERI & CARBONE, 2003). (b) Schema geologico dei Monti Peloritani e dell'Aspromonte (da GUARNIERI et al., 2004, modificato da GUARNIER & PIRROTTA, 2008).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

7 Descrizione degli elementi strutturali

7.1 Aree emerse

Nell'area dello Stretto **il sistema di faglie più marcato è quello che, orientato NNE-SSW, disegna la dorsale peloritana**, con una culminazione del basamento cristallino, che affiora con notevole continuità lungo la dorsale di Dinnammare. Il notevole stacco morfologico e il rigetto piuttosto elevato farebbero pensare ad un sistema attivo. In realtà le faglie di questo sistema sembrano avere agito a partire dal Miocene superiore, salvo avere prolungato l'attività nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore. Tale affermazione si basa su osservazioni di campagna, confermate dai dati geognostici.

Nella zona alta dell'Annunziata, per esempio, faglie orientate NNE-SSW, appartenenti cioè al suddetto sistema, ribassano verso mare, mettendo a contatto dapprima il basamento cristallino con il conglomerato della Formazione di S. Pier Niceto, poi lo stesso conglomerato del Miocene superiore con i depositi quaternari.

È utile osservare come sul lato ribassato, il sondaggio **S 433** incontri al disotto delle Calcareniti di S. Corrado un discreto intervallo della successione evaporitica messiniana, peraltro esposta nel versante più a SW. Sul lato rialzato della faglia le calcareniti medio pleistoceniche giacciono direttamente sul conglomerato del Miocene superiore (litocacies conglomeratica della Formazione di S. Pier Niceto), senza l'interposizione della successione evaporitica. La lacuna di questi termini indica una loro non-deposizione o erosione sul lato rialzato della faglia, che quindi era a quell'epoca attiva. L'attività poi ha proseguito nel Pliocene-Quaternario, in quanto anche le Calcareniti di S. Corrado e le Ghiaie e sabbie di Messina soprastanti sono interessate dalla faglia con un rigetto non trascurabile (cfr. Carta geologica dell'Annunziata alla scala 1:2.000, elaborato CG0800PN6DSSBC6G000000001C).

Un sistema analogo non si riscontra invece nel settore calabrese e ciò conferma che l'attuale configurazione dello stretto è stata raggiunta in tempi più recenti.

Altro sistema di faglie, che esercita un controllo morfotettonico sulla terminazione nord-orientale dello Stretto di Messina, che infatti appare ivi bruscamente ruotato con direzione ENE-WSW, è quello denominato **Sistema di Scilla** (GUARNIERI et al. 2004) (v. Fig.4). Sia il bordo meridionale della sponda siciliana da Torre Faro alla foce della Fiumara Pace, sia il margine calabrese da

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Punta Pezzo a Porticello, mostrano linee di costa con andamento rettilineo e parallele tra loro, con orientamento circa N70. Inoltre le immagini DEM della parte sommersa mostrano chiaramente delle scarpate parallele alle linee di costa, indubbiamente connesse al Sistema di Scilla. Esso disloca le Ghiaie e sabbie di Messina del Pleistocene medio e sembra avere anche un importante ruolo nel controllo del drenaggio fluviale, come si evince dal decorso delle fiumare calabresi nella zona di Reggio (v. Carta geologica dello Stretto 1:15.000).

Nella **penisola di Capo Peloro** il Pantano Grande di Ganzirri ha un andamento allungato parallelamente alla linea di costa e ciò suggerisce un controllo strutturale. L'origine del laghetto non può essere imputata alle correnti marine, qui molto forti e con azione erosiva; inoltre la spiaggia è caratterizzata da una *beach-rock*, costituita da conglomerato cementato. Escludendo pertanto la causa del trasporto di sedimenti lungo costa, l'unica spiegazione plausibile è quella di una faglia a monte dello specchio d'acqua, con il lato ribassato a sud e un basculamento con formazione di una lieve depressione entro la quale si è formato il laghetto. Tale depressione non sparisce bruscamente nella terminazione est del pantano, ma si estende smorzandosi gradualmente fino ad interessare l'area del Viadotto Pantano (v. profili di dettaglio in scala 1:200 ancoraggi e fondazione torri lato Sicilia e profilo geologico a scala 1:15.000, in allegati).

Oltre che sul versante meridionale, anche sul bordo tirrenico la penisola di Capo Peloro ha sicuramente un controllo strutturale. Il bordo prospiciente la spiaggia è notevolmente acclive ed è stata ipotizzata la presenza di una faglia alla base della scarpata, occultata dalle fasce detritiche. L'andamento è leggermente arcuato, ma potrebbe essere l'effetto di interferenza di altre faglie, con un modesto movimento laterale destro.

D'altro canto gli enormi volumi di Ghiaie e sabbie di Messina che compongono questo tratto terminale della dorsale peloritana comportano la presenza di un'estesa area alimentatrice. L'attuale configurazione della dorsale formata da rocce cristalline non consente di definire un'area sorgente compatibile con l'enorme massa di sedimenti ghiaioso-sabbiosi e con l'andamento della stratificazione originaria (clinostratificazione) immergente dal Tirreno verso lo Stretto. L'area sorgente di tali sedimenti andrebbe ricercata nel settore tirrenico, oggi collassato. Analizzando con maggiore attenzione le giaciture della formazione di Messina, ci si accorge che non tutte vanno intese come delle originarie clinostratificazioni: quelle che ruotano in direzione del versante tirrenico sono probabilmente dovute alla succitata faglia. Si ricostruisce così l'andamento di una blanda anticlinale, assunto dalle Ghiaie e sabbie per fenomeni tettonici, successivi cioè alla loro deposizione. In conclusione, l'attuale conformazione della penisola è da attribuire ad un'età non

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

più antica di 250 Ka. Essa avrebbe subito un basculamento verso lo Stretto durante gli ultimi 100 Ka, come dimostra anche l'inclinazione dei terrazzi tirreniani (v. capitolo 8: Terrazzi tardo-quadernari nell'area dello Stretto di Messina).

All'interno dell'**abitato di Messina** il Sistema di Scilla origina una culminazione strutturale orientata ENE-WSW con affioramento del basamento cristallino (Forte Gonzaga), controlla la stessa morfologia costiera in corrispondenza del porto (la cosiddetta "falce") e prosegue a mare dove è intersecata da linee sismiche.

Lo stesso sistema N70-80 taglia quello orientato NNE-SSW e quindi sembra essere più recente, anche se non si esclude che le faglie più recenti possano confluire in quest'ultimo con una sua riattivazione.

Un **ulteriore sistema di faglie**, prossimo a N-S è riconoscibile, ovvero ipotizzabile, su basi geomorfologiche. Anche se le condizioni della formazione interessata, cioè le Ghiaie e sabbie di Messina, non favoriscono una puntuale individuazione sul terreno, l'analisi del reticolo fluviale tra l'abitato di Faro Superiore e la valle del Papardo ha permesso di ipotizzare la presenza di strutture orientate NNW-SSE (v. anche GUARNIERI & PERROTTA, 2008).

Le faglie orientate N-S sono diffuse nel resto del territorio siciliano e sono coerenti con un unico sistema cinematico, in cui coesistono il Sistema Sud-Tirrenico (LENTINI et al. 1994; FINETTI et al. 1996) con componente destra, quello orientato NE-SW a componente sinistra, spesso dovuto anche alle rotazioni in senso orario e infine a questi sistemi si associano faglie inverse ad orientazione E-W e vergenza a Sud.

Ad una faglia N-S localizzata all'interno dello Stretto viene attribuito il terremoto del 1908 da FINETTI (2008).

Il Sistema Sud-Tirrenico in precedenza richiamato e responsabile di un generale "shifting" in destra dell'intero sistema orogenico, non sembra marcatamente sviluppato. Pur tuttavia alcune linee sismiche, realizzate per il metanodotto, il cui tracciato dovrebbe passare a nord della penisola di Ganzirri, mostrano chiare immagini di strutture tipo *flower*, legate a faglie trascorrenti orientate NW-SE e con componente di movimento destro (DEL BEN et al., 1996) (v.oltre: cap. aree sommerse, v. Fig. 7.4). A terra l'unica faglia ascrivibile a questo sistema potrebbe essere quella che taglia l'estremità della penisola e, probabilmente, ribassa a NE, favorendo l'origine del Pantano Piccolo.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

7.2 Aree sommerse

Per descrivere le strutture tettoniche presenti nello Stretto ci si può basare in parte su Del Ben et al. (1996), in parte sullo schema strutturale presente in Guarnieri et al. (2004) e sui dati del progetto preliminare, in quanto non sono disponibili elementi nuovi. In sede di Progetto Esecutivo sarebbe auspicabile che si aggiornassero i profili sismici del progetto preliminare ed acquisire dati aggiornati delle aree marine.

A prima vista lo Stretto di Messina si presenta formato da due segmenti: quello meridionale ad andamento circa meridiano, e che si apre verso sud, connettendosi al cosiddetto Rise di Messina, per confluire poi nel Bacino Ionico; l'estremità settentrionale si presenta bruscamente ruotato in senso orario, assumendo direzione N70° (v. Fig.4.1 e Carta geologica dello Stretto scala 1:15.000).

Le linee sismiche realizzate nelle fasi preliminari del progetto danno delle informazioni sulle caratteristiche strutturali. In particolare una linea trasversale ubicata tra la “falce” dell’area portuale di Messina e il bordo reggino mostra una struttura tipo graben (Fig. 7.1). Sulla terminazione ovest della linea sismica si osserva anche una faglia che “taglia” i sedimenti attuali del fondo mare (Guarnieri et al., 2004).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

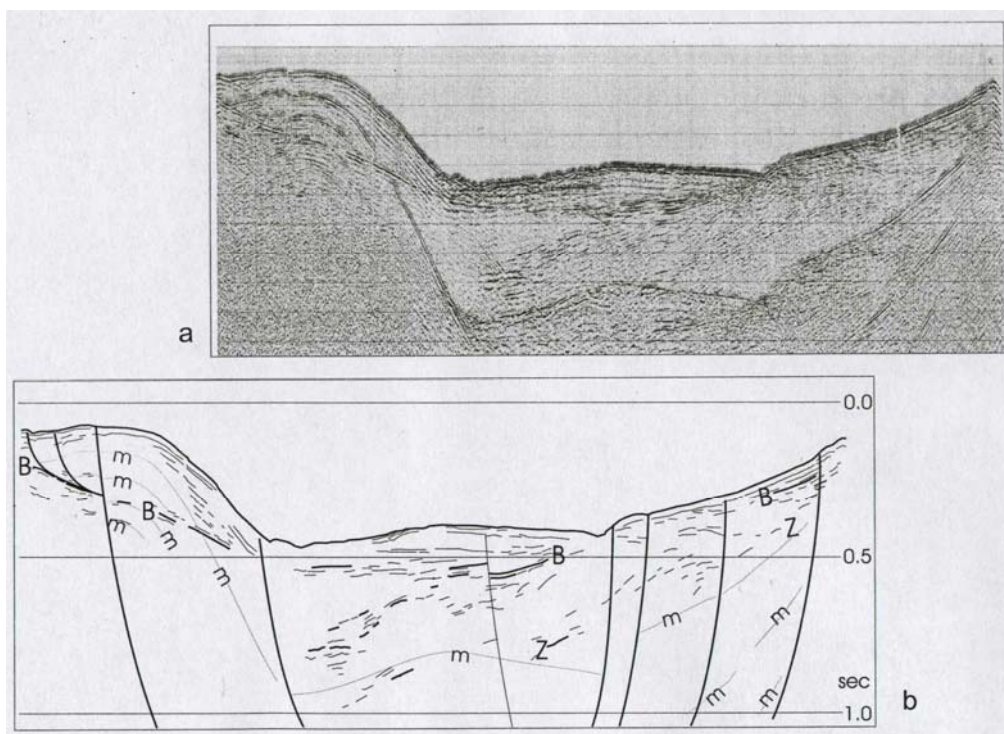


Fig. 7.1 – Sezione sismica trasversale al settore meridionale dello Stretto di Messina ubicata tra la “falce” dell’area portuale di Messina e il bordo reggino con orientazione circa W-E. Essa mostra una struttura tipo graben. Verso ovest si osserva un build-up delle Ghiaie e sabbie e tracce di una clinistratificazione immergente verso lo stretto. Le immagini del tratto più profondo indicano la presenza di faglie normali. L’orizzonte Z corrisponde al top del basamento metamorfico.

Finetti (2008), reinterpretando le linee sismiche pubblicate da Argnani et al. (2008), ha notato che le strutture del tratto meridionale dello stretto disegnano delle pieghe e ne deduce che le strutture sono riconducibili ad un regime compressivo, che spiega con i rapporti di convergenza tra il massiccio dei M. Peloritani e quello dell’Aspromonte. Solamente il settore nord dello Stretto sarebbe interpretabile come un graben. Inoltre l’interpretazione della sismica di Argnani et al. (2008) porterebbe l’Autore a riconoscere una struttura trascorrente orientata circa N-S.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

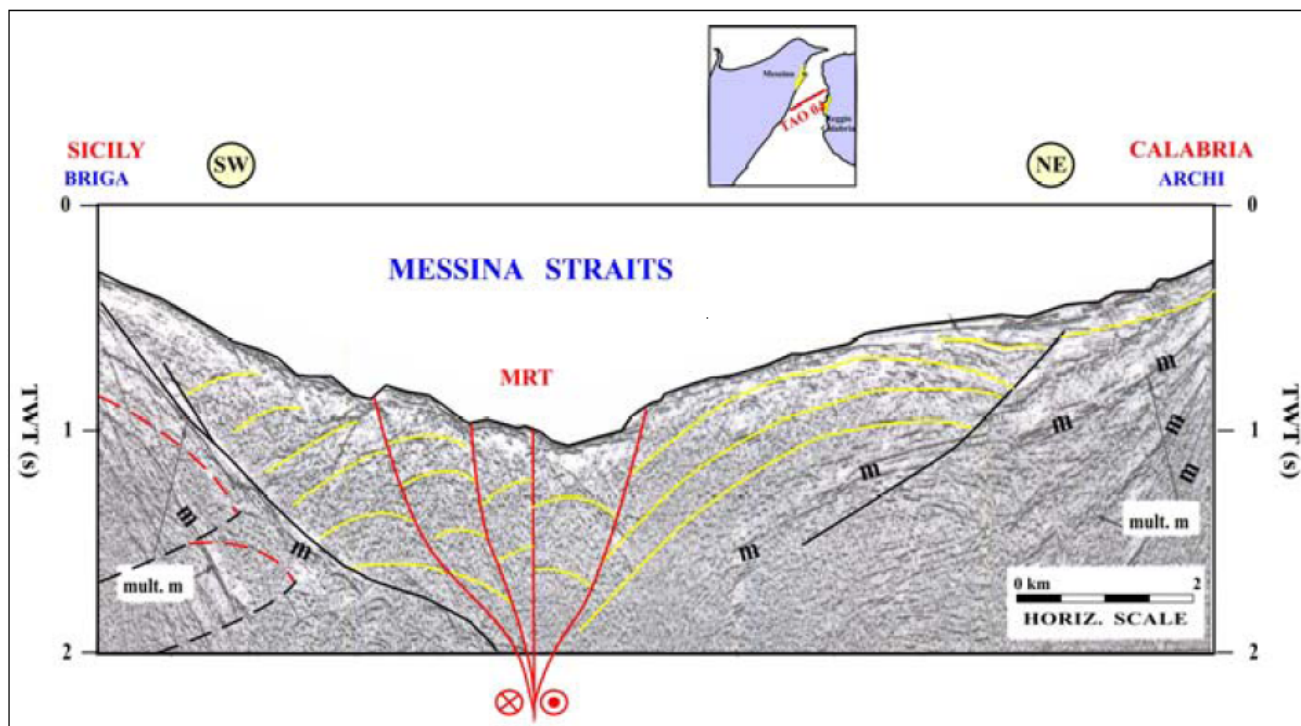


Fig. 7.2 – Sezione sismica attraverso il tratto meridionale dello Stretto di Messina dalla costa di Briga in Sicilia alla zona di Archi in Calabria (da Finetti, 2008). I segnali indicherebbero una deformazione riconducibile ad una faglia trascorrente destra, orientata circa N-S. Importanti elementi sono le chiare evidenze di scivolamenti gravitativi su ambedue i bordi dello stretto e segnali di un regime compressivo sul lato Sicilia.

Linee sismiche parallele alla costa al largo della città di Messina e in prossimità di Punta Faro (Fig. 7.3) mostrano che anche in senso longitudinale rispetto alle strutture principali si registrano complesse strutture con *build-up* delle Ghiaie e sabbie di Messina.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

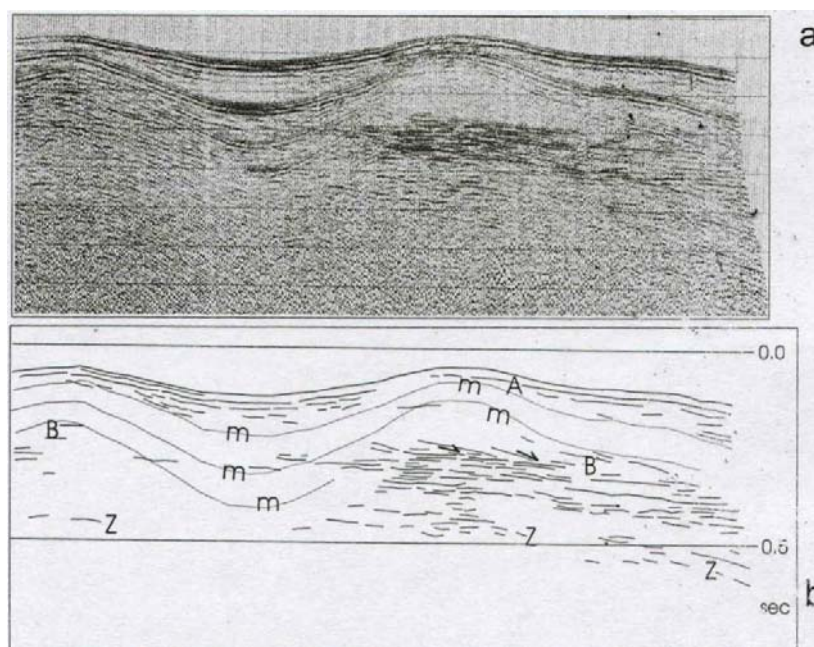


Fig. 7.3 – Linea sismica parallela alla costa nel tratto settentrionale dello Stretto nei pressi del promontorio di Capo Peloro, caratterizzato da un build-up della formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina (A) in appoggio down lap sui depositi sedimentari più antichi (v. fig. 10 in Guarnieri et al., 2004).

Il sistema Sud-Tirrenico, orientato NW-SE, con componente di movimento destro, molto diffuso in tutta la Sicilia e nel bordo peritirrenico, non è altrettanto ben rappresentato nello Stretto di Messina. Tuttavia si riconosce nelle aree sommerse delle strutture a *flower* (Fig. 7.4), originate da sistemi trascorrenti attivi (in quanto interessano i sedimenti di fondo mare) e riconducibili al Sistema Sud-Tirrenico.

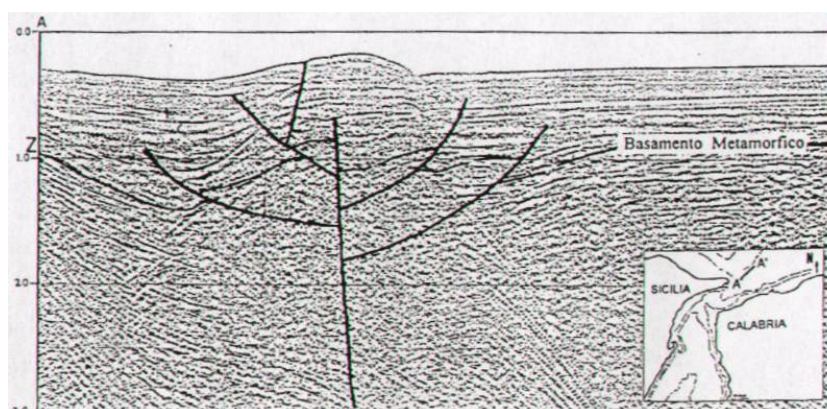


Fig. 7.4 – Sezione sismica ubicata al largo di Capo Peloro, in cui si riconosce una struttura a fiore positiva, originata da movimento trascorrente e riferita al Sistema Sud-Tirrenico, orientato NW-SE. La struttura interessa anche il fondo-mare deformato e sollevato e pertanto viene ritenuta attiva.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

7.3 Profilo geologico dello stretto

Su richiesta del Committente è stato elaborato un profilo geologico trasversale allo Stretto di Messina in corrispondenza delle previste opere di attraversamento. Gli elementi utilizzati per la compilazione del profilo sono quelli disponibili nel progetto preliminare, in particolare il profilo realizzato allora sulla base dei dati della sismica, tarati sui due sondaggi profondi AGIP (Fig. 7.5).

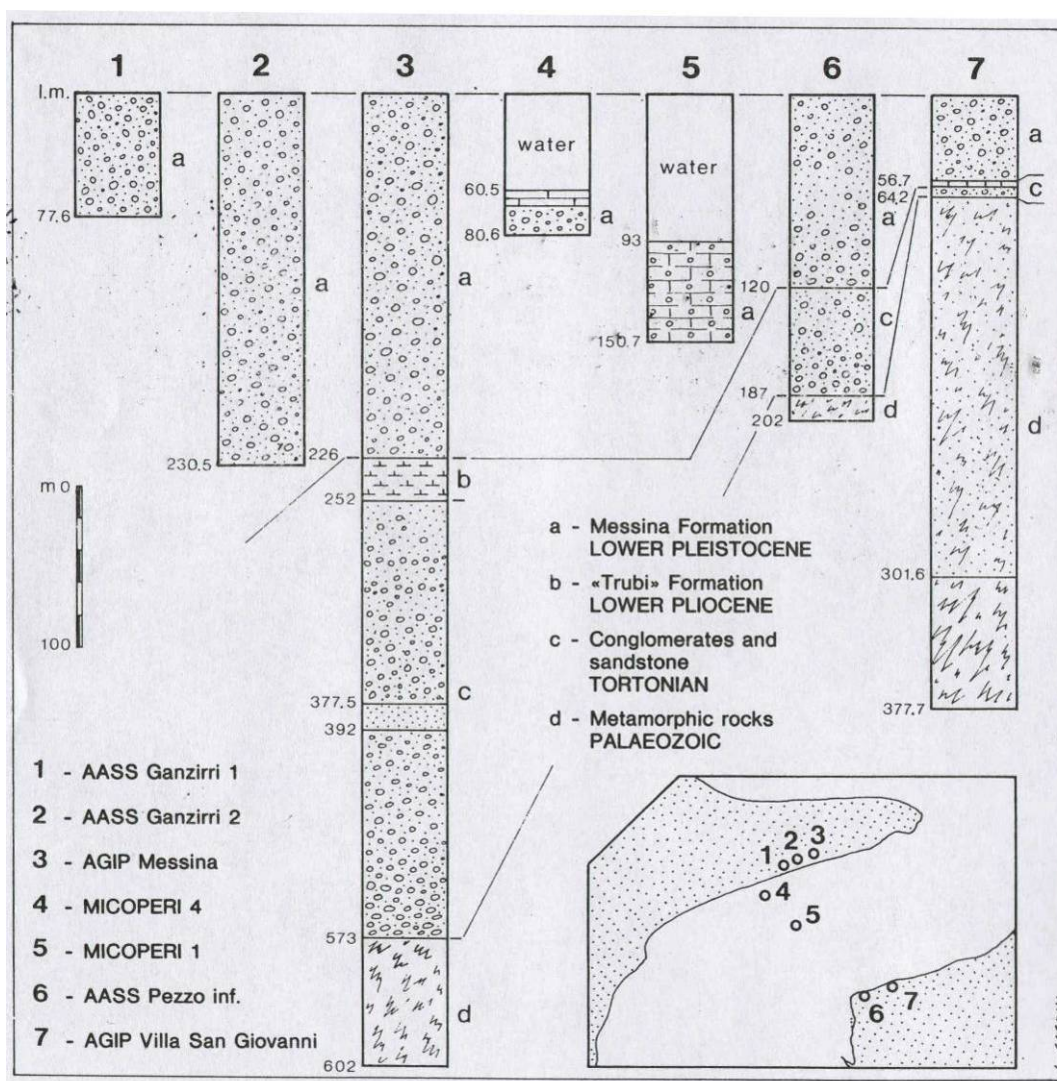


Fig. 7.5 – Stratigrafie e ubicazione dei sondaggi effettuati tra Ganzirri e Punta Pezzo (da Selli, 1979). Nella colonna 7 l'intervallo d, riferito alle metamorfite, va interpretato come Conglomerato di Pezzo.

Ulteriori elementi sono quelli ottenuti dalle mappe degli orizzonti E ed S contenute nel progetto preliminare, tramite le quali, e con l'aiuto dei sondaggi della campagna 2010, finora disponibili, si è

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

redatto il profilo sul versante siciliano (Figg. 7.6 e 7.7).

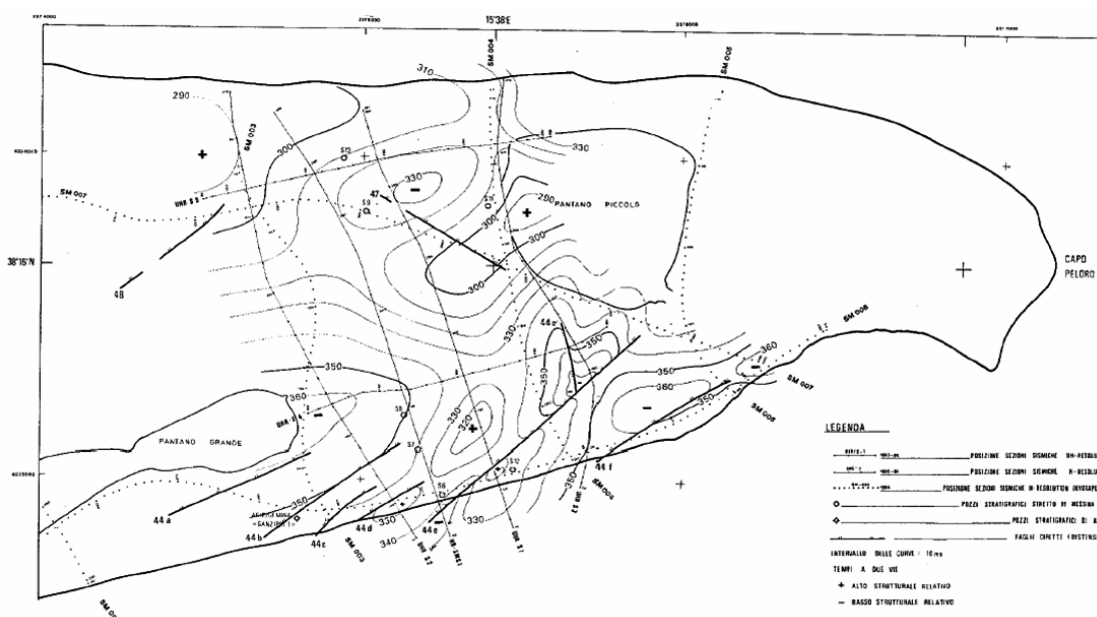


Fig. 7.6 – Area della fondazione della torre lato Sicilia. Mappa dell'orizzonte S elaborata per il progetto preliminare, nella quale compare l'andamento abbastanza articolato del tetto del conglomerato tortoniano, interessato da faglie orientate NE-SW.

Nella Fig. 7.6 compaiono gli andamenti dell'orizzonte S, relativo al tetto del conglomerato tortoniano (Formazione S. Pier Niceto); mentre la Fig. 7.7 mostra l'andamento dell'orizzonte E, relativo alle Ghiaie e sabbie di Messina. Nella prima l'orizzonte S risulta molto articolato e viene messo in evidenza un sistema di faglie orientate NE-SW, nella seconda si riconosce un alto strutturale in corrispondenza del sito della torre, una depressione ubicata sul prolungamento del Pantano Grande ed una risalita verso nord. Tali immagini sono di conferma alle ipotesi formulate nella descrizione dei caratteri strutturali della penisola di Capo Peloro, sopra riportata, nella quale si metteva in connessione la depressione del Pantano Grande con un basculamento legato ad una probabile faglia del Sistema di Scilla. Anche l'origine del Pantano Piccolo, malgrado la conformazione rotondeggiante veniva collegata ad una faglia orientata NW-SE, che ribassa a NE. In particolare la Fig. 7.7 fornisce utili indicazioni sulle deformazioni subite dalle Ghiaie e sabbie, che si sarebbero depositate in concomitanza con l'origine dello stretto, ma che successivamente avrebbero subito ulteriori deformazioni, specialmente sul bordo tirrenico.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

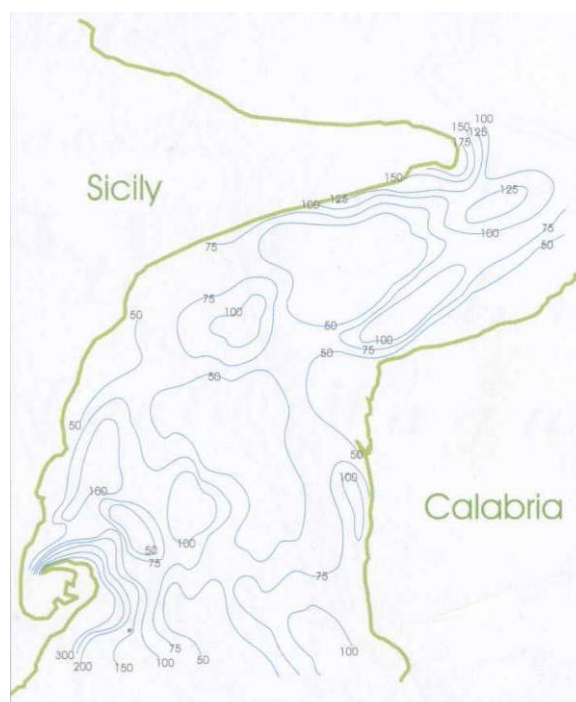


Fig. 7.8 – Mappa dell'isopache (m/sec TWT) della formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina (da Guarnieri et al., 2004).

Procedendo verso NE al di fuori dello Stretto sezioni sismiche sul margine calabrese mostrano un notevole aumento della copertura sedimentaria, indicando così una notevole variazione delle geometrie (Guarnieri et al., 2004) (Fig.7.9).

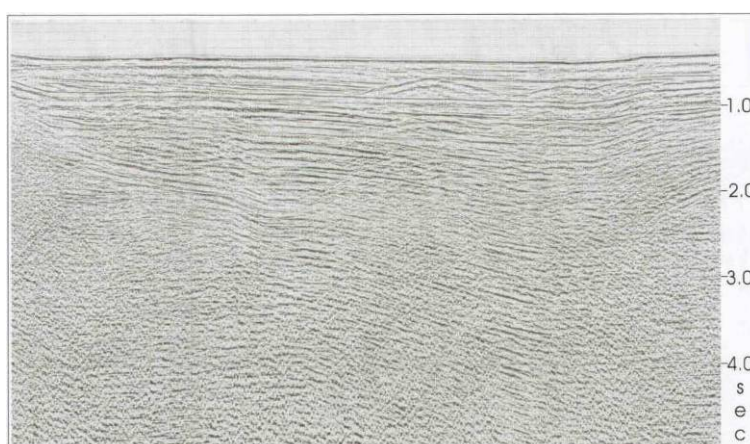


Fig. 7.9 – Sezione sismica ubicata sul margine calabrese poco al di fuori dello Stretto di Messina. Essa mostra un rapido aumento dello spessore delle coperture sedimentarie in appoggio on-lap sul substrato (in Guarnieri et al. 2004). L'immagine suggerisce un caratter sintettonico della copertura.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

7.4 Considerazioni sui caratteri geologico-strutturali in corrispondenza delle fondazioni delle torri e degli ancoraggi

7.4.1 Lato Sicilia

Si riassumono qui gli elementi in gran parte trattati nei capitoli precedenti per quanto concerne le aree di fondazione e di ancoraggio sul versante siciliano.

La ricostruzione delle condizioni geologiche nell'area delle fondazioni delle torri e dell'ancoraggio è stata attentamente valutata, partendo dagli elementi di base che sono i rilievi geologici di dettaglio eseguiti in campagna.

Attraverso l'attenta esamina delle formazioni affioranti si è potuto verificare che negli affioramenti delle sabbie e ghiaie di Messina persiste una variabilità delle condizioni di deposizione del sedimento, si alternano infatti orizzonti in cui prevalgono i livelli sciolti a quelli in cui è presente un certo grado di cementazione a livelli di conglomerati con elementi di piccolo diametro decisamente cementati.



Fig. 7.10 - Banconi conglomeratici ben cementati della formazione Ghiaie e sabbie di Messina. Loc.: Ganzirri, panoramica dello stretto.

Le informazioni ricavate dalla osservazione della formazione delle sabbie e ghiaie di Messina in affioramento ha permesso successivamente la valutazione geostatigrafica che ha preceduto la costruzione delle sezioni prettamente geologiche della fondazione delle torri e del blocco di ancoraggio.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

TORRI

L'area di fondazione della torre è ubicata sul litorale prospiciente lo Stretto e i terreni interessati sono costituiti da depositi databili dal Pleistocene medio in poi. La ricostruzione della successione stratigrafica si è basata, oltre che sui sondaggi delle campagne precedenti, anche sull'esame delle carote estratte dai sondaggi geognostici della campagna 2010. Ciò ha fornito interessanti informazioni (livelli cementati, presenza di fossili di ambiente marino prossimale) per l'attribuzione cronostratigrafica di queste formazioni prevalentemente clastiche, tenuto conto che, in ogni caso, i sondaggi non consentono di definire con certezza la suddivisione fra le due unità litologiche, Depositi costieri recenti e Sabbie e ghiaie di Messina, avendo queste le medesime curve granulometriche che, in sede di perforazione geognostica, producono granulometricamente "sabbie e ghiaie o ghiaia con ciottoli".

Oltre ai nuovi sondaggi, sono state considerate anche le indagini delle campagne precedenti. Gli otto sondaggi della campagna 1984 in particolare il sondaggio S8 ed S6, ci hanno fornito delle utili indicazioni, per ricostruzione del profilo C-C'

Di estrema importanza è la campagna effettuata nel 1987, in modo particolare il sondaggio S12, l'unico nell'area, a raggiungere la formazione che riteniamo sia la San Pier Niceto e con un passaggio formazionale netto a -195,25 metri dal p.c.

Sono stati visionati anche i cinque sondaggi della campagna 1988-89 posizionati in area torri ed ancoraggio e il sondaggio S09 della campagna 2002.

Da tutte le campagne di sondaggi precedenti al 2010 si sono potute comunque trarre delle utili informazioni ed avere elementi di confronto con i sondaggi eseguiti per il progetto definitivo.

A conferma delle valutazioni sui rapporti geometrici si fa anche riferimento ai dati che scaturiscono dalla mappa relativa all'orizzonte E (v. Fig. 7.7), che identifica il tetto della formazione delle sabbie e ghiaie di Messina.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011



Fig 7.11 - *Spondilus gaederopus* rinvenuto a – 39.50 m nel sondaggio FS BH1 504

Sulla base delle informazioni raccolte si è pertanto proceduto alla costruzione delle sezioni geologiche dell'area di fondazioni delle torri. In particolare la sezione C-C' ricostruisce il tetto delle sabbie e ghiaie della formazione di Messina, e l'andamento della stessa nel sottosuolo. Alcuni fattori, come i livelli cementati, la presenza di fossili caratteristici di ambiente prossimale marino, unitamente al tetto dell'orizzonte E, convergono verso questa ricostruzione.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011



Fig 7.12 - Livello cementato da carote 300mm

Ulteriore conferma deriva dalla visione delle carote estratte dai sedimenti congelati, in cui prevale la frazione con ciottoli di maggiori dimensioni.

ANCORAGGIO

Per quanto concerne l'area di ancoraggio, essa è caratterizzata dalla formazione delle ghiaie e sabbie di Messina e da depositi terrazzati. È stata ipotizzata la presenza di una faglia orientata ENE-WSW, segnalata nella carta geologica alla scala 1:5000 tav 1 e posizionata nella sezione geologica di dettaglio L-L' e M-M' in quanto si è osservata l'anomala direzione dell'incisione, che non presenta decorso verso il mare, ma quasi parallelamente al versante, peraltro molto acclive. Nella interpretazione litologica delle sezioni di ancoraggio viene cartograficamente preferita la facies cementata, sia perché frequentemente rinvenuta nel corso dei sondaggi geognostici eseguiti per il progetto definitivo, che presente in affioramento.

La presenza al tetto di un esiguo orizzonte terrazzato non influisce nelle valutazioni delle caratteristiche generali della successione stratigrafica attraversata.

Ulteriori indagini andrebbero programmate nella fase esecutiva per definire meglio la presenza di

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

tale struttura.

In seguito alle osservazioni di campagna, alle considerazioni morfostrutturali sopra riportate e all'esame dei sondaggi geognostici sono stati elaborati i profili geologici alla scala 1:200, relativi alle aree di fondazione degli ancoraggi, che vengono allegati alla presente relazione.

La zona dell'ancoraggio in generale è ben definita geologicamente e stratigraficamente e non mostra fenomeni di dissesto.

7.4.2 Lato Calabria

Si riassumono qui gli elementi in gran parte trattati nei capitoli precedenti per quanto concerne le aree di fondazione e di ancoraggio sul versante siciliano.

TORRI

Nel settore corrispondente alle fondazioni dell'opera di attraversamento sono state ricostruite cinque sezioni geologiche alla scala 1.200, di cui quattro circa parallele (AA', BB', EE', FF') e due circa ortogonali (CC' e DD') alla linea di costa, che si incrociano in corrispondenza dei punti in cui sono in progetto le fondazioni delle torri portanti l'opera di attraversamento. Poichè il settore in questione è localizzato in corrispondenza della piana costiera adiacente all'abitato di Cannitello, la mancanza di evidenze in affioramento ha comportato che le suddette sezioni siano state ricostruite essenzialmente sulla base dei sondaggi disponibili, relativi a tutte le campagne geognostiche pregresse e del 2010 fin qui acquisite e validate. Le stratigrafie di sondaggio sono state utilizzate previa quotatura delle bocche pozzo e proiezione lungo le tracce di sezione da una distanza non superiore a 20 m.

L'assetto geologico così ricostruito per l'area di fondazione dell'opera di attraversamento risulta caratterizzato dalle seguenti peculiarità:

- ✓ presenza di depositi di piana costiera olocenici il cui massimo spessore attraversato in sondaggio è pari a circa 60m. Tali depositi sono costituiti da alternanze di sabbie con ghiaie e depositi argillosi con torba;
- ✓ i suddetti depositi costieri poggiano in trasgressione o sui termini calcarenitici attribuiti alle Calcareniti di S.Corrado, o direttamente sui depositi tortoniani costituiti dal Conglomerato di Pezzo;

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

- ✓ le stratigrafie dei sondaggi accertano la presenza di faglie che dislocano la successione sedimentaria sottostante i depositi olocenici di piana costiera fino ai termini riferibili al Pleistocene inferiore, ovvero fino alle Calcareniti di S.Corrado;
- ✓ alcune stratigrafie di sondaggio consentono di escludere la presenza di dislocazioni interne ai depositi di piana costiera in quanto i livelli argillosi con torba, incontrati a diverse altezze stratigrafiche (e dunque presenti in più livelli) sono caratterizzati da geometrie deposizionali di tipo lenticolare e non risultano interessati da dislocazioni strutturali per faglia. Anche le datazioni effettuate sui campioni di torba prelevati sono in accordo con le interpretazioni stratigrafiche dei dati di sondaggio..

Più in particolare, per ciò che attiene alla ricostruzione dell'assetto geologico dei termini sedimentari sottostanti i depositi di piana costiera, entrambe le sezioni circa ortogonali alla costa accertano la presenza di discontinuità strutturali per faglia che interessano le Calcareniti di S.Corrado, ed il Conglomerato di Pezzo, producendo un ribassamento complessivo verso mare della base trasgressiva della successione sedimentaria plio-pleistocenica sul Conglomerato di Pezzo di circa 35 m in circa 50 m di distanza planimetrica. Le due singole disgiunzioni tettoniche, tuttavia, producono un ribassamento rispettivamente di circa 10 e di circa 25 m.

In particolare, l'assetto geologico dei termini sedimentari sottostanti i depositi di piana costiera è stato ricostruito grazie all'interpretazione delle stratigrafie dei sondaggi C_15 e C_14 relativi alla campagna 1987 e dei sondaggi C_24, C_27, C_28, C_29, C_30, relativi alle campagne 1988-1989; BH6_DH, BH7_LF, FC_BH9, FC_BH5_DH relativi alla campagna 1992, FC_BH1_501, FC_BH1_512, FC_BH1_510, FC_CH2_509, FC_CH1_508 FC_SPT_503, FC_BH1_514, FC_BH1_513, FC_CH1_506, FC_BH2_505, FC_LPT1_502 relativi alla campagna 2010.

Per ciò che attiene la continuità e la presenza dei depositi della successione sedimentaria sottostanti i depositi olocenici di piana costiera, un'analisi di maggior dettaglio delle sezioni qui ricostruite dimostra che:

- 1) la massima profondità a cui si ritrovano le Calcareniti di S.Corrado al di sotto dei depositi olocenici della piana costiera è a circa 60 m dal p.c. nei sondaggi FC_BH5_DH e C_14;
- 2) lungo la sezione BB' (interpretando le stratigrafie dei sondaggi FC_BH1_510, FC_CH1_508, FC_CH2_509, C_28) e lungo la sezione EE' (interpretando le stratigrafie dei sondaggi C_24 e C_29), si ha l'evidenza di una ridotta estensione laterale del corpo

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

sedimentario ascrivibile alle Calcareniti di S.Corrado al di sopra del Conglomerato di Pezzo, il quale risulta chiudersi procedendo verso ovest nell'area di progetto delle opere di fondazione;

- 3) il corpo deposizionale delle Calcareniti di S.Corrado mostra significative variazioni di spessore sia nella direzione circa parallela alla costa che lungo quella circa ortogonale;
- 4) si osserva la presenza di Trubi al di sotto delle Calcareniti di S.Corrado spostandosi più ad est rispetto all'area di progetto delle opere di fondazione, sulla base dell'interpretazione dei sondaggi C_30 e BH6_DH proiettati lungo la sezione AA'. La presenza dei Trubi ad ovest dell'area di progetto delle opere di fondazione con uno spessore generalmente di qualche metro è deducibile anche dall'interpretazione dei sondaggi ubicati al di fuori delle tracce delle sezioni geologiche considerate ed, in particolare, C_13, C_17, C_5bis, C_4, C_6 della campagna 1987.

A monte del sondaggio FC_BH9, la mancanza di termini sedimentari ascrivibili alle Calcareniti di S.Corrado, evidente nei sondaggi FC_BH1_512 ed FC_CH2_509, non consente di accertare, sulla sola base delle stratigrafie dei sondaggi consultati, la presenza di un' ulteriore disgiunzione tettonica a spiegazione della significativa riduzione di spessore dei depositi di piana costiera che si osserva, procedendo verso l'entroterra di circa 30 m planimetrici, analizzando la stratigrafia del sondaggio C_15 relativo alla campagna del 1997, in cui depositi sabbioso ghiaiosi di piana costiera sono presenti con uno spessore massimo di circa 5 m. Nell'interpretazione geologica data alle succitate stratigrafie, pertanto, l'aumento di spessore dei depositi costieri, procedendo verso mare a partire dal sondaggio C_15, é spiegata dall'esistenza di una paleomorfologia "scolpita" nel Conglomerato di Pezzo e/o nei sovrastanti termini plio-pleistocenici, quale eredità dell'azione erosiva del mare lungo un'antica linea di costa, ovvero della presenza di un'antica falesia a valle della quale si sarebbe creato un maggiore spazio di accomodamento per i sedimenti di piana costiera. Tuttavia, anche in base alla presenza in affioramento di Calcareniti di S.Corrado lungo la strada statale nel tratto adiacente alle opere di fondazione, il il succitato elemento morfologico corrisponde ad una faglia che ribassa verso mare la successione sedimentaria sottostante i depositi olocenici di piana costiera e che, in tutte le sezioni circa ortogonali alla costa qui ricostruite, si localizza circa 60 m più a monte della più interna delle faglie riportate in sezione tra quelle che dislocano le Calcareniti di S.Corrado. Essa coincide con la Faglia 128 del Progetto Preliminare.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Come meglio approfondito nella Relazione sull'Assetto Simotettonico dello Stretto di Messina, elaborato CG4500PRGDPSB00G000000001B, "Geosismotettonica – Relazione generale", si ritiene che le strutture tettoniche in precedenza descritte siano da considerarsi elementi tettonici secondari, superficiali, ad elevata segmentazione e di limitata estensione complessiva, di per sé non sismogenetici ed al più collegati ad elementi tettonici profondi, questi ultimi comunque non capaci di produrre terremoti di livello energetico superiore ad una magnitudo 5.5. Si ritiene, altresì, che terremoti di magnitudo superiore a 5.5 possano essere generati esclusivamente dalla struttura tettonica responsabile dell'evento sismico del 1908.

ANCORAGGIO

In corrispondenza del sito in cui sono in progetto le opere di ancoraggio sono state realizzate due sezioni geologiche tra loro ortogonali (FF' e GG') alla scala 1.200, rispettivamente orientate circa NNW-SSE e circa ENE-WSW. In generale l'assetto geologico ricostruito per questo settore, lungo le due sezioni ricostruite, è caratterizzato dalle seguenti peculiarità:

- 1) presenza di depositi di terrazzo marino di spessore variabile fino ad un massimo di 8 m trasgressivi su termini della successione sedimentaria sovrastante il substrato cristallino-metamorfico ercinico ed, in particolare, su Conglomerato di Pezzo, calcareniti ascrivibili ai Trubi e Sabbie e Ghiaie di Messina;
- 2) presenza di elementi tettonici che dislocano il Conglomerato di Pezzo e che non arrivano ad interessare i soprastanti depositi di terrazzo marino e Sabbie e Ghiaie di Messina.

In particolare, lungo la sezione FF' si osserva la trasgressione dei depositi di terrazzo marino al di sopra dei Trubi, del Conglomerato di Pezzo e delle Sabbie e Ghiaie di Messina, procedendo da SE verso NW. Tale assetto geologico è ricostruito sulla base delle stratigrafie dei sondaggi C_19 e C_20 della campagna del 1987 e PZ_3 della campagna del 1992. Lungo la sezione GG', invece, si osserva la trasgressione del deposito di terrazzo marino sulle sole Sabbie e Ghiaie di Messina e sul Conglomerato di Pezzo. Tale assetto geologico è ricostruito sulla base delle stratigrafie dei sondaggi AC_BH3_505 della campagna del 2010, C_20 della campagna del 1987 e AC_BH1 della campagna del 1988-89.

Per ciò che attiene gli elementi tettonici, lungo la sezione FF' le due faglie intersecate sono riferibili rispettivamente al Sistema Costiero ed al Sistema Piale-Mortille, entrambi a

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

cinematismo distensivo. Lungo la sezione GG', invece, l'unico elemento tettonico intersecato è riferibile al Sistema Piaie-Mortille.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

8 Terrazzi tardo-quaternari nell'area dello Stretto di Messina

8.1 Inquadramento morfo-tettonico

L'evoluzione quaternaria dell'Arco Calabro, connessione dell'orogene appenninico con quello siculo-maghrebide, è stata messa in relazione con i processi di subduzione della crosta oceanica ionica al di sotto di quella panormide, accompagnati dall'apertura del bacino di retroarco tirrenico e dalla migrazione dell'intero sistema verso ESE (MALINVERNO & RYAN, 1986; DEWEY et al., 1989). Durante il Pliocene superiore-Quaternario, alle strutture contrazionali dei settori interni dell'orogene si sono sovrimposte strutture prevalentemente estensionali, che formano una cintura di faglie attive caratterizzate da forte sismicità e da vulcanismo lungo la Calabria occidentale e la Sicilia orientale (MONACO & TORTORICI, 2000; 2007). Un'estensione regionale orientata WNW-ESE è documentata da meccanismi focali di terremoti crostali (v. Cataloghi CMT and RCMT), da studi strutturali (TORTORICI et al., 1995; MONACO et al., 1997; MONACO & TORTORICI, 2000; JACQUES et al., 2001; FERRANTI et al., 2007) e da campi di velocità GPS (D'AGOSTINO & SELVAGGI, 2004; MATTIA et al., 2009). A partire dal Pleistocene medio, la tettonica estensionale è accompagnata da un forte sollevamento regionale che ha dato luogo alla graduale emersione dell'Arco Calabro e alla formazione di imponenti gradinate di terrazzi marini (DUMAS et al., 1982; WESTAWAY, 1993; GHISETTI, 1992; MIYAUCHI et al., 1994; BIANCA et al., 1999; CATALANO & DE GUIDI, 2003; TORTORICI et al., 2003; FERRANTI et al., 2006). Il sollevamento e la concomitante estensione sono interpretate come il risultato della risalita di un cuneo astenosferico in corrispondenza della zona di subduzione (DOGLIONI et al., 2001; GVIRTZMAN & NUR, 2001) o, in alternativa, come la risposta allo stallo dell'arretramento della placca ionica e conseguente flusso astenosferico nel varco risultante dal distacco della placca stessa (e.g. WESTAWAY, 1993; WORTEL & SPAKMAN, 2000; GOES et al., 2004). Uno degli elementi morfologici più caratteristici del paesaggio dello Stretto, fortemente legato alla dinamica tardo quaternaria, è dunque rappresentato dalle gradinate di superfici terrazzate che si estendono soprattutto lungo la sponda calabrese. Questo era stato già notato da CORTESE (1895) nella sua descrizione della geologia della Calabria per la carta geologica d'Italia ed è stato oggetto di numerosi studi geologici e geomorfologici nel corso del novecento. La superficie più antica e più alta, incisa per decine di chilometri quadrati fino a quota 1200 m s.l.m. sulle unità cristalline calabridi e su sabbie e calcareniti del Pleistocene inferiore (ATZORI et al., 1983) lungo il versante orientale dell'Aspromonte (M. Embrisi), può essere ritenuta più recente di 0,8-1,0 milioni di anni

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

(MONTENAT et al., 1991; VALENSISE et al., 2008). Questo elemento geomorfologico suggerisce tassi di sollevamento tettonico superiori a 1 mm/a, confermati dal ritrovamento di depositi costieri contenenti *Strombus bubonius*, un fossile guida che marca l'ultimo stadio interglaciale (125 ka), a quote variabili da circa 100 sulla sponda siciliana (BONFIGLIO & VIOLANTI, 1983) a 130-180 m sulla sponda calabrese (BONFIGLIO, 1972; DUMAS et al., 1987; VALENSISE & PANTOSTI, 1992; DUMAS & RAFFY, 2004).

Considerato che all'intorno delle strutture tettoniche (significativamente entro 50 km) la crosta si deforma secondo il modello "flexural cantilever" (KING et al., 1988), l'elevazione dei terrazzi marini e il loro rigetto attraverso le principali faglie può essere utilizzato per stimare il contributo della sorgente locale (correlata ad attività di faglia) al sollevamento regionale. Secondo WESTAWAY (1993), un tasso di sollevamento post-Pleistocene medio di 1,67 mm/a può essere ripartito in circa 1 mm/a dovuto a processi regionali e il residuo a dislocazione al letto delle faglie principali. Stime a più breve termine del contributo delle faglie attive sono fornite dallo studio di indicatori morfologici e biologici di livello del mare olocenico sollevati e fossilizzati in corrispondenza di strutture tettoniche costiere (FIRTH et al., 1996; STEWART et al., 1997; PIRAZZOLI et al., 1997; RUST & KERSHAW, 2000; DE GUIDI et al., 2003; ANTONIOLI et al., 2006; FERRANTI et al., 2007). I terrazzi marini si originano dalla deformazione verticale positiva rispetto al livello del mare di piattaforme erosionali e/o deposizionali formatesi durante uno stazionamento relativo del livello del mare, per cui i loro orli interni emersi ne rappresentano degli ottimi indicatori (LAJOIE, 1986). Infatti, correlando l'età del terrazzo con lo stadio isotopico del mare (MIS: Marine Isotopic Stage) da cui è stata tratta la curva eustatica, in particolare con i principali stadi interglaciali che hanno caratterizzato il tardo Quaternario (v. WAELBROECK et al., 2002), e combinandola con l'elevazione del relativo orlo interno, è possibile stimare il tasso di deformazione verticale di una regione in sollevamento.

I tassi di deformazione verticale dei diversi settori dello Stretto sono stati determinati grazie al rilievo di dettaglio su carte topografiche a scala 1:5000 (equidistanza delle curve di livello: 5 m) dei terrazzi marini e del relativo orlo interno (v. tavole allegate). In particolare, nel determinare l'elevazione dell'orlo interno dei terrazzi è stato ammesso un margine di errore di ± 5 m, dipendente dai processi erosionali e deposizionali che sono seguiti alla loro emersione. Questo errore è trascurabile nella stima del tasso di sollevamento a lungo termine che implica un intervallo di tempo lungo da decine a centinaia di migliaia di anni. Comunque ciò implica che l'elevazione delle paleolinee di costa riportate di seguito debba essere considerato come un valore medio, utile per

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

la stima dei tassi di deformazione tardo quaternari.

8.1.1 Sponda calabrese

Lungo la sponda calabrese, tra Villa S. Giovanni e il Piano di Matiniti, è stata riconosciuta una serie completa di dieci terrazzi marini tardo-quaternari, formati da calcareniti sabbie e conglomerati più o meno cementati, spessi fino a 20 m, poggianti sul substrato cristallino o sulle coperture sedimentarie del Pliocene inferiore (Trubi), Pleistocene inferiore (Calcareniti di Vinco Auct., cfr. Formazione Le Masse di Guarnieri et al., 2004) o medio pleistoceniche (Ghiaie e sabbie di Messina), a quote crescenti tra 25 e 530 m s.l.m. (v. anche DUMAS et al., 1978; GHISETTI, 1981; MIYAUCHI et al., 1994). I depositi marini passano generalmente verso l'alto a limi rossastri con livelli di sabbie e ghiaie d'origine continentale, spessi fino ad una ventina di metri. La serie è in parte dislocata dalle faglie di Pezzo-Scilla e dei Cappuccini, che limitano a nord e sud rispettivamente, l'alto di Campo Piale (GHISETTI, 1984; 1992). Una sezione topografica (Fig. 48) in direzione ovest-est, tra Villa San Giovanni e il Piano di Matiniti, permette di visualizzare la quota degli orli interni dei suddetti terrazzi che, insieme alla loro età, rappresenta un dato fondamentale per la determinazione dei tassi di deformazione dell'area durante il tardo Quaternario (v. oltre). Il terrazzo più basso (I° ordine) si estende parallelamente alla costa, da Villa San Giovanni a Porticello, con orlo interno ubicato attorno a quota 40 m s.l.m. I terrazzi di II°, III° IV°, V° e VI° ordine contornano l'alto di Campo Piale, affiorando estesamente soprattutto a sud-ovest di esso, tra Villa San Giovanni e Fiumara, con orli interni ubicati a quota 60 m, 95 m, 120 m, 175 m e 200 m s.l.m., rispettivamente. La serie completa dei terrazzi di ordine superiore affiora solamente lungo l'alto di Campo Piale, dove i terrazzi di VII°, VIII° e IX° ordine mostrano orli interni ubicati a quota 285 m, 320 m, 345 m, 415 m s.l.m, mentre il terrazzo più alto (X° ordine) affiora a quote variabili tra 480 m e 520 m a monte del Piano di Matiniti. Più complessa appare l'attribuzione dei terrazzi affioranti a nord dell'alto di Campo Piale, sul blocco di tetto della faglia di Pezzo-Scilla, ribassato dalla stessa struttura tra il cimitero di Cannitello e il Piano di Divale. In quest'area la successione dei terrazzi è costituita da tre superfici: il terrazzo di I° ordine, che mostra una chiara continuità parallelamente a tutto il tratto di costa analizzato; una superficie sovrastante, con orlo interno ubicato a quote variabili tra 70 m a 90 m, che sembrerebbe raccordarsi con il terrazzo di III° ordine affiorante nell'area di Villa San Giovanni e che sutura la faglia di Pezzo-Scilla nell'area di Santori (a monte di Pezzo); una terza superficie, con orlo interno ubicato a quote variabili tra 100 m a 140 m, che in

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

base a correlazioni geomorfologiche (v. MIYAUCHI et al., 1994; JACQUES et al., 2001) è stata attribuita al V° ordine (MIS 5.5, 125 ka).

Per quanto riguarda la cronologia dei terrazzi, il ritrovamento di *Strombus bubonius* nell'area di Reggio Calabria (BONFIGLIO, 1972; DUMAS et al., 1987) e le datazioni assolute, ottenute con il metodo della termoluminescenza e luminescenza ottica da BALESCU et al. (1997), vincolano perfettamente l'età dei terrazzi tra 60 e 330 ka. Ai depositi sabbiosi del terrazzo più basso (I° ordine), affioranti in località Acciarello nei pressi di Villa San Giovanni, è stata infatti attribuita un'età di circa 60 ka (BALESCU et al., 1997), mentre la correlazione morfologica del terrazzo di IV° ordine con i depositi contenenti *Strombus bubonius* affioranti a monte di Reggio Calabria (v. anche MIYAUCHI et al., 1994; DUMAS & RAFFY, 2004) ha consentito di correlare quest'ultimo con il MIS 5.5 (125 ka). Da ciò ne consegue la correlazione degli altri ordini di terrazzi con i restanti picchi positivi della curva eustatica occorsi tra il MIS 3.3 ed il MIS 9.3. Da notare che i terrazzi di II° e VI° ordine non possono essere correlati con picchi positivi (v. anche DUMAS & RAFFY, 2004), per cui il terrazzo di II° ordine è stato attribuito allo stazionamento marino di 74 ka (MIS 4), mentre il terrazzo di VI° ordine è stato attribuito allo stazionamento marino di 167 ka (MIS 6.5).

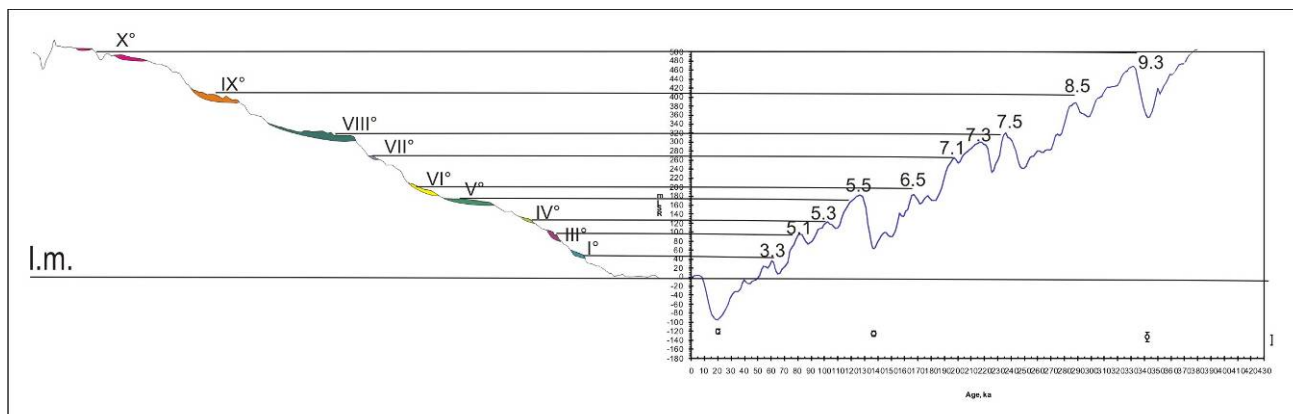


Fig. 8.1 – Correlazione tra la posizione altimetrica dei terrazzi marini della sponda calabrese e i picchi positivi della curva eustatica di WAELBROEK et al. (2002), modificata per un tasso di sollevamento di 1.4 mm/a.

8.1.2 Sponda siciliana

Lungo la sponda siciliana, tra Capo Peloro, Ganzirri e Faro Superiore (Tavola 1/4, elaborato CG0800PN5DSSBC6G000000001C), sull'alto strutturale limitato dalla faglia di Mortelle a nord e dalla faglia di Ganzirri a sud, sono stati riconosciuti sei ordini di terrazzi a quote crescenti verso

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

ovest tra 20 e 170 m s.l.m. (v. profilo in Fig. 7.2). Essi sono rappresentati da marne, sabbie e ghiaie marine spesse fino a 30 m poggianti in discordanza sulle Ghiaie e sabbie di Messina e ricoperte da limi, sabbie e ghiaie continentali spessi fino a 20 m. I terrazzi più bassi (I°, II° e III° ordine) affiorano con estensione limitata quasi esclusivamente nell'area di Capo Peloro, poco ad ovest del Pantano Piccolo, con orli interni ubicati a quota 30 m, 45 m e 60 m s.l.m., rispettivamente. In particolare, sul terrazzo di III° ordine è edificato il cimitero di Granatari. Il terrazzo di IV° ordine affiora estesamente da Semaforo Forte Spuria, a monte del Pantano Grande, alla zona di Sant'Agata a quote decrescenti da 110 m a 75 m s.l.m. da nord verso sud. Esso è stato studiato in modo approfondito da BONFIGLIO & VIOLANTI (1983), in quanto nel relativo deposito a quota 85 m s.l.m. a monte di Mortelle è stato ritrovato un esemplare di *Strombus bubonius*, importante fossile guida del Tirreniano (125 ka). Verso ovest, tra Madonna dei Miracoli e Faro Superiore, affiorano in modo discontinuo i terrazzi di V° e VI° ordine con orli interni ubicati a quote 140 m e 170 m s.l.m., rispettivamente.

Per quanto riguarda la cronologia dei terrazzi, il ritrovamento di *Strombus bubonius* a monte di Mortelle (BONFIGLIO & VIOLANTI, 1983) ha consentito di correlare il terrazzo di IV° ordine con il MIS 5.5 (125 ka) e di vincolare l'età dei terrazzi di I°, II°, III°, V° e VI° ordine, che possono essere correlati con i restanti stazionamenti marini occorsi tra il MIS 3.3 (60 ka) ed il MIS 7.5 (240 ka). Infatti i sottostanti terrazzi di I°, II° e III° ordine possono essere attribuiti ai precedenti MIS 3.3 (60 ka), 5.1 (80 ka) e 5.3 (100 ka), rispettivamente, mentre i sovrastanti terrazzi di V° e VI° ordine possono essere attribuiti ai successivi MIS 7.1 (200 ka) e 7.3-7.5 (215-240 ka).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

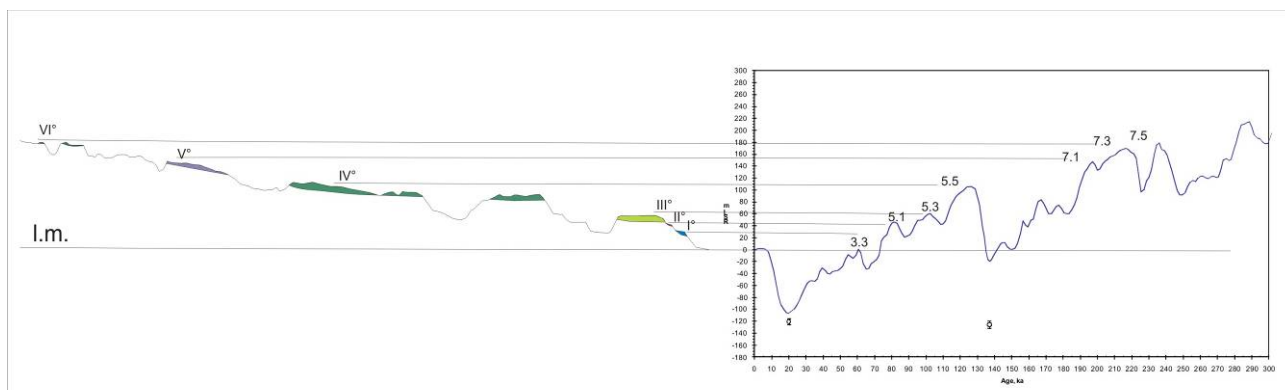


Fig. 8.2 – Correlazione tra la posizione altimetrica dei terrazzi marini della sponda siciliana e i picchi positivi della curva eustatica di WAELBROECK et al. (2002), modificata per un tasso di sollevamento di 0.9 mm/a.

8.2 Stima dei tassi di sollevamento

Considerando il livello del mare durante i diversi stazionamenti marini, ricavato dalla curva eustatica di WAELBROECK et al. (2002), la quota degli orli interni dei diversi terrazzi combinata con la relativa attribuzione cronologica consente di determinare i tassi di sollevamento, che risultano differenti a seconda che la serie sia ubicata su blocchi di tetto o di letto delle faglie tardo quaternarie che deformano le due sponde dello Stretto di Messina.

Lungo la sponda calabrese, la correlazione dei terrazzi di VII°-X° ordine, ubicati sull'alto di Campo Piale, con i MIS 7.1-9.3 consente di determinare un tasso di sollevamento di circa 2 mm/a tra 330 e 200 ka. I terrazzi sottostanti circondano l'alto di Campo Piale ed in particolare sono ubicati a nord e a sud di esso, al tetto delle faglie che limitano il blocco sollevato, o ad ovest di esso, dove le suddette faglie terminano e si mostrano suturate dai terrazzi stessi. In particolare a ovest e a sud dell'alto di Campo Piale affiora la serie completa dei terrazzi dal I° al VI° ordine e la loro correlazione con i MIS 3.3-6.5 consente di determinare un tasso di sollevamento di 1,4 mm/a negli ultimi 167 ka. Il settore a nord dell'alto di Campo Piale, ribassato dalla faglia di Pezzo-Scilla, mostra chiaramente un tasso di sollevamento minore almeno fino a 60 ka. Considerando infatti la quota dell'orlo interno del terrazzo del I° ordine (circa 40 m s.l.m.), si ottiene anche qui un tasso di sollevamento di circa 1,4 mm/a, a conferma del fatto che questo terrazzo non è deformato dalla struttura, ma anzi ne sutura la terminazione occidentale nell'area di Pezzo. I terrazzi sovrastanti, ribassati dalla faglia e attribuiti al III° e V° ordine, mostrano invece orli interni a quote inferiori rispetto alle altre aree e la correlazione con i MIS 5.1 e 5.5, rispettivamente, suggerisce tassi di

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

sollevamento minori, variabili da 0,8 a 1 mm/a, negli ultimi 125 ka.

Lungo la sponda siciliana, la perfetta correlazione dei terrazzi di II°-VI° ordine con i MIS 5.1-7.5 consente di determinare un tasso di sollevamento costante di 0,8-0,9 mm/a tra 240 e 80 ka (Fig. 8.2), mentre la quota del piccolo terrazzo di I° ordine e la sua attribuzione al MIS 3.3 suggeriscono una forte accelerazione del tasso di sollevamento, fino a 1,3 mm/a, negli ultimi 60 ka.

8.3 Attività delle faglie normali

I tassi di sollevamento stimati rappresentano la somma tra il segnale regionale, uniforme negli ultimi 700-800 ka (Westaway, 1993), e la deformazione verticale co-sismica e post-sismica indotta dall'attività delle faglie che, come predetto dai modelli (KING et al., 1988), ha interessato le aree all'intorno delle maggiori faglie quaternarie. Queste tre componenti si sommano al letto delle faglie sismogeniche, mentre al tetto segnali opposti caratterizzano i movimenti verticali co-sismici e post-sismici. I primi infatti causano la subsidenza istantanea del blocco ribassato, mentre i secondi danno luogo ad un sollevamento a lungo termine di un ampio settore all'intorno della struttura (KING et al., 1988).

Per quanto riguarda la sponda calabrese, la mappatura dei terrazzi e la relativa attribuzione cronologica è risultata molto utile per la ricostruzione dell'attività delle faglie che bordano l'alto di Campo Piale. La faglia dei Cappuccini, insieme con la struttura sintetica ubicata poco a sud di essa, limita l'alto di Campo Piale verso sud ed è considerata una delle principali strutture bordiere del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria (GHISSETTI, 1984; 1992). L'analisi strutturale e sedimentologica della successione sedimentaria calcarenitica plio-pleistocenica bordata verso nord dalla faglia, rivela che l'attività di quest'ultima sia stata di tipo sinsedimentario durante il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (GHISSETTI, 1984; MONACO et al., 1996). Essa inoltre è suturata verso ovest dal terrazzo di VI° ordine e ciò suggerisce che la sua attività possa essere considerata anteriore a 167 ka. La faglia di Pezzo-Scilla, limita l'alto di Campo Piale verso nord e fa parte di un sistema che continua verso nord-est per circa 30 km, limitando verso mare l'alto di Monte Sant'Elia nell'area di Palmi (Sistema di Scilla). Essa è considerata ancora attiva almeno nei sui segmenti nord-orientali, in quanto ritenuta responsabile di uno dei terremoti della sequenza del febbraio-marzo 1783 (MONACO & TORTORICI, 2000; JACQUES et al., 2001) e dei sollevamenti cosismici dell'area costiera tra Scilla e Palmi, ubicata a letto della struttura, negli ultimi 5000 anni (FERRANTI et al., 2007, 2008). La distribuzione dei terrazzi indica che la superficie tirreniana (125-

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

ka) è rigettata di circa 90 m in corrispondenza del cimitero di Cannitello. La stessa struttura mostra però di essere suturata verso ovest dal terrazzo di I° ordine e ciò suggerisce che la sua attività possa essere considerata anteriore a 60 ka. I tassi di sollevamento dell'alto di Campo Piale nel periodo che va da 330 a 167 ka (in base all'attribuzione cronologica dei terrazzi di VII°-X° ordine) sono all'incirca di 2 mm/a, due volte il tasso di sollevamento regionale (WESTAWAY, 1993). Ciò suggerisce che parte del sollevamento sia da attribuire all'attività delle due faglie che delimitano l'horst a nord e a sud. I settori a ovest e a sud dell'horst mostrano comunque tassi di sollevamento di 1,4 mm/a negli ultimi 125 ka, probabilmente legati all'attività della faglia di Pezzo-Scilla successivamente alla disattivazione della faglia dei Cappuccini. Il settore a nord dell'horst mostra invece tassi di sollevamento leggermente minori di quello regionale, almeno fino a circa 60 ka, dovuti alla subsidenza del blocco ribassato dalla faglia di Pezzo-Scilla. L'elevazione alquanto costante del terrazzo di I° ordine lungo tutto il tratto di costa analizzato suggerisce un tasso di sollevamento uniforme di 1,4 mm/a negli ultimi 60 ka e quindi una disattivazione della struttura almeno nel suo segmento più occidentale, anche se non si esclude l'attività di segmenti offshore appartenenti allo stesso sistema (SELLI et al., 1979; GUARNIERI et al., 2004; FERRANTI et al., 2008). Per quanto riguarda la sponda siciliana, la serie terrazzata è incisa sul blocco strutturale limitato dalla faglia di Mortelle a nord, dalla faglia di Ganzirri a sud e dalla faglia di Faro Superiore ad ovest. Le prime due formano un horst, ubicato sul lato ribassato dalla terza struttura. La serie si presenta inclinata di 10-15° verso sud e ciò dovrebbe essere dovuto alla maggiore attività tardo quaternaria della Faglia di Mortelle, che ha causato il leggero basculamento dell'intero blocco verso lo Stretto. L'elevazione dei terrazzi di II°-VI° ordine suggerisce tassi di sollevamento leggermente inferiori a quelli regionali nel periodo compreso tra 240 a 80 ka, probabilmente a causa dell'ubicazione del blocco al tetto (lato ribassato) della faglia di Faro Superiore. L'elevazione del terrazzo di I° ordine indica che negli ultimi 60 ka il sollevamento tettonico ha subito un accelerazione e si è uniformato su entrambe le sponde con tassi di 1,4 mm/a, confermati anche dagli indicatori olocenici (v. ANTONIOLI et al., 2006), probabilmente a causa dell'attività delle strutture offshore (SELLI et al., 1979; GUARNIERI et al., 2004; FERRANTI et al., 2008).

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

9 Evoluzione geodinamica dell'area dello Stretto

Prendendo in considerazione ambedue le sponde dello Stretto di Messina si possono ricostruire la situazione paleogeografica e i caratteri stratigrafico-strutturali nel periodo antecedente la formazione dello Stretto, cioè quando questo non si era ancora delineato. Da quella data può iniziare la ricostruzione del quadro evolutivo di quest'area allo scopo di definirne la "tendenza evolutiva" e cioè di valutare meglio il quadro della tettonica recente e di tentare di prevedere quali modifiche ci si possa attendere, specialmente per quanto riguarda strettamente le opere di attraversamento.

Per iniziare è stato notato infatti, in seguito agli studi geologici sul terreno, che i depositi pliocenici sono generalmente distribuiti nelle fasce settentrionali, dalla zona di Rometta alle Masse ed oltre, sul versante siciliano e nella zona di Fiumara di Catona, Calanna, lungo il versante di Scilla sulla sponda calabrese, mentre a sud in ambedue i settori i depositi calcarenitico-sabbiosi mediopleistocenici giacciono direttamente sul substrato. Ciò indica che durante il Pliocene i settori tirrenici erano ancora prevalentemente sommersi e quelli meridionali emersi. Successivamente la situazione si è invertita e la configurazione attuale in sostanza si è raggiunta soltanto nel Pleistocene. Appare comunque chiara la caratteristica della zona in esame nel subire innalzamenti ed abbassamenti di natura tettonica solo in parte imputabili alle variazioni del livello marino.

Le Ghiaie e sabbie di Messina, in cui il rinvenimento di resti di *Elephas mnaidriensis* (BONFIGLIO et al., 1991) indica un'età non più antica di 200/250 ka, danno preziose informazioni sull'apertura dello Stretto. In particolare con la loro distribuzione areale e con la netta clinostratificazione, indicano che il settore nord dello Stretto di Messina (cioè compreso tra Capo Peloro e l'allineamento Scilla – Punta Pezzo) si è sostanzialmente individuato a partire dal Pleistocene medio e che la sua apertura potrebbe essere ancora in atto.

Interessanti considerazioni provengono dall'analisi sedimentologica della formazione di Messina, che doveva avere delle aree alimentatrici ampie e montuose.

I rilievi condotti in Calabria nella zona tra Campo Piale e Campo Calabro hanno messo in evidenza delle clinostratificazioni nella formazione delle Ghiaie e sabbie di Messina immergenti verso sud, come se i sedimenti provenissero da un'area alimentatrice che oggi è occupata dallo Stretto, che pertanto sarebbe collassato successivamente. Considerata l'età delle Ghiaie e sabbie di Messina non superiore ai 200/250 ka, il braccio settentrionale dello Stretto avrebbe un'età non più antica di

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

250 ka. Per quanto si tratti della “soglia” dello Stretto, la profondità va dai 120 ai 200 metri. Considerato che l’area sorgente doveva essere a non meno di 300 m sul livello marino, il collasso sarebbe di circa 500 m in circa 200 ka con un tasso medio di 2-2.5 mm/anno.

Anche nella penisola di Capo Peloro, come si è scritto in precedenza, la deposizione delle Ghiaie e sabbie è avvenuta in una configurazione diversa da quella attuale.

DEL BEN et al. (1996), utilizzando analisi stratigrafiche, rilievi di campagna e interpretazioni di linee sismiche delle aree sommerse, ricostruiscono il quadro strutturale, giungendo a individuare una sequenza cronologica delle faglie riconosciute. Tralasciando le fasi tortoniane, dal Pliocene superiore si sarebbe attivato il sistema NE-SW, che esercitava un controllo sulla sedimentazione e determinava la configurazione del margine tirrenico e della dorsale peloritana. Anche per gli stessi Autori la soglia settentrionale dello Stretto avrebbe subito un collasso durante il Pleistocene medio-superiore per effetto del sistema ENE-WSW, considerato distensivo. DEL BEN et al. (1996) considerano le faglie del sistema orientato NNE-SSW, ereditate dalla tettonica tardo-miocenica ed in parte riattivate, responsabili della configurazione della parte meridionale dello Stretto. Mentre la soglia settentrionale è caratterizzata dal Sistema di Scilla, con faglie con orientazione ENE-WSW.

DI STEFANO & LONGHITANO (2009), dall’analisi biostratigrafica e sedimentologica di dettaglio sui depositi biocalcarenitici del Pleistocene inferiore medio riportano l’inizio dell’apertura dello Stretto di Messina ad un periodo compreso tra 990 e 580 Ka. Ma questi valori appaiono eccessivi, probabilmente perché si riferiscono alla parte centro-meridionale dello Stretto.

CATALANO et al. (2002) calcolano tassi di sollevamento di 1,6 mm/anno durante l’intervallo 125-100 ka e di 0,2-0,3 mm/anno a partire dagli ultimi 100.000 anni. I loro dati suggerirebbero una propagazione delle faglie attive del *Rift* Calabro-Siculo dal settore calabro a quello siciliano.

Poiché ciò che interessa sono le aree strettamente connesse alle opere di attraversamento, l’attenzione viene rivolta ai depositi marini terrazzati presenti sulle due sponde in corrispondenza delle torri e degli ancoraggi. Nel capitolo precedente, cui si rimanda per ulteriori dettagli, l’analisi dei terrazzi marini fornisce utili indicazioni sui tassi di sollevamento, che però risultano differenti a seconda della localizzazione sul blocco ribassato ovvero su quello rialzato ai lati delle faglie. Ciò consente di discriminare le faglie “spente” da quelle attive. Per esempio la faglia di Pezzo – Scilla, dell’omonimo sistema (v. Capitolo Caratteri strutturali), può essere considerata attiva nella sua terminazione orientale, e forse responsabile del terremoto del 1783 (MONACO & TORTORICI, 2000), ma verso ovest e cioè nei pressi del sito della torre lato Calabria appare suturata dai depositi del terrazzo di I° ordine e cioè non si sarebbe riattivata a partire da 60 ka.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

10 Aspetti di idrogeologia

Si riportano nel seguito alcune considerazioni relative alle condizioni idrogeologiche nelle aree in cui ricadono le opere di ancoraggio e di fondazione dell'Opera d'Attraversamento.

Tali valutazioni sono state condotte dal Prof. Ferrara, nell'ambito degli studi di base volti alla definizione del quadro idrogeologico, sia nel territorio siciliano che in quello calabrese.

Per quanto riguarda l'ancoraggio lato Sicilia, si evidenzia che le opere e le attività di scavo per la realizzazione dell'ancoraggio non interferiscono con la falda, essendo quest'ultima ubicata alcuni metri sopra il livello del mare, mentre il piano di fondo scavo dell'ancoraggio si colloca a circa 4 m s.l.m.

I due siti interessati dalla realizzazione delle opere di fondazione, lato Sicilia e lato Calabria, si collocano a quote pari a 4-5 m circa s.l.m.; la falda, fortemente influenzata dalla quota del mare, si colloca tra lo zero e 1.0 m s.l.m.; gli scavi per la realizzazione delle fondazioni saranno pertanto da realizzarsi quasi interamente sotto falda.

Nell'area prevista per la realizzazione dell'ancoraggio lato Calabria, affiorano depositi marini terrazzati che ricoprono con spessori variabili la formazione delle sabbie e ghiaie di Messina. In base alla carta geologica ed ai dati di alcune perforazioni geognostiche eseguite nell'area interessata nel corso della recente campagna e in anni precedenti, i terreni anzidetti poggiano sulla formazione del Conglomerato di Pezzo o direttamente sul basamento cristallino. Dal punto di vista idrogeologico i termini superiori costituiscono un acquifero di scarso interesse in cui localmente può riscontrarsi una falda superficiale con livello piezometrico a pochi metri di profondità dal piano di campagna, ma questa può anche essere assente per scarsa alimentazione o per drenaggio.

Le condizioni di permeabilità della parte superiore del sottostante Conglomerato di Pezzo consentono localmente l'esistenza di una debole circolazione idrica in connessione con i soprastanti depositi clastici fino a variabile profondità, condizionata dai cambiamenti di litologia o dalla presenza di cementazione.

La superficie piezometrica riportata nella carta idrogeologica è indicativa delle predette condizioni e va interpretata in termini di circolazione idrica discontinua e variabile in breve spazio. Dai dati dei pochi sondaggi e in mancanza di riscontri con pozzi esistenti, la presenza di un livello idrico si pone a circa 20 m di profondità e va interpretata nel contesto sopra indicato.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

Le condizioni idrogeologiche prevedibili nei primi metri di scavo potranno essere di umidità e di modesti stillicidi, mentre alla profondità di 18-20 m circa potrà riscontrarsi presenza di falda scarsamente alimentata e comunque dipendente dalle condizioni climatiche nei diversi periodi dell'anno.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

11 Riferimenti bibliografici

- AMODIO MORELLI G., 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.
- AMORUSO A., CRESCENTINI L., SCARPA R. (2002) – *Source parameters of the 1908 Messina Straits, Italy, earthquake from geodetic and seismic data*. J. Geophys. Res., **107**.
- ANTONIOLI F., FERRANTI L., LAMBECK K., KERSHAW S., VERRUBBI V., DAI PRA G. (2006) - *Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea)*. Tectonophysics, **422**: 23–40.
- ARGNANI A. BRANCOLINI G., ROVEREG., ACCAINO F., ZGUR F., GROSSI M., FANZUTTI F., VISNOVIC P., SORGO D., LODOLO E., BONAZZI C., MITCHELL N. (2008) – *Hints on active tectonics in the Southern Messina Straits: preliminary results from the TAORMINA-2006 seismic cruise*. Boll. Geof. Teor. Appl., **49**: 163-176.
- ASCENZI A. & SEGRE A. (1971) - *A new Neandertal child mandible from an upper Pleistocene site in southern Italy*. Nature, **233**: 280-282.
- ATZORI P., GHISSETTI F., PEZZINO A., VEZZANI L. (1978) - *Strutture ed evoluzione geodinamica recente dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 31-56.
- ATZORI P., GHISSETTI F., PEZZINO A., VEZZANI L. (1983) - *Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte*. Scala 1:50.000, S.EL.CA., Firenze.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'isola di Sicilia*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **1**: 1-408, 10 tavv., Roma.
- BALESCU S., DUMAS B., GUÉRÉMY P., LAMOTHE M., LHÉNAFF R., RAFFY J. (1997) - *Thermoluminescence dating tests of Pleistocene sediments from uplifted marine shorelines along the southwest coastline of the Calabria Peninsula (southern Italy)*. Palaeog. Palaeocl. **130**: 25-41.
- BARATTA M. (1910) – *La catastrofe sismica calabro-messinese (28 dicembre 1908). Relazione alla Società Geografica Italiana*. (Roma, ristampa anastatica, Sala Bolognese 1985).
- 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.
- BARRIER P. (1984) - *Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pleistocène du Détroit de Messine*. Thèse Un. Marseille, 270 pp.
- BARRIER P. (1986) – *Evolution paléogéographique du détroit de Messine au Pliocène et au Pléistocène*. Giorn. Geologia, s. 3°, **48** (1-2): 7-24.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du Détroit de Messine (Italie)*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: 59-81.
- BARRIER P., CRAVATTE J., DECIS R., LANZAFAME G., OTT D'ESTEVOU P. (1987) - *Mise au point stratigraphique sur les relations entre la "couverture calabride miocène" et les "terrains post-orogéniques" dans la région du Détroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL, Paris, **11**: 43-53.
- BIANCA M., MONACO C., TORTORICI L., CERNOBORI L. (1999) - *Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake*. Geophysical J. Intern. **139**: 370-394.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MESSINA A., PERRONE V. (2000) – *Rb/Sr radiometric data of the Alpine metamorphism in the Aspromonte Nappe (Calabrian-Peloritani Arc;*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

Southern Italy): comparison with other segments of the western Mediterranean Belt. Evoluzione Geologica e Geodinamica dell'Appennino – Convegno in memoria di G. Pialli. Perugia 16-18 febbraio 2000.

- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S. (1991) - *Alpine metamorphism in the Aspromonte Nappe. Southern Calabria - Italy: Rb-Sr radiometric data.* Atti Conv. "Geologia del Basamento Italiano", Siena, 21-22 marzo 1991, 105-106.
- BONARDI G., GURRIERI S., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte.* Boll. Soc. Geol. It., **98**: 53-73.
- BONFIGLIO L. (1970a) - *Facies biotritica tardopliocenica nei Peloritani a 1250 metri d'altitudine.* Boll. Soc. Geol. It., **89**: 499-506.
- BONFIGLIO L. (1970b) - *Stratigrafia del Neogene sul versante settentrionale dei M. Peloritani presso Salice (Messina).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Sez. A, **76**: 293-311.
- BONFIGLIO L. (1972) – *Il Tirreniano di Bovetto e Ravagnese presso Reggio Calabria.* Quaternaria, **16**: 137-148.
- BONFIGLIO L. (1974) - *Stratigrafia del Neogene e del Quaternario nelle regioni Reggio Calabria-Terreti.* Mem. Ist. It. di Paleont. Umana, **2**: 297.
- 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.
- BOSCHI E., PANTOSTI D., VALENSISE G. (1989) – *Modello di sorgente per il terremoto di Messina del 1908 ed evoluzione recente dell'area dello Stretto.* Atti 8° Conv. Roma 7-9 novembre 1989. C.N.R.-G.N.G.T., **1**: 245-258.
- BOTTARI A. CARAPEZZA E., CARAPEZZA M., CARVENI P., CEFALI P., LO GIUDICE E., PANDOLFO C. (1986) – *The 1908 Messina Strait earthquake in the regional geostructural framework.* J. Geodynamics, **5**: 275-302.
- BOUSQUET J.C., LANZAFAME G., TORTORICI L., SAURET B., ABOUBEKR N. (1980) – *Mise en évidence d'un épisode tectonique de distension pendant le Quaternaire ancien sur le bord sud-oriental du Déroit de Messine.* Soc. Géol. France, **3**: 88-91.
- BURROLLET P.F., MUGNIOT G.M., SWEENEY P. (1978) – *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of southern Tunisia and Tripolitania*, in: A. NARIN, W. KANES & F.G. STELHI (Eds.): "The ocean basins and Margins". Plenum Press, New York, 331-339.
- CAPUANO P., DE NATALE G., GASPARINI P., PINGUE F., SCARPA R. (1988) – *A model for the 1908 Messina Straits (Italy) earthquake by inversion of levelling data.* Bull. Seism. Soc. America, **78**: 1930-1947.
- CARBONE S., GRASSO M., LENTINI F. (1982c) – *Considerazioni sull'evoluzione geodinamica della Sicilia sud – orientale dal Cretaceo al Quaternario*, Mem. Soc. Geol. It., **24**: 362-386.
- CARBONE S., MESSINA A., LENTINI F. (2008) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. Foglio 601 Messina-Reggio di Calabria.* Serv. Geol. d'It., APAT, 179 pp. S.EL.CA., Firenze.
- CATALANO S. & CINQUE A. (1995) - *L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia nord-orientale): il contributo di una analisi geomorfologica preliminare.* Studi Geol. Camerti, vol. spec., **2**: 113-123.
- CATALANO S. & DE GUIDI G. (2003) - *Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation.* J. Geodynamics, **36**: 445-467.
- CATALANO S., DE GUIDI G., MONACO C., TORTORICI G., TORTORICI L. (2003) – *Long-term behaviour of the Quaternary normal faults in the Straits of Messina area (Calabrian arc): Structural and morphological constraints.* Quaternary International, **101-102**: 81-91.
- CATALANO S. & DI STEFANO A. (1997) - *Sollevamenti e tettonogenesi pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici.*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

Il Quaternario, **10**(2): 337-342.

- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **9**: 1-310.
- 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*. J. Geophysical Research, **109**: B11402.
- DEL BEN A., GARGANO C., LENTINI R. (1996) - *Ricostruzione strutturale e stratigrafica dell'area dello Stretto di Messina mediante analisi comparata dei dati geologici e sismici*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 703-717.
- DECIMA A. & WEZEL F.C. (1971) - *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro occidentale*. Riv. Min. Sicil., **22** (130-132): 172-187, 10 figg., Palermo.
- DE GUIDI G., CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L. (2003) - *Morphological evidence of Holocene coseismic deformation in the Taormina region (NE Sicily)*. J. Geodynamics, **36**: 193-211.
- DE NATALE & PINGUE (1991) - *A variable slip fault model for the 1908 Messina Straits (Italy) earthquake, by inversion of levelling data*. Geoph. J. Inter., **104**: 73-84.
- DEWEY J.F., HELMAN L.M., TURCO E., HUTTON D.W.H., KNOTT S.D. (1989). *Kinematics of the western Mediterranean*. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publications, **45**: 265-283.
- DI GERONIMO I., GHISETTI F., LENTINI F., VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 543-549.
- DI STEFANO A. & LENTINI R. (1995) - *Ricostruzione stratigrafica e significato paleotettonico dei depositi Plio-Pleistocenici del margine tirrenico tra Villafranca Tirrena e Faro (Sicilia Nord-Orientale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1995/2): 219-237.
- DI STEFANO A. & LONGHITANO S. (2009) - *Tectonic and sedimentation of the Lower and Middle Pleistocene mixed siliciclastic/bioclastic sedimentary successions of the Ionian Peloritani Mts (NE Sicily, Southern Italy): the onset of opening of the Messina Strait*. J. Geosci, 30 pp.
- DOGLIONI C., INNOCENTI F., MARIOTTI G. (2001) - *Why Mt Etna?* Terra Nova 13, 25-31.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAF R., RAFFY J. (1978) - *Relief et néotectonique de la facade orientale du détroit de Messine (Calabre, Italie)*. Travaux de la RCP, **461**: 95-124.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAF R., RAFFY J. (1987) - *Rates of uplift as shown by raised Quaternary shorelines in Southern Calabria (Italy)*. Z. Geomorph. N.F. **63**: 119-132.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAF R., RAFFY J. (1982) - *Le soulèvement quaternaire de la Calabre méridionale*. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, **23**: 27-40.
- DUMAS B. & RAFFY J. (2004) - *Late Pleistocene tectonic activity deduced from uplifted marine terraces in Calabria, facing the Strait of Messina*. Quaternaria Nova, **8**: 79-99.
- FERRANTI L., ANTONIOLI F., MAUZ B., AMOROSI A., DAI PRA G., MASTRONUZZI G., MONACO C., ORRU P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSONO P., VERRUBBI V. (2006) - *Markers of the last interglacial sea level highstand 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 Straitss, Southern Italy: evidence from raised Late Holocene shorelines*. J. Geophysical Research, **112**: B06401.
- FERRANTI L., MONACO C., ANTONIOLI F., MASCHIO L., MORELLI D. (2008). *Holocene activity of the Scilla fault, southern Calabria: insights from morpho-structural and marine geophysical data*. Tectonophysics, **453**: 74-93.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**: 247-426.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

- FINETTI I. (2005) – *The Calabrian Arc and Subducting Ionian Slab from new CROP seismic data*. In: I.R. FINETTI (Ed.): “CROP Deep Seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy”. Elsevier, Spec. Vol., **17**: 393-412.
- FINETTI I. (2008) – *Geophysical Exploration Contribution to the Understanding of Messina Straits Tectono-Dynamics and 1908 Earthquake Seismogenesis*. Environmental Semeiotis, **1** (2): 278-293.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (2005) – *Ionian lithoshere roll-back sinking and back-arc Tyrrhenian opening from new CROP seismic data*. In: I.R. Finetti (Ed.): “CROP Project - Deep Seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy” Spec. Vol. Elsevier, **26**: 581-595.
- FINETTI I.R., 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.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M., PRIZZON A. (2005a) - *Geological Outline of Sicily and Lithospheric Tectono-Dynamics of its Tyrrhenian Margin from New CROP Seismic Data*. In: I.R. FINETTI (Ed.): “CROP Deep Seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy”. Elsevier, Spec. Vol., **15**: 319-376.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., GUARNIERI P., PIPAN M., PRIZZON A. (2005b) – *Crustal tectonostratigraphy and geodynamics of the southern Apennines from CROP and other integrating geophysical-geological data*. In: CROP Deep Seismic exploration of the Mediterranean Region Cap. 15 (I.R. Finetti Ed.), Spec. Vol. Elsevier, **12**: 225-262.
- FIRTH C., STEWART I., MCGUIRE W.M., KERSHAW S., VITA-FINZI C. (1996) - *Coastal elevation changes in eastern Sicily: implications for volcano instability at Mount Etna*. In: McGuire, W.M., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geol. Soc. London Special Publication, **110**: 153–167,
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R., SALVATORINI G. (1998) – *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. It. Paleont. Strat., **104**(1): 95-114.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D., NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.
- GARGANO C. (1994) - *Carta geologica di Messina e del settore nord-orientale dei Monti Peloritani*. Direzione F. Lentini, scala 1:25.000, S.EL.CA., Firenze.
- GHISETTI F. (1979) - *Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico*. Geol. Romana, **18**: 23-58.
- GHISETTI F. (1981) - *Upper Pliocene- Pleistocene uplift rates as indicators of neotectonic pattern: an example from southern Calabria (Italy)*. Zeitschrift Geomorphologie, **40**: 93-118.
- GHISETTI F. (1984) - *L'evoluzione strutturale del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco calabro*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 433-466.
- GIGNOUX M. (1909) - *La Calabre*. Ann. Geol., **18**: 141-160.
- GIGNOUX M. (1913) – *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. Ann. Univ. Lyon, n. **36**: 693 pp.
- GOES S., GIARDINI D., JENNY S., HOLLENSTEIN C., KAHLE H.G., GEIGER A. (2004) - *A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean*. Earth Planet. Sci. Lett., **226**: 335-345.
- GRASSO M., GUERRERA F., LOIACONO, PUGLISI D., ROMEOM., BALENZANO F., CARMISCIANO R., DI PIERRO M., GONZALES-DONOSO M., MARTIN-ALGARRA A. (1987)-*Caratterizzazione*

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

*sedimentologica, biostratigrafica e mineralogico-petrografica di "successioni miste" inframioceniche affioranti in Spagna (Catena Betica) e in Italia meridionale (Monti Nebrodi e Appennino Lucano). Boll. Soc. Geol. It., **106**: 475-516.*

- GUARNIERI P. & CARBONE S. (2003) – *Assetto geologico e lineamenti morfostrutturali dei bacini plio-quaternari del Tirreno meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **122**: 377-386.
- GUARNIERI P., DI STEFANO A., CARBONE S., LENTINI F., DEL BEN A. (2004) – *A multidisciplinary approach to the reconstruction of the Quaternary evolution of the Messina Strait (scala 1:25.000)*. In "Mapping Geology in Italy", APAT/Serv. Geol. d'It., p. 43-50. S.EL.CA. Ed.
- GUARNIERI P. & PIRROTTA C. (2008) – *The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily)*. *Geomorphology*, **95**: 260-273.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligomiocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Min. Sic., **145-147**: 27-51.
- GVIRTZMAN, Z. & NUR, A., 1999. *The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback*. *Nature* 401, 782-785.
- JACOBACCI A., MALATESTA A., MOTTA S. (1961) - *Piano di studi sullo Stretto di Messina per il collegamento della Sicilia con la Calabria: ricerche geologiche*. 66 pp, I.R.E.S., Palermo.
- JACQUES E., MONACO C., TAPPONIER 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. Conceptual Framework*. *J. Geophysical Research*, **93**: 13307-13318.
- LAJOIE K.R. (1986) - *Coastal Tectonics*. In: *Active Tectonics*, Nat. Academy Press, Washington, pp. 95-124.
- LENTINI F. (2000) – *Carta Geologica della Provincia di Messina*, scala 1:50.000, S.EL.CA. Ed., Firenze.
- LENTINI F. & CARBONE S. (2000) - *Carta Geologica della Sicilia/Geological Map of Sicily - scala 1:250.000*. S.EL.CA., Firenze (in stampa).
- 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** (n°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*. Studi Geol. Camerti (1995/2): 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. (1996) - *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 179-195, 1 carta geol.
- 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.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., MONACO C. (1990b) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale 1990: 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A., GUARNIERI P. (2002) – *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. *J. Geodynamics*, **34**: 141-158.
- LENTINI F., CARBONE S., GUARNIERI P. (2006) - *Collisional and post-collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebide Orogen (Southern Italy)*. In: Y. Dilek & S. Pavlides (Eds.): "Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region". Geol. Soc. America, spec. paper. n. **409**: 57-81.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

- LENTINI F., CATALANO S., CARBONE S. (2000) – *Note illustrative della carta geologica della Provincia di Messina*. Scala 1: 50.000. S.EL.CA. Ed. Firenze.
- LENTINI F., GRASSO M., CARBONE S. (1987) - *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione*. Conv. Soc. Geol. It. "Sistemi Avanfossa-Avampaese lungo la Catena Appenninico-Maghrebide", Naxos-Pergusa 22-25 aprile 1987.
- LENTINI R. (1996) – *Caratteri stratigrafici e strutturali dell'area dello Stretto di Messina: analisi comparata di dati geologici e sismici*. Tesi di Dottorato, Facoltà di Scienze MFN, Università di Catania, 94 pp.
- LOMBARDO G. (1980a) - *Stratigrafia dei depositi pleistocenici della Sicilia nord-orientale*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **12**: 84-113.
- LOMBARDO G. (1980b) - *Stratigrafia del Plio-Pleistocene nella zona di Reggio Calabria*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **12**: 233-298.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**: 227-245.
- MATTIA M., PALANO M., BRUNO V., CANNAVÒ F. (2009) - *Crustal motion along the Calabro-Peloritano Arc as imaged by twelve years of measurements on a dense GPS network*. Tectonophysics, **476**: 528–537.
- MESSINA A., SACCÀ C., SACCÀ D. (1996) - *Scheelite in hyperstene-Ca-garnet granulite from the Aspromonte Unit of the Peloritani Mts. (Sicily)*. Plinius, **16**: 156-157.
- MIYAUCHI T., DAI PRA G., LABINI S. (1994) - *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy*. Il Quaternario **7**: 17-34.
- MONACO C., CATALANO S., DE GUIDI G., GRESTA S., LANGER H., TORTORICI L. (2000) – *The geological map of the urban area of Catania (eastern Sicily): morphotectonic and seismotectonic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 425-438.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L., GILLOT P.Y. (1997) - *Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*. Earth and Planetary Science Letters, **147**: 125-139.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tettonica estensionale quaternaria nell' Arco Calabro e in Sicilia orientale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 351-362.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000) - *Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily*. J. Geodynamics, **29**: 407-424.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2007) - *Active faulting and related tsunamis in eastern Sicily and south-western Calabria*. Boll. Geof. Teorica e Applicata, **48** (2): 163-184.
- MONACO C., TORTORICI L., NICOLICH R., CERNOBORI L., COSTA M. (1996) - *From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy)*. Tectonophysics, **266**: 233-249.
- MONTENAT C., BARRIER P., OTT D'ESTEVOU P. (1991) - *Some aspects of the recent tectonics in the Straits of Messina, Italy*. Tectonophysics, **194**: 203-215.
- MOTTURA A. (1871) - *Sulla formazione terziaria della zona solfifera della Sicilia*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **1**: 50-140, 4 tavv., Firenze.
- MULARGIA F. & BOSCHI E. (1983) – *The 1908 Messina earthquake and related seismicity*. In: "Earthquakes: observation, theory and interpretation. Proc. Intern. Schol. of Physics Enrico Fermi, course 85, ed. H. Kanamori and E. Boschi, Amsterdam, New York, 493-518.
- OGNIBEN L. (1957) - *Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **33**: 1-276, 100 figg., Roma.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212.

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		Codice documento PB0004_F0.doc	Rev F0	Data 20/06/2011

- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, **12**: 243-585.
- OGNIBEN L. (1974) - *Relazione geologica sullo Stretto di Messina*. 257 pp, 1 carta geol. scala 1:10.000, Relaz. inedita al Gruppo Ponte di Messina.
- OMORI F. (1909) – *Preliminary report on the Messina-Reggio earthquake of dec. 28, 1908*. Bull. Imperial Earthquake Investigation Committee in Tokio, **3** (2): 37-46.
- PIRAZZOLI P.A., MASTRONUZZI G., SALIEGE J.F., SANSÒ P. (1997) - *Late Holocene emergence in Calabria, Italy*. Marine Geology, **141**: 61–70.
- RIO D., RAFFI I., VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: K.A. KASTENS, J. MASCLE, et alii (Eds.): “*Proceeding ODP Sc. Results*”, **107**: 513-533.
- RIZZO G.B. (1910) – *Sulla propagazione dei movimenti prodotti dal terremoto di Messina del 28 dicembre 1908*. Mem. Reale Acc. Sci. Torino, s. II, **61**: 355-417.
- ROTTURA A., BARGOSSO G.M., CAIRONI V., DEL MORO A., MACCARRONE E., MACERA P., PAGLIONICO A., PERRINI R., PICCARRETA G., POLI G. (1990) – *Petrogenesis of contrasting Hercynian granitoids from the Calabrian Arc, Southern Italy*. Lithos, **24**: 97-119.
- RUST D. & KERSHAW S. (2000) - *Holocene tectonic uplift patterns in northeastern Sicily: evidence from marine notches in coastal outcrops*. Marine Geology, **167**: 105 – 126
- SAURET B. (1980) - *Contribution à l'étude néotectonique du Détroit de Messine (Italie, secteur de Reggio Calabria)*. Thèse 3me cycle, Univ. Paris, **VII**: 1-258.
- SCANDONE P., PATACCA E., RADOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWSON M., CHEZAR H., MILLER E., MCKENZIE J., ROSSI S. (1981) - *Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean)*. A.A.P.G. Bull., **65**: 1299-1319.
- SCHICK R. (1977) – *Eine seismotektonische Bearbeitung des Erdbebens von Messina im Jahre 1908*. Geologisches Jahrbuch, **11**: 3-74.
- SEGUENZA G. (1873) – *Contribuzione alla geologia della Provincia di Messina: Breve nota intorno alle formazioni primarie e secondarie*. Bull. R. Com. Geol., 47 pp.
- SELLI R. (1978) - *Geologia e sismotettonica dello Stretto di Messina. Convegno su: L'attraversamento dello Stretto di Messina e la sua fattibilità*. Atti A. N. Lincei, **43**: 119-154.
- SELLI R., COLANTONI P., FABBRI A., ROSSI S., BORSETTI A.M., GALLIGNANI P. (1979) - *Marine geological investigation on the Messina Strait and its approaches*. Giornale di Geologia, **42**(2): 1-70.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2008) - *Foglio 601 Messina-Reggio di Calabria della Carta Geologica d'Italia*. Scala 1:50.000. Coordinatore F. Lentini. S.EL.CA. Ed.
- STEWART I.S., CUNDY A., KERSHAW S., FIRTH C. (1997) - *Holocene coastal uplift in the Taormina area, northeastern Sicily: implications for the southern prolongation of the Calabrian seismogenetic belt*. J. Geodynamics, **24**: 37-50.
- 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*. Quatern. Int. **101-102**: 269-278.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C., COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (southern Sicily)*. Tectonophysics, **243**: 37-55.
- VALENSISE G., BASILI R., P. BURRATO (2008) - *La sorgente del terremoto del 1908 nel quadro sismotettonico dello Stretto di Messina*. In: “*Terremoto di Messina del 1908. Sorgente sismogenetica*”. Dip. Protezione Civile, Ist. Naz. Geofisica e Vulcanologia.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (1992) - *A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: in the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake*. Terra Nova, **44**:

		Ponte sullo Stretto di Messina PROGETTO DEFINITIVO		
RELAZIONE GEOLOGICA GENERALE		<i>Codice documento</i> PB0004_F0.doc	<i>Rev</i> F0	<i>Data</i> 20/06/2011

472-483.

- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (2001) – *Database of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy*. . Annals of Geophysics, **44**: suppl. 1, con CD-Rom.
- VIOLANTI D. (1989) – *Foraminiferi plio-pleistocenici del versante settentrionale dei Monti Peloritani: analisi biostratigrafica e paleoambientale*. Riv. It. Pal. Strat., **95** (2): 173-216.
- WAELEBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL 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*. Quatern. Sci. Rev. **21**: 295–305.
- WESTAWAY R. (1993) - *Quaternary uplift of southern Italy*. J. Geophy. Res. **98**: 21741-21772.
- WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. (2000) - *Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region*. Science, **290**: 1910-1917.