



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CATANIA
DIPARTIMENTO DI SCIENZE GEOLOGICHE

Dottorato di Ricerca in:
EVOLUZIONE GEOLOGICA DI OROGENI DI TIPO MEDITERRANEO
XXIII CICLO

MARCO FIRETTO CARLINO

*Evoluzione tardo-pleistocenica ed olocenica
dell'offshore di Augusta (SR) tramite interpretazione
di dati geofisici (Swath Bathymetry, Side Scan Sonar,
Sub-bottom Chirp) e analisi di pozzi nei settori emersi*

TUTORE

Prof.ssa AGATA DI STEFANO

CO-TUTORE

Dott.ssa FRANCESCA BUDILLON

COORDINATORE

Ch.mo Prof. CARMELO MONACO

DICEMBRE 2010

INDICE

Capitolo 1. Introduzione	<i>pag.1</i>
 Capitolo 2. Inquadramento geologico	 <i>pag.4</i>
2.1. Il Plateau Ibleo nel quadro del Mediterraneo Centrale	<i>pag.4</i>
2.2. Principali lineamenti stratigrafici dei Monti Iblei	<i>pag.10</i>
2.3. Principali lineamenti tettonici dei Monti Iblei	<i>pag.13</i>
2.4. Il bacino di Augusta	<i>pag.18</i>
2.4.1. Caratteri stratigrafici	<i>pag.18</i>
2.4.2. Caratteri morfo-strutturali e tassi di sollevamento	<i>pag.21</i>
2.4.3. Caratteri oceanografici	<i>pag.26</i>
 Capitolo 3. Metodologie	 <i>pag.28</i>
3.1. Introduzione	<i>pag.28</i>
3.2. Concetti base sulla propagazione delle onde acustiche in acqua	<i>pag.30</i>
3.3. L'Echo sounding	<i>pag.33</i>
3.4. Il Multibeam	<i>pag.35</i>
3.5. Il Side Scan Sonar	<i>pag.41</i>
3.5.1. Dataset e metodi di interpretazione	<i>pag.44</i>
3.6. Il Sub-bottom Chirp	<i>pag.47</i>
3.6.1. Principi di Stratigrafia Sismica	<i>pag.49</i>
3.6.2. Parametri che influenzano la risoluzione dei dati sismici	<i>pag.51</i>
3.6.3. Dataset e metodi di interpretazione	<i>pag.53</i>
 Capitolo 4. Caratteri fisiografici dell'ambiente di piattaforma e cenni di stratigrafia sequenziale	 <i>pag.54</i>
4.1. Caratteri fisiografici dell'ambiente di piattaforma	<i>pag.54</i>
4.1.1. Concetto di equilibrio delle piattaforme continentali	<i>pag.56</i>
4.1.2. Fattori di controllo dei processi sedimentari in aree di piattaforma continentale	<i>pag.58</i>
4.1.3 Regime idraulico e trasporto dei sedimenti attraverso le piattaforme continentali	<i>pag.60</i>

4.2. Elementi di stratigrafia sequenziale	<i>pag.64</i>
4.2.1. Concetto di Sequenza Deposizionale	<i>pag.65</i>
4.2.2. Terminazione laterale degli strati	<i>pag.66</i>
4.2.3. Concetti di base level e accomodamento	<i>pag.68</i>
4.2.4. Parasequenze e superfici di annegamento	<i>pag.69</i>
4.2.5. Depositi geneticamente correlati: systems tract	<i>pag.70</i>
4.2.6. Principali superfici stratigrafico-sequenziali	<i>pag.73</i>
 <i>Capitolo 5. Descrizione dei dati</i>	 <i>pag.78</i>
5.1. Introduzione	<i>pag.78</i>
5.2. Caratteri morfologici e di riflettività <i>dell'offshore</i> di Augusta	<i>pag.79</i>
5.3. Caratteri sismo-stratigrafici <i>dell'offshore</i> di Augusta	<i>pag.86</i>
5.3.1. Caratteri sismo-stratigrafici dell'area di bacino	<i>pag.86</i>
5.3.2. Caratteri sismo-stratigrafici dell'alto morfologico meridionale	<i>pag.102</i>
5.3.3. Caratteri sismo-stratigrafici dell'alto morfologico settentrionale	<i>pag.113</i>
5.3.4. Distribuzione areale delle <i>facies</i> geofisiche	<i>pag.120</i>
5.4. Caratteri stratigrafici dei dati di pozzo	<i>pag.122</i>
 <i>Capitolo 6. Discussione</i>	 <i>pag.124</i>
6.1) Introduzione	<i>pag.124</i>
6.2) Correlazioni terra-mare e significato geologico del substrato acustico	<i>pag.125</i>
6.3) Caratteri stratigrafici delle aree depocentrali	<i>pag.134</i>
6.4) Interpretazione degli alti morfologici distali	<i>pag.147</i>
 <i>Capitolo 7. Considerazioni conclusive</i>	 <i>pag.152</i>
 <i>Bibliografia</i>	 <i>pag.159</i>

CAPITOLO 1. INTRODUZIONE

Il presente studio consiste nella definizione dei caratteri morfostrutturali e dell'evoluzione stratigrafica tardo-pleistocenica ed olocenica dei settori sommersi del golfo di Augusta e nel confronto con le caratteristiche dei relativi settori emersi. La zona di interesse è ubicata lungo il litorale ionico del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale), (**Figura 1.1**) che, nel quadro dei processi di convergenza e successiva collisione tra le placche euro-asiatica ed africana, rappresenta parte dell'area di avampaese relativa alla fascia orogenica siciliana. In particolare, il golfo di Augusta consiste in una depressione strutturale allungata in direzione NO-SE, la quale, nonostante non sia interessata dai fronti di compressione dell'orogene, è dissecata da diversi sistemi di faglie dirette, legate al complesso quadro geodinamico dell'area e che mostrano segni di attività recente.

Lo studio è stato effettuato principalmente tramite la creazione e la successiva interpretazione di un ampio *database*, ottenuto tramite l'utilizzo di appositi *softwares* e che deriva essenzialmente dalla sovrapposizione di dati geofisici di elevata risoluzione (*Multibeam*, *Side Scan Sonar* e *Sub-bottom Chirp*), che interessano un'estensione areale pari a ~110 Km²:

- i dati *Multibeam* consentono la realizzazione di modelli batimetrici tridimensionali (*Digital Terrain Model*) di risoluzione nell'ordine dei metri, fondamentali per definire le caratteristiche morfologiche delle aree sommerse (**Figura 1.1**) e che attualmente rappresentano lo standard topografico per ogni ulteriore studio nell'ambito della Geologia Marina;
- i dati *Side Scan Sonar* consistono in mappe bidimensionali della risposta ecografia dell'interfaccia acqua-fondo, restituite in scala di grigi con risoluzione decimetrica, utili per definire la natura e la

morfologia dei fondali, la tessitura dei sedimenti, le forme di fondo e le coperture biocenotiche;

- i dati *Sub-bottom Chirp* consistono infine in linee sismiche ad alta risoluzione, tramite le quali è possibile ricavare informazioni indirette sulla natura e sull'architettura stratigrafica delle prime decine di metri del sottofondo marino.

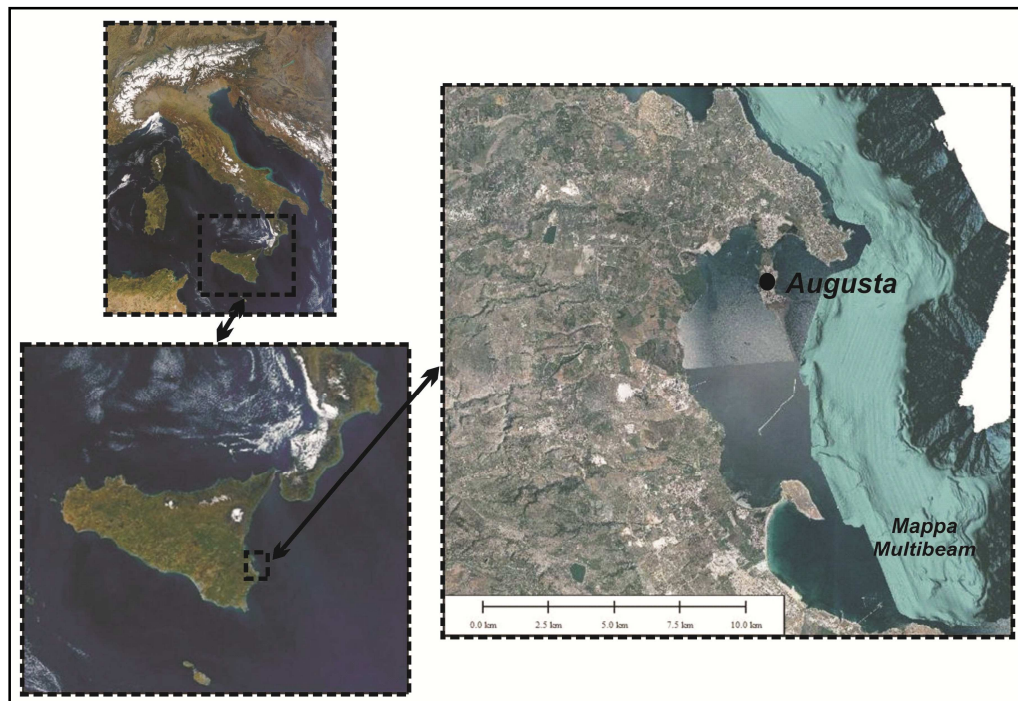


Figura 1.1) *Ubicazione dell'area di studio.*

Le tre diverse tipologie di dati geofisici mostrano una certa omogeneità delle caratteristiche, che ha permesso di suddividere l'area in diverse *facies* sismo-acustiche.

Il tentativo di correlare gli elementi riconosciuti nelle aree sommerse con i corrispondenti a terra, è stato possibile grazie anche all'opportunità di usufruire di un'ampia cartografia geologica disponibile per il settore in esame, cui si sono aggiunte le stratigrafie di nove pozzi, realizzati ai fini di emungimento delle acque di sottosuolo e recenti datazioni radiometriche effettuate su una carota prelevata al largo di Augusta.

Marco Firetto Carlino

Il golfo di Augusta rappresenta un settore di notevole interesse sia per quel che riguarda i problemi di inquinamento ambientale, legati al repentino sviluppo e all'enorme attività delle industrie connesse con il raffinamento di idrocarburi, che per l'elevata sismicità dell'area, espressione della recente attività di faglie presenti sia nelle aree emerse che nei settori sommersi del Mar Ionio.

CAPITOLO 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 IL PLATEAU IBLEO NEL QUADRO DEL MEDITERRANEO CENTRALE

Il Plateau Ibleo, in Sicilia sud-orientale, costituisce la parte emersa del Blocco Pelagiano (Burrolet et al., 1978), ovvero la porzione più settentrionale della placca litosferica africana che si estende al di là del limite geografico dell’Africa, comprendendo tutte le aree sommerse del canale di Sicilia, Lampedusa, le isole maltesi e parte della costa meridionale della Sicilia (Catalano et al., 2007), (**Figura 2.1.1**). La pertinenza africana dei Monti Iblei è dimostrata dal loro moto solidale di convergenza con la placca litosferica eurasiatica, secondo un vettore movimento orientato NNO-SSE (Dewey et al., 1989; Ben Avraham et al., 1990; Hollestein et al., 2003; D’Agostino & Selvaggi, 2004) e dal loro moto di convergenza rispetto alla fascia orogenica della Catena Appenninico-Maghrebide (Lentini et al., 1994).

I profili geologici attraverso la Sicilia orientale (Bianchi et al., 1987; Lentini et al., 2000, Finetti et al., 2005), (**Figura 2.1.2**) mostrano che l’area dei Monti Iblei costituisce un settore sollevato ed inarcato della crosta continentale africana, che verso NO tende ad assottigliarsi e a flettersi formando l’Avanfossa Gela-Catania (Lentini & Vezzani, 1978) e che prosegue in sottosuolo, ancora più a nord, al di sotto delle unità caotiche dell’orogene (**Figura 2.1.1**).

In Sicilia, i domini orogenici, formatisi a seguito dei processi, avvenuti durante il Terziario, di convergenza e successiva collisione tra le Placche africana ed euroasiatica, costituiscono un sistema a duplex (Ben Avraham et al., 1990; Lentini et al., 1990, Finetti et al., 2005), a scala regionale, nel quale si distinguono una porzione alloctona, costituita dalla Catena Kabilo-Calabride (Lentini et al., 1994) e da quella Appenninico-Maghrebide, sovrascorsa estesamente sul Sistema a

Thrust Esterno ([Lentini et al., 1994](#)). Quest'ultimo si è originato a partire dal Tortoniano, dallo scollamento delle coperture sedimentarie, prevalentemente carbonatiche, del margine continentale africano in subduzione ([Lentini et al., 2000](#), [Finetti et al., 2005](#)), (**Figura 2.1.1** e **Figura 2.1.2**).

La Catena Appenninico-Maghrebide, originatasi a partire dall'Oligocene superiore ([Lentini et al., 2000](#), [Finetti et al., 2005](#)), costituisce un sistema orogenico derivante dalla deformazione di unità appartenenti a differenti domini paleo-geografici, impostati sul paleomargine africano; tranne alcune eccezioni, le unità strutturalmente più elevate sono quelle relative ad aree di sedimentazione più interne. Lungo il margine settentrionale della Sicilia, i dati di sottosuolo indicano che l'elemento crostale ibleo tende a sottoscorrere ad altre unità carbonatiche, note come Unità Panormidi ([Ogniben, 1960](#)). Quest'ultimo rappresenta un blocco di crosta continentale, definita crosta maghrebide da [Lentini et al. \(2000\)](#), distinto rispetto a quello ibleo, che costituisce l'ossatura profonda dell'allineamento Madonie-Nebrodi-Peloritani. I due settori di crosta africana, panormide ed ibleo, oggi in accavallamento, erano originariamente separati da un'area di bacino (Bacino Imerese di [Lentini & Vezzani, 1978](#)) i cui depositi costituiscono oggi l'insieme delle unità deformate, tettonicamente sovrapposte alle successioni iblee (Unità Imeresi di [Lentini et al., 1994](#); Unità Ionidi di [Finetti et al., 2005](#)). La posizione strutturale più elevata della Catena Appenninico-Maghrebide è occupata da successioni tettonicamente sovrapposte, di bacino profondo, che originariamente costituivano la copertura sedimentaria dell'oceano tetideo, interposto tra i due continenti, africano ed euroasiatico (Complesso Sicilide di [Ogniben, 1960](#); Unità Tetidee di [Finetti et al., 2005](#)).

Marco Firetto Carlino

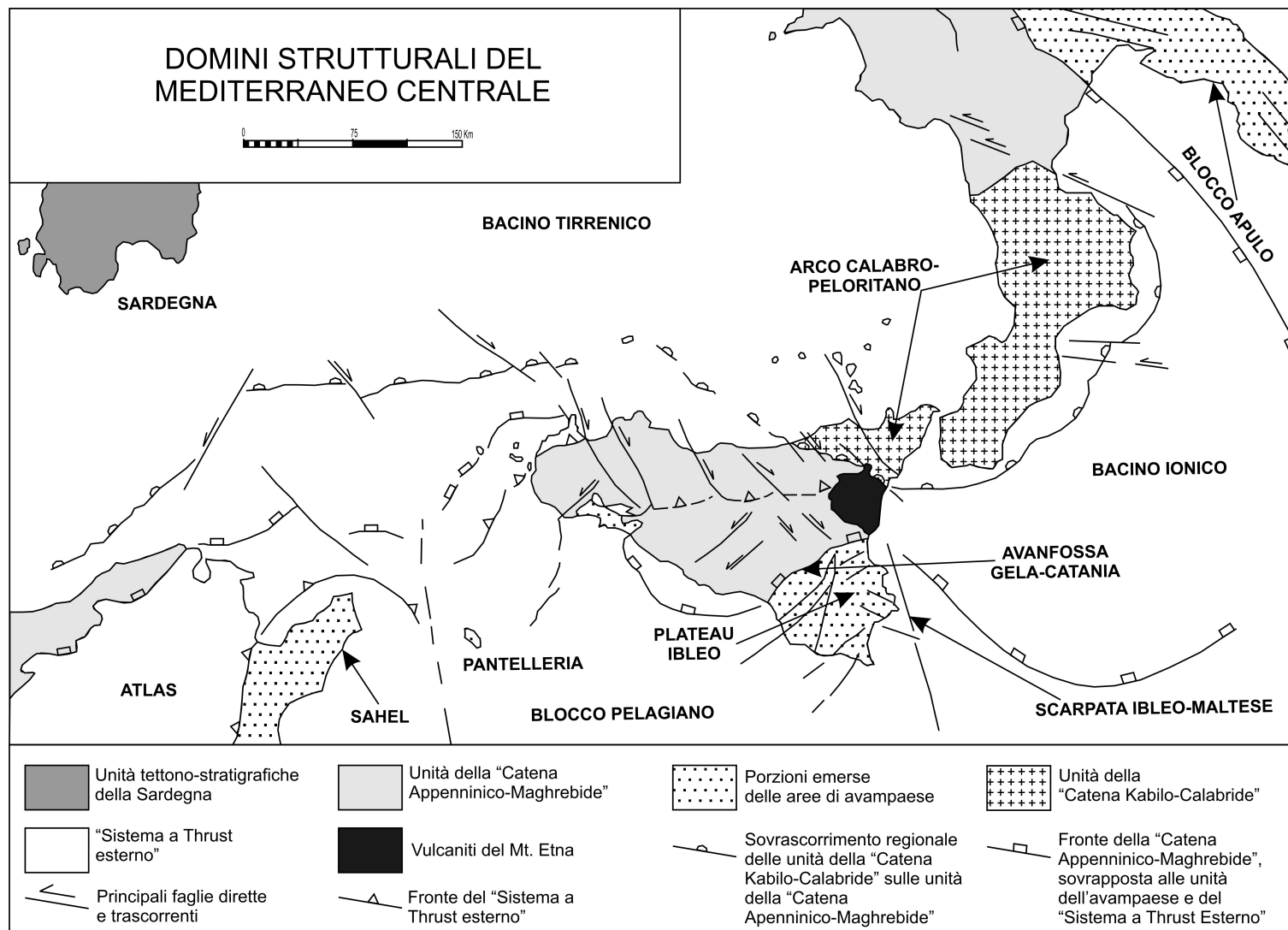


Figura 2.1.1) Schema regionale della distribuzione dei domini strutturali del Mediterraneo centrale (modificato da Finetti et al., 2005).

La Catena Kabilo-Calabride (Lentini et al., 1994; Lentini et al., 2000; Finetti et al., 2005), che costituisce l'ossatura dei monti Peloritani, è il risultato della delaminazione del margine europeo dell'oceano Tetide. Essa consiste di diverse falde di ricoprimento, costituite da terreni del basamento cristallino ercinico, con resti delle coperture meso-cenozoiche. Originatasi a partire dall'Eocene superiore, ha subito un primo trasporto orogenico al tetto dei domini maghrebidi in concomitanza con l'apertura del Bacino Alghero-Provenzale e la rotazione del Blocco Sardo-Corso, cui era strutturalmente collegato (De Jong et al., 1973; Dewey et al., 1989). La saldatura tra i domini kabilo-calabridi e quelli appenninico-maghrebidi è sancita da orizzonti comuni di età burdigalliana; successivamente i due elementi alloctoni hanno agito come un unico edificio (Lentini et al., 1995; Finetti et al., 2005).

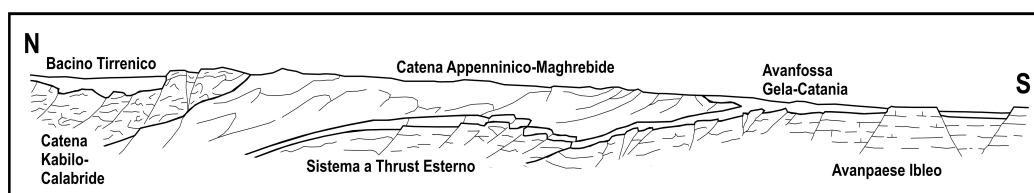


Figura 2.1.2) Profilo schematico dei principali domini strutturali dell'Orogene Appenninico-Maghrebide nella parte orientale della Sicilia. Nell'insieme si riconosce una geometria a duplex con una catena sepolta rappresentata dal Sistema a Thrust Esterno che coinvolge le coperture sedimentarie del margine africano ed un elemento pellicolare costituito dai terreni alloctoni derivanti dalla deformazione del margine europeo e dell'oceano tetideo: rispettivamente la Catena Kabilo-Calabride e la Catena Appenninico-Maghrebide. L'edificio alloctono si è formato a partire dal Paleogene ed è sovrascorso nel suo insieme, al di sopra del margine africano, dal Tortonianiano in poi (modificato da Lentini et al., 2000).

A partire dal Tortonianiano superiore, in seguito alla prosecuzione della subduzione ed alla compressione nelle porzioni esterne dell'orogene, processi distensivi hanno interessato le aree più interne (Patacca et al., 1990; Lentini et al., 1994; Lentini et al., 2000; Finetti et al., 2005). Il passaggio da strutture compressive a strutture estensionali veniva accomodato da faglie trascorrenti, che hanno causato la segmentazione della catena e la migrazione verso SE dei domini strutturali più interni, dando luogo alla curvatura dell'Arco Calabro-Peloritano ed all'apertura del Bacino Tirrenico (Lentini et al., 1994;

Lentini et al., 2000; Finetti et al., 2005). In questo contesto distensivo, il Mar Tirreno rappresenta dunque il bacino di retroarco originatosi a causa dell'arretramento della placca ionica in subduzione, con vergenza nord-orientale, al di sotto dell' Arco Calabro-Peloritano (Scandone, 1979; Patacca et al., 1990; Lentini et al., 1994; Lentini et al., 2000; Finetti et al., 2005).

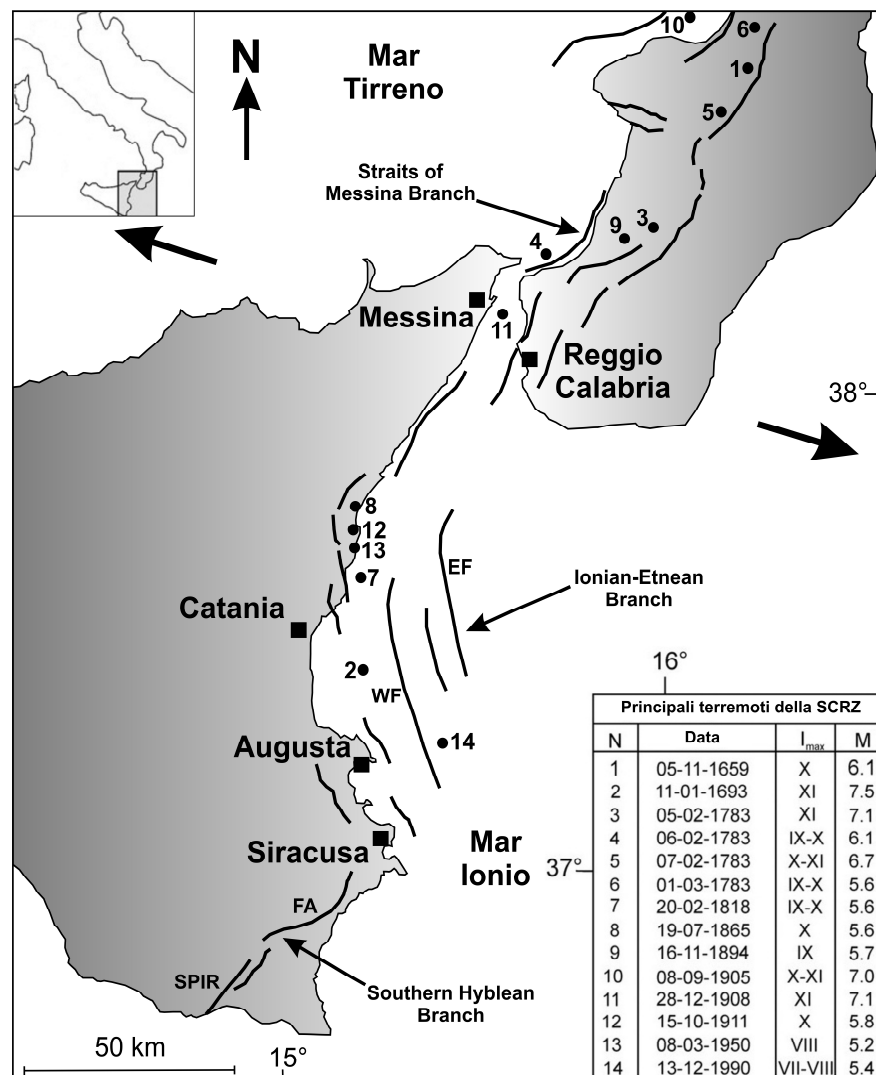


Figura 2.1.3) Mappa sismo-tettonica della Siculo-Calabrian-Rift-Zone (SCRZ); i segmenti rappresentano i principali lineamenti di faglia della SCRZ e sono caratterizzati da movimenti per lo più normali. I quadrati neri indicano le località. I cerchi neri indicano gli epicentri dei principali terremoti avvenuti negli ultimi 600 anni, come riportato nella relativa tabella (Postpischl, 1985; Boschi et al., 1995, 1997). Le frecce indicano la direzione ed il verso dell'estensione regionale (Monaco e Tortorici, 2000); EF: eastern fault; WF: western fault (Bianca et al., 1999); FA: faglia di Avola (Bianca et al., 1999); SPIR: Sistema Pozzallo-Ispica-Rosolini (Bianchi et al., 1987; Carbone et al., 1987); (modificato da Catalano et al., 2008a).

Dal Pleistocene medio all'attuale, i settori ionici della Sicilia, insieme all'Arco Calabro-Peloritano (**Figura 2.1.1**), sono stati interessati da intensi processi estensionali, accompagnati da un forte sollevamento regionale (Westaway, 1993; Antonioli et al., 2003, 2006; Longhitano & Zanini, 2006; Scicchitano & Monaco, 2006; Scicchitano et al., 2008) e rappresentano le zone sismicamente più attive dell'Italia meridionale (**Figura 2.1.3**), (Bianca et al., 1999; Catalano et al., 2008a).

Tali processi sono compatibili con un'estensione regionale orientata ONO-ESE e sovrapposta ai campi di stress che interessano la regione orogenica. L'estensione regionale è stata dedotta tramite analisi di tipo strutturale (Tortorici et al., 1995; Monaco et al., 1997; Jacques et al. 2001; Ferranti et al., 2007), dati di sismologia (Cello et al. 1982; Gasparini et al. 1982; Anderson & Jackson, 1987; CMT 1976-2006 e RCMT 1997-2006 catalogues), VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*; Ward, 1994) e GPS (D'Agostino & Selvaggi, 2004). Le dinamiche estensionali hanno portato alla formazione di faglie normali lungo il settore tirrenico della Calabria e, attraverso lo Stretto di Messina, lungo tutto il margine ionico della Sicilia, fino alle porzioni più meridionali del Plateau Ibleo; questa zona di estensione è nota in letteratura con il termine di *Siculo-Calabrian-Rift-Zone* (SCRZ, Monaco et al. 1997; Monaco & Tortorici, 2000; Monaco & Tortorici 2007; Catalano et al., 2008a), (**Figura 2.1.3**).

I segmenti di faglia appartenenti a tale sistema hanno una lunghezza compresa tra i 10 ed i 50 km e sono organizzati in tre allineamenti principali, definiti dagli stessi autori come *Southern Hyblean Branch*, di direzione NE-SO, *Ionian-Etnean Branch*, di direzione NNO-SSE e *Straits of Messina Branch*, di direzione NE-SO (**Figura 2.1.3**). Le strutture estensionali relative allo *Ionian-Etnean Branch* hanno un andamento sub-parallelo alle faglie bordiere del Bacino di Augusta ed al lineamento tettonico, di età mesozoica, noto in letteratura come Scarpata Ibleo-Maltese (Grasso & Lentini, 1982; Grasso et al., 1990), che separa la regione iblea dai settori, a crosta

assottigliata, del bacino ionico (Scandone et al., 1981; Geiss, 1987; Makris et al., 1986), (Figura 2.1.1 e Figura 2.1.3). La recente attività di tali lineamenti è testimoniata dallo sviluppo, lungo gli stessi, di scarpate ben sviluppate e da terremoti storici, tra i quali l'evento dell'11 Gennaio 1693, associato da Bianca et al., (1999) a movimenti distensivi lungo la *western fault*, localizzata nel bacino ionico (Figura 2.1.3).

Insieme al Sahel in Africa, all'area di Sciacca in Sicilia sud-occidentale, alle isole maltesi e di Lampedusa e al Blocco Apulo nelle porzioni meridionali della penisola italiana (Figura 2.1.1), il Plateau Ibleo rappresenta dunque parte delle porzioni emerse del dominio di avampaese relativo al suddetto sistema orogenico, che si estende con continuità dalla catena montuosa del Maghreb, in Africa settentrionale, ai rilievi appenninici della penisola italiana.

2.2 PRINCIPALI LINEAMENTI STRATIGRAFICI DEI MONTI IBLEI

Il Plateau Ibleo costituisce un rilievo isolato e si distingue dagli altri settori della Sicilia orientale, costituiti da termini caotici a prevalente natura argilloso-arenacea, sia per la natura prevalentemente carbonatica e la giacitura scarsamente deformata dei terreni, che per il diverso paesaggio, che nella regione iblea è rappresentato da un vasto altipiano, inciso da profonde forre fluviali a fondo piatto, mentre, nel resto della Sicilia orientale, è caratterizzato dalla presenza di bacini idrografici con valli a V in forte approfondimento, separate da spartiacque a cresta (Catalano et al., 2007). I Monti Iblei sono costituiti da una crosta ad affinità continentale spessa tra i 25 e 35 Km, ricoperta da una successione meso-cenozoica, prevalentemente carbonatica, sia di mare basso che di bacino, intervallata a ripetute intercalazioni di vulcaniti (Carbone et al., 1986; Ben Avraham & Grasso, 1990; Lentini et al., 1996; Adam et al., 2000; Finetti et al., 2005; Lentini et al., 2006).

La copertura sedimentaria autoctona è conosciuta, tramite indagini dirette, fino ad una profondità di 6-7 Km, alla quale sono stati rinvenuti calcari e dolomie ascrivibili al Trias medio-superiore (Bianchi et al., 1987; Finetti et al., 2005), mentre non si hanno informazioni dirette riguardo l'intervallo permo-triassico, descritto da Bianchi et al., (1987), come substrato comune ai domini paleogeografici iblei, prima che questi si differenziassero a seguito di una fase di *rifting*, avvenuta durante il Triassico.

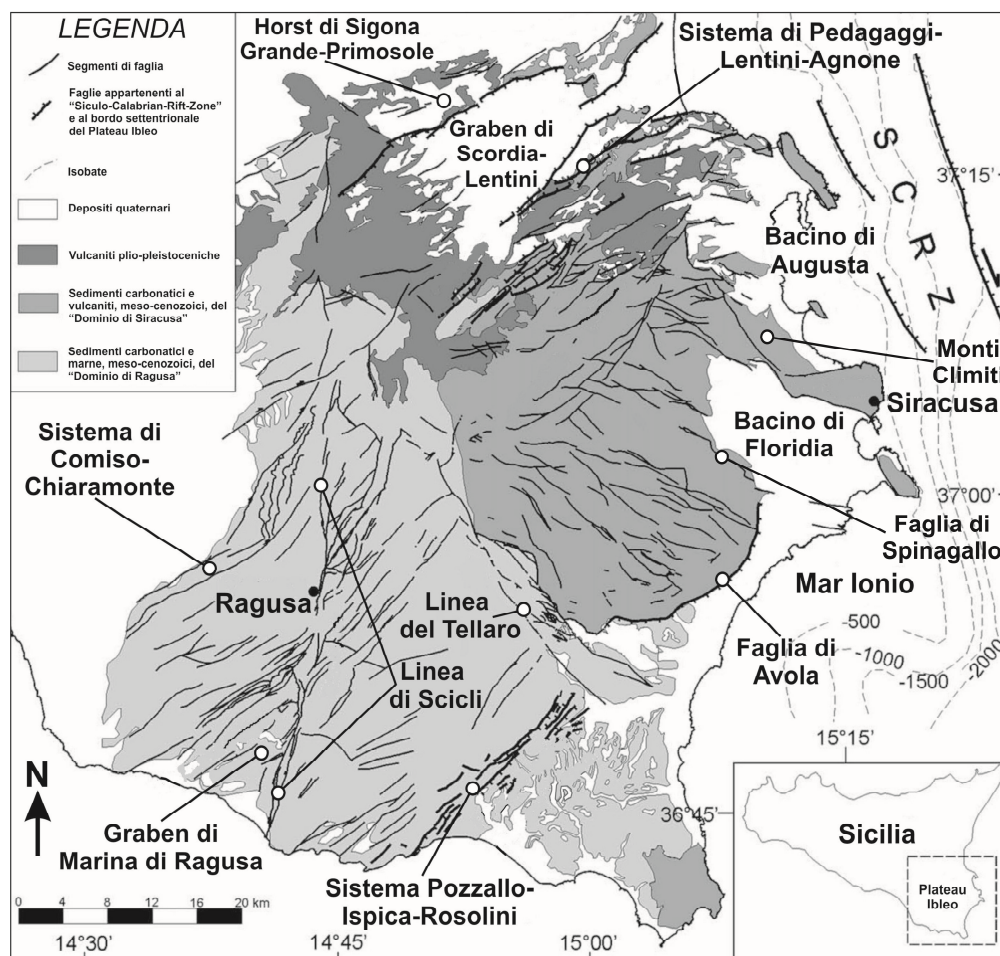


Figura 2.2.1) Carta schematica riguardante i principali lineamenti stratigrafici e strutturali del Plateau Ibleo; SCRZ: Siculo-Calabrian-Rift-Zone (modificato da Catalano et al., 2010)

Dai dati disponibili in letteratura si evince difatti che l'apparente uniformità morfologica dell'altipiano Ibleo è stata acquisita in età relativamente recente, mediante la completa cancellazione di una

precedente paleogeografia, che ha controllato la deposizione di serie stratigrafiche, di età cretaceo-miocenica, relative a due differenti paleodomini geologici (Patacca et al., 1979); il Dominio di Ragusa, che comprende le aree del ragusano-modicano e il Dominio di Siracusa, che comprende i rilievi dei Monti di Avola-Noto e dei Monti Climiti e le depressioni morfologiche del Bacino di Augusta-Siracusa e del Bacino di Floridia (**Figura 2.2.1**). L'evoluzione dei due differenti domini è stata distinta fino almeno al Messiniano inferiore (6 Ma), (Grasso et al., 1979; Carbone et al., 1982c; Bianchi et al., 1987; Lentini et al., 1987; Catalano et al., 2007; Catalano et al., 2010).

Il Dominio siracusano del Plateau Ibleo è costituito da associazioni di litofacies di mare poco profondo con una successione prevalentemente carbonatica, spesso lacunosa, notevolmente influenzata dallo sviluppo di prodotti vulcanici. Tra questi vanno segnalati i livelli del Cretaceo superiore, affioranti nella zona di Siracusa e di Augusta, i quali, determinando la crescita di edifici vulcanici sottomarini, hanno profondamente modificato la fisiografia dei bacini di sedimentazione (Lentini et al., 1987).

Il Dominio ragusano è invece caratterizzato da una successione pelagica calcareo e calcareo-marnosa, all'interno della quale sono presenti livelli terrigeni, anche grossolani, alimentati dalle aree del dominio orientale (Lentini et al., 1987). Tali caratteristiche indicano che le successioni del settore occidentale ibleo si sono depositate all'interno di un bacino profondo, contiguo alle aree orientali di mare basso, da cui era separato attraverso un dislivello topografico dell'ordine delle centinaia di metri (Catalano et al., 2007).

Il livellamento topografico dei due domini iblei è avvenuto sia per cause tettoniche, mediante il progressivo sollevamento differenziale dei bacini relativi ai settori occidentali, che per il progressivo colmamento dei suddetti da parte delle successioni sedimentarie di età terziaria.

I processi di riempimento risultarono nella progressiva migrazione verso Ovest del limite tra il dominio di mare basso e quello di mare

profondo. Nel Cretaceo superiore-Eocene, tale limite è stato riconosciuto nelle sezioni stratigrafiche di Priolo (Lentini et al., 1987), lungo la costa ionica, dove sono stati riconosciuti i depositi dei margini degli antichi alti topografici sottomarini del dominio siracusano. Nel Miocene inferiore, il limite tra i due domini era attestato all'altezza dei Monti di Avola, dove si riconosce il passaggio laterale tra la Formazione dei Monti Climiti (Grasso et al., 1979; Pedley, 1981), tipica del dominio di mare basso, e la Formazione Ragusa, deposito caratteristico del dominio ragusano e tipica di ambienti di mare più profondo (Autori Vari, 1984). Infine, nel Tortonian-Messiniano inferiore, tale limite, corrispondente al passaggio laterale tra le successioni di mare basso della Formazione Palazzolo e la Formazione Tellaro di bacino, si è attestato lungo la valle del Fiume Tellaro (Di Grande & Raimondo, 1983).

L'età delle strutture responsabili del livellamento dei due settori deve essere confinata nel Messiniano, età della Formazione Tellaro e dell'inizio dell'emersione dell'area (Catalano et al., 2007).

2.3 PRINCIPALI LINEAMENTI TETTONICI DEI MONTI IBLEI

Sebbene non interessato dalla deformazione orogenica, la morfologia del dominio Ibleo è profondamente condizionata dalla presenza di faglie che, in funzione della loro età, hanno variamente modificato il paesaggio. Generalmente, le faglie più antiche, attive prima dell'emersione dell'area, non hanno nessuna evidenza morfologica, al contrario di quelle più recenti, che si distinguono perché dislocano l'attuale superficie del Plateau (Catalano et al., 2007), isolando alcuni settori topograficamente depressi, come nello specifico, il Bacino di Augusta. Segue una descrizione dei principali lineamenti tettonici dei Monti Iblei, illustrati in **Figura 2.2.1**.

I fasci di faglie predominanti sono orientati lungo una direttrice NE-SO, così come la direzione di allungamento dell'intero altipiano. Nel settore occidentale, appartengono a questo sistema principalmente le faglie bordiere della Piana di Vittoria (Sistema di Comiso-Chiaramonte; Grasso & Reuther, 1988), caratterizzate da due tipi di movimento, la prima con cinematica di tipo normale e la seconda con rigetti di tipo trascorrente destro (Monaco et al., 2003) e le faglie a gradinata che bordano l'altipiano ragusano in direzione di Marina di Ragusa (Graben di Marina di Ragusa; Grasso & Reuther, 1988). Queste ultime sono caratterizzate da un'evoluzione polifasica, contraddistinta da tre fasi; la prima con movimenti trascorrenti destri, la seconda con movimenti di tipo normale e la terza con movimenti di tipo inverso (Catalano et al., 2006a); le ultime due fasi cinematiche sono connesse alle deformazioni avvenute lungo la Linea di Scicli (Ghisetti & Vezzani, 1980) ma non è al momento chiaro se le fasi di trascorrenza destra dei due suddetti sistemi siano coeve (Catalano et al., 2007).

La Linea di Scicli è una zona di taglio pleistocenica che si estende dalla costa meridionale fino al bordo nord-occidentale dei Monti Iblei, rappresentando il principale lineamento strutturale del dominio di Ragusa. Essa è costituita da tre principali segmenti, disposti secondo una geometria *en-echelon* e caratterizzati da movimenti di trascorrenza destra e da locali e successive riattivazioni con movimenti sinistri (Catalano et al., 2008b). Per i suoi caratteri cinematici è stata interpretata come una faglia trasforme, (Grasso & Reuther, 1988; Ben Avraham & Grasso, 1991) che ha accomodato, verso Est, processi distensivi caratterizzati da un vettore di movimento orientato NE-SO; tali processi hanno interessato, durante il Neogene e fino all'Olocene, il settore occidentale del Blocco Pelagiano, con l'apertura del *Rift* di Pantelleria nel Canale di Sicilia (Reuther & Eisbacher, 1985; Boccaletti et al., 1987). Il cambiamento delle caratteristiche cinematiche della Linea di Scicli sarebbe conseguenza di un'inversione medio-pleistocenica degli assi di deformazione, precedentemente disposti

secondo una direzione di estensione orientata circa NO-SE; le ultime fasi di movimento sono responsabili delle riattivazioni in compressione delle faglie del Graben di Marina di Ragusa (Catalano et al., 2007). L'età della deformazione trascorrente destra è stata datata, dagli stessi autori, tra 1.2 e 0.85 Ma e i movimenti sinistri negli ultimi 0,85 Ma. I caratteri strutturali descritti permettono di designare la Linea di Scicli quale probabile sorgente sismogenetica, anche se a basso potenziale (Azzaro & Barbano, 2000; Catalano et al., 2006b).

Ad Est della Linea di Scicli, faglie ad orientazione NE-SO sono presenti sia lungo la prosecuzione nord-orientale delle faglie del Graben di Marina di Ragusa, che lungo il bordo sud-orientale dell'altipiano ragusano. Le prime mostrano effetti limitati o nulli di riattivazione recente, mentre le seconde, che formano il Sistema Pozzallo-Ispica-Rosolini (Bianchi et al., 1987; Carbone et al., 1987), sono caratterizzate da almeno due fasi deformative (Grasso et al., 1992; Catalano et al., 2007); la prima fase, avvenuta durante il Messiniano-Pliocene medio, è stata caratterizzata da movimenti trascorrenti destri e la seconda, avvenuta a partire dal Pleistocene medio, è stata contraddistinta da movimenti normali puri. Recenti studi (Bianca et al., 1999) hanno evidenziato che gli effetti della seconda fase si sono protratti fino all'Olocene, permettendo di definire l'intera struttura come probabile sorgente sismogenetica, seppure non sia stata caratterizzata da eventi storici.

Verso Nord-Est, il Sistema Pozzallo-Ispica-Rosolini è interrotto da una zona di taglio, orientata NO-SE, a cinematica trascorrente sinistra quasi pura, definita come Linea del Tellaro da Catalano et al., (2007). Essa si sviluppa lungo la valle dell'omonimo fiume e delimita un'ampia depressione morfologica che separa i due altipiani dei domini ragusano e siracusano. Tale lineamento è stato caratterizzato da una prima fase estensionale, responsabile dell'individuazione di un bacino di sedimentazione sintettonico di età messiniano-pliocenica e da una seconda fase di compressione, di età compresa tra il Pliocene

superiore ed il Pleistocene inferiore, che ha interessato il confine supramiocenico tra il dominio ragusano e il dominio siracusano (Catalano et al., 2007).

Lungo la prosecuzione nord-orientale delle faglie del Sistema Pozzallo-Ispica-Rosolini, ad oriente della Linea del Tellaro, le faglie ad orientazione NE-SO proseguono con la Faglia di Avola (Bianca et al., 1999), che immerge verso SE, bordando verso mare l'altipiano siracusano. Gli stessi autori propongono tale struttura quale sorgente sismogenetica, responsabile dell'evento del 9 Gennaio 1693 (I=VIII-IX; Boschi et al., 1995; 1997).

Faglie ad orientazione NE-SO bordano anche il bordo settentrionale dell'altipiano siracusano, formando l'ampia depressione strutturale nota come Graben di Scordia-Lentini, limitata verso Nord dalla dorsale rialzata di Sigona Grande-Primosole, che costituisce il limite tra l'area di avampese ed il margine meridionale dell'Avanfossa Gela-Catania (Tortorici et al., 2006) e verso Sud dalla gradinata Pedagaggi-Lentini-Agnone (Grasso & Lentini 1982; Bianchi et al., 1987; Carbone et al., 1987). Recenti studi (Bousquet & Lanzafame, 2004) hanno evidenziato, anche in questo caso, un'evoluzione polifasica, legata alle caratteristiche cinematiche della Linea di Scicli (Catalano et al., 2006a, 2007), con una generale inversione da movimenti normali ad inversi, con vergenza verso NNO. Secondo gli stessi autori i movimenti destri lungo la Linea di Scicli sarebbero responsabili dell'estensione che ha generato il Graben di Scordia-Lentini, mentre le dislocazioni sinistre lungo la stessa sarebbero legate ai movimenti inversi relativi alla gradinata Pedagaggi-Lentini-Agnone. Rimane ancora da chiarire se le faglie bordiere del Graben di Scordia-Lentini abbiano effetti di deformazioni recenti, tali da classificarle quali possibili sorgenti sismogenetiche (Catalano et al., 2007).

Nelle porzioni più orientali, il Plateau Ibleo è frammentato in due principali depressioni, il Bacino di Augusta-Siracusa e il Bacino di Floridia, controllate da faglie normali e separate attraverso la dorsale

Belvedere-Siracusa e i Monti Climiti (**Figura 2.2.1** e **Figura 2.4.1**). Il bordo occidentale del Bacino di Augusta-Siracusa è delimitato da faglie orientate NNO-SSE ed immergenti a ENE, tra cui la faglia dei Monti Climiti, mentre il bordo orientale è costituito dagli alti strutturali di Monte Tauro e della Penisola di Magnisi ([Bianca et al., 1999](#)), (**Figura 2.4.1**). Il Bacino di Floridia è bordato da faglie normali orientate NO-SE ed immergenti in direzione del bacino stesso, rappresentate dal Sistema Monti Climiti-Belvedere di Siracusa, esteso per circa 30 Km lungo il bordo nord-orientale del bacino e dalla faglia di Spinagallo lungo il bordo sud-occidentale ([Catalano et al., 2007](#)). L'apertura dei due bacini sarebbe coeva alla generale inversione tettonica positiva infra-pleistocenica ([Bousquet & Lanzafame, 2004](#); [Catalano et al., 2006a](#); [Romagnoli et al., 2008](#)), in accordo con le caratteristiche cinematiche più recenti degli altri elementi strutturali dei Monti Iblei. Lo sviluppo di scarpate molto pronunciate denuncerebbe un'attività recente, ma non vi sono sin ora indizi certi di movimenti in età olocenica ([Catalano et al., 2007](#)). Come accennato, in questo contesto regionale si inseriscono i processi estensionali relativi alla SCRZ e la recente riattivazione della Scarpata Ibleo-Maltese (**Figura 2.1.1** e **Figura 2.1.3**).

2.4 IL BACINO DI AUGUSTA

2.4.1 Caratteri stratigrafici

La depressione strutturale di Augusta, allungata in direzione NO-SE, consiste di una serie di graben rombici separati tra loro da piccoli horst ad andamento sub-parallelo ed è limitata verso NE dall'horst costiero di Monte Tauro, verso SO dai Monti Climiti e verso Sud dalla dorsale Belvedere-Siracusa (**Figura 2.4.1**). In corrispondenza degli alti morfo-strutturali, affiora una successione stratigrafica, spesso lacunosa, caratterizzata da facies marine di acque basse, di età compresa tra il Cretaceo superiore e il Miocene superiore, alla quale si intercalano vari livelli di prodotti vulcanoclastici e lave basiche (Carbone et al., 1982c; Carbone, 1985; Lentini et al., 1987).

Il termine stratigrafico più profondo è dato da vulcaniti basiche su cui si sviluppano scogliere a Rudiste e Coralli del Cretaceo superiore (Colacicchi, 1963; Camoin & Duchaufour, 1980; Matteucci et al., 1982). Lacune di entità variabile (Grasso et al., 1979; Carbone, 1985), poste al di sopra dei termini cretacei, separano questi ultimi dalla copertura oligo-miocenica, potente fino a 400 m, costituita dalla Formazione dei Monti Climiti, suddivisa nei membri di Melilli e dei Calcari di Siracusa (Grasso et al., 1979; Pedley, 1981); il primo è rappresentato da calcareniti pulverulentebiancastre, mentre il secondo è caratterizzato da biotiti algali con rodoliti, in cui sono riconoscibili grossi litotamni e talora resti di coralli coloniali (Bianchi et al., 1987).

Marco Firetto Carlino

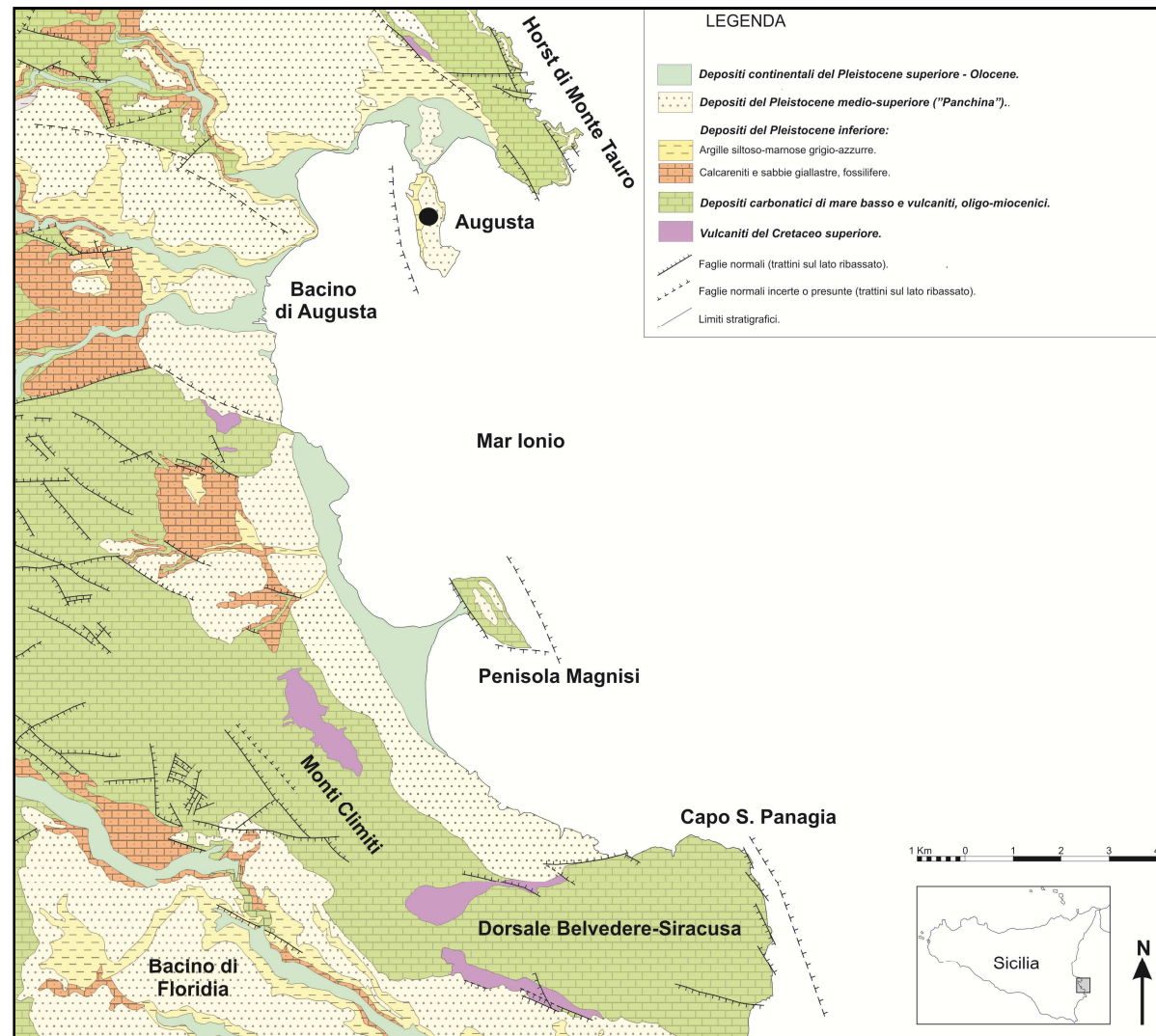


Figura 2.4.1) Carta geologica semplificata del Bacino di Augusta (modificata da Carbone et al., 1986).

La Formazione dei Monti Climiti passa verso l'alto ad una sequenza di vulcanoclastiti, generatesi a seguito di eruzioni freatomagmatiche in ambiente marino di acque basse, o sub-aereo, con abbondanti intercalazioni di sedimenti e di sottili o estesi livelli biohermali (Carbone & Lentini 1981a; 1981b). A questo intervallo di età tortoniana Grasso et al., (1982) hanno dato il nome di Formazione di Carlentini. Verso l'alto, la successione cretaceo-miocenica è chiusa da calcareniti biancastre riccamente fossilifere, attribuibili al Tortoniano superiore (Formazione di Monte Carrubba di Grasso et al., 1982) e da lumachelle inframessiniane con faune oligotipiche a Cardiidae (Calcari a Lumachella di Grasso et al., 1979), per uno spessore complessivo di circa 50 m.

Le depressioni strutturali sono colmate da terreni sedimentari di età infrapleistocenica, discordanti sul substrato cretaceo-miocenico ed ampiamente documentati nei lavori di Ruggieri (1959), Accordi (1962, 1963), Di Grande (1972), Di Grande & Scamarda (1973), Ruggieri & Unti (1974, 1977), Di Geronimo et al., (1980), Carbone et al., (1982b), Carbone (1985), Carbone et al., (1986), Carbone et al., (1987) e Bianchi et al., (1987). Dagli Autori citati si ricava che il Pleistocene inferiore è rappresentato da calcareniti e sabbie giallastre, trasgressive sui termini cretaceo-miocenici, di spessore massimo, misurato in affioramento, di circa 50 m ed in sottosuolo, di oltre 100 m. Nella parte centrale del graben di Augusta le calcareniti e sabbie giallastre diminuiscono notevolmente di spessore e passano lateralmente e verso l'alto ad argille grigio-azzurre, che, in affioramento, raggiungono spessori di circa 60 m ed in sottosuolo, di oltre 300 m. I terreni infra-pleistocenici sono troncati superiormente da una superficie di erosione, a tratti evidenziata da lembi di paleosuolo, a cui si sovrappone un piastrone calcareo di età tirreniana (panchina; Accordi, 1962, 1963), a giacitura sub-orizzontale e di spessore variabile da pochi centimetri ad alcuni metri in prossimità delle aree costiere; localmente, la panchina tirreniana giace in discordanza anche al di sopra del substrato

cretaceo-miocenico. La successione affiorante nell'area di studio è chiusa verso l'alto da terrazzi fluviali, terreni alluvionali, spiagge e saline costiere del Pleistocene superiore - Olocene (Carbone et al., 1986).

2.4.2 Caratteri morfo-strutturali e tassi di sollevamento

Analogamente all'intero margine orientale del Plateau Ibleo, l'area di studio presenta diversi ordini di superfici terrazzate, che si sviluppano sia in corrispondenza delle depressioni tettoniche che dei *ridges* circostanti; considerando anche le caratteristiche stratigrafiche del sito, ciò indica che, almeno a partire dal Pleistocene medio, l'intera area ha rappresentato il blocco rialzato relativo ad un sistema di faglie normali localizzato nel bacino ionico (Hirn et al., 1997).

I terrazzi marini rappresentano *markers* morfologici di fondamentale importanza nella valutazione, sia qualitativa che quantitativa, dei processi di sollevamento in aree tettonicamente attive. Numerose informazioni sulla storia dell'emersione e del sollevamento dell'area possono essere ricavate dall'analisi dei terrazzi, andando a considerare sia la tipologia delle diverse superfici riconosciute che la loro attuale dislocazione verticale (Carbone et al., 1982b; Bianca et al., 1999; Catalano et al., 2006a; 2007; 2010), (Figura 2.4.2). Entrambi gli aspetti sono il risultato dell'interazione tra le oscillazioni eustatiche ed il sollevamento tettonico (Fairbridge, 1972; Lajoie, 1986).

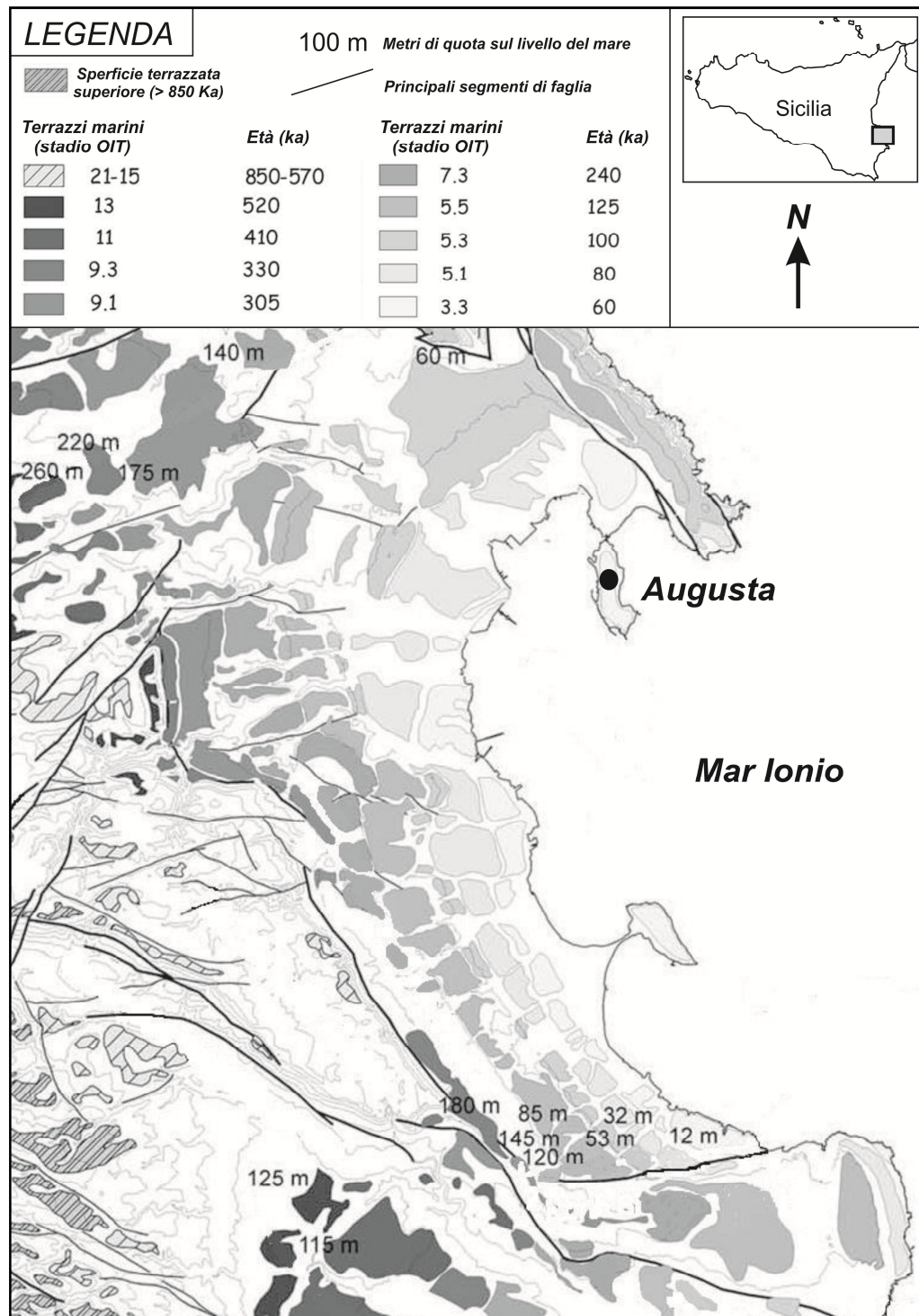


Figura 2.4.2) Mappa morfo-tettonica dell'area costiera di Augusta; la figura mostra la distribuzione areale e l'età dei terrazzi marini, le quote ed i principali segmenti di faglia (modificata da Catalano et al., 2010).

Le oscillazioni eustatiche rappresentano la variazione periodica del livello del mare, tra una quota minima, o basso eustatico, che si raggiunge come risultato finale di una fase di ritiro, ed una quota

massima o alto eustatico, che si ottiene all'acme di una fase di innalzamento del livello del mare; tali oscillazioni dipendono dalle variazioni climatiche, la cui influenza sulla morfogenesi si riflette nella selezione degli agenti erosivi (Budel, 1982). I periodici cambiamenti climatici sono associati a variazioni del rapporto isotopico $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ nelle acque del mare che, quantificabili anche dall'ossigeno sintetizzato dai gusci di organismi fossili, costituiscono un prezioso elemento per la ricostruzione di una curva che funga da scala temporale, associabile alle oscillazioni eustatiche (*Oxygen Isotope Timescale*; Shackleton et al., 1990; Bassinot et al., 1994). I periodi di risalita del livello del mare, che culminano con gli alti eustatici, coincidono, alle medie latitudini, con i periodi climatici temperato-umidi, mentre i periodi di discesa del livello del mare, fino al raggiungimento di un basso eustatico, sono l'effetto di periodi climatici freddi, caratterizzati da un clima molto più secco dell'attuale.

Attualmente il livello del mare è in lenta risalita (circa 0.5 mm/a; Fairbanks, 1989; Morhange et al., 2001) per effetto della progressiva deglaciazione iniziata a partire da circa 17.000 anni fa ed è attestato a circa 6 metri al di sotto dell'*highstand* tirreniano, raggiunto circa 125.000 anni fa (Chappell & Shackleton, 1986). Considerate l'attuale condizione d'alto eustatico e l'età dei terrazzi affioranti nell'area in esame (Figura 2.4.2), la presenza di superfici d'origine marina al di sopra dell'attuale livello del mare, può essere spiegata esclusivamente invocando processi di sollevamento per motivi tettonici (Catalano et al., 2007).

Gli ampi studi a carattere regionale effettuati dagli Autori sopra citati sul margine ionico del Plateau Ibleo ed in particolare, le caratteristiche dei *markers* morfologici, le relazioni stratigrafiche tra i terreni affioranti e i dati di sottosuolo relativi all'area in esame hanno fornito importanti elementi per localizzare temporalmente l'attività dei diversi sistemi di faglia del sito di interesse e per definire i tassi di sollevamento locali.

Gli alti morfo-strutturali e le aree depresse in cui si articola il bacino di Augusta, sono definiti da sistemi di faglie principalmente orientati secondo direttrici NO-SE o ONO-ESE, ENE-OSO, NE-SO e NNO-SSE (Carbone et al., 1982a, 1982c, 1986, 1987; Carbone, 1985; Torelli et al., 1998; Bianca et al., 1999; Adam et al., 2000), (**Figura 2.4.1 e Figura 2.4.2**).

Dalle osservazioni effettuate da Carbone, (1985) e da Carbone et al., (1982a, 1982c, 1985, 1987) si evince che il sistema di faglie di direzione NO-SE non interessa in genere i depositi infra-pleistocenici, per cui i graben bordati da tale sistema sarebbero stati già delineati nel Pliocene; gli stessi Autori non escludono fasi di riattivazione durante il Pleistocene inferiore. Il sistema NE-SO mostra attività sinsedimentaria con le calcareniti e sabbie giallastre infra-pleistoceniche. Il sistema diretto ENE-OSO taglia i sistemi orientati NO-SE e NE-SO ed interessa i livelli pleistocenici affioranti, mettendoli a contatto per faglia con i termini miocenici; inoltre la scarsa correlabilità delle superfici terrazzate in corrispondenza dello stesso sistema, suggerisce fasi di attività anche posteriori al Pleistocene medio. Il sistema NNO-SSE esercita infine un forte controllo sulla morfologia e disloca chiaramente le faglie a direzione NO-SE, che delimitano l'horst di Monte Tauro; la sua direzione coincide con quella dominante della Scarpata Ibleo-Maltese (Grasso & Lentini, 1982; Grasso et al., 1990). I settori emersi del golfo di Augusta sarebbero dunque caratterizzati da sollevamenti differenziali e basculamenti con rigetti crescenti da Ovest verso Est.

Analogamente, Adam et al., (2000) riportano che le faglie ad orientazione NO-SE mostrano rigetti verticali maggiori verso Est e che tendono a chiudere verso NO. Gli stessi Autori, data l'orientazione delle stesse faglie e date le caratteristiche cinematiche transtensive sinistre e l'orientazione delle strutture relative alla Scarpata Ibleo-Maltese, associano la formazione del sistema di direzione NO-SE a tali movimenti, assegnandogli il significato di fratture estensionali di ordine

minore, analoghe a quelle osservate e descritte da [Riedel \(1929\)](#) su scala sia mesoscopica che macroscopica.

Sulla base di evidenze geologiche e morfologiche [Bianca et al., \(1999\)](#), confinano l'attività delle faglie ad orientazione NO-SE ad un periodo precedente ai 400.000 anni e l'attività delle faglie orientate NNO-SSE ad un intervallo temporale compreso tra i 330.000 anni e l'attuale. Infine [Catalano et al., \(2010\)](#) dall'analisi dei terrazzi marini datano l'attività delle faglie bordiere del Bacino di Augusta, ad un intervallo di tempo compreso tra 850.000 e 330.000 anni fa.

Nel sito oggetto del presente studio, i processi di sollevamento dovuti a dinamiche di scala regionale, che, dal Pleistocene medio all'attuale, interessano i settori ionici della Sicilia e l'Arco Calabro-Peloritano ([Westaway, 1993](#); [Antonioli et al., 2003, 2006](#); [Longhitano & Zanini, 2006](#)) si sovrappongono a dislocazioni locali lungo le singole strutture estensionali ([Scicchitano et al., 2008](#)). Le analisi condotte sui terrazzi marini che interessano i Monti Climiti e la Dorsale Belvedere-Siracusa (**Figura 2.4.1** e **Figura 2.4.2**) indicano tassi di sollevamento pari a circa 0.6-0.7 mm/y ([Di Grande e Raimondo, 1982](#), [Bianca et al., 1999](#), [Catalano et al., 2008a](#)). Recenti studi effettuati da [Scicchitano et al., \(2008\)](#) su reperti archeologici rinvenuti lungo l'area costiera, hanno permesso di calcolare tassi di sollevamento pari a 0,30 mm/y, negli ultimi 2.600 anni in corrispondenza della depressione strutturale di Augusta e di 0,68 mm/y, negli ultimi 3.500 anni in corrispondenza della Penisola di Magnisi; l'ultimo valore è in accordo con i tassi calcolati lungo la dorsale Monti Climiti-Belvedere-Siracusa. Gli alti morfo-strutturali sarebbero dunque caratterizzati da tassi di sollevamento maggiori rispetto a quelli relativi alle aree depresse; tali evidenze confermerebbero dislocazioni recenti lungo i sistemi di faglia bordieri del graben di Augusta.

2.4.3 Caratteri oceanografici

Per una più completa comprensione delle caratteristiche dell'area di studio, segue una breve trattazione dei caratteri oceanografici del margine ionico della Sicilia; i dati sono stati ricavati da recenti studi effettuati da Longhitano, (2000) e da Longhitano & Colella (2007) sull'area relativa alla foce del Fiume Simeto.

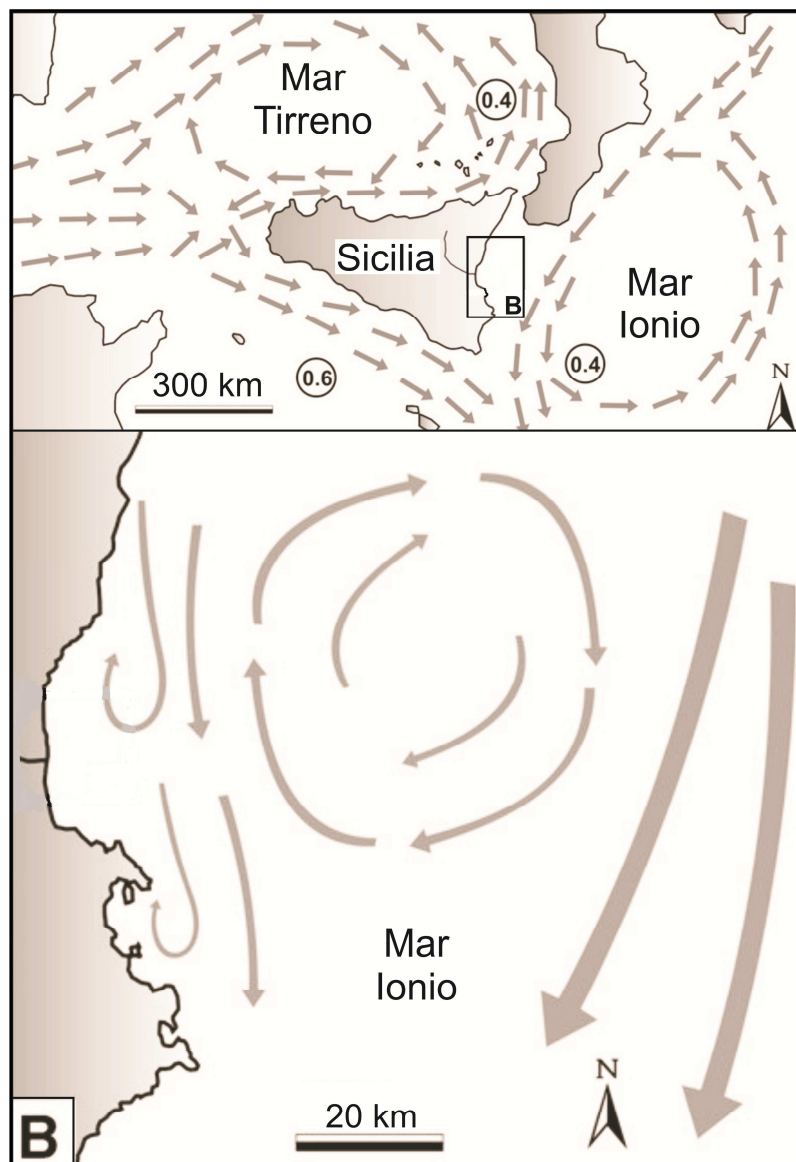


Figura 2.4.3) Distribuzione e direzione delle principali correnti marine nel Mediterraneo centrale e lungo la costa orientale della Sicilia (modificata da Longhitano & Colella, 2007).

Marco Firetto Carlino

I caratteri oceanografici della baia di Augusta rappresentano parte del complesso quadro idrodinamico del Mar Ionio, in cui le acque sono caratterizzate da moti circolari, di direzione antioraria e di velocità media pari a ~4 nodi (**Figura 2.4.3**); tali moti interagendo con quelli provenienti dallo stretto di Messina e direzionati verso Sud, formano un complesso sistema di circolazione. In genere la costa orientale della Sicilia è soggetta a condizioni idrodinamiche di bassa o moderata energia, comunemente associata a moti ondosi diretti verso SO, di lunghezza d'onda compresa tra 8 e 10 m. Tali condizioni si traducono essenzialmente in correnti lungo-costa, di moderata intensità e dirette verso Sud, di competenza tale da mobilitare sedimenti a granulometria pefitica.

CAPITOLO 3. METODOLOGIE

3.1 INTRODUZIONE

Il presente studio, volto a definire le caratteristiche morfo-strutturali e stratigrafiche delle parti sommerse dell'area di Augusta, si basa sull'interpretazione di dati geofisici, acquisiti dall' Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC) del CNR di Napoli, tramite le strumentazioni SONAR, *Multibeam-Reson Seabat 8111*, *Side Scan Sonar-KLEIN 2000* e *Sub-bottom Chirp-CAP 6600*, nell'ambito dei progetti GeoSed-Samca, Cluster 10 MIUR, negli anni 2001 e 2004, a bordo delle navi oceanografiche (N/O) *Urania* e *Thetis* (**Figura 3.1.1**) appositamente attrezzate per la ricerca scientifica e dotate di una strumentazione per indagini geologiche, biologiche ed oceanografiche, sia superficiali che profonde.



Figura 3.1.1) Navi oceanografiche Urania e Thetis

Marco Firetto Carlino

La N/O Urania consiste di una nave bielica con due motori principali da 1000 Kw ciascuno, due timoni *Schilling* e un elica trasversale prodiera a pale orientabili. Le eliche principali a passo variabile, quelle dei timoni *Shilling* e quella trasversale prodiera possono essere usate contemporaneamente, mediante comando unico, attraverso il sistema di posizionamento dinamico (*Simrad*) di cui la nave é dotata. In funzione antirollio é impiegato, in aggiunta alle alette stabilizzatrici laterali, un sistema passivo a casse inondabili, in grado di dimezzare l'ampiezza di oscillazione di rollio.

La navigazione a bordo è assistita da un sistema *hardware* interfacciato con *Differential Global Positioning System (DGPS)* a 12 canali, con una girobussola, con un eco-scandaglio e con le unità di elaborazione, digitale ed analogiche, dei segnali acustici. Il software utilizzato come programma di navigazione è il NAV PRO 5 (*Communication Technology*, Cesena). Tale programma acquisisce ed immagazzina in file formato *.ascii*, ad intervalli di tempo prefissati di qualche secondo, tutti i dati di navigazione. L'insieme dei dati acquisiti ad ogni istante prende il nome di *Fix*, il quale viene registrato con numerazione progressiva. Vengono inoltre immagazzinati anche la posizione in coordinate geografiche e UTM, derivanti dal *DGPS*, la data, l'orario ed una serie di altri parametri acquisiti dalle strumentazioni presenti a bordo ed utilizzati durante la navigazione. E' possibile anche inviare, a tutti gli strumenti di acquisizione, dei *Markers* o *Fix* manuali, con frequenza fissa predeterminabile o a selezione libera, che hanno la funzione di dare un comune riferimento spaziale e temporale a tutti i sistemi in fase di registrazione.

La N/O Thetis è un'unità da ricerca costruita nel 1986 presso i cantieri navali Marini di Ancona ed affondata nel 2007 durante una crociera oceanografica. La nave, impostata con una chiglia molto profonda, tipo peschereccio, era lunga 31 metri, larga circa 6.5 metri e fornita di un motore *Mak* da 1000 CV che permetteva una velocità di trasferimento pari a 10 nodi. Essa era dotata di due laboratori, uno

asciutto e l'altro bagnato, di verricelli idrografici e di un portale per la messa a mare della strumentazione. Stabilmente erano installati a bordo una stazione meteorologica ed un correntometro *doppler* a chiglia. L'impiego dell'unità Thetis è stato quasi sempre finalizzato all'esecuzione di progetti di ricerca, ma non sono stati rari i casi in cui la nave è stata impiegata per scopi commerciali.

Segue una trattazione dei principi fisici da cui dipende la trasmissione, attraverso la colonna d'acqua ed il sottofondo, delle onde acustiche emesse dalle suddette strumentazioni SONAR, informazioni di carattere storico e tecnico riguardanti le stesse, le caratteristiche dei relativi dati acquisiti e le metodologie di interpretazione utilizzate.

3.2 CONCETTI BASE SULLA PROPAGAZIONE DELLE ONDE ACUSTICHE IN ACQUA

Le onde acustiche, in quanto onde meccaniche, rappresentano una perturbazione in seno alle particelle costituenti il mezzo attraverso cui si propagano. La perturbazione si traduce principalmente in un'oscillazione delle stesse rispetto alla loro originaria posizione di equilibrio.

E' noto che il suono si propaga nell'acqua in modo piuttosto efficiente, più di quanto non avvenga nell'aria. La sua propagazione avviene tramite fronti d'onda sferici, che si propagano principalmente attraverso movimenti di compressione e relativa rarefazione delle molecole. Le onde acustiche sono dotate di una velocità specifica che dipende dalle caratteristiche fisico-chimiche del mezzo attraverso cui si propagano. Nel caso dell'acqua marina, le principali caratteristiche fisico-chimiche che influenzano la velocità di propagazione sono la salinità, la pressione e la temperatura. In ambiente tipicamente oceanico la velocità delle onde acustiche può essere approssimata a ~1520 m/s.

La distanza tra due fronti d'onda concentrici, caratterizzati da una stessa fase, ovvero tra due punti di un'onda che si comportano in modo identico, è detta lunghezza d'onda. Il numero di fronti d'onda caratterizzati da una stessa fase, che passano per uno stesso punto nell'unità di tempo è detto frequenza, la quale rappresenta dunque la velocità di ripetizione della perturbazione in seno al mezzo di trasmissione. La lunghezza d'onda (misurata in metri) e la frequenza (misurata in Hz), sono legate l'una all'altra dalla velocità del suono (m/s) secondo la relazione:

$$v = f \times \lambda$$

dove v è la velocità del suono, f la frequenza dell'onda e λ la sua lunghezza d'onda (Figura 3.1.1). Quando un fronte d'onda meccanica subisce una variazione nella velocità di propagazione, la relativa lunghezza d'onda varia, ma la frequenza rimane costante.

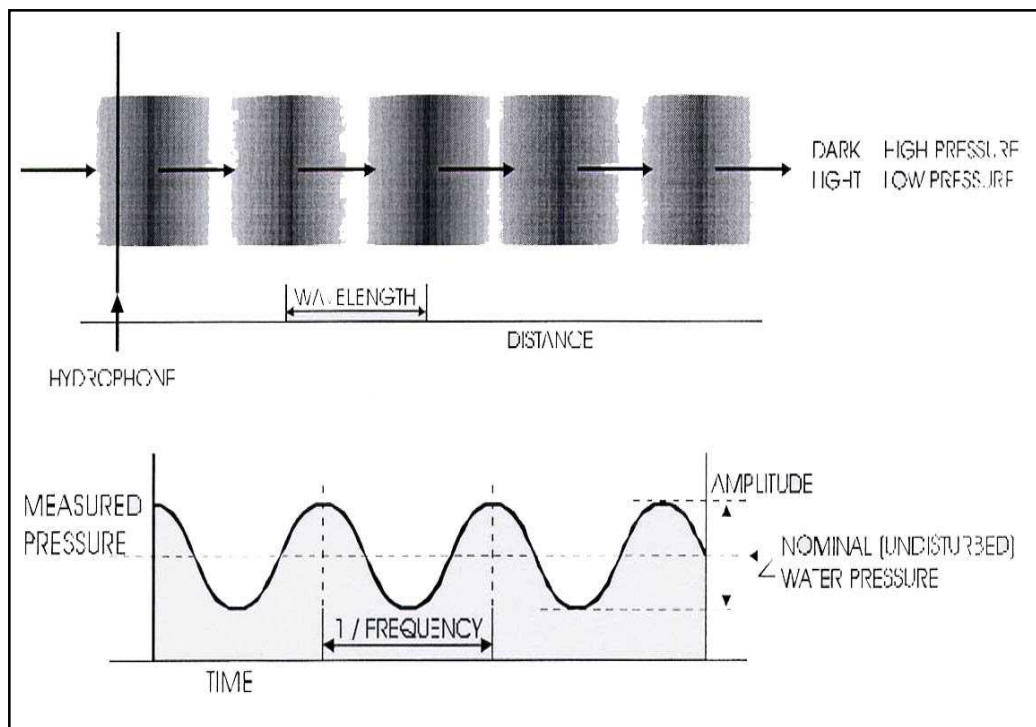


Figura. 3.2.1). Componenti della funzione d'onda, (da *Multibeam Sonar, Theory and Operation*, 2000).

Le onde sonore trasportano una determinata quantità di energia, la quale è direttamente proporzionale all'ampiezza dell'onda, che può essere definita come il massimo spostamento di una particella rispetto alla sua originaria posizione di equilibrio. L'energia di un'onda acustica può essere misurata da uno strumento (definito idrofono in ambito oceanografico) che trasforma le oscillazioni meccaniche in un segnale elettrico, la cui ampiezza è proporzionale a quella dell'onda.

Con il propagarsi nel mezzo un'onda acustica perde parte della propria energia. Questo accade principalmente a causa degli urti, non perfettamente elastici, tra le molecole; tali urti trasformano una parte dell'energia cinetica delle particelle in energia termica. I fronti d'onda sferici inoltre disperdono la perturbazione su volumi molto estesi.

Se un'onda acustica incontra una superficie che rappresenta una improvvisa variazione delle caratteristiche fisiche del mezzo di propagazione, l'energia ad essa associata viene ripartita in onde che viaggiano nel nuovo mezzo ed in onde che invece continuano a propagarsi nel primo.

L'energia trasmessa al nuovo mezzo si propaga attraverso onde rifratte; la quantità di energia delle onde rifratte dipende da alcuni fattori, quali l'impedenza acustica del materiale attraversato (data dal prodotto della densità del materiale per la velocità media del suono al suo interno), l'angolo di incidenza dell'impulso e la scabrosità della superficie di separazione.

Gran parte dell'energia non trasmessa al nuovo mezzo, invece, continua a propagarsi nel primo sotto forma di onda riflessa lungo una direzione che dipende dall'angolo di incidenza dell'impulso originario (**Figura 3.2.2**). La parte rimanente è invece dispersa tramite il fenomeno di diffrazione o *scattering*, che risulta essere direttamente proporzionale alla scabrosità della superficie di separazione tra i due mezzi.

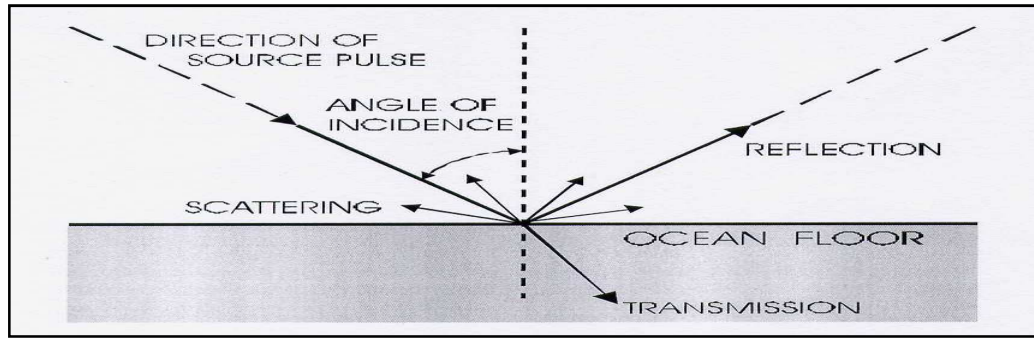


Figura. 3.2.2). Componenti di un'onda sonora, quando essa incontra una discontinuità delle caratteristiche fisiche del mezzo di propagazione (da *Multibeam Sonar, Theory and Operation*, 2000).

Nel caso della propagazione delle onde acustiche in mare, l'energia che ritorna a seguito dell'impatto delle onde con il fondale marino è detta *echo* e mantiene inalterate le caratteristiche dell'onda originaria. Successivamente all'impatto sul fondale marino, l'onda di ritorno subisce ulteriori attenuazioni energetiche prima di ritornare in superficie.

3.3 L'ECHO SOUNDING

L'*echo sounding* è una tecnica utilizzata, sin dai primi decenni del ventesimo secolo, per misurare la profondità dell'acqua attraverso onde acustiche trasmesse dalla superficie del mare. Le informazioni derivate dall'*echo sounding* sono state utili per la messa in posto dei cavi telefonici, per la ricerca di giacimenti minerari, per rendere sicure le navigazioni e per lo studio dei processi geologici.

L'*echo sounder* è uno strumento che genera onde acustiche tramite dei trasduttori (dispositivi che convertono l'energia da una forma ad un'altra) ed analizza il segnale di ritorno. Data la somiglianza tra le funzioni, i generatori di impulsi (che trasformano l'energia elettrica in energia meccanica) e gli idrofoni (che convertono l'energia meccanica di ritorno in impulsi elettrici) fanno parte della stessa struttura hardware ed il termine generico trasduttori fa capo ad entrambe le strumentazioni.

Fin dagli anni '60 era in uso un *echo sounder* con un singolo fascio (*beam*) di onde acustiche. Questo dispositivo permetteva una singola misura di profondità del fondale marino per ciascuna pulsazione (*ping*) ed includeva sistemi di fasci larghi e stretti.

Il *wide beam* non stabilizzato (fascio largo) utilizzava un fascio di onde acustiche a grande angolo; era poco costoso ma mancava di una risoluzione spaziale adeguata, dando informazioni di poco dettaglio. Più costoso era invece il *narrow beam* stabilizzato (fascio stretto), capace di fornire alte risoluzioni spaziali tramite l'utilizzo di onde emesse con un piccolo angolo; aveva però il limite di indagare aree troppo limitate. In entrambi i casi, nessun sistema forniva un metodo ottimale per creare mappe dettagliate del fondale marino.

Nel 1964, la *Seabeam Instruments*, allora chiamata *Harris Anti-Submarine Warfare Division of General Instrument Corporation* brevettò un *multi narrow beam*.



Figura. 3.3.1). Strumentazione Multibeam, posizionata sotto lo scafo dell'imbarcazione e Side Scan Sonar, trainata dalla nave tramite l'utilizzo di un apposito cavo di traino.

Questo sistema permette di mappare il fondale marino tramite un fascio di onde acustiche emesse in contemporanea, (*Multibeam*), (**Figura 3.3.1**); in questo modo l'area investigata è maggiore e

diminuiscono i tempi di navigazione ed i relativi costi. Come definito precedentemente, la trasmissione di onde acustiche attraverso la colonna d'acqua sta anche alla base del funzionamento delle altre due strumentazioni utilizzate per l'acquisizione dei dati utilizzati nello svolgimento della presente tesi di dottorato, ovvero il *Side Scan Sonar* ed il *Sub-bottom Chirp*.

3.4 IL MULTIBEAM

La strumentazione *Multibeam* risponde all'esigenza di indagare e rappresentare graficamente e geometricamente la batimetria dei fondali marini. Essa può operare sia in acque superficiali che profonde, modificando opportunamente alcune caratteristiche del sistema, quali ad esempio le frequenze dell'onda generata.

La possibilità di ottenere informazioni sul fondale investigato é offerta, come accennato, dall'emissione da parte della strumentazione, montata al di sotto della chiglia della nave, di fasci di impulsi acustici che, una volta riflessi dall'interfaccia acqua-fondale, ritornano in superficie e vengono registrati dai trasduttori. Il fenomeno per cui parte dell'energia acustica emessa viene riflessa e diffratta dalle asperità del fondale è detto *backscatter* e rappresenta un diverso parametro, tramite il quale è possibile ricavare ulteriori informazioni sulle caratteristiche morfologiche e tessiturali del fondale investigato.

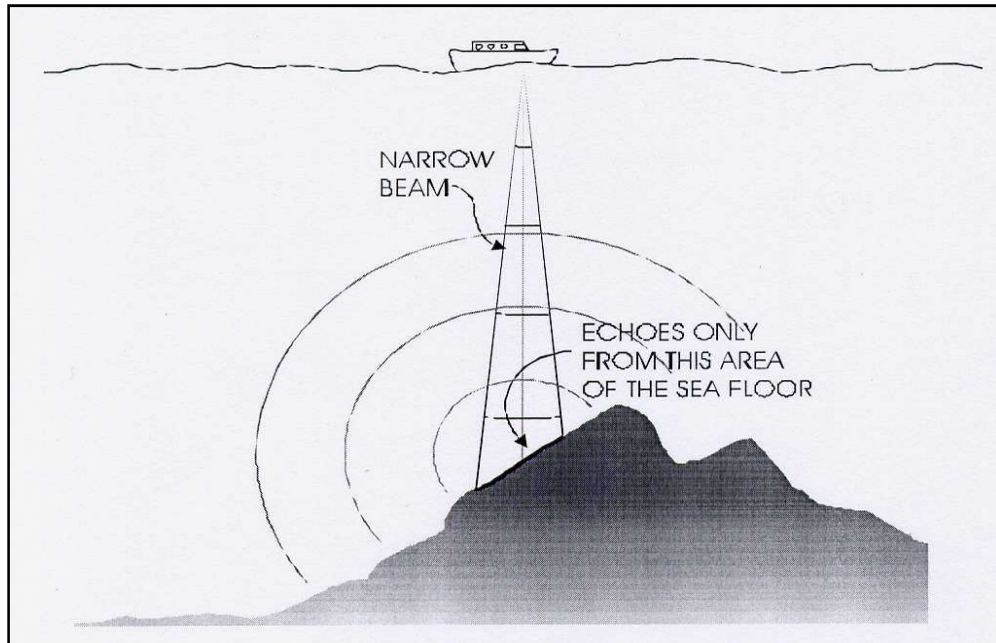


Figura. 3.4.1). Rappresentazione schematica di un singolo beam (da Multibeam Sonar, Theory and Operation, 2000).

La strumentazione registra, per ogni impulso, il relativo tempo di andata (tempo trascorso dall'emissione all'impatto con il fondale) e di ritorno (tempo trascorso dall'impatto con il fondale al ritorno in superficie), che dimezzato e moltiplicato per la velocità media di propagazione delle onde acustiche in acqua (~1520 m/s), considerando anche l'angolo di incidenza dell'impulso, fornisce la profondità di ogni punto interessato dai diversi impulsi acustici (**Figura 3.4.1** e **Figura 3.4.2**).

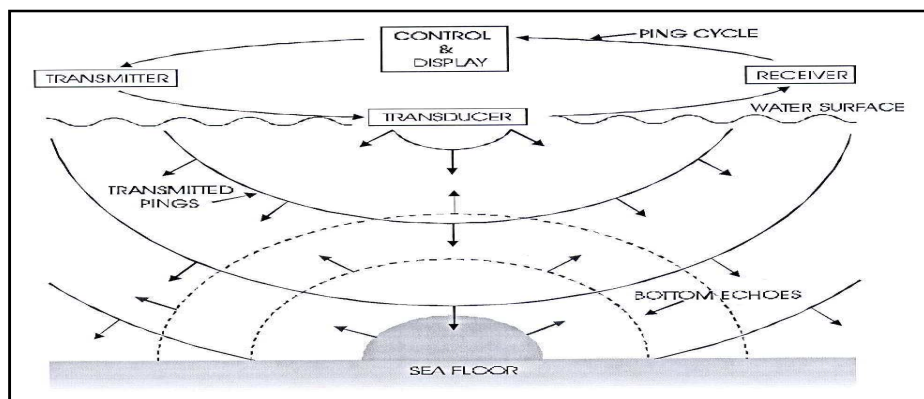


Figura. 3.4.2). Percorso di ogni singolo beam lungo la colonna d'acqua e ritorno alla sorgente (da Multibeam Sonar, Theory and Operation, 2000).

Il *Multibeam* è dunque un sistema ad impulso multiplo; nello stesso istante sono generati più impulsi acustici, separati tra loro ed ognuno emesso con un determinato angolo, in modo da formare un fascio (*beam*) che investiga un settore di fondale perpendicolare all'asse della nave (*swath*), (**Figura 3.4.3**) la cui un'ampiezza dipende dalle modalità di acquisizione e varia in funzione della profondità del fondo; a parità di apertura angolare del fascio di impulsi acustici, all'aumentare della profondità sarà anche maggiore la porzione di fondale investigata (*footprint*), (**Figura 3.4.1 e Figura 3.4.3**). In fase di acquisizione vengono seguite rotte tra loro parallele, con parziale sovrapposizione tra gli *swaths* associati ad ogni singola rotta, fino alla completa copertura dell'area di interesse.

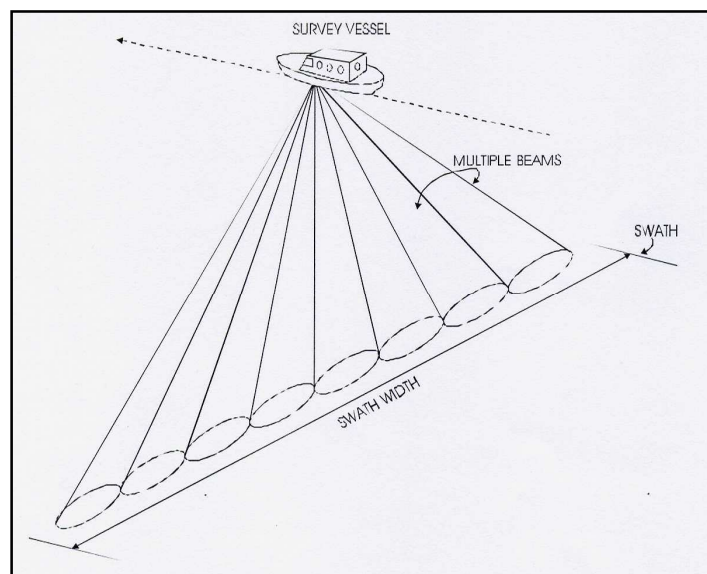


Figura. 3.4.3). *Swath di un sonar Multibeam (da Multibeam Sonar, Theory and Operation, 2000).*

I *beams* laterali percorrono però un tragitto più lungo e ad angolo di incidenza maggiore rispetto a quelli centrali; sono dunque maggiormente soggetti a fenomeni di assorbimento e di dispersione dell'energia originaria dell'onda acustica.

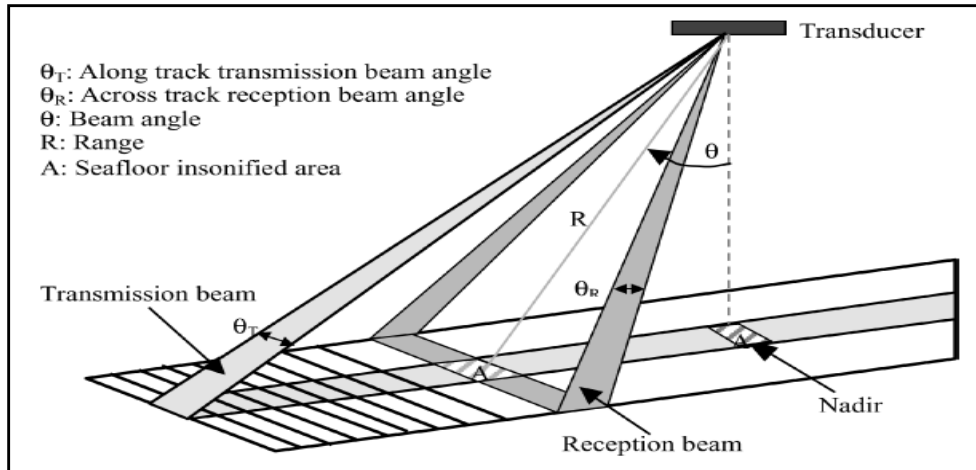


Fig. 3.4.4). *Configurazione geometrica dei fasci prodotti da un sonar Multibeam (da Multibeam Sonar, Theory and Operation, 2000).*

In tal senso, se necessario, si opera manualmente, variando l'apertura del fascio, in base a dati derivanti da diversi *softwares*, atti a valutare quale sia l'angolo di emissione ottimale. Si può anche agire direttamente sui trasduttori, aumentando la quantità di energia emessa; nel corso di questa operazione si può però incorrere nel rischio di danneggiare i trasduttori nel caso in cui essi siano sottoposti ad uno sforzo eccessivo.

La catena di ricezione di una strumentazione *Multibeam* è principalmente costituita dai seguenti componenti (**Figura 3.4.5**):

- preamplificatori analogici;
- convertitori analogico-digitali;
- *beamformer* digitale;
- DSP (*digital signal processor*), ovvero microprocessori dedicati all'elaborazione del segnale.

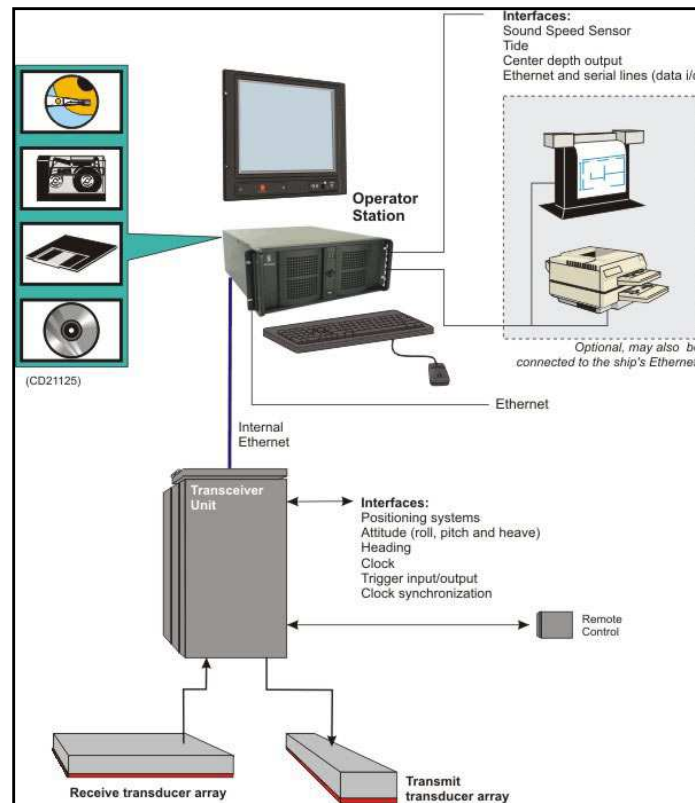


Fig. 3.4.5) Componenti di base di un sistema Multibeam.

La strumentazione tramite la quale sono stati ottenuti i dati batimetrici trattati nella presente tesi di dottorato, è il *Multibeam-Reson Seabat 8111*, costituito da una batteria, montata sulla chiglia della nave, che emette, tramite trasduttori, segnali acustici di frequenza media pari a 95 kHz per un totale di 101 *beams* disponibili, fornendo una copertura ortogonale alla direzione di crociera (*swath*) secondo un angolo di 150°, fino ad una profondità massima di circa 800 metri. Durante le fasi di acquisizione, al fine di conoscere l'effettiva velocità del suono lungo la colonna d'acqua e quindi per ridurre al minimo i margini di errore nella definizione delle profondità investigate, è stata utilizzata, ad intervalli regolari, una sonda *Reson SVP-C*.

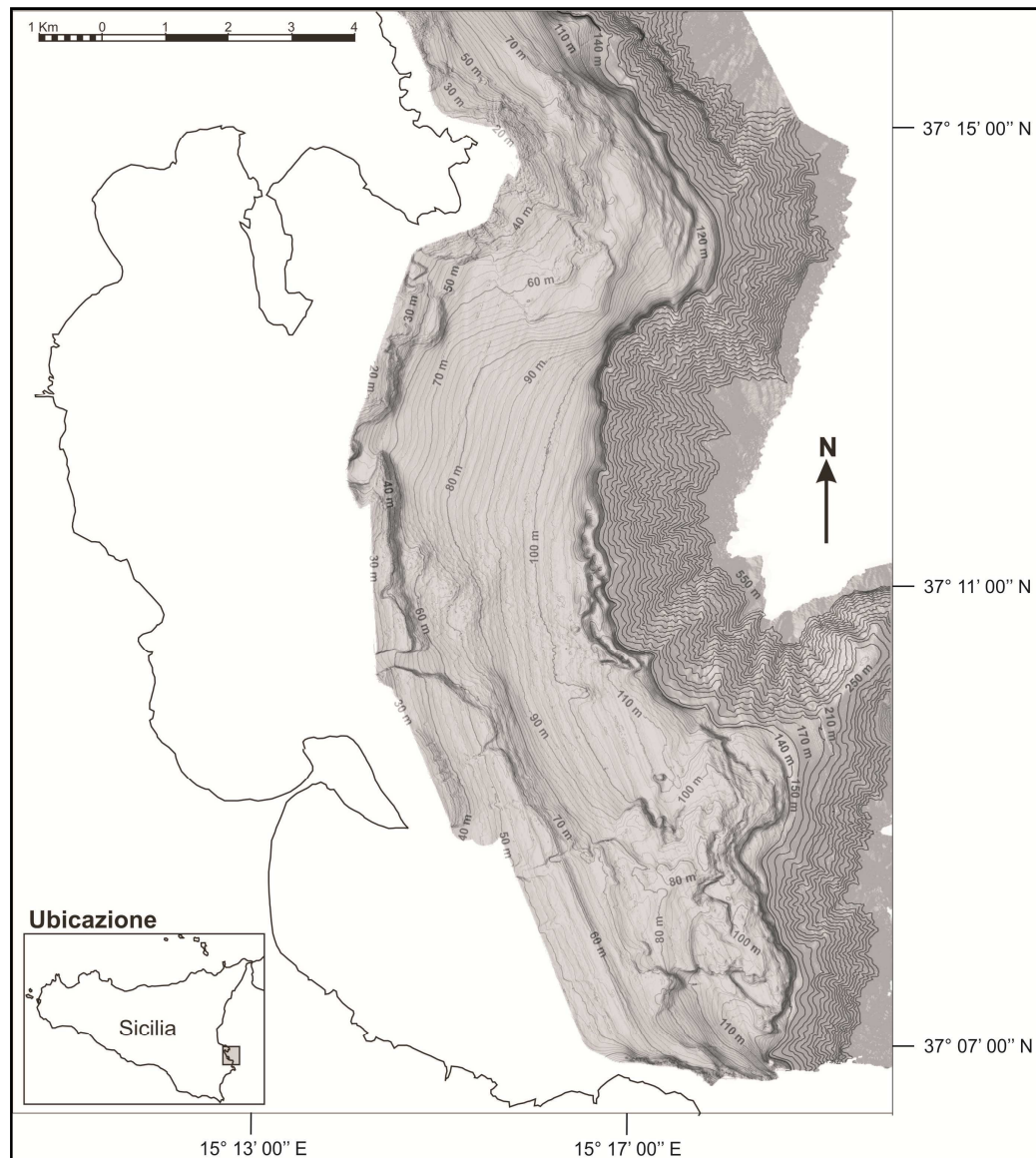


Fig. 3.4.6) *Dati Multibeam del Golfo di Augusta e relativa ubicazione geografica.*

Per evitare interferenze del segnale con le bolle d'aria generate dal movimento della nave, i trasduttori sono stati posizionati alla massima profondità possibile.

I dati così ottenuti e, successivamente, processati dai ricercatori dell' IAMC di Napoli tramite il software *PDS2000*, consistono di un *DTM* (*Digital Terrain Model*) dei settori sommersi del golfo di Augusta, di risoluzione spaziale pari a 10 metri (**Figura 3.4.6**); i valori intermedi di profondità, compresi tra i centri dei diversi *pixel*, sono stati ottenuti

tramite interpolazioni effettuate dal *software*, durante le fasi di *processing*.

I dati *Multibeam* considerati ai fini del presente studio coprono una superficie di ~110 Km², da una profondità di 15 metri fino ad oltre 550 m al di sotto dell'attuale livello del mare (**Figura 3.4.6**) ed hanno rappresentato uno strumento di fondamentale importanza nel definire le caratteristiche morfologiche dell'area di studio. I dati coprono l'intera piattaforma continentale, ad eccezione della rada interna e la parte superiore della relativa scarpata continentale.

3.5 IL SIDE SCAN SONAR

La strumentazione *Side Scan Sonar* (SSS), fu concepita, agli inizi degli anni '60, dal Prof. Harold Edgerton e dalla sua *equipe* e consiste principalmente di una sonda (o pesce), che viene trainata da una nave tramite un cavo elettromeccanico e mantenuta ad altezza costante dal fondale marino e di un sistema di acquisizione. In entrambi i lati della sonda è presente una matrice di trasduttori, usati sia per l'emissione che per la ricezione di impulsi acustici ad alta frequenza; questi ultimi raggiungono il fondale marino e, una volta riflessi e diffratti, tornano allo strumento fornendo informazioni riguardo la riflettività (*backscatter*) del fondale marino e la geometria degli elementi morfologici ivi presenti (**Figura 3.5.1**).

I dati SSS utilizzati sono stati ottenuti tramite la strumentazione *Side Scan Sonar-KLEIN 2000* utilizzando il sistema di acquisizione *Isis Triton Elics*. Le fasi di *processing*, effettuate dai ricercatori dell'IAMC di Napoli consistono principalmente nella georeferenziazione delle immagini e nel bilanciamento delle modalità di visualizzazione del *backscatter* (Johnson & Helferty, 1990).

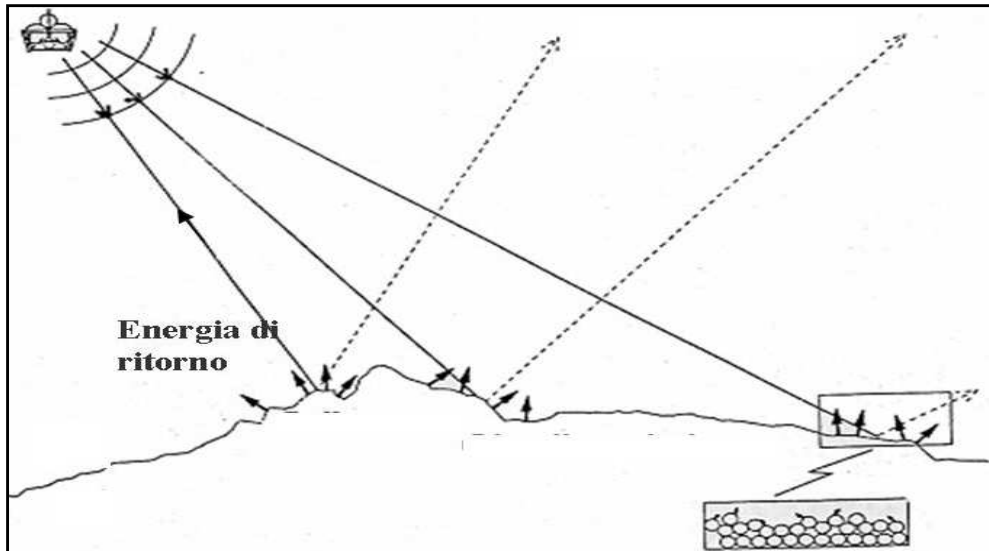


Figura. 3.5.1). Disegno schematico dell'interazione tra gli impulsi acustici emessi dal SSS ed il fondale marino.

Il *KLEIN 2000* è un SSS a doppia frequenza (100-500 kHz);
l'intera strumentazione è costituita essenzialmente da:

- una sonda;
- un depressore;
- un cavo di traino;
- un verricello di manovra;
- un sistema di acquisizione.

La sonda (**Figura 3.5.2**), presenta due matrici di trasduttori laterali che rappresentano la fonte di trasmissione e di ricezione dell'energia acustica. Il depressore consiste di un peso morto che serve a condurre lo strumento alle profondità di investigazione. Il cavo elettromeccanico è utilizzato sia per il traino della strumentazione che per la trasmissione dei dati al sistema di ricezione.



Figura. 3.5.2). Sonda SSS, Klein 2000 (da www.oicinc.com/digital_klein2000.html).

Il verricello di manovra consiste di un argano ad alta velocità di avvolgimento, che permette di lavorare anche in aree morfologicamente accidentate, in totale sicurezza; la sonda deve infatti essere mantenuta ad una profondità costante dal fondale marino per consentire l'acquisizione di dati di alta qualità. Il sistema di acquisizione è costituito fondamentalmente da un *personal computer* le cui funzioni principali consistono nella correzione dei dati non ancora elaborati, nella georeferenziazione delle immagini e nella correzione dei valori di inclinazione dei trasduttori.

Le operazioni di messa a mare del sistema consistono nell'immersione della sonda, nel recupero del cavo per agganciare il depressore e nella messa a mare del depressore stesso. Durante le operazioni di messa a mare e durante i rilievi la velocità della nave viene mantenuta costante ed a ~2 nodi (~1,8 Km/h).

Il SSS, operando a frequenze maggiori rispetto al *Multibeam*, ha il vantaggio di investigare il fondale marino con grande precisione; onde acustiche ad alta frequenza vengono però assorbite più efficacemente dal mezzo di propagazione, rispetto a quelle a bassa frequenza ed è anche per questo che la sonda deve essere portata ad una distanza ravvicinata dal fondale marino.

Il *KLEIN 2000* fornisce dunque una rappresentazione grafica della diffrazione e riflessione delle onde acustiche, prodotta dal fondale marino, tramite immagini in scala di grigi. I dati utilizzati ai fini del presente studio sono visualizzati in maniera tale che zone ad alta riflettività vengono rappresentate con toni vicini al nero e che zone a bassa riflettività vengono rappresentate con toni più chiari; infine la totale assenza di riflettività (*backscatter*), corrisponde al colore bianco (**Figura 3.5.3**).



Figura. 3.5.3). Immagine di un relitto ottenuta da un Side Scan Sonar posizionato a sinistra. L'alto backscatter (nero) dovuto alla riflessione delle onde acustiche dal velivolo, combinato all'ombra acustica (bianco) generata dallo stesso permettono di definirne l'assetto (in posizione verticale appoggiato con la parte anteriore sul fondo marino).

3.5.1 Dataset e metodi di interpretazione

L'intensità del *backscatter* dipende essenzialmente dalla morfologia e dalle caratteristiche tessiturali del fondale marino. In genere l'utilizzo dei dati SSS offre risultati ottimali nella ricerca di relitti e nello studio di aree a morfologia accidentata (zone vulcaniche, scarpate di faglia, coperture di fanerogame, biocostruzioni ecc.), in corrispondenza delle quali l'energia emessa dalla strumentazione, viene riflessa e diffratta più efficacemente rispetto che in zone morfologicamente blande (Collier & Brown, 2005). Gli elementi che,

data la loro posizione geometrica, non possono essere raggiunti dai fronti d'onda, appaiono come zone d'ombra, che possono comunque fornire importanti informazioni riguardo i caratteri geometrici del fondale (**Figura 3.5.3**).

Tramite l'interpretazione dei dati SSS è possibile ottenere inoltre utili informazioni riguardo le caratteristiche granulometriche del fondale marino (Pace & Gao, 1988; Huvenne et al., 2002), anche se, in alcuni casi, variazioni graduali nelle caratteristiche dei sedimenti, non sono chiaramente visualizzate nelle mappe SSS (Collier & Brown, 2005). E' ampiamente documentato in letteratura, che la quantità di energia di ritorno è direttamente proporzionale alla scabrosità del fondale ed alle eterogeneità volumetriche della porzione di sottofondo che risente delle oscillazioni provocate dall'energia acustica emessa dalla strumentazione (Jackson et al., 1986; Gardner et al., 1991). Entrambi i parametri sono strettamente dipendenti dalla granulometria e dalla presenza di strutture sedimentarie, di bioturbazioni o di gas (Urgeles et al., 2002; Fonseca et al., 2002).

Gran parte degli studi più recenti (Wever et al., 1997; Knebel et al., 1999; Goff et al., 2000; Edwards et al., 2003; Collier & Brown, 2005; Lo Iacono et al., 2008) evidenziano una correlazione positiva tra i valori di *backscatter* e le dimensioni granulometriche dei sedimenti di fondo, per cui, in assenza di campionature dirette, è possibile ricavare informazioni di massima anche solo tramite interpretazione delle mappe SSS. In genere, coperture sedimentarie pelitiche appaiono come aree a *backscatter* basso ed omogeneo, che, nel caso dei dati riportati nel presente lavoro, corrispondono a zone di colore grigio chiaro. Coperture sedimentarie con clasti delle dimensioni delle pseliti o delle psammiti vengono invece, per quanto esposto, visualizzate con toni di grigio sempre più scuri. Le zone d'ombra sono infine visualizzate come aree di colore bianco.

Al centro di ogni linea SSS, lungo la rotta seguita durante le fasi di acquisizione, si trova la zona *Nadir*, che corrisponde all'area non

raggiunta dai fasci acustici del SSS (dal momento che i trasduttori sono inclinati verso l'esterno); corrisponde ad una zona d'ombra lineare, priva d'informazioni.

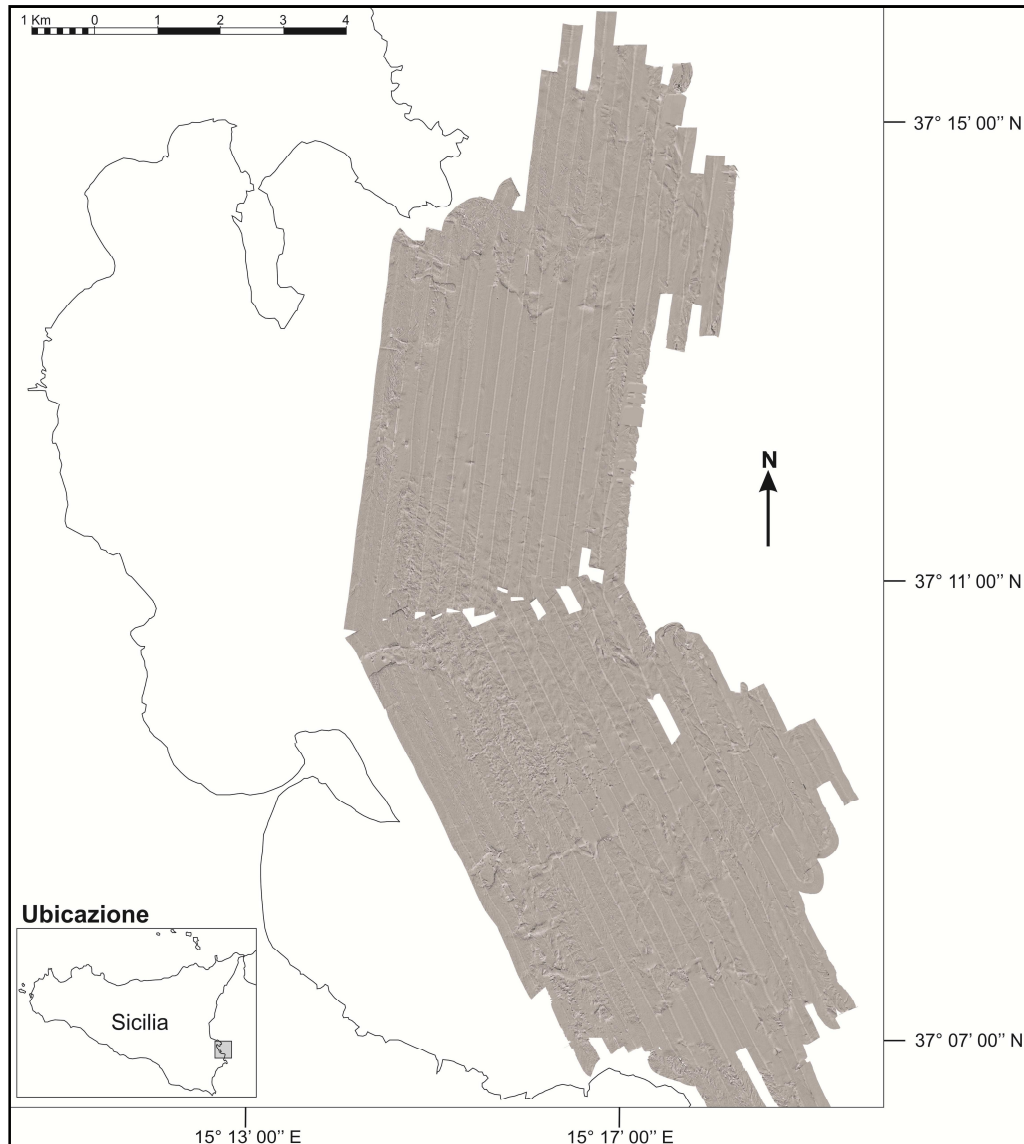


Fig. 3.5.4) *Dati Side Scan Sonar del golfo di Augusta e relativa ubicazione geografica.*

I dati SSS hanno costituito un elemento aggiuntivo nella distinzione di diverse *facies* geofisiche e di fondamentale importanza nel riconoscimento delle caratteristiche di superficie degli elementi morfologici affioranti.

I dati SSS utilizzati per la compilazione del lavoro, consistono di immagini georeferenziate, in formato *.tiff*, di risoluzione spaziale

dell'ordine del decimetro e coprono una superficie di circa 80 Km² (**Figura 3.5.4**). Durante le fasi di acquisizione sono state effettuate rotte tra loro parallele, distanziate di 250 metri, fino alla completa copertura dell'area di interesse. Lo *swath* relativo ad ogni singola rotta è pari a 300 metri; si è dunque ottenuta una sovrapposizione (*overlap*) delle aree investigate pari a 50 metri (20%) per ogni coppia di linee. A differenza delle strumentazioni montate in chiglia, il SSS, essendo filotrainato a determinati valori di profondità, è soggetto ad errori, seppur blandi, di georeferenziazione del dataset. In fase preliminare è stato quindi necessario correggere il posizionamento delle diverse linee, tramite il *software Global Mapper v.10*, prendendo come riferimento i dati batimetrici ottenuti tramite la strumentazione *Multibeam*.

3.6 IL SUB-BOTTOM CHIRP

La strumentazione *Sub-bottom Chirp* utilizzata a bordo della N/O *Urania* nel corso delle campagne di acquisizione del *dataset* è il *Datasonics-Chirp Sub-Bottom Profiler II-CAP-6600*, che appartiene alla classe delle sorgenti sismiche ad alta risoluzione. Si tratta di una strumentazione di nuova generazione, i cui segnali acustici emessi si differenziano da quelli di strumentazioni analoghe, principalmente per la tecnica di compressione del segnale (tecnica mutuata dai sistemi *Radar*). Tramite il *Chirp Sub-Bottom Profiler II-CAP-6600* durante le fasi di acquisizione, sono stati prodotti impulsi acustici caratterizzati da bande di frequenza comprese tra 2 e 7 kHz; la risoluzione è funzione diretta dell'ampiezza della banda di frequenza del segnale FM ([Changle Fang, 1999](#)).

L'equipaggiamento del *Chirp Sub-Bottom Profiler II-CAP-6600* (**Figura 3.6.1**) è costituito da:

Marco Firetto Carlino

- il *tow-vehicle* (CPS 640), rappresentato da un pesce a profilo idrodinamico, con alette stabilizzatrici, che alloggia il trasduttore e i due idrofoni. A bordo della N/O Urania il pesce è montato direttamente in chiglia, con il raddoppio dei trasduttori in un sistema 4X4;
- l'unità *DSP Chirp Transceiver*, ovvero il generatore del segnale, costituita da un'unità digitale con un amplificatore lineare di potenza di 2 kW;
- l'unità *CPS 610*, che costituisce l'elaboratore atto al *processing* del segnale digitale; essa restituisce in tempo reale i profili sismici di due canali, insieme all'interfaccia di controllo dei parametri di acquisizione del sistema.

L'unità è dotata infine di un sistema per la registrazione digitale dei *files* in formato *.seg*.



Fig. 3.6.1) Strumentazione SONAR CAP 6600 – Chirp II Profiler (da: http://www.gserentals.co.uk/viewproduct2.cfm?prod_ref=21).

Le strumentazioni *Sub-bottom Chirp* vengono utilizzate per acquisire linee sismiche di alta risoluzione, ovvero sezioni del sottofondo marino, lungo la rotta seguita dalla nave durante le fasi di acquisizione. L'indagine sismica consiste nel generare un segnale acustico di frequenza variabile, che si propaga in profondità, oltre

l'interfaccia acqua-sedimento (**Figura 3.2.2**). Uno o più idrofoni, ubicati sullo scafo o a traino della nave, rilevano le onde sismiche riflesse e le trasformano in un segnale elettrico analogico, che successivamente viene filtrato e trasformato in segnali digitali. Infine il dato sismico viene processato e restituito su carta o su monitor per l'interpretazione sismo-stratigrafica.

3.6.1 Principi di Stratigrafia Sismica

I riflettori sismici (**Figura 3.6.2**) corrispondono generalmente alle superfici che separano mezzi di propagazione a differente valore di impedenza acustica, data dal prodotto tra la densità e la velocità degli impulsi, relative al mezzo di propagazione. Ad esempio, le superfici di stratificazione o le riflessioni generate da superfici di contatto tra fluidi a densità diversa producono fenomeni di riflessione e rifrazione delle onde acustiche. Alla scala della risoluzione sismica, le graduali variazioni laterali di *facies* normalmente non generano riflessioni ben distinte, inoltre non tutti i riflettori corrispondono a superfici fisiche riconoscibili all'interno delle successioni.

I profili sismici processati ed interpretati ai fini della tesi, presentano una scala orizzontale espressa in *Fix*, corrispondenti a determinati istanti delle fasi di acquisizione e registrati con numerazione progressiva; conoscendo i parametri di navigazione, la scala in *Fix* viene successivamente convertita in metri o in chilometri. La scala verticale è espressa sia in tempi che in distanze (**Figura 3.6.2**). In particolare la scala verticale rappresenta il tempo che intercorre tra l'istante in cui è stato generato l'impulso acustico e l'istante in cui l'energia di ritorno viene registrata dall'idrofono. Tale valore è all'incirca uguale al doppio del tempo che l'onda acustica impiega nel tratto compreso tra la superficie del mare e l'orizzonte che ha generato la

riflessione; per questo motivo la scala dei tempi viene comunemente espressa in tempi doppi (TWTT-two-way travel time).

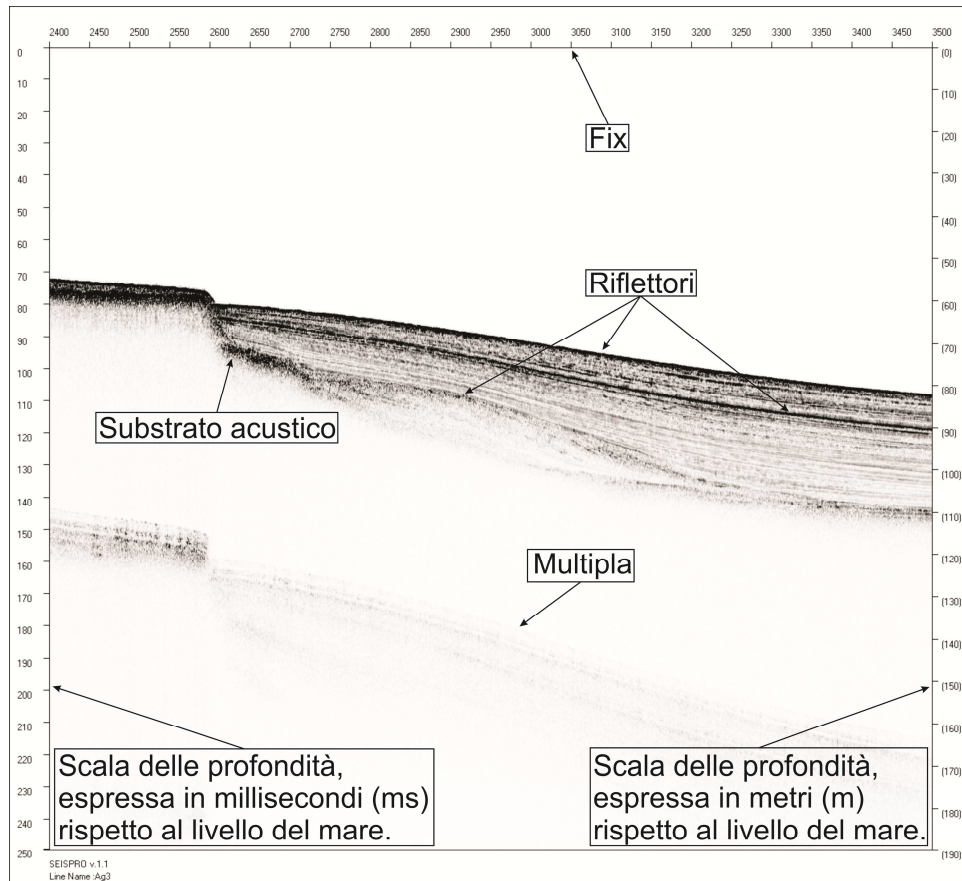


Fig. 3.6.2) Esempio di profilo Sub-bottom Chirp, processato tramite il software SeisPrho ver. 1.2, programmato ed implementato dal Dr. Luca Gasperini dell' Istituto di Scienze Marine (ISMAR-CNR) di Bologna. Si rimanda alla lettura del testo per ulteriori chiarimenti.

I profili sismici presentano diverse tipologie di effetti indesiderati, definiti rumori, i quali sono principalmente riconducibili a fenomeni legati all'ambiente circostante o ai processi di navigazione. Le multiple sono una tipologia di rumore sismico, dovute a riflessioni successive provocate da un medesimo orizzonte (**Figura 3.6.2**). La multipla di un dato riflettore si presenta come una ripetizione del riflettore stesso a profondità multipla di quella reale e con inclinazione maggiore. Le iperboli di diffrazione sono un altro tipo di rumore generato dalla dispersione delle onde acustiche in corrispondenza di un vertice o di

una brusca curvatura, al limite tra due mezzi con differente impedenza acustica (ad esempio in corrispondenza di faglie o superfici erosive). L'orizzonte sismico geometricamente più profondo, caratterizzato da un'impedenza talmente elevata da non permettere alle onde acustiche di attraversarlo, è definito con il termine di substrato acustico (**Figura 3.6.2**). Orizzonti ad elevata impedenza, come ad esempio corpi sedimentari recenti consolidati, possono anche giacere in superficie e mascherare i riflettori sottostanti.

Nelle fasi di interpretazione si procede con il riconoscimento e la classificazione dei riflettori reali che vengono raggruppati in diverse *facies* acustiche o sismiche, definite come unità costituite da gruppi di riflettori che presentano caratteristiche acustiche omogenee e differenti rispetto a quelle delle unità adiacenti. La tipologia di una *facies* sismica può fornire utili informazioni sugli ambienti e sui processi sedimentari. Le caratteristiche delle diverse *facies*, come l'ampiezza e la continuità laterale dei relativi riflettori, possono fornire utili informazioni riguardo le caratteristiche litologiche delle unità stratigrafiche investigate.

3.6.2 Parametri che influenzano la risoluzione dei dati sismici

Una caratteristica importante per l'acquisizione di dati sismici è la risoluzione verticale associata al segnale, che può essere definita come la minima distanza verticale tra due interfacce, necessaria per ottenere una singola riflessione ([Emery & Meyers, 1996](#)).

L'acquisizione è influenzata da alcuni parametri tra cui:

Pe – energia dell'impulso;

Bw – ampiezza della banda di frequenza, o spettro dell'impulso;

PI – durata dell'impulso.

La risoluzione **R**, espressa in metri è data dalla seguente relazione:

$$R = PI \times Vs / 2 \quad (1)$$

Dove **Vs** è la velocità delle onde acustiche nel sedimento.

La durata dell'impulso **PI** e lo spettro di frequenza **Bw** possono essere considerati inversamente proporzionali:

$$PI = 1 / bw \quad (2)$$

La relazione (2) rappresenta un'approssimazione; in realtà il rapporto tra **PI** e **bw** non è esattamente lineare poiché i segnali bianchi (*white noise signal*, Changle Fang, 1999) prodotti dai sonar convenzionali, presentano cambi di fase casuali (*random*).

La lunghezza d'onda e l'energia associata agli impulsi acustici prodotti, condizionano direttamente la risoluzione verticale e la profondità di penetrazione; alte frequenze corrispondono di norma ad un aumento della risoluzione e ad una riduzione della penetrazione. Ad esempio, i sistemi di acquisizione geofisica che generano segnali di frequenza inferiore ad 1 kHz, acquisiscono profili sismici a bassa risoluzione ma ad alta penetrazione, come i sistemi *air/water-guns*, *sleeve exploders*, *bubble pulsers* ecc. La proporzionalità inversa tra frequenza e penetrazione non è comunque perfettamente lineare; infatti, a frequenze inferiori agli 800 Hz, la penetrazione aumenta notevolmente. Gli equipaggiamenti ad alta risoluzione utilizzano spettri di frequenza compresi tra 1 e 30 kHz. La risoluzione laterale è invece condizionata dalla frequenza di ripetizione dell'impulso (*shot rate*) e dalla velocità della nave durante le fasi di acquisizione.

3.6.3 Dataset e metodi di interpretazione

Il set di dati utilizzato consiste di circa 110 Km di linee sismiche (**Figura 3.6.2**) di risoluzione verticale dell'ordine del decimetro. I dati grezzi, forniti dall'IAMC di Napoli, in formato *.seg*, sono stati in primo luogo processati tramite il software *SeisPhro*, ver. 1.2, programmato ed implementato dal Dr. Luca Gasperini dell'Istituto di Scienze Marine (ISMAR-CNR) di Bologna.

I dati sismici ottenuti tramite il *Chirp Sub-Bottom Profiler II-CAP-6600* consentono una restituzione, in fase di acquisizione, di dati di elevata qualità. Pertanto le fasi di *processing* hanno permesso semplicemente di migliorare la qualità del segnale per mettere in risalto le geometrie del sottofondo, di risolvere i problemi legati all'eccessivo o scarso guadagno del segnale in fase di acquisizione (funzione *Display Gain*) e di eliminare i rumori sismici relativi alla colonna d'acqua (funzione *Muting*). Nelle fasi di *processing* la velocità di propagazione delle onde acustiche è stata impostata a 1520 m/sec.

In seguito, le linee sismiche sono state esportate in formato *.bmp* ed importate nel programma *Corel Draw v.12*, tramite il quale sono state esagerate verticalmente di un valore 8 volte maggiore rispetto a quello reale (*vertical exaggeration*, *VE*, 8x), in modo da evidenziare al meglio le caratteristiche geometriche delle *facies* sismiche.

Le diverse risposte acustiche (*echoes*) sono state descritte utilizzando le terminologie riportate nei lavori di Damuth (1980) e Loncke et al., (2002). L'interpretazione delle terminazioni laterali degli strati e delle relazioni geometriche tra le diverse *facies* sismiche è stata effettuata tramite il metodo della Stratigrafia Sequenziale, i cui principi sono accennati nel CAPITOLO 4.

CAPITOLO 4. CARATTERI FISIOGRAFICI DELL'AMBIENTE DI PIATTAFORMA E CENNI DI STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

4.1 CARATTERI FISIOGRAFICI DELL'AMBIENTE DI PIATTAFORMA

L'*offshore* di Augusta consiste di un'area di piattaforma e di relativa scarpata continentale; per una migliore comprensione dei processi geologici relativi all'area di studio, vengono di seguito descritti i principali caratteri fisiografici delle aree di piattaforma.

La zona costiera, (*coastal zone*) come descritta da Inman & Brush (1973), è essenzialmente costituita da tre sub-ambienti attigui, definiti da terra verso mare con i termini: *coastal plain*, *shoreface* e *continental shelf* (Figura 4.1.1).

- **Coastal plain**: o piana costiera è un'area pianeggiante, adiacente alla costa e generalmente separata dalle parti interne, attraverso un marcato cambiamento delle caratteristiche topografiche.
- **Shoreface**: rappresenta la parte superiore della piattaforma continentale, affetta dai processi di erosione e trasporto, in gran parte legati al moto delle onde. L'area si estende dunque dal punto topograficamente più elevato raggiunto dal moto ondoso (*wave run up*), fino alla profondità-limite, a cui i sedimenti di piattaforma risentono ancora del suddetto moto (*wave base*), (Cowel et al., 1999).

- **Continental shelf:** o piattaforma continentale s.s., si estende dal limite inferiore della *shoreface* fino ad una marcata rottura di pendenza, generalmente definita con i termini *shelf edge* o *shelf break*. Lo *shelf break* rappresenta un lineamento morfologico principale, che fa da limite naturale tra le aree di piattaforma e di scarpata continentale (Southard & Stanley, 1976).

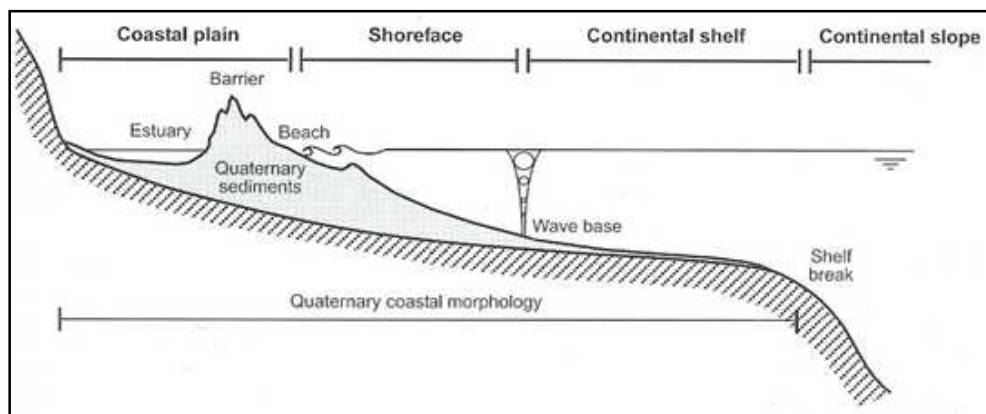


Figura 4.1.1) Limiti spaziali della zona costiera (da Masselink & Hughes, 2003).

Il quadro geologico delle aree di piattaforma e il significato della rottura di pendenza che le separa dalle relative aree di scarpata continentale sono stati oggetto di ampi studi da parte di diversi autori (Hedberg, 1970; Shepard, 1973; Emery, 1980; Vanney & Stanley, 1983).

In genere, gran parte degli attuali margini continentali si è formata a seguito dei processi di separazione della Pangea, approssimativamente 200 MA fa. E' generalmente accettata la tesi secondo la quale, la brusca rottura di pendenza che limita le due aree è principalmente controllata da fattori strutturali e processi di isostasia a grande scala (Southard & Stanley, 1976). La morfologia e la stratigrafia delle aree di piattaforma continentale sono, in secondo luogo, controllate da alcuni fattori, quali le variazioni eustatiche globali e le caratteristiche morfo-strutturali e climatiche locali. Infine sono da considerare importanti anche i processi fisici che attualmente continuano a modellare la copertura sedimentaria superficiale, tramite processi di erosione e di trasporto.

4.1.1 Concetto di equilibrio delle piattaforme continentali

Sebbene la superficie delle piattaforme continentali sia soggetta a condizioni idrauliche variabili, anche in periodi di breve durata, essa può comunque essere considerata come un'area di equilibrio dinamico, considerando intervalli temporali di scala geologica. Esperimenti numerici (Harbaugh & Bonham-Carter, 1977) mostrano che i depositi dei margini continentali si accumulano verso il valore di profondità, in corrispondenza del quale, il fluido possiede ancora un'energia tale da trasportare i sedimenti di fondo (*wave base*: Swift & Thorne, 1991).

Durante i processi di deposizione, in corrispondenza dei margini continentali, il prisma sedimentario aggrada ed il rapporto tra quantità di sedimenti depositati e trasportati decresce man mano che si raggiunge il *wave base*. Si tende così ad una ideale superficie di non deposizione (piattaforma continentale), leggermente inclinata verso mare, mentre il luogo di accumulo dei depositi si sposta verso zone più profonde, formando una superficie in cui i processi innescati dalla gravità sono dominanti (scarpata continentale). Secondo queste modalità, le superfici-tempo assumono la morfologia clinoforme, tipica dei depositi di piattaforma (**Figura 4.1.2**).

In particolare, l'ideale superficie di non deposizione, ovvero la porzione superiore del deposito clinoforme, influenzata dal moto ondoso è definita in letteratura con il termine *topset*. La rottura di pendenza, che si forma in corrispondenza del limite inferiore dell'area di influenza del moto ondoso, è definita con il termine *offlap break* e separa il *topset* dal *foreset*, ovvero dalla porzione del clinoforme a maggiore pendenza, in cui predominano i suddetti meccanismi di trasporto e accumulo legati alla forza di gravità. Verso mare, i processi di deposizione consistono principalmente nella decantazione delle porzioni a granulometria più sottile, che riescono, in determinati momenti deposizionali, a sorpassare l'area di interazione tra energia idraulica e sedimenti di fondo, localizzata a monte dell'*offlap break*. In

quest'area, i depositi tendono a riassumere una geometria sub-orizzontale (*bottomset*).

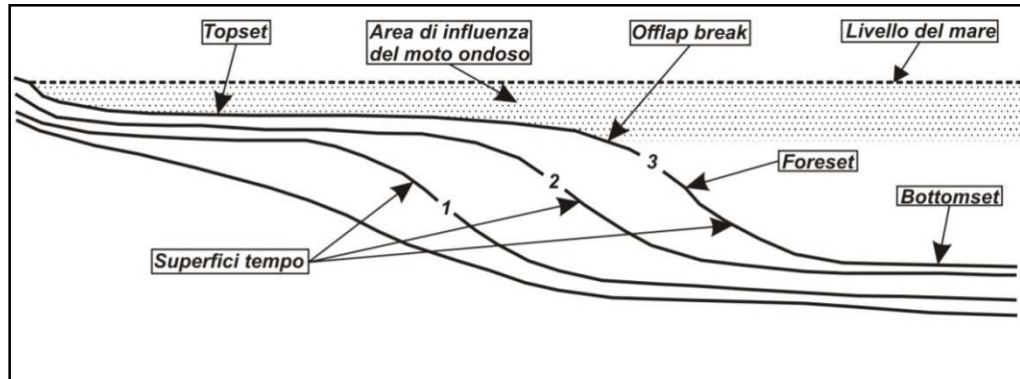


Figura 4.1.2) *Illustrazione qualitativa riguardo le caratteristiche geometriche di un prisma sedimentario in aree di margine continentale e relative superfici tempo; si rimanda alla lettura del testo per ulteriori spiegazioni (modificato da Swift & Thorne, 1991).*

Al mutare delle condizioni esterne si tenderà alla formazione di nuove superfici di equilibrio; le piattaforme mature consistono dunque di diverse sequenze deposizionali, che rispecchiano i cambiamenti innescati da tali fattori. Secondo tali modalità, nonostante derivino da condizioni strutturali diverse, i margini continentali tendono ad assumere una comune configurazione morfologica, piattaforma-scarpata continentale.

I processi di migrazione delle aree di piattaforma in risposta ad una risalita relativa del livello del mare sono stati in primo luogo descritti da Bruun (1962), il quale arguì che tale processo di risalita si traduce in uno spostamento verso terra del profilo di equilibrio, in risposta al mutare dei parametri di controllo del regime idraulico. Le conseguenze geometriche di tale processo si tradurrebbero necessariamente in un arretramento dell'area di piattaforma e quindi della relativa scarpata continentale.

4.1.2 Fattori di controllo dei processi sedimentari in aree di piattaforma continentale

Swift & Thorne (1991), proposero un modello generale che definisce i principali fattori di controllo dei processi sedimentari e quindi della configurazione geometrica delle aree di piattaforma continentale. Le caratteristiche e la distribuzione delle diverse *facies* sedimentarie vengono considerate come il risultato di processi di selezione progressiva, che nell'insieme agiscono come un unico sistema di dispersione dei sedimenti (*sediment dispersal system*).

Come precedentemente accennato, la superficie delle aree di piattaforma continentale è soggetta a condizioni idrauliche variabili in periodi di breve durata, ma nel tempo geologico può essere vista come una superficie di equilibrio dinamico controllata essenzialmente dalle seguenti variabili:

- **Tassi di apporto sedimentario:** la tipologia e la quantità dei sedimenti derivanti dalle aree emerse è fortemente dipendente dalle relative condizioni geologico-strutturali, morfologiche e climatiche. Il tasso di erosione subaerea (mm yr^{-1}) cresce al crescere del rilievo; inoltre, la produzione di sedimenti forniti dai sistemi di drenaggio ($\text{m}^3 \text{m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) è maggiore in aree caratterizzate da moderati tassi di precipitazione meteorica. In regioni molto piovose infatti la copertura vegetale ne ostacola la produzione, mentre in zone aride gli agenti erosivi e di trasporto non sono di entità tale da assicurarne un consistente apporto. In risposta alla trasgressione olocenica, le bocche dei sistemi di drenaggio di molte piattaforme attuali sono state annegate ed i risultanti estuari hanno intrappolato la maggior parte dei sedimenti; in questo caso, gli apporti derivano principalmente dall'erosione della *shoreface*.

Marco Firetto Carlino

- **Granulometria dei sedimenti:** la dimensione media dei sedimenti forniti è generalmente superiore in margini convergenti, dove i rilievi sono maggiori. In margini passivi maturi, invece, la dimensione dei clasti che raggiungono le aree sommerse è generalmente inferiore, dato che i ben sviluppati sistemi di drenaggio tendono a trattenere le porzioni più grossolane (*progressive sorting*: [Russell, 1939](#)).

- **Variazioni relative del livello del mare:** determinano l'altezza della colonna d'acqua, da cui dipendono importanti fattori tra i quali l'energia idraulica che interessa il fondale, l'ampiezza dell'area di piattaforma, la posizione delle foci dei sistemi di drenaggio e, di conseguenza, le caratteristiche e la quantità degli apporti sedimentari. I processi di regressione e trasgressione innescati dalle variazioni relative del livello del mare e dagli apporti sedimentari controllano la distribuzione spaziale e temporale delle *facies* di piattaforma. Le variazioni relative del livello del mare (mm yr^{-1}) riflettono essenzialmente le variazioni globali (eustatiche), le variazioni locali dovute a subsidenza o sollevamenti tettonici e i processi di subsidenza da carico e di conseguente compattazione. Le variazioni globali abbracciano diversi ordini di frequenza; per esempio, durante il Fanerozoico, due cicli di primo ordine hanno prodotto importanti variazioni nel volume d'acqua contenuto nei bacini oceanici ([Heller & Angevine, 1985](#)). All'estremo opposto, variazioni eustatiche di frequenza decisamente maggiore (21.000, 40.000 e 100.000 anni), legati ai cicli di Milankovich, hanno dominato le variazioni eustatiche durante il Pleistocene ([Hays et al., 1976](#)).

- **Trasporto dei sedimenti di piattaforma:** le correnti marine relative al moto ondoso, all'azione del vento, alle maree e alle differenze di densità della colonna d'acqua possono trasportare il

sedimento in sospensione per lunghe distanze. L'interazione di questi agenti varia nel tempo e nello spazio attraverso il bacino, creando diversi ambienti deposizionali, che dipendono dalla loro azione. Complessivamente, tali fenomeni costituiscono il sistema di dispersione dei sedimenti (*sediment dispersal system*, [Swift & Thorne, 1991](#)). La capacità che ha il fluido di sospendere i sedimenti è funzione principalmente dello sforzo di taglio che il fluido esercita sul fondale e della velocità della corrente.

4.1.3 Regime idraulico e trasporto dei sedimenti attraverso le piattaforme continentali

Negli ambienti di piattaforma continentale, i meccanismi di trasporto e di accumulo sedimentario dipendono dunque principalmente dai suddetti fattori. A seconda della collocazione geografica e delle caratteristiche fisiche delle diverse aree di piattaforma, tali processi si traducono in diverse tipologie di regime idraulico, attraverso le quali è possibile adoperare una classificazione di massima.

Sono riconoscibili principalmente quattro diversi tipi di regime idraulico ([Johnson & Baldwin, 1986](#)), tra loro parzialmente relazionati (**Figura 4.1.3**), che riflettono l'interazione di processi, quali le maree, le correnti oceaniche, le onde e gli eventi di tempesta. A seconda della predominanza di uno dei fattori di seguito elencati, i suddetti autori classificano le piattaforme continentali in:

- ***Wave-dominated shelves***: aree di piattaforma continentale il cui regime idraulico dipende principalmente da fluttuazioni stagionali del moto ondoso e dell'intensità delle correnti; gran parte del sedimento viene trasportato durante intermittenti eventi di tempesta.

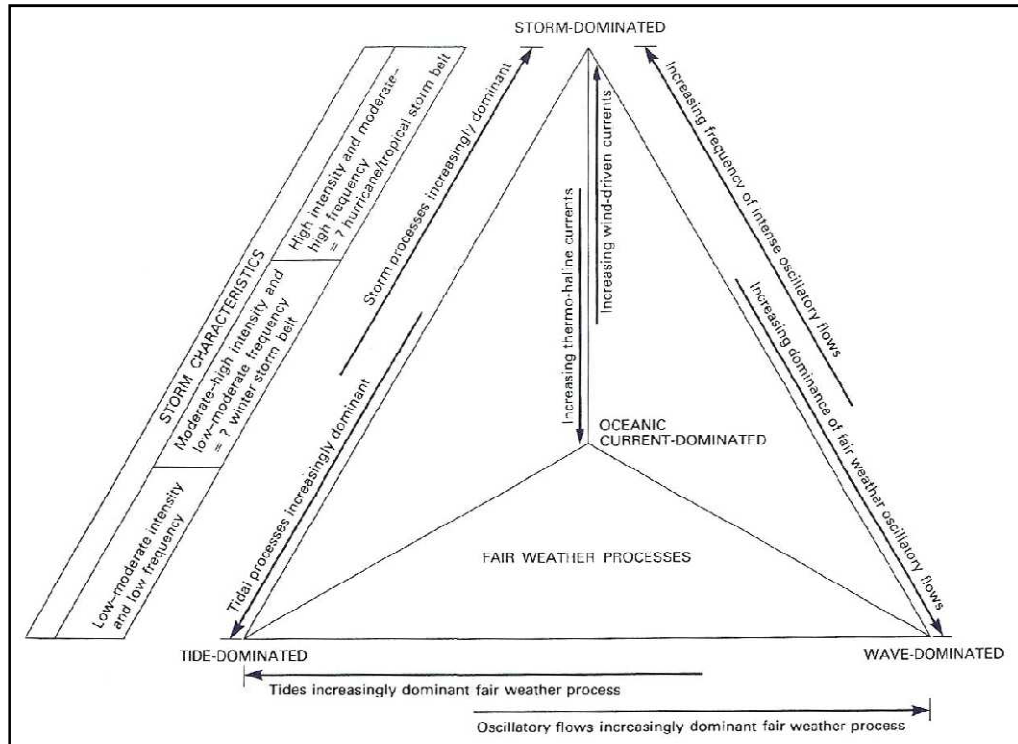


Figura 4.1.3) *Natura del regime idraulico (da Johnson & Baldwin, 1986).*

- **Tide-dominated shelves:** le superfici di tali piattaforme continentali sono spazzate giornalmente da potenti correnti di fondo legate essenzialmente alle maree; i sedimenti sabbiosi vengono trasportati in gran quantità e più frequentemente.
- **Oceanic currents-dominated shelves:** le superfici di queste aree di piattaforma raggiungono ampiezze ridotte e sono costantemente interessate da forti e persistenti correnti unidirezionali, che influiscono sulla distribuzione delle *facies*.
- **Storm-dominated shelves:** piattaforme continentali in cui i frequenti eventi di tempesta si sovrappongono ai regimi idraulici descritti in precedenza, eventualmente presenti, creando dunque un assetto caratteristico e distinto.

A seguito di quanto detto fin ora, possono essere presenti diversi meccanismi di trasporto dei sedimenti, che dipendono, oltre che dalle

caratteristiche geometriche e dalla localizzazione geografica, anche dalla scala temporale di interesse.

Per convenzione, Nittrouer & Wright (1994) hanno operato una suddivisione dell'ambiente di piattaforma continentale in regimi di piattaforma esterna (*outer shelf*), intermedia (*mid shelf*), interna (*inner shelf*) e zona dei frangenti (*surf zone*, **Figura 4.1.4**).

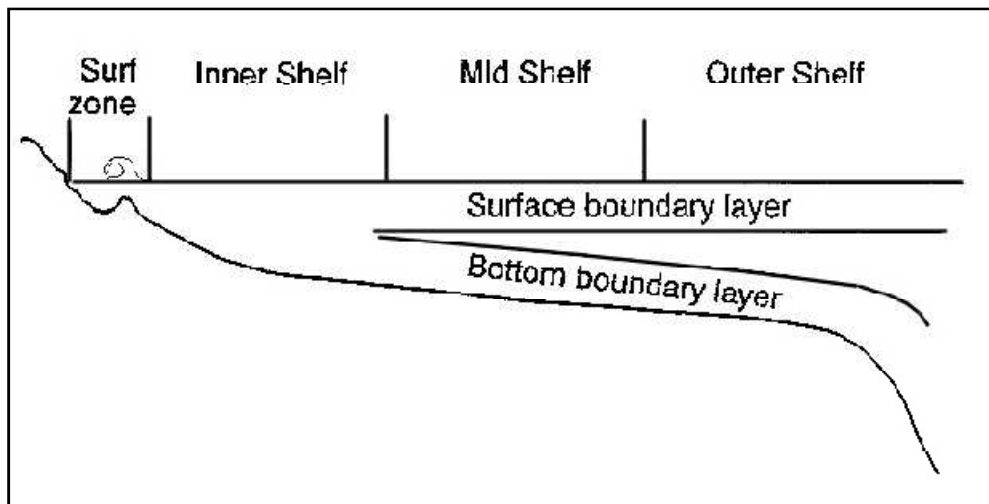


Figura 4.1.4) Relazioni spaziali tra le principali zone di suddivisione delle aree di piattaforma continentale (da Nittrouer & Wright, 1994).

Tale suddivisione dipende principalmente dalla natura dei moti della massa fluida, che dominano una determinata area della stessa piattaforma continentale, in relazione alla loro interazione con i sedimenti di fondo:

- in corrispondenza della **piattaforma esterna**, i flussi geostrofici sono dominanti, le forze di attrito sono basse e l'interazione del moto ondoso col fondale è assente o ridotta al minimo nella maggior parte dei casi;
- al contrario, nella **piattaforma interna** predominano i processi di interazione tra i sedimenti di fondo ed i movimenti della massa fluida, indotti sia dal moto ondoso fino ad determinate profondità

Marco Firetto Carlino

(*surface boundary layer*) che dalle correnti di fondo (*bottom boundary layer*);

- la zona della **piattaforma intermedia** è invece caratterizzata da una rapida variazione delle caratteristiche del flusso in direzione ortogonale a quella della piattaforma stessa, con una diminuzione progressiva verso mare della frequenza e dell'intensità con cui vengono trasportati i sedimenti;

- infine, nella **zona dei frangenti**, la maggior parte dell'energia del fluido deriva dal frangersi delle onde; tale fenomeno si traduce essenzialmente in correnti che viaggiano parallelamente alla costa e da cui dipendono i maggiori fenomeni di trasporto di sedimenti ed in correnti di direzione ortogonale alle prime, di verso bidirezionale e di modulo che dipende essenzialmente dalle condizioni climatiche e dalle caratteristiche intrinseche delle onde stesse.

4.2 ELEMENTI DI STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

Nello studio dei processi geologici e stratigrafici, in particolare per quelli riguardanti i margini continentali, il metodo stratigrafico-sequenziale rappresenta uno strumento di fondamentale importanza nella comprensione delle relazioni spaziali, geometriche e temporali tra le diverse *facies* sedimentarie.

Il metodo si basa principalmente sui seguenti aspetti:

- analisi delle caratteristiche sedimentologiche delle *facies* e relativa variazione verticale e laterale;
- analisi delle relazioni geometriche, della natura stratigrafica dei contatti e delle terminazioni laterali degli strati, atta all'individuazione di superfici-chiave, tramite le quali è possibile determinare l'ordine cronologico dei processi di riempimento dei bacini e degli eventi di erosione;
- analisi delle modalità di impilamento verticale (*stacking pattern*) delle *facies*; tali modalità dipendono principalmente da variazioni nel tasso di sedimentazione e nella natura dei sedimenti stessi e dalle variazioni relative del livello del mare.

Nonostante il metodo stratigrafico-sequenziale sia di comune uso nelle analisi stratigrafiche di dettaglio e nonostante alcuni concetti fondamentali prescindano dalle varie modellizzazioni, non è attualmente accettato ed utilizzato uno schema universale (**Figura 4.2.1**).

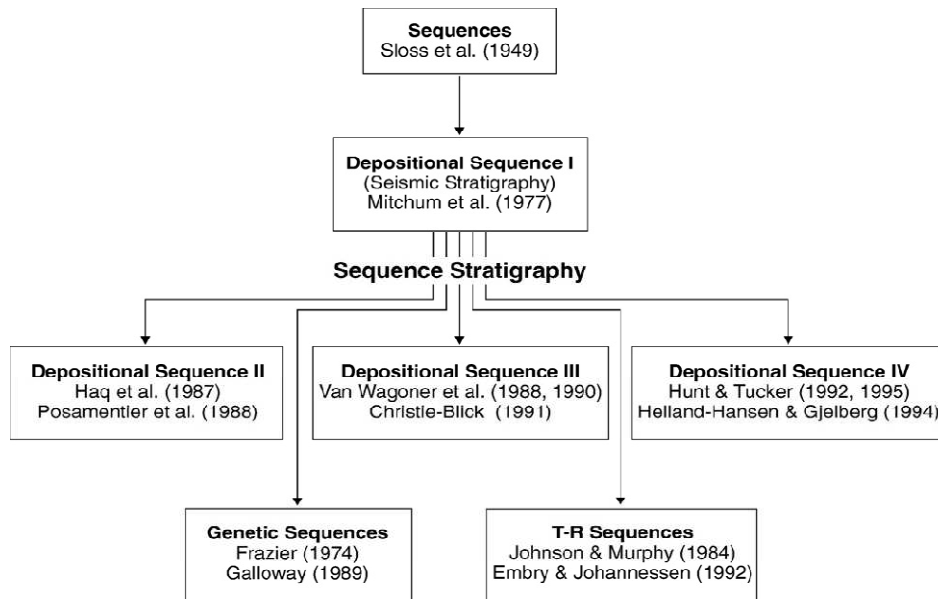


Figura 4.2.1) *Principali modelli del metodo stratigrafico sequenziale (da Catuneanu, 2006, modificato dopo Donovan, 2001).*

Ogni modello è comunque utile se si considera il contesto geologico per il quale è stato proposto e sviluppato e può fornire un ottimo approccio sotto determinate circostanze (Catuneanu et al., 2009). E' dunque opportuno scegliere il modello di riferimento in base alle caratteristiche del sito di interesse.

Verranno di seguito trattati i concetti principali del metodo stratigrafico-sequenziale, in modo da ottenere uno schema semplificato e di immediata consultazione.

4.2.1 Concetto di Sequenza Deposizionale

Il concetto di sequenza deposizionale fu originariamente introdotto da Sloss et al., (1949) per indicare, a larga scala, un gruppo di strati limitato da superfici di discordanza. Successivamente, il concetto è stato ridefinito da Mitchum (1977), in un contesto sismo-stratigrafico, come una successione concordante di strati, geneticamente relazionati, limitata verso il basso e verso l'alto da superfici di discordanza, legate a

processi di erosione sub-aerea e dalle relative superfici marine di concordanza. Le superfici di erosione sub-aerea assumono comunemente il significato di limiti di sequenza, in quanto sono espressione di un considerevole *hiatus* del record sedimentario.

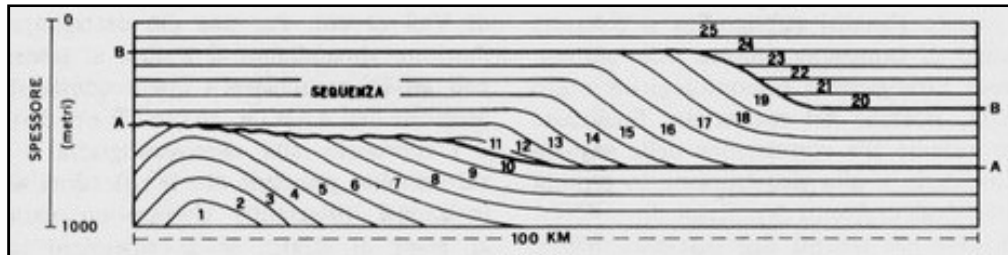


Figura 4.2.2) Schema semplificato, illustrante il concetto di sequenza deposizionale. La figura mostra come una sequenza deposizionale sia un corpo sedimentario, costituito da strati geneticamente relazionati e delimitato al tetto e alla base da superfici di discontinuità stratigrafica (A e B), che passano lateralmente, verso il bacino, a superfici di continuità stratigrafica (in A. BOSELLINI, E MUTTI, F. RICCI LUCCHI -Rocce e successioni sedimentarie, 1989, pag. 351, modificato dopo Vail et al., 1977).

L'elemento che accumuna i diversi modelli sta nel fatto che una sequenza deposizionale rappresenta, in ogni caso, il prodotto sedimentario di un intero ciclo stratigrafico, a prescindere dal fatto che tutte le porzioni del record sedimentario siano state preservate o meno; la differenza tra le varie scuole dipende in gran parte dalla scelta degli eventi, che marcano l'inizio e la fine di un ciclo completo (Catuneanu et al., 2009).

Da quanto detto, ne consegue che il rango di una sequenza deposizionale dipende dalla scala di osservazione; una sequenza deposizionale, espressione di un ciclo sedimentario di ordine superiore, può contenere all'interno più sequenze relative a cicli di ordine inferiore.

4.2.2 Terminazione laterale degli strati

Le terminazioni laterali degli strati sono state originariamente definite da Mitchum et al. (1977) nell'interpretazione di profili sismici,

sebbene è possibile osservarle anche in affioramento (Catuneanu et al., 2009).

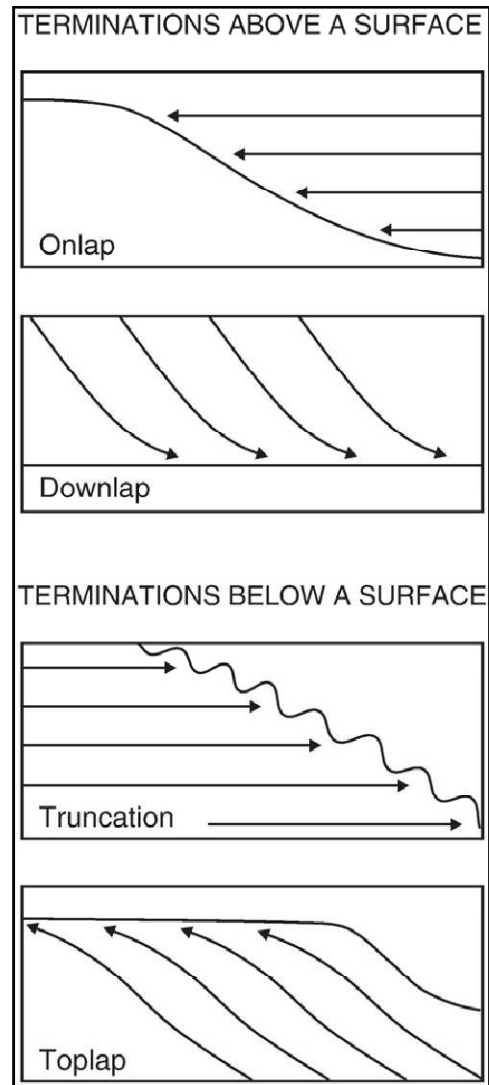


Figura 4.2.3) Terminazioni laterali degli strati, che è possibile osservare al di sopra o al di sotto di una superficie stratigrafica, sia in profili sismici che in affioramenti a grande scala (da Mitchum e Vail, 1977).

Come illustrato nella **Figura 4.2.3**, i suddetti autori identificano quattro principali geometrie, due delle quali ricorrono al di sopra di una superficie (*onlap* e *downlap*), e due al di sotto di una superficie (*truncation* e *toplap*).

L'analisi delle terminazioni laterali e della geometria degli strati, è di fondamentale importanza poiché è in tal modo che si identificano le

superfici-chiave, su cui si basa buona parte dell'interpretazione stratigrafico-sequenziale, i *systems tract* e le condizioni di accomodamento durante i processi di deposizione.

4.2.3 Concetti di *base level* e accomodamento

Il concetto di *base level* delinea una superficie di equilibrio dinamico tra i processi di deposizione e di erosione (Catuneanu et al., 2009). Tale superficie è dunque definibile come luogo dei punti al di sotto del quale cessano di esistere i processi di erosione continentale o sottomarina, come luogo dei punti di più bassa quota di un profilo di equilibrio fluviale o, ancora, come luogo dei punti di più alta quota al di sopra del quale una successione stratigrafica non può più depositarsi (Twenhofel, 1939; Sloss, 1962).

Lo spazio disponibile per l'accumulo di una successione sedimentaria, fino al raggiungimento del *base level*, definisce il concetto di accomodamento (*accomodation*, Jervey, 1988).

Da quanto detto, una risalita del *base level* crea accomodamento, mentre una relativa caduta, diminuisce lo spazio disponibile per l'accumulo di una successione sedimentaria (Catuneanu et al., 2009). Di conseguenza, se il *base level* si trova al di sotto del profilo topografico o batimetrico, si ha un accomodamento negativo e quindi erosione, se invece il *base level* si trova al di sopra del profilo topografico o batimetrico, si ha un accomodamento positivo e quindi deposizione.

Sebbene molti autori (e.g. Jervey, 1988; Posamentier & Allen 1999), per analisi a grande scala, approssimano la posizione del *base level* al livello del mare, per analisi a scala minore, è opportuno considerare che tale superficie di equilibrio si trova spesso al di sotto di tale livello, se si considera l'azione erosiva delle onde e delle altre tipologie di correnti sottomarine.

In aree con alti tassi di sedimentazione, il *base level* può comunque essere approssimato al livello del mare; si innescano generalmente, in questo modo, processi di progradazione delle *facies*. Se la colonna d'acqua è, al contrario, caratterizzata da alti valori di energia, il *base level* può effettivamente trovarsi al di sotto del livello del mare; si innescano dunque processi di erosione sottomarina. Il *base level* può quindi, in molti casi, essere assimilato al *wave base* ed i cambiamenti delle condizioni energetiche dell'ambiente causeranno variazioni del profilo di equilibrio, con frequenza molto maggiore rispetto a quelle causate da processi tettonici o di variazioni eustatiche del livello del mare.

4.2.4 Parasequenze e superfici di annegamento

Si definisce col termine *parasequenza*, una successione relativamente concordante di strati geneticamente relazionati, limitata da superfici di annegamento (Van Wagoner et al., 1988, 1990). Si definisce *superficie di annegamento* (*flooding surface*), una superficie attraverso la quale si assiste ad un brusco passaggio verso *facies* di mare più profondo (**Figura 4.2.4**); ciò può essere espressione di un improvviso aumento della profondità dell'acqua o di una brusca diminuzione del tasso di sedimentazione (Van Wagoner et al., 1988, 1990).

Da quanto detto consegue che la netta variazione nella natura dei depositi, attraverso una superficie di annegamento, non è dunque necessariamente espressione di una brusca risalita del livello del mare. Ad esempio, la carenza di consistenti apporti sedimentari sia a profondità elevate, durante processi di trasgressione che in corrispondenza delle parti sommitali di lobi sedimentari abbandonati, può portare alla formazione di sezioni condensate, che portano a

conseguenze stratigrafiche affini a quelle che conseguono una risalita del livello del mare (Catuneanu et al., 2009).

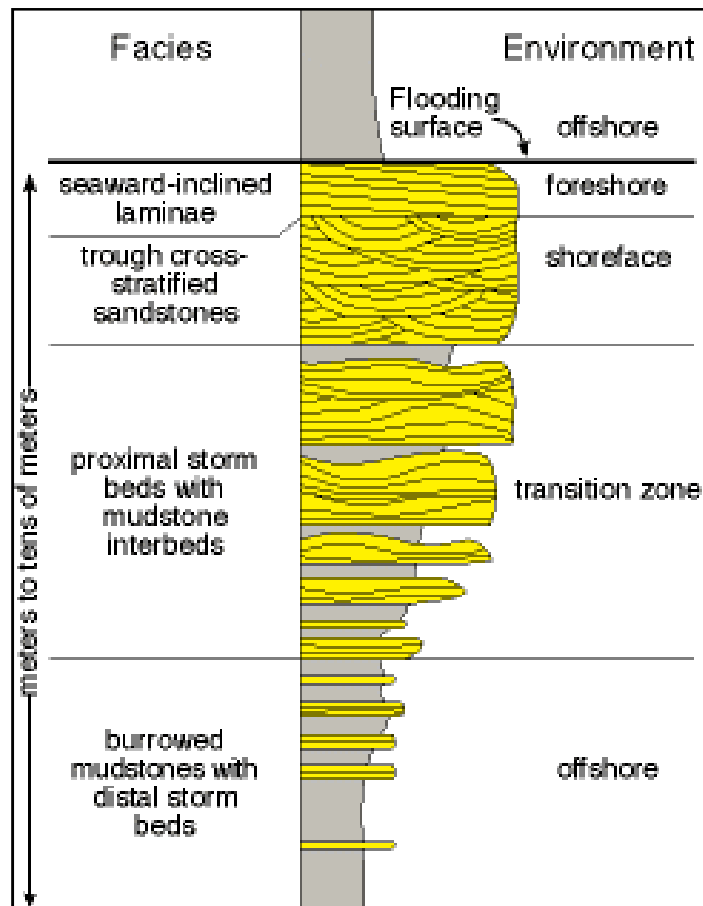


Figura 4.2.4) Illustrazione schematica dei concetti di parasequenza e di superficie di annegamento (si rimanda alla lettura del testo per ulteriori spiegazioni; da <http://www.uga.edu/strata/sequence/parasequences.html>)

4.2.5 Depositi geneticamente correlati: *systems tract*

Si definisce con il termine *system tract*, l'associazione di sistemi deposizionali contemporanei, geneticamente correlati, in cui può essere scomposta una sequenza deposizionale (Brown & Fisher, 1977). Il riconoscimento dei diversi *systems tract* si basa sulle modalità di impilamento verticale degli strati (*stacking patterns*, **Figura 4.2.5**), sulla

loro posizione all'interno di una sequenza deposizionale e sulla natura delle superfici-limite (Van Wagoner et al. 1990; Van Wagoner, 1995).

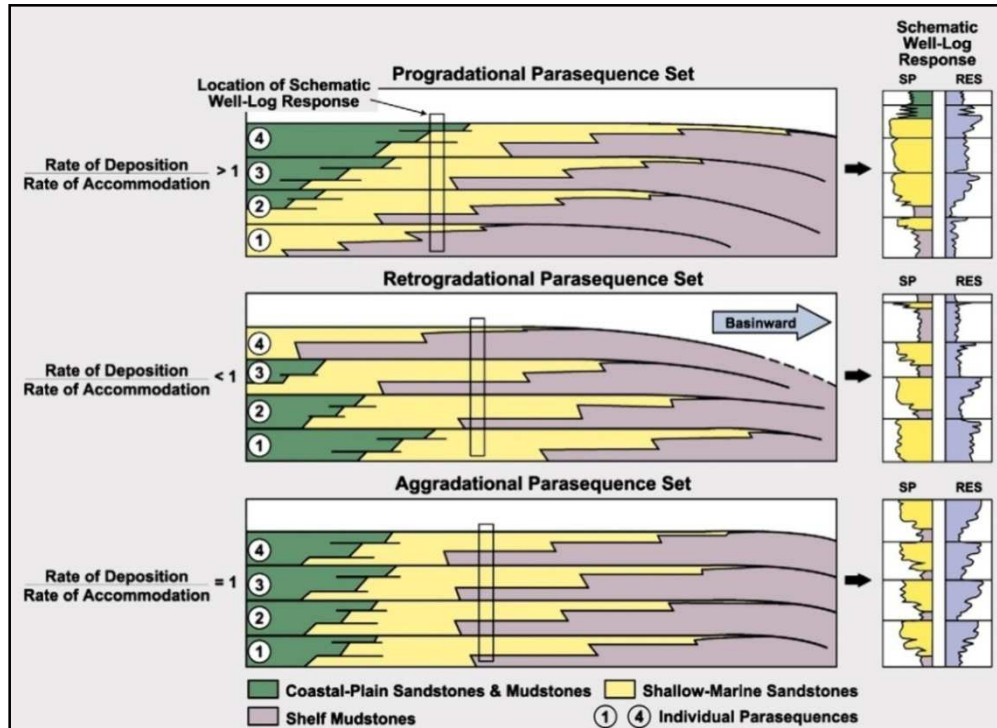


Figura 4.2.5) Principali modalità di impilamento di parasequenze (stacking patterns), (da Van Wagoner et al., 1990).

Variazioni nelle modalità di impilamento degli strati sono essenzialmente riconducibili a modifiche nella traiettoria di migrazione della relativa linea di costa; si definiscono così i seguenti *systems tract*, come espressione sedimentaria dei processi di fluttuazione del *base level*:

- **Regressione forzata** (*forced regression*): spostamento verso mare della linea di costa, dovuta a una caduta del *base level* (Posamentier et al., 1992). I depositi di regressione forzata mostrano un trend progradante (*progradational parasequence set*, **Figura 4.2.5**), con relativo spostamento verso il bacino delle *facies* sedimentarie. A seconda delle diverse scuole, tali depositi appartengono agli *early lowstand*, *late highstand*, *forced regressive wedge* e *falling stage systems tract* (**Figura 4.2.6**).

Marco Firetto Carlino

Sequence model Events	Depositional Sequence II	Depositional Sequence III	Depositional Sequence IV	Genetic Sequence	T-R Sequence
end of transgression	HST	early HST	HST	HST	RST
end of regression	TST	TST	TST	TST	TST
end of base-level fall	late LST (wedge)	LST	LST	late LST (wedge)	RST
onset of base-level fall	early LST (fan)	late HST	FSST	early LST (fan)	
	HST	early HST	HST	HST	

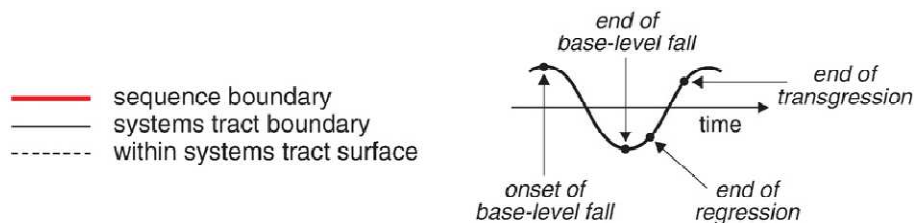


Figura 4.2.6) Nomenclatura dei diversi systems tract e delle superfici stratigrafico-sequenziali per i diversi modelli esistenti, illustrati in Figura 4.2.1. Abbreviazioni: LST - lowstand systems tract; TST - transgressive systems tract; HST - highstand systems tract; FSST - falling-stage systems tract; RST - regressive systems tract; T-R - transgressive-regressive; CC* - correlative conformity sensu Posamentier & Allen (1999); CC** - correlative conformity sensu Hunt & Tucker (1992); MFS - maximum flooding surface; MRS - maximum regressive surface; linea rossa - limite di sequenza; linea grigia - limite tra systems tract; linea grigia tratteggiata - superfici limite interne ad un singolo system tract (si rimanda alla lettura dei paragrafi 2.5 e 2.6 per spiegazioni più approfondite), (da Catuneanu, 2006).

- **Regressione normale (normal regression):** spostamento verso mare della linea di costa durante una risalita o uno stazionamento del *base level*, nel secondo caso, legato principalmente agli elevati apporti sedimentari. In particolare, durante le fasi di risalita del *base level*, la regressione normale avviene quando gli effetti relativi al tasso di sedimentazione sono determinanti rispetto a quelli relativi alle fasi della risalita stessa. Durante un intero ciclo

sedimentario, sarebbero dunque presenti due diversi momenti di regressione normale; uno durante le fasi di stazionamento basso (*lowstand normal regression*) ed uno durante le fasi di stazionamento alto del livello del mare (*highstand normal regression*). I depositi di regressione normale mostrano una combinazione tra geometrie progradanti ed aggradanti (*progradational* e *aggradational parasequence set*, **Figura 4.2.5**), (Catuneanu et al., 2009), ed appartengono ai *late lowstand* e *lowstand systems tract* ed agli *highstand* ed *early highstand systems tract* (**Figura 4.2.6**).

- **Trasgressione** (*transgression*): spostamento verso terra della linea di costa, dovuta a una risalita del *base level*, a tassi superiori rispetto a quelli di sedimentazione. I depositi trasgressivi mostrano un *trend* retrogradante (*retrogradational parasequence set*, **Figura 4.2.5**), (Catuneanu et al., 2009) ed appartengono al *transgressive systems tract* (**Figura 4.2.6**).

4.2.6 Principali superfici stratigrafico-sequenziali

Le superfici stratigrafico-sequenziali possono servire, almeno in parte, per definire, all'interno di una sequenza deposizionale e ai confini della stessa, i limiti tra diversi depositi sedimentari geneticamente relazionati, che sono, come precedentemente sottolineato, espressione di altrettanti momenti di un ciclo sedimentario. Quattro diverse superfici sono legate ad altrettanti eventi del ciclo ed altre tre si formano durante stadi intermedi tra i suddetti eventi (**Figura 4.2.7**).

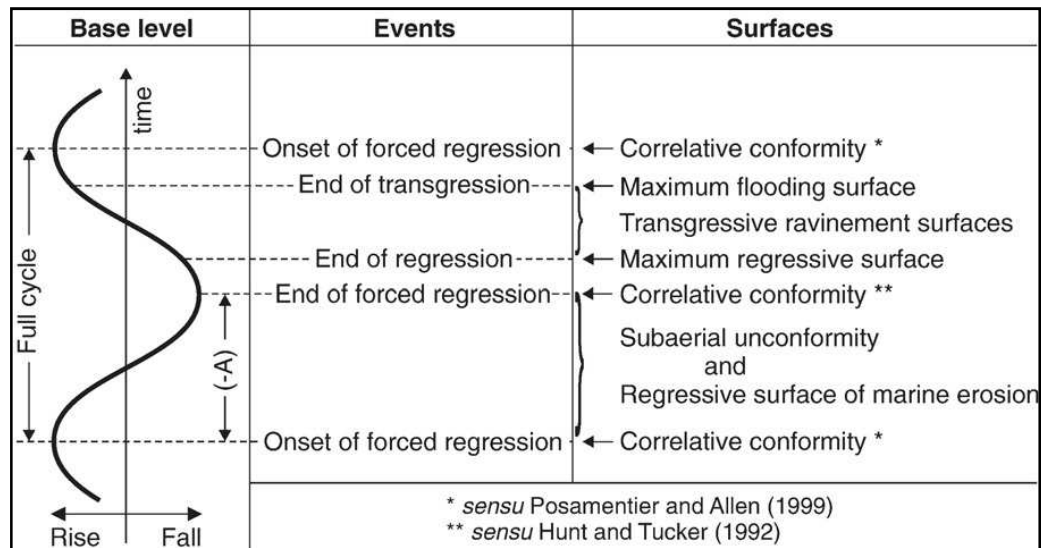


Figura 4.2.7) *Temporizzazione delle sette superfici stratigrafico-sequenziali relative a quattro eventi di un ciclo sedimentario (definito anche con il termine di base level cycle da Catuneanu et al. 2009, e relative referenze). La localizzazione temporale di uno dei quattro eventi è univoca in direzione perpendicolare alla linea di costa, ma lungo la stessa può essere diversa a causa di differenziali tassi di sedimentazione e/o di subsidenza o sollevamento. Sebbene, per motivi semplificativi, viene qui proposta una curva simmetrica di un ipotetico ciclo sedimentario, in realtà essa potrebbe anche essere asimmetrica, a causa di variazioni dei fattori di controllo del base level. Abbreviazione (-A) - accomodamento negativo (da Catuneanu, 2006).*

Il grado di importanza di ogni superficie, ovvero se essa rappresenti un limite di sequenza o un limite tra *systems tract* dipende, come precedentemente espresso, dalle diverse scuole di pensiero (Figura 4.2.1 e Figura 4.2.6). Segue una descrizione delle sette superfici della stratigrafia sequenziale, riportando le originali nomenclature utilizzate dagli autori che per primi le hanno definite e riportando, ove presenti, le relative differenze tra i vari modelli. La localizzazione temporale delle superfici rispetto alla curva di variazione del *base level* è mostrata in Figura 4.2.7.

- **Subaerial unconformity** (Sloss et. al., 1949): superficie di discordanza che si forma in condizioni sub-aeree, come risultato di trasporto ed erosione fluviale, di processi pedogenetici, di erosione ad opera dei venti, di dissoluzione e di carsificazione. Tale superficie è anche definita come *lowstand unconformity* (Schlager, 1992), *regressive surface of fluvial erosion* (Plint &

Nummedal, 2000) e *fluvial entrenchment/incision surface* (Galloway, 2004).

- **Correlative conformity** (*sensu* Posamentier et al. 1988; Posamentier & Allen, 1999): superficie che definisce il passaggio dai *systems tract* di regressione normale durante le fasi di *highstand* ai *systems tract* di regressione forzata (**Figura 4.2.6** e **Figura 4.2.7**). In breve, tale superficie corrisponde al paleo-fondale marino, al momento dell'inizio delle fasi di caduta del *base level* (ovvero il più antico clinoforme marino associato ad *offlap*, Catuneanu et al., 2009). Essa è anche definita come *basal surface of forced regression* (Hunt & Tucker, 1992).

- **Correlative conformity** (*sensu* Hunt & Tucker, 1992): superficie che definisce il passaggio dai *systems tract* di regressione forzata ai *systems tract* di regressione normale durante le fasi di *lowstand* (**Figura 4.2.6** e **Figura 4.2.7**). Tale superficie corrisponde al paleo-fondale marino al momento della fine delle fasi di caduta del *base level* (ovvero il più antico clinoforme marino associato ad *offlap*, Catuneanu et al., 2009).

- **Regressive surface of marine erosion** (Plint, 1988): superficie di erosione sottomarina che si forma, durante fasi regressive (per lo più durante fasi di regressione forzata), in ambienti il cui regime idraulico dipende per buona parte dal moto ondoso, a causa di processi erosivi innescati principalmente dall'energia delle onde (Catuneanu et al., 2009). Tale superficie ha dunque origine nelle aree di *shoreface* e di piattaforma interna ed è diacrona (più recente verso mare). E' anche definita come *regressive ravinement surface* (Galloway, 2001) e *regressive wave ravinement* (Galloway, 2004).

- **Maximum regressive surface** (Helland-Hansen & Martinsen, 1996): superficie che definisce il passaggio dai *systems tract* di regressione normale durante le fasi di *lowstand* ai *systems tract* relativi a fasi trasgressive (**Figura 4.2.6** e **Figura 4.2.7**). Tale superficie si forma durante fasi di risalita del *base level*, quando si passa dunque dalla progradazione alla retrogradazione delle *facies*. Essa corrisponde alla superficie definita dal più recente clinoforme marino su cui poggiano, con un rapporto stratigrafico di *onlap*, gli strati depositi durante le fasi di trasgressione, ed alle corrispondenti superfici continentali e di mare profondo (Catuneanu et al., 2009). E' anche definita come *transgressive surface* (Posamentier & Vail, 1988), *top of lowstand surface* (Vail et al., 1991), *initial transgressive surface* (Nummedal et al., 1993), *conformable transgressive surface* (Embry, 1995), *surface of maximum regression* (Helland-Hansen & Gjølbert, 1994; Mellere & Steel, 1995) e *maximum progradation surface* (Emery & Myers, 1996).

- **Maximum flooding surface** (Frazier, 1974; Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988; Galloway, 1989): superficie che definisce il passaggio dai *systems tract* di trasgressione ai *systems tract* di regressione normale durante le fasi di *highstand* (**Figura 4.2.6** e **Figura 4.2.7**). E' comunemente una superficie di *downlap* di ambiente di mare poco profondo, in cui i sedimenti di costa, depositi durante le fasi di *highstand* progradano al di sopra delle sezioni condensate, deposte durante le fasi di trasgressione (Catuneanu et al., 2009). Tale superficie è anche definita come *final transgressive surface* (Nummedal et al., 1993), *surface of maximum transgression* (Helland-Hansen & Gjølbert, 1994) e *maximum transgressive surface* (Helland-Hansen & Martinsen, 1996).

Marco Firetto Carlino

- **Transgressive ravinement surface** (Nummedal & Swift, 1987; Galloway, 2001): superficie che si forma originariamente in ambienti costieri o nella parte più elevata della *shoreface*, a causa di processi erosivi, che avvengono durante le fasi di trasgressione, ad opera del moto ondoso o delle maree. Tale superficie è diacrona (più recente verso terra) ed è anche definita come *transgressive surface of erosion* (Posamentier & Vail, 1988).

Nonostante alcuni aspetti del metodo stratigrafico-sequenziale prescindano dalle modellizzazioni, l'assetto stratigrafico di una sequenza deposizionale e la conservazione o meno di determinate porzioni dei diversi *systems tract*, dipende strettamente dal contesto geomorfologico, tettonico e dal regime idraulico delle singole aree di studio, per cui nessun singolo modello può fornire una soluzione adeguata per la comprensione dei molteplici scenari.

CAPITOLO 5. DESCRIZIONE DEI DATI

5.1 INTRODUZIONE

Il *dataset* impiegato nella definizione delle principali caratteristiche morfologiche e stratigrafiche dei settori sommersi del golfo di Augusta consiste, come precedentemente definito, di dati geofisici (*Multibeam*, *Side Scan Sonar* e *Sub-bottom Chirp*), descritti ed interpretati secondo le modalità definite nel CAPITOLO 3. Tuttavia, per assegnare un significato geologico agli orizzonti geofisici, per correlare dunque i dati relativi alle aree sommerse con le caratteristiche geologiche delle corrispondenti aree emerse, sono state considerate la Carta Geologica del Settore nord-orientale Ibleo (Carbone et al., 1986), le stratigrafie di n.9 pozzi, realizzati in tempi recenti ai fini di emungimento delle acque di sottosuolo e le informazioni derivanti dall'ampia letteratura disponibile sull'area di interesse. I dati stratigrafici, non pubblicati, relativi ai pozzi, sono stati forniti, per gentile concessione, dal Prof. Vincenzo Ferrara, Ordinario di Geologia Applicata, del Dipartimento di Scienze Geologiche - Università degli Studi di Catania.

Le tre diverse tipologie di dati geofisici mostrano una certa congruità delle caratteristiche e la loro sovrapposizione configura un quadro stratigrafico e morfologico coerente; ad esempio, fondali a morfologia regolare (dati *Multibeam*), corrispondono, come vedremo, ad aree di basso ed omogeneo *backscatter* (dati *Side Scan Sonar*) ed a riflettori piano-paralleli ad eco distinta (Damuth, 1980), (dati *Sub-bottom Chirp*). Tale coerenza fra risposta sismica ed ecografica ha permesso di suddividere l'insieme dei dati geofisici in diverse *facies* acustiche, a cui è stato assegnato un significato geologico, prendendo in considerazione i dati di letteratura, la datazione effettuata da Smedile et al., (2008) su una carota (*MS-06 piston core*) prelevata nell'area di

studio e confrontando le geometrie riscontrate con studi recenti effettuati in aree sommerse ed in particolare nel Mar Adriatico.

In questo capitolo viene dunque resa una descrizione delle caratteristiche morfologiche (dati *Multibeam*) e di riflettività (dati *Side Scan Sonar*) dei settori sommersi del golfo di Augusta, seguita da una descrizione delle caratteristiche del sottofondo (dati *Sub-bottom Chirp*), in cui verranno definite le suddette *facies* geofisiche e da una descrizione delle stratigrafie dei n.9 pozzi trivellati nelle corrispettive aree emerse. Una trattazione riassuntiva dei caratteri fisiografici delle aree costiere, utile per la comprensione degli argomenti che verranno di seguito trattati, è stata compilata ed inserita nel CAPITOLO 4.

5.2 CARATTERI MORFOLOGICI E DI RIFLETTIVITA’ DELL’OFFSHORE DI AUGUSTA

L'*offshore* di Augusta consiste in un'area di piattaforma continentale, morfologicamente irregolare, di ampiezza inferiore ai 10 Km e di pendenza compresa tra 1,5% e 4%, che ricalca blandamente l'andamento morfologico della corrispettiva linea di costa (**Figura 5.2.1**). Verso Est, la piattaforma è limitata dalla scarpata continentale, di pendenza compresa tra 20% e 25% ed interessata da una fitta rete di incisioni erosive (*gullies*), a cui fanno capo, in corrispondenza del margine della piattaforma, che si attesta a profondità comprese tra 120 e 140 metri (m) al di sotto dell'attuale livello del mare (*below sea level* - b.s.l.), diversi orli di anfiteatri erosivi, probabilmente legati a processi di arretramento della scarpata stessa.

Le parti prossimali della piattaforma continentale sono caratterizzate dalla presenza di diversi alti morfologici terrazzati, limitati da scarpate grossomodo rettilinee e di direzione sub-parallela ai lineamenti strutturali rilevati nelle corrispettive aree emerse (CAPITOLO 2). La continuità laterale dei terrazzi è interrotta da molteplici canali

erosivi (**Figura 5.2.1 e Figura 5.2.3**), che evidenziano la presenza di un ben sviluppato sistema di drenaggio superficiale relitto.

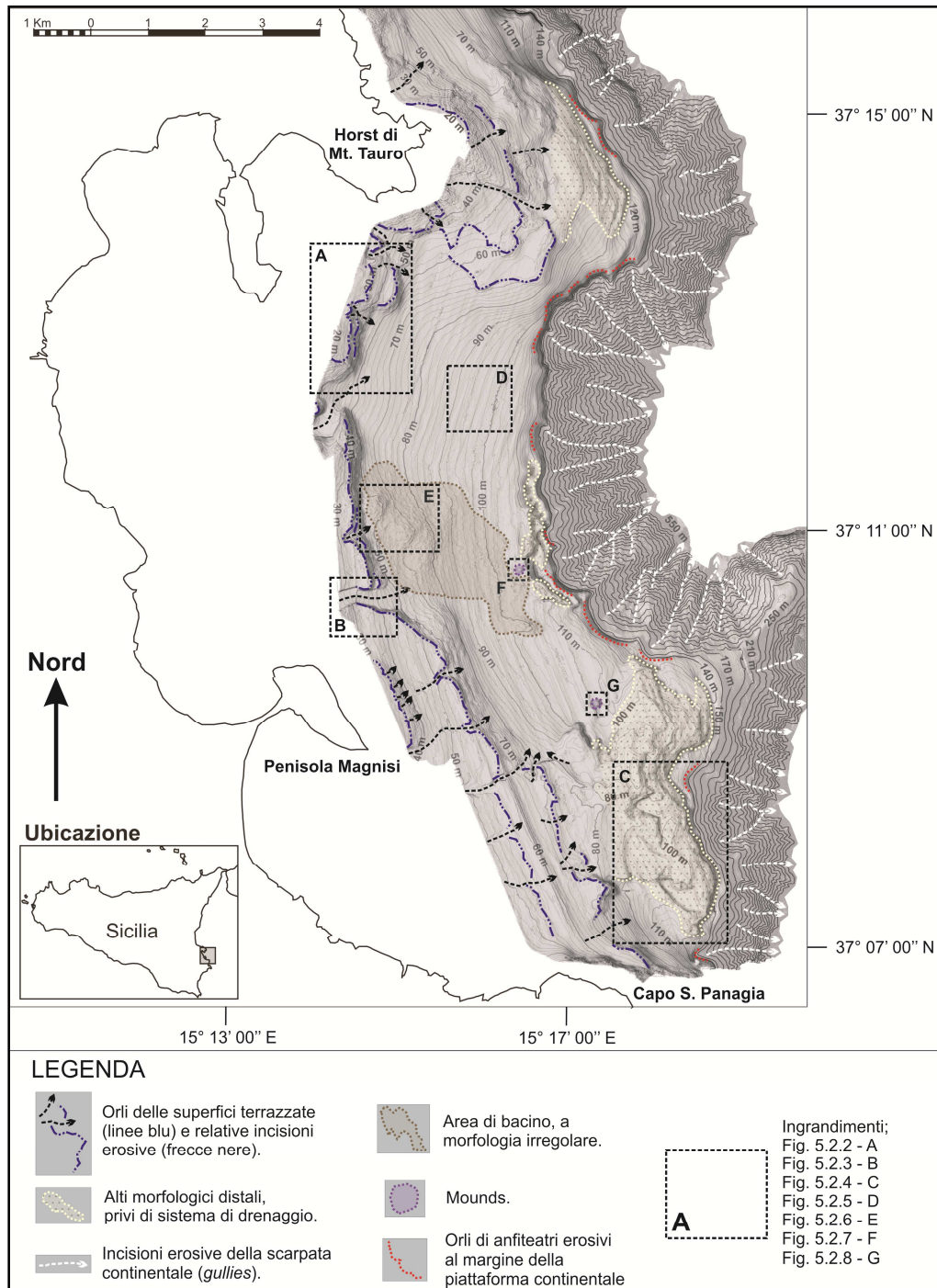


Figura 5.2.1) Caratteri morfologici dei settori sommersi del golfo di Augusta (dati Multibeam). Gli ingrandimenti (A - G) sono mostrati nelle figure indicate in legenda. Equidistanza pari a 2 metri (m) nell'intervallo compreso tra le isobate 20 e 140, a 10 m nell'intervallo tra le isobate 140 e 150 ed a 20 m per profondità maggiori di 150 m (ovvero in corrispondenza della scarpata continentale).

Gli orli, che si estendono fino ad una profondità massima di ~80 m b.s.l., mostrano comunque una certa continuità laterale, estesa per tutta l'area di piattaforma.

All'immagine *Side Scan Sonar* (SSS) la superficie dei terrazzi mostra una media riflettività, alquanto irregolare, assimilabile ad una copertura sedimentaria a granulometria media o grossolana. Diffusi elementi di alto *backscatter* associati a zone d'ombra, corrispondono alle irregolarità morfologiche superficiali e sono assimilabili alla presenza di un substrato indurito, sub-affiorante (**Figura 5.2.2**).

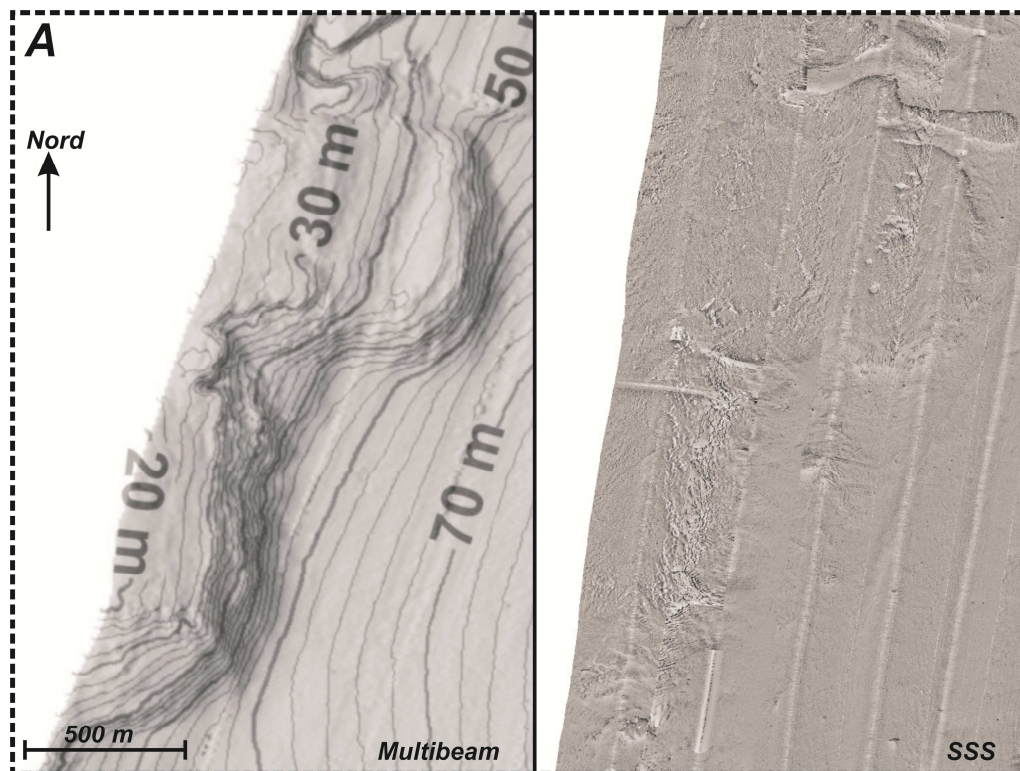


Figura 5.2.2) Caratteristiche morfologiche (Multibeam) e di riflettività (SSS) degli alti morfologici terrazzati (ingrandimento A in Figura 5.2.1).

I canali erosivi, che profondamente incidono le superfici terrazzate, hanno larghezze variabili da qualche metro fino a poche centinaia di metri e mostrano, all'immagine SSS, un basso *backscatter* assimilabile a coperture sedimentarie a granulometria fine. La presenza di elementi lineari o sub-circolari di medio o di alto *backscatter* indicano locali accumuli di materiale grossolano e la probabile presenza di

strutture sedimentarie superficiali. La profondità delle incisioni, per quanto si evince dai soli dati di superficie, è compresa tra un minimo di qualche metro ed un massimo di poche decine di metri, per quel che riguarda i canali di maggiore entità (**Figura 5.2.3**).

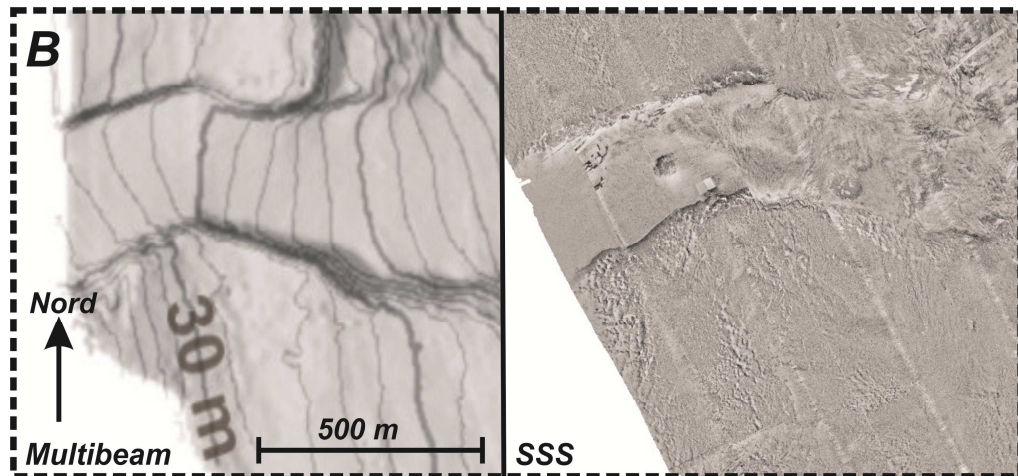


Figura 5.2.3) Caratteristiche morfologiche (Multibeam) e di riflettività (SSS) delle incisioni erosive che interessano gli alti morfologici terrazzati (ingrandimento B in Figura 5.2.1).

Come per le aree terrazzate costituenti la superficie degli alti morfologici che si estendono a SE dell'horst di Mt. Tauro ed a N dell'alto strutturale di Capo S. Panagia (**Figura 5.2.1**), le incisioni erosive sono visibili fino ad una profondità massima di ~80 m b.s.l. Oltre tale valore e fino al limite con la scarpata continentale, sia lungo le prosecuzioni orientali dei suddetti alti morfologici che nella parte centrale dell'area di studio, in prossimità del margine della piattaforma, sono presenti morfologie positive che mostrano caratteri differenti. Esse consistono di creste ed elementi cuneiformi irregolari, prive di un evidente sistema di drenaggio superficiale e sono circondate da blande scarpate ad andamento curvilineo. Le irregolarità morfologiche non mostrano una spiccata continuità laterale e tendono a diminuire di profondità verso le porzioni centrali.

All'immagine SSS, le zone di alto *backscatter* e di relativa ombra, assimilabili alla presenza di fondale duro sub-affiorante, corrispondono agli orli delle creste, mentre le zone di basso o medio *backscatter*,

associate a coperture sedimentarie a granulometria fine o media, corrispondono ai riempimenti delle aree depresse (**Figura 5.2.4**).

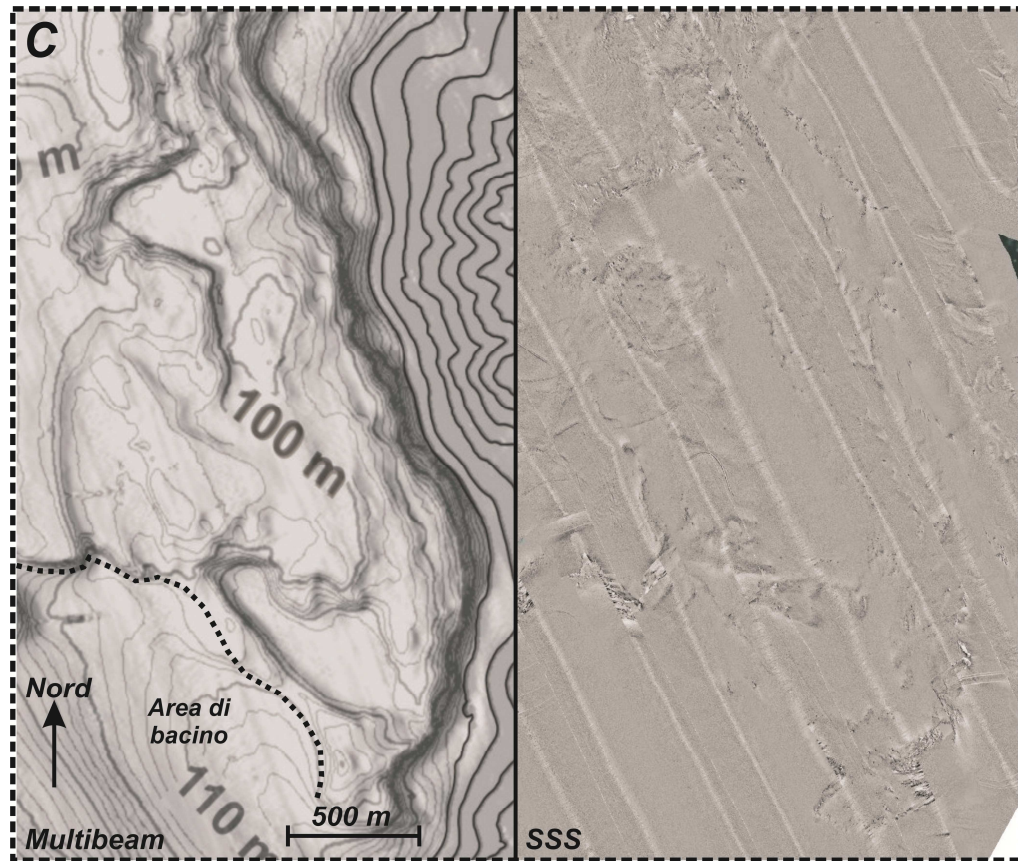


Figura 5.2.4) Caratteristiche morfologiche (Multibeam) e di riflettività (SSS) delle aree a morfologia positiva ed irregolare, presenti in corrispondenza della piattaforma esterna, fino al limite tra piattaforma e scarpata continentale (ingrandimento C in Figura 5.2.1).

Gli alti morfologici circondano un'area depressa, estesa per oltre 20 Km², a morfologia generalmente regolare ed uniforme, che occupa la parte centrale dei settori sommersi del golfo di Augusta. (**Figura 5.2.1**). All'immagine SSS l'area mostra generalmente un *backscatter* basso ed omogeneo, associato ad elementi lineari orientati ~NE-SO; tale risposta ecografica è riconducibile ad una copertura sedimentaria superficiale a granulometria fine ed alla possibile presenza di strutture sedimentarie (**Figura 5.2.5**). Localmente, il bacino mostra però caratteri differenti; parte della sua superficie è infatti contraddistinta da un fondo irregolare, cui corrispondono, nell'immagine SSS, zone d'ombra o di

alta riflettività caoticamente sparse sul fondo ed associate a strie di medio *backscatter* (**Figura 5.2.6**). Nelle porzioni più meridionali dell’area di studio, è presente un piccolo depocentro che si estende verso Sud, in zone non coperte dai dati geofisici (**Figura 5.2.1** e **Figura 5.2.4**).

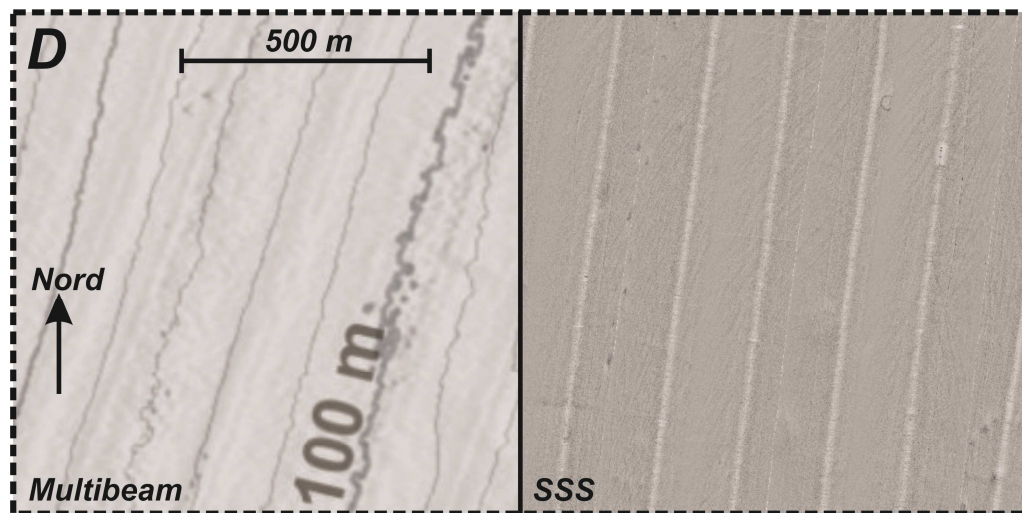


Figura 5.2.5) Caratteristiche morfologiche (Multibeam) e di riflettività (SSS) dell'area a morfologia regolare ed uniforme, corrispondente a gran parte della superficie del bacino che occupa la parte centrale dell'offshore di Augusta (ingrandimento D in Figura 5.2.1).

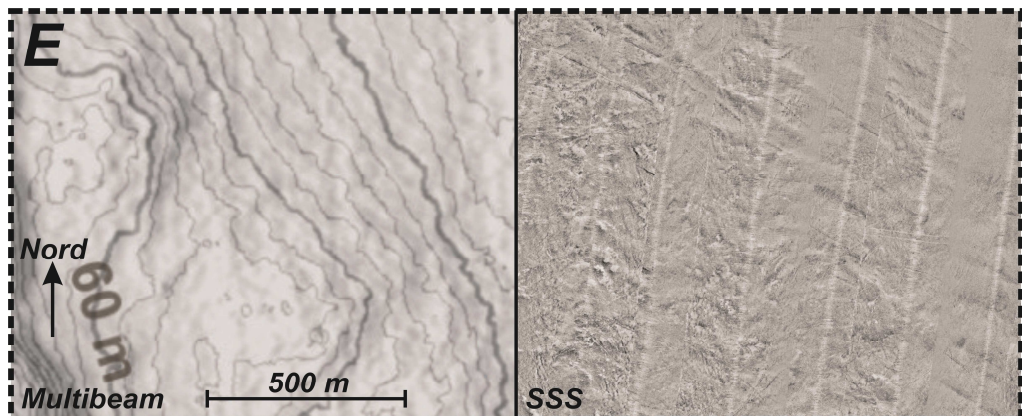


Figura 5.2.6) Caratteristiche morfologiche (Multibeam) e di riflettività (SSS) dell'area a morfologia irregolare, corrispondente a parte della superficie del bacino che occupa la parte centrale dell'offshore di Augusta (ingrandimento E in Figura 5.2.1).

In prossimità del ciglio della piattaforma, ad una profondità di ~110 m b.s.l., due elementi a morfologia positiva, a base circolare di diametro

pari a ~150 m, qui definiti col termine *mound*, affiorano innalzandosi per oltre 10 m dal fondo bacinale circostante (**Figura 5.2.7** e **Figura 5.2.8**).

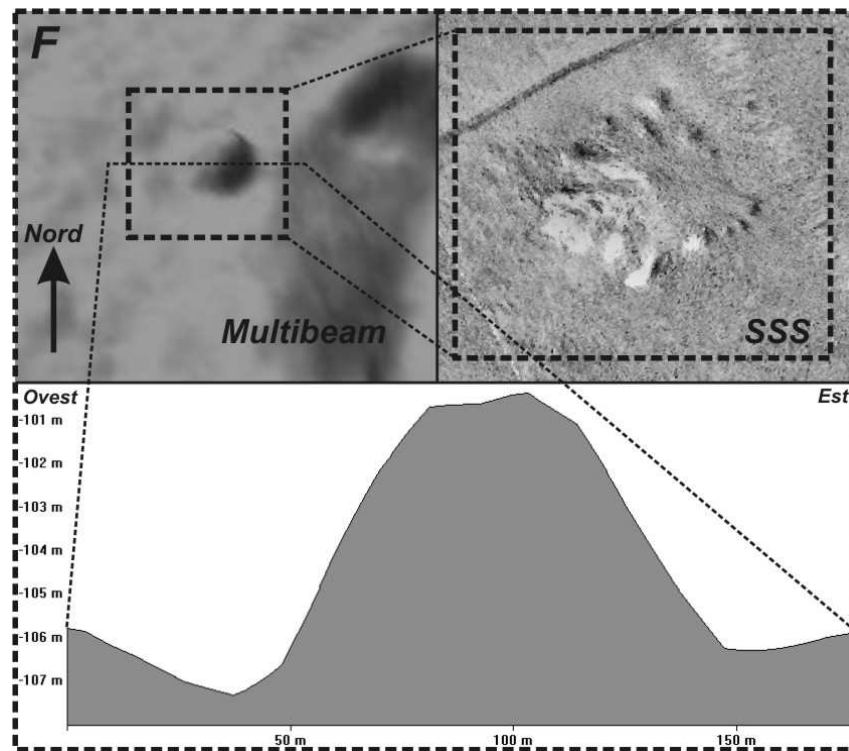


Figura 5.2.7) Caratteristiche morfologiche (Multibeam) e di riflettività (SSS) del mound indicato nell'ingrandimento F in Figura 5.2.1.

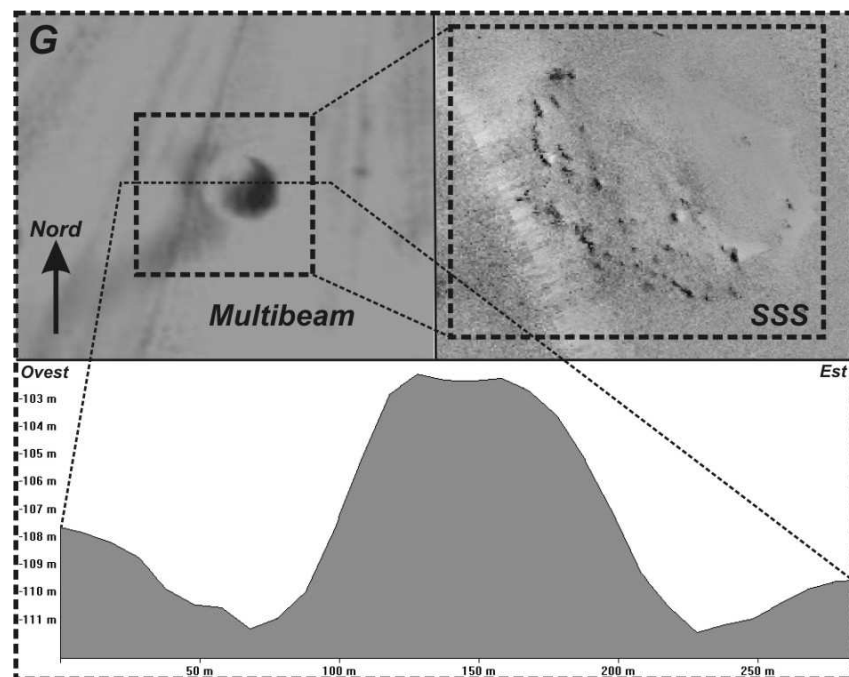


Figura 5.2.8) Caratteristiche morfologiche (Multibeam) e di riflettività (SSS) del mound indicato nell'ingrandimento G in Figura 5.2.1.

Il profilo batimetrico mostra che la base dei *mounds* è circondata da una zona avvallata (*moat*) e che la porzione sommitale presenta una leggera depressione.

All'immagine SSS, di risoluzione nettamente maggiore rispetto a quella fornita dai dati *Multibeam*, i *mounds* presentano elementi a morfologia positiva, visualizzati come zone di alto *backscatter* e di relativa ombra, di dimensioni dell'ordine del metro, disposti caoticamente in superficie, che potrebbero riflettere la struttura intrinseca degli elementi morfologici in oggetto.

5.3 CARATTERI SISMO-STRATIGRAFICI DELL'OFFSHORE DI AUGUSTA

I caratteri morfologici ed ecografici di superficie appaiono congruenti con gli elementi stratigrafici del sottofondo, desunti dall'analisi delle *facies* sismo-acustiche. La sovrapposizione dei vari livelli informativi consente la suddivisione delle aree investigate in n.9 classi differenti, qui definite come *facies* geofisiche.

Vengono di seguito descritte le n.16 linee *Sub-bottom Chirp* del set di dati disponibile; in primo luogo verranno descritti i profili sismici che interessano l'area depocentrale e successivamente quelli che interessano gli alti morfologici che la limitano verso Sud e verso Nord. Come definito precedentemente, le linee sismiche sono state esagerate verticalmente di un valore 8 volte maggiore rispetto a quello reale, in modo da evidenziare al meglio le geometrie identificate dai riflettori.

5.3.1 Caratteri sismo-stratigrafici dell'area di bacino

Per definire le caratteristiche sismo-stratigrafiche dell'area di bacino che occupa la parte centrale dei settori sommersi di Augusta e

dei circostanti alti morfologici terrazzati, sono state prese in considerazione le linee *Sub-bottom Chirp* Ag 01, Ag 02, Ag 03, Ag 04, Ag 09, Ag 10 e Ag 14, le cui tracce sono state sovrapposte ai dati batimetrici, in modo da fornire un confronto di immediata lettura tra i dati di sottofondo e i dati di superficie (**Figura 5.3.1**).

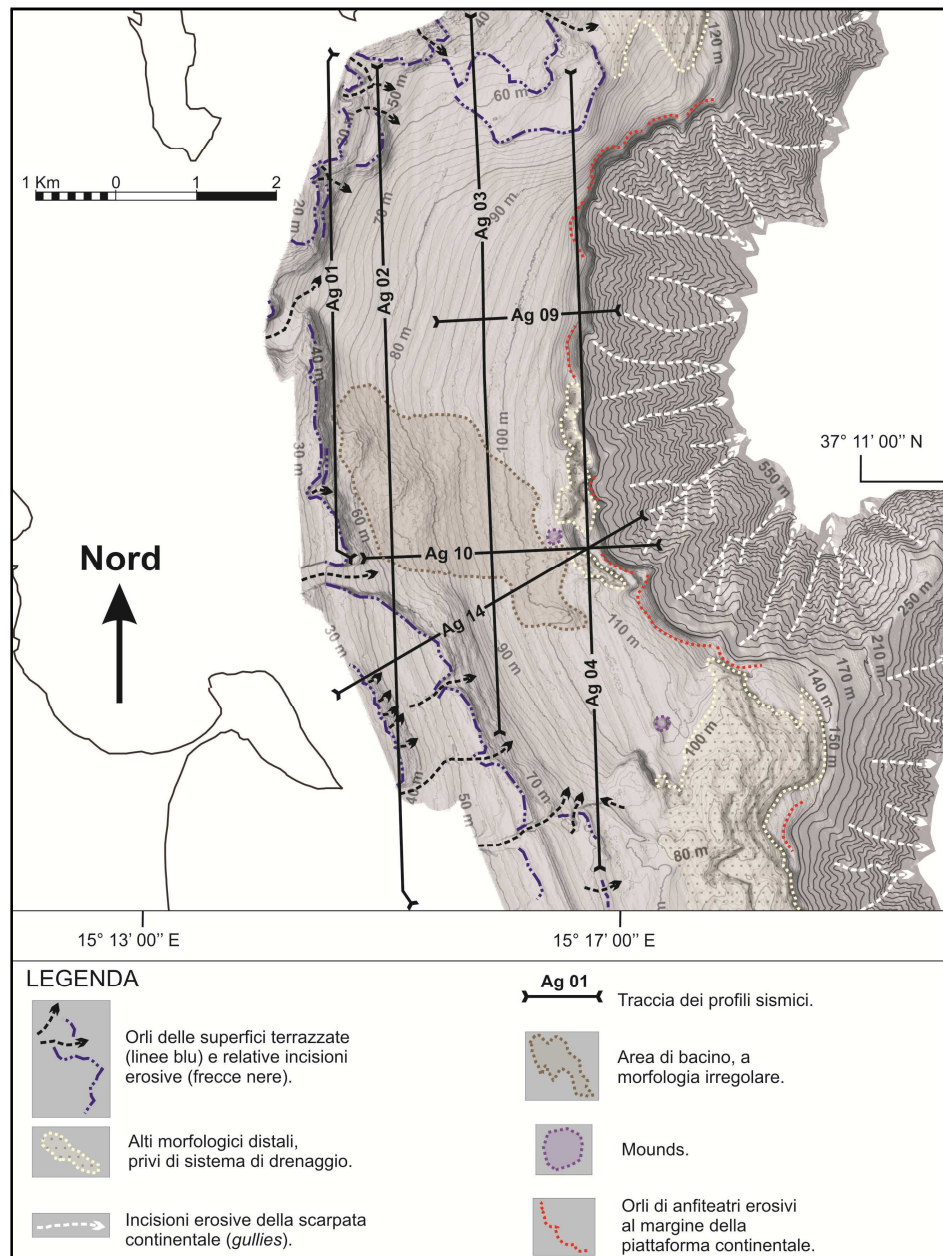


Figura 5.3.1) *Caratteri morfologici e tracce dei profili sismici relativi all'area di bacino che occupa la parte centrale dell'offshore di Augusta e agli alti morfologici terrazzati circostanti. Equidistanza pari a 2 metri (m) nell'intervallo compreso tra le isobate 20 e 140, a 10 m nell'intervallo tra le isobate 140 e 150 ed a 20 m per profondità maggiori di 150 m (ovvero in corrispondenza della scarpata continentale).*

- **Linea SBC Ag 01 (Figura 5.3.2)**; direzione N-S. Interessa le porzioni più occidentali del bacino e l'alto morfologico terrazzato che lo limita verso Ovest.

Le caratteristiche di superficie degli alti morfologici terrazzati, che occupano le porzioni prossimali ed intermedie dell'area di piattaforma continentale, (**Figura 5.2.2**: ingrandimento A in **Figura 5.2.1**), corrispondono, confrontandole con i dati di sottosuolo, ad un substrato acustico impedente ed altamente riflettivo; l'insieme delle caratteristiche comuni alle tre diverse tipologie di dati geofisici definiscono un'unica *facies* a cui viene assegnato il termine “Substrato impedente prossimale” (*facies* SIP). Ove sepolta dai riflettori che occupano una posizione geometrica superiore, la *facies* SIP restituisce un'eco indistinta, di ampiezza inferiore rispetto alle porzioni affioranti.

Le incisioni erosive che costituiscono, nell'insieme, il sistema di drenaggio superficiale che incide le superfici terrazzate degli alti morfologici (**Figura 5.2.3**: ingrandimento B in **Figura 5.2.1**), restituiscono riflessioni ad eco indistinta e prolungata, di spessore nell'ordine del metro, il cui limite con la *facies* SIP risulta spesso incerto (*facies* C, “Riempimento di canale”).

Le porzioni occidentali dell'area di bacino (**Figura 5.2.5**: ingrandimento D in **Figura 5.2.1**) corrispondono ad un fondale ad eco distinta e continua, caratterizzato dalla presenza, in sottofondo di diversi riflettori di uguali caratteristiche, sub-orizzontali e tra loro sub-paralleli (*facies* RPP, “Riflettori piano-paralleli”). La *facies* RPP raggiunge spessori massimi pari a ~15 m, ma tende ad assottigliarsi lateralmente man mano che la *facies* SIP, sulla quale giace secondo un rapporto geometrico di *onlap*, tende ad affiorare. In particolare, ad una profondità di ~4 m al di sotto del fondale marino (b.s.f. - *below sea-floor*) è visibile un riflettore di maggiore ampiezza, continuo lateralmente e riconoscibile in tutta l'area centrale del golfo di Augusta; da qui in avanti, tale orizzonte viene identificato col termine “livello X”.

- **Linea SBC Ag 02 (Figura 5.3.3)**; direzione N-S. Interessa le porzioni centro-occidentali dell'area bacinale e l'alto morfologico terrazzato che la limita verso Ovest.

La *facies* SIP, affiorante in corrispondenza degli alti morfologici, prosegue in sottosuolo, ove soggiace alla *facies* RPP, che raggiunge spessori massimi pari a ~20 m. La *facies* C, che localmente interrompe, anche in sottosuolo, la continuità laterale della *facies* SIP, corrisponde sia ad orizzonti sismici ad eco indistinta e prolungata in sottosuolo che a spessori in *facies* trasparente limitati da riflettori di media ampiezza ad eco semi-prolungata e discontinua. In particolare, la *facies* SIP subisce una brusca interruzione ed è ribassata verso Nord, con un dislivello di ~5 m (cerchio rosso in **Figura 5.3.3**); i riflettori piano-paralleli sembrano esserne influenzati almeno fino al livello X, che si trova a profondità massime pari a ~5 m b.s.f.

L'area di bacino a fondo irregolare (**Figura 5.2.6**: ingrandimento E in **Figura 5.2.1**), corrisponde ad un orizzonte sismico caotico di elevata ampiezza e di spessore massimo pari a ~8 m (*facies* DC, “Deposito caotico”), sovrapposto alla *facies* RPP; il limite tra le due non è ben definibile. Ove questo orizzonte raggiunge i massimi spessori, l'energia acustica emessa dalla strumentazione *Sub-bottom Chirp* viene in gran parte assorbita e, di conseguenza, gli orizzonti acustici sottostanti non risultano più visibili.

Nelle porzioni centro-settentrionali dell'area di bacino, ad una profondità di ~10 m b.s.f. e di ~75 m b.s.l., è presente un orizzonte sismico ad eco indistinta e prolungata, che proietta un'ombra acustica nel sottofondo e che risulta limitato superiormente dal livello X (*facies* ZO, “Zona d'ombra”). Trattandosi di un orizzonte sepolto non si hanno informazioni aggiuntive derivanti dai dati di superficie.

- **Linea SBC Ag 03 (Figura 5.3.4)**; direzione N-S. Interessa le porzioni centrali del depocentro e gli alti morfologici terrazzati che la limitano verso Nord e verso Sud.

La parte centrale del bacino mostra caratteristiche sismo-stratigrafiche più complesse rispetto a quelle relative alle porzioni più occidentali, dove la *facies* SIP rappresenta il termine profondo su cui giacciono i riflettori piano-paralleli della *facies* RPP (linee SBC **Ag 01** e **Ag 02**).

Nelle porzioni centrali del bacino, limitate verso Nord e verso Sud dalla *facies* SIP, il termine geometricamente più profondo corrisponde a riflettori variamente inclinati (*oblique-tangential clinoform*, sensu Mitchum et al., 1977), visibili da una profondità di ~105 m fino ad oltre 150 m b.s.l.; dati gli elevati valori di profondità b.s.f., le onde acustiche riflesse sono caratterizzate da ampiezze ridotte. Sulla base dei soli dati di sottosuolo si definisce così la *facies* “Riflettori clinoformi” (RC). La loro continuità è interrotta verso l’alto da una superficie di discordanza angolare che li separa dalle riflessioni piano-parallele relative alla *facies* RPP e che si trova ad una profondità massima di ~120 m b.s.l.

Localmente, interposto tra le *facies* RC e RPP, è visibile un orizzonte sismico di elevata ampiezza, ad eco indistinta e prolungata, che identifica una ulteriore *facies* geofisica, qui definita come *facies* OEP (“Orizzonte ad eco prolungata”). L’analogia della risposta acustica rende incerto il limite laterale tra le *facies* OEP e SIP; è possibile infatti che al di sopra della *facies* SIP giacciono spessori sismici di significato geologico analogo a quello espresso dalla *facies* OEP; quest’ultima viene pertanto rappresentata graficamente solo quando si manifesta nelle aree di bacino, interposta tra le *facies* RPP e RC.

A ridosso dell’alto morfologico terrazzato che limita verso Nord l’area depocentrale, ricoperto dalla *facies* RPP, giace, con un rapporto geometrico di *onlap* sulla *facies* SIP, un corpo a geometria sigmoidale il cui *onlap* più elevato si trova ad una profondità di ~80 m b.s.l. (*facies* GS, “Geometria sigmoidale”). La *facies* GS rappresenta in questo caso un corpo progradante ed aggradante, la cui disposizione geometrica delle riflessioni interne corrisponde a quella definita da Mitchum & Vail

(1977) col termine *sigmoid progradation*, che indica un accomodamento positivo in piattaforma, durante i processi di deposizione.

In superficie, la *facies* RPP, che raggiunge spessori di ~25 m, è ricoperta localmente dalla *facies* DC di spessore massimo pari a ~3 m. Il livello X si trova ad una profondità di ~9 m b.s.f.

- **Linea SBC Ag 04 (Figura 5.3.5)**; direzione N-S. Interessa le porzioni orientali dell'area bacinale, fino al ciglio della piattaforma e gli alti morfologici terrazzati che la limitano verso Nord e verso Sud.

La disposizione geometrica delle *facies* geofisiche è affine a quella riscontrata nella linea SBC **Ag 03**. La *facies* RPP raggiunge spessori di oltre 35 m in prossimità dell'alto morfologico posto a Nord ed il livello X si trova a profondità massime pari a ~10 m b.s.f.

La *facies* RC è visibile a profondità comprese tra ~90 m e ~180 m b.s.l. e nelle porzioni centrali dell'area di bacino è troncata verso l'alto da una superficie di discordanza angolare, che si attesta a profondità superiori a 140 m b.s.l. Nelle parti meridionali del depocentro la *facies* RC mostra invece relazioni geometriche di paraconcordanza con la *facies* RPP. In prossimità dell'alto morfologico che limita il bacino verso Sud, la *facies* RC presenta infatti la disposizione geometrica tipica dei depositi clinoformi, ovvero una superficie sub-parallela (*topset*), seguita verso mare da una rottura di pendenza (*offlap break*) e da una porzione inclinata (*foreset*; **Figura 4.1.2**, CAPITOLO 4). La *facies* SIP potrebbe dunque rappresentare un promontorio preesistente, a ridosso del quale si depositavano i sedimenti la cui espressione sismica corrisponde alla più recente *facies* RC.

Al limite tra piattaforma e scarpata continentale, la linea **Ag 04** interessa un alto morfologico isolato, irregolare, che si allunga in direzione N-S per circa 3 Km e che mostra caratteristiche di superficie analoghe a quelle illustrate in **Figura 5.2.4** (ingrandimento C in **Figura 5.2.1**, Alti morfologici distali, privi di sistema di drenaggio). Nei dati di sottofondo, tale morfologia è caratterizzata da un'elevata impedenza

acustica ed appare come una serie di elementi a morfologia positiva, di elevata ampiezza e ad eco prolungata, che interrompono la continuità laterale delle *facies* RPP e RC (*facies* SID, "Substrato impedente distale"). In particolare, la *facies* RPP mostra variazioni di spessore ove circostante e sovrapposta alla *facies* SID, verso la quale tende ad immergere; gli spessori diminuiscono in prossimità degli elementi morfologici affioranti ed aumentano nelle aree fra di essi comprese. Nonostante le riflessioni che identificano la *facies* RPP non perdano di continuità laterale, tale disposizione geometrica potrebbe essere riconducibile all'azione selettiva delle correnti lungo il margine della piattaforma continentale ed alla loro interazione con la morfologia del fondale, durante le fasi di deposizione della *facies* RPP.

- **Linea SBC Ag 09 (Figura 5.3.6)**; direzione O-E. Interessa le porzioni orientali dell'area bacinale, il ciglio della piattaforma e la scarpata continentale.

La disposizione geometrica delle *facies* sismiche è la medesima riscontrata nelle linee SBC **Ag 03** e **Ag 04**. E' però presente un elemento interamente ricoperto dalla *facies* RPP, che si erge direttamente dalla superficie di discordanza o da zone più profonde, di dimensioni e morfologia affini ai *mounds* illustrati nelle **Figure 5.2.7** e **5.2.8** (ingrandimenti F e G in **Figura 5.2.1**). Il diametro alla base è pari a ~150 m ed appare come un orizzonte sismico di bassa ampiezza, che proietta un'eco indistinta in sottosuolo; è caratterizzato inoltre da una certa impedenza acustica, dato che la *facies* RC perde di continuità al di sotto dello stesso. Le aree avvallate (*moats*) che circondano i *mounds* affioranti corrispondono ad una locale flessione dei riflettori piano-paralleli verso l'elemento in oggetto, i quali sono caratterizzati da un'elevata riflettività, simile a quella che contraddistingue il livello X, visibile a profondità di ~9 m b.s.f.

Le caratteristiche di superficie dei *mounds* affioranti, associate ai dati di sottofondo relativi all'elemento sepolto, definiscono una *facies* distinta, qui definita come “*facies Mound*” (M).

In prossimità del margine della piattaforma, la *facies* RPP tende ad assottigliarsi ed a degradare verso la scarpata continentale, la quale, date le elevate pendenze, non restituisce dati sismici di risoluzione tale da ricavarne informazioni aggiuntive.

- **Linee SBC Ag 10 e Ag 14 (Figura 5.3.7 e Figura 5.3.8);** linea **Ag 10:** direzione O-E; linea **Ag 14:** direzione SO-NE. Interessano l'alto morfologico occidentale e l'intera area di bacino, fino alla scarpata continentale, attraversando anche l'alto morfologico distale (*facies* SID), posto in corrispondenza del ciglio della piattaforma. Vengono descritte insieme poiché mostrano caratteristiche sismiche analoghe.

In entrambe le linee è chiara la difformità tra i caratteri sismo-stratigrafici degli alti morfologici terrazzati (*facies* SIP) e quelli dell'area depocentrale, in cui si assiste, anche in questo caso, alla sovrapposizione, tra le *facies* RC, OEP, RPP e DC. I rapporti geometrici tra la *facies* OEP e le *facies* SIP e SID non sono chiari, per cui, come precedentemente espresso, l'orizzonte OEP viene rappresentato graficamente solo se interposto tra le *facies* RPP e RC.

La posizione stratigrafica della *facies* SID è chiaramente inferiore rispetto a quella occupata dalle *facies* RPP e DC, ma non sono chiare le relazioni con le *facies* RC e OEP. E' comunque evidente che i riflettori inclinati perdono improvvisamente di continuità laterale non appena la *facies* SID si manifesta in affioramento o in sottosuolo. Non si esclude dunque che quest'ultima possa consistere di orizzonti ad elevata impedenza acustica, in posizione geometrica superiore rispetto a quella occupata dalla *facies* RC.

La medesima disposizione geometrica dei riflettori superficiali, riconosciuta nel depocentro presente nei settori sommersi del golfo di Augusta, è stata ampiamente discussa in letteratura (e.g. [Ridente &](#)

Marco Firetto Carlino

Trincardi, 2002, 2005, 2006; Hanebuth et al., 2003; Trincardi et al., 2004; Dahlgren et al., 2005) in studi effettuati sia nel Mar Mediterraneo che in bacini differenti. Il significato geologico di tale disposizione sarà affrontato nel CAPITOLO 6.

Marco Firetto Carlino

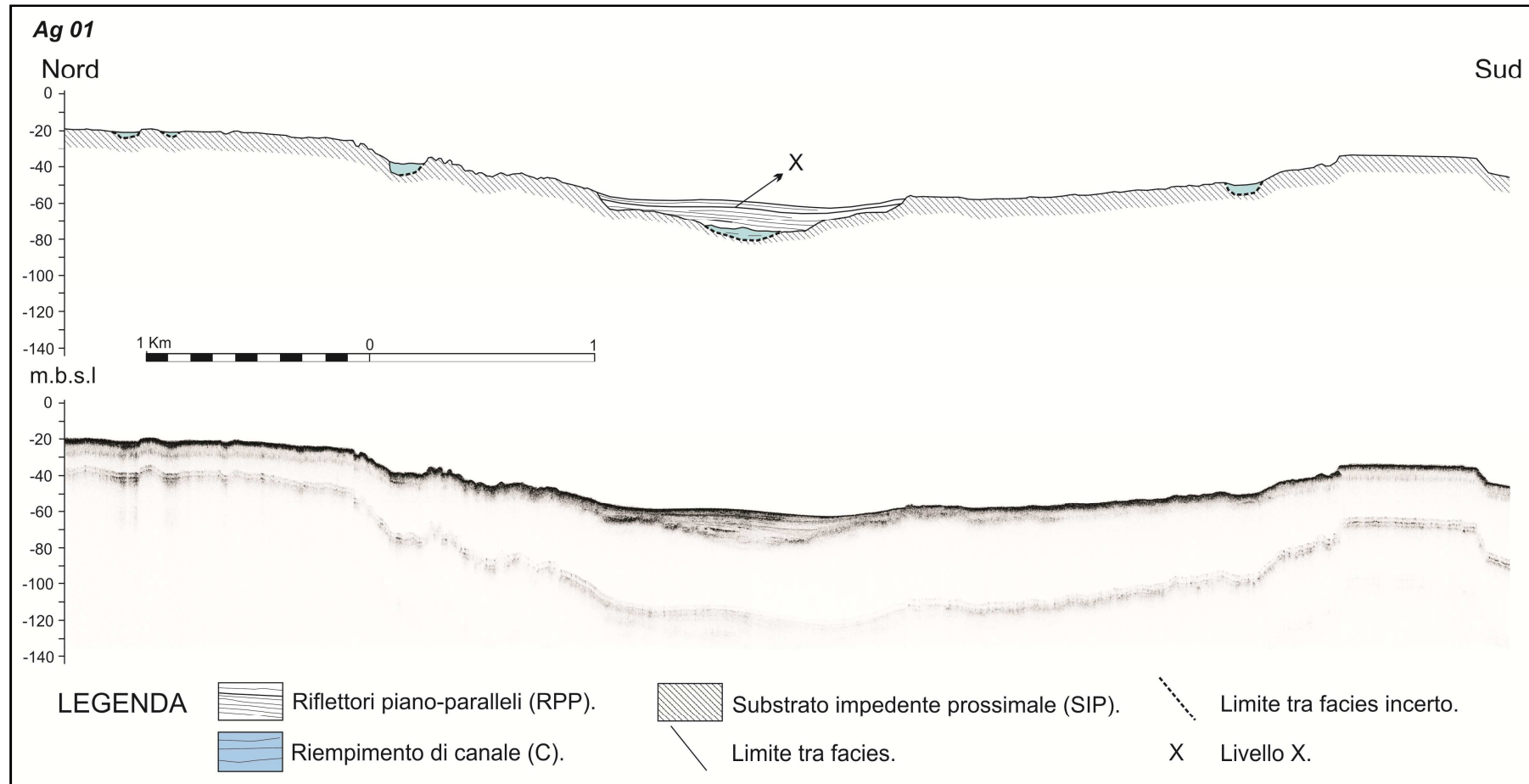


Figura 5.3.2) Linea Sub-bottom Chirp Ag 01; traccia della linea in Figura 5.3.1; esagerazione verticale: 8x.

Marco Firetto Carlino

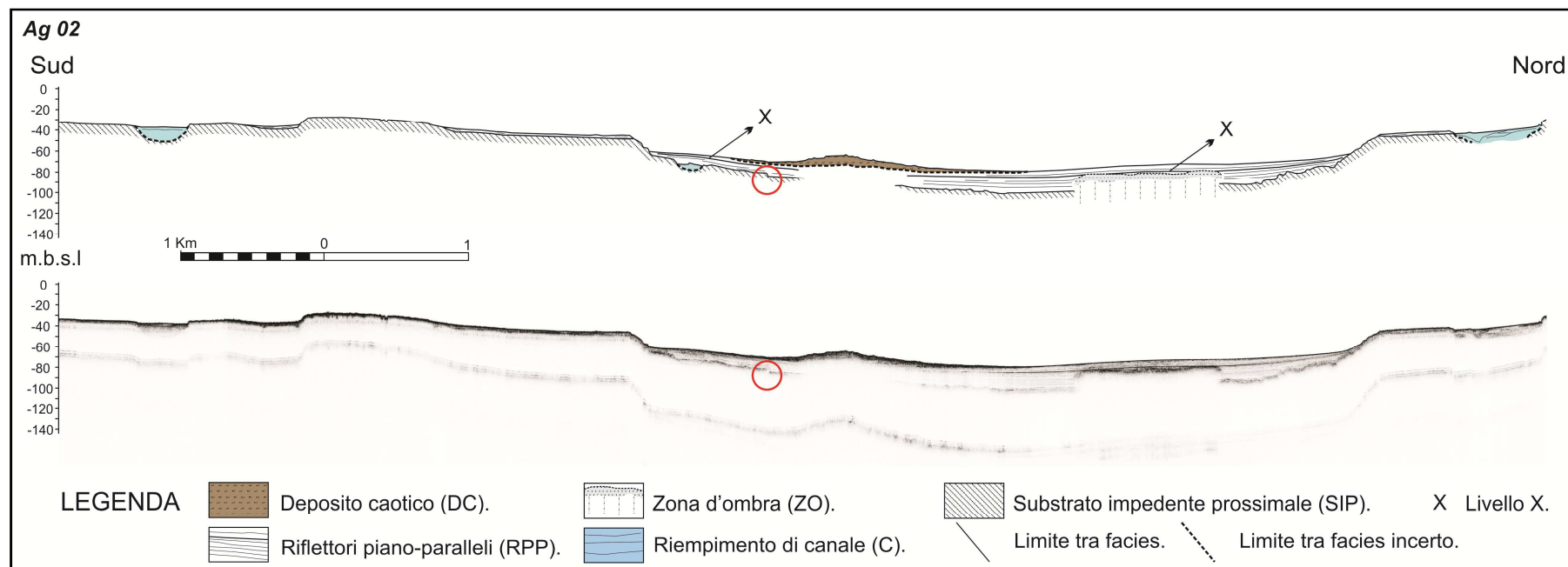


Figura 5.3.3) Linea Sub-bottom Chirp Ag 02; traccia della linea in Figura 5.3.1; esagerazione verticale: 8x.

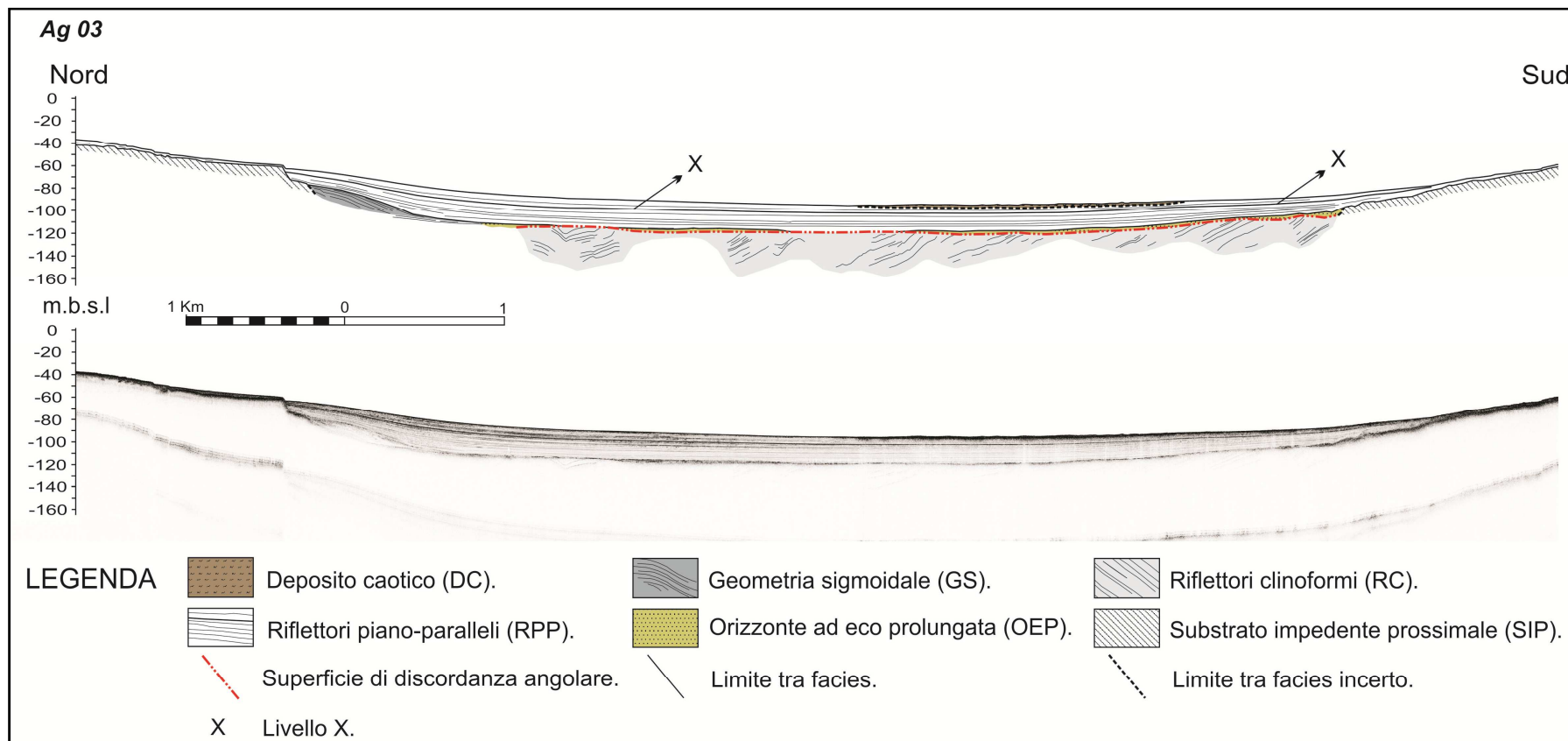


Figura 5.3.4) Linea Sub-bottom Chirp Ag 03; traccia della linea in Figura 5.3.1; esagerazione verticale 8x.

Marco Firetto Carlino

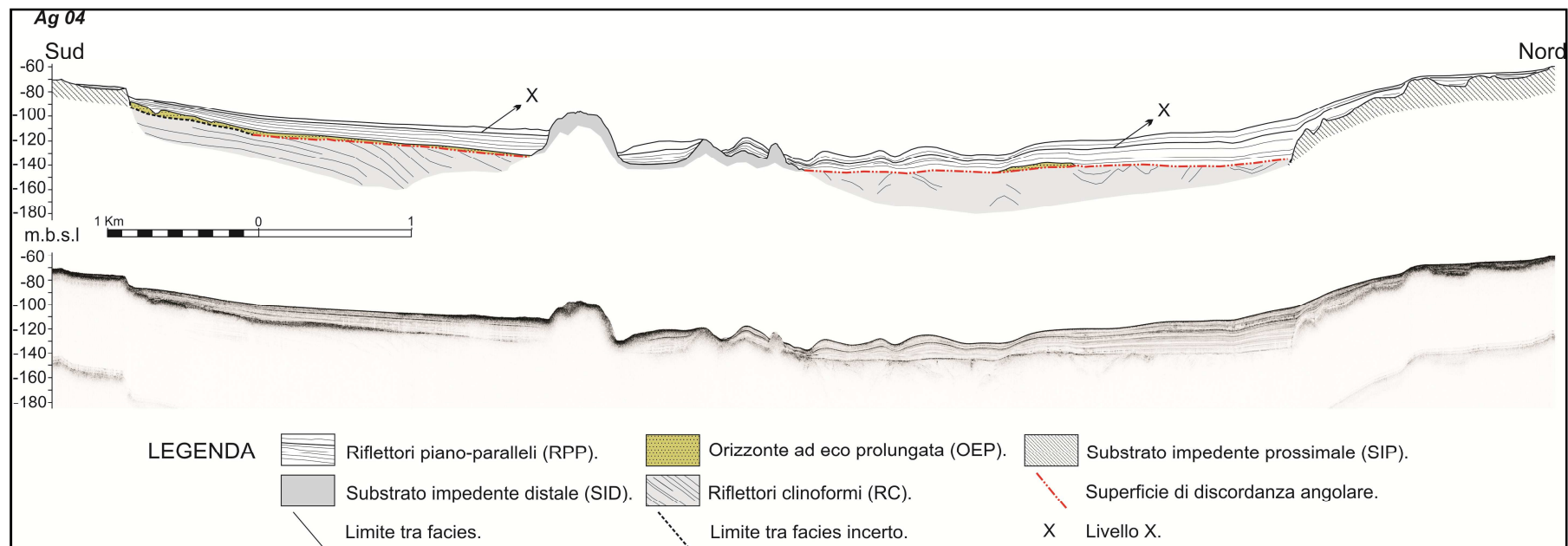


Figura 5.3.5) Linea Sub-bottom Chirp Ag 04; traccia della linea in Figura 5.3.1; esagerazione verticale 8x.

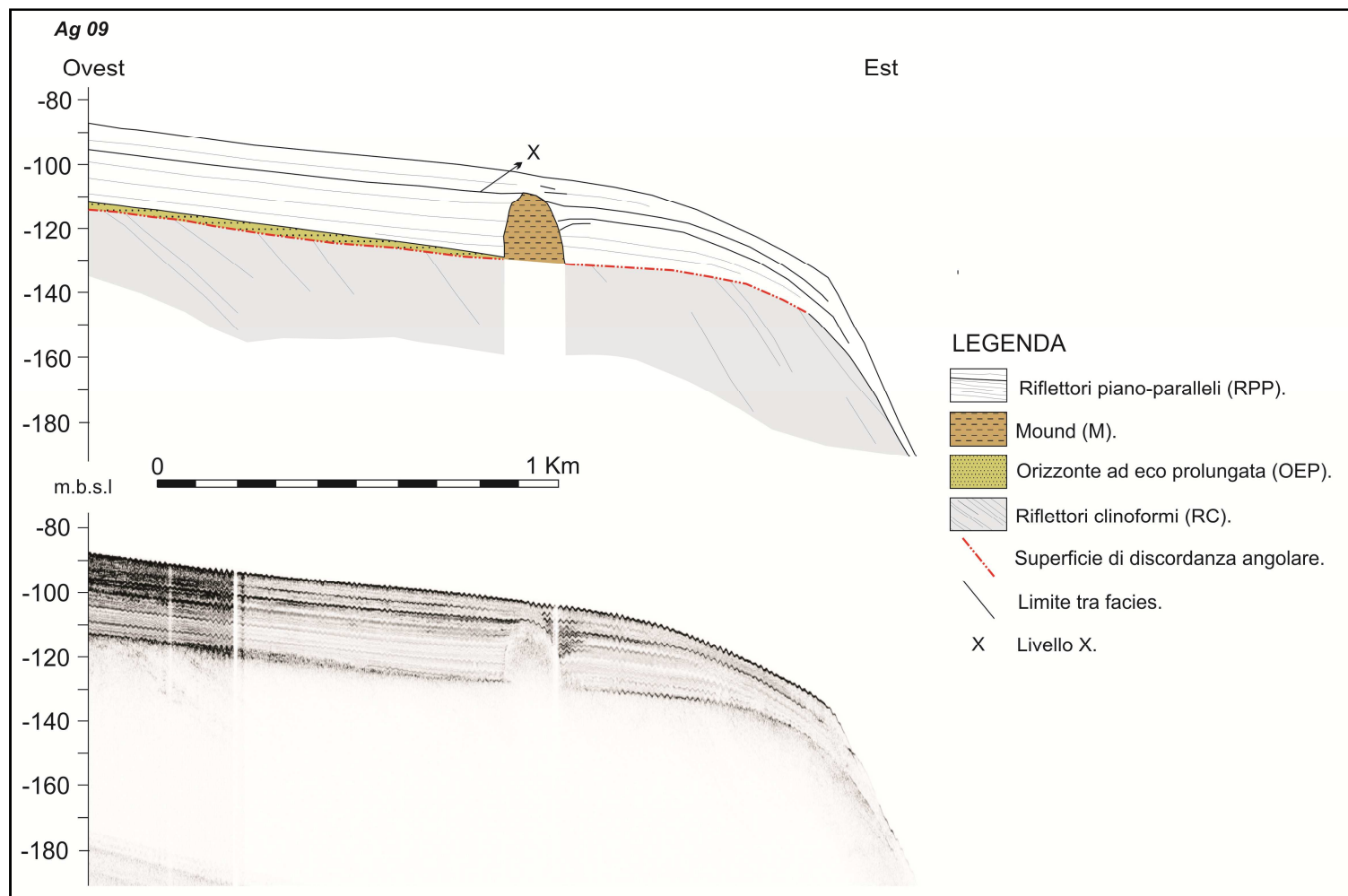


Figura 5.3.6) Linea Sub-bottom Chirp Ag 09; traccia della linea in Figura 5.3.1; esagerazione verticale 8x.

Marco Firetto Carlino

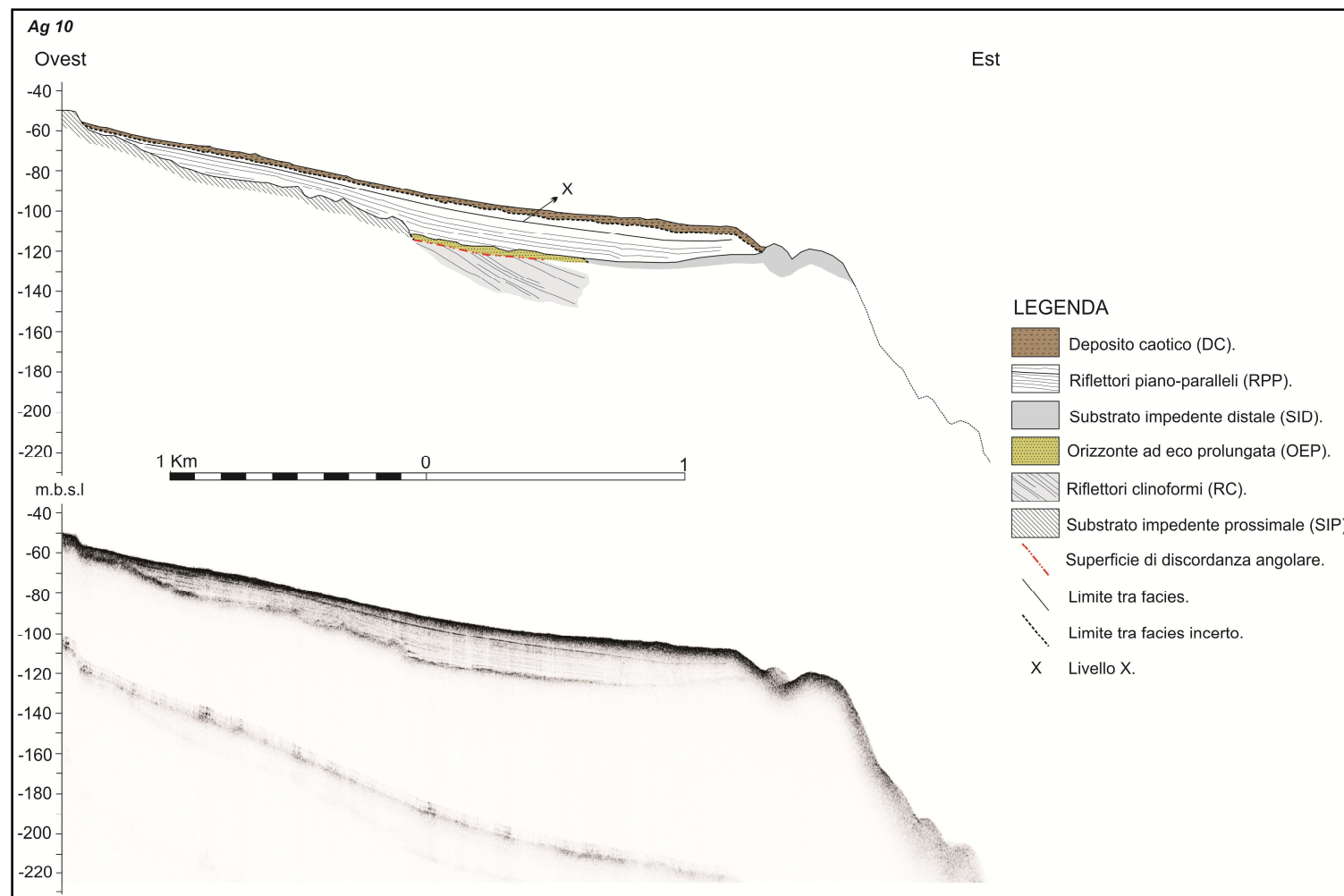


Figura 5.3.7) Linea Sub-bottom Chirp Ag 10; traccia della linea in Figura 5.3.1; esagerazione verticale 8x.

Marco Firetto Carlino

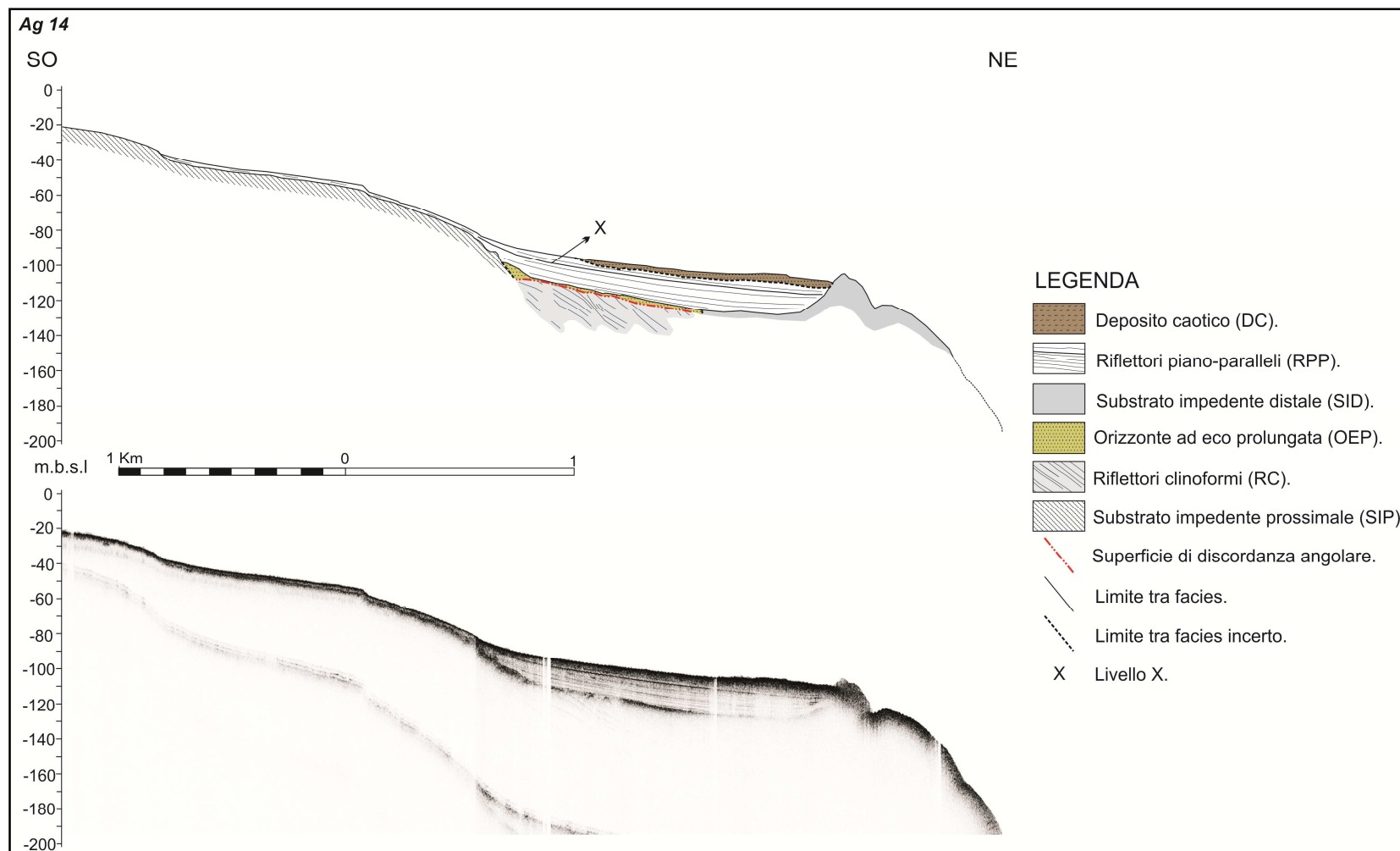


Figura 5.3.8) Linea Sub-bottom Chirp Ag 14; traccia della linea in Figura 5.3.1; esagerazione verticale 8x.

5.3.2 Caratteri sismo-stratigrafici dell'alto morfologico meridionale

Per definire le caratteristiche sismo-stratigrafiche delle porzioni meridionali del depocentro, dell'alto morfologico che lo delimita verso Sud e verso SO e del piccolo bacino presente nelle porzioni più meridionali dell'area di studio, sono state utilizzate le linee *Sub-bottom Chirp* Ag 11, Ag 15, Ag 16, Ag 17, Ag 18 ed il segmento meridionale della linea Ag 05.

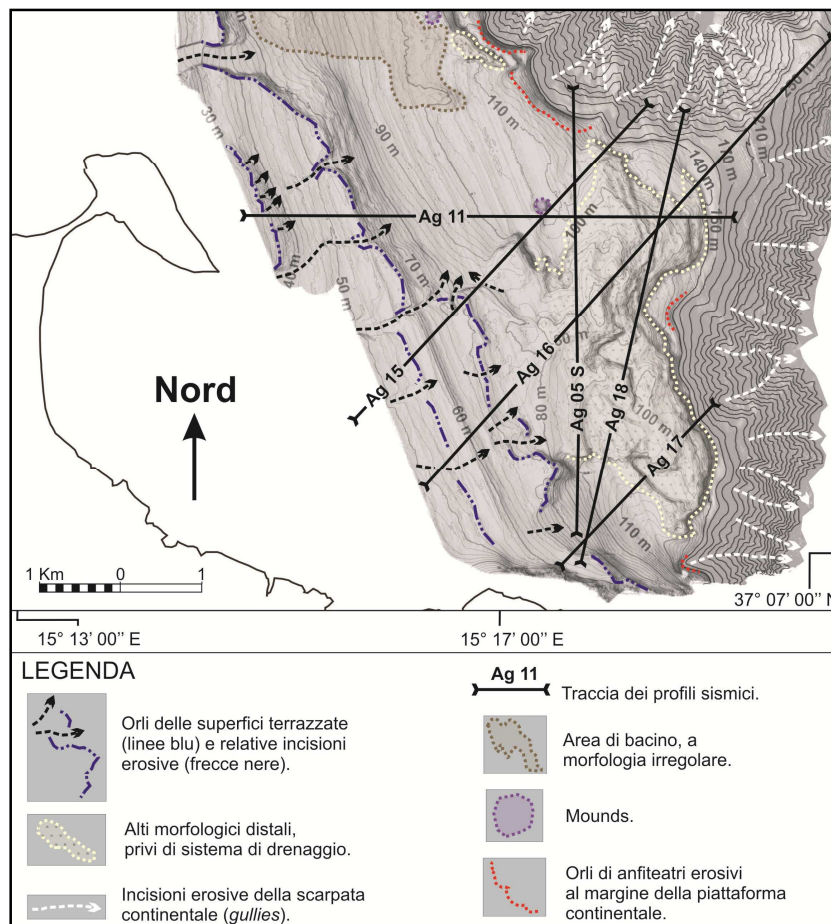


Figura 5.3.9) *Caratteri morfologici e tracce dei profili sismici relativi alle porzioni meridionali del depocentro, all'alto morfologico che la delimita verso Sud e verso SO e al piccolo bacino presente nelle porzioni più meridionali dell'area di studio. Equidistanza pari a 2 metri (m) nell'intervallo compreso tra le isobate 20 e 140, a 10 m nell'intervallo tra le isobate 140 e 150 ed a 20 m per profondità maggiori di 150 m (ovvero in corrispondenza della scarpata continentale).*

Le tracce dei profili sono state sovrapposte ai dati batimetrici, in modo da fornire un confronto di immediata lettura tra i dati di sottosuolo e i dati di superficie (**Figura 5.3.9**).

- **Linee SBC Ag 11 e Ag 15 (Figura 5.3.10 e 5.3.11)**; linea **Ag 11**: direzione O-E; linea **Ag15**: direzione SO-NE. Interessano l'area di bacino, l'alto morfologico terrazzato che la limita verso SO e le porzioni distali dell'alto morfologico meridionale. Vengono descritte insieme poiché mostrano caratteristiche sismiche analoghe.

Le porzioni meridionali del bacino, delimitate verso Ovest dalla *facies* SIP, che soggiace alla *facies* C in corrispondenza delle incisioni erosive (linea **Ag 15**), presentano la sovrapposizione tra la *facies* RC, visibile da una profondità di ~95 m ad oltre 150 m b.s.l., la *facies* OEP e la *facies* RPP, che raggiunge spessori massimi pari a ~20 m; il livello X, visibile attraverso tutto il depocentro, si trova a profondità massime di ~5 m b.s.f.

In prossimità del *mound* affiorante nelle porzioni meridionali del bacino (**Figura 5.2.8**, ingrandimento G in **Figura 5.2.1**) le *facies* RC e OEP mostrano una leggera curvatura verso l'alto (cerchio rosso in **Figura 5.3.10** e **Figura 5.3.11**); tale risposta potrebbe essere conseguente alla risalita di materiale a bassa densità da zone profonde, successivamente alla messa in posto delle *facies* in oggetto o potrebbe trattarsi di un artefatto acustico. I riflettori piano-paralleli (*facies* RPP) sono invece caratterizzati da una elevata riflettività e leggermente flessi verso il basso, in corrispondenza della zona avvallata (*moat*) che circonda il *mound*.

La linea SBC **Ag 11** mostra che a ridosso dell'alto morfologico occidentale, giace, al di sopra della *facies* RC, un ulteriore corpo a geometria sigmoidale sepolto (*facies* GS), la cui disposizione geometrica delle riflessioni interne, corrisponde a quella definita da Mitchum & Vail (1977) col termine *oblique progradation*, che indica poco accomodamento durante i processi di deposizione. La superficie

di *toplap* si trova ad una profondità minima di ~83 m b.s.l. Rispetto alla geometria sigmoidale analizzata in precedenza (linea SBC **Ag 03**, **Figura 5.3.4**), quest'ultima mostra una maggiore riflettività, che rende difficoltosa l'identificazione delle riflessioni interne.

Le porzioni distali dell'alto morfologico meridionale, le cui caratteristiche di superficie sono illustrate in **Figura 5.2.4** (ingrandimento C in **Figura 5.2.1**), corrispondono, all'immagine SBC, ad un orizzonte sismico altamente impedente (*facies* SID), ricoperto da sottili orizzonti in *facies* sismica trasparente (*facies* RPP). Anche in questo caso è evidente che la *facies* RC perde verticalmente di continuità laterale non appena la *facies* SID si manifesta in affioramento o in sottofondo.

In genere, i depositi clinoformi immergono verso mare, tendendo a divergere da sporgenze preesistenti ed a convergere verso le aree depresse. Dalle caratteristiche morfologiche e dai rapporti geometrici tra le *facies* SID e RC, si evince che la prima possa verosimilmente consistere di un elemento pellicolare altamente riflettivo, più recente rispetto ai depositi identificati dalla *facies* RC. In tal caso, a causa dell'elevata impedenza, le morfologie positive distali proietterebbero un'ombra acustica nel sottofondo, mascherando le riflessioni sottostanti. Il mascheramento acustico è molto ampio e totale e non si può escludere che all'interno dell'area in ombra possano essere inclusi orizzonti di significato analogo a quello espresso dalla *facies* SIP, che peraltro affiora in settori adiacenti. Dai dati in possesso non si può comunque escludere del tutto che la *facies* SID possa costituire un alto morfologico preesistente rispetto alle fasi di deposizione della *facies* RC.

- **Linea SBC Ag 16 (Figura 5.3.12)**; direzione SO-NE. Interessa l'intero promontorio meridionale fino alla scarpata continentale.

L'alto morfologico appare, nella sua interezza, come un orizzonte acustico altamente riflettivo ed impedente, che proietta un'eco indistinta

e poco prolungata nel sottofondo. Come definito precedentemente, tale caratteristica è comune alle *facies* SIP e SID; la differenza tra le due consiste nelle diverse caratteristiche di superficie e nelle relazioni geometriche con gli orizzonti acustici adiacenti. Nonostante il limite tra le due *facies* sia incerto, viene ipotizzato sulla base del diverso andamento morfologico della superficie; è infatti evidente anche nei dati sismici le differenze tra le porzioni terrazzate prossimali e quelle distali, a morfologia irregolare.

Verso Est, anche in questo caso la *facies* RC si manifesta improvvisamente oltre una direttrice verticale condotta dal limite orientale dell'alto morfologico e soggiace alle *facies* OEP e RPP, dalle quali è separata attraverso una superficie di discordanza angolare. In corrispondenza dell'attuale area di scarpata continentale, tale assetto geometrico è visibile fino a profondità maggiori di 250 m b.s.l., ove le riflessioni soggiacenti la *facies* RPP, mostrano diverse superfici di discordanza, riconducibili, date le elevate profondità, a fenomeni di erosione di ambiente marino.

- **Linee SBC Ag 17, Ag 18 e Ag 05 Sud (Figure 5.3.13, 5.3.14 e 5.3.15)**; linea **Ag 17**: direzione SO-NE; linea **Ag 18**: direzione SSO-NNE; linea **Ag 05 Sud**: direzione N-S. Interessano il bacino presente nelle porzioni più meridionali dell'area di studio e le parti distali del promontorio. Vengono descritte insieme poiché mostrano caratteristiche sismiche analoghe.

Il bacino posto a Sud dell'alto morfologico meridionale mostra la medesima disposizione geometrica dei riflettori, riscontrata nel depocentro che occupa la parte centrale dell'*offshore* di Augusta. Il livello X, relativo alla *facies* RPP, spessa fino a ~18 m, si trova ad una profondità massima pari a ~4 m b.s.f. E' inoltre presente un'ulteriore geometria progradante (*facies* GS), la cui disposizione geometrica delle riflessioni interne, corrisponde a quella definita da [Mitchum & Vail](#)

Marco Firetto Carlino

(1977) col termine *oblique progradation* e la cui superficie di *toplap* si trova a profondità minime pari a ~88 m b.s.l.

Nelle tre linee in oggetto, ma in particolare nella linea **Ag 18**, è evidente come, anche in questo caso, la *facies* RC perde improvvisamente di continuità laterale lungo direttrici verticali condotte dai bordi delle porzioni distali dell'alto morfologico meridionale (*facies* SID), che mostra una superficie alquanto irregolare e localmente soggiacente alla *facies* RPP, soprattutto nelle aree depresse.

In corrispondenza del ciglio della piattaforma, a NE dell'alto morfologico meridionale (linea **Ag 18**), la *facies* RPP perde improvvisamente di continuità laterale, attestando probabili fenomeni di erosione dei depositi di piattaforma.

Marco Firetto Carlino

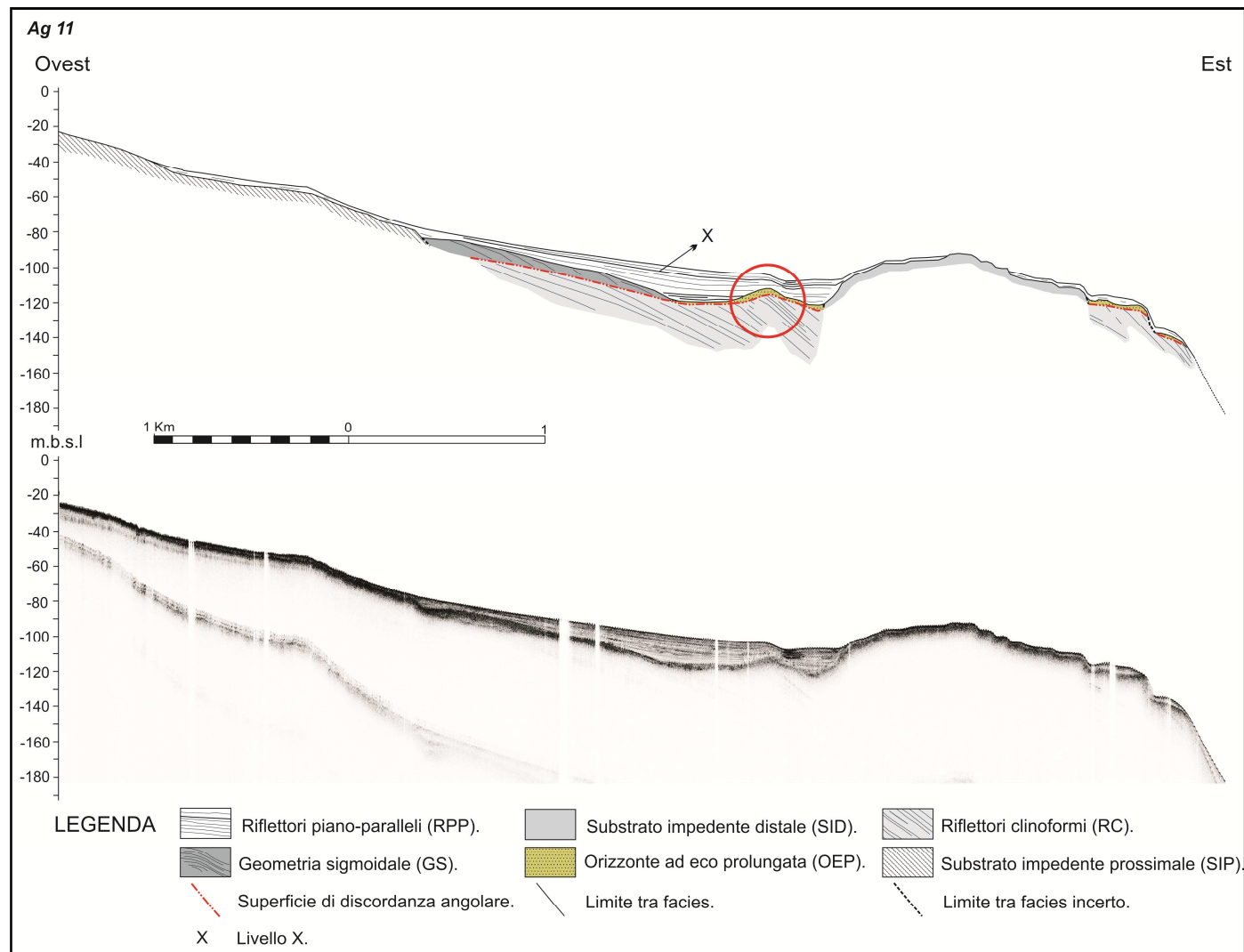


Figura 5.3.10) Linea Sub-bottom Chirp Ag 11; traccia della linea in Figura 5.3.9; esagerazione verticale 8x.

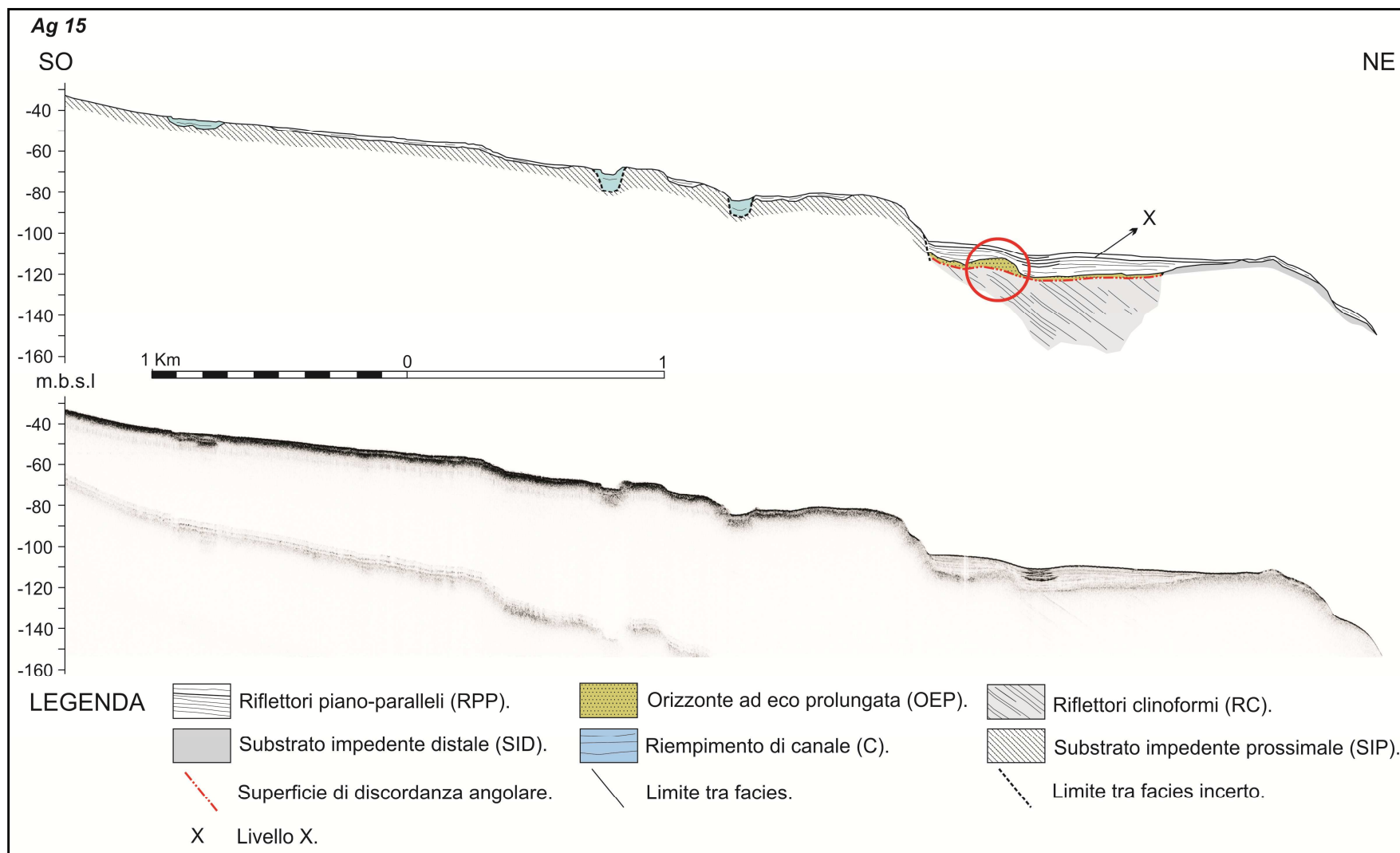


Figura 5.3.11) Linea Sub-bottom Chirp Ag 15; traccia della linea in Figura 5.3.9; esagerazione verticale 8x.

Marco Firetto Carlino

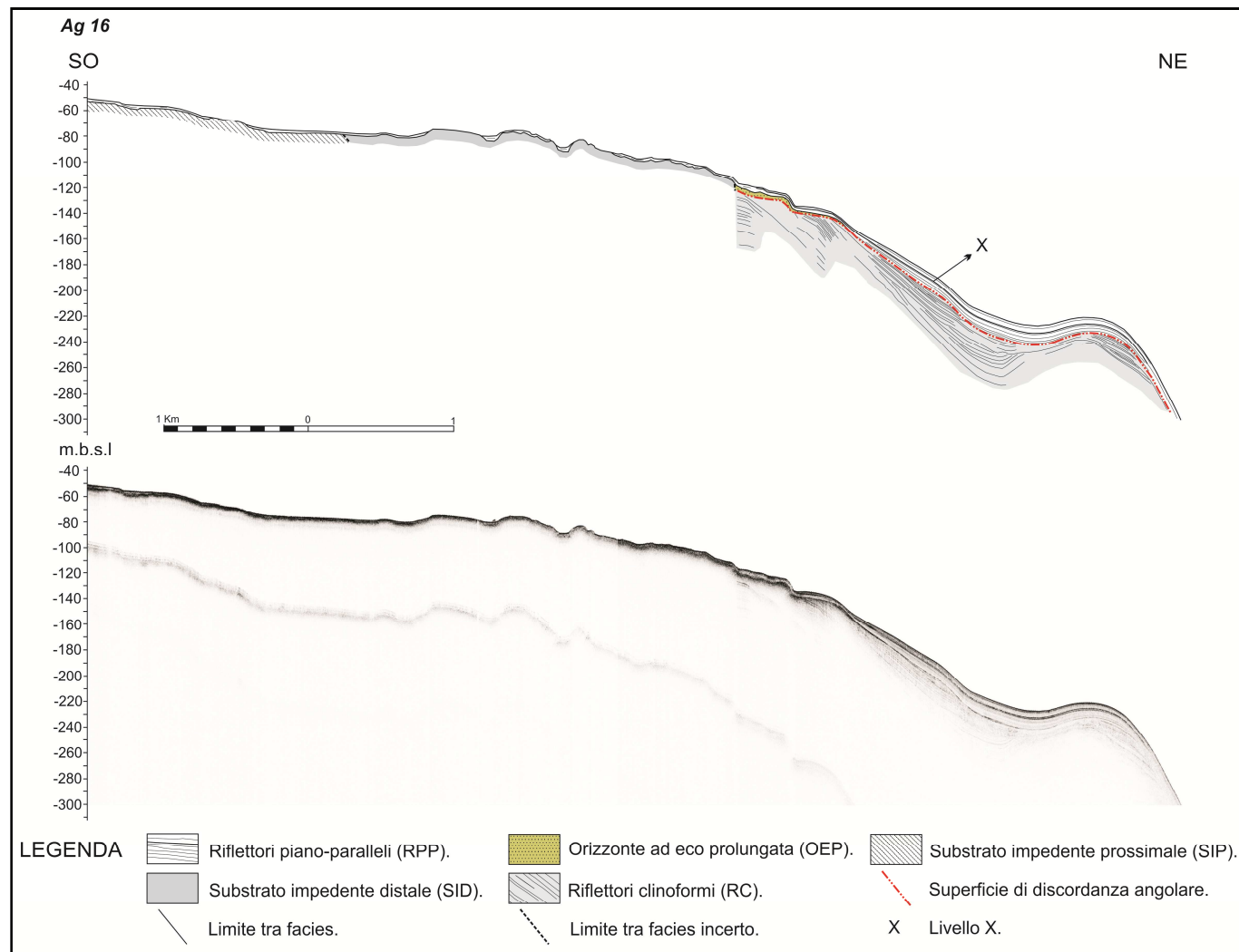


Figura 5.3.12) Linea Sub-bottom Chirp Ag 16; traccia della linea in Figura 5.3.9; esagerazione verticale 8x.

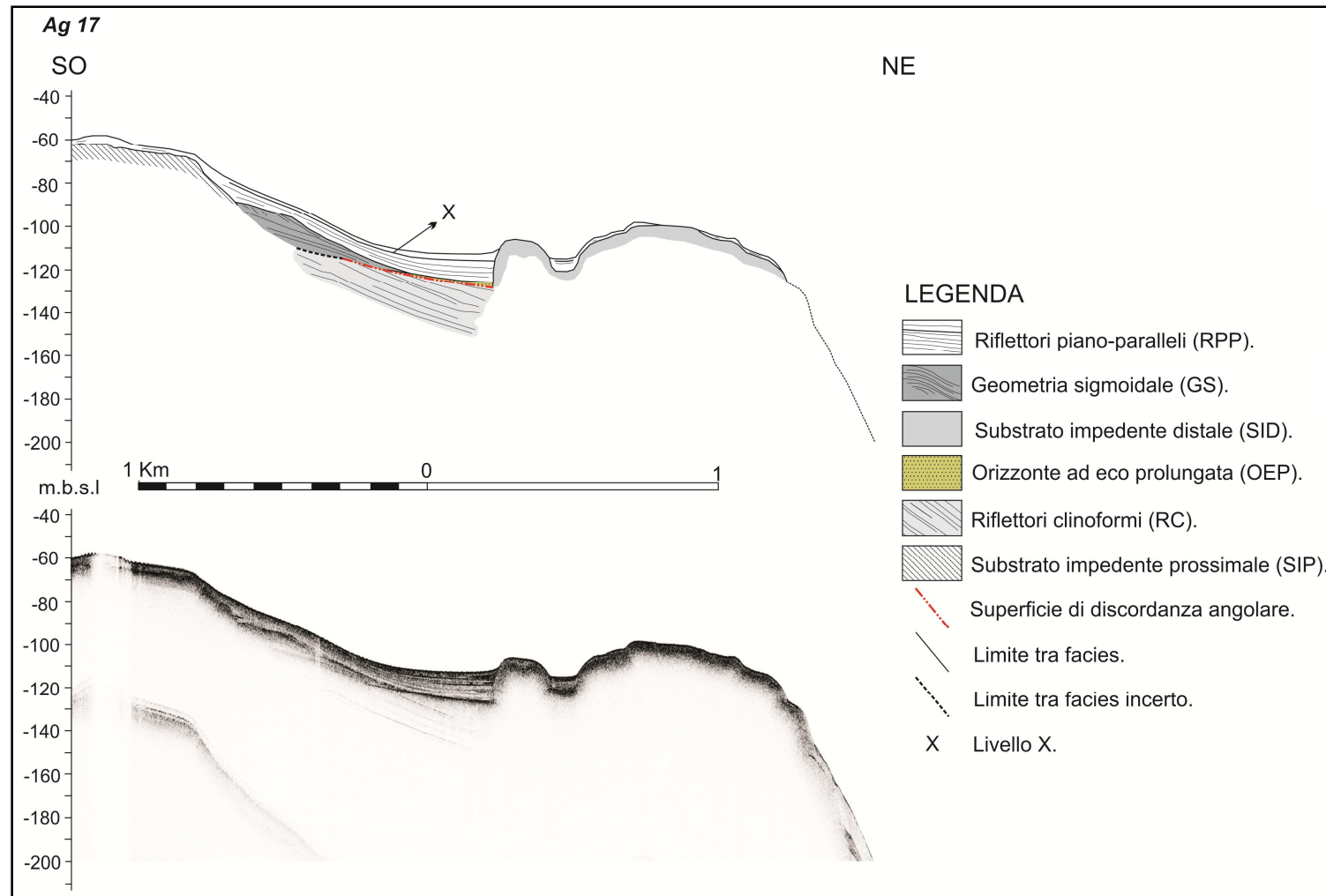


Figura 5.3.13) Linea Sub-bottom Chirp Ag 17; traccia della linea in Figura 5.3.9; esagerazione verticale 8x.

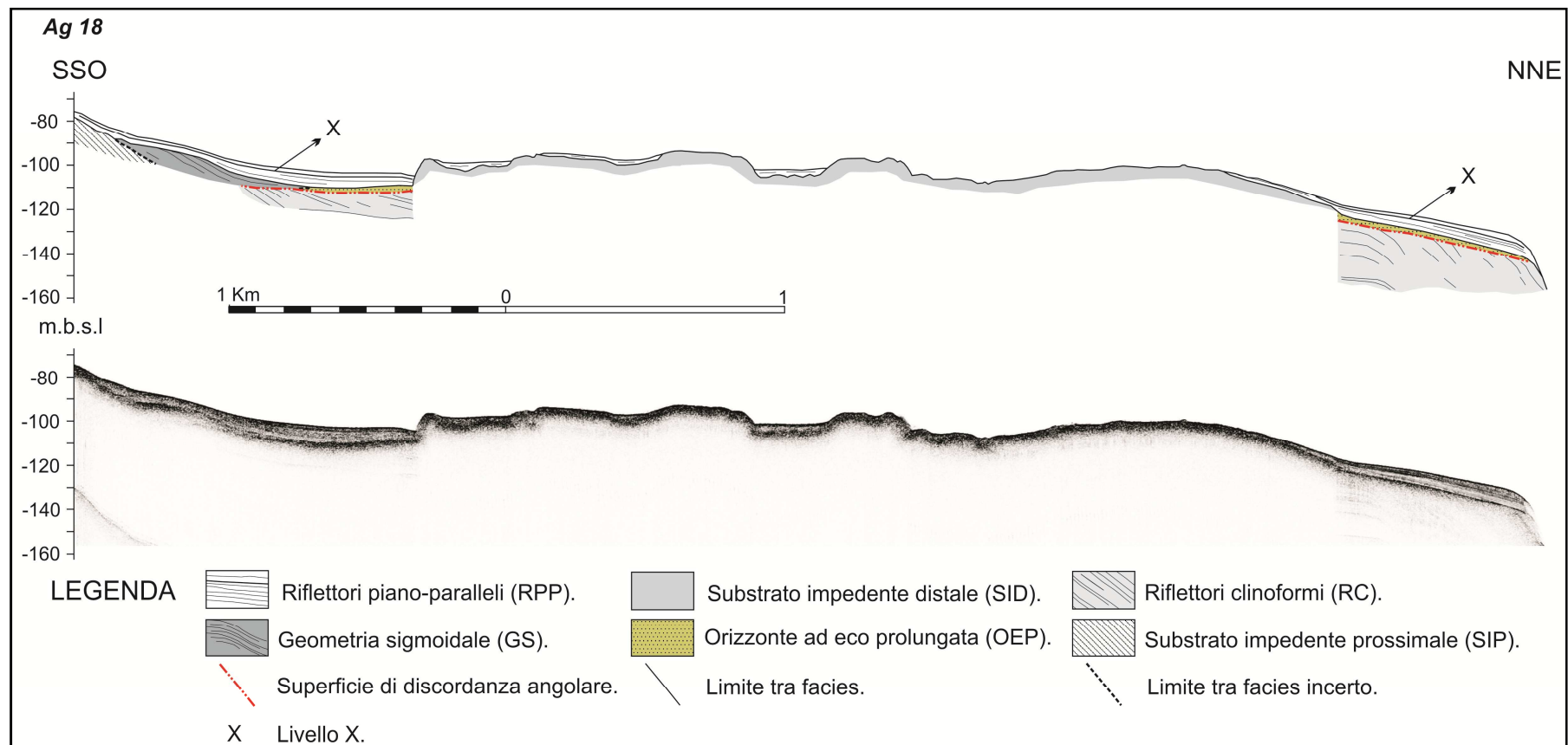


Figura 5.3.14) Linea Sub-bottom Chirp Ag 18; traccia della linea in Figura 5.3.9; esagerazione verticale 8x.

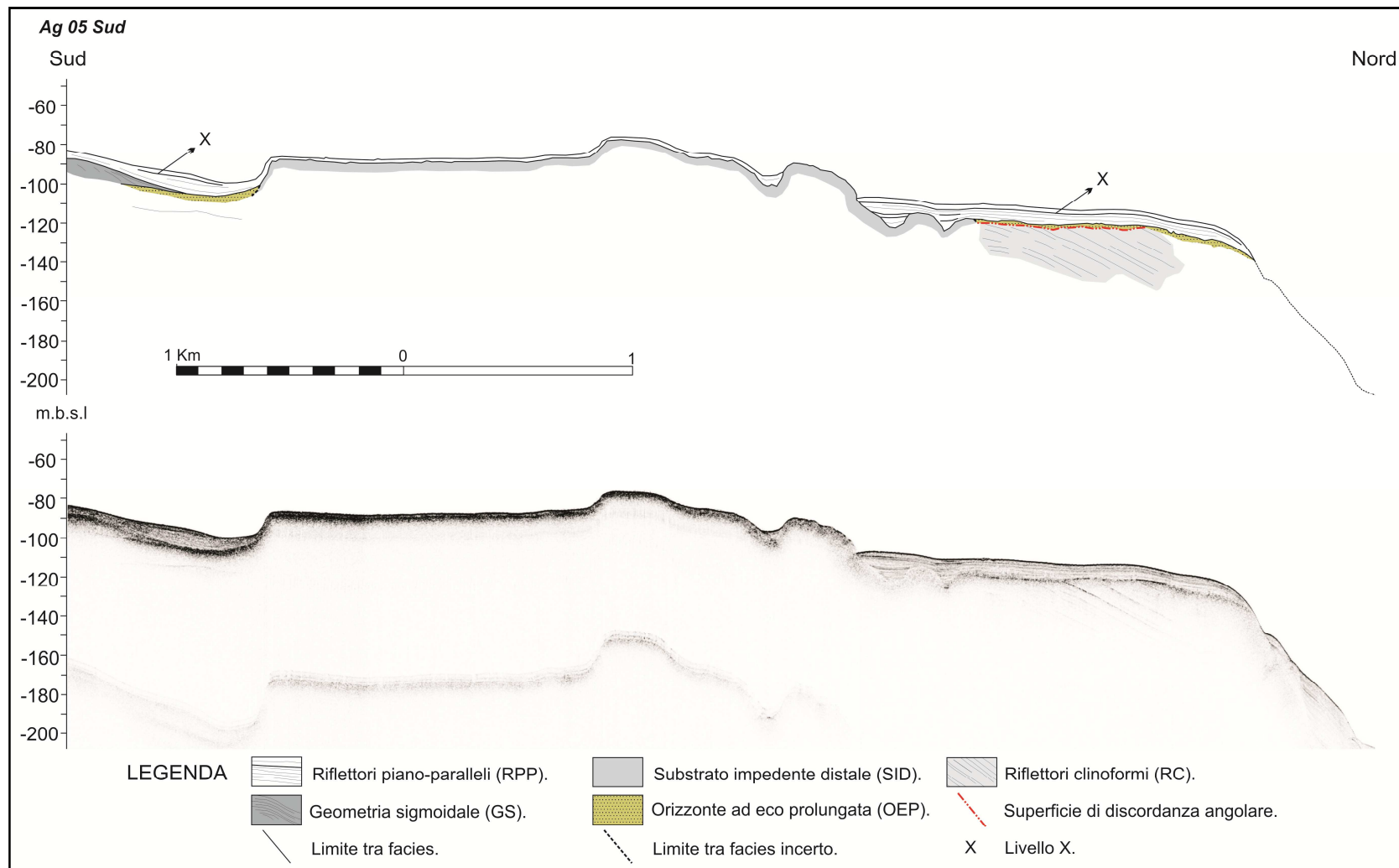


Figura 5.3.15) Linea Sub-bottom Chirp Ag 05 Sud; traccia della linea in Figura 5.3.9; esagerazione verticale 8x.

5.3.3 Caratteri sismo-stratigrafici dell'alto morfologico settentrionale

Per definire le caratteristiche sismo-stratigrafiche delle porzioni settentrionali del depocentro e del promontorio che lo delimita verso Nord, sono state prese in considerazione le linee *Sub-bottom Chirp* Ag 08, Ag 13, Ag 07 ed il segmento settentrionale della linea Ag 05, le cui tracce sono state sovrapposte ai dati batimetrici, in modo da fornire un confronto di immediata lettura tra i dati di sottofondo e i dati di superficie (Figura 5.3.16).

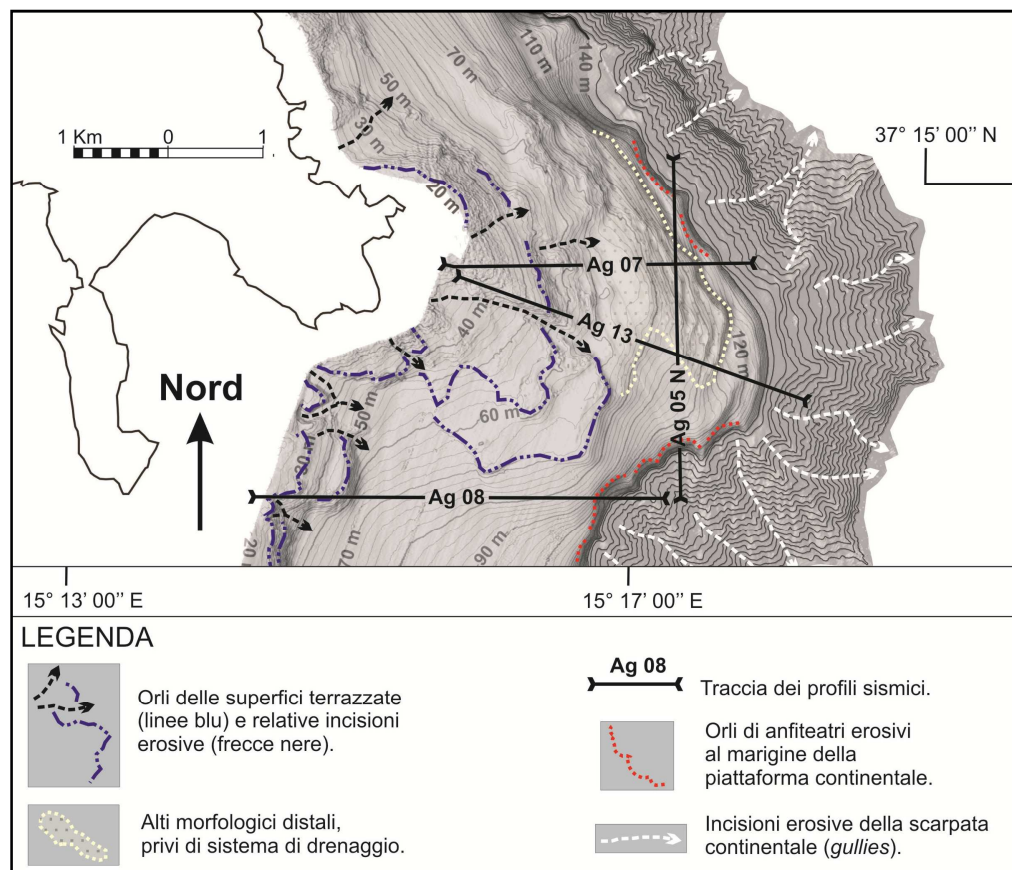


Figura 5.3.16) Caratteri morfologici e tracce dei profili sismici relativi alle porzioni settentrionali del depocentro ed al promontorio che lo delimita verso Nord. Equidistanza pari a 2 metri (m) nell'intervallo compreso tra le isobate 20 e 140, a 10 m nell'intervallo tra le isobate 140 e 150 ed a 20 m per profondità maggiori di 150 m (ovvero in corrispondenza della scarpata continentale).

- **Linea SBC Ag 08 (Figura 5.3.17)**; direzione O-E. Interessa le porzioni settentrionali del depocentro e l'alto morfologico terrazzato che lo limita verso NO.

La *facies* SIP, affiorante in corrispondenza dell'alto morfologico terrazzato, prosegue in sottofondo e rappresenta il termine geometricamente più profondo sul quale giacciono le *facies* GS e RPP. La linea SBC **Ag 08** interessa la geometria sigmoidale visibile anche nella linea SBC **Ag 03 (Figura 5.3.4)** e mostra come la disposizione geometrica dei relativi riflettori è fortemente condizionata dall'andamento del substrato acustico sul quale giacciono. Le riflessioni interne a tale geometria, mostrano che la stessa tende a convergere verso il centro del bacino definito dalla *facies* SIP ed a divergere qualora il substrato formi in sottosuolo una zona rialzata.

In particolare, ad una profondità di ~8 m b.s.f. e di ~80 m b.s.l., è presente un orizzonte sismico ad eco indistinta e prolungata, che proietta un'ombra acustica nel sottofondo (*facies* ZO, “Zona d'ombra”), mascherando localmente le *facies* GS e RPP; l'orizzonte ad eco indistinta e prolungata della *facies* ZO, soggiace al livello X, relativo alla *facies* RPP.

- **Linee SBC Ag 13, Ag 07 e Ag 05 Nord (Figure 5.3.18, 5.3.19 e 5.3.20)**; linea **Ag 13**: direzione NO-SE; linea **Ag 07**: direzione O-E; linea **Ag 05 Nord**: direzione N-S. Interessano l'intero l'alto morfologico settentrionale fino alla scarpata continentale.

Le linee SBC **Ag 13** e **Ag 07** mostrano che l'alto morfologico appare, nella sua interezza, come un orizzonte acustico altamente riflettivo ed impedente, che proietta un'eco indistinta e poco prolungata nel sottofondo, caratteristica comune alle *facies* SIP e SID. Nonostante il limite tra le due *facies* sia incerto, viene anche in questo caso ipotizzato sulla base del diverso andamento morfologico della superficie.

Marco Firetto Carlino

Verso Est, la linea **Ag 13** mostra, anche in questo caso, che la *facies* RC si manifesta improvvisamente oltre una direttrice verticale condotta dal limite orientale dell'alto morfologico e soggiace alle *facies* OEP e RPP, dalle quali è separata attraverso una superficie di discordanza angolare.

La linea **Ag 05 Nord** interessa le porzioni distali dell'alto morfologico, sul quale giacciono, secondo un rapporto geometrico di *onlap*, i riflettori piano-paralleli (*facies* RPP), sovrapposti alle *facies* OEP e RC. In particolare, come per l'alto morfologico meridionale, anche in questo caso la *facies* RPP perde di continuità laterale in corrispondenza delle porzioni di piattaforma continentale, esposte a NE.

Marco Firetto Carlino

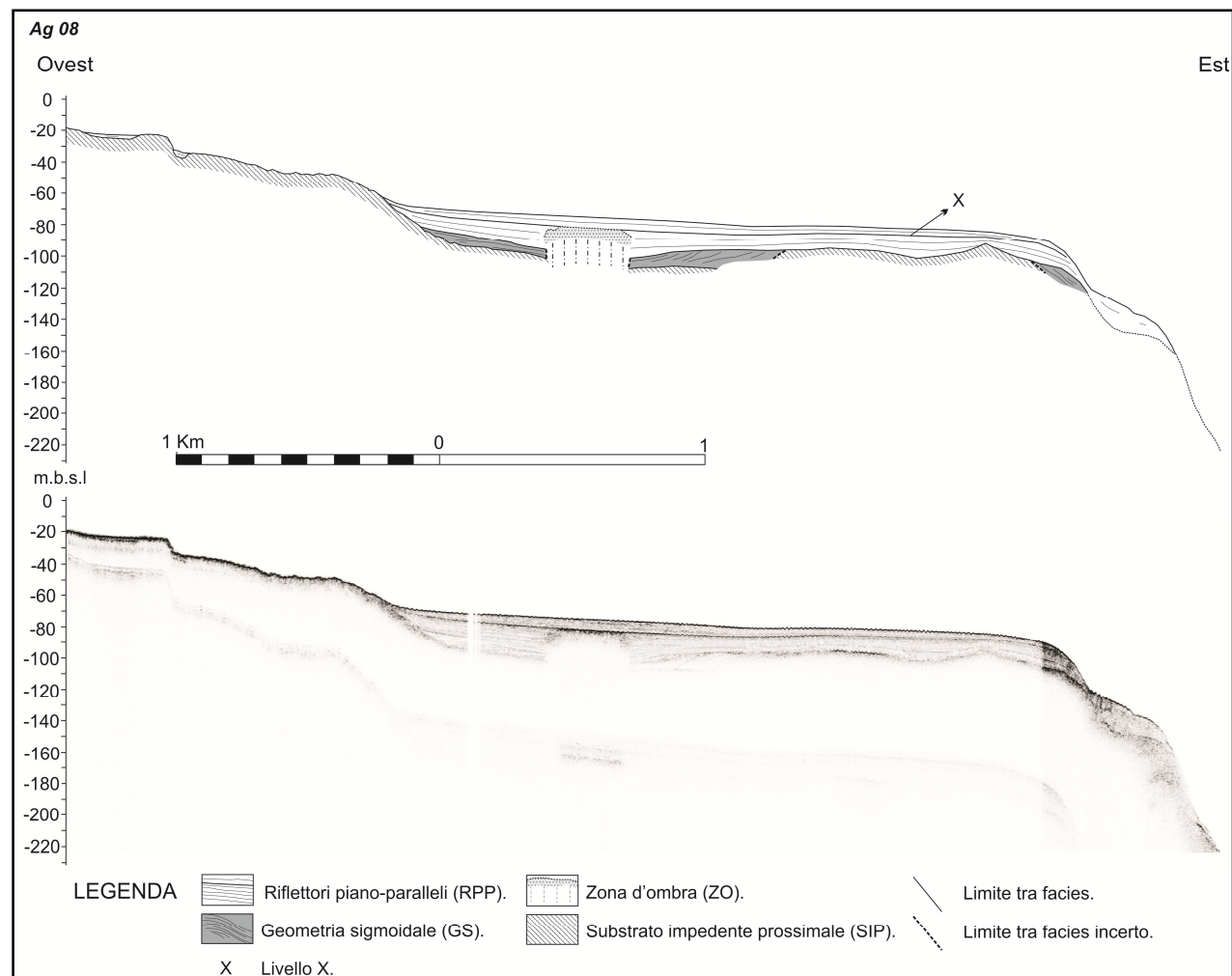


Figura 5.3.17) Linea Sub-bottom Chirp Ag 08; traccia della linea in Figura 5.3.16; esagerazione verticale 8x.

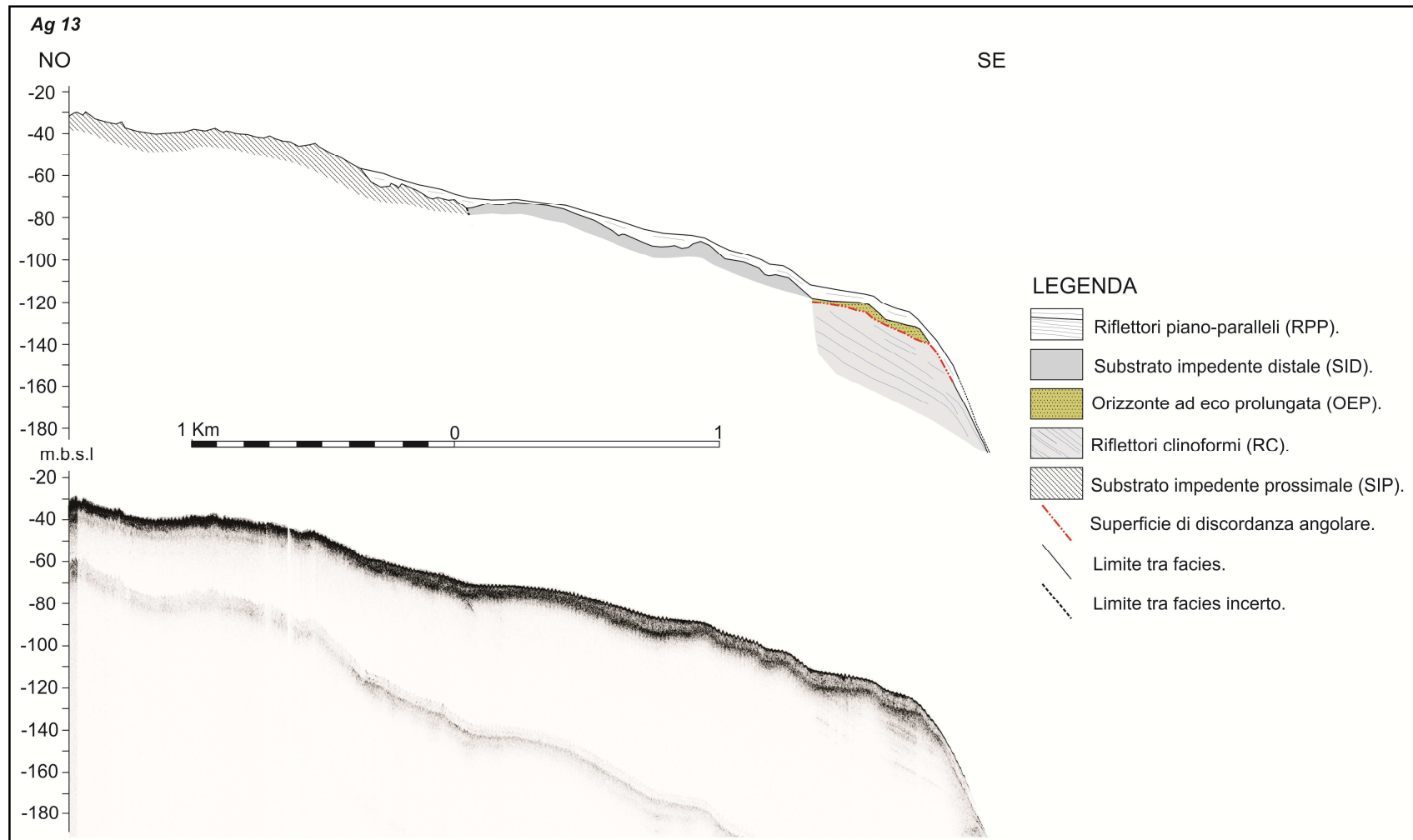


Figura 5.3.18) Linea Sub-bottom Chirp Ag 13; traccia della linea in Figura 5.3.16; esagerazione verticale 8x.

Marco Firetto Carlino

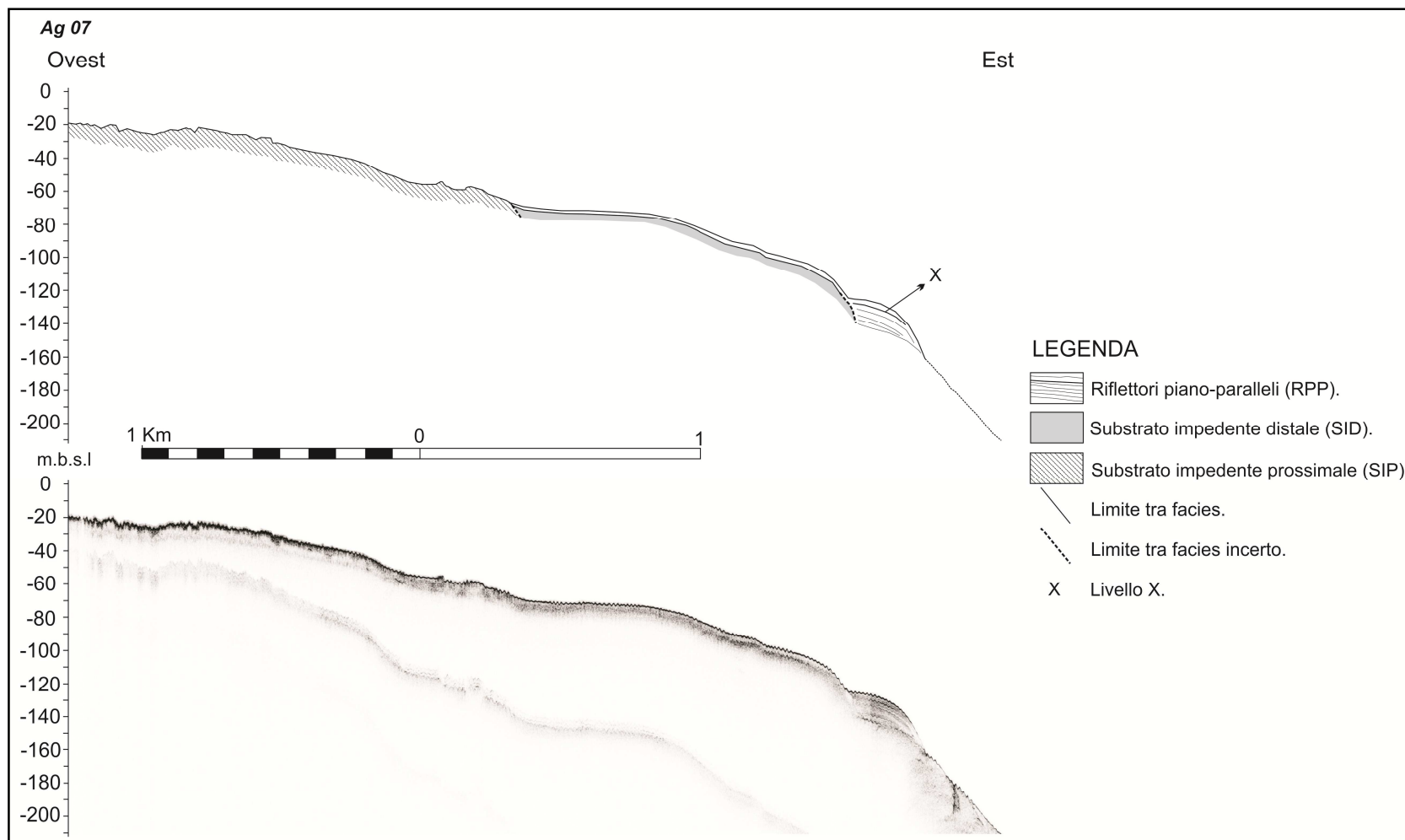


Figura 5.3.19) Linea Sub-bottom Chirp Ag 07; traccia della linea in Figura 5.3.16; esagerazione verticale 8x.

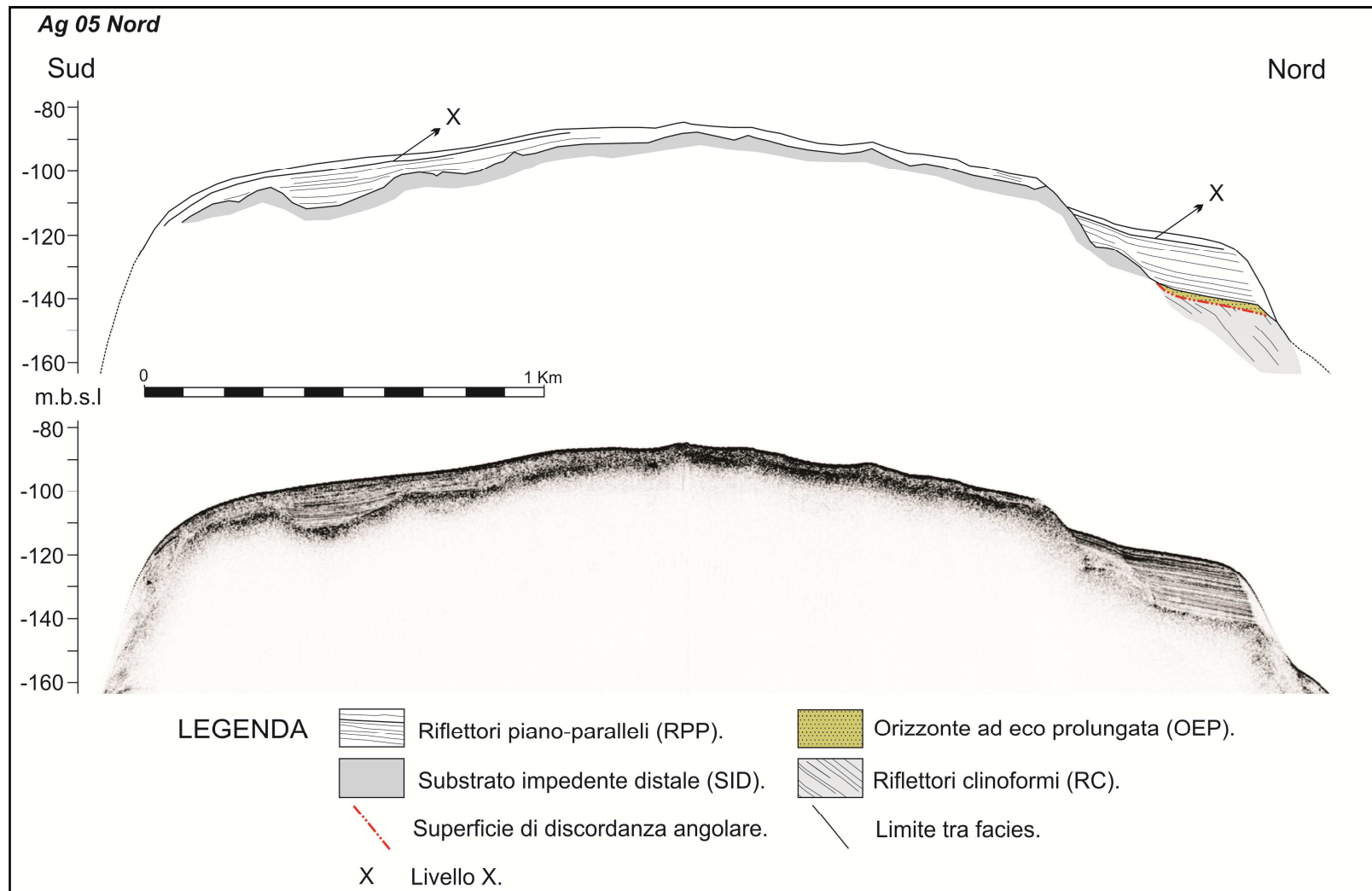


Figura 5.3.20) Linea Sub-bottom Chirp Ag 05 N; traccia della linea in Figura 5.3.16; esagerazione verticale 8x.

5.3.4 Distribuzione areale delle facies geofisiche

Le nove diverse *facies* geofisiche, distinte attraverso l'analisi associata delle caratteristiche di superficie (*Multibeam* e *Side Scan Sonar*) e di sottofondo dei settori sommersi del golfo di Augusta, sono state disposte al di sopra dei dati batimetrici, in modo da ottenere una mappa di distribuzione areale unificata (**Figura 5.3.21**).

Utilizzando principalmente i *softwares* *Seisphro* e *Surfer*, è stato possibile definire l'andamento, in profondità, della superficie di discordanza interposta tra la *facies* RC e le *facies* OEP e RPP e delle superfici di *toplap* o dei clinoformi meno profondi della *facies* GS; i programmi raggiungono questo risultato interpolando i punti che raccordano le suddette superfici. Il *software* *Seisphro* restituisce però i dati relativi ad ogni punto di interesse con profondità espresse in millisecondi (ms), successivamente convertite in metri considerando una velocità di propagazione delle onde acustiche pari a 1520 m/sec.

L'equidistanza delle isolinee è pari a 2,5 ms = 1,9 m; quelle in rosso indicano i valori di profondità della suddetta superficie di discordanza, mentre quelle in viola indicano la profondità della parte superficiale delle geometrie sigmoidali. Le isobate corrispondono alle isolinee scure, ed i corrispettivi valori di equidistanza sono descritti nella didascalia della **Figura 5.3.21**.

La *facies* ZO non è stata rappresentata tramite isolinee dato che il relativo orizzonte ad eco prolungata si trova a profondità comprese tra 75 m e 80 m b.s.l. ed è visibile soltanto nelle linee SBC **Ag 02** e **Ag 08**.

Il significato delle nove aree in cui è stata suddivisa la piattaforma continentale è espresso in tabella.

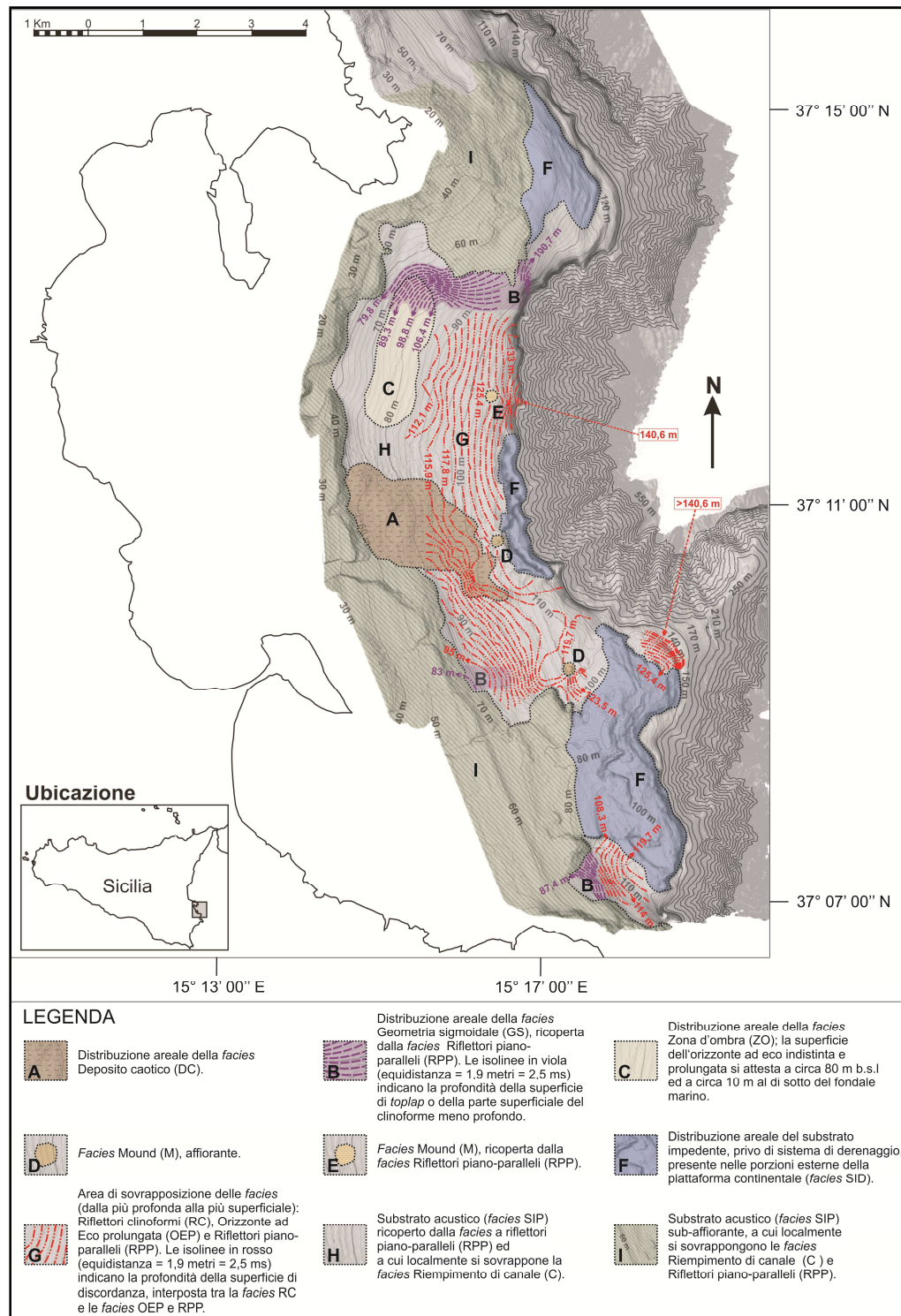


Figura 5.3.21) Distribuzione areale delle facies geofisiche. Le caratteristiche delle nove diverse aree (A - I) sono definite in legenda. Le isolinee in rosso, indicano la profondità della superficie di discordanza interposta tra la facies RC e le facies OEP e RPP, mentre quelle in viola indicano la profondità delle superfici di *toplap* o dei clinoformi più superficiali della facies GS (equidistanza pari a 1.9 m). Equidistanza delle isobate (linee scure) pari a 2 metri (m) nell'intervallo compreso tra le isobate 20 e 140, a 10 m nell'intervallo tra le isobate 140 e 150 ed a 20 m per profondità maggiori di 150 m (ovvero in corrispondenza della scarpata continentale).

5.4 CARATTERI STRATIGRAFICI DEI DATI DI POZZO

Come definito in precedenza, per assegnare un significato geologico alle *facies* geofisiche in cui sono stati suddivisi i settori sommersi del golfo di Augusta e per correlare questi ultimi con le corrispettive aree emerse, sono state considerate la Carta Geologica del Settore nord-orientale Ibleo (Carbone et al., 1986) e le stratigrafie di nove pozzi, realizzati in tempi recenti ai fini di emungimento delle acque di sottosuolo, oltre alle informazioni derivanti dall'ampia letteratura disponibile sull'area di interesse o su aree analoghe. L'ubicazione dei pozzi è stata sovrapposta alla carta geologica semplificata dell'*onshore* di Augusta (modificata da Carbone et al., 1986), le cui caratteristiche geologiche sono state ampiamente discusse nel CAPITOLO 2.

Le stratigrafie dei nove pozzi sono state correlate (*well log* in **Figura 5.4.1**) in modo da ottenere informazioni dettagliate riguardo l'andamento in profondità dei termini affioranti. I dati di sottosuolo confermano che i terreni del Pleistocene inferiore (argille marnose grigio-azzurre e calcareniti e sabbie giallastre, fossilifere), giacciono in discordanza al di sopra dei depositi carbonatici di mare basso e vulcaniti oligo-miocenici e raggiungono i massimi spessori (~240 m) in corrispondenza del graben di Augusta, assottigliandosi fino ad estinguersi in prossimità degli horst bordieri (pozzo n. 9). La panchina tirreniana (Accordi, 1962, 1963) giace in discordanza sia al di sopra dei terreni infra-pleistocenici che oligo-miocenici.

Utilizzando le stratigrafie derivanti dai dati di pozzo, sono stati realizzati tre profili terra-mare (CAPITOLO 6), di fondamentale importanza per comprendere la prosecuzione, nei settori sommersi, dell'assetto strutturale del graben di Augusta e per assegnare dunque, con relativa certezza, un significato geologico al substrato acustico (*facies* SIP) su cui giacciono gli ulteriori termini sismo-stratigrafici.

Marco Firetto Carlino

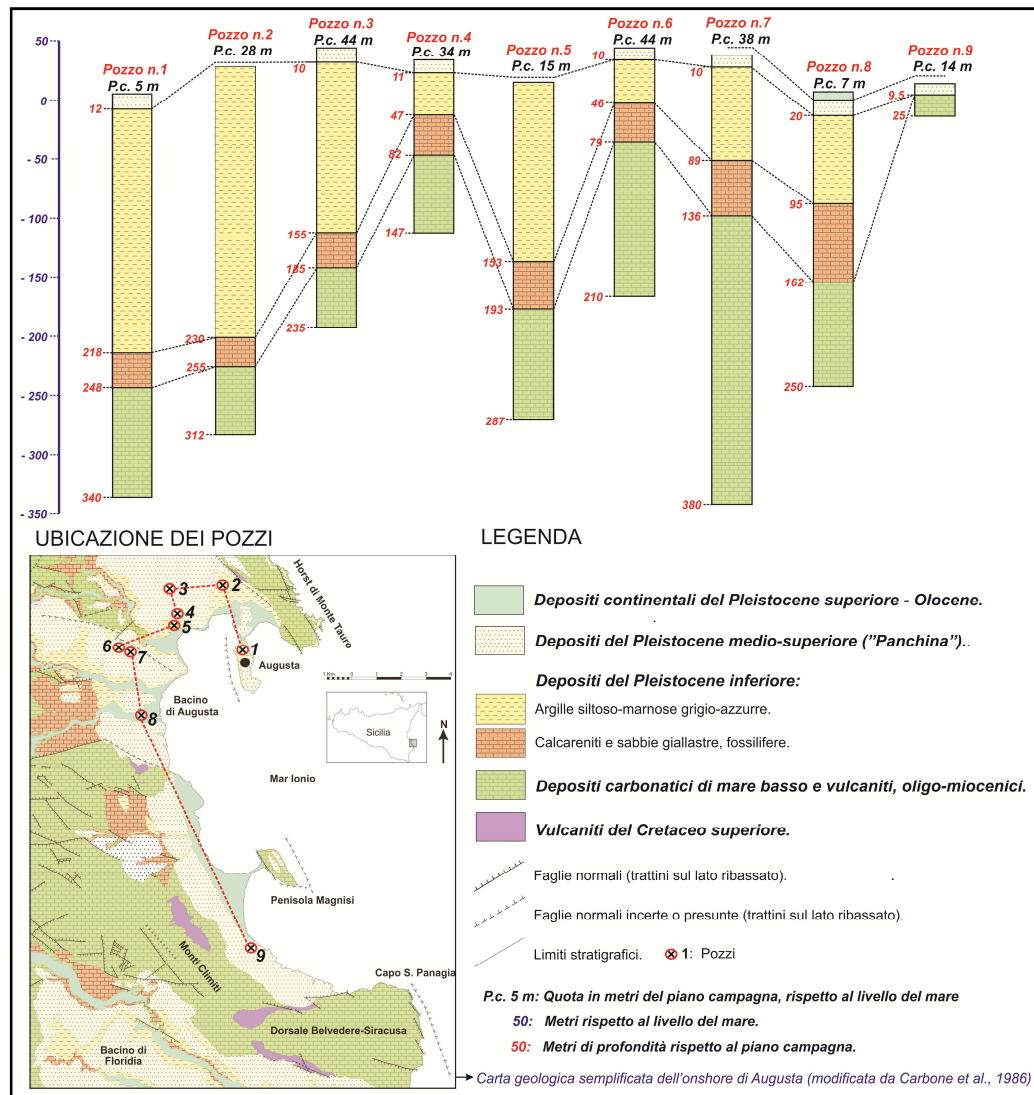


Figura 5.4.1) Caratteri stratigrafici dei dati di pozzo e relativa correlazione ed ubicazione al di sopra della carta geologica semplificata dell'onshore di Augusta (modificata da Carbone et al., 1986).

CAPITOLO 6. DISCUSSIONE

6.1 INTRODUZIONE

Il golfo di Augusta consiste in una depressione strutturale orientata circa NO-SE, colmata da depositi infra-pleistocenici discordanti al di sopra di termini carbonatici e vulcanici oligo-miocenici e delle vulcaniti del Cretaceo superiore, che affiorano in corrispondenza degli horst bordieri. La successione è chiusa verso l'alto dalla panchina tirreniana (Accordi, 1962, 1963) e da depositi continentali tardo-pleistocenici ed olocenici (**Figura 6.2.1** e **Figura 6.2.2**).

Per definire le caratteristiche morfologiche e stratigrafiche delle porzioni sommerse è stato utilizzato un ampio *dataset*, che consiste di dati geofisici (*Multibeam*, *Side Scan Sonar* e *Sub-bottom Chirp*), di dati derivanti dalle stratigrafie di n.9 pozzi trivellati in corrispondenza o nelle vicinanze delle aree costiere (**Figura 5.4.1** e **Figura 6.2.1**) e delle datazioni effettuate da Smedile et al., (2008) su una carota (*MS-06 piston core*) prelevata ad una profondità di ~70 m b.s.l. (**Figura 6.2.1** e **Figura 6.2.2**), oltre alle informazioni ricavate dalla letteratura esistente sull'area di studio e su aree con morfologie sommerse analoghe.

Si è proceduto in primo luogo confrontando i dati stratigrafici e strutturali delle zone emerse con i caratteri morfologici e sismo-stratigrafici delle aree di sommerse, al fine di comprendere le modalità di prosecuzione dell'assetto morfo-strutturale e stratigrafico del graben di Augusta e per definire la natura del substrato acustico (*facies* SIP), che rappresenta il termine geometricamente inferiore su cui giacciono le *facies* più recenti.

Successivamente, nonostante l'assenza di campionature dirette, considerando la totalità dei dati in possesso e i principi del metodo stratigrafico-sequenziale, è stato assegnato un significato geologico attendibile alle *facies* geofisiche individuate.

Infine, considerando i valori di profondità dei clinoformi più superficiali o della superficie di *toplap* della *facies* GS, sono state riscontrate evidenze di dislocazioni recenti e confrontate con i tassi di sollevamento misurati nelle aree emerse.

6.2 CORRELAZIONI TERRA-MARE E SIGNIFICATO GEOLOGICO DEL SUBSTRATO ACUSTICO

I dati geofisici mostrano una stretta relazione tra l'assetto morfologico delle zone sommerse e le caratteristiche morfo-strutturali delle aree emerse. I due promontori che limitano verso Nord e verso Sud il bacino che occupa la parte centrale dell'area di studio, si trovano infatti rispettivamente lungo la prosecuzione sud-orientale dell'horst di Mt. Tauro e la prosecuzione settentrionale dell'alto strutturale di Capo S. Panagia.

La *facies* SIP rappresenta il substrato acustico dell'area di interesse, il quale, ove affiorante, corrisponde agli alti morfologici terrazzati, profondamente incisi, anche in sottofondo (**Figura 6.2.6, Ag 02**), da un sistema di drenaggio ben sviluppato, che registra l'esposizione più o meno recente di un ampio settore di piattaforma a condizioni ambientali subaeree.

Per definire il significato geologico del substrato acustico sono stati realizzati n.3 profili terra-mare, ricavando tramite i dati di pozzo gli spessori dei termini affioranti (**Figura 5.4.1**) e considerando le informazioni geologiche areali derivanti dalla carta geologica semplificata del golfo di Augusta (modificata da [Carbone et al., 1986](#)). I profili, anche in questo caso esagerati verticalmente di un valore 8 volte maggiore rispetto a quello reale, in modo da evidenziare al meglio le geometrie deposizionali, interessano parte delle zone emerse e proseguono nelle aree sommerse con le linee SBC **Ag 13 (Profilo 1,**

Figura 6.2.3), Ag 09 (Profilo 2, Figura 6.2.4) e Ag 15 (Profilo 3, Figura 6.2.5).

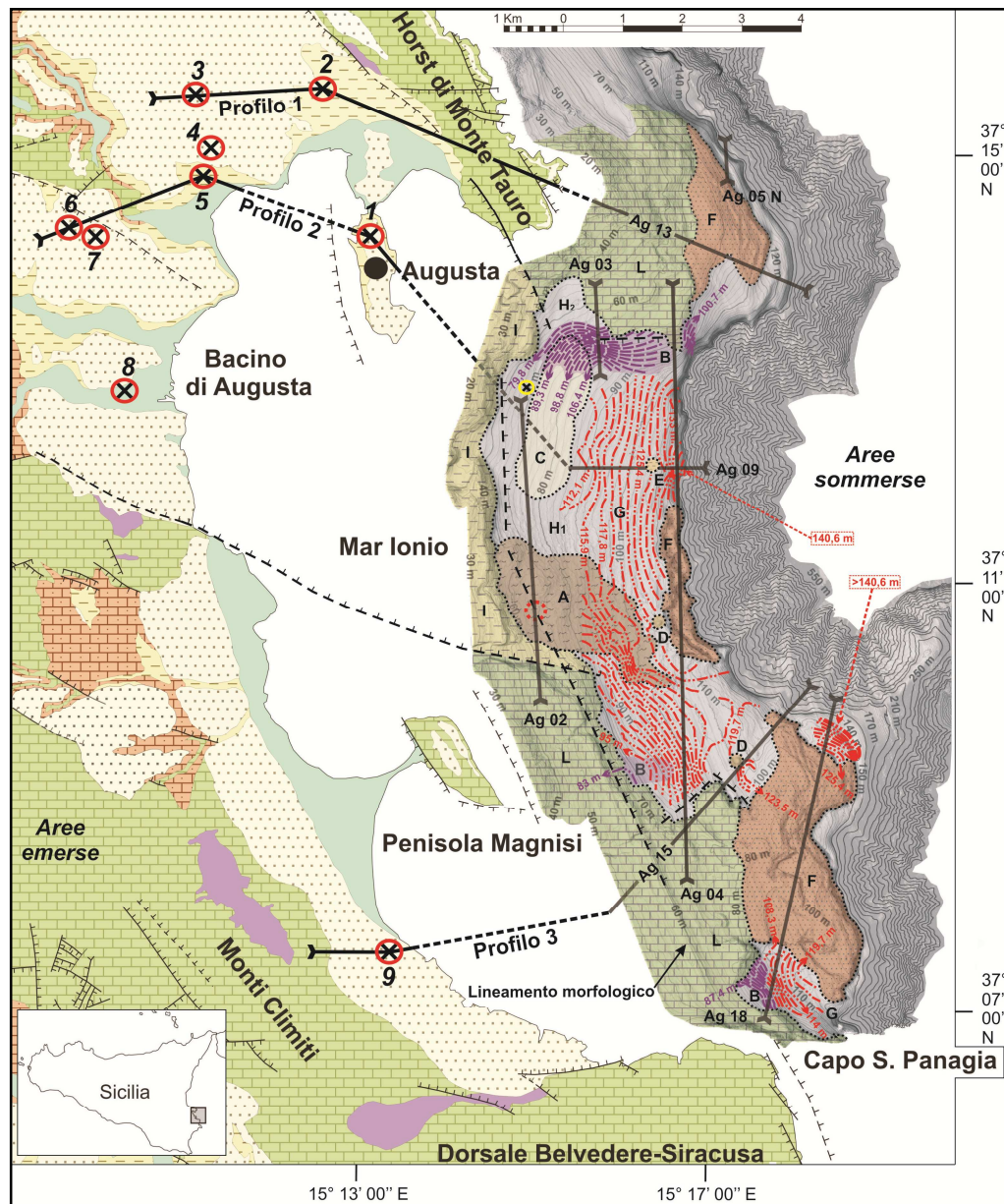


Figura 6.2.1. Distribuzione areale dei termini indicati nella legenda in Figura 6.2.2, ubicazione dei tre profili terra-mare (Figura 6.2.3, Figura 6.2.4 e Figura 6.2.5) e delle linee sismiche in Figura 6.2.6. Le isolinee in rosso, indicano la profondità della superficie di discordanza interposta tra la facies RC e le facies OEP e RPP, mentre quelle in viola indicano la profondità delle superfici di toplap o dei clinoformi più superficiali della facies GS (equidistanza pari a 1.9 m). Equidistanza delle isobate (linee scure) pari a 2 metri (m) nell'intervallo compreso tra le isobate 20 e 140, a 10 m nell'intervallo tra le isobate 140 e 150 ed a 20 m per profondità maggiori di 150 m (ovvero in corrispondenza della scarpata continentale).

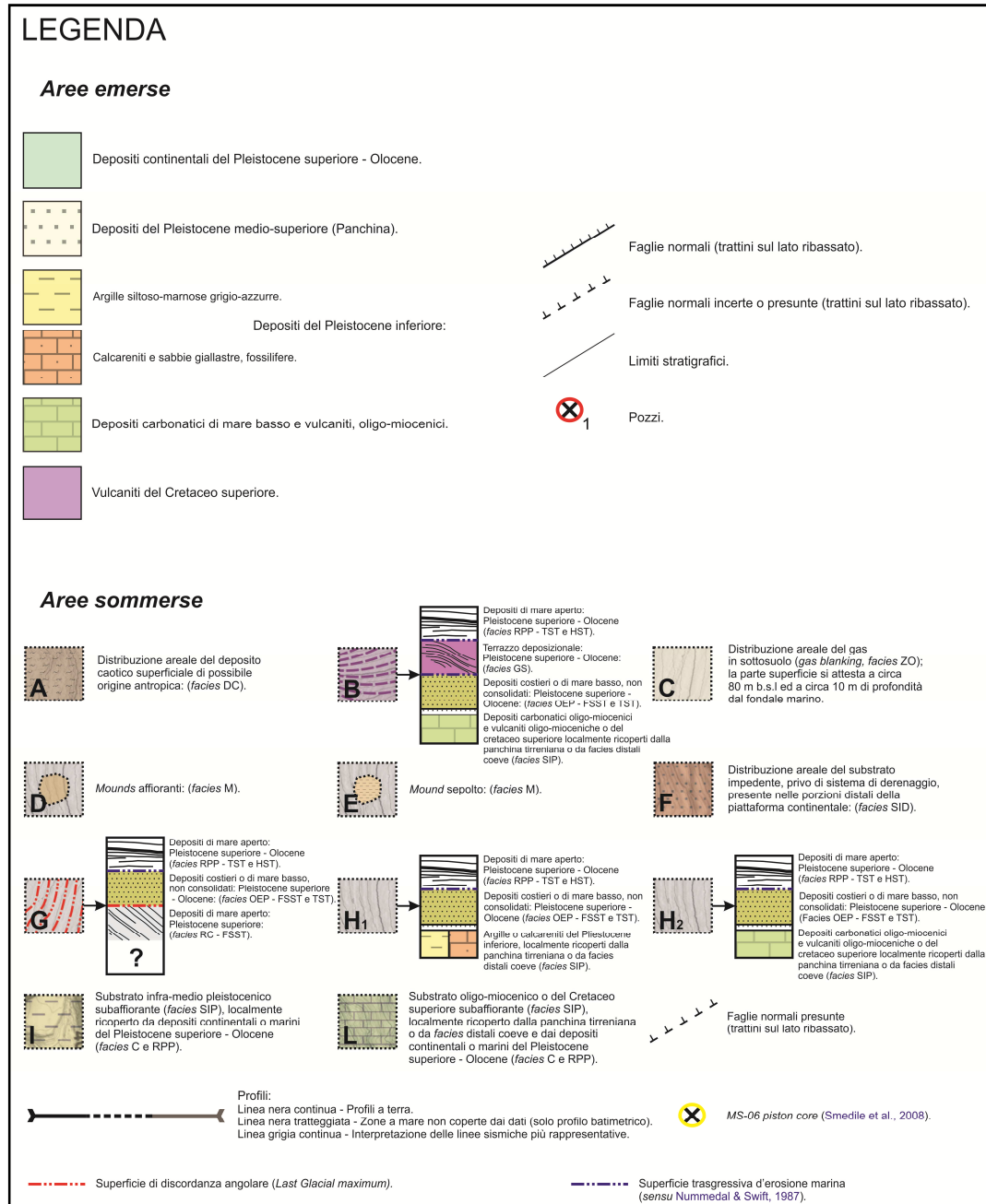


Figura 6.2.2. *Legenda relativa alla Figura 6.2.1; la superficie trasgressiva d'erosione marina (linea tratteggiata in blu) non è presente in Figura 6.2.1, ma è disegnata soltanto nelle colonnine stratigrafiche.*

In questo paragrafo l'attenzione è focalizzata sul significato geologico della *facies SIP* e sull'assetto morfo-strutturale dei settori sommersi, per cui le *facies* che occupano una posizione geometrica superiore verranno discusse in seguito.

Profilo 1 (Figura 6.2.3; traccia del profilo in **Figura 6.2.1)**; (pozzo n.3 e pozzo n.2 in **Figura 5.4.1)**: attraversa le porzioni settentrionali del graben di Augusta, l'horst di Mt Tauro e l'intero promontorio che limita il depocentro verso Nord. Il profilo mostra come la depressione strutturale sia confinata verso NE dai termini oligo-miocenici affioranti in corrispondenza dell'horst e che la *facies* SIP (porzione terrazzata ed incisa dell'alto morfologico), posta ad una distanza minima inferiore ai 150 m rispetto ai settori emersi, costituisce la parte sommersa dell'alto morfo-strutturale di Mt. Tauro, in corrispondenza della quale affiorano gli stessi termini oligo-miocenici ricoperti in discordanza dalla panchina tirreniana o da *facies* distali coeve (area **L** in **Figura 6.2.1**).

Profilo 2 (Figura 6.2.4; traccia del profilo in **Figura 6.2.1)**; (pozzo n.6, pozzo n.5 e pozzo n.1 in **Figura 5.4.1)**: attraversa la depressione strutturale, passando per un piccolo horst romboedrico delimitato da faglie ad orientazione NO-SE e NNE-SSO, compreso tra i pozzi n.6 e n.5, la penisola in cui sorge l'abitato di Augusta e la parte centrale del bacino, fino alla scarpata continentale. I terreni infra-pleistocenici raggiungono spessori di ~240 m (pozzo n.1) in corrispondenza della penisola e sembrano aumentare verso le aree sommerse. Tale assetto suggerisce chiaramente che l'alto morfologico terrazzato che limita il depocentro verso Ovest, sia costituito dagli stessi termini infra-pleistocenici ricoperti dalla panchina tirreniana o da *facies* distali coeve (area **I** in **Figura 6.2.1**).

Profilo 3 (Figura 6.2.5; traccia del profilo in **Figura 6.2.1)**; (pozzo n.9 in **Figura 5.4.1)**: interessa le porzioni orientali della dorsale dei Monti Climiti e l'intero alto morfologico che delimita il depocentro verso Sud. Il pozzo n.9 e i dati geologici delle aree emerse mostrano che nell'area costiera compresa tra la Penisola di Magnisi e la Dorsale

Belvedere-Siracusa, la panchina tirreniana giace in discordanza al di sopra dei carbonati e vulcaniti, oligo-miocenici e delle vulcaniti del Cretaceo superiore. La *facies* SIP sub-affiorante, che limita il bacino verso SO e verso Sud, si trova ad una distanza minima pari a circa ~500 m dalla penisola di Magnisi ed a meno di 200 m a Nord di Capo S. Panagia. Appare dunque evidente che il substrato acustico sub-affiorante nell'area descritta corrisponda alla prosecuzione verso mare delle aree emerse e che sia dunque costituito dagli stessi termini (area **L** in **Figura 6.2.1**).

I profili terra-mare insieme ai dati geologici hanno dunque evidenziato come l'assetto strutturale del graben di Augusta, continui verso mare, influenzando l'andamento morfologico della piattaforma continentale. Le strutture tettoniche attraverso cui il graben prosegue nei settori sommersi potrebbero essere, per quanto esposto, le prosecuzioni a mare di faglie dirette orientate NNO-SSE e NO-SE, come indicato in **Figura 6.2.1**. Per quanto esposto, la *facies* C (**Figura 6.2.5** e **Figura 6.2.6, Ag 02**), ovvero i riempimenti dei canali che incidono gli alti morfologici terrazzati, assume un significato analogo ai depositi continentali tardo-pleistocenici ed olocenici presenti nelle aree emerse.

Ad ulteriore conferma, è evidente che le porzioni prossimali degli alti morfologici sommersi sono limitate verso il centro da scarpate rettilinee di direzione sub-parallela ai lineamenti tettonici che dissecano le aree emerse (**Figura 6.2.1**). Tuttavia i dati sismici non mostrano evidenze di attività di tali presunte strutture, ad eccezione di un rigetto del substrato acustico pari a ~5 m, visibile in corrispondenza dell'intersezione tra la direzione del profilo sismico **Ag 02** e la prosecuzione nord-occidentale di un lineamento morfologico, orientato ~NNO-SSE, che attraversa le porzioni prossimali dell'alto morfologico meridionale. La dislocazione interessa anche i riflettori piano-paralleli della *facies* RPP, almeno fino al livello X (cerchio rosso tratteggiato in **Figura 6.2.1** e **Figura 6.2.6, Ag 02**).

Marco Firetto Carlino

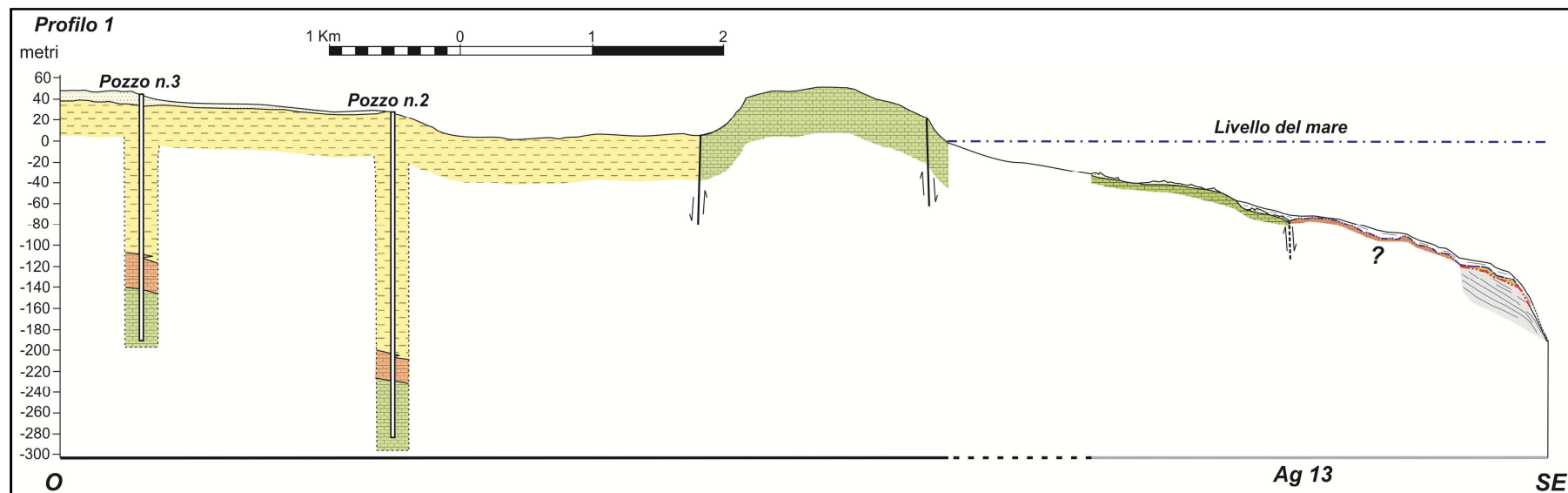


Figura 6.2.3. *Profilo terra-mare 1; traccia del profilo in Figura 6.2.1; legenda in Figura 6.2.7; esagerazione verticale 8x.*

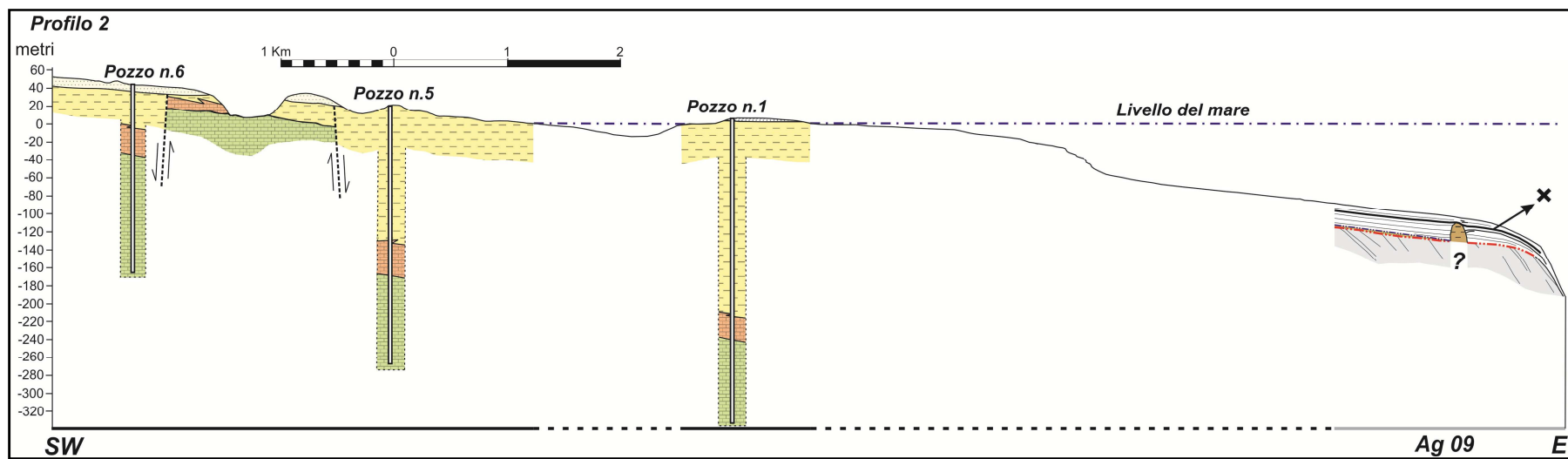


Figura 6.2.4. Profilo terra-mare 2; traccia del profilo in Figura 6.2.1; legenda in Figura 6.2.7; esagerazione verticale 8x.

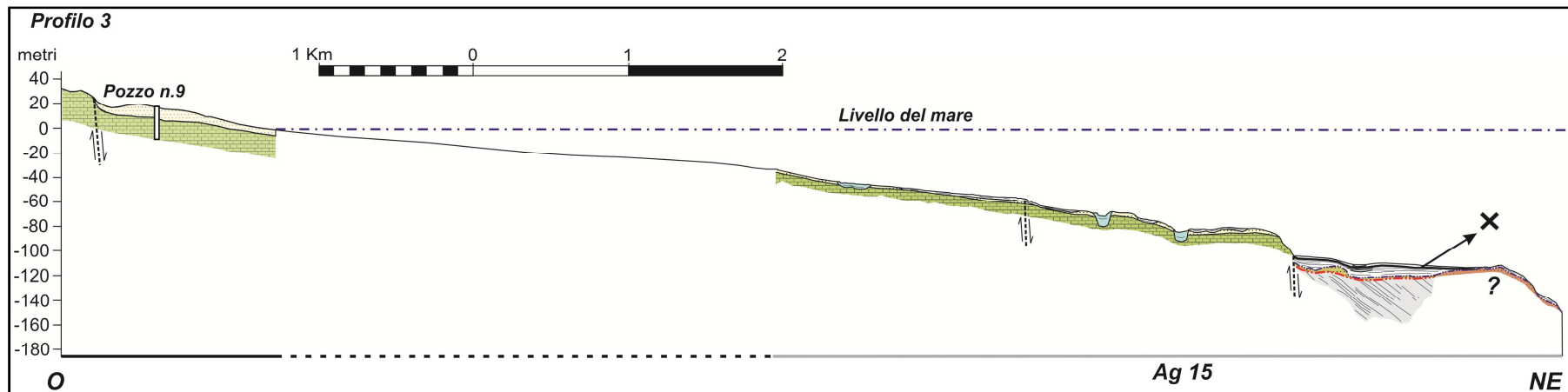


Figura 6.2.5. *Profilo terra-mare 3; traccia del profilo in Figura 6.2.1; legenda in Figura 6.2.7; esagerazione verticale 8x.*

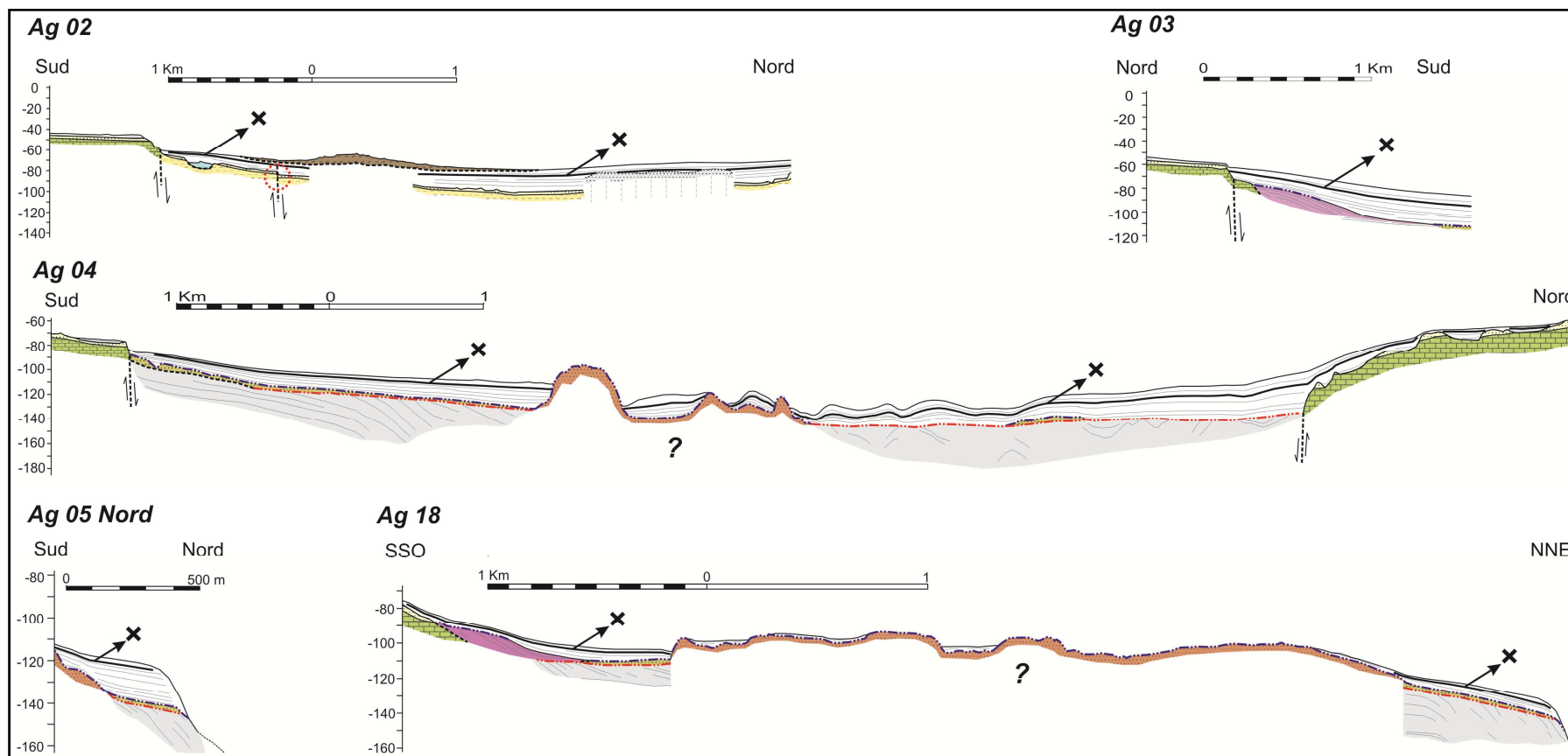


Figura 6.2.6. Significato geologico delle linee sismiche più rappresentative; traccia dei profili in Figura 6.2.1; legenda in Figura 6.2.7; esagerazione verticale 8x.

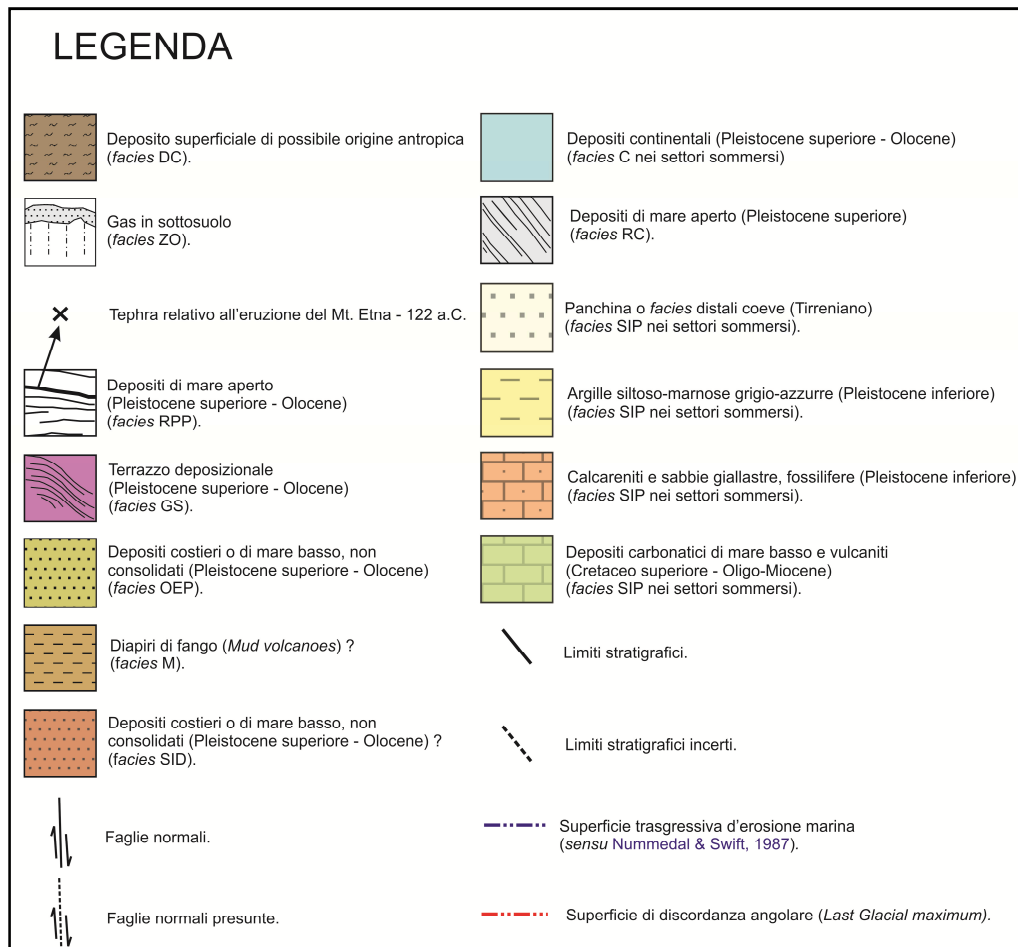


Figura 6.2.7. *Legenda relativa alle Figura 6.2.3, Figura 6.2.4, Figura 6.2.5 e Figura 6.2.6.*

6.3 CARATTERI STRATIGRAFICI DELLE AREE DEPOCENTRALI

Gli alti morfologici delimitano due aree bacinali; la prima occupa la parte centrale mentre la seconda è presente nelle porzioni più meridionali dell'area di studio e potrebbe proseguire verso Sud, in aree non coperte dai dati geofisici.

I depocentri presentano una configurazione sismo-stratigrafica differente rispetto a quella che caratterizza gli alti morfologici bordieri; mostrano infatti la sovrapposizione tra le *facies* RC, OEP e RPP (area **G** in **Figura 6.2.1**), tra le *facies* OEP, GS e RPP al di sopra dei termini

cretacei ed oligo-miocenici o infra-medio pleistocenici (area **B** in **Figura 6.2.1**) ed infine della *facies* RPP (ed OEP?) sui termini infra-medio pleistocenici (area **H1** in **Figura 6.2.1**) o sui termini cretacei ed oligo-miocenici (area **H2** in **Figura 6.2.1**).

Localmente sono state distinte la *facies* DC che occupa la posizione geometrica più elevata dell'intera successione (area **A** in **Figura 6.2.1**), la *facies* ZO, che interrompe la continuità laterale dei riflettori piano-paralleli, proiettando un'ombra acustica in sottosuolo (area **C** in **Figura 6.2.1**) e la *facies* M rinvenuta sia in affioramento che in sottosuolo (rispettivamente aree **D** ed **E** in **Figura 6.2.1**).

Sulla base delle analogie con aree che presentano configurazioni geometriche o elementi morfologici affini, delle datazioni effettuate da [Smedile et al., \(2008\)](#) sul campione *MS-06* e dei principi del metodo stratigrafico sequenziale è stato possibile assegnare un significato geologico attendibile alle suddette *facies* geofisiche, che verranno di seguito interpretate separatamente.

La carota *MS-06* (ubicazione in **Figura 6.2.1**) intercetta ~7 m di sedimenti pelitici grigio-scuri, interrotti a ~3 m di profondità b.s.f., da un livello di sabbia vulcanica spesso 3-4 cm e ricondotto dagli stessi autori al *tephra* relativo all'eruzione del Monte Etna, avvenuta nel 122 a.C. ed al livello X, visibile nella quasi totalità dei n.16 profili sismici, fino a profondità massime pari a ~10 m b.s.f.

Tra le linee sismiche descritte nel CAPITOLO 5, sono stati ridisegnati in chiave interpretativa i profili più significativi (**Figura 6.2.6**), oltre a quelli che rappresentano le prosecuzioni a mare dei **Profilo 1**, **Profilo 2** e **Profilo 3** (**Figura 6.2.3**, **Figura 6.2.4** e **Figura 6.2.5**).

La medesima disposizione geometrica dei riflettori superficiali, riconosciuta nell'area **G (Figura 6.2.1)** è stata ampiamente discussa in letteratura (e.g. [Ridente & Trincardi, 2002, 2005, 2006](#); [Hanebuth et al., 2003](#); [Trincardi et al., 2004](#); [Dahlgren et al., 2005](#)) in studi effettuati sia in Mar Mediterraneo che in bacini differenti. (**Figura 6.3.1**).

In particolare in Mar Adriatico gli orizzonti sismici che definiscono tale configurazione geometrica sono stati datati tramite campionature dirette ed interpretati da [Ridente & Trincardi \(2002\)](#) nella maniera seguente:

- la superficie di discordanza angolare interposta tra la *facies* a riflettori piano-paralleli e la *facies* a clinoformi corrisponde alla superficie di erosione subaerea (*subaerial unconformity*, [Sloss et al., 1949](#)), relativa alle fasi di emersione avvenute durante il più recente stazionamento basso del livello del mare (*lowstand*) relativo all'ultimo periodo glaciale (~18.000 anni fa), in cui il mare stazionava a ~120-130 m b.s.l., (**Figura 6.3.2**);
- le riflessioni piano parallele corrispondono ai depositi relativi alle successive fasi trasgressive e di stazionamento alto del livello del mare (*highstand*) tardo-pleistoceniche ed oloceniche (*transgressive ed highstand systems tract*, sensu [Hunt & Tucker, 1992](#));

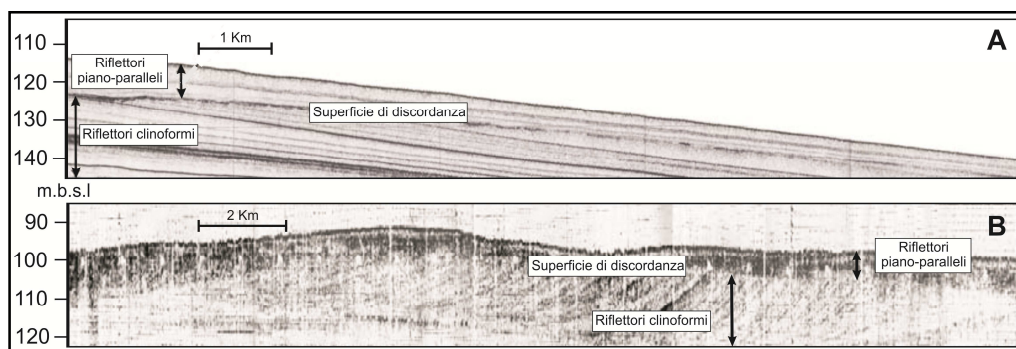


Figura 6.3.1. Esempi di geometrie sismo-stratigrafiche affini a quelle riscontrate nelle aree depocentrali dell'offshore di Augusta: A - Ubicazione: Mar Adriatico (modificato da [Ridente & Trincardi 2005](#)); B - Ubicazione Sunda shelf, sud-est asiatico (modificato da [Hanebuth et al., 2003](#)).

- i riflettori clinoformi corrispondono ai depositi di regressione forzata (*falling stage system tract*, sensu [Hunt & Tucker, 1992](#)), legata alle fasi di caduta del livello del mare, avvenute successivamente allo stazionamento alto del livello del mare tardo-pleistocenico (~125.000 anni fa, **Figura 6.3.2**).

Facies RPP: consiste in un fondale a morfologia regolare, degradante verso mare, caratterizzato da un basso ed omogeneo *backscatter* e dalla presenza in sottofondo di riflettori ad eco distinta, sub-orizzontali e tra loro sub-paralleli. Raggiunge spessori massimi pari a ~35 m e si assottiglia lateralmente man mano che il substrato acustico tende ad affiorare o in prossimità del margine della piattaforma (**Figura 6.2.3**, **Figura 6.2.4**, **Figura 6.2.5** e **Figura 6.2.6**).

Come precedentemente definito, il livello X, visibile fino a profondità massime pari a ~10 m b.s.f., corrisponde al *tephra* relativo all'eruzione del Monte Etna avvenuta nel 122 a.C. La datazione del livello di *tephra* ed il confronto con orizzonti sismici datati, che mostrano una configurazione geometrica simile (**Figura 6.3.1**), permette dunque di ricondurre la *facies* RPP ai depositi trasgressivi e di stazionamento alto del livello del mare, depositi nelle fasi successive all'ultimo periodo glaciale (~18.000 anni fa; *transgressive* ed *highstand systems tract*, sensu [Hunt & Tucker, 1992](#)).

Si evince dunque che ~10 m di sedimenti a stratificazione piano-parallela si sarebbero depositati in un intervallo di tempo pari a ~2100 anni, con un tasso di sedimentazione $\leq 4,8$ mm/y. Dato che la *facies* RPP raggiunge spessori massimi pari a ~35 m ed associando come sopra definito, la *facies* RPP ai depositi trasgressivi e di stazionamento alto tardo-pleistocenici ed olocenici di mare aperto, appare evidente che i tassi di sedimentazione

abbiano subito considerevoli variazioni durante la risalita del livello del mare, successiva all'ultimo periodo glaciale.

In particolare le riflessioni piano parallele perdono bruscamente di continuità laterale in corrispondenza delle porzioni di piattaforma continentale esposte a NE (**Figura 6.2.6, Ag 05 Nord e Ag 18**), attestando probabili fenomeni di erosione riconducibili alle variazioni degli equilibri idrodinamici innescate dalla recente trasgressione post-glaciale ed alle correnti, dirette verso Sud, che lambiscono l'attuale margine della piattaforma continentale.

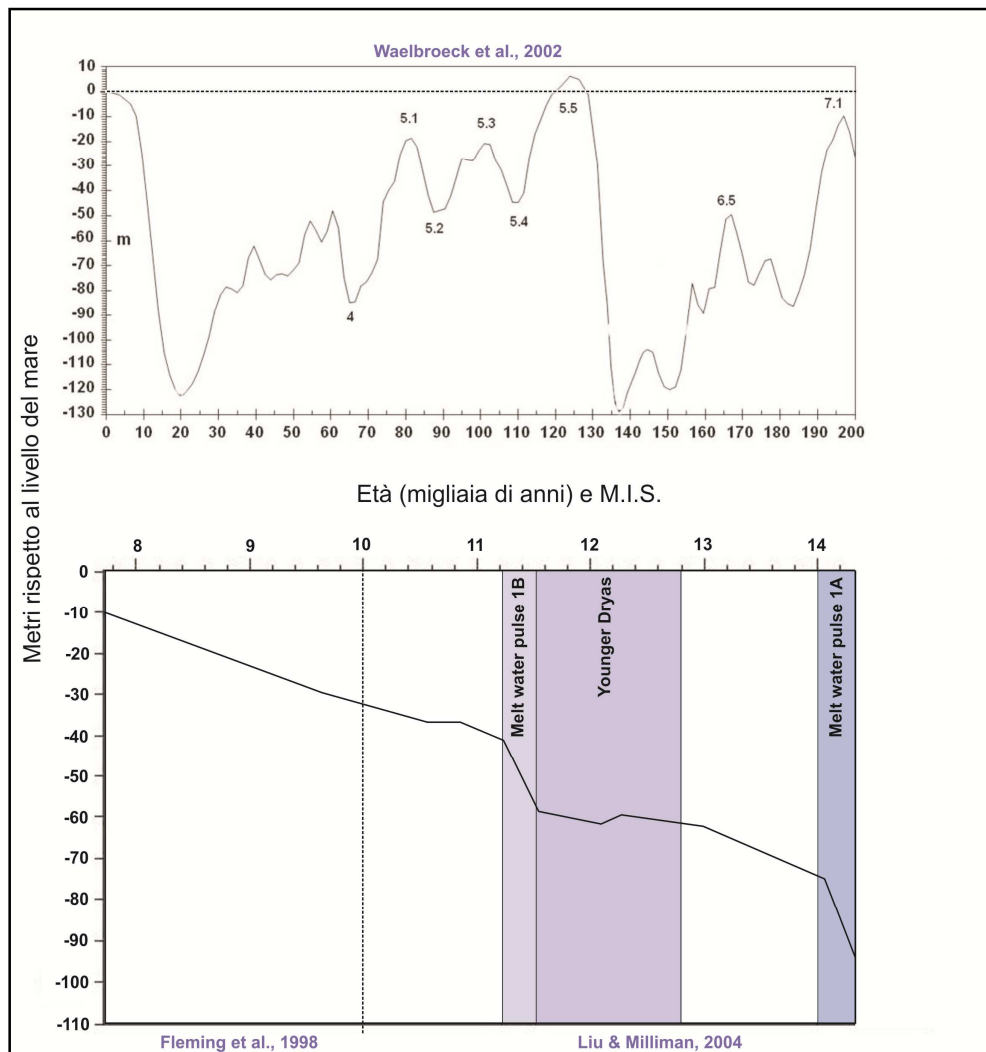


Figura 6.3.2. Curve di variazione eustatica del livello del mare, relative agli ultimi 200.000 anni (modificate da Waelbroeck et al., 2002, Liu & Milliman, 2004 e Fleming et al., 1998).

Facies RC: consiste in riflettori variamente inclinati (*oblique-tangential clinoform*, sensu Mitchum et al., 1977) visibili da una profondità di ~90 m fino ad oltre ~200 m b.s.l. Essi tendono a convergere verso i depocentri ed a divergere dalle porzioni terrazzate degli alti morfologici sommersi. Le riflessioni sono troncate verso l'alto da una superficie di discordanza angolare, che le separa dalle *facies* geometricamente superiori (*facies* OEP e RPP).

Analogamente a quanto espresso per la *facies* RPP e prendendo in considerazione la curva di variazione eustatica (Figura 6.3.2) risulta evidente che gli orizzonti sismici delimitati dai riflettori clinoformi potrebbero verosimilmente rappresentare i depositi di regressione forzata (*falling stage system tract*, sensu Hunt & Tucker, 1992), legata alle fasi di caduta del livello del mare tardo-pleistoceniche e che la suddetta superficie di discordanza sia legata alle fasi di esposizione a condizioni ambientali subaeree di gran parte della piattaforma continentale, durante l'ultimo periodo glaciale.

Facies OEP: interposta tra le due *facies* sopra descritte, essa corrisponde ad un orizzonte sismico di elevata ampiezza, spesso fino a ~5 m, che proietta un'eco indistinta e prolungata; l'elevata riflettività di tali orizzonti è indice di sedimenti a granulometria più grossolana rispetto ai depositi identificati dalle *facies* RPP e RC.

Corrisponde verosimilmente a depositi di ambiente costiero o di mare basso non consolidati, deposti in continuità di sedimentazione con le *facies* di mare aperto, durante le fasi di regressione tardo-pleistoceniche e di successiva trasgressione post-glaciale. Il limite tra la *facies* OEP e la *facies* RPP corrisponde dunque alla superficie che si forma come conseguenza dei processi erosivi che avvengono durante le fasi trasgressive in ambienti costieri o nella parte più elevata della *shoreface* ad opera del moto ondoso (superficie trasgressiva

d'erosione marina, *transgressive ravinement surface*, Nummedal & Swift, 1987). Tale superficie interessa in realtà qualunque porzione di fondale esposta ai processi erosivi innescati dalle fasi trasgressive, ma per fini semplificativi è rappresentata solo al di sopra delle facies depocentrali o della *facies* SID in **Figura 6.2.3**, **Figura 6.2.4**, **Figura 6.2.5** e **Figura 6.2.6**.

Superficie di discordanza angolare interposta tra la *facies* RC e le *facies* OEP e RPP: corrisponde essenzialmente, per quanto fin ora esposto, alla superficie di erosione subaerea (*subaerial unconformity*, Sloss et al., 1949) relativa alle fasi di emersione della piattaforma continentale, avvenute durante l'ultimo stazionamento basso del livello del mare (~18.000 anni fa; ~120-130 m b.s.l.), (**Figura 6.3.2**). In **Figura 6.2.1**, è rappresentata tramite isolinee in rosso, che esprimono i relativi valori di profondità b.s.l. Nella parte centrale dell'area di interesse, in prossimità del ciglio della piattaforma, essa si trova a profondità di poco maggiori ai 140 m b.s.l., comunemente associata alla presenza dei sedimenti grossolani costieri o di mare basso, definiti dalla *facies* OEP (**Figura 6.2.6**, **Ag 04**).

La costa orientale della Sicilia è soggetta a condizioni idrodinamiche di bassa o moderata energia, comunemente associata a moti ondosi diretti verso SO, di lunghezza d'onda compresa tra 8 e 10 m (CAPITOLO 2, paragrafo 2.4.3). E' noto che la profondità di influenza del moto ondoso (*wave base*) sul fondale è circa equivalente alla lunghezza delle onde che lo producono e coincide con l'*offlap break* dei clinoformi, oltre il quale si depositano le *facies* a granulometria più sottile (CAPITOLO 4). A monte dell'*offlap break* sono invece generalmente presenti depositi a granulometria più grossolana, assimilabile a quelli espressi dagli orizzonti sismici identificati dalla *facies* OEP.

Considerando dunque una profondità massima visibile della superficie di discordanza in oggetto pari a ~140 m, il livello del mare relativo all'ultimo periodo glaciale (~120-130 m b.s.l.) e che, date le condizioni idrodinamiche dell'area di studio, i processi erosivi possono verificarsi anche in ambienti marini di profondità ≤ 10 m b.s.l., non è possibile risalire a recenti processi di dislocazione.

Facies GS e tassi di subsidenza: a ridosso degli alti morfologici terrazzati sono presenti corpi progradanti ed aggradanti, a geometria sigmoidale (*facies GS*), ben preservati, le cui riflessioni interne corrispondono alla disposizione geometrica indicata da [Mitchum & Vail \(1977\)](#) con i termini *sigmoid progradation* e *oblique progradation* e che si formano durante processi di progradazione ed aggradazione dei depositi costieri legati a fasi di stazionamento relativo o di rallentamento nella risalita del livello del mare (**Area B** in **Figura 6.2.1** e **Figura 6.2.6**).

La disposizione geometrica delle riflessioni interne e le isolinee che raccordano le superfici di *toplap* o del clinoforme meno profondo (isolinee in viola in **Figura 6.2.1**), mostrano come la disposizione dei corpi in progradazione sia fortemente condizionata dall'andamento del substrato sul quale giacciono; essi tendono a convergere verso il centro di aree depresse ed a divergere qualora il substrato acustico formi in sottosuolo una zona rialzata.

La *facies GS* giace inoltre secondo un rapporto geometrico di *downlap* anche al di sopra dei depositi costieri o di mare basso del Pleistocene superiore - Olocene (*facies OEP*) o dei depositi di regressione forzata, tardo-pleistocenici (*facies RC*). La posizione geometrica confina temporalmente le fasi deposizionali ad uno stazionamento relativo o ad un rallentamento nella risalita del livello del mare, avvenuti successivamente all'ultimo periodo

glaciale e precedentemente alle fasi di deposizione di parte dei depositi trasgressivi e dei depositi di stazionamento alto del livello del mare tardo-pleistocenici ed olocenici (*facies* RPP).

La risalita post-glaciale del livello del mare, avvenuta principalmente in un intervallo di tempo compreso tra ~18.000 e ~6.000 anni fa, è stata interrotta da un brusco ritorno a condizioni climatiche glaciali, durante un periodo, noto in letteratura col termine *Younger Dryas* (**Figura 6.3.2**) in un arco di tempo compreso tra ~12.900 e ~11.500 anni fa, in corrispondenza del quale, il livello medio del mare stazionava a ~60 m b.s.l. (Dansgaard et al., 1989; Berger, 1990; Liu & Milliman 2004; Carlson, 2008). Questo evento di scala globale è stato riconosciuto dall'analisi di dati di diverso tipo come ad esempio la quantità di metano nell'atmosfera, da cui si evincono informazioni riguardo le precipitazioni e le temperature atmosferiche (Brook et al., 2000; Sowers, 2006).

Nonostante non si possa definire con assoluta certezza e nonostante non si abbiano informazioni riguardo dislocazioni recenti nelle aree sommerse, da quanto esposto è comunque possibile che i terrazzi deposizionali (*facies* GS) si siano depositi durante tale periodo, anche se le profondità minime dei clinoformi meno profondi o delle superfici di *toplap*, assimilabili al livello medio del mare durante le fasi di deposizione, si trovino a profondità nettamente maggiori di ~60 m b.s.l.

In particolare, l'*onlap* relativo al terrazzo deposizionale posto a ridosso dell'alto morfologico settentrionale (**Figura 6.2.1** e **Figura 6.2.6, Ag 03**) si trova ad una profondità di ~80 m b.s.l., mentre la profondità minima della superficie di *toplap* relativa al terrazzo presente nel bacino che occupa le parti meridionali dell'area di studio, si trova a profondità di ~88 m b.s.l. (**Figura 6.2.1** e **Figura 6.2.6, Ag 18**).

Marco Firetto Carlino

Assumendo a ragion veduta, che i due terrazzi, i quali occupano la medesima posizione geometrica rispetto alle *facies* adiacenti, si siano formati durante lo stesso periodo, risulta chiaro che i settori sommersi del golfo di Augusta abbiano subito in tempi recenti, dislocazioni differenziali. Se si assume inoltre, nonostante non si possa definire con assoluta certezza, che essi si siano depositi durante lo *Younger Dryas*, successivamente alla ripresa delle fasi trasgressive, ovvero a partire da ~11.500 anni fa, i settori bacinali su cui poggiano avrebbero subito processi di subsidenza pari a ~20 m nei settori settentrionali e pari a ~28 m nei settori meridionali.

Si calcolano quindi tassi di subsidenza indicativi pari a ~1,7 mm/y per i settori settentrionali del bacino e di ~2,4 mm/y per i settori meridionali. Tale caratteristica sarebbe in accordo con le dislocazioni differenziali calcolate nei settori emersi ma in disaccordo con il significato delle stesse (sollevamenti differenziali nei settori emersi e subsidenza differenziale nei settori sommersi).

Facies DC: consiste di un'area di superficie pari a circa 3 km², a fondo irregolare ed a *backscatter* disomogeneo a cui corrisponde un orizzonte sismico di spessore massimo pari a ~8 m, di elevata ampiezza acustica, caratterizzato da riflessioni interne caotiche. Occupa la posizione geometrica più elevata, dato che si sovrappone ai sedimenti trasgressivi e di stazionamento alto tardo-pleistocenici ed olocenici (*facies RPP*), (**Area A** in **Figura 6.2.1** e **Figura 6.2.6, Ag 02**).

I dati in possesso non permettono di definire il significato dell'orizzonte in oggetto; potrebbe essere interpretabile come un corpo di frana recente, ma a monte non sembrano sussistere le condizioni geologiche tali da giustificare un deposito superficiale di questa entità. La presenza di numerose industrie nell'area di Augusta e Priolo e i dati di letteratura attestanti alti valori di

inquinamento delle aree marine (Magazzù et al., 1995; Di Leonardo et al., 2007), lasciano pensare che il deposito superficiale potrebbe consistere di materiale di origine antropica, scaricato sul fondale (Budillon et al., 2008).

Facies ZO: consiste di un orizzonte sismico ad eco indistinta e prolungata, che si trova a profondità comprese tra 75 m e 80 m b.s.l e che proietta un’ombra acustica nel sottofondo. E’ noto in letteratura che l’attenuazione delle onde acustiche emesse può essere causata dalla presenza di gas in sottosuolo (e.g. Wever et al., 1998; Okyar & Ediger, 1999; Schroot & Schuttenhelm, 2003; Jones et al., 2010).

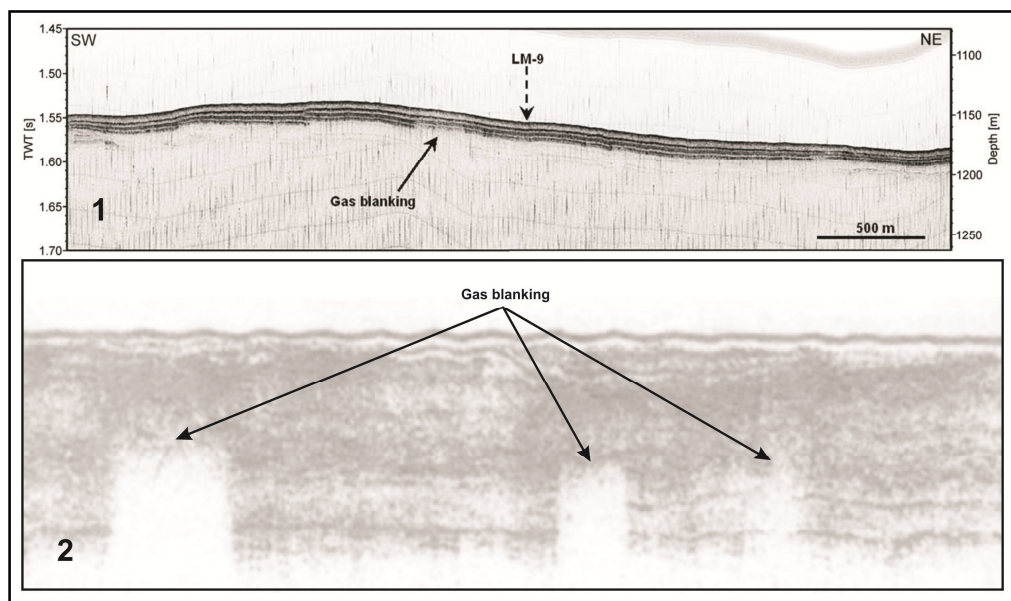


Figura 6.3.3) Attenuazione delle onde acustiche emesse dalla strumentazione Sub-bottom Chirp, provocata da un deposito gassoso in sottosuolo (1 – Fig. 6 in Jones et al., 2010; 2 - Fig. 3 in Schroot & Schuttenhelm, 2003).

Analogamente, la facies ZO (**Area C** in **Figura 6.2.1** e **Figura 6.2.6**, **Ag 02**) rappresenterebbe un deposito di gas in sottosuolo che risale per differenza di densità, attraverso i sedimenti olocenici, non oltre il livello di *tephra* dell'eruzione del 122 a.C. (livello X).

Facies M: consiste di tre elementi a morfologia positiva, a base circolare di diametro pari a ~150 m, due affioranti per oltre 10 m dal fondo bacinale circostante (**Area D** in **Figura 6.2.1**) ed uno sepolto al di sotto dei sedimenti olocenici a stratificazione piano-parallela (**Area E** in **Figura 6.2.1** e **Figura 6.2.4**). La base è comunemente circondata da una zona avvallata (*moat*), in corrispondenza della quale si accumulano depositi a granulometria grossolana. La porzione sommitale dei *mounds* affioranti presenta una leggera depressione e la superficie mostra elementi a morfologia positiva, di dimensioni dell'ordine del metro, disposti caoticamente in superficie. Ai dati di sottosuolo il *mound* sepolto appare come un orizzonte impedente di bassa ampiezza, che si erge direttamente dalla superficie di discordanza o da zone più profonde (**Figure 5.2.7**, **Figura 5.2.8**, **Figura 5.3.6** e **Figura 6.2.4**).

In prossimità del *mound* affiorante nelle porzioni meridionali del bacino, i depositi clinoformi tardo-pleistocenici (*facies* RC) e quelli di ambiente costiero o di mare basso del Pleistocene superiore - Olocene (*facies* OEP) mostrano una leggera curvatura verso l'alto (cerchio rosso in **Figura 5.3.10**, **Figura 5.3.11** e **Figura 6.2.5**).

L'assenza di campionature dirette non permette di conoscere l'effettiva natura di tali morfologie, che vengono dunque interpretate sulla sola base delle caratteristiche geofisiche. Appare evidente da quanto detto, che i *mounds* si innalzavano dal fondale marino, precedentemente o durante la deposizione dei sedimenti trasgressivi e di stazionamento alto del livello del mare tardo-pleistocenici ed olocenici (*facies* RPP). L'area depressa (*moat*) che li circonda è infatti riconducibile all'incremento della capacità erosiva delle correnti di fondo che lambiscono tali morfologie e che portano all'erosione delle stesse e del fondale circostante, con l'accumulo selettivo di materiale grossolano alla base.

Nonostante non si escluda, dato il fatto che si trovano grossomodo alle stesse profondità e data la presenza di elementi di elevato *backscatter* sulle parti sommitali, che si tratti di strutture biocostruite, la flessione verso l'alto delle *facies* RC e OEP in prossimità degli stessi, potrebbe essere conseguenza di risalita, da zone profonde, di materiale a minore densità che deformava i sedimenti tardo-pleistocenici ed olocenici. Diversi studi effettuati in aree sommerse, mostrano inoltre che i vulcanetti di fango (*mud volcanoes*) ampiamente documentati in letteratura, presentano caratteristiche di superficie e di sottosuolo molto simili a quelle descritte per quel che riguarda i *mounds* presenti nei settori sommersi di Augusta (**Figura 6.3.4**). Secondo tale interpretazione, gli elementi a morfologia positiva presenti sulla superficie potrebbero rifletterne la struttura intrinseca o corrispondere a blocchi di materiale litoide strappato da livelli profondi a causa della risalita del diapiro.

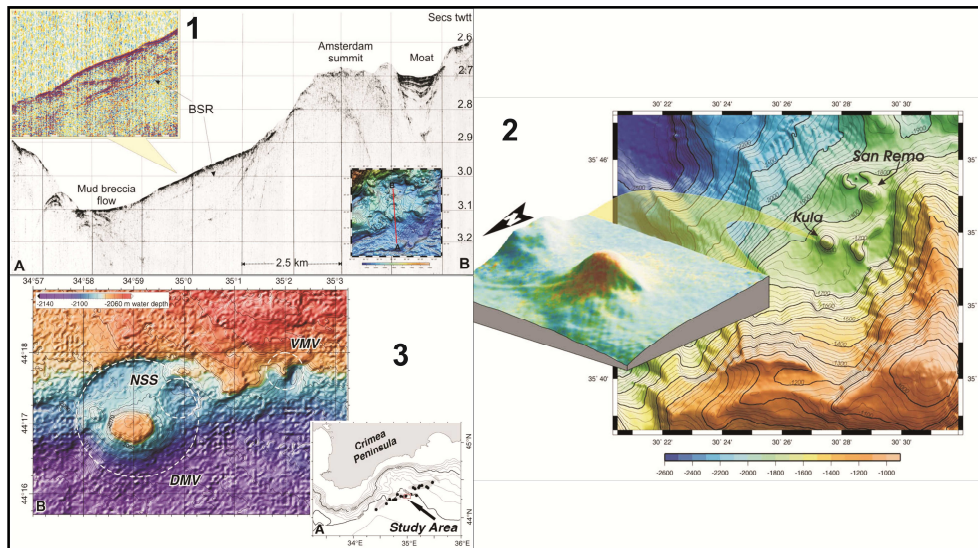


Figura 6.3.4) *Morfologia e caratteristiche si sottosuolo di “mud volcanoes” riscontrati in studi recenti effettuati in aree sommerse, tramite strumentazioni SONAR; 1 - Fig. 8 in Lycouis et al., 2009; 2 - Fig. 12 in Lycouis et al., 2009; 3 - Fig. 2 in Greinert et al., 2006).*

Inoltre, le masse profonde a minore densità risalgono spesso attraverso lineamenti tettonici, che rappresentano vie di fuga

preferenziale; i *mounds* sono allineati in direzione ~NNO-SSE, compatibile con il sistema di faglie dello *Ionian-Etnean Branch* della *Siculo Calabrian Rift Zone* (Monaco et al. 1997; Monaco & Tortorici, 2000; Monaco & Tortorici 2007; Catalano et al., 2008a), e sub parallelo al lineamento morfologico (**Figura 6.2.1**) che attraversa l'alto morfologico meridionale e che mostra segni di attività recente (**Figura 6.2.6, Ag 02**). La presenza di lineamenti tettonici attivi nelle aree sommerse avvalorerebbe l'ipotesi delle dislocazioni recenti calcolate tramite le profondità dei terrazzi deposizionali (*facies* GS).

6.4 INTERPRETAZIONE DEGLI ALTI MORFOLOGICI DISTALI

Nelle porzioni distali della piattaforma continentale di Augusta, a profondità comprese tra ~80 m e 130 m b.s.l., lungo le prosecuzioni orientali degli alti morfologici che limitano verso Nord e verso Sud il depocentro principale dell'area di studio ed in corrispondenza del ciglio della piattaforma stessa, sono presenti morfologie positive, che consistono di creste ed elementi cuneiformi irregolari (*facies* SID), circondate da scarpate ad andamento curvilineo. Questi settori sono privi di un ben evidente sistema di drenaggio superficiale, non mostrano una spiccata continuità laterale e tendono a diminuire di profondità verso le porzioni centrali (**Figura 5.2.4, Area F in Figura 6.2.1.**). E' infine evidente che i depositi di regressione forzata tardo-pleistocenici (*facies* RC) perdono improvvisamente di continuità laterale lungo direttrici verticali corrispondenti ai limiti laterali delle ombre acustiche proiettate da tali morfologie (**Figura 6.2.6, Ag 04 e Ag 18**).

In genere, i depositi di ambiente costiero progradano divergendo dal substrato su cui poggiano, se rilevato rispetto alla profondità dell'*offlap break*; viceversa tendono a convergere verso le aree depresse con geometrie tipo *downlap*. Tale configurazione geometrica

è ad esempio rispettata dai terrazzi deposizionali identificati dalla *facies* GS (**Area B** in **Figura 6.2.1**), che tendono a convergere o divergere qualora il substrato acustico costituisca rispettivamente una zona depressa con spazio utile per l’accomodamento dei sedimenti al di sotto del livello di base di azione delle onde (*wave base*) o se al contrario fornisca un appoggio rilevato per la giustapposizione dei clinoformi.

Ad esempio, i depositi sedimentari tardo-pleistocenici ed olocenici, che circondano l’alto morfologico del Gargano, in Mar Adriatico ([Ridente & Trincardi, 2002, 2005, 2006](#); [Cattaneo et al., 2003](#)), (**Figura 6.4.1**) mostrano le geometrie descritte. Questo assetto geometrico non si verifica però per quel che riguarda la *facies* SID (**Figura 6.2.5** e **Figura 6.2.6, Ag 04 e Ag 18**).

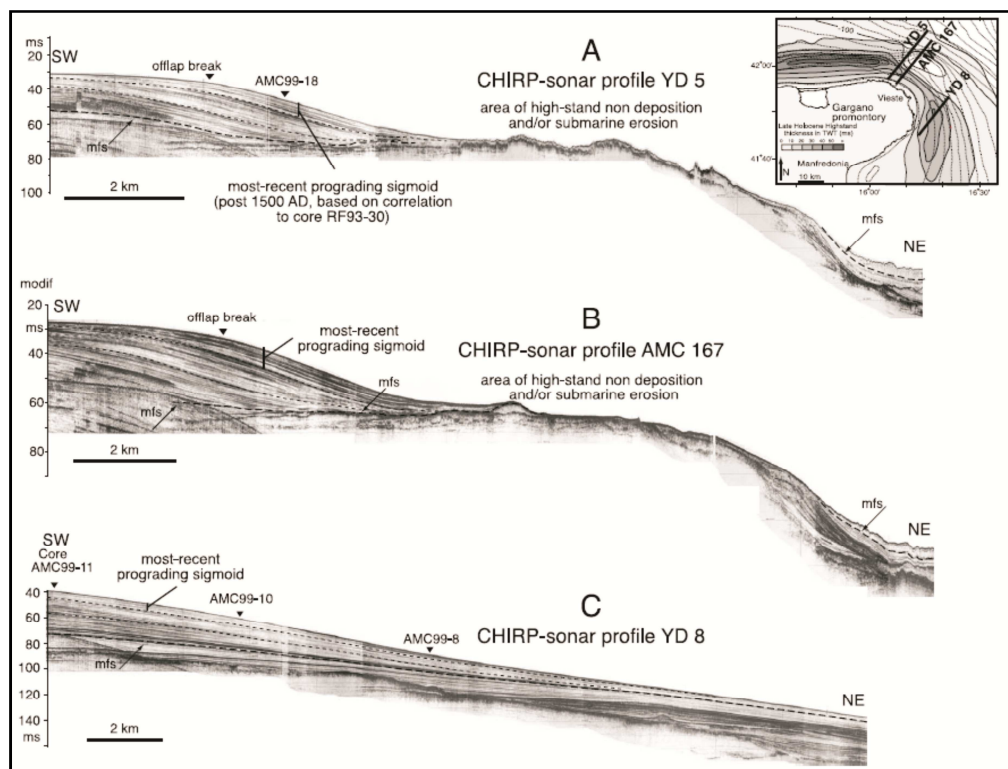


Figura 6.4.1) *Profili Sub-bottom Chirp, che mostrano la disposizione dei depositi di piattaforma circostanti l’alto morfologico del Gargano, Mar Adriatico (Fig. 8 in Cattaneo et al., 2003). I depositi divergono da una zona sopraelevata e tendono a convergere verso le aree di bacino.*

Recenti studi condotti da [Bassetti et al., \(2006\)](#) sui depositi sommersi del Golfo di Lione (Mediterraneo occidentale), hanno

evidenziato come i sedimenti successivi all'ultimo periodo glaciale giacciono al di sopra della relativa superficie di discordanza angolare, legata alle fasi di emersione della piattaforma continentale e che consistano principalmente di depositi trasgressivi, successivamente rimaneggiati nella parte esterna della piattaforma continentale in dune e creste sabbiose (Berné et al., 1998; Rabineau, 2001).

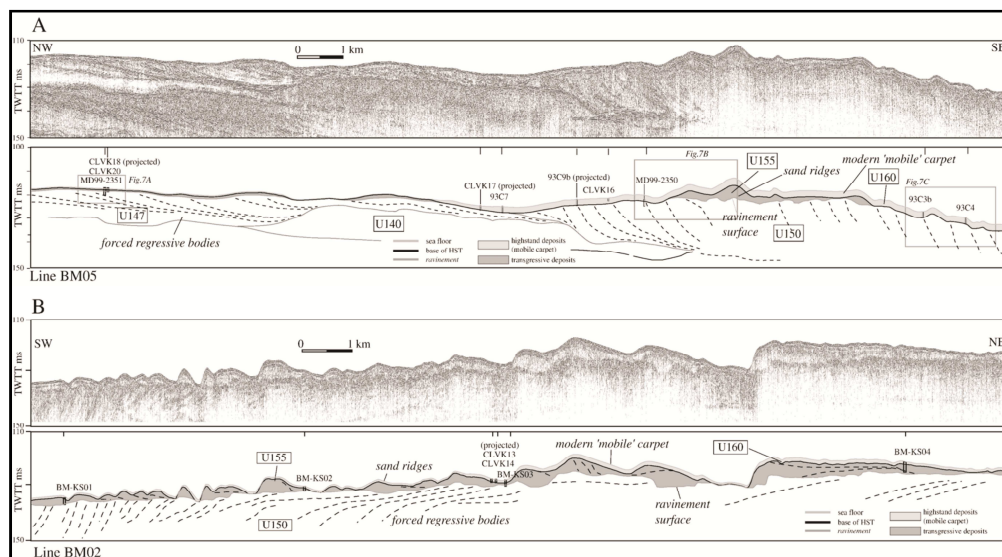


Figura 6.4.2) Profili Sparker, che mostrano la presenza di corpi sabbiosi recenti, sovrapposti ai depositi clinoformi di regressione forzata, nel Golfo di Lione (Mediterraneo occidentale); (Fig. 5 in Bassetti et al., 2006). Lo Sparker opera a frequenze diverse dalla strumentazione Sub-bottom Chirp; tale caratteristica va a discapito della risoluzione delle immagini ma permette di investigare a profondità più elevate e di attraversare corpi a granulometria grossolana o consolidati.

Tali corpi sedimentari giacciono estesamente sui depositi clinoformi regressivi e si trovano a profondità comprese tra ~80 e ~120 m b.s.l.; oltre tali profondità lasciano spazio alle facies di mare aperto (Figura 6.4.2). Essi sono stati in primo luogo descritti da Boucart (1945) che li definì col termine *sables du large*, equivalenti alle *offshore sands* di Emery (1968), il quale osservò che sono presenti in molte piattaforme continentali e concluse che tali corpi si sono depositati durante e nelle fasi immediatamente successive all'ultimo periodo glaciale. Il passaggio tra i corpi sabbiosi e i depositi fangosi di mare aperto avviene attraverso una brusco dislivello di entità pari anche a 20-25 m (Berné et al., 2002).

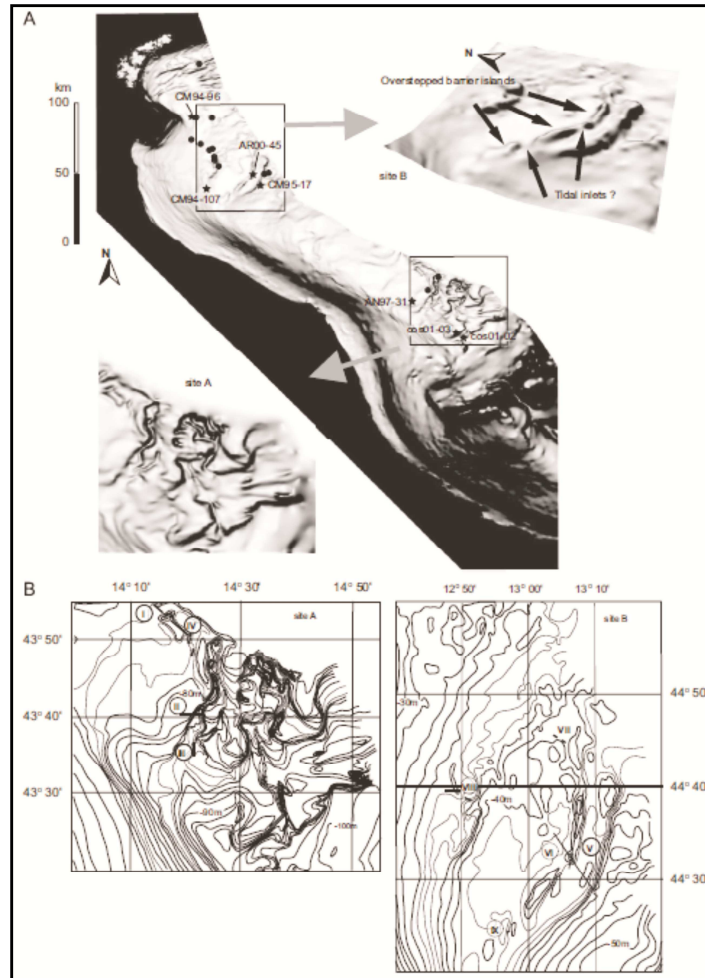


Figura 6.4.3) Corpi sedimentari isolati riscontrati in Mar Adriatico, che mostrano caratteristiche morfologiche simili alla facies SID dell'offshore di Augusta (Fig. 2 in Storms et al., 2008).

Morfologie simili, che consistono di due corpi sedimentari isolati, sono state riscontrate anche in Mar Adriatico (Storms et al., 2008) e sono state interpretate, tramite ricostruzioni paleo-oceanografiche, analisi sedimentologiche e dati sismici, come sistemi barriera-laguna, formati durante le fasi di rapida risalita del livello del mare, successiva all'ultimo periodo glaciale (Figura 6.4.3).

Nonostante non si escluda del tutto che la facies SID possa assumere il significato di alti morfologici preesistenti rispetto alle fasi di deposizione dei depositi di regressione forzata tardo-pleistocenici (facies RC), le anomalie geometriche, l'assenza di evidente sistema di drenaggio superficiale e le analogie con morfologie simili riscontrate nei

dati di letteratura, suggeriscono che essa potrebbe verosimilmente consistere di un elemento pellicolare più recente rispetto ai suddetti riflettori clinoformi, che proietta, data l'elevata impedenza, un'ombra acustica nel sottofondo, mascherando le riflessioni sottostanti.

Nei settori sommersi del golfo di Augusta i depositi regressivi costieri o di mare basso, in progradazione, corrispondenti alle *facies* prossimali dei depositi clinoformi (*facies* RC) e i successivi depositi trasgressivi costieri o di mare basso, retrogradanti, corrispondenti alle *facies* prossimali dei depositi di mare aperto del Pleistocene superiore - Olocene (*facies* RPP), avrebbero estesamente ricoperto l'area di piattaforma continentale. In primo luogo si sarebbero depositi in corrispondenza delle aree depocentrali (*facies* OEP) ove sarebbero stati precocemente ricoperti dai depositi a stratificazione piano-parallela di mare aperto (*facies* RPP) e, successivamente, al di sopra delle porzioni distali, prominenti, degli alti morfologici, contemporaneamente alla deposizione, nelle aree depocentrali, dei sedimenti di mare aperto. Nelle zone sopraelevate, in ambiente costiero, tali depositi avrebbero subito processi diagenetici precoci, che giustificano l'elevata impedenza acustica e le caratteristiche di riflettività attestanti la presenza di fondale indurito. Tali processi di diagenesi precoce dei sedimenti costieri o di mare basso sono ampiamente trattati nei dati di letteratura ed attualmente oggetto di discussione (e.g. [Kelletat, 2006](#); [Noé et al., 2006](#); [Vousdoukas et al., 2007](#)).

CAPITOLO 7. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Lo studio effettuato ha permesso di ricavare importanti elementi, utili per la comprensione dell'evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica dei settori sommersi del golfo di Augusta e di confrontare l'assetto geologico-strutturale e morfologico delle aree sommerse con le corrispettive aree emerse.

Per definire quanto esposto, è stato utilizzato un ampio *dataset*, che consiste di dati geofisici (*Multibeam*, *Side Scan Sonar* e *Sub-bottom Chirp*), di dati derivanti dalle stratigrafie di n.9 pozzi trivellati in corrispondenza o nelle vicinanze delle aree costiere e di informazioni relative alle datazioni effettuate da [Smedile et al., \(2008\)](#) su una carota (*MS-06 piston core*) prelevata ad una profondità di ~70 m b.s.l., oltre alle informazioni ricavate dalla letteratura esistente sull'area di studio e su aree e morfologie sommerse analoghe.

L'area di Augusta è ubicata lungo il litorale ionico del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale), che, nel quadro dei processi di convergenza e successiva collisione tra le placche euro-asiatica ed africana, rappresenta la propaggine più settentrionale ed emersa del Blocco Pelagiano ([Burrolet et al., 1978](#)), ovvero dell'area di avampaese africano, che comprende tutte le zone sommerse del canale di Sicilia, Lampedusa, le isole maltesi e parte della costa meridionale della Sicilia. Il Plateau Ibleo costituisce un settore sollevato, inarcato e flessurato della crosta continentale africana, al di sopra del quale avanzano, con convergenza meridionale, le falde dell'orogene Appenninico-Maghrebide ([Lentini et al., 1994](#)).

Il Bacino di Augusta consiste di un graben allungato in direzione NO-SE, interessato da diversi sistemi di faglie normali, principalmente orientate secondo direttrici NO-SE, NNO-SSE, NE-SO e ENE-OSO e risultanti sia da dinamiche connesse ai suddetti fenomeni di convergenza che a processi geodinamici, interni all'area di avampaese.

Il graben di Augusta è colmato da sedimenti di età infra-medio-pleistocenica, che giacciono in discordanza al di sopra di termini oligo-miocenici e supra-cretacei, che costituiscono l'ossatura degli horst circostanti (Carbone, 1985; Bianca et al., 1999; Catalano et al., 2007; Catalano et al., 2010).

La parte sommersa del golfo di Augusta consiste di un'area di piattaforma continentale, di ampiezza inferiore ai 10 Km, il cui limite esterno ricalca l'andamento generale della linea di costa. La piattaforma è limitata verso Est dalla relativa scarpata continentale, interessata da una fitta rete di incisioni erosive, che localmente sembrano convergere in *canyons* profondi.

L'area di studio presenta una morfologia alquanto irregolare, data la presenza di alti morfologici, la cui superficie presenta diversi terrazzi, incisi da un ben sviluppato sistema di drenaggio superficiale, visibile fino a profondità di massime ~80 m b.s.l. Tali aree sono bordate da scarpate di direzione compatibile con quella dei sistemi di faglia che dissecano le aree emerse. Gli alti morfologici terrazzati rappresentano il termine geometricamente più profondo (substrato acustico) delle diverse unità sismo-stratigrafiche, tardo-pleistoceniche ed oloceniche, riconosciute attraverso l'analisi dei dati geofisici e limitano verso il centro un'area depocentrale di superficie pari a circa 20 km². Nelle porzioni distali dell'area di studio, sono invece presenti termini a morfologia positiva, irregolari, privi di sistema di drenaggio superficiale e limitati da scarpate ad andamento curvilineo.

In definitiva, tramite l'analisi associata di dati geofisici di superficie e del sottofondo ed il confronto con i dati relativi alle aree emerse si è giunti alle seguenti conclusioni:

- L'assetto strutturale che caratterizza i settori emersi del golfo di Augusta prosegue nelle corrispettive aree sommerse. Le strutture tettoniche attraverso cui il graben principale si estende nei settori sommersi sembrano coincidere con le prosecuzioni a mare di

Marco Firetto Carlino

faglie dirette orientate NNO-SSE e NO-SE, così come l'allungamento stesso delle depressioni strutturali che interessano il margine ionico del Plateau Ibleo.

- Le faglie a direzione NNO-SSE mostrano segni di attività durante l'Olocene.
- L'*offshore* di Augusta presenta due aree a differente evoluzione stratigrafica;
 - 1) i promontori terrazzati sommersi, profondamente incisi da un ben sviluppato sistema di drenaggio superficiale, sono costituiti dello stesso substrato oligo-miocenico e supra-cretaceo, in corrispondenza delle prosecuzioni a mare degli horst di Mt Tauro e di Capo S. Panagia, e tardo-pleistocenico in corrispondenza degli alti morfologici terrazzati ivi compresi. Entrambe le aree sono ricoperte, in discordanza, dai termini del Pleistocene medio e dai depositi continentali e marini del Pleistocene superiore-Olocene. Scarpate di direzione sub-parallela ai lineamenti tettonici che dissecano le aree emerse limitano tali settori verso il centro dell'area di studio.
 - 2) le zone depocentrali sono invece riempite da una successione spessa fino ad oltre 100 m ed essenzialmente costituita, dal basso verso l'alto, da:
 - depositi di mare aperto a geometria clinoforme, di spessore > 50 m, deposti durante le fasi di caduta del livello del mare, tardo-pleistoceniche e poggianti sul substrato che costituisce l'ossatura degli alti morfologici terrazzati o su termini indefiniti.
 - depositi di ambiente costiero o di mare basso non consolidati, di spessore massimo pari a ~5 m, deposti in continuità di sedimentazione con le *facies* di mare aperto, durante le fasi di regressione tardo-pleistocenica e di trasgressione successiva all'ultimo periodo glaciale.

Marco Firetto Carlino

- terrazzi deposizionali, spessi oltre 30 m e ampi fino ad oltre 500 m, formatisi durante fasi di stazionamento relativo del livello del mare, nell'ambito della trasgressione successiva all'ultimo periodo glaciale.
- depositi trasgressivi e di stazionamento alto del livello del mare (*highstand*) tardo-pleistocenici ed olocenici a stratificazione piano-parallela, spessi fino a ~35 m.
- Le morfologie positive ed irregolari rinvenute in corrispondenza della piattaforma esterna, nonostante non si escluda del tutto che possano assumere il significato di alti morfologici preesistenti rispetto alle fasi di deposizione dei depositi di regressione forzata tardo-pleistocenici, date le anomalie geometriche, l'assenza di evidente sistema di drenaggio superficiale e le analogie con morfologie simili riscontrate nei dati di letteratura, potrebbero verosimilmente consistere di un elemento pellicolare più recente rispetto ai suddetti riflettori clinoformi, che proietta, data l'elevata impedenza, un'ombra acustica in sottosuolo, mascherando le riflessioni sottostanti.

Nei settori sommersi del golfo di Augusta i depositi regressivi costieri o di mare basso, in progradazione, corrispondenti alle *facies* prossimali dei depositi clinoformi tardo-pleistocenici e i successivi depositi trasgressivi costieri o di mare basso, retrogradanti, corrispondenti alle *facies* prossimali dei depositi di mare aperto del Pleistocene superiore - Olocene, avrebbero estesamente ricoperto l'area di piattaforma continentale. In primo luogo si sarebbero depositi in corrispondenza delle aree depocentrali, ove sarebbero stati precocemente ricoperti dai depositi a stratificazione piano-parallela di mare aperto e, successivamente, al di sopra delle porzioni distali, prominenti, degli alti morfologici terrazzati, contemporaneamente alla deposizione, nelle aree depocentrali, dei sedimenti di mare aperto.

Marco Firetto Carlino

Nelle zone sopraelevate, in ambiente costiero, tali depositi avrebbero subito processi diagenetici precoci, che giustificano l'elevata impedenza acustica e le caratteristiche di riflettività attestanti la presenza di fondale indurito.

- La scarpata continentale, particolarmente nei settori esposti a NE, è attualmente in arretramento, probabilmente a causa della variazione degli equilibri idrodinamici innescata dalla recente trasgressione post-glaciale ed a causa delle correnti, dirette verso Sud, che lambiscono l'attuale margine della piattaforma; gli alti morfologici che occupano le porzioni distali dell'area di studio, prevengono localmente i suddetti processi erosivi.
- Sono stati individuati tre elementi morfologici isolati, qui definiti col termine *mound*, a base circolare, di diametro medio pari a circa 150 m, due affioranti per oltre 10 m dal fondale marino ed uno sepolto. Nonostante non si escluda, dato anche il fatto che si trovano grossomodo alle stesse profondità e per la presenza di elementi ad alto *backscatter* alla sommità che si tratti di strutture biocostruite, la flessione verso l'alto dei depositi clinoformi di mare aperto tardo-pleistocenici e dei sedimenti di ambiente prossimale sovrastanti, potrebbe essere conseguenza di risalita, da zone profonde, di materiale a minore densità. Tali masse risalgono spesso attraverso lineamenti tettonici, che rappresentano vie di fuga preferenziale; i *mounds* sono allineati in direzione circa ~NNO-SSE, compatibile con il sistema di faglie dello *Ionian-Etnean Branch* della *Siculo Calabrian Rift Zone* (Monaco et al. 1997; Monaco & Tortorici, 2000; Monaco & Tortorici 2007; Catalano et al., 2008a). Per le suddette motivazioni e per analogie riscontrate nei dati di letteratura, sono stati dunque interpretati come vulcanetti di fango (*mud volcanoes*).

Marco Firetto Carlino

- La superficie di discordanza, estesa lungo le aree depocentrali dei settori sommersi del golfo di Augusta, interposta tra i depositi clinoformi regressivi di mare aperto tardo-pleistocenici e i più recenti depositi trasgressivi e di stazionamento alto del livello del mare tardo-pleistocenici ed olocenici, corrisponde a fasi erosive legate all'esposizione a condizioni ambientali subaeree, di gran parte della piattaforma continentale, durante l'ultimo periodo glaciale (~18.000 anni fa il mare stazionava a ~120-130 m b.s.l.). Considerando una profondità massima visibile della superficie di discordanza in oggetto pari a ~140 m, il livello del mare relativo all'ultimo periodo glaciale e che, date le condizioni idrodinamiche dell'area di studio, i processi erosivi possono verificarsi anche in ambienti marini di profondità ≤ 10 m b.s.l., non è possibile risalire a recenti processi di dislocazione.
- Assumendo a ragion veduta, che i due terrazzi deposizionali, i quali occupano la medesima posizione geometrica rispetto alle *facies* adiacenti, si siano formati durante lo stesso stazionamento del livello del mare, risulta chiaro che i settori sommersi del golfo di Augusta abbiano subito in tempi recenti, dislocazioni differenziali. Se si assume inoltre, nonostante non si possa definire con assoluta certezza, che essi si siano depositi durante lo *Younger Dryas*, successivamente alla ripresa delle fasi trasgressive, ovvero a partire da ~11.500 anni fa, i settori bacinali su cui poggiano avrebbero subito processi di subsidenza pari a ~20 m nei settori settentrionali e pari a ~28 m nei settori meridionali. Si calcolano quindi tassi di subsidenza indicativi pari a ~1,7 mm/y per i settori settentrionali del bacino e di ~2,4 mm/y per i settori meridionali, durante le fasi di risalita successiva all'ultimo periodo glaciale. Tale caratteristica sarebbe in accordo con le dislocazioni differenziali calcolate nei settori emersi ma in disaccordo con il significato delle stesse (sollevamenti differenziali nei settori emersi

Marco Firetto Carlino

e subsidenza differenziale nei settori sommersi) e fornirebbero ulteriore conferma riguardo la recente attività delle faglie che dissecano i settori ionici dell'avampaese ibleo.

- La mancanza di *markers* nelle aree relative agli alti morfologici terrazzati che occupano gran parte delle porzioni prossimali dell'area di studio, non hanno permesso di constatare se tali zone sono affette da processi di sollevamento o di subsidenza.
- Ad una profondità compresa tra 75 m e 80 m b.s.l. è presente un deposito gassoso che si attesta a profondità pari a ~10 m b.s.f.
- In posizione geometrica superiore ai depositi tardo-pleistocenici ed olocenici di mare aperto, è presente un deposito di probabile origine antropica, di superficie pari a ~3 km² e spesso fino a 8 m.

BIBLIOGRAFIA

ACCORDI B., *Some data on the Pleistocene stratigraphy and related pigmy mammalian faunas of eastern Sicily*, Quaternaria, 6, 415-429, 2 tt., 3 ff., Roma, (1962).

ACCORDI B., *Rapporti tra il Milazziano della costa Iblea (Sicilia sud-orientale) e la comparsa di Elephas mnaidriensis*, Geologica Romana, 2, 295-304, 6 ff., (1963).

ADAM J., REUTHER C. D., GRASSO M. & TORELLI L., *Active fault kinematics and crustal stresses along the Ionian margin of southeastern Sicily*, Tectonophysics, 326, 217-239, (2000).

ANDERSON H. & JACKSON J., *The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea*, Geophys. J. Royal Astr. Soc. 91: 613-637, (1987).

ANTONIOLI F., KERSHAW S., RUST D. & VERRUBBI V., *Holocene sea-level change in Sicily and its implications for tectonic models: new data from the Taormina area, northeast Sicily*, Marine Geology, 196, 53-71, (2003).

ANTONIOLI F., FERRANTI L., LAMBECK K., KERSHAW S., VERRUBBI V. & DAI PRA G., *Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea)*, Tectonophysics, 422, 23-40, (2006).

AUTORI VARI, *Carta geologica della Sicilia sud-orientale*, Map scale 1:100000 S.EL.CA. Firenze, (1984).

Marco Firetto Carlino

- AZZARO R. & BARBANO M. S., *Analysis of the seismicity of Southeastern Sicily: a proposed tectonic interpretation*, Annali di Geofisica, Vol. 43, n.1, pp. 171-188, (2000).
- BASSETTI M.A., JOUET G., DUFOIS F., BERNÉ S., RABINEAU M. & TAVIANI M., *Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes*, Marine Geology 234, 93–109, (2006).
- BASSINOT F.C., LABEYRIE, L.D., VINCENT E., QUIDELLEUR X., SHACKLETON N.J. & LANCELOT Y., *The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal*, Earth Planet. Sci. Lett., 126, 91-108, (1994).
- BEN-AVRAHAM Z. & GRASSO M., *Collisional zone segmentation in Sicily and surroundings areas in the Central Mediterranean*, Annales Tectonicae, 4(2), 131-139, (1990).
- BEN AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L., *Principali domini strutturali dalla collisione continentale neogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*, Mem. Soc. Geol. Ital. 45, 453-462, (1990).
- BEN-AVRAHAM Z. & GRASSO M., *Crustal structure variations and transcurrent faulting at the eastern and western margins of the eastern Mediterranean*. Tectonophysics, 196, pp. 269-277, (1991).
- BELLO M., FRANCHINO A., & MERLINI S. *Structural model of Eastern Sicily*, Mem. Soc. Geol. It., 55, 61-70, 9ff. 1tab., 2 pl. f.t., (2000).
- BERGER W. H., *The Younger Dryas cold spell - a quest for causes*, Global and Planetary Change 3 (3): 219–237, (1990).

Marco Firetto Carlino

- BERNÉ' S., LERICOLAIS G., MARSSET T., BOURILLET J.F. & DE BATIST, M., *Erosional shelf sand ridges and lowstand shorefaces. Examples from tide and wave dominated environments of France*, J. Sediment. Res. 68 (4), 540–555, (1998).
- BERNE' S., SATRA C., ALOÏSI J.C., BAZTAN J., DENNIELOU B., DROZ L., DOS REIS A.T., LOFI J., MÉAR Y. & RABINEAU, M., *Carte morphobathymétrique du Golfe du Lion, notice explicative*, Ifremer, Brest, (2002).
- BIANCA M., MONACO C., TORTORICI L. & CERNOBORI L., *Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake*, Geophys. J. Int. 139, 370-304, (1999).
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S., & MOSTARDINI F., *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*, Mem. Soc. Geol. It. 38, 429-458, (1987).
- BOCCALETTI M., CELLO G. & TORTORICI L., *Transtensional tectonics in the Sicily Channel*, Journal of Structural Geology, v. 9, p. 869-876, (1987).
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMERIGLIO G. & VALENSISE, G., *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1980*, Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, 973 pp, (1995).
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P., *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1990*, Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, 644 pp, (1997).
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F., *Rocce e successioni sedimentarie*, Scienze della Terra, UTET: pp. 395, (1989).

Marco Firetto Carlino

BOURCART J., *Etude des sediments pliocènes et quaternaries du Roussillon*, service Carte Géologique de France. Bulletin 45, 395-476, (1945).

BOUSQUET J.C. & LANZAFAME G., *Compression and Quaternary tectonic inversion on the Northern edge of the Hyblean Mountains, foreland of the Appenine-Maghrebian chain in Eastern Sicily (Italy): geodynamic implications for Mt. Etna*, GeoActa, vol. 3, 2004, 165-177, (2004).

BROOK E.J., HARDER S., SEVERINGHAUS J., STEIG E.J. & SUCHER, C.M., *On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the last glacial period*, Global Biogeochemical Cycles 14, 559–572, (2000).

BROWN L.F. & FISHER W.L., *Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins*, in: PAYTON C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir, vol. 26., American Association of Petroleum Geologists, pp. 213-248, (1977).

BRUUN P., *Sea level rise as a cause of shore erosion*, Journal Waterways and Harbours Division, 88 (1-3), 117-130, (1962).

BÜDEL J., *Climatic geomorphology*, Princeton, Princeton University Press, (1982).

BUDILLON F., FERRARO L., HOPKINS T. S., IORIO M., LUBRITTO C., SPROVIERI M., BELLONIA A., MARZAIOLI F. & TONIELLI R., *Effects of intense anthropogenic settlement of coastal areas on seabed and sedimentary system: a case study from the Augusta Bay (Southern Italy)*, Rendiconti Online, Soc. Geol. It., 3, 142-143, (2008).

Marco Firetto Carlino

BUROLLET P.F., MUGNIOT G.M. & SWEENEY P., *Geology of the Pelagian Block: The margin and basin of Southern Tunisia and Tripolitania*, in: NAIRN A., KANES W. & STELHI F.G. (Eds.), *The Ocean Basin and Margin*, Plenum, New York, pp. 331-419, (1978).

CAMOIN G., & DUCHAFOUR H., *Essai de reconstitution d'un récif à rudistes du Maastrichtien de la région de Pachino (S.E. de la Sicile)*, in 8^a réunion annuelle des sciences de la terre, Marseille, Soc. Géol. Fr., 1 p., (1980).

CARBONE S. & LENTINI F., *Caratteri deposizionali delle vulcaniti del Miocene superiore negli Iblei (Sicilia sud-orientale)*, Geol. Romana, 20, 79-101, (1981a).

CARBONE S. & LENTINI F., *Rapporti tra vulcanismo miocenico e tettonica nel settore orientale dei M. Iblei (Sicilia sud-orientale)*, Mem. Soc. Geol. It., 24, 367-386, (1981b).

CARBONE S., COSENTINO M., GRASSO M., LENTINI F., LOMBARDO G., & PATANE' G., *Elementi per una prima valutazione dei Caratteri Sismotettonici dell'Avampese Ibleo (Sicilia Sud-orientale)*, Mem. Soc. Geol. It., 24, 507-520, 6ff. (1982a).

CARBONE S., DI GERONIMO I., GRASSO M., IOZZIA S. & LENTINI F., *I terrazzi marini quaternari dell'area iblea (Sicilia sud-orientale)*, C.N.R.-Progetto finalizzato geodinamica-Sottoprogetto neotettonica, Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. n. 506, pp. 1-35, (1982b).

CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F., *Considerazioni sull'evoluzione geodinamica della Sicilia sud-orientale dal Cretaceo al Quaternario*, Mem. Soc. Geol. It., 24, 367-386, 9 ff., (1982c).

Marco Firetto Carlino

CARBONE S., *I depositi Pleistocenici del Settore Nord-Orientale Ibleo tra Agnone e Melilli (Sicilia SE): Relazione tra Facies e Lineamenti Strutturali*, Boll. Soc. Geol. It. 104, 405-420, 3ff., 1tab., 3 tavv., (1985).

CARBONE S., GRASSO M., & LENTINI F., *Carta Geologica del Settore nord-orientale ibleo*, Scala 1:50.000, S.EL.CA. Firenze, (1986).

CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F., *Lineamenti geologici del Plateau Ibleo (Sicilia S.E.), Presentazione delle Carte Geologiche della Sicilia Sud-Orientale*, Mem. Soc. Geol. It., 38, 127-135, 2 tavv. (1987).

CARLSON R.L., GANGI A.F. & SNOWK.L., *Empirical reflection travel time versus depth and velocity versus depth functions for the deep sea sediments column*, Journal of Geophysical Research, v.91 p.8249-8266, (1986).

CARLSON A.E., *Why there was not a Younger Dryas-like event during the Penultimate Deglaciation*. Quaternary Science Reviews 27, 882–887, (2008).

CASERO P., CITA M.B., CROCE M. & DE MICHELI A., *Tentativo di interpretazione evolutiva della Scarpata di Malta basata su dati geologici e geofisici*, Mem. Soc. Geol. It., 27, 233-253, 8 ff., 2 tabb., 2 tavv. N.t., (1984).

CATALANO S., DE GUIDI G., LANZAFAME G., MONACO C., TORRISI S., TORTORICI G., & TORTORICI L., *Inversione tettonica positiva tardo-quadernaria nel Plateau Ibleo (Sicilia SE)*, Rend. Soc. Geol. It., 2, 118-120, 1f., (2006a).

CATALANO S., DE GUIDI G., ROMAGNOLI G., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L., *Evidence of a late late quaternary tectonic inversion along the Scicli line: implication for the sismotectonics of SE Sicily*, Riassunti estesi delle comunicazioni, GNGTS 25° Convegno Nazionale Roma, 28-30 Novembre 2006, Consiglio Nazionale delle Ricerche, 286-289 pp, (2006b).

CATALANO S., ROMAGNOLI G., TORRISI S. & TORTORICI G., *Evoluzione neogenico-quadernaria dei Monti Iblei: aspetti geologici, morfologici e tettonici*, Atti del 2° Seminario Internazionale di Studi sul Carsismo negli Iblei e nell'Area sud Mediterranea, Castello di Donnafugata, Ragusa 28-29-30 maggio 2004. *Speleologia Iblea*, 12, 39-52, (2007).

CATALANO S., DE GUIDI G., MONACO C., TORTORICI G., & TORTORICI L., *Active faulting and seismicity along the Siculo-Calabrian Rift Zone (Southern Italy)*, *Tectonophysics* 453, 177-192, (2008a).

CATALANO S., DE GUIDI G., ROMAGNOLI G., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L., *The migration of plate boundaries in SE Sicily: influence on the large-scale kinematic model of the African promontory in southern Italy*, *Tectonophysics*, 449, 41-62, (2008b).

CATALANO S., ROMAGNOLI G. & TORTORICI G., *Kinematics and dynamics of the Late Quaternary rift flank deformation in the Hyblean Plateau (SE Sicily)*, *Tectonophysics*, 486, 1-14, (2010).

CATTANEO A., CORREGGIARI A., LANGONE L. & TRINCARDI F., *The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuation*, *Marine Geology*, 193, 61-91, (2003).

Marco Firetto Carlino

CATUNEANU O., *Principles of Sequence Stratigraphy*, Elsevier, Amsterdam.
375 pp, (2006).

CATUNEANU O., ABREU V., BHATTACHARYA J.P., BLUM M.D.,
DALRYMPLE R.W., ERIKSSON P.G., FIELDING C.R., FISHER
W.L., GALLOWAY W.E., GIBLING M.R., GILES K.A., HOLBROOK
J.M., JORDAN R., KENDALL C.G.ST.C., MACURDA B.,
MARTINSEN O.J., MIALI A.D., NEAL J.E., NUMMEDAL D.,
POMAR L., POSAMENTIER H.W., PRATT B.R., SARG J.F.,
SHANLEY K.W., STEEL R.J., STRASSER A., TUCKER M.E. e
WINKER C., *Towards the standardization of sequence Stratigraphy*,
Earth-Science Reviews, 92, 1-33, (2009).

CELLO G., GUERRA I., TORTORICI L., TURCO E. & SCARPA R.,
*Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and
seismological evidence*, *J. Struct. Geol.* 4, 385-393, (1982).

CHANGLE FANG, *Digital Chirp Sonar System*, (1999); www.datasonics.com.

CHAPPELL J. & SHACKLETON N.J., *Oxygen isotopes and sea level*, *Nature*,
324, 137-140, (1986).

CHRISTIE-BLICK N., *Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded
depositional sequences*, *Marine Geology*, 97, 35-56, (1991).

CMT Catalogue, (1976-2006);
<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html> .

COLACICCHI R., *Geologia del territorio di Pachino (Sicilia meridionale)*,
Geol. Romana, 2, 343-404, (1963).

- COLLIER J.S., & BROWN C.J., *Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments*, Marine Geology, 241, 431-449, (2005).
- COWELL P.J., ROY P.S., CLEVERINGA J. & DE BOER P.L., *Simulating coastal systems tracts using the shoreface translation model*, SEPM, Special Publication n. 62, 165-175, (1999).
- D’AGOSTINO N. & SELVAGGI, G., *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. Geophys. Res., 109, B11402, (2004).
- DAHLGREN K.I.T., VORREN T.O., STOKER M.S., NIELSEN T., NYGARD A., SEJRUP H.P., *Late Cenozoic prograding wedges on the NW European continental margin: their formation and relationship to tectonics and climate*, Marine and Petroleum Geology 22, 1089–1110, (2005).
- DANSGAARD W. ET AL., *The abrupt termination of the Younger Dryas climate event*, Nature 339, 532-534, (1989).
- DAMUTH J. E., *Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review.*, Marine Geology, 38, 51-75, (1980).
- DATASONICS INC., *Tutorial: Sub-bottom Profiling; Tutorial: Discover The Chirp Advantage*, (1998); www.datasonics.com/tutorials.html .
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT, S.D., *Kinematics of the western Mediterranean*, Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ. 45, 265-283, (1989).

Marco Firetto Carlino

DE JONG K.A., MANZONI M., STRAVENGA T., VAN DIJK F., VAN DER VOO R. & ZIJDERVELD J.D.A., *Paleomagnetic evidence for rotation of Sardinia during the early Miocene*, Nature, 243, 281-283, (1973).

DI GERONIMO I., GHISSETTI F., GRASSO M., LENTINI F., SCAMARDA G. & VEZZANI, L., *Dati preliminari sulla neotettonica della Sicilia sud-orientale*, Fogli 273 (Caltagirone), 274 (Siracusa), 275 (Scoglitti), 276 (Ragusa) e 277 (Noto), Contr. prel. alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, C.N.R.-P.F.G., Pubbl. 356 pp., 747-773, Giannini, Napoli, (1980).

DI GRANDE A., *Geologia dell'area a Nord di Augusta-Francofonte (Sicilia SE)*, Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 7, 4, 32 pp., 2 ff., 12 tavv., Catania, (1972).

DI GRANDE A. & SCAMARDA G., *Segnalazione di livelli a Strombus bubonius LAMARCK nei dintorni di Augusta (Siracusa)*, Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania s., 4, 11 (9-10), 157-172, 7 ff., 4 tavv., Catania, (1973).

DI GRANDE A. & RAIMONDO W., *Linee di costa plio-pleistoceniche e schema litostratigrafico del Quaternario siracusano*, Geol. Romana 21, 279-309, (1982).

DI GRANDE A. & RAIMONDO W., *Lineamenti geologici del territorio siracusano tra Palazzolo, Noto e Siracusa (Sicilia sud-orientale)*, Boll. Soc. Geol. It., 102, pp. 241-260, (1983).

DI GRANDE A., *Tettonica quaternaria nell'Area Settentrionale Iblea (Sicilia sud-orientale)*, Italian Journal of Quaternary Sciences, 10(2), 471-476, (1997).

Marco Firetto Carlino

- DI LEONARDO R., BELLANCA A., CAPOTONDI L., CUNDY A. & NERI R., *Possible impacts of Hg and PAH contamination on benthic foraminiferal assemblages: An example from the Sicilian coast, central Mediterranean*. Science of the Total Environment, 388, 168-183, (2007).
- DONOVAN A.D., *Free market theory and sequence stratigraphy*, A.A.P.G., Hedberg Research Conference on "Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts", Dallas, August 26-29, Program and Abstracts Volume, p. 22, (2001).
- EDWARDS B.D., DARTNELL P. & CHEZAR, H., *Characterizing benthic substrates of Santa Monica Bay with seafloor photography and multibeam sonar imagery*, Mar. Environ. Res. 56, 47-66, (2003).
- EMBRY A.F. & JOHANNESSEN E.P., *T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada*, in: VORREN T.O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES O.A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. & LUND, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential. Special Publication*, vol. 2. Norwegian Petroleum Society, pp. 121-146, (1992).
- EMBRY A.F., *Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals*, in: STEEL R.J., FELT V.L., JOHANNESSEN E.P. e MATHIEU C. (Eds.), *Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin*, Special Publication, vol. 5. Norwegian Petroleum Society, pp. 1-11, (1995).
- EMERY K.O., *Relict sediments on continental shelves of the world*, Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. 52, 445-464, (1968).

Marco Firetto Carlino

EMERY K.O., *Relative sea level from tide-gauge records*, Proc. Natl. Acad. Sci. USA, vol 77, n.12, pp. 6968-6972, (1980).

EMERY D. & MYERS K.J., *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford pp. 297, (1996).

FAIRBANKS, R.G., *A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation*, Nature, 342, 637-742, (1989).

FAIRBRIDGE R.W., *Quaternary sedimentation in the Mediterranean Region controlled by Tectonics, paleoclimates and sea-level*, in: STANLEY D.J., *The Mediterranean sea: a natural sedimentation laboratory*, 99-113, Dowden Hutchinson & Ross, Inc. Straudburg, Pennsylvania, (1972).

FERRANTI L., MONACO C., ANTONIOLI F., MASCHIO L., KERSHAW S. & VERRUBBI V., *The contribution of regional uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straits, Southern Italy: evidence from raised Late Holocene shorelines*, J. Geophys. Res. 112: B06401, doi: 10.1029/2006JB004473, (2007).

FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A., *Geological Outline o Sicily and Lithospheric Tectono-Dynamics of its Tyrrhenian Margin form New CROP Seismic Data*, in: *CROP PROJECT: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*, Edited by FINETTI I.R., Elsevier B.V., (2005).

FINKL C. W., *Coastal Classification: Systematic Approaches to Consider in the Development of a Comprehensive Scheme*, Journal of Coastal Research, 20(1), 166-213, (2004).

Marco Firetto Carlino

FISH J. P. & CARR H. A., *Sound Underwater Images-A guide to the generation and interpretation of Side Scan Sonar data*, Lower Cape Pub Co; Special limited edition, 12 Settembre, (1990).

FLEMING K., JOHNSTON P., ZWARTZ D., YOKOYAMA Y., LAMBECK K. & CHAPELL J., *Refining the eustatic sea level-curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites*, Earth and Planetary Science Letters 163, 327-342, (1998).

FONSECA L., MAYER L., ORANGE D. & DRISCOLL N., *The highfrequency backscattering angular response of gassy sediments: model/data comparison from the Eel River Margin, California*, J. Acoust. Soc. Am. 111, 2621-2631, (2002).

FRAZIER D.E., *Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin*, University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Geological Circular, vol. 4, 1, 28 pp, (1974).

GALLOWAY W.E., *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 73, 125-142, (1989).

GALLOWAY W.E., *The many faces of submarine erosion: theory meets reality in selection of sequence boundaries*, A.A.P.G. Hedberg Research Conference on “Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts”, Dallas, August 26-29, Program and Abstracts Volume, pp. 28-29, (2001).

Marco Firetto Carlino

GALLOWAY W.E., *Accommodation and the sequence stratigraphic paradigm*, Reservoir, Canadian Society of Petroleum Geologists 31 (5), 9-10, (2004).

GARDINER W., GRASSO M. & SEDGELEY D., *Plio-Pleistocene fault movement as evidence for mega-block kinematics within the Hyblean-Malta Plateau, central Mediterranean*, J. Geodynamics, 19(1) 35-51, (1995).

GARDNER J.V., FIELD M.E., LEE H., ET ALII, *Ground-truthing 6.5 kHz side scan sonographs: what are we really imaging?*, J. Geophys. Res. 96, 5955-5974, (1991).

GASPARINI C., IANNACONE G., SCANDONE P. & SCARPA R., *Seismotectonics of the Calabrian Arc*, Tectonophysics, 82: 267-286, (1982).

GEISS E., *A new compilation of crustal thickness data for the Mediterranean area*, Ann. Geophys. 5B, 623-630, (1987).

GHISETTI F. & VEZZANI L., *The structural features of the iblean plateau and of the Mount Judica area (South-Eastern Sicily): a microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc*, Boll. Soc. Geol. It., 99, pp. 57-102, (1980).

GOFF J.A., OLSON H.C. & DUNCAN C.S., *Correlation of sidescan backscatter intensity with grain-size distribution of shelf sediments, New Jersey margin*, Geo-Mar. Lett. 20, 43-49, (2000).

GRASSO M., LENTINI F., LOMBARDO G. & SCAMARDA G., *Distribuzione delle facies cretaceo-mioceniche lungo l'allineamento Augusta-M. Lauro (Sicilia sud-orientale)*, Boll. Soc. Geol. It., 98, 175-188, 9 ff., 1 tav., (1979).

Marco Firetto Carlino

GRASSO M. & LENTINI F., *Sedimentary and tectonic evolution of the eastern Hyblean Plateau (southeastern Sicily) during late Cretaceous to Quaternary time*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 39, pp. 261-280, (1982).

GRASSO M., LENTINI F., & PEDLEY H.M., *Late Tortonian-Lower Messinian (Miocene) paleogeography of S.E. Sicily. Informations from two new formations of the Sortino Group*, Sedimentary Geology, 32, 279-300, (1982).

GRASSO M. & REUTHER C.D., *The western margin of the Hyblean Plateau: a neotectonic transform system on the SE Sicilian foreland*, Annales Tectonicae, vol. II, n. 2, pp. 107-120, (1988).

GRASSO M., DE DOMINICIS A. & MAZZOLDI G., *Structures and tectonic setting of the western margin of the Hyblean-Malta shelf, Central Mediterranean*, Ann. Tecton. 4, 140-154, (1990).

GRASSO M., REUTHER C. D. & TORTORICI L., *Neotectonic deformations in SE Sicily: the Ispica Fault, evidence of late Miocene-Pleistocene decoupled wrenching within the central Mediterranean stress regime*, J. Geodynamics, 16 (1/2), 135-146, (1992).

GRASSO M., PHILIPS B., REUTHER C.D., GAROFALO P., STAMILLA R., ANFUSO G., DONZELLA G., & CULTRONE G., *Plio-Pleistocene tectonics on the western margin of the Hyblean Plateau and Vittoria Plain (SE Sicily)*, Mem. Soc. Geol. It., 55, 35-44, 9ff., (2000).

GREINERT J., ARTEMOV Y., EGOROV V., DE BATIST M. & MCGINNIS D., *1300-m-high rising bubbles from mud volcanoes at 2080m in the Black Sea: Hydroacoustic characteristics and temporal variability*, Earth and Planetary Science Letters 244, 1–15, (2006).

Marco Firetto Carlino

- GROSSMAN E. E., BARNHARDT W. A., HART P., RICHMOND B. M. & FIELD M. E., *Shelf stratigraphy and the influence of antecedent substrate on Holocene reef development, south Oahu, Hawaii*, Marine Geology, 226, 97-114, (2006).
- HAMAD N., MILLOT C. & TAUPIER-LETAGE I., *A new hypothesis about the surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean Sea*, Progress in Oceanography, 66, 287-298, (2005).
- HANEBUTH T.J.J., STATTEGGER K., SCHIMANSKI A., LUDMANN T. & WONG H.K., *Late Pleistocene forced-regressive deposits on the Sunda Shelf (Southeast Asia)*, Marine Geology 199, 139-157, (2003).
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R., *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present)*, Science 235, 1156-1166, (1987).
- HARBAUGH J.W. & BONHAM-CARTER G., *Computer simulation of continental margin sedimentation*, in: GOLDBERG E. D., McCAYE I.N., O'BRIEN J.J. & STEELE J.H. (Eds), *The sea; ideas and observations on progress in the study of the seas*; vol 6, Marine modeling, pp. 623-649, illus. incl., charts, tables, 19 refs, (1977).
- HAYS J. D., IMBRIE J. & SHACKLETON N.J., *Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages*, Science, 194 (4270), 1121-1132, (1976).
- HEDBERG H.D., *Continental margins from viewpoint of the petroleum geologist*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 54, 3-43, (1970).

Marco Firetto Carlino

HELLAND-HANSEN W. & GJELBERG J.G., *Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective*, *Sedimentary Geology* 92, 31-52, (1994).

HELLAND-HANSEN W. & MARTINSEN O.J., *Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios*, *Journal of Sedimentary Research* 66 (4), 670-688, (1996).

HELLER P.L. & ANGEVINE C.L., *Sea-level cycles during the growth of Atlantic-type oceans*, *Earth Planet. Sci. Lett.* 75, 417-426, (1985).

HIRN A., NICOLICH R., GALLART J., LAIGLE M., CERNOBORI L. & ETNASEIS SCIENTIFIC GROUP, *Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, 171-191, (1997).

HOLLENSTEIN CH., KAHLE H.-G., GEIGER A., JENNY S., GEOS S. & GIARDINI D., *New GPS constraints on the Africa-Europe plate boundary zone in southern Italy*, *Geophysical Research Letters*, 30, NO.18, 1935, (2003).

HUNT D. & TUCKER M.E., *Stranded parasequences and the forced regressive wedge system tract: deposition during base level fall*, *Sedimentary Geology*, 81, 1-9, (1992).

HUNT, D. & TUCKER, M.E., *Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of Southeast France*, in: POSAMENTIER H.W., SUMMERHAYES C.P., HAQ B.U. & ALLEN G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, Special Publication, vol. 18, International Association of Sedimentologists, pp. 307-341, (1995).

Marco Firetto Carlino

- HUVENNE V.A.I., BLONDEL P. & HENRIET J.P., *Textural analysis of sidescan sonar imagery from two mound provinces in the Porcupine Seabight*, Mar. Geol. 189, 323-341, (2002).
- INMAN D. L. & BRUSH B. M., *The Coastal Challenge*, Science, 181, 20-32, (1973).
- JACKSON D.R., BAIRD A.M., CRISP J.J. & THOMSON P.A.G., *High-frequency bottom backscatter measurements in shallow water*, J. Acoust. Soc. Am. 80, 1188-1199, (1986).
- JACQUES E., MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & WINTER T., *Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence*, Geophys. J. Int. 147, 499-516, (2001).
- JERVEY M.T., *Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression*, in: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.ST.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, Special Publication, vol. 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), pp. 47-69, (1988).
- JOHNSON H.D. & BALDWIN C.T., *Shallow Siliciclastic seas*, in: *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd ed. READING H.G., (Ed.), 229-282, (1986).
- JOHNSON H.P. & HELFERTY M., *The geological interpretation of side-scan sonar*, Rev. Geophys. 28, 357-380, (1990).
- JOHNSON J.G. & MURPHY M.A., *Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States*, Geological Society of America Bulletin, 95, 1349-1359, (1984).

JONES A.T., GREINERT J., BOWDEN D.A. KLAUCKE I., PETERSEN C.J.,
NETZEBAND G.L. & WEINREBE W., *Acoustic and visual
characterisation of methane-rich seabed seeps at Omakere Ridge on the
Hikurangi Margin, New Zealand* Marine Geology 272, 154-169, (2010).

KASTENS K. A. ET ALII, *ODP Leg 107 in the Tirrhenian Sea: Insight into
passive margin and backarc basin evolution*, Geol. Soc. Am. Bull., 100,
1140-1156, (1988).

KASTENS K. A. ET ALII, *The geological evolution of the Tirrenian Sea: An
introduction to the scientific results of ODP Leg 107*, Proc. Ocean. Drill.
Program Sci, Results, 107, 3-26, (1990).

KELLETAT D., *Beachrock as sea level indicator? Remarks from a
geomorphological point of view*, Journal of Coastal Research, 22(6),
1558-1564, (2006).

KNEBEL H.J., SIGNELL R.P., RENDIGS R., POPPE L.J. & LIST J.H.,
Seafloor environments in the Long Island Sound estuarine system, Mar.
Geol. 155, 277-305, (1999).

LAJOIE K. R., *Coastal Tectonics*, in Active Tectonics, 95-124, National
Academy Press, Washington, (1986).

LENTINI, F. & VEZZANI L., *Tentativo di elaborazione di uno schema
strutturale della Sicilia Orientale*, Mem. Soc. Geol. Ital. 19, 495-500,
(1978).

LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S., *Introduzione alla geologia della
Sicilia e guida all'escursione*, Convegno della società geologica italiana
su “Sistemi avanfossa-avampaese lungo la catena Appenninico-
Maghrebide”, 22-25 Aprile (1987).

LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., & MONACO C.,
*Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in
Sicilia centro-orientale*, Mem. Soc. Geol. It. 45, 495-502, (1990).

LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., & MONACO C.,
Presentazione della carta geologica della Sicilia centro-orientale, Mem.
Soc. Geol. It. 47, 145-156, (1991).

LENTINI F., CARBONE S., & CATALANO S., *Main structural domains of
the central Mediterranean region and their Neogene tectonic evolution*,
Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 36, N.141-144, 103-125,
(1994).

LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M., *Principali
lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*, Studi geologici
Camerti, Volume speciale, (1995).

LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M., *Elementi per la
ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale*, Mem. Soc.
Geol. It., 51, 179-195, (1996).

LENTINI F., CATALANO S., & CARBONE S., *Carta geologica della
Provincia di Messina (Sicilia Nord-orientale)-Note illustrative*, Provincia
Regionale di Messina, Assessorato Territorio-Servizio geologico, (2000).

LENTINI F., CARBONE S. & GUARNIERI P., *Collisional and
postcollisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian orogen (southern
Italy)*, Geological Society of America, Special Paper 409, (2006).

LENTINI F. & CARBONE S., *Ricostruzione paleogeografica e geodinamica
della Sicilia sulla base dei dati geologici e geofisici*, Rend. Online SGI,
1, Note Brevi, www.socgeol.it, 95-97, 1 tab., (2008).

- LIU J.P. & MILLIMAN, J.D., *Reconsidering melt-water pulses 1A and 1B: global impacts of rapid sea-level rise*, Journal of Ocean University of China 3, 183–190, (2004).
- LO IACONO C., GRÀCIA E., DIEZ S., BOZZANO G., MORENO X., DAÑOBEITIA J. & ALONSO B., *Seafloor characterization and backscatter variability of the Almería Margin (Alboran Sea, SW Mediterranean) based on high resolution acoustic data*, Marine Geology 250, 1-18, (2008).
- LONCKE L., GAULLIER V., BELLAICHE G. & MASCLE J., *Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping*, A.A.P.G. Bulletin, v. 86, NO 7, 1165-1186, (2002).
- LONGHITANO S., *Studio stratigrafico-sedimentologico del sistema deltizio del Fiume Simeto e del settore centro-orientale della Piana di Catania (Sicilia orientale)*, PHD Thesis, University of Catania, Italy, pp. 115, (2000).
- LONGHITANO S. & ZANINI A., *Coastal models and beach types in NE Sicily: how does coastal uplift influence beach morphology?*, Italian Journal of Quaternary Sciences, 19(1), 103-117, (2006).
- LONGHITANO S. & COLELLA A., *Geomorphology, sedimentology and recent evolution of the anthropogenically modified Simeto River delta system (eastern Sicily, Italy)*, Sedimentary Geology, 194, 195-221, (2007).

Marco Firetto Carlino

- LYKOUSIS V., ALEXANDRI S., WOODSIDE J., DE LANGE G., DAHLMANN A., PERISSORATIS C., HEESCHEN K., IOAKIM C., SAKELLARIOU D., NOMIKOU P., ROUSAKIS G., CASAS D., BALLAS D. & ERCILLA G., *Mud volcanoes and gas hydrates in the Anaximander mountains (Eastern Mediterranean Sea)*, Marine and Petroleum Geology 26, 854–872, (2009).
- MAGAZZÙ' G., ROMEO G. AZZARO F., DICEMBRINI F., OLIVA F. & PIPERNO A., *Chemical pollution from urban and industrial sewages in Augusta bay (Sicily)*, Wat. Sci. Tech., 32 (9-10), 221-229, (1995).
- MAKRIS J., NICOLICH R. & WEIGEL W., *A seismic study in the Western Ionian Sea*, Ann. Geophys. 4B, 665-678, (1986).
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F., *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of are migration driven by sinking in the lithosphere*, Tectonics 5, 227-245, (1986).
- MARANI M.P., *Super inflation of a spreading ridge through vertical accretion*, Mem. Descr. Carta Geol. D'It. XLIV, 185-194, (2004).
- MASSELINK G. & HUGHES M.G., *An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*, Edward Arnold publishers, pp. 354, (2003).
- MATTEUCCI R., RUSSO A., SCHIAVINOTTO F., & SIRNA G., *Comunità biologiche e ambienti nelle piattaforme cretacee dell'Italia meridionale*, Atti Conv. Int. su: Paleontologia come fondamento della geologia storica, Venezia, 1981, (1982).
- MELLERE D. & STEEL R., *Variability of lowstand wedges and their distinction from forced-regressive wedges in the Mesaverde Group, southeast Wyoming*, Geology 23 (9), 803-806, (1995).

Marco Firetto Carlino

MITCHUM R.M., *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy*, in: PAYTON C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists, pp. 205-212, (1977).

MITCHUM R.M. & VAIL P.R., *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. in: PAYTON C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists, pp. 135-144, (1977).

MITCHUM R.M., VAIL P.R. & SANGREE, J.B., *Seismic stratigraphy and global changes of sea level part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*, in: PAYTON C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. AAPG Mem., pp. 117–133, (1977).

MITCHUM R.M., VAIL P.R. & THOMPSON S., *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*, in: PAYTON C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Application to hydrocarbon exploration*, A.A.P.G., Mem., 26, 53-62, (1997).

MITCHUM R.M. & VAN WAGONER J.C., *High frequency sequence and their stacking pattern: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles*, *Sedimentary Geology*, 70, 135-144, (1991).

MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L., & GILLOT P.Y., *Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*, *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, 125-139, (1997).

MONACO C. & TORTORICI L. *Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily*, Journal of Geodynamics, 29, 407-424, (2000).

MONACO C., BIANCA M., CATALANO S., DE GUIDI G., & TORTORICI L., *Sudden change in the Late Quaternary tectonic regime in eastern Sicily: evidences from geological and geomorphological features*, Boll. Soc. Geol. It. 1, 901-913, (2002).

MONACO C., ALICATA A., DE GUIDI G. & NUCIFORA S., *Tettonica trascorrente pleistocenica lungo il margine occidentale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*, Boll. Soc. Geol. It. 122, 355-364, 10 ff. (2003).

MONACO C. & TORTORICI L., *Active faulting and related tsunamis in eastern Sicily and south-western Calabria*, Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 48, n.2, 163-184, (2007).

MORHANGE C., LABOREL J. & HENSNARD A., *Changes of relative sea-level during the past 5000 years in the ancient harbour of Marseilles, Southern France*, Palaeo, Palaeo, Palaeo, 166, 319-329, (2001).

NITTROUER C.A. & WRIGHT L.D., *Transport of particles across continental shelves*, Rev. Geophys. 32, 85-113, (1994).

NOE' S., TITSCHACK J., FREIWALD A. & DULLO W.-C., *From sediment to rock: diagenetic processes of hardground formation in deep-water carbonate mounds of the NE Atlantic*, Facies, 52, 183-208, (2006).

NUMMEDAL D. & SWIFT D.J.P., *Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples*, in: NUMMEDAL D., PILKEY O.H. & HOWARD, J.D. (Eds.), *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, Special Publication, vol. 41. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), pp. 241-260, (1987).

NUMMEDAL D., RILEY G.W. & TEMPLET, P.L., *High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies*, in: POSAMENTIER H.W., SUMMERHAYES C.P., HAQ B.U. & ALLEN G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, Special Publication, vol. 18., International Association of Sedimentologists, pp. 55-68, (1993).

OGNIBEN L., *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia orientale*, Riv. Min. Sic. 64-65, 183-212, (1960).

OKYAR M. & EDIGER V., *Seismic evidence of shallow gas in the sediment on the shelf of Trabzon, southeastern Black Sea*, Continental Shelf Research 19, 575-587, (1999).

PACE N.G. & GAO H., *Swathe seabed classification*, IEEE J. Oceanic Eng. 13, 83-90, (1988).

PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V., *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (Southeastern Sicily)*, Geol. Romana, 18, 331-369, (1979).

PATACCA E., SARTORI R., & SCANDONE P., *Tyrrhenian basin and Apenninic arc: kinematic relations since Late Tortonian times*, Mem. Soc. Geol. It., 45, 425-451, pg. 633, (1990).

Marco Firetto Carlino

- PEDLEY H.M., *Sedimentology and paleoenvironment of the south-east Sicilian Tertiary platform carbonates*, *Sedimentary Geology*, 28, 273-291, (1981).
- PEDLEY H.M., GRASSO M., MANISCALCO R., BENCKE B., DI STEFANO A., GIUFFRIDA S. & STURIALE G., *The sedimentology and Palaeoenvironment of Quaternary temperate carbonates and their distribution around the northern Hyblean Mountains (SE Sicily)*, *Boll. Soc. Geol. It.* 121, 233-255, (2001).
- PLINT A.G., *Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level*, in: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.ST.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, Special Publication, vol. 42., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), pp. 357-370, (1988).
- PLINT A.G. & NUMMEDAL D., *The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis*, in: HUNT D. & GAWTHORPE R.L. (Eds.), *Sedimentary Response to Forced Regression*, Special Publication, vol. 172, Geological Society of London, pp. 1-17, (2000).
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R., *Eustatic controls on clastic deposition II-sequence and systems tract models*, in: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.ST.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A., VAN & WAGONER J.C. (Eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, Special Publication, vol. 42., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), pp. 125-154, (1988).

Marco Firetto Carlino

POSAMENTIER H.W., JERVEY, M.T. & VAIL P.R., *Eustatic controls on clastic deposition I-conceptual framework*. in: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.ST.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, Special Publication, vol. 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), pp. 110-124, (1988).

POSAMENTIER H.W., ALLEN G.P., JAMES D.P. & TESSON M., *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76, 1687-1709, (1992).

POSAMENTIER H.W. & ALLEN G.P., *Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications*. *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, vol. 7. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 210 pp, (1999).

POSTPISCHL D., *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*, CNR, P.F. Geodinamica, Graficoop, Bologna, 239 pp, (1985).

RABINEAU M., *Un modèle géométrique des sequences des depots quaternaires sur la marge du Gulf du Lion: enregistrement des cycles climatiques de 100.000 ans*, PhD thesis, University of Rennes, pp. 394, 2001.

RCMT Catalogue, (1997-2006);

<http://mednet.ingv.it/events/QRCMT/Welcome.html> .

REUTHER C.D. & EISBACHER G.H., *Pantelleria rift-crustal extension in a convergent intraplate setting*, Geologische Rundschau, v. 74, p. 585-597, (1985).

Marco Firetto Carlino

RICCI LUCCHI F., *I ritmi del mare-Sedimenti e dinamica delle acque*, La nuova Italia scientifica, (1993).

RIDENTE D. & TRINCARDI F., *Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequence in the Adriatic basin (Italy)*, Marine Geology, 184, 273-293, (2002).

RIDENTE D., & TRINCARDI F., *Pleistocene “muddy” forced regression deposits on the Adriatic shelf: A comparison with prodelta deposits of the late Holocene highstand mud wedge*, Marine Geology 222-223, 213-233, (2005).

RIDENTE D., & TRINCARDI F., *Active foreland deformation evidenced by shallow folds and faults affecting late Quaternary shelf-slope deposits (Adriatic Sea, Italy)*, Basin Research, 18, 171–188, (2006).

RIEDEL W., *Zur Mechanik geologischer Bruchstrukturen*, Centralbl. f. Mineral., Abt. B., 354-368, (1929).

ROMAGNOLI G., CATALANO S., RIGANO A., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L., *Tettonica estensionale quaternaria del Plateau Ibleo*, Rend. Soc. Geol. It., Note brevi, 148-152, GIGS Catania 26-29 Febbraio (2008).

ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I., *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*, Journal of Structural Geology, 12 (2), 259-266, (1990).

RUGGIERI G., *Geologia della zona costiera di Torre Vendicari (Sicilia sud-orientale)*, Riv. Min. Sic., 10, 3 pp., 4 ff., Palermo, (1959).

Marco Firetto Carlino

RUGGIERI G. & UNTI M., *Pliocene e Pleistocene nell'entroterra di Marsala*, Boll. Soc. Geol. It., 93, 723-733, 3 ff., (1974).

RUGGIERI G. & UNITI M., *Il Quaternario del Pianoro di S. Margherita di Belice (Sicilia)*, Boll. Soc. Geol. It., 96, 803-812, 5 ff., (1977).

RUSSEL R.D., *Effects of transportation on sedimentary particles*, in: TRASK P.D., Ed., *Recent Marine Sediments*, AAPG, Tulsa, Okla., pp.32-47, (1939).

SANCHEZ-ARCHILLA A. & SIMPSON J. H., *The narrow shelf concept: couplings and fluxes*, Continental Shelf Research, 22, 153-172, (2002).

SCANDONE P., *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*, Boll. Soc. Geol. It. 98: 27-34, (1979).

SCANDONE P., PATACCA E., RADOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWSON M., CHEZAR H., MILLER E., MCKENZIE J. & ROSSI S., *Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean)*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 65, 1299-1319, (1981).

SCHLAGER W., *Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. Continuing Education Course Note Series #34*, American Association of Petroleum Geologists. 71 pp, (1992).

SCHROOT B.M. & SCHUTTENHELM., *Shallow gas and gas seepage: expressions on seismic and other acoustic data from the Netherlands North Sea*, Journal of Geochemical Exploration, 78-79, 305-309, (2003).

SCICCHITANO G. & MONACO C., *Grotte carsiche e linee di costa sommerse tra Capo S. Panagia e Ognina (Siracusa, Sicilia Sud-orientale)*, Italian Journal of quaternari Sciences, 19 (2), 187-194, (2006).

Marco Firetto Carlino

SCICCHITANO G., ANTONIOLI F., CASTAGNINO BERLINGHIERI E. F.,
DUTTON A. & MONACO C., *Submerged archaeological sites along
the Ionian coast of southeastern Sicily (Italy) and implications for the
Holocene relative sea-level change*, Quaternary Research, 70, 26-39,
(2008).

SEABEAM INSTRUMENTS, *Multibeam Sonar Theory of Operation*, L-3
Communications SeaBeam Instruments, 141 Washington Street East
Walpole, MA 02032-1155, (2000).

SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.R., *An alternative
astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on
ODP Site 677*, Trans. R. Soc. Edimburgh, Earth Science, 81, 251-261,
(1990).

SHEPARD F.P., *Submarine Geology*, 517 pp., HarperCollins, New York,
(1973).

SLOSS L.L., KRUMBEIN W.C. & DAPPLES E.C., *Integrated facies analysis*,
in: LONGWELL, C.R. (Ed.), *Sedimentary Facies in Geologic History*,
Memoir, vol. 39, Geological Society of America, pp. 91-124, (1949).

SLOSS L.L., *Stratigraphic models in exploration*, American Association of
Petroleum Geologists Bulletin 46, 1050-1057, (1962).

SMEDILE A., DE MARTINI P. M., BELLUCCI L., GASPERINI L.,
SAGNOTTI L., DEL CARLO P., POLONIA A., PANTOSTI D.,
BARBANO M. S., e GERARDI F., *Paleotsunami deposits in the
Augusta Bay area (Eastern Sicily, Italy): preliminary results from offshore
data*, Rend. Online Soc. Geol. It., 3, (2008).

SOUTHARD J.B & STANLEY D.J., *Shelf break processes and sedimentation*, in STANLEY D.J.; SWIFT D.J.P., (Eds.), *Marine sediment transport and environmental management*, New York, WILEY J. & SONS, 602 p., (1976).

SOWERS, T., *Late Quaternary atmospheric CH₄ isotope record suggests marine clathrates are stable*, Science 311, 838–840, (2006).

STIVE M. J. F. & DE VRIEND H. J., *Modelling shoreface profile evolution*, Marine Geology, 126, 235-248, (1995).

STORMS J.E.A., WELTJE G.J., TERRA G.J., CATTANEO A. & TRINCARDI F., *Coastal dynamics under condition of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier-lagoon system on the northern Adriatic shelf (Italy)*, Quaternary Sciences Reviews, 27, 1107-1123, (2008).

SWIFT D.J.P. & THORNE J. A., *Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation*, Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 14, 3-31, (1991).

TORELLI L., GRASSO M., MAZZOLDI G. & PEIS D., *Plio-Quaternary tectonic evolution and structure of the Catania foredeep, the northern Hyblean Plateau and the Ionian shelf (SE Sicily)*, Tectonophysics, 298, 209-221, (1998).

TORTORICI L., COCINA O., MONACO C. & TANSI C., *Recent and active tectonics of the Calabrian Arc*, Terra Abstr., 5, 270, (1993).

TORTORICI L., MONACO C., TANSI C., & COCINA O., *Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy)*, Tectonophysics 243, 37-55, (1995).

Marco Firetto Carlino

- TORTORICI G., DE GUIDI G. & STURIALE G., *Evoluzione tettonica quaternaria del margine settentrionale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*, Bollettino Società Geologica, n. 125, 21-37, 13 ff, (2006).
- TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A. & RIDENTE D., *Evidence of soft sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea*, Marine Geology, 213, 91– 119, (2004).
- TWENHOFEL W.H., *Principles of Sedimentation*. McGraw-Hill, New York, 610 pp, (1939).
- URGELES R., LOCAT J., SCHMITT T. & CLARKE J.E.H., *The July 1996 flood deposit in the Saguenay Fjord, Quebec, Canada: implications for sources of spatial and temporal backscatter variations*, Mar. Geol. 184, 41-60, (2002).
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., & THOMPSON S., *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 3: Relative changes of sea-level from coastal onlap*, in PAYTON C.E., (Ed.), *Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, Tulsa, Oklahoma, 63-82, (1977).
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C., *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview*, in: EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 617-659, (1991).

Marco Firetto Carlino

VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUITT T.S. & HARDENBOL, J., *An overview of sequence stratigraphy and key definitions*, in: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.ST.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER, J.C., (Eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, Special Publication, vol. 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), pp. 39-45, (1988).

VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN, V.D., *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*, American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, vol. 7. 55 pp, (1990).

VAN WAGONER J.C., *Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits: terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy*, in: VAN WAGONER J.C. & BERTRAM G.T. (Eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits: Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America*, Memoir, vol.64. American Association of Petroleum Geologists, pp. IX-XXI, (1995).

VANNEY J. R. & STANLEY D.J., *Shelfbreak physiography: An overview*, in: *The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins*, ed. D. J. STANLEY D.J. & MOORE G.T., Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 33, 1-24, (1983).

VOUSDOKAS M.I., VALEGRAKIS A.F. & PLOMARITIS T.A., *Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanism and impacts*, Earth-Science Reviews, 85, 23-46, (2007).

Marco Firetto Carlino

WAELEBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL A., DUPLESSY J.C.,
MCMANUS J.F., LAMBECK K., BALBON E. & LABRACHERIE M.,
*Sea level and deep water temperature changes derived from benthic
foraminifera isotopic records*, Quaternary Sc. Rev., 21, 295-305, (2002).

WARD S.N., *Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean
from Very Long Baseline Interferometry*, Geophys. J. Int. 117, 441-452,
(1994).

WESTAWAY R., *Quaternary uplift of Southern Italy*, Journal of Geophysical
Research, 98, 21741-21772, (1993).

WEVER T.F., FIEDLER M.H., FECHNER G., ABEGG F. & STENDER I.H.,
*Side-scan and acoustic subbottom characterization of the sea floor near
the Dry Tortugas, Florida*, Geo-Marine Letters, 17, 246-252, (1997).

WEVER T.F., ABEGG F., FIEDLER H.M., FECHNER G. & STENDER I.H.,
Shallow gas in the muddy sediments of Eckernförde Bay, Germany
Continental Shelf Research 18, 1715-1739, (1998).

YELLIN-DRYOR A., GRASSO M., BEN-AVRAHAM Z. & TIBOR G., *The
subsidence history of the northern Hyblean plateau margin, southeastern
Sicily*, Tectonophysics, 282, 277-289, (1997).

Marco Firetto Carlino

Dedico questa tesi a tutti coloro che mi hanno sostenuto durante la sua realizzazione.

Alla Professoressa Agata Di Stefano, per la dedizione dimostrata e per avermi dato la possibilità di vivere una stupenda esperienza a Londra presso il “Department of Earth Science & Engineerin – Imperial College (South Kensington Campus)”.

Alla Dottoressa Francesca Budillon, ricercatrice presso l'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero di Napoli, per l'ospitalità, la generosità e la pazienza con la quale mi ha assistito nel corso delle mie recenti esperienze e dalla quale ho imparato molto.

Alla mia famiglia e ad Alessandra, per essermi stati vicino nel lungo cammino che mi ha portato a questo traguardo.

In maniera particolare a mia Madre, che mi sostiene e mi ha sostenuto sempre ed in qualsiasi occasione e che mette le esigenze della famiglia in posizione prioritaria alle proprie.

Al Professor Philip A. Allen e a tutti i miei amici più cari.