

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

“Analisi dei depositi trasgressivi ed olocenici
in un settore della piattaforma continentale
della Sicilia Settentrionale”

Candidato:

Elena Scacchia

Relatore:

Prof. Rossella Capozzi

Correlatore:

Dott. Fabiano Gamberi

Sessione Novembre 2015
Anno Accademico 2014-2015

Introduzione

1. Inquadramento geologico

- 1.1 Inquadramento geologico-strutturale
- 1.2 Inquadramento geomorfologico dell'area emersa
 - 1.2.1 Assetto idrografico

2. Cenni di stratigrafia sequenziale

3. Acquisizione dei dati

- 3.1 Tecnologie: Funzionamento ed uso del Multibeam e CHIRP
- 3.2 Campagna MAGIC
- 3.3 Software utilizzati
 - 3.3.1 Global Mapper
 - 3.3.2 SwanPRO

4. Risultati

- 4.1. Morfologia dell'ambiente di piattaforma continentale
- 4.2. Analisi dei depositi trasgressivi
- 4.3. Analisi degli spessori del cuneo olocenico

Conclusioni

Introduzione

La piattaforma continentale è il prolungamento in mare basso e a bassa pendenza dei continenti che si estende dalla costa sino al ciglio della piattaforma, che corrisponde ad una marcata rottura di pendenza. La sua estensione, profondità e morfologia varia in funzione della conformazione geologica del margine continentale e delle regioni costiere.

L'attuale assetto morfologico estremamente articolato dei margini continentali italiani, è il risultato dell'assetto geodinamico e geologico delle diverse aree che inoltre sono state plasmate dalle più recenti fluttuazioni glacioeustatiche del livello marino. Durante l'ultima glaciazione pleistocenica, il livello del mare era più basso di circa 120 metri rispetto all'attuale e la quasi totalità dell'estensione della piattaforma continentale era emersa ed esposta all'erosione che ne ha modellato la superficie. Terminata la glaciazione di Würm, lo scioglimento dei ghiacci ha originato la graduale risalita del livello del mare e quindi l'annegamento delle morfologie di piattaforma prima affioranti. Il budget sedimentario derivato dallo smantellamento continentale e dall'apporto solido fluviale hanno colmato lo spazio reso disponibile per l'accumulo di sedimenti, ricoprendo le geometrie più abrupte con strati progradanti a basso gradiente. In questa fase l'apporto fluviale diventa determinante e il regime idrodinamico dato dall'azione di correnti, onde e correnti di fondo mobilita il sedimento e lo ridistribuisce.

Oggetto di questa tesi è stato lo studio degli elementi geomorfologici sommersi, risalenti all'ultima trasgressione marina, e del cuneo sedimentario olocenico da cui sono sepolti, al fine di fornire un'interpretazione esauriente dei processi che hanno portato all'attuale configurazione dei corpi deposizionali. L'area indagata corrisponde alla piattaforma continentale al largo della costa ad est di Cefalù, tra le città di Santo Stefano di Camastra e Sant'Agata di Militello, entrambe in provincia di Messina (Sicilia nord-orientale, Fig.1).



Figura 0: Panoramica da satellite dell'area di studio tratta da Google Earth.

Lo svolgimento del lavoro è stato permesso dall'utilizzo di dati batimetrici raccolti nel corso di alcune campagne oceanografiche, effettuate da ISMAR-CNR di Bologna, da cui è stato possibile ricostruire la morfo-batimetria della piattaforma continentale. Ad essi sono stati integrati a profili sismici *subbottom* CHIRP, che restituiscono profili con penetrazione fino a decine di metri di profondità al di sotto del fondale marino. Tramite l'utilizzo delle suddette metodologie è stato possibile redigere una mappa delle misure degli spessori relativi ai depositi di

stazionamento alto, oltre a misure delle profondità del tetto della superficie trasgressiva su cui poggiano i depositi sopracitati.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'area oggetto dello studio è collocata lungo il margine nord-orientale della Sicilia, ad ovest della zona di sutura tra le Unità del settore meridionale dell'Arco Calabro e le Maghrebidi siciliane. L'evoluzione geologica della zona è il risultato di due eventi principali, strettamente interconnessi:

- La fase collisionale che ha portato alla formazione della catena Appenninico-Maghrebide, strutturatasi a partire dall'Oligocene
- La fase distensiva instauratasi dall'apertura del Bacino Tirrenico nel periodo intercorso dal Miocene medio ad oggi.

Questi fenomeni, hanno portato alla formazione di rilievi montuosi con altezza media di 1500 m distanti appena 200 Km da un bacino oceanico, corrispondente col Tirreno meridionale (Figura 1.1), attualmente profondo circa 3800 m.

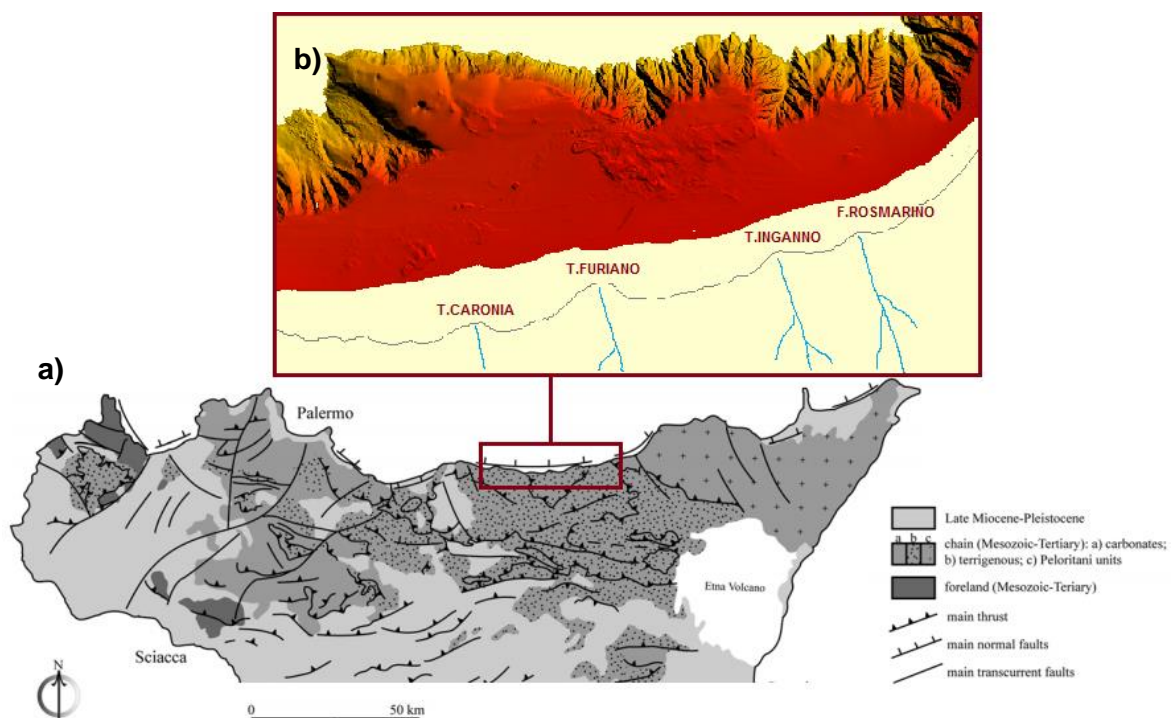


Figura 1.1: a) Schema strutturale della Sicilia da Arisco et al, 2006 b) Zoom della carta della Sicilia settentrionale in cui l'area analizzata è evidenziata dalla morfo-batimetria, vengono riportati i nomi dei corsi d'acqua che vi sfociano.

La catena Maghrebide, segmento più meridionale della catena Alpino-Appenninica, costituisce una porzione di mega sutura che si sviluppa lungo il limite tra la placca Africana e quella Europea. L'avvicinamento tra le due masse continentali, a partire dal Cretaceo, ha determinato la formazione di una serie di

catene montuose che si estendono per migliaia di chilometri lungo il margine tra le due masse continentali. La subduzione e progressiva chiusura dell'oceano della Tetide al di sotto del margine europeo, a partire dall'Eocene, portò alla collisione tra la placca Europea ed il margine continentale africano. Le spinte tettoniche provocarono la deformazione e l'accavallamento verso sud di differenti domini Meso-Cenozoici interposti tra le due placche, formando una catena a *thrust* africa-vergenti. Il processo di subduzione e di formazione della catena è stato accompagnato dalla progressiva apertura del bacino Tirrenico, iniziata nel Miocene medio-superiore, e dalla contemporanea migrazione verso Sud-Est di questa porzione della catena (Lentini & Carbone, 2014).

Si può dire che quasi l'intera superficie della Sicilia sia composta da montagne geologicamente giovani, la loro costruzione è avvenuta prevalentemente in condizioni sottomarine (come testimonia l'emersione Plio-Pleistocenica di rocce appartenenti al fondale marino), *uplift* ed emersione sono avvenute gradualmente ed in tempi abbastanza recenti. Il tasso di sollevamento non è uniforme all'interno del territorio siciliano; esso aumenta da ovest verso est, il massimo tasso di sollevamento si riscontra nei monti Nebroidi (0,6 mm/yr) e nel settore dei Monti Peloritani (1 mm/yr) (Arisco et al., 2006). Antonioli et al. (2006) riportano invece, riferendosi alla zona di Acquadolci nel periodo tardo olocenico, un uplift di 0,98 mm/yr e riferendosi alla media per l'area NE siciliana indicano un valore di 0.924 mm/yr.

Contemporaneamente, al sollevamento si contrappone la forte subsidenza localizzata nel bacino del Tirreno con tassi di circa 1 mm/yr che dal Pleistocene si è instaurata nella piana batiale sud-orientale (Kastens et alii, 1988). Processi di subsidenza, localizzati nelle zone di taglio principali orientate in direzione W-E, si riscontrano dal tardo Tortoniano anche nella catena dove generano depressioni topografiche (Arisco et al., 2006).

Uplift e subsidenza indicano che la Sicilia è una regione tettonicamente attiva, come dimostrato dall'elevato numero di terremoti disastrosi. Questi ultimi sono controllati principalmente da due differenti stili deformativi e sismici: Il primo presenta una sismicità crostale caratterizzata da meccanismi focali di tipo inverso, con assi di compressione orientati NNW-SSE e NW-SE; mentre il secondo dominio è caratterizzato da faglie normali molto recenti orientate in direzione NNE-SSW. Quest'ultime formano tipiche strutturazioni ad horst e graben che vengono riempite di sedimenti di età da miocenica a quaternaria (Gamberi et al., 2014). Mentre sembra essere largamente accettato che il settore in compressione localizzato a nord della Sicilia sia strettamente collegato al processo di convergenza tra la placca Africana e quella Eurasiatica (Pondrelli et al. 2004), le cause della tettonica estensionale non sono ancora ben chiare, ma vengono generalmente imputate al processo di rollback che ha provocato il rifting della zona tirrenica.

1.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO DELL'AREA EMERSA

Le deformazioni crostali recenti si esprimono in superficie essenzialmente nella morfologia, contribuendo al condizionamento delle forme del rilievo. L'area d'esame si trova in posizione frontale rispetto ai i monti Nebroidi, un segmento della catena appenninico-Magrebide. Morfologicamente i Nebroidi sono rappresentati da una linea sinuosa di possenti rilievi quasi tutti oltre i 1500 m, la loro elevazione ha stimolato la potenza erosiva fluviale che incide valli e crinali, sia verso meridione che settentrione da dove raggiungono le aree costiere della zona di studio. In particolare la piana costiera antistante l'area d'esame è solcata da 4 principali incisioni torrentizie (da ovest verso est: Torrente Caronia, Torrente Furiano, Torrente Inganno e Fiumara di Rosmarino) ad andamento prevalentemente rettilineo in direzione NNW-SSE connesso con il sistema di faglie trascorrenti (Figura 1.1). I sedimenti terminano il loro percorso all'interno della piana formando delta di tipo conoide (*fan delta*) (Figura 1.2.1), tipico di ambienti in cui i gradienti topografici costieri sono abbastanza ripidi e le portate dei corsi d'acqua sono di regime torrentizio con carico e scarico di sedimenti abbondante. I delta sono caratterizzati da due tipi di depositi continentali e transizionali, entrambi olocenici con spessori che possono raggiungere i 20 m. I materiali che compongono le porzioni più interne, occupate dagli alvei delle fiumare, sono *Depositi alluvionali attuali* (**b_a**, nel foglio "Sant'Agata di Militello" _598), costituiti prevalentemente da ghiaie e solo localmente da sabbie limose. La caratteristica deposizionale principale è data da una spiccata eteropia e locali interdigitazioni tra sedimenti. Questi sono separati da alcune decine di centimetri dai *Depositi alluvionali recenti e di piana litorale* (**b_b**). Affiorano lungo gli alvei attuali e sono composti da ghiaie e localmente sabbie grossolante con matrice limoso argillosa, passanti lateralmente a ghiaie in assetto stratoide che costituiscono i depositi di conoide alluvionale. Nel tratto terminale delle valli alluvionali questi depositi si collegano direttamente a quelli lungo costa, costituendo le piane litorali attuali (Carta Geologica d'Italia 1:50000, Foglio 598 Sant'Agata di Militello).



Figura 1.2.1: Zoom della zona di foce della fiumara Furiano, ad ovest, ed Inganno, ad est. I fiumi si impostano in una zona di debolezza tettonica al contatto tra le unità della catena Kabilo-Calabride (in blu) e della catena Magrebide (in rosa). L'ampiezza della fascia litorale cresce da ovest verso est. (da Carta Geologica D'Italia, foglio "Sant'Agata di Militello" _598)

1.2.1 ASSETTO IDROGRAFICO

Complessivamente il reticolo idrografico superficiale è relativamente modesto, ha carattere prevalentemente torrentizio e può essere classificato di tipo sub-dendritico. La zona ad ovest di Sant'Agata di Militello è interessata da quattro corsi d'acqua principali (Figura 1.1), sopraccitati nel paragrafo precedente, che possono essere classificati come *fiumare*. Le *fiumare* tirreniche presenti sul versante settentrionale della Sicilia segnano il territorio innervandolo quasi completamente e formando una serie di bacini idrografici, disposti a pettine, perpendicolarmente alla linea di costa. Nelle aree caratterizzate dall'*upfit*, i rilievi di notevole altezza, assai prossimi alla costa, portano a forti differenze di quota in spazi ridotti e favoriscono le accentuate pendenze dei *talweg* e quindi una maggiore erosione fluviale (Arisco et al., 2006). Le *fiumare* sono corsi d'acqua instabili che in occasione di precipitazioni intense a ricorrenza stagionale si attivano con violenti piene. I corsi d'acqua citati sono quindi strettamente dipendenti dalla distribuzione delle precipitazioni, con deflussi superficiali, scarsi o assenti nel periodo primavera-estate, e consistenti nei mesi autunnali e invernali. La tabella dei fiumi che segue è stata estratta dagli studi morfometrici svolti da Arisco ed altri ricercatori nel 2006. Si è scelto di riportare unicamente le caratteristiche principali dei quattro fiumi che sfociano nella zona d'interesse, in ordine progressivo da ovest verso est.

Corso d'acqua	Area del bacino di drenaggio A (Km ²)	Altitudine massima (m)	Pendenza media del thalweg (%)	Lunghezza totale del corso d'acqua LT (Km)	Densità di drenaggio (LT/A)
T. Caronia	83	1685	7,69	77,4	0,93
T. Furiano	146	1675	7,69	134,2	0,92
T. Inganno	64	1800	9,70	69,2	1,08
F. Rosmarino	101	1845	7,20	88,1	0,87

Tabella 1: Proprietà dei corsi d'acqua che sfociano nell'area studiata (tratto da Arisco et Al., 2006 e da Regione Sicilia, 2006)

2. CENNI DI STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

La stratigrafia sequenziale è una branca della stratigrafia estremamente utile nell'analisi della geologia del sedimentario poiché, fondamentalmente, studia la risposta sedimentaria alle variazioni del livello di base (comunemente identificato con il livello del mare) e i trend deposizionali che hanno origine dall'interazione tra apporti sedimentari e spazio di accomodamento "*accomodation space*" (spazio reso disponibile per l'accumulo di sedimenti). La suddivisione di strati in sequenze, parasequenze e systems tract fornisce una potente metodologia di analisi del tempo e delle relazioni tra rocce negli strati sedimentari. Le sequenze e le superfici limite ad esse connesse suddividono le successioni sedimentarie in unità geneticamente correlate separate da superfici cronostratigraficamente

significative. Questo aspetto fornisce un valido aiuto per correlare e mappare (Van Wagoner et al., 1987).

L'unità fondamentale della stratigrafia sequenziale è la *sequenza*, Catuneanu nel 2006 la definisce come una successione relativamente conforme di strati geneticamente correlati fra loro, limitati da superfici di *unconformity* o *correlative conformity*, generatisi durante un intero ciclo di variazioni del livello di base o a causa dell'approfondimento della linea di costa *shoreline*. L'innalzamento o l'abbassamento del livello del mare sono controllati dall'eustatismo (variazioni globali del livello di base) e dalla tettonica (subsidenza o sollevamento tettonico) (Catuneanu et al., 2011). Tralasciando la componente tettonica, la sequenza è stata suddivisa in 5 sistemi deposizionali, denominati *systems tract*, definiti sulla base del tipo di superficie stratigrafica, la loro posizione all'interno di una sequenza e dalle geometrie degli strati (Van Wagoner et al., 1987). La descrizione seguente dei *systems tract* è stata tratta da "Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature" di Catuneanu et al. 2011.

Falling-Stage Systems Tract (FSST)

Il FSST include tutti i depositi che si formano in seguito all'inizio dell'abbassamento relativo del livello del mare. Tale condizione genera un'erosione generalizzata sui sedimenti precedentemente sommersi, formando una superficie stratigrafica denominata *Correlative Conformity, CC* (Posameinter et al., 1988). L'abbassamento del livello marino induce un movimento verso mare della linea di costa, questa subisce ciò che viene definita una *forced regression* in quanto è proprio la caduta del livello del mare che "forza" questo processo, indipendentemente dal rifornimento sedimentario. Lo spazio per l'accomodamento all'interno del bacino diminuisce costituendo un disquilibrio per gli ambienti del sistema costiero che tendono quindi ad effettuare un movimento progradante, seguendo il progressivo ritiro della linea di costa, avvicinandosi al ciglio della piattaforma.

Lowstand Systems Tract (LST)

Il LST include depositi che si accumulano al top della FSST, e sulla corrispondente *unconformity* subaerea. Il sistema, che nella precedente fase aveva assunto un comportamento piuttosto dinamico, subisce ora un periodo di assestamento in cui è la deposizione di sedimenti ad assumere un ruolo dominante instaurando una fase di *normal regression*. I sedimenti della fase di stazionamento basso riempiono le valli incise che si erano formate all'interno dei depositi di stazionamento alto durante la fase forzata della regressione. Presenta geometrie cliniformi aggradanti che si inspessiscono verso il basso e terminazioni a toplap con i depositi fluviali, di piana costiera e/o piana deltizia.

Transgressive Systems Tract (TST)

Il TST comprende le successioni che si formano durante le fasi di risalita di livello marino (trasgressione) con il passaggio da geometrie progradanti a geometrie retrogradanti. I depositi trasgressivi giacciono direttamente sulla superficie di massima regressione (*Maximum Regressive Surface, MRS*) marina formatasi alla

fine della regressione. Gli strati si dispongono tendenzialmente in onlap formando clinoforni retrogradanti che si inspessiscono verso terra, nel caso in cui l'apporto sedimentario sia elevato gli strati possono sovrapporsi in maniera aggradazionale. Il top del *trasgressive systems tract* è una superficie in *downlap*, questa superficie marca il cambio da parasequenze retrogradazionali ad aggradazionali ed è denominata superficie di massima trasgressione marina (*Maximum Flooding Surface, MFS*) (Van Wagoner et al., 1987)

Highstand Systems Tract (HST)

I depositi da stazionamento alto sono comunemente molto diffusi sulla piattaforma e sono caratterizzati da depositi aggradazionali e progradazionali che si formano in una fase di decelerazione della risalita del livello del mare, cioè quando l'apporto sedimentario supera la creazione di spazio per l'accomodamento. Le successioni giacciono in *downlap* sulla *Maximum Flooding Surface* e al tetto sono delimitate da superfici erosive o da contatti di *toplap*. Il pattern degli strati mostra clinoforni con geometria progradante ed aggradazionale che generalmente si assottigliano a profondità crescente che in prossimità della superficie vengono ricoperti da un topset di depositi fluviali, di piana costiera e/o piana deltizia.

3. ACQUISIZIONE DEI DATI

3.1 TECNOLOGIE: FUNZIONAMENTO ED USO DEL MULTIBEAM E CHIRP

Lo studio delle strutture trasgressive e di stazionamento alto della piattaforma della Sicilia nord-orientale si è basato sull'osservazione di una serie di dati acquisiti tramite strumenti adatti allo studio morfo-batimetrico: il Multi Beam Eco Sounder e il CHIRP *Sub-bottom*.

Il Multibeam è un ecoscandaglio che utilizza l'energia acustica di ritorno di un onda per acquisire misure di profondità del fondale marino. Rappresenta uno fra i metodi più efficaci di rilievo morfo-batimetrico, in quanto consente in tempi relativamente brevi di ottenere una notevolissima quantità di informazioni georeferenziate sui fondali investigati. Questo è reso possibile utilizzando la tecnologia sonar (*SOund Navigation And Ranging*) che sfrutta le proprietà di propagazione del suono sott'acqua. Emettendo un impulso sonoro da un trasduttore montato a chiglia le onde acustiche si propagano nell'acqua ad una velocità nota, quando raggiungono il fondale il tempo impiegato dall'onda riflessa per ritornare al trasduttore può essere calcolato e convertito in spazio. L'innovazione apportata dai Multibeam nei rilievi batimetrici è la produzione di più impulsi, a differenza del sonar che ne invia singoli da un unico trasduttore, coprendo quindi un area a ventaglio la cui estensione è funzione delle caratteristiche dello strumento (numero di raggi "*beams*", ampiezza in gradi della spazzata) e dalla profondità del fondale investigato (Rossato, 2010). Considerato che l'acquisizione di questo tipo di dati avviene "in continuo", percorrendo una rotta si ottiene una striscia batimetrica la cui risoluzione è direttamente proporzionale alla frequenza di emissione delle onde (generalmente varia tra i 500-250 KHz circa). Per l'acquisizione è importante avere una buona percentuale

di sovrapposizione (*overlap*) tra linee vicine, in modo che di ogni linea viene sfruttata unicamente la parte centrale, meno soggetta a deformazioni laterali e quindi più affidabile. I dati sono corretti in automatico in fase di acquisizione attraverso prove CTD, il cui acronimo sta per *conductivity, temperature and depth* (Heckman, 2014).

Anche le indagini di sismica a riflessione CHIRP Sub-bottom sfruttano le proprietà del suono, ma a differenza del Multibeam questo riesce a individuare informazioni al di sotto del fondale marino. Il CHIRP è in grado di penetrare all'interno dei primi metri di sedimenti incoerenti in quanto utilizza onde a più bassa frequenza rispetto al Multibeam (circa 3,5 KHz). Il funzionamento è il medesimo, da una sorgente viene emesso un segnale che arriva all'interfaccia acqua/sedimento e penetra in profondità. Vengono poi restituite sezioni bidimensionali in cui è possibile riconoscere la geometria degli strati, strutture sedimentarie sepolte, faglie etc. Il diverso comportamento che assumono le onde a contatto con superfici che separano materiali a diversa densità permette la differenziazione di strutture e strati. Le onde riflesse raggiungono la superficie dell'emettitore in un determinato tempo di ritorno che, conoscendo la velocità dell'onda all'interno dell'acqua, ci permette di stabilire la profondità delle varie superfici intercettate.

3.2 CAMPAGNA MAGIC

L'insieme di dati con cui è stato elaborato questo studio è stato acquisito durante due diverse campagne oceanografiche effettuate nell'ambito del progetto MAGIC. A bordo della nave scientifica R/V Mariagrazia, nel 2009-2010, sono stati eseguiti rilievi batimetrici con i sonar Kongsberg EM3002D (300kHz), per profondità comprese tra 0-200 m, e Reson 7111 (100kHz) in profondità dai 3-1000 m. Nel 2011 alcuni settori della piattaforma continentale esterna sono stati rimappati dall'ecoscandaglio a fascio multipolo Kongsberg EM710 (70-100kHz), con una profondità massima di indagine 2000 m, a bordo della nave R/V Urania. I dati ottenuti, elaborati da tecnici del CNR – sezione ISMAR di Bologna con i software CARIS HIPS e SIPS, hanno permesso di creare un DMT (*Digital Terrain Model*) ad alta risoluzione (5 m per l'area piattaforma, 20 m per la zona di scarpata) (Gamberi et al., 2014).

Contemporaneamente all'acquisizione Multibeam sono stati acquisiti profili sismici CHIRP ad alta risoluzione sulle navi R/V Mariagrazia ed Urania, utilizzando un sistema Teledyne BENTHOS III CHIRP (2-20kHz), montato sullo scafo. I profili hanno una risoluzione verticale di 0.5 m (Gamberi et al., 2014). I profili CHIRP sono stati acquisiti lungo rotte sia parallele alla linea di costa (4 sezioni in totale) che perpendicolarmente ad essa (8 sezioni in totale) ed altre in direzione obliqua (13 sezioni in totale), per un numero complessivo di 25 linee CHIRP.

3.3 SOFTWARE UTILIZZATI

3.3.1 Global Mapper

Per l'analisi dei dati Multibeam è stato utilizzato il software Global Mapper nella versione 15.0, sviluppato dalla Blue Marble Geographics per l'ambiente Windows. Il suo prezzo è basso al confronto con la concorrenza tuttavia permette di visualizzare, manipolare e convertire una grande quantità ed una tipologia molto varia di dati spaziali e cartografici. Questo è possibile attraverso un'interfaccia semplice ed intuitiva che rende facile l'accesso a strumenti d'analisi avanzata dei dati come alle funzioni basilari di ogni software GIS. La visualizzazione dei dati si effettua in pianta con possibilità di zoom a qualsiasi scala. Questo software ha permesso l'uso di funzioni estremamente utili al fine della comprensione profonda dell'ambiente analizzato come il generatore di punti, linee, aree, sezioni bidimensionali e griglie di elevazione.

3.3.2 SwanPRO

Per la lettura dei profili sismici CHIRP sub-bottom è stato utilizzato il software SwanPRO nella versione 2.02, sviluppato per l'ambiente Windows da Communication Technology. Nonostante sia un software professionale venduto con licenza, l'azienda permette di visualizzare i dati tramite il suo software in modalità "Non Registrato" a titolo gratuito.

4. RISULTATI

L'area di studio è caratterizzata da elementi geomorfologici evidenti e sommersi, grazie all'utilizzo del DMT e dei profili CHIRP è stata permessa la loro analisi nel dettaglio. I depositi riscontrati sono pertanto stati suddivisi, durante l'esecuzione del lavoro, in base alle loro relazioni con l'ultimo ciclo di variazione glacioeustatica. In particolare in base alle geometrie dei corpi osservati delle loro superfici esterne e del carattere delle riflessioni interne e delle loro terminazioni, sono stati distinti i depositi formati durante la risalita di livello e quelli formati durante il presente stazionamento alto di livello marino.

Il costante arretramento della linea di riva ha avuto termine fra 8000 e 7000 anni fa, quando è stato raggiunto l'attuale livello del mare. A partire da quel momento, si è determinato una generale progradazione della linea di riva imputabile quasi totalmente all'accumulo sedimentario. La base di tali sedimenti superficiali, marcata dalla sommità dei depositi trasgressivi è ben visibile dai profili sismici in quanto rappresenta il primo riflettore significativo al di sotto del fondo marino. Tale orizzonte sismico costituisce un importante limite litologico segnalando una brusca variazione granulometrica, cioè il passaggio verso l'alto da sedimenti genericamente sabbiosi trasgressivi all'attuale sedimentazione di piattaforma, essenzialmente limosa-argillosa coincidente con i depositi di stazionamento alto (Corradi et al., 2003)

4.1 MORFOLOGIA DELL'AMBIENTE DI PIATTAFORMA CONTINENTALE

I recenti movimenti verticali, di cui nel primo paragrafo si è discusso, sono responsabili della ridotta estensione e dell'elevata acclività della piattaforma continentale lungo il margine settentrionale ed occidentale della Sicilia oltre che dell'elevata acclività delle adiacenti scarpate tettonicamente instabili (Selli, 1970). La piattaforma continentale analizzata presenta una forma vagamente trapezoidale allungata in direzione W-E, per una lunghezza di circa 39.5 Km. Risulta essere eterogeneamente estesa, utilizzando la cartografia morfobatimetrica e gli strumenti di Global Mapper è stato infatti constatato che il margine settentrionale della piattaforma continentale è localizzato a distanze e profondità differenti. Dalla Figura 1.1 è possibile constatare che le aree in cui la piattaforma è più stretta si riscontrano nel settore est, davanti alla foce della Fiumara Rosmarino, in cui presentano un'estensione longitudinale di 2,45 Km. Nella parte centrale la piattaforma si allarga gradualmente, fino a raggiungere una larghezza di 13,70 Km, per poi decrescere nuovamente nella sua parte occidentale ad appena 9,50 Km, ad est del delta del Caronia. La rottura di pendenza, corrispondente al ciglio della piattaforma continentale, avviene circa all'isobata -140 m in tutta la zona. Solo ad est, in corrispondenza di una testata di canyon, il ciglio della piattaforma si abbassa all'isobata 80 m. Diversi alti morfologici spiccano all'interno della piattaforma, il più esteso ha un'area di circa 23 km². Secondo fonti bibliografiche gli alti strutturali sommersi nella piattaforma continentale nord-siciliana, per la maggior parte, sono composti da successioni carbonatiche Meso-Cenozoiche ricoperte da una componente terrigena, la loro formazione viene attribuita a dei sistemi di faglie inverse instauratesi nel Miocene superiore-Pliocene inferiore (Pepe et al., 2003). Ad una più piccola scala sono state osservate morfologie relitte appartenenti a sistemi costieri, ora sommersi. Di questi si discuterà nel dettaglio nel paragrafo dedicato ai depositi trasgressivi.

4.2. ANALISI DEPOSITI TRASGRESSIVI

I primi elementi morfologici interpretati partono da circa 350 m dal ciglio della scarpata continentale, ad una profondità di 120 m. L'elemento morfologico di spicco in questo contesto è un alto di forma irregolare che si estende per 23 km² (Figura 4.2.1). Dai profili CHIRP che lo attraversano si nota una penetrazione minima ed una forte riflessione al fondo marino. Siccome la penetrazione è inversamente proporzionale alla grana e durezza del sedimento (Gamberi et al., 2014) si può ipotizzare che sia composto da materiale duro e quindi assumerlo come un basamento. Essendo la morfologia più distante dalla linea di costa ed alla maggiore profondità riscontrata, si suppone che sia stato investito nella sua totalità dalla trasgressione marina. Dall'osservazione del DMT, dei CHIRP e tramite l'elaborazione di sezioni rappresentative, sono state redatte le progressive fasi di risalita del livello del mare che hanno lasciato chiari indizi all'esterno ed all'interno dell'alto di basamento.

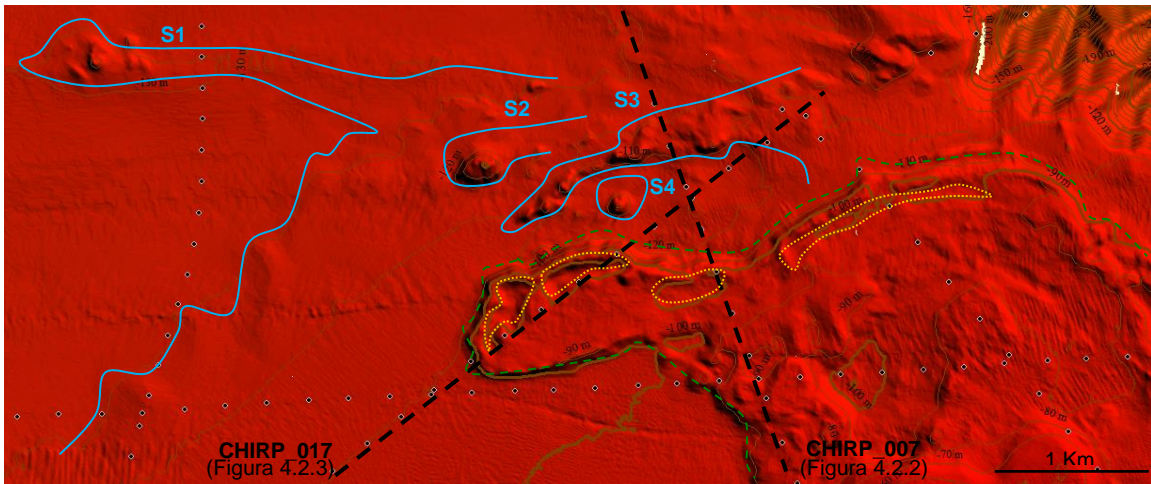


Figura 4.2.1: DMT parte nord-occidentale dell'alto di basamento (bordato in verde tratteggiato). Da NW verso SE, si possono notare l'insieme delle morfologie riscontrate: la migrazione delle frecce litoranee in concomitanza con la retrocessione dell'antica linea di costa (bordati con linee azzurre) ed i sistemi barriera-laguna (bordati in giallo puntinato) con *inlet* evidenti sul margine settentrionale del basamento. In tratteggiato più spesso sono riportati i profili CHIRP ottenuti che sono stati utilizzati per l'interpretazione.

Partendo da nord verso sud si riscontra, al di fuori dell'alto, la presenza di quattro rilievi, disposti progressivamente da NW verso SE (Figura 4.2.2 a e b). Le profondità della sommità dei rilievi sono variabili. Il tetto dell'alto più distale (S1) si trova ad una profondità di 120 m sotto il livello del mare mentre i tre corpi sedimentari più ravvicinati (S2-S3-S4) presentano rispettivamente profondità decrescenti con 110 m, 106 m e 104 m andando dal bordo del basamento verso nord-ovest (Figura 4.2.2-a). Tutti hanno un profilo asimmetrico con il lato rivolto a nord-ovest meno inclinato.

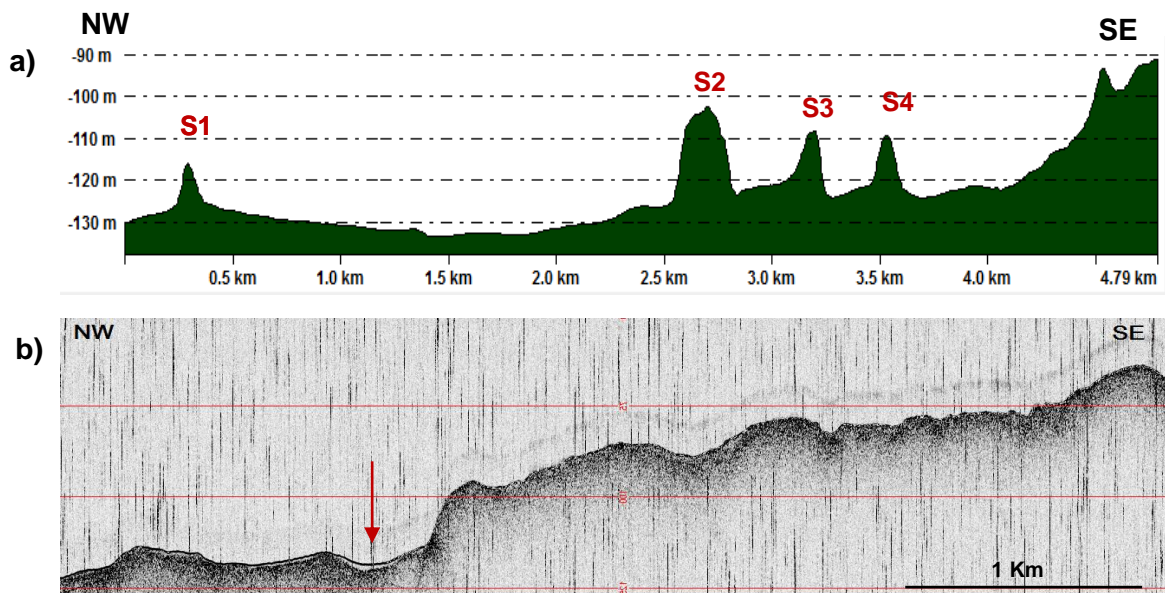
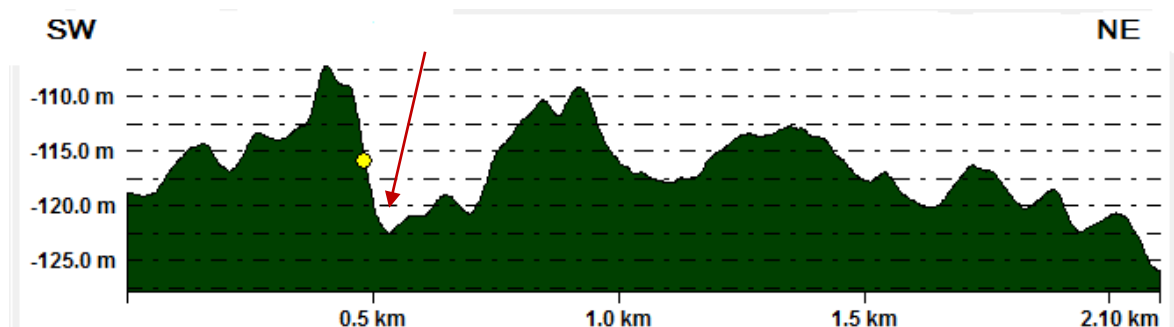


Figura 4.2.2: a) Profilo da Global Mapper 15.0, progressione delle frecce litoranee, b) Sezione da SwanPRO del profilo CHIRP_007, sistema con spit e laguna al tempo 3, si nota il riempimento costituito da materiale fine all'interno della laguna (segnato dalla freccia rossa).

Questi rilievi sono stati interpretati come corpi sabbiosi di tipo frecce litorali (*spit*) che si formano per accrescimento dovuto alle correnti litorali (*beach-drifting*). Lo spazio tra gli “*spit*” e il basamento era occupato da zone piatte all’interno delle quali si sono depositati sedimenti fini (Figura 4.2.2-b). Per inquadrarle in un contesto paleoambientale, le quattro strutture verranno descritte separatamente, si prende come assunto che queste non costituissero un unico corpo sedimentario ma che la loro formazione sia stata caratterizzata da tempi diversi:

- Spit 1: La linea di riva si trovava molto a largo, nel punto più distale raggiunge 10,5 Km di distanza dall’attuale battigia. Si estendeva in diagonale verso SW, per poi tornare più o meno parallela alla costa attuale. Dall’estremità nord-orientale della paleo-battigia si dislocava il primo alto morfologico (S1), orientato in direzione W-E. Si estende in lunghezza per 3 Km ed in altezza per 7,5 m.
- Spit 2: La linea di riva risulta essersi spostata più internamente. Ad essa era collegato un corpo sedimentario (S2), ora lungo 290 m che si eleva dal fondale marino per 20 m. Probabilmente la sua estensione era maggiore, ma a causa della graduale risalita del mare potrebbe essere stato smantellato.
- Spit 3: Il corpo centrale (S3) si estende per circa 2 Km in direzione NE-SW, con un’altezza massima di 14 m ma estremamente variabile. Il *Profilo 1* mette in evidenza la variazione di profondità in senso trasversale. Lo spit sembra infatti essere segmentato in porzioni piane ed altre a varia inclinazione. In particolare una depressione larga 240 m e profonda 122,5m coincide con un area in cui il profilo longitudinale dello spit si interrompe. Probabilmente questa porzione è stata quella maggiormente coinvolta dall’ingressione marina. Questo spit aveva una forma circolare, convessa verso mare, che bordava l’alto di basamento connettendosi alla linea di riva.



Profilo 1: Profilo longitudinale, da Global Mapper 15.0, dello spit 3, segmentato in alti e bassi plasmati dalla risalita del livello del mare. La freccia rossa indica il punto in cui si era creata una sorta di bocca di marea da cui l’acqua del mare penetrava verso l’entroterra.

- Spit 4: A fronte della depressione precedentemente descritta si sviluppa il terzo alto morfologico (S4). Quest’ultimo è lungo 160 m ed alto 12 m, risulta essere il meno sviluppato dei tre rilievi. Anch’esso sembra essere stato originato a partire dalla linea di costa, dalla quale si estendeva, sempre verso NE, per altri 350 m.

Dall'osservazione delle morfologie e dall'analisi delle profondità della sommità degli spit, sembra che il sistema abbia assunto un movimento retrogradante dallo spit 1, formatosi quando il livello del mare era intorno ai 120 m, allo spit 4, in cui il mare si trovava a quota 110 m. La formazione dello spit 4 è seguita da quella dello spit 3, posizionato verso nord-ovest ad una profondità di 106 m. Il sistema di frecce litorali risulta essere migrato ulteriormente verso nord-ovest al tempo della formazione dello spit 2, che corrisponde a quando il livello del mare si trovava a 104 m. La tendenza progradante che si riscontra nella sequenza di frecce litorali, a partire dalla formazione dello spit 3, viene ricondotta ad un maggiore apporto sedimentario da terra, che costringe gli spit a muoversi progressivamente verso mare.

I sistemi costieri risultano essere ulteriormente migrati verso terra quando il livello del mare era situato a circa 100 m, quindi sul bordo dell'alto strutturale dove si osservano sistemi barriera laguna. Tramite la figura 4.2.3 si nota l'alternanza tra zone rialzate e depresse; quest'ultime costituivano due lagune separate da una barriera. Entrambe le lagune erano profonde all'incirca 10 m per una lunghezza di 500 m e avevano un'ampiezza molto limitata di circa 50 m. In corrispondenza del fondo non sono evidenti strati rilevanti di sedimenti fini.

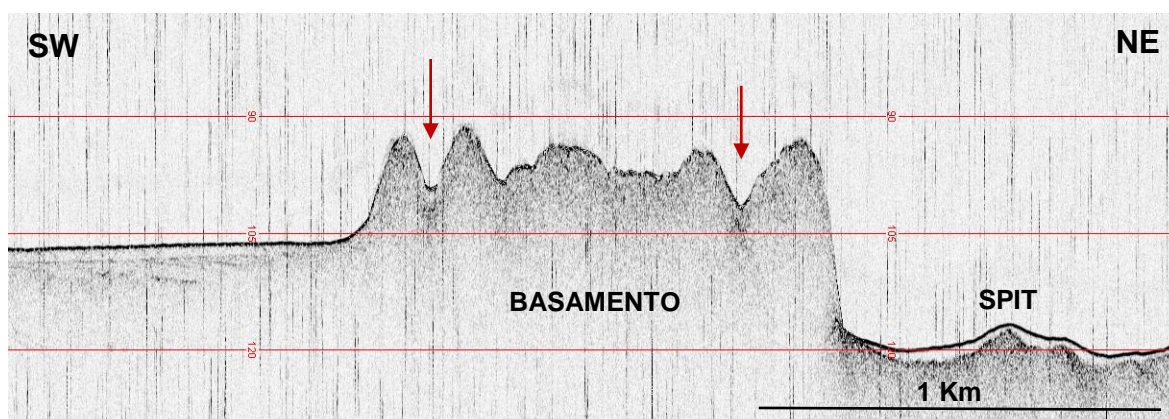


Figura 4.2.3: Sezione da SwanPRO del profilo CHIRP_017. La parte più occidentale del profilo è occupata da un alto di basamento, in cui la scarsa riflessione arriva fino in profondità. Al di sopra di esso sono evidenti le depressioni che ospitavano le lagune (segnate dalle frecce rosse)

Altri sistemi barriera-laguna sono riconoscibili sul perimetro settentrionale dell'alto di basamento. Rispetto alle morfologie appena descritte, nella parte nord-orientale risultano esserci forme meno nette, le lagune sono profonde 3 metri ed i cordoni litorali sono caratterizzati da versanti più dolci. Il rilievo meno accentuato di questi ultimi non è causato dal riempimento di sedimenti, infatti dalla mappa degli spessori si può notare che non risultano essere presenti nelle lagune. Probabilmente la minor incisione dei sistemi barriera-laguna orientali è da imputare ad una diminuzione della forza delle correnti che agivano in questo versante. Queste venivano deviate verso il largo dalle porzioni più rilevate di alto di basamento occidentali.

Nella parte sud occidentale della piattaforma, dove la linea di riva era più prossima all'attuale, si riscontra la presenza di corpi sedimentari rilevati e orientati in direzione SW-NE (Figura 4.2.4). Gli alti morfologici hanno tutti la stessa profondità

di circa 100 m, che corrisponde all'altezza del livello del mare durante la loro formazione. È quindi stato supposto che questi depositi si siano formati contemporaneamente ai sistemi barriera-laguna sul bordo del basamento. Il sistema è stato interpretato come un'isola barriera (*barrier island*) e laguna. Tipicamente le isole barriera sono corpi sabbiosi larghi al massimo qualche kilometro ma con lunghezze che possono superare i 100 Km. Sono allungate parallelamente alla linea di costa, e possono essere interrotte da bocche di marea (*tidal inlet*). La formazione delle isole barriera, inoltre, risulta strettamente connessa ai fenomeni di trasgressione marina (Boyd et al., 1992).

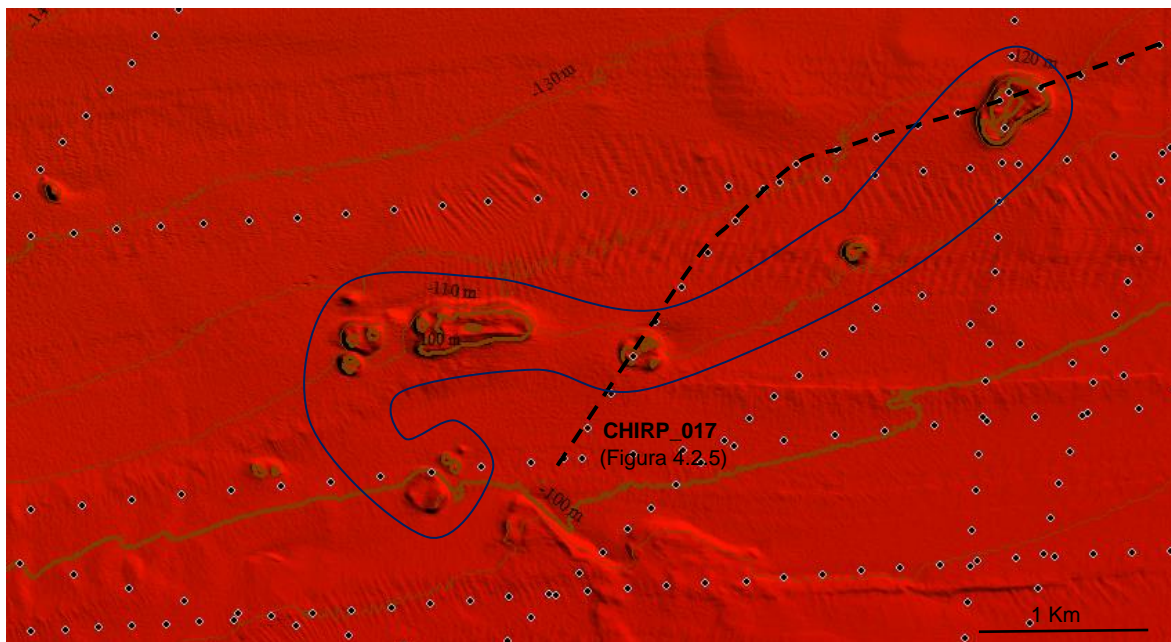


Figura 4.2.4: DMT della parte sud-occidentale della piattaforma continentale. Gli alti morfologici hanno tutti la stessa profondità (circa 100 m) ed un'orientazione che permette di interpretarli come una *barrier island* (bordata in blu scuro). Dalla costa distava circa 1 Km, entro questo spazio si sviluppava una laguna.

Dalla figura 4.2.5 si può notare la morfologia di due frammenti di barriera, essi hanno altezze tra i 15-20 m e si presentano asimmetrici, con il lato sopravvento maggiormente riempito da sedimenti fini. La base dell'alto è colmata da circa 10 m di sedimenti verso terra, mentre verso mare lo spessore diminuisce a meno di 5 m. Le stesse caratteristiche vengono riscontrate negli altri alti morfologici che costituiscono l'isola barriera.

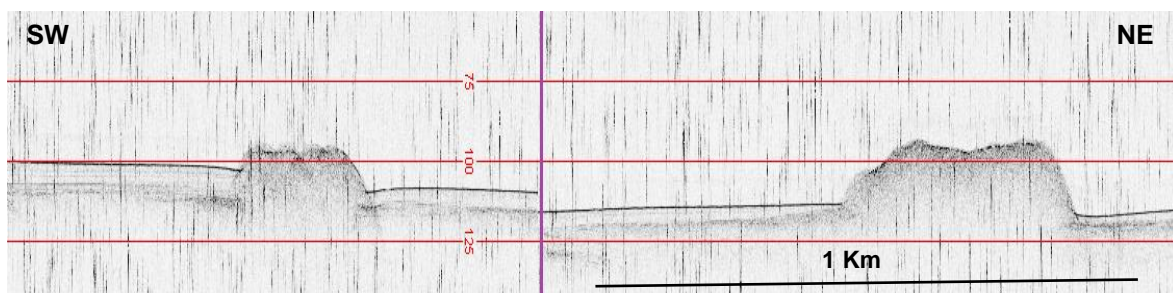


Figura 4.2.5: Sezione da SwanPRO del CHIRP_017, sono state estratte le due sezioni longitudinali della barriera. Si può notare come il cuneo sedimentario diminuisca da SW verso NE.

Quando il livello del mare si trovava intorno ai 60 m, gli l'alti di basamento rappresentavano un ostacolo favorevole per le correnti litoranee e di conseguenza per la deposizione di sedimento. Lo testimoniano le numerose barriere attualmente sommerse che hanno la loro sommità a una profondità di 60 m (Figura 4.2.6).

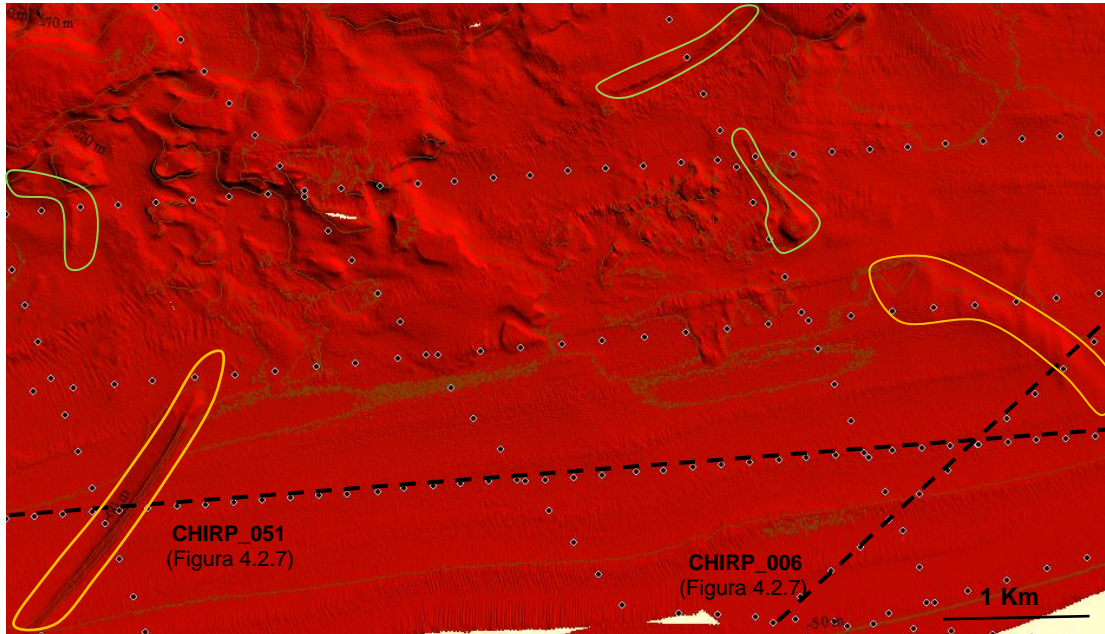


Figura 4.2.6: DMT parte sud-orientale del basamento, questa risulta essere caratterizzata dalla presenza di numerosi spit che stimolati dal processo di *beach-drifting* hanno costituito dei tomboli. Sono stati analizzati nel dettaglio i due tomboli attraversati dai CHIRP_051 E _006 (bordati in giallo). Le altre strutture simili sono state contornate in verde.

Nel margine meridionale del basamento si notano due strutture, allungate perpendicolarmente alla linea di costa per circa 1,7Km, la più rilevata ad una profondità di 55m dal livello del mare, mentre la struttura meno definita circa a 65 m. Osservando la figura 4.2.6 si nota come questi due elementi si traducano, probabilmente, in un tombolo, cioè una barra sabbiosa che collegava un'isola, coincidente con la ona di alto del basamento, alla terraferma. Tra le due barriere si formava un ambiente di tipo lagunare all'interno del quale avveniva la decantazione di materiale fine, nelle linee CHIRP si nota infatti come all'interno della laguna vi sia materiale con bassa riflettività e con stratificazione piano-parallela.

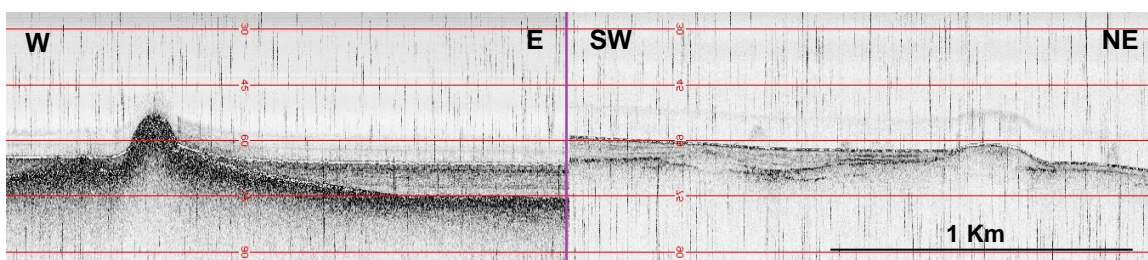


Figura 4.2.7: Sezioni da SwanPRO dei CHIRP_051 e _006, mostrano i cordoni litorali che si collegavano al basamento. La barriera occidentale è stata costruita con materiale più resistente di quella orientale, spiegando il diverso grado di preservazione.

Dalla figura 4.2.7 si può notare che la barriera occidentale presenta un profilo asimmetrico, è alto all'incirca 10 m ed è estremamente ben preservato. Ha forma rettilinea che si estende in direzione NE-SW per 2 km, anche se al momento della sua formazione era sicuramente più esteso. La seconda barriera verso est è morfologicamente meno rilevata, ha un'altezza di 5 m, e si è mantenuta meno accuratamente.

La formazione dei due tomboli non è contemporanea, dall'analisi delle profondità e delle morfologie si può supporre che la prima a formarsi sia stata la barriera più orientale, quando il livello del mare si trovava a 65 m dal livello attuale. Successivamente, quando il livello marino era di circa 60 m, si formò la barriera più netta.

Ad est dell'alto strutturale è presente un'area con profilo semicircolare (Figura 4.2.8). In profondità appare frastagliato da aree depresse a forma di "U", in prossimità delle quali si riscontra un'alternanza pianoparallela tra sedimenti fini e grossolani (Figura 4.2.9 e Figura 4.2.10). Nell'insieme questo elemento potrebbe rappresentare un delta attualmente sommerso con canali distributori. I depositi associati ai paleo-alvei hanno un'alta riflessione probabilmente per la presenza di sedimenti con granulometria medio/grossolana. Le zone in cui si riscontra la presenza di materiale grossolano è circoscritta ed ha una forma a ventaglio, la cui terminazione nord-orientale è caratterizzata da una brusca rottura di pendenza (Figura 4.2.8). Esternamente c'è un graduale passaggio alla sedimentazione fine che prosegue sulla piattaforma orientale con spessori da metrici a pluri-metrici.

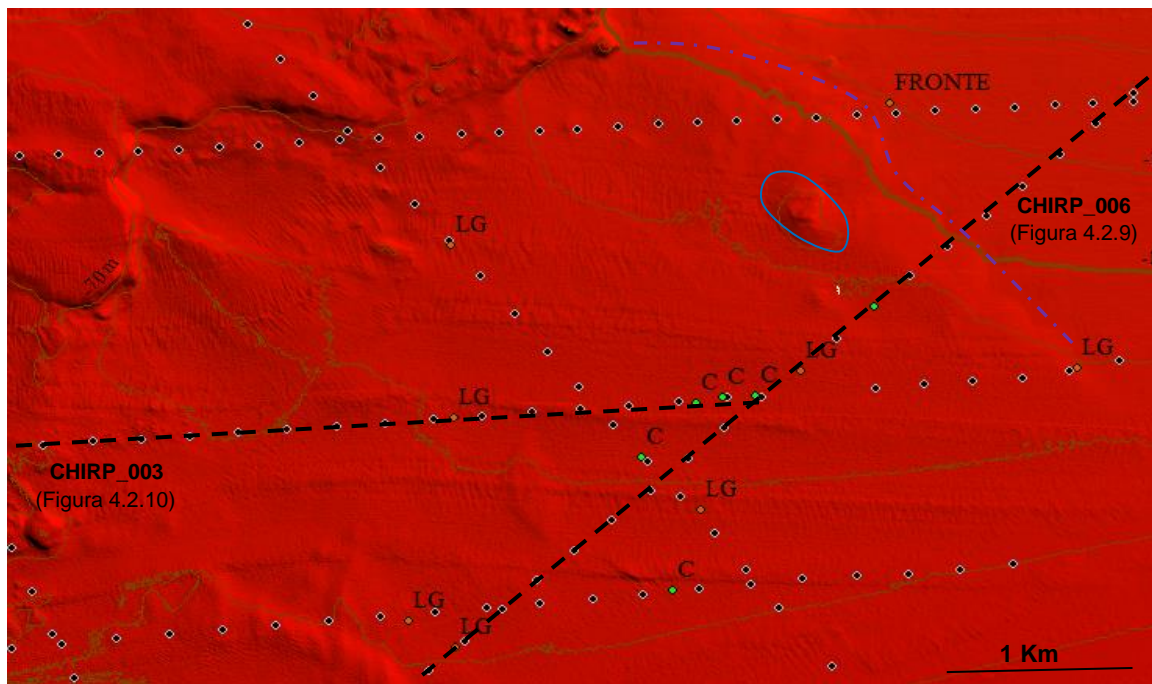


Figura 4.2.8: DMT della porzione sud-orientale della piattaforma continentale. In quest'area è stata riconosciuta la presenza di un antico apparato deltizio (il cui fronte deltizio è marcato dal tratteggio viola). Sono stati inseriti dei punti verdi per identificare le morfologie di canali, e punti arancioni per marcare la zona entro il quale è stato riscontrato materiale grossolano. La fronte deltizia è marcata anch'essa da un punto arancione. La barra di foce è segnalata in blu.

Dalla linea CHIRP_006 riportata in figura 4.2.9 è possibile osservare l'intera zonazione del sistema deltizio. La piana, costituita da depositi grossolani sepolti al di sotto del cuneo olocenico, estesa 2,7 Km, è seguita dal fronte deltizio, con depositi a granulometria minore, caratterizzato da una rottura di pendenza lunga 1,1 Km che porta alla zona di prodelta, dominata dalla sedimentazione delle sedimenti fini.



Figura 4.2.9: Sezione da SwanPRO del CHIRP_006, sezione longitudinale del delta. Rappresenta la progressione tra piana deltizia-fronte deltizio e prodelta.

La porzione più esterna di quello che viene interpretato come un delta, appare sormontata da un alto morfologico di lunghezza 150 m ed altezza di 3 m, ad una profondità di 86 m. Esso è stato interpretato come una barra di foce (*mouth bar*) (Figura 4.2.8). Questo elemento morfologico viene originato in una situazione in cui l'apporto sedimentario del fiume è ridistribuito ad opera delle correnti marine, formando barre sulla fronte deltizia perpendicolari alla linea di costa. Tendenzialmente questo accade in un delta in cui i processi marini sono dominanti, generando delta dalle geometrie arcuate poco sporgenti dalla linea di costa come nel nostro caso.

Nel corso della trasgressione marina l'intero sistema sembra essere progressivamente migrato verso SW, provocando la sovrapposizione di unità appartenenti ad ambienti a profondità crescente (tendenza *deepening up*). Un'evidenza di questo processo è visibile in figura 4.2.10; il fronte deltizio, bordato in giallo, risulta essersi instaurato al di sopra della piana deltizia, ricoprendo i canali distributori abbandonati con sedimentazione grossolana. La retrogradazione del delta si conclude al termine della fase trasgressiva, stazionando il sistema nella sua attuale posizione, corrispondente al delta del Torrente Furiano (Figura 1.1).

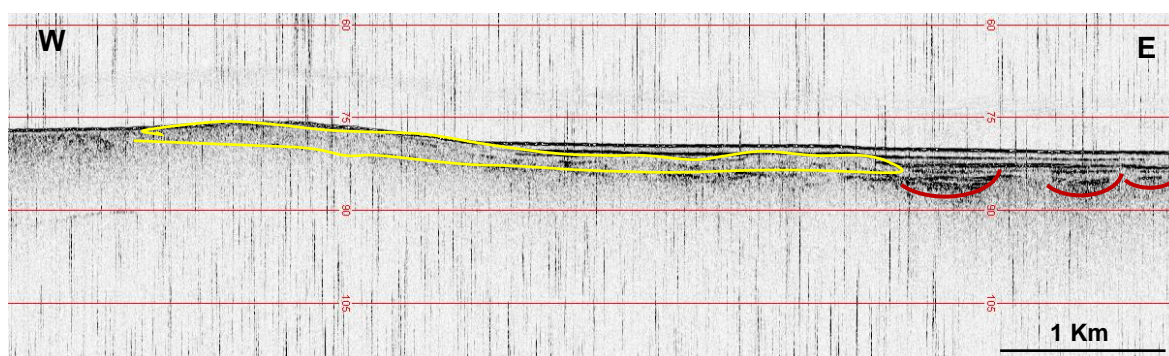


Figura 4.2.10: Sezione da SwanPRO del CHIRP_003, taglia trasversalmente la piana deltizia solcata da canali distributori (in rosso) e successivamente ricoperta da depositi di fronte deltizio (in giallo), prodotti dal delta in arretramento a causa della trasgressione marina.

Complessivamente la geomorfologia della zona può essere interpretata come una piattaforma continentale relitta in cui le morfologie costiere e subaeree, come i sistemi barriera-laguna, frecce litoranee, isole barriera, il sistema deltizio e la struttura di alto di basamento, sono dipese dalla variazione della linea di costa durante l'oscillazione del livello del mare. Dalla redazione della mappa delle profondità della superficie trasgressiva è stato possibile constatare che questi sistemi si sono formati a profondità comprese tra i 50-140 m sotto il livello del mare; se si fossero formati durante l'ultimo periodo di stazionamento basso, corrispondente alla glaciazione di Würm, vorrebbe dire che sarebbero stati esposti all'erosione per gli ultimi 11'000 anni e quindi non potrebbero avere uno stato di preservazione buono quanto quello attuale. Sulla base di ciò è ragionevole pensare che tali strutture si siano evolute durante l'ultima trasgressione marina, terminata nell'Olocene. La frequenza della trasgressione marina però non è stata sempre costante, a periodi di repentina risalita si alternavano momenti di rallentamento, provocando un maggiore accumulo di sedimenti sulla piattaforma continentale. A questi periodi di stasi deve corrispondere la formazione delle strutture più evidenti e meglio preservatisi. Sulla base delle morfologie osservate è stato possibile supporre che questi periodi siano avvenuti quando il livello del mare si trovava a -110 m, -80 m e -60 m di profondità rispetto all'attuale.

È stato inoltre notato che il maggior numero di morfologie si trovano nel lato occidentale della piattaforma, anche se con uno stato di preservazione meno accurato rispetto alla parte centro-orientale. Questo ha portato a pensare che, probabilmente, la quantità di sedimento proveniente dai fiumi che qui sfociavano, era maggiore. D'altro canto, questo lato veniva direttamente coinvolto nell'erosione ad opera delle correnti, spiranti da W verso E, e costituiva una specie di barriera per il lato orientale nel quale le strutture risultano essere meno definite.

4.3 ANALISI DEGLI SPESSORI DEL CUNEO OLOCENICO

I depositi olocenici danno origine ad un corpo sedimentario che si assottiglia più o meno regolarmente verso il largo e le cui massime potenze, come si può facilmente intuire, sono ubicate in prossimità delle foci dei principali corsi d'acqua e in zone in cui le correnti si liberano di gran parte del loro carico solido. Tramite l'utilizzo dei CHIRP è stato possibile calcolarne le variazioni di spessore all'interno di tutta l'area di piattaforma analizzata e redigerne una mappa (Allegato 1). Inoltre, fra i profili analizzati ne sono stati scelti solo i più significativi per la caratterizzazione dei suddetti depositi.

La presenza del cuneo olocenico è evidente quasi nella totalità dell'estensione della piattaforma continentale (Figura 4.3.1). Esso si estende infatti per un'area di 185 Km² sui 210 Km² analizzati, equivalente all'88% dell'area. I dati disponibili hanno permesso la sua analisi nelle aree più distanti di 800 metri dalla costa a profondità superiori ai 15 metri, in quanto non sono disponibili dati nelle aree meno profonde.

Tendenzialmente lo spessore del cuneo olocenico è massimo in prossimità della linea di costa in cui assume valori di 25 m. Da questa posizione si estende verso nord, con spessori via via minori fino ad estinguersi totalmente. Nelle estremità

occidentali e orientali della piattaforma si interrompe in prossimità della scarpata continentale, dove sottili successioni oloceniche sono interessate da movimenti gravitativi. Nelle parti centrali dell'area di studio, dove la piattaforma assume le estensioni maggiori, se ne riscontra la presenza fino ai -137 m di profondità.

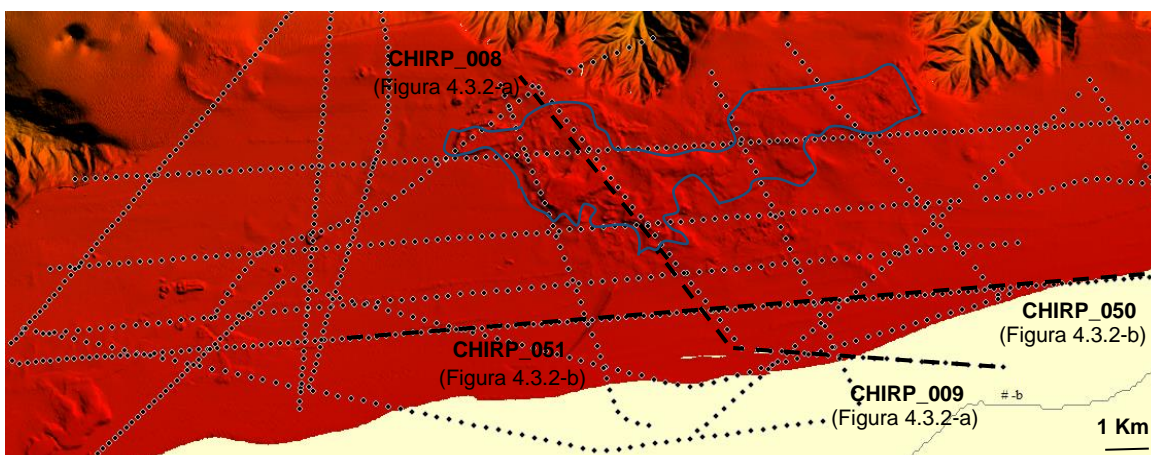


Figura 4.3.1: Panoramica dell'area esaminata, risulta essere interessata da un cuneo sedimentario (zone pianeggianti in figura) con differenti spessori e morfologie. Per riassumere l'area studiata sono state prese come riferimento le sezioni CHIRP_009 e 008, perpendicolari alla linea di riva, e le sezioni CHIRP_051 e 050, disposte invece parallelamente.

Da ovest verso est le variazioni di spessore avvengono in modo abbastanza omogeneo, con delle lievi variazioni dovute probabilmente all'opera di trasporto dettata dalle correnti (Figura 4.3.2-b). È stato constatato che a parità di profondità, nel caso in esame 70 m, lo spessore maggiore del cuneo olocenico è in prossimità del delta della Fiumara Rosmarino (Figura 1.1). Una motivazione per tale assetto è fornita dalla natura stessa delle fiumare, i cui regimi torrentizi sono talmente violenti che l'elevato apporto solido trasportato può assumere il carattere di *debris flow*. Dai dati in tabella 1 è possibile osservare che la densità di drenaggio con il valore più alto appartiene però al Torrente Inganno, contrariamente la Fiumara Rosmarino presenta il più basso. Probabilmente il fattore che principalmente influisce sulla distribuzione di sedimento è il trasporto ad opera delle correnti. Queste influiscono con un trasporto prevalente da ovest verso est a causa del mare dominato in intensità e frequenza dal Maestrale.

Come si può notare dai profili in figura 4.3.2 un altro elemento che ostacola il cuneo sedimentario è rappresentato dagli alti morfologici corrispondenti con l'affioramento di basamento o con le morfologie relitte create dai depositi trasgressivi. Come è stato sottolineato nel paragrafo precedente, molti sono gli elementi morfologici relitti che spiccano all'interno della piattaforma; isole barriera, tomboli, cordoni litorali e spit si elevano tanto da bloccare la sedimentazione dei depositi olocenici. L'alto centrale, che è stato interpretato come un basamento strutturale, non permette ai sedimenti di depositarsi sopra di esso e li costringe a chiudersi a cuneo verso la sua superficie. Solo localmente, presso depressioni profonde circa 20 m ed in prossimità delle sue porzioni più meridionali meno sopelevate, si riscontrano sottili accumuli dell'ordine dei decimetri.

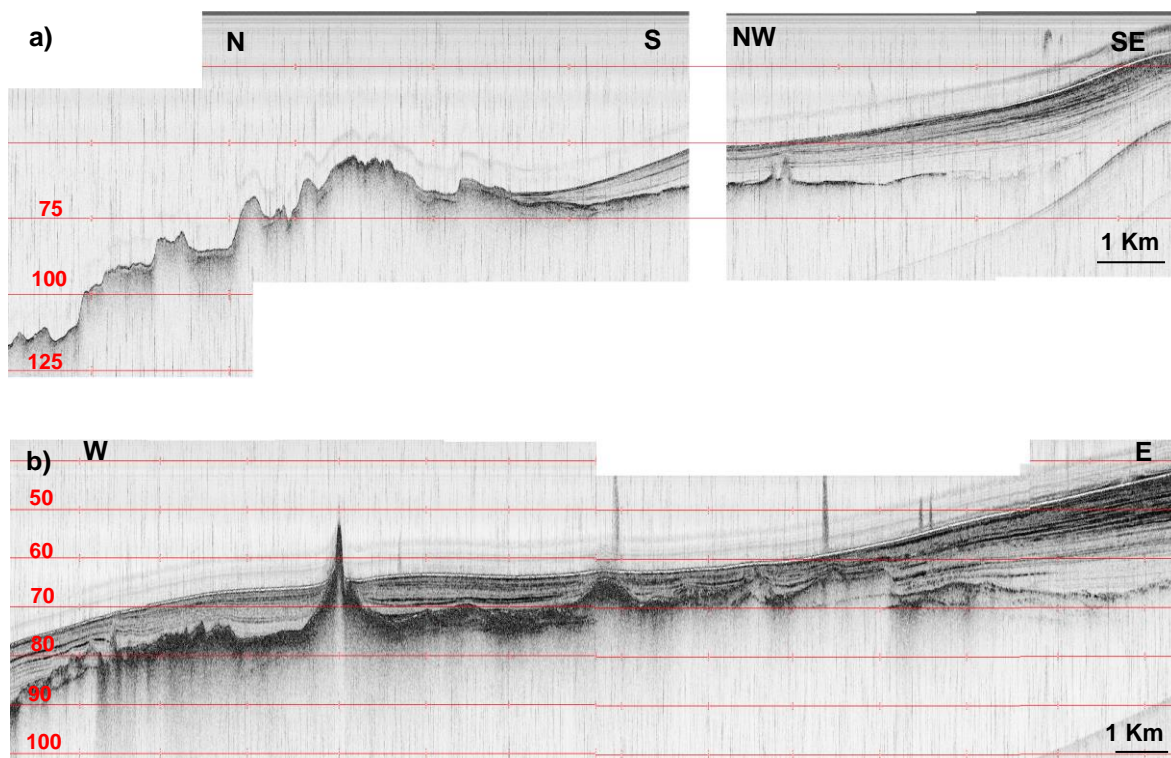


Figura 4.3.2 Sezione da SwanPRO **a)** CHIRP_009 e _008 diretti nord-sud, rappresentano le porzioni perpendicolari alla linea di costa, i depositi olocenici si assottigliano verso nord fino ad interrompersi contro l'alto di basamento; **b)** CHIRP_050 e _051 orientati ovest-est, sono parallele alla linea di costa e mostrano come gli spessori più ingenti di sedimento siano localizzati verso est. Dalla sezione è possibile apprezzare il passaggio eteropico da depositi grossolani di fronte deltizio (ad est) a depositi fini di prodelta (ad ovest).

D'altra parte le depressioni topografiche, come i canali distributori abbandonati e la scarpata del fronte deltizio, ospitano spessori maggiori di sedimento che si dispongono in *downlap* sulle superfici erosive della MFS.

A largo, i depositi di stazionamento hanno una facies sismica con riflettori ravvicinati pianoparalleli e con bassa riflettività, caratteristica di sedimenti argillosi-pelitici tipici dell'ambiente di piattaforma. Verso terra le riflessioni si fanno più forti, mostrando in alcune sezioni la presenza di zone superficiali con riflettori discontinui ed estremamente caotiche in continuità laterale con strati fittamente stratificati a bande nere e bianche che gradualmente passano a intervalli ben stratificati con riflessioni più deboli (Figura 4.3.2-b). Questo assetto è stato interpretato come un passaggio laterale di facies da sedimenti grossolani in corpi discontinui a sedimenti più fini con alta continuità laterale. L'eteropatia di facies che caratterizza questi depositi rappresenta una sedimentazione coeva che avviene soprattutto in prossimità della linea di costa e che può quindi essere interpretata come l'espressione di depositi deltizi che passano da facies di fronte deltizia grossolana, probabilmente canalizzata, a prodelta con sedimenti più fini. I depositi grossolani, associabili ai depositi alluvionali descritti nel paragrafo 1.2, si sono sovrapposti su precedenti depositi fittamente stratificati facendo supporre che il delta stia avanzando progressivamente verso mare, fenomeno tipico della fase di stazionamento alto in cui tutt'ora ci troviamo.

Difatti, la posizione dei corsi d'acqua e l'abbondanza di sedimento che riversano in mare, rimangono il tipo di controllo principale dell'*input* sedimentario sulla piattaforma continentale. I maggiori spessori sono infatti localizzati nelle zone di foce fluviale a ridosso dei moderni delta che, riversando notevoli quantità di sedimenti, progradano all'interno della piattaforma.

Conclusioni

Il presente studio ha messo in luce come la morfologia della piattaforma continentale della Sicilia Settentrionale vari molto alla piccola scala, dipendendo dalle geometrie sepolte, dai sedimenti che le ricoprono e dai vari agenti che trasportano e ridistribuiscono i sedimenti recenti.

Nell'area oggetto di studio sono state individuate due sequenze costituite dalle unità progradazionali di *Highstand* e dalle unità retrogradazionali di trasgressione. Queste sequenze si inseriscono cronologicamente, visto il notevole stato di preservazione, dall'ultima fase di trasgressione marina (18 Ka) e la fase di stazionamento alto olocenica. La formazione e la preservazione delle sequenze deposizionali è collegata alle modalità con cui si sono svolte queste fasi. Ad intervalli di repentino aumento del livello del mare, si alternavano brevi periodi di diminuzione del tasso di risalita. Il maggiore l'accumulo di sedimenti ha favorito la genesi di elementi costieri quali sistemi barriera-laguna, frecce litorali in prossimità della linea di costa, tomboli collegati agli alti di basamento, isole barriera parallele alla costa e un paleo sistema deltizio probabilmente generato dalla confluenza tra il Torrente Furiano e il Torrente Inganno.

Alla fase di stazionamento alto è connessa una deposizione di sedimenti, al di sopra dei corpi sopra elencati. Questi sono estesi per circa l'88% della piattaforma, interrompendosi in prossimità di testate dei canyon ed in prossimità degli alti strutturali. L'apporto dei fiumi è il fattore più rilevante per la quantità di sedimenti; la zona in questione risulta essere solcata da fiumare che periodicamente sfociano un enorme quantità di apporti terrigeni. Questo risulta evidente dai grandi spessori assunti dal cuneo olocenico, a distanza di 800m dalla costa assume valori di 25 m e considerato che, in prossimità della costa, ogni 600-700 m c'è un aumento di spessore di 5 m, si può supporre che raggiunga dei massimi di più di 30 m, spessore considerato molto elevato dalla bibliografia.

Una parte del lavoro è consistita nella redazione di due mappe (inserite in allegati) che riportano le isobate delle profondità della superficie erosiva al tetto dei depositi trasgressivi, associata con la superficie di massima ingressione marina, e gli isospessori del cuneo olocenico. Tramite la loro elaborazione è stato possibile avere una visione globale dei processi sopra descritti all'interno della piattaforma continentale.

Bibliografia

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

Arisco G., Arnone G., Favara R., Nigro F., Perricone M., Renda P., Mondello C., 2003 - *Integrated neotectonic and morphometric analysis of northern Sicily*, Boll. Soc. Geol. It. 125, pp. 1-24.

Boyd R., Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., 1992 - *Classification of clastic coastal depositional environments*. Sed. Geol. 80, pp.139-150.

Catuneanu O., William E. Galloway, Christopher G. St. C. Kendall, Andrew D. Miall, Henry W. Posamentier, André Strasser and Maurice E. Tucker, 2011- *Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature*, Newsletters on stratigraphy, Vol. 44/3, 173–245, pp. 174-245.

Corradi N., Zaquini M., Ferreti O., 2003 - *Interpretazione sismostratigrafica della piattaforma costiera antistante la foce dell'Entella*, ENEA "Il Golfo del Tigullio-Liguria Orientale. Avanzamento degli studi per la creazione di Strumenti della Gestione Costiera", pp.1-13.

Gamberi F., Rovere M., Mercorella A., Leidi E., Dalla Valle G., 2014- *Geomorphology of the NE Sicily continental shelf controlled by tidal currents, canyon head incision and river-derived sediments*. Geomorphology 217, pp.106-121.

Carta Geologica D'Italia alla scala 1:50000, Foglio 598 Sant'Agata di Militello- Sicilia- ISPRA- Servizio Geologico d'Italia- Regione Sicilia.

Heckman M., 2014- *Using the CTD to Calibrate the Multibeam Sonar*, <http://www.schmidtocean.org/>

Lentini F. & Carbone S., 2014 - *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, Geologia della Sicilia, Tettonica, pp. 351-374

Kastens K., Mascle J., Auroux C., Bonatti E., Broglia C., Channell J., Curzi P., Emeis K.C., Glacon G., Hasegawa S., Hieke W., Mascle G., McCoy F., Mckenzie J., Mendelson J., Muller C., Rehault J.P., Robertson A., Sartori R., Sprovieri R., Torii M., 1988 - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution*, The Geological Society of America 100, pp. 1140-1156.

Pepe F., Sulli A., Agate M., Di Maio D., Kok A., Lo Iacono C., Catalano R., 2003 - *Plio-Pleistocene geological evolution of the northern Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): new insights from high resolution, multi-electrode sparker profiles*. Geo Mar Lett 23, pp. 53-63.

Pondrelli S., Piromallo C., Serpelloni E., 2004 - *Convergence vs. retreat in Southern Tyrrhenian Sea: insights from kinematics*. Geophys. Res. Lett. 31, pp. 1-4.

Rossato S., 2010 - *Geomorfologia dell'Alto Adriatico: il contributo della missione oceanografia SomRISA09, Quaderni del dottorato (2009)*, pp. 213–219.

Selli R., 1970 – *Cenni morfologici generali sul Mar Tirreno*, Giornale di Geologia 37, pp.5–24.

Van Wagoner J.C., Mitchum JR. R.M, Posameinter H.W, Vail P.R., 1987- *An overview of sequence stratigraphy and key definitions*, Atlas of Seismic Stratigraphy, volume 1. AAPG Studies in Geology 27, pp: 11–14.