



Dottorato di ricerca in
Geodinamica e Sismotettonica XXIV ciclo
Università degli studi di Catania

Coordinatore: Prof. Carmelo Monaco

Metodi di analisi delle deformazioni verticali
lungo aree costiere della Sicilia orientale e
Calabria meridionale

Dottorando: Cecilia Rita Spampinato

Tutor: Prof. Carmelo Monaco

Co-Tutor: Giovanni Scicchitano

*Lo scienziato non è l'uomo che fornisce le vere risposte.
è quello che pone le vere domande.
(Claude Lévi-Strauss)*

INDICE

1) Introduzione

2) Inquadramento geologico

3) Analisi delle deformazioni verticali nel breve periodo

3.1) Metodologia

3.2) Analisi e studio dei siti investigati

3.3) Taormina - Capo Schisò

3.3.1) Linee di costa oloceniche a Capo Schisò

3.3.2) Indicatori archeologici

3.3.3) Elevazione nominale ed età delle paleo linee di costa

3.3.4) Tassi di deformazione verticale durante l'Olocene

3.3.5) Discussioni e conclusioni

3.4) Milazzo

3.4.1) Linee di costa oloceniche a Capo Milazzo

3.4.2) Elevazione nominale ed età delle paleo linee di costa

3.4.3) Tassi di deformazione verticale durante l'Olocene

3.4.5) Discussioni e conclusioni

3.5) Capo dell'Armi

3.5.1) Indicatori geomorfologici olocenici

3.5.2) Indicatori archeologici

3.5.3) Discussioni e conclusioni

3.6) Capo Vaticano

3.6.1) Rilevamento geomorfologico lungo Capo Vaticano

3.6.2) Paleo - linee di costa a Capo Vaticano

3.6.3) Tassi di deformazione verticale durante l'Olocene

3.6.4) Discussioni e conclusioni

4) Analisi delle deformazioni verticali recenti

4.1) Rete di livellazione di alta precisione

4.2) Livellazione geometrica

4.3) Analisi delle linee di livellazione di alta precisione

4.3.1) Linea 108

4.3.2) Linea 92

4.3.3) *Linea 100*

5) Analisi delle deformazioni verticali nel lungo periodo

5.1) Nuclidi cosmogenici

5.2) Rilevamento e Campionamento

5.3) Analisi chimiche dei campioni

5.3.1) Preparazione fisica dei campioni

5.3.2) Estrazione chimica del ^{36}Cl da rocce carbonatiche

5.3.3) Misura della concentrazione del ^{36}Cl con la tecnica AMS

5.4) Risultati

5.5) Discussioni e conclusioni

6) Conclusioni

1) Introduzione

Differenti studi geologici, geofisici e geodetici hanno dimostrato come la crosta terrestre è soggetta a deformazioni verticali. In particolare, le aree costiere della Sicilia orientale e della Calabria meridionale inserite all'interno di un complesso sistema geodinamico sono state soggette a deformazioni verticali nel lungo e breve periodo. L'obiettivo di questa ricerca è di offrire nuovi contributi alla conoscenza della deformazione verticale delle aree sopra citate (Fig. 1) e per perseguire ciò è stato eseguito, nel corso di questo dottorato, un lavoro interdisciplinare (rilievi geomorfologici, datazioni radiometriche e uso di dati strumentali) che ha permesso di stimare i tassi di deformazione verticale e di valutare, ove possibile, le relazioni esistenti tra deformazione verticale e strutture attive. In particolare, questo lavoro è stato suddiviso in tre parti, in ognuna delle quali è stata analizzata, applicando la metodologia più adeguata, la deformazione verticale nel breve periodo (Olocene), la deformazione verticale attuale (ultimi 40 anni) ed infine la deformazione verticale nel lungo periodo (Pleistocene).

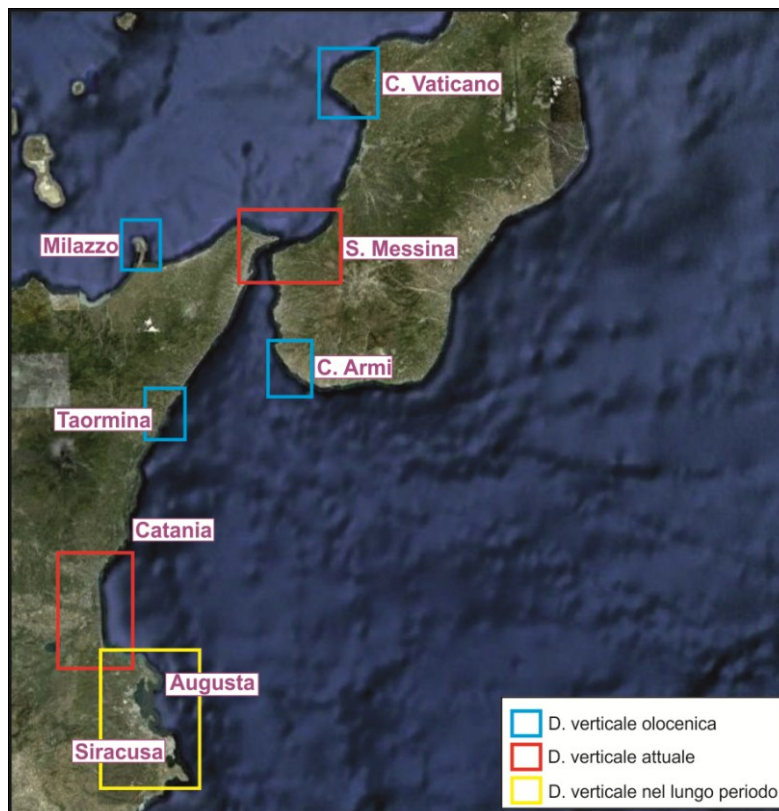


Fig. 1- Ubicazione dei siti studiati.

Nella prima parte di questa tesi è stata studiata la deformazione verticale che ha interessato le aree costiere della Sicilia nord orientale e della Calabria meridionale, durante l'Olocene (Fig. 1). In passato diversi studi (vedi bibliografia) eseguiti nelle suddette aree hanno dimostrato come quest'ultime siano state caratterizzate da sollevamento verticale. Al fine di ottenere un quadro quanto più preciso dell'andamento della deformazione verticale, siti già studiati e non, sono stati analizzati applicando un'unica metodologia. Per prima cosa, sono state effettuate dettagliate campagne di rilievo lungo le aree costiere della Sicilia nord-orientale e della Calabria meridionale, con lo scopo principale di individuare *markers* geologici, biologici e archeologici del paleo livello del mare che, accompagnati da datazioni assolute con il metodo del ^{14}C AMS e confrontati (età e quota) con la curva di risalita del mare durante l'Olocene (Lambeck et al., 2011), hanno permesso di valutare le variazioni relative del livello del mare e di stimare i tassi assoluti di deformazione verticale per l'Olocene. Il passo successivo è stato quello di valutare, tramite le correlazioni tra dati geomorfologici, stratigrafici e radiometrici, se i siti studiati sono stati soggetti alla sola deformazione regionale o se la deformazione verticale registrata altro non è che la somma di una componente regionale e di una locale. Infine, laddove le analisi dei dati hanno permesso di discriminare sollevamenti regionali da sollevamenti cosismici, è stato spesso possibile: i) scremare il contributo regionale dalla deformazione totale, ii) definire gli intervalli cronologici durante quale si sarebbero potuti verificare gli eventi co-sismici (riuscendo a volte a correlare questi eventi con eventi riportati nei cataloghi della sismicità storica), iii) quantificare i rigetti correlati agli eventi co-sismici, iv) studiare le relazioni esistenti tra deformazione verticale e strutture attive ed, infine, v) identificare le sorgenti sismogeniche.

La seconda parte della tesi è stata dedicata all'analisi delle deformazioni verticali attuali (ultimi 40 anni) tramite l'uso di dati strumentali. Precisamente, sono state raccolte ed analizzate le quote dei capisaldi, misurate in più campagne di misura, appartenenti alle linee di livellazione geodetica ad alta precisione dell'Istituto Geografico Militare e localizzate presso la Sicilia orientale e la Calabria

meridionale (Fig. 1). La scelta di analizzare le linee di livellazione ad alta precisione rispetto ad altri dati geodetici (es. GPS) è correlabile a tre principali fattori: (i) la stima della deformazione verticale è un ordine di grandezza migliore rispetto agli altri dati geodetici; (ii) la rete delle linee di livellazione ad alta precisione è costituita da un numero elevato di capisaldi distribuiti su tutto il territorio nazionale; (iii) è l'unico set di dati geodetici che ricopre un intervallo di tempo di misura superiore ai 60 anni. L'unico svantaggio delle misure di livellazione di alta precisione è la mancanza di un punto di riferimento assoluto e di conseguenza la deformazione verticale è stata espressa in termini di tassi relativi (Bomford, 1971). Nonostante ciò, il *processing* delle differenti serie temporali di livellazione altimetrica di alta precisione ha permesso di stimare i tassi relativi di deformazione verticale per gli ultimi 40 anni e attraverso l'analisi incrociata dei dati strumentali con i rilievi geologico strutturali è stato possibile evidenziare la presenza di strutture attive, presunte responsabili della deformazione verticale attuale registrata nell'area oggetto di studio.

Infine, nell'ultima parte di questa tesi è stato affrontato lo studio della deformazione verticale nel lungo periodo, e precisamente è stata studiata la deformazione verticale che ha interessato la serie terrazzata presente tra l'abitato di Augusta e la città di Siracusa, in Sicilia sud-orientale (Fig. 1). La formazione di una successione di superfici sub-orizzontali, che dall'alto verso il basso va dalle più antiche alle più recenti, è il risultato dell'interazione tra le variazioni del livello del mare ed i sollevamenti tettonici che interessano le aree costiere, per cui riuscendo a datare le superfici terrazzate si ha la possibilità di stimare i tassi di deformazione verticale. Esistono differenti metodi per la datazione assoluta delle serie terrazzate, tra i più comuni ricordiamo: *electron spin resonance* (ESR), *termoluminescenza* (TL), tecnica OSL (*optically stimulated luminescence*), metodo Th/U. Questi trovano la loro applicabilità a seconda del campione scelto per l'analisi (campione organico o campione di sedimento).

La serie terrazzata della Sicilia sud orientale, area oggetto di studio di questo lavoro, è stata già studiata in passato (Bianca et al., 1999; Dutton et al., 2009) ottenendo valori dei tassi di deformazione verticale discordanti tra loro. Per provare ad ottenere un valore di deformazione verticale univoco si è deciso di datare le superfici terrazzate con un metodo di datazione assoluta di recente utilizzo, che prevede la misura della concentrazione di nuclidi terrestri cosmogenici accumulati nelle rocce per effetto dell'interazione dei raggi cosmici con alcuni elementi *target* presenti nella roccia. Conoscendo la concentrazione di nuclidi cosmogenici (numero di atomi di nuclidi accumulati in un gr di campione) ed il tasso di produzione locale (numero di atomi di nuclidi cosmogenici accumulati in un gr di campione durante un anno) è possibile stimare il tempo di esposizione della roccia e quindi datarla. La scelta di usare la tecnica di datazione radiometrica dei nuclidi cosmogenici dipende da due motivi: la possibilità di usare questa tecnica rispetto alle altre pur non avendo trovato né un campione organico né un deposito sedimentario associato al terrazzo, da datare; applicando questa tecnica ad un'area ampiamente studiata con altre metodologie, dal confronto dei risultati si ha la possibilità di provare la validità della tecnica stessa.

2) Inquadramento geologico

Le aree oggetto di studio sono localizzate lungo l'Arco Calabro ed in Sicilia sud-orientale (Fig. 1). L'Arco Calabro e la Sicilia orientale rappresentano una delle aree più sismicamente attive del Mediterraneo centrale dove gli effetti di una tettonica Quaternaria sono meglio preservati. La sismicità è caratterizzata dall'occorrenza di terremoti sub crostali e crostali. I primi sono localizzati nel Tirreno meridionale fino ad una profondità di ~ 470 km, i quali individuano la presenza di uno slab che immerge di ~ 45° verso NO (Gasparini et al., 1985; Anderson e Jackson, 1987). La sismicità crostale è definita dai terremoti storici e strumentali (Postipischi, 1985; Boschi et al., 1995; 1997). La distribuzione epicentrale della sismicità crostale delinea una fascia sismica che si estende lungo il versante tirrenico della Calabria e, verso sud, lungo la costa ionica della Sicilia sino al Plateau Ibleo (Fig. 2), nota come rift Siculo –Calabro (Monaco e Tortorici, 2000).

Il rift Siculo-Calabro contribuisce ad una continua deformazione estensionale con direzione ONO-ESE tra la Sicilia orientale e la Calabria occidentale. La zona di rift altro non è che una cintura di faglie normali, marcata da vulcanismo attivo e da forte sismicità crostale producendo terremoti con meccanismi focali prevalentemente normali, la si estende per una lunghezza di ~ 370 km a partire dalla Valle del Crati a Nord (Calabria settentrionale) sino al Plateau Ibleo a sud. I differenti segmenti di faglia normale che costituiscono la zona di rift hanno lunghezze variabili tra i 10 ed i 45 km e presentano un orientamento che varia procedendo da nord verso sud. Questi faglie hanno controllato e controllano i processi di erosione e sedimentazione durante il quaternario, deformano i sedimenti del Pleistocene-Olocene formando ripide scarpate e dando origine a differenti ordini di terrazzi marini ed alluvionali.

In Calabria settentrionale, le faglie che costituiscono il rift hanno un andamento ~ N-S e separano il bacino sedimentario della Valle del Crati (Pliocene Superiore - Pleistocene) dalle rocce cristalline della Catena Costiera ad ovest e da quelle delle

Serre ad est (Fig. 2). In Calabria meridionale la zona di rift si presenta costituita da faglie normali orientate NNE-SSO che immergono verso ovest (Fig. 2). Queste faglie separano i principali bacini sedimentari Plio - Pleistocenici dalle aree sollevate rappresentate dalle catene montuose di Serre ed Aspromonte. Verso ovest, i segmenti di faglia (faglia di Capo Vaticano e di Scilla) corrono lungo la costa tirrenica separando gli alti strutturali di Capo Vaticano e Palmi dall'*offshore* tirrenico (Fig. 2).

In Sicilia orientale i segmenti di faglia che costituiscono la zona del rift Siculo – Calabro hanno orientazione sia NNE-SSO che NNO-SSE (Fig. 2). In Sicilia nord orientale, tra Messina e Taormina, è presente una faglia normale localizzata in *offshore* e che si sviluppa parallelamente alla costa ionica con una direzione NNE-SSO ed una immersione verso est (faglia di Taormina, Fig. 2; Fig. 3). A sud di Taormina le faglie normali penetrano in *onshore* mantenendo sempre la stessa orientazione ed immersione (faglia di Piedimonte, Fig. 2). Procedendo verso sud le faglie cambiano improvvisamente direzione da NNE a NNO formando la zona di faglia S. Alfio – Acireale (Fig. 2). Questa zona di faglia è localizzata alla base del fianco orientale del vulcano Etna, è costituita da differenti segmenti di faglia con immersione orientati NNO e con immersione verso est che controllano la *topografia* attuale dell'area. Tra Catania e Siracusa le faglie che costituiscono la zona di rift tornano ad essere localizzate *offshore* con un orientamento NNO-SSE (Fig. 2; Fig. 4). Il più importante segmento di faglia che costituisce questa porzione di rift è rappresentato dalla *western fault* (Fig. 2; Fig. 4) che si estende parallelamente alla costa per una lunghezza di ~ 45 km. Infine a sud di Siracusa le faglie tornano a propagarsi *onshore* seguendo un andamento NE-SO (faglia di Avola e Rosolini – Pozzallo, Fig. 2; Fig. 4).

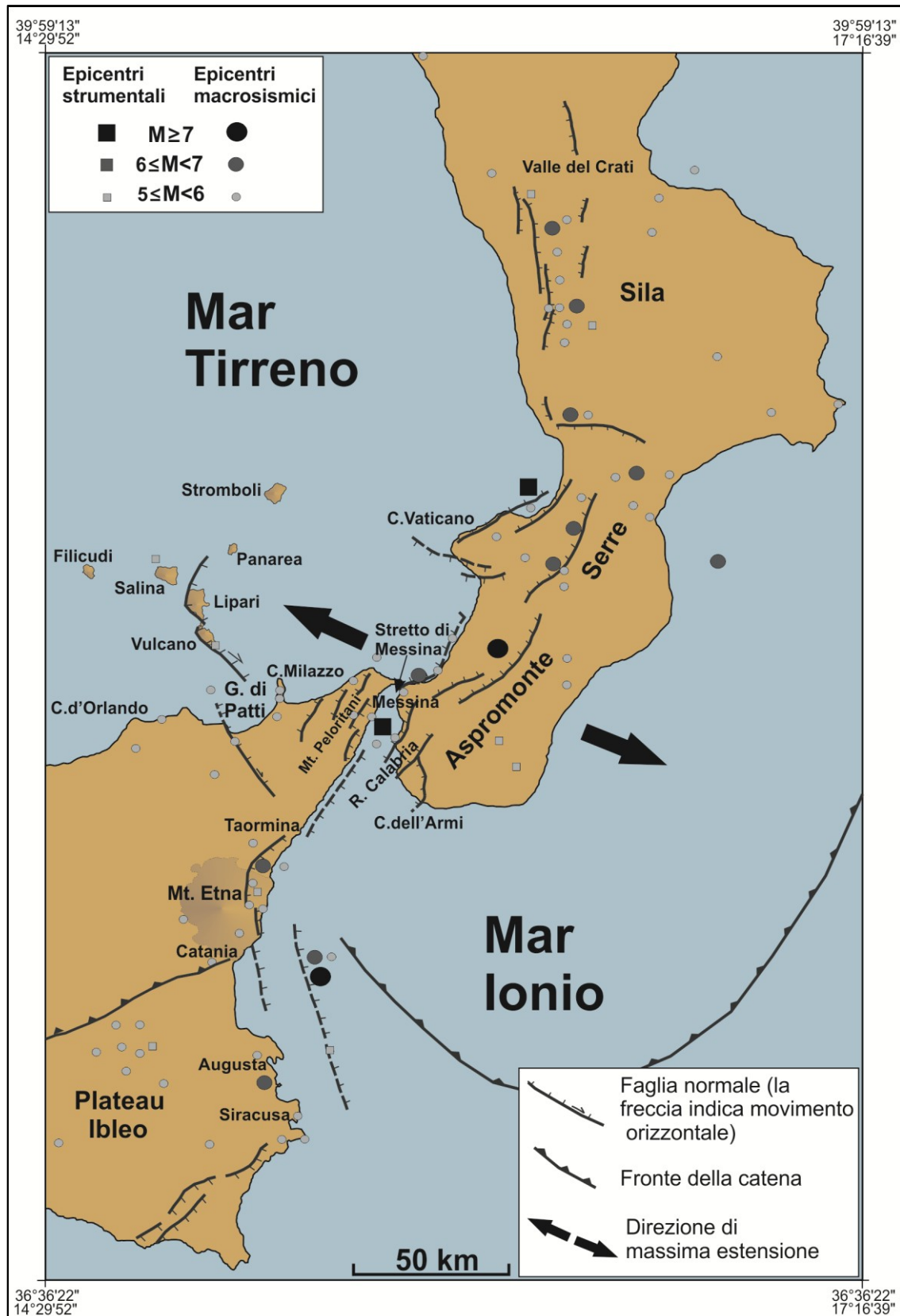


Fig. 2- Carta sismo tettonica della Calabria centro-meridionale e della Sicilia orientale (da Monaco & Tortorici, 2000 modificata), ivi figuranti i principali segmenti di faglia normali (SCRZ: Siculo-Calabrian rift zone). Sismicità crostale ($H < 35$ km) fin da 1000 AD (dati ottenuti da Gasparini et al., 1985; Postpischl, 1985; Anderson e Jackson, 1987; Boschi et al., 1995).

• *Arco Calabro*. E' costituito dalla Calabria meridionale e dalla Sicilia nord orientale, rappresentando una delle zone di massima distorsione dell'orogene che circonda il Mediterraneo e costituendo il raccordo tra l'Appennino meridionale e la catena Siculo-Maghrebide sviluppatosi durante la collisione Africa – Europa (Neogene-Quaternario). L'attuale posizione dell'Arco Calabro è da correlare alla subduzione verso nord ovest dello *slab* ionico (Malinverno e Ryan, 1986; Dewey et al., 1989; Boccaletti et al., 1990). Esso è l'elemento più interno dell'orogene ed è costituito da una serie di unità tettoniche, in cui sono rappresentate diverse porzioni di un'originaria crosta continentale con le relative coperture meso-cenozoiche (Complesso Calabride di Ogniben, 1969). Durante il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, mentre strutture contrazionali continuano a formarsi al fronte e lungo l'asse della catena, i settori interni dell'Arco Calabro collassano a causa dell'attivazione di faglie normali con direzioni sia longitudinale che trasversali rispetto l'Arco causando la formazione di alti strutturali e bacini sedimentari marini (Ghisetti e Vezzani, 1982; Trincardi et al., 1987; Pepe et al., 2000, 2003). In Calabria ed in Sicilia nord orientale i processi contrazionali lungo la catena ed il collasso nelle zone retrostanti sono stati seguiti da forti sollevamenti, i quali sono stati registrati dalla formazione di diversi ordini di terrazzi marini (Dumas et al., 1982; Ghisetti, 1984; Valensise e Pantosti, 1992; Westaway, 1993; Miyauchi et al., 1994; Catalano e De Guidi, 2003; Tortorici et al., 2003). L'elevazione dei terrazzi marini e gli *offset* lungo le principali faglie sono stati usati per stabilire il contributo, sia regionale che quello dovuto alle faglie, del sollevamento. In accordo con Westaway (1993) il sollevamento di 1.67 mm/a calcolato per la Calabria meridionale a partire dal Pleistocene Medio è stato ripartito in 1 mm/a come effetto dei processi regionali ed il residuo come effetto dell'attività delle faglie. Allo stesso modo, le stime dei tassi di sollevamento nel breve termine (Olocene), per la Calabria meridionale e la Sicilia nord orientale, sono state ottenute dagli studi di spiagge oloceniche sollevate (Fig. 3; Firth et al., 1996; Pirazzoli et al., 1997; Stewart et al., 1997; Rust e Kershaw, 2000; Antonioli

et al., 2003, 2006, 2009; De Guidi et al., 2003; Ferranti et al., 2007; Scicchitano et al., 2011a, 2011b; Spampinato et al., in press). Il forte sollevamento regionale dell'intero Arco Calabro è stato accompagnato da un importante cambiamento geodinamico avvenuto nell'area durante il Pleistocene Medio correlato alla fine o al rallentamento del processo di subduzione dello *slab* ionico sotto il dominio tirrenico e conseguente flusso astenosferico nello spazio risultante dal *detachment* dello *slab* (Westaway, 1993; Wortel & Spakman, 2000; Goes et al., 2004), o ancora può essere dovuto alla presenza dell'astenosfera che si incunea sotto la crosta disaccoppiata (Gvirtzman & Nur, 2001).

In questo contesto, la fascia compresa tra il settore più meridionale dell'arcipelago eoliano e la Sicilia nord orientale, dominata dal sistema di faglie Vulcano – Tindari (conosciuta anche come sistema Tindari – Letoianni; Lanzafame e Bousquet, 1997; Billi et al., 2006), rappresenta un'area chiave che separa due differenti regimi tettonici (Fig. 3; Argnani et al., 2007; Mattia et al., 2008, 2009). Ad est è presente un dominio estensionale, dominato da un rift incipiente, caratterizzato da forte sismicità crostale e vulcanismo il quale attraversa lo Stretto di Messina riattivando le faglie normali della Calabria tirrenica e quelle localizzate lungo *l'offshore* della costa ionica siciliana (zona di rift Siculo – Calabro, Monaco e Tortorici, 2000). L'estensione con orientazione ONO-ESE è documentata dai meccanismi focali dei terremoti crostali (Fig. 3; Pondrelli et al., 2006), da studi strutturali (Tortorici et al., 1995; Monaco et al., 1997; Monaco e Tortorici, 2000; Jacques et al., 2001; Ferranti et al., 2007) e da dati GPS (D'Agostino e Selvaggi, 2004; Mattia et al., 2008). Ad ovest del sistema di faglie Vulcano – Tindari è presente un dominio di compressione orientato ~N-S caratterizzato da moderata sismicità crostale (Fig. 3). Il sistema Vulcano – Tindari è costituito da segmenti di faglie disposti *en-echelon* con orientazione NO-SE, le quali sono caratterizzate da movimenti di *strike slip* destri in *offshore* (Ventura, 1994; Mazzuoli et al., 1995) e da una cinematica transtensiva in *onshore* (Ghisetti, 1979). Lo studio delle soluzioni focali rivela la presenza di strutture inverse tra le isole di Salina e Vulcano, una cinematica di tipo *strike slip* destra tra Vulcano e

Capo Milazzo e prevalentemente faglie normali accoppiate ad una trascorrenza destra nell'area del Golfo di Patti (Neri et al., 2005). Questo quadro cinematico è stato recentemente confermato dai campi di velocità GPS (Mattia et al., 2008). In accordo con Argnani et al. (2007), il settore meridionale dell'arcipelago eoliano compreso tra l'isola di Vulcano e Capo Milazzo è caratterizzato da una fascia di strutture traspressive con orientazione NO-SE. Lungo questa fascia, i profili sismici mostrano la presenza di due anticlinali note come piega di Capo Milazzo e di Vulcano (Fig. 3).

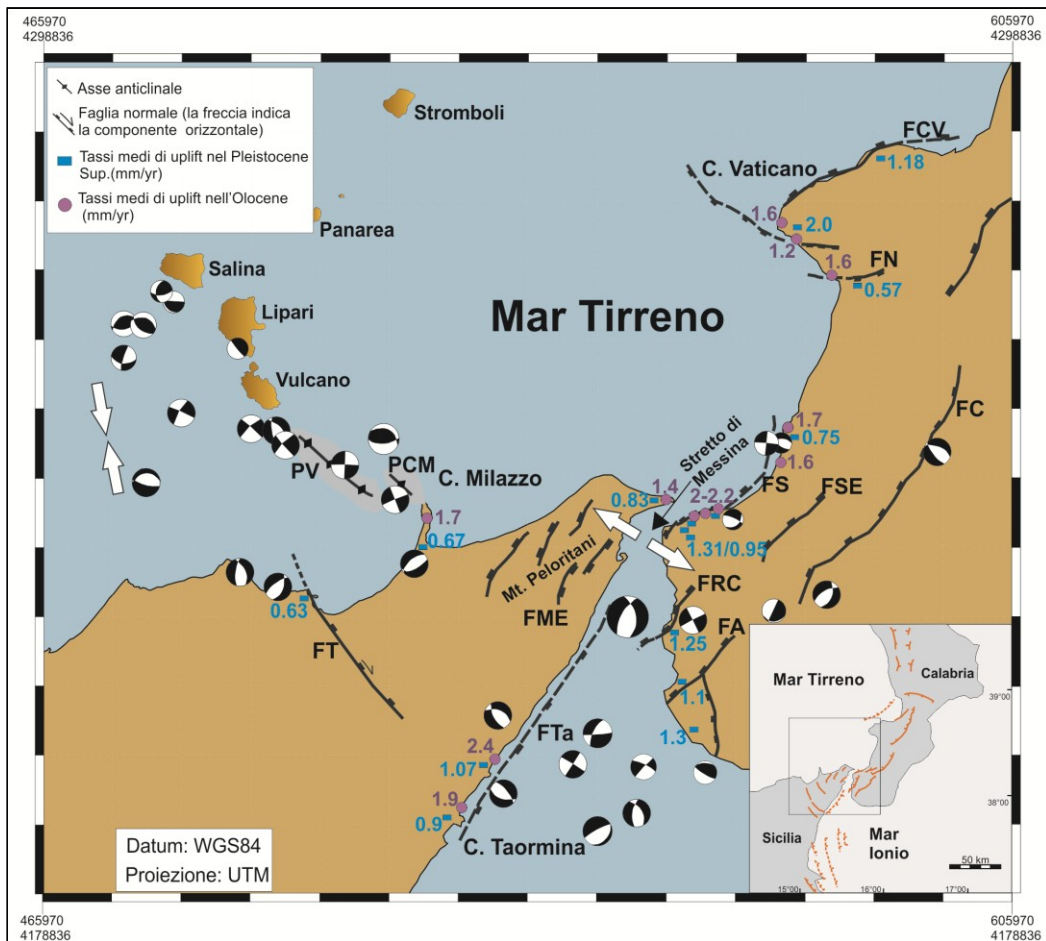


Fig. 3- Carta neotettonica del settore meridionale dell'Arco Calabro. Le doppie frecce indicano la direzione di estensione lungo la Calabria occidentale e la Sicilia orientale e la direzione di contrazione lungo l'*offshore* della Sicilia settentrionale. In grigio sono rappresentate le aree in sollevamento tra Capo Milazzo e Vulcano (piega di Vulcano e piega di Milazzo da Argnani et al., 2007). I meccanismi focali di moderati e grandi terremoti ($M > 4$) sono quelli ottenuti da Harvard CMT (1976-2006) [<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>] and Mednet RCMT (1997-2006) [<http://mednet.ingv.it/events/QRCMT/Welcome.html>] e dai cataloghi della sismicità storica (Pondrelli et al., 2002, 2004), Gasparini et al. (1985), and Anderson and Jackson (1987). In azzurro i tassi medi di sollevamento per il Pleistocene (Ferranti et al., 2006), in viola i tassi medi di sollevamento per l'Olocene (Antonoli et al., 2009). L'inserito mostra lo schema neotettonico dell'Arco Calabro.

- *Sicilia sud orientale.* Quest' area è costituita per la maggior parte dal Plateau Ibleo che rappresenta l' avampese emerso della catena Siculo - Maghrebide ed è caratterizzato da una crosta continentale sulla quale giace una sequenza carbonatica vulcanica che va dal Mesozoico al Quaternario (Grasso and Lentini, 1982; A.A.V.V., 1987). Il settore ionico del Plateau Ibleo è collocato al letto di un grande sistema di faglie normali *offshore* che sin dal Pleistocene medio ha riattivato la Scarpata Ibleo - Maltese (Bianca et al., 1999), un limite di placca Mesozoico che separa il dominio continentale dalla crosta oceanica del bacino dello Ionio (Scandone et al., 1981; Makris et al., 1986; Sartori et al., 1991; Argnani and Bonazzi, 2005). La linea di costa è caratterizzata da diverse penisole rocciose: Monte Tauro, Magnisi, Santa Panagia e La Maddalena costituite da sedimenti carbonatici organogeni di mare basso di età neogenico - quaternaria, separate da zone depresse in cui affiorano depositi pelitici plio - quaternari.

Gli elementi morfostrutturali più evidenti sono costituiti dall'*horst* di Mt. Tauro, orientato in direzione NW-SE; dall'*horst* di Mt. Climiti, orientato in direzione NW-SE; dall'*horst* Belvedere-Santa Panagia, orientato in direzione E-W; dal graben pleistocenico di Florida, orientato in direzione NW-SE; dall'*horst* della Maddalena, orientato in direzione NW-SE (Fig. 4). L'evoluzione quaternaria lungo il margine orientale del Plateau Ibleo è il risultato di una tettonica estensionale, legata all'attività lungo il settore meridionale, della zona di rift Siculo - Calabro.

I dati geologici e morfologici suggeriscono che la maggior attività delle faglie normali del Plateau Ibleo, orientate in direzione NW-SE (faglia di Mt. Climiti, faglia di Mt. Tauro, faglia di Thapsos e faglia della Maddalena; Fig. 4), non è più recente di ~400 ka; l'attività della faglia di Avola e del sistema Rosolini-Pozzallo, ubicate onshore e orientate secondo la direzione NE-SW e rappresentanti la parte meridionale della zona di rift Siculo - Calabro è attribuibile ad un'età tra i 400 ka e l'attuale; l'attività del maggior segmento di faglia della zona di rift Siculo - Calabro è ubicata nell'*offshore* ionico e viene attribuita ad un'età compresa tra i 330 ka e l'attuale (Bianca et al., 1999).

I dati morfologici e geologici, insieme all'analisi di profili sismici eseguiti lungo l'*offshore* ionico (Bianca et al., 1999; Monaco & Tortorici, 2000) suggeriscono che la deformazione più recente sia rappresentata da un lento sollevamento dovuto alla faglia ubicata nell'*offshore* ionico, con direzione NNW-SSE, che ha riattivato il sistema mesozoico della Scarpata Ibleo Maltese. Tassi di sollevamento medi di circa 0,65 mm/a sono stati stimati per l'area di Siracusa a partire da 400 ka (Bianca et al., 1999). Per quanto riguarda i tassi di deformazione verticali nel breve termine sono stati stimati grazie allo studio di siti archeologici e dei sondaggi in aree lagunari (Scicchitano et al., 2008; Spampinato et al., 2011).

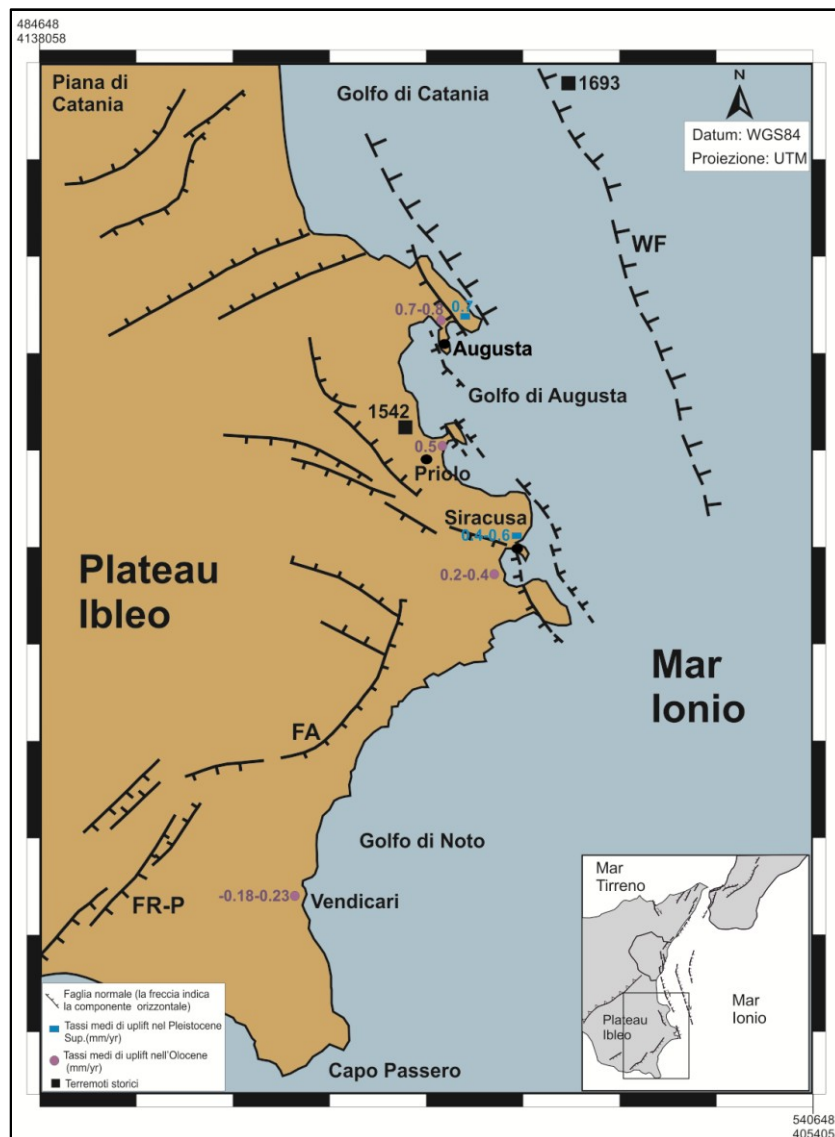


Fig. 4- Carta neotettonica della Sicilia sud orientale da Monaco e Tortorici, 2000. In azzurro i tassi medi di sollevamento per il Pleistocene (Bianca et al., 1999; Dutton et al., 2009). In viola i tassi medi di sollevamento per l'Olocene (Scicchitano et al., 2008; Spampinato et al., 2011).

3) Analisi delle deformazioni verticali nel breve periodo

Il livello del mare, *datum* universale per le misure di elevazione, rappresenta il punto di riferimento per determinare i movimenti verticali e per valutare nel lungo e breve periodo la stabilità tettonica delle aree costiere (Lajoie, 1986). Il livello medio marino in prossimità di una costa è definito come l'altezza della superficie del mare, mediata su un periodo di tempo sufficientemente lungo e filtrata dalle oscillazioni dovute ad onde e maree, rispetto ad un punto di riferimento locale terrestre. Nel corso delle ere geologiche il livello relativo del mare ha sempre subito delle variazioni dovute alla somma di tre fattori: eustatico, glacio – idro-isostatico e tettonico.

$$\Delta\zeta_{obs} = \Delta\zeta_e + (\Delta\zeta_i + \Delta\zeta_w) + \Delta\zeta_{tect} \quad (1)$$

Il primo fattore ($\Delta\zeta_e$) è dovuto all'alternanza, legata alla variazione ciclica dei parametri orbitali, di fasi climatiche fredde (glaciazioni) con fasi più calde (periodi interglaciali), esso agisce a scala globale provocando l'accrescimento e la riduzione delle calotte polari con la conseguente variazione del livello marino.

Il secondo fattore ($\Delta\zeta_i + \Delta\zeta_w$) agisce su scala continentale-regionale. Si distingue una componente glacio-isostatica ($\Delta\zeta_i$) che si traduce in un sollevamento (con effetto trascurabile verso l'Equatore) come conseguenza dell'aumento dello spessore di ghiaccio (glaciazione) che fa "affondare" la crosta terrestre nel sottostante mantello e successivamente della riduzione del carico (periodi interglaciali) che corrisponde ad un lento movimento di risalita della crosta, dovuto alla viscosità del mantello; e una componente idro-isostatica ($\Delta\zeta_w$) la quale è associata alle variazioni del fondo marino dovute all'incremento o decremento della colonna d'acqua, causando la subsidenza all'interno dei bacini oceanici. In generale le zone alle alte latitudini sono soggette a forti fenomeni di glacio-isostasia, in quelle alle medie latitudini (ad es. il Mediterraneo) vengono sommate le componenti glacio ed idro-isostatiche mentre in quelle alle basse latitudini i movimenti crostali sono essenzialmente legati alla idro-isostasia. Il contributo

isostatico, somma tra la componente glacio-isostatica e quella idro-isostatica, valutato per la penisola italiana, si traduce in un processo di subsidenza delle coste e quindi una risalita relativa del mare, con tassi variabili e crescenti da Nord a Sud. La componente glacio-idro-isostatica che agisce lungo le coste italiane è stata determinata e confrontata con dati di osservazione diretta in siti non disturbati da processi tettonici significativi (Lambeck et al., 2004; Lambeck et al., 2011).

Il terzo fattore ($\Delta\zeta_{tect}$) importate per la valutazione delle variazioni del livello relativo marino è rappresentato dai movimenti tettonici verticali che si verificano lungo la costa. Questi risultano essere strettamente legati alle caratteristiche geologiche del luogo per cui agiscono su scala regionale – locale. La mobilità tettonica verticale delle aree costiere può quindi attenuare o amplificare localmente l'effetto dei movimenti relativi del livello del mare. Il contributo tettonico verticale è ottenuto comparando i dati osservati con le curve predette di risalita del livello del mare, che tengono conto dei fattori di eustatismo e glacio-idro-isostasia, e sarà valutato come la differenza tra la posizione locale del paleo livello del mare e la suddetta curva del livello del mare realizzata per i siti in esame (Lambeck et al., 2011).

Oltre a ciò, la deformazione tettonica può essere analizzata come somma di due componenti: componente regionale (alta lunghezza d'onda) e componente locale (bassa lunghezza d'onda):

$$\Delta\zeta_{tect} = \Delta\zeta_{reg} + \Delta\zeta_{loc} \quad (2)$$

Le due componenti della deformazione verticale possono essere analizzate a scala temporale, per cui si ha che la componente regionale ($\Delta\zeta_{reg}$) è lenta e costante e quella locale ($\Delta\zeta_{loc}$) episodica e variabile. Inoltre, le due componenti possono essere analizzate in base alla modalità di rilascio energetico all'interno di un ciclo sismico. Quest' ultimo è diviso in quattro fasi: pre-sismico, co-sismico, post-sismico e intersismico. All'interno del ciclo sismico, la componente regionale

rappresenta la deformazione intersismica e la componente locale quella pre-, co- e post-sismica.

(3.1) Metodologia

Indicatori geomorfologici e biologici

Per l'analisi delle deformazioni verticali lungo le aree costiere è stato indispensabile effettuare dettagliati rilevamenti di campagna. Durante le campagne di rilevamento geomorfologico, delle aree oggetto di studio, sono state mappate con massima precisione paleo linee di costa sollevate, sono stati quindi individuati gli indicatori di paleo livelli del mare i quali sono stati misurati rispetto l'attuale livello locale del mare, tutte le misure eseguite sono state corrette per le fluttuazioni di marea che per il Mediterraneo risultano poco ampie, per la maggior parte delle coste della penisola italiana il range è tra 0,25 e 0,44 m (<http://www.wxtide32.com>) e per le variazioni di pressione (<http://www.wundreground.com>).

Possibili errori nella valutazione dei dati sono dovuti alla ricostruzione del paleo livello del mare, la quale è strettamente legata all'ecologia delle associazioni fossilifere assunte come indicatori dei livelli del mare nel passato. Per ovviare a tale incertezza, ove è stato possibile, la ricostruzione del paleo livello del mare è stata effettuata tenendo conto principalmente degli organismi intertidali che in accordo con Peres e Picard (1964) rappresentano i migliori *markers* per definire un paleo livello del mare. Qui di seguito viene riportata una breve descrizione degli indicatori biologici e geomorfologici ritrovati nel corso delle varie campagne di rilevamento e assunti come *markers* di vecchie linee di costa.

- Reef a vermetidi. I vermetidi sono Gasteropodi marini caratterizzati da una robusta conchiglia, aderenti al substrato roccioso, nel Mediterraneo la specie biocostruttrice della piattaforma a vermetidi è *Dendropoma petraeum*, specie gregaria e coloniale che vive al livello intertidale. I reef a vermetidi si insediano nella fascia intertidale delle coste rocciose, al momento della loro crescita risultano

sommersi durante le alte maree ed esposti durante la bassa marea, la loro posizione definisce quindi il livello medio del mare con un errore pari al valore dell'ampiezza di marea, $\approx 0,2$ m.

- Incrostazioni di alghe rosse coralline della specie *Lythophyllum tortuosum*, tipicamente adatte ad un violento idrodinamismo e presenti nella zona mesolitorale compresa tra la media e la bassa marea. La loro posizione definisce quindi il livello medio del mare con un errore di ≈ 0.2 m.
- Fasce di balanidi della specie *Chthamalus depressus* che attualmente nel Mediterraneo Centrale colonizzano la zona alta del piano mesolitorale. L'ampiezza delle fasce è compresa tra i 40 e 60 cm e riflette l'effetto combinato tra il range della marea e la zona degli spruzzi che varia localmente.
- *Notch* o solchi di battente che si formano principalmente sui calcari al livello del mare e lungo coste con un moderato range di marea, hanno una altezza di poco superiore alla marea locale. Essi costituiscono un naturale livello di base, importante per valutare la stabilità tettonica di un' area costiera.

Per poter stimare i tassi di deformazione verticale, durante l'Olocene, delle aree oggetto di studio, risulta indispensabile eseguire datazioni assolute sui campioni, indicatori del livello del mare, in modo tale da stabilire anche se con un certo grado di approssimazione l'età effettiva dei campioni. Il metodo di datazione assoluta utilizzato in questa fase del progetto quello del radiocarbonio, basato sul decadimento del carbonio ^{14}C in azoto ^{14}N . Le analisi al radiocarbonio sono state realizzate presso il Laboratorio CIRCE di Caserta secondo il metodo della spettrometria di massa (AMS, Accelerator Mass Spectrometry), e successivamente sono state calibrate con il software CALIB 6.0 (Stuiver et al., 2011).

Indicatori geo-archeologici

I siti archeologici, in aree caratterizzate da basse escursioni mareali, possono fornire importanti informazioni per l'analisi delle deformazioni verticali lungo le aree durante gli ultimi millenni, attraverso lo studio di strutture antropiche per le quali

sia possibile stabilire una correlazione geometrica con il paleo-livello del mare all'epoca del loro utilizzo. In particolare lungo le coste del Mediterraneo il rapido svilupparsi tecnologico delle civiltà ha permesso l'addensarsi di numerosi indicatori archeologici che possono essere usati nella interpretazione dei paleo-livelli del mare (Flemming, 1969; Schmiedt, 1966; 1972; Caputo & Pieri, 1976; Pirazzoli, 1976; Flemming & Webb, 1986; Lambeck et al., 2004a; Anzidei et al., 2006; Antonioli et al., 2007, Scicchitano et al., 2008; Scicchitano et al., 2011). Al fine di correlare le strutture archeologiche al paleo-livello del mare è stata definita un' altezza funzionale.

L'altezza funzionale è definita come l'altezza di una specifica parte architettonica della struttura riferibile al livello del mare all'epoca della costruzione dell'opera ed in relazione al suo uso. Essa dipende dal tipo di struttura, dal suo utilizzo e dall'ampiezza media delle maree locali (Lambeck et al., 2004; Antonioli et al., 2007).

Le misure delle altezze delle strutture archeologiche rispetto all'attuale livello medio del mare sono state effettuate attraverso misure dirette sul campo e poi corrette dai contributi di maree e pressione atmosferica. Tali dati sono stati comparati con la curva predetta della risalita del mare durante l'Olocene (Lambeck et al., 2004b; Lambeck et al. 2011). Comparando età ed elevazione (rispetto al livello medio marino) degli indicatori archeologici del paleo-livello del mare con le curve predette per l'Olocene è possibile valutare accuratamente il movimento tettonico verticale che interessa le aree costiere oggetto di studio.

(3.2) Analisi e studio dei siti investigati

La Sicilia nordorientale e la Calabria meridionale sono aree soggette a deformazione verticale come testimoniato dalle quote alle quali è stato ritrovato il terrazzo relativo all'ultimo periodo interglaciale (MIS 5.5) (Ferranti et al., 2006). Il pattern deformativo del Tardo Quaternario è confermato anche durante l'Olocene (Stewart et al., 1997; De Guidi et al., 2003; Antonioli et al., 2006, 2009; Ferranti et al., 2007; Scicchitano et al., 2011a,). In accordo con Westaway, 1993 e Ferranti

et al., 2007 il movimento tettonico verticale durante il Pleistocene e l'Olocene è la somma di due sorgenti: una componente regionale lenta e costante (sollevamento regionale costante); una componente locale, improvvisa e variabile, principalmente attribuibile al movimento lungo le faglie (sollevamento cosismico).

Riuscire a separare e a determinare quantitativamente il contributo regionale e quello locale e riuscire a definire gli intervalli cronologici durante i quali si sono verificati gli evento co-sismici può risultare indispensabile per l'identificazione di sorgenti sismo geniche e definirne il proprio potenziale . Per tale motivo sono stati studiati quattro siti (Fig. 5), due in Sicilia nordorientale (Taormina - Capo Schisò e Capo Milazzo) e due in Calabria meridionale (Capo dell'Armi e Capo Vaticano), che verranno presentati singolarmente qui di seguito, che proprio per la loro ubicazione all'interno di un complesso ambiente geodinamico, quale è l'Arco Calabro, sono interessati sia dalla deformazione regionale e costante sia dalle deformazioni istantanee come risposta all'attività di strutture attive.



Fig. 5- Ubicazione dei siti in cui è stata studiata la deformazione verticale durante l'Olocene.

(3.3) Taormina - Capo Schisò

L'area di Taormina è localizzata lungo la costa ionica della Sicilia nordorientale a sud-ovest della terminazione dell'arco calabro (Fig. 5). La successione litologica esposta lungo quest'area è suddivisibile in tre distinte unità tettoniche appartenenti al cosiddetto dominio Kabilo-Calabride di chiara derivazione europea (Lentini et al., 1993). Ciascuna delle unità riconosciute è caratterizzata alla base da terreni di natura cristallina, rappresentati da metamorfiti di età paleozoica, su cui si sovrappongono successioni sedimentarie mesozoico-terziarie (Atzori & Vezzani, 1974; Lentini & Vezzani, 1975).

La regione di Taormina rappresenta una porzione del segmento di costa ionica della Sicilia nordorientale di lunghezza ~ 40 km, la quale è stata interessata da forti sollevamenti tettonici durante il Tardo Quaternario, nonostante l'area sia caratterizzata da una scarsa sismicità storica e strumentale (Fig. 3; Neri et al., 2006), come testimoniato dalla presenza di diversi ordini di terrazzi marini di età Pleistocene Medio-Superiore (Fig. 6a; Bonfiglio, 1981; Bonfiglio e Violanti, 1983; Catalano e De Guidi, 2003; Antonioli et al., 2006). Ciascuno dei terrazzi è composto da resti di antiche piattaforme di abrasione marina che nel tempo sono state sollevate, per cause tettoniche, al di sopra del livello del mare. Per cui, la disposizione a gradinata delle superfici marine lungo la costa indica una chiara tendenza al sollevamento dell'area con ripetute stasi del fenomeno corrispondenti a periodi di modellamento delle singole piattaforme di abrasione. Il dislocamento relativo dei terrazzi marini può essere utilizzato per determinare il contributo, al sollevamento, della componente regionale e di quella legata alle faglie. Secondo Catalano e De Guidi (2003) nell'area taorminese il tasso di deformazione verticale, per il lungo termine, è stato quantificato in 1.7 mm/a, tuttavia Antonioli et al. (2006) stimano un tasso più conservativo pari a ~1.1 mm/a nell'area di St. Alessio e ~1.0 mm/a nell'area di Taormina, per gli ultimi 125 ka (Fig. 6a).

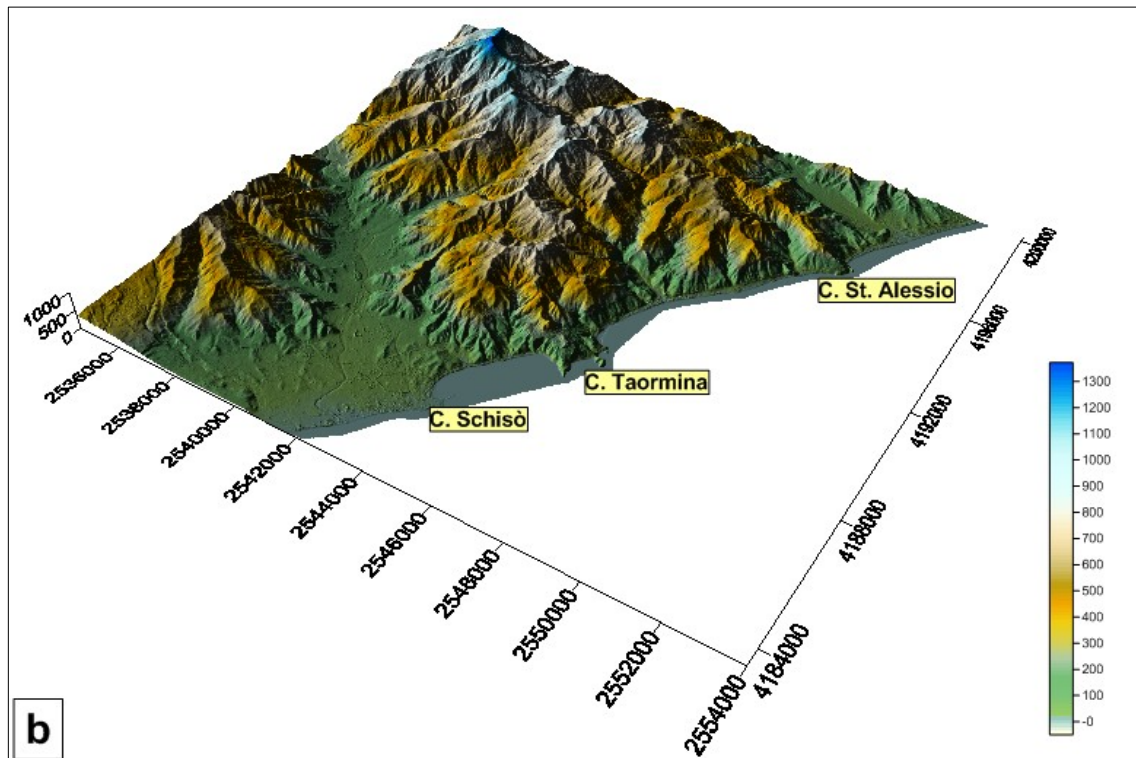
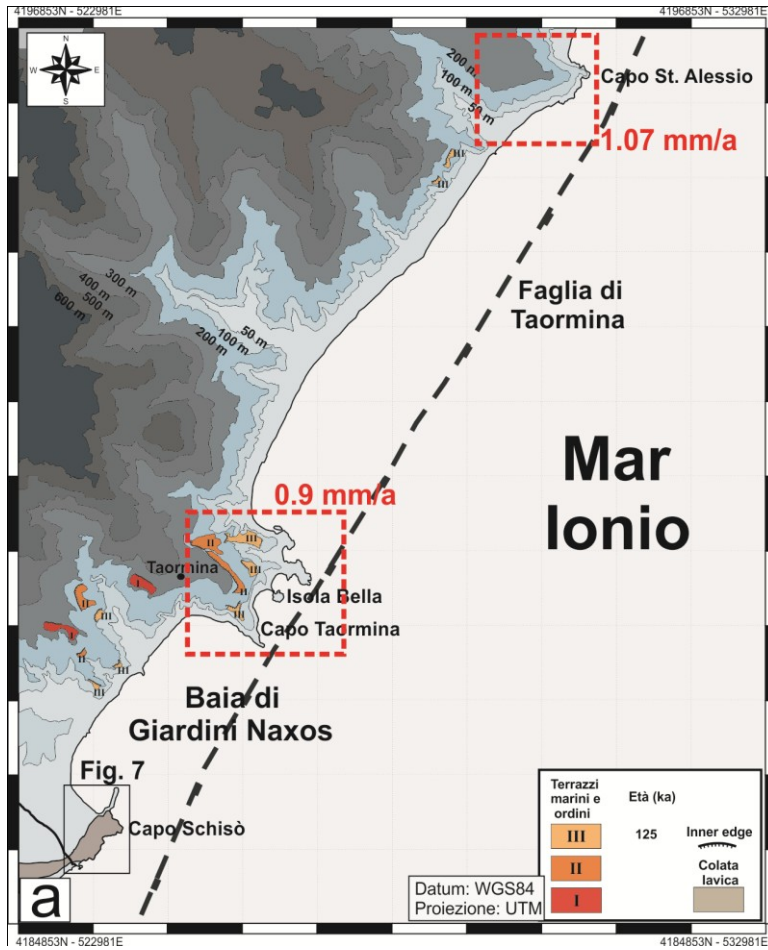


Figura 6 – (a) Carta dei terrazzi marini e tassi di sollevamento per gli ultimi 125 ka. (b) DEM dell'area studiata.

Precedenti studi effettuati sugli indicatori morfologici e biologici del livello del mare hanno mostrato che il settore costiero compreso tra Taormina e Capo S'Alessio è stato interessato da un importante sollevamento tettonico, anche durante il Tardo Olocene, che ha comportato la formazione e il dislocamento delle linee di costa a differenti quote (Firth et al., 1996; Stewart et al., 1997; Rust e Kershaw, 2000; De Guidi et al., 2003; Antonioli et al., 2003; 2006). Le linee di costa oloceniche sono rappresentate principalmente da: *notches*, organismi intertidali e depositi di spiaggia caratterizzati da fossili di ambiente mesolitorale e infralitorale.

Stewart et al. (1997) segnalano lungo la costa compresa tra Taormina e St'Alessio un *notch* alla quota di ~ 5 m s.l.m. e campionano due gusci di *Lithopaga sp.* alla quota di 4.5-4.9 m i quali hanno un'età di ~ 5 ka calibrati BP, suggerendo un'età simile anche per il *notch* immediatamente sopra gli stessi. A Taormina un campione di *Lithopaga sp.* e uno di *Cladocora sp.* sono stati campionati rispettivamente alla quota di 1.5 e 3.4 m s.l.m. indicando un'età al radiocarbonio compresa tra 6 e 3.3 ka calibrati BP. Nella stessa area, Antonioli et al. (2003; 2006) riportano le età radiometriche calibrate di un guscio di *Lithopaga sp.* campionato alla quota di 2.1 m (~ 3 ka BP) e dei vermetidi campionati a 1.9 e 2.8 m (1.8 e 2.2 ka BP, rispettivamente). Sulla base di quanto descritto sopra, si può affermare che l'area è stata soggetta ad un sollevamento con un tasso di ~ 2 mm/a quasi equamente scomposto in una componente regionale e costante ed una locale ed improvvisa (De Guidi et al., 2003). Le dislocazioni improvvise sono state attribuite al sollevamento co- e post-sismico del *footwall* di una struttura estensionale, la faglia di Taormina, probabilmente localizzata nell'immediato *offshore* del settore costiero studiato (Fig. 2 e 3). In particolare, De Guidi et al. (2003) suggerisce il verificarsi di tre eventi paleo sismici negli ultimi 5 ka senza però stabilire con accuratezza ne l'età ne il tempo di ricorrenza degli stessi.

Per raggiungere l'obiettivo, che prevede di stabilire dei vincoli attendibili sull'età e la ricorrenza dei paleo-sismi e di conseguenza rivalutare il potenziale sismogenico dell'area oggetto di studio, i dati relativi ai precedenti studi sono stati

rielaborati e integrati con i nuovi dati (di campagna e radiometrici) ottenuti da un dettagliato rilevamento degli indicatori geomorfologici, biologici e archeologici del livello del mare ritrovati lungo le coste di Capo Schisò localizzato pochi chilometri a sud di Taormina (Fig.6b).

(3.3.1) Linee di costa oloceniche a Capo Schisò

Capo Schisò è un promontorio vulcanico (Fig. 7) poco elevato sul livello del mare e localizzato circa 3 km a sud di Taormina, nella baia di Giardini Naxos caratterizzata dalla presenza di depositi di spiaggia olocenici.

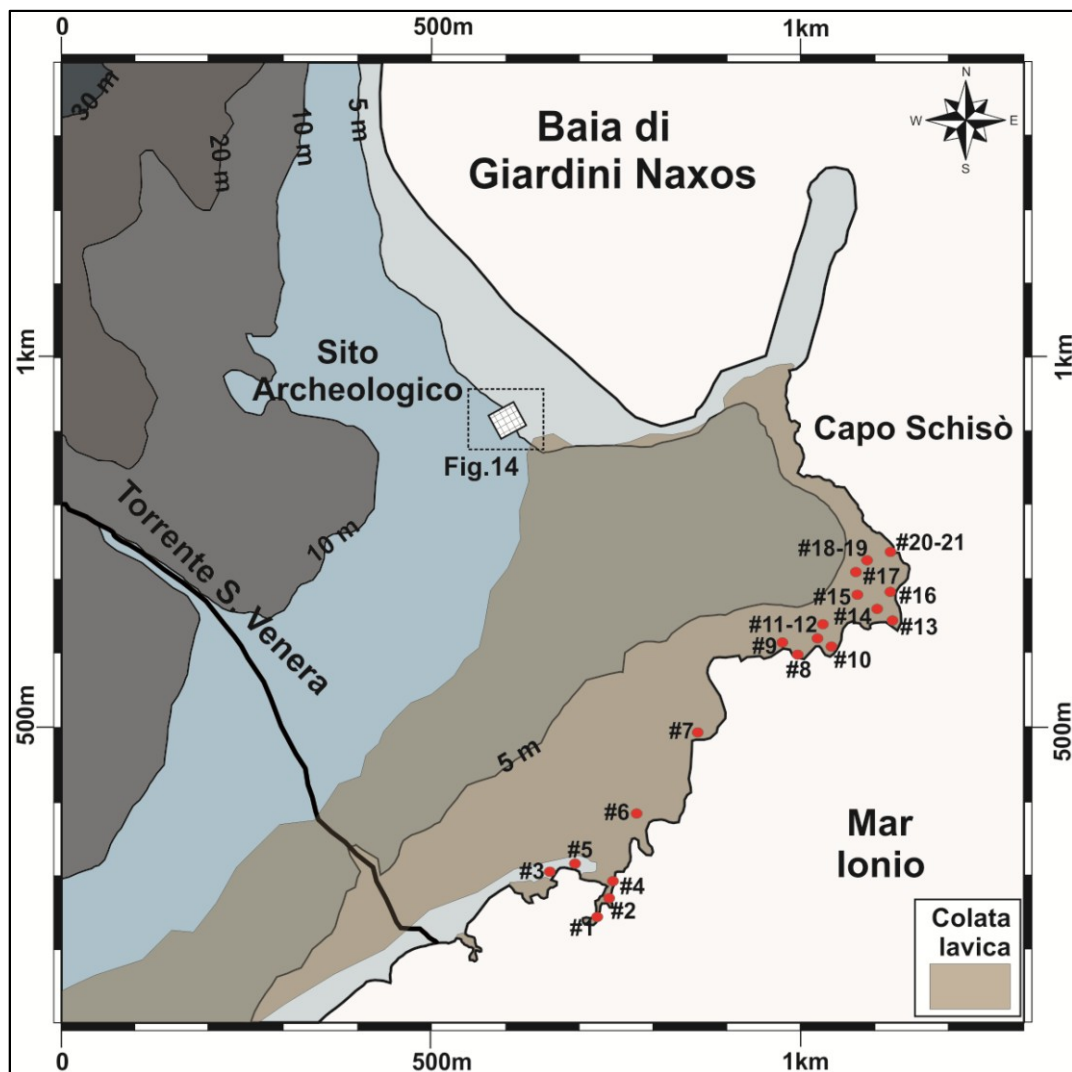


Figura 7- Mappa di Capo Schisò (vedere Fig. 6 per la localizzazione) con la localizzazione (punti in rosso) di tutti gli affioramenti misurati rispetto l'attuale livello del mare.

La colata lavica si è sviluppata lungo l'intera estensione della valle del Fiume Alcantara, formando un fan-delta lavico esteso circa 3 Km in corrispondenza del promontorio di Capo Schisò è stata eruttata da una bocca eccentrica del distretto vulcanico del Monte Etna durante l'intervallo temporale compreso tra 15 Ka e 6 Ka (Branca, 2003) e consta di basalti grigio scuro caratterizzati da una struttura che passa da afirica a fortemente porfirica. Il fronte lavico è localizzato a circa 3 km fuori costa, come rilevato da recenti indagini magnetiche (Del Negro & Napoli, 2002).

Il substrato lavico non rappresenta la condizione ideale per la conservazione degli indicatori del livello del mare, tuttavia la presenza di un promontorio lungo una costa bassa sabbiosa e ghiaiosa è stata utile per l'identificazione dei *markers* del livello del mare, confermando la presenza di antiche linee di costa sollevate (Firth et al., 1996; Branca, 2003). Il dettagliato rilevamento effettuato lungo la costa di Capo Schisò (Fig. 7; Tab. 1) ha permesso di identificare tre differenti linee di costa oloceniche sollevate: un deposito di spiaggia fossilifero localizzato vicino il *top* del promontorio e due linee di costa sottostanti. Qui di seguito verranno descritte in dettaglio le tre linee di costa nominate, dalla più alta alla più bassa, paleo linea di costa (PL1), (PL2) e (PL3) (Tab. 1).

Località	Coordinate	Waypoint	Marker	Tempo di misura (gg/mm/aa/hh)	Quota misurata marker (m)	Correzione marea	Correzione pressione atmosferica	Quota corretta marker (m)	Attribuzione linea di costa
Capo Schisò	37°49'06.21"N 15°16'20.00"E	#1	D. fossilifero	07/09/2010 11:00	1.55	0.04	0.0	1.59	PL2
Capo Schisò	37°49'06.90"N 15°16'20.92"E	#2	D. fossilifero	07/09/2010 08:32	0.46	0.04	0.0	0.50	PL2
Capo Schisò	37°49'07.31"N 15°16'17.47"E	#3	Serpulidi	05/09/2015 12:28	0.49	0.11	0.0	0.60	PL3
Capo Schisò	37°49'07.37"N 15°16'21.13"E	#4	Rim Algale	09/10/2019 06:50	2.68	0.18	0.0	2.86	PL2
Capo Schisò	37°49'07.41"N 15°16'19.14"E	#5	Beach rock	07/09/2010 10:15	1.00	0.02	0.0	1.02	PL3
Capo Schisò	37°49'10.09"N 15°16'21.52"E	#6	Beach rock	09/10/2019 07:45	0.80	0.19	0.0	0.99	PL3
Capo Schisò	37°49'13.82"N 15°16'24.57"E	#7	Dendropoma	09/10/2019 07:10	1.50	0.19	0.0	1.69	PL3
Capo Schisò	37°49'17.86"N 15°16'32.30"E	#8	Balanidi	09/10/2019 07:10	1.55	0.40	0.0	1.74	PL2
Capo Schisò	37°49'17.96"N 15°16'31.98"E	#9	Rim Algale	04/09/2010 10:10	2.89	-0.04	0.0	2.85	PL2
Capo Schisò	37°49'18.69"N 15°16'33.30"E	#10	Balanidi	07/09/2010 02:45	2.90	0.21	0.0	2.86	PL3
Capo Schisò	37°49'18.70"N 15°16'33.08"E	#11	Rim Algale	07/09/2010 02:45	1.50	0.21	0.0	1.71	PL3
Capo Schisò	37°49'19.03"N 15°16'33.33"E	#12	Balanidi	07/09/2010 02:45	1.60	0.21	0.0	1.81	PL3
Capo Schisò	37°49'19.10"N 15°16'35.56"E	#13	D. fossilifero	04/09/2010 09:50	1.25	-0.06	0.0	1.19	PL2
Capo Schisò	37°49'19.26"N 15°16'35.29"E	#14	Rim Algale	09/10/2018 11:10	2.70	0.17	0.0	2.87	PS2
Capo Schisò	37°49'19.47"N 15°16'34.58"E	#15	Dendropoma	09/10/2018 10:55	1.40	0.17	0.0	1.57	PL3
Capo Schisò	37°49'20.26"N 15°16'35.51"E	#16	Dendropoma	09/10/2018 10:55	2.55	0.17	0.0	2.72	PL2
Capo Schisò	37°49'20.74"N 15°16'34.68"E	#17	Balanidi	09/10/2018 10:55	2.60	0.17	0.0	2.77	PL2
Capo Schisò	37°49'21.11"N 15°16'35.35"E	#18	D. fossilifero	09/10/2018 11:00	3.18	0.17	0.0	3.35	PL1
Capo Schisò	37°49'21.11"N 15°16'35.35"E	#19	Dendropoma	09/10/2018 10:40	1.40	0.17	0.0	1.57	PL3
Capo Schisò	37°49'21.18"N 15°16'35.57"E	#20	Dendropoma	09/10/2018 10:00	1.30	0.18	0.0	1.48	PL3
Capo Schisò	37°49'21.18"N 15°16'35.57"E	#21	Rim Algale	09/10/2018 10:00	2.55	0.18	0.0	2.73	PL2
Capo Schisò	37°49'21.18"N 15°16'35.57"E	#20	Rim Algale	09/10/2018 10:00	1.46	0.18	0.0	1.64	PL3
Capo Schisò	37°49'21.18"N 15°16'35.57"E	#20	D. fossilifero	04/09/2010 09:04	4.80	-0.10	0.0	4.70	PL1
Capo Schisò	37°49'21.18"N 15°16'35.80"E	#21	D. fossilifero	09/10/2018 09:40	4.50	0.18	0.0	4.68	PL1

Tab. 1- Localizzazione e quota (corretta da marea e pressione) di tutti i *markers* ritrovati lungo il promontorio di Capo Schisò. Sono incluse anche le attribuzioni alle diverse paleo linee di costa.

La **PL1** è scarsamente conservata (Fig. 8a) e contraddistinta da un deposito di spiaggia fossilifero fortemente eroso, di fatto solo pochi affioramenti con spessori massimi di 40 cm sono stati ritrovati nel settore settentrionale del promontorio alla quota compresa tra 3 e 5 m s.l.m. (Fig. 8b).

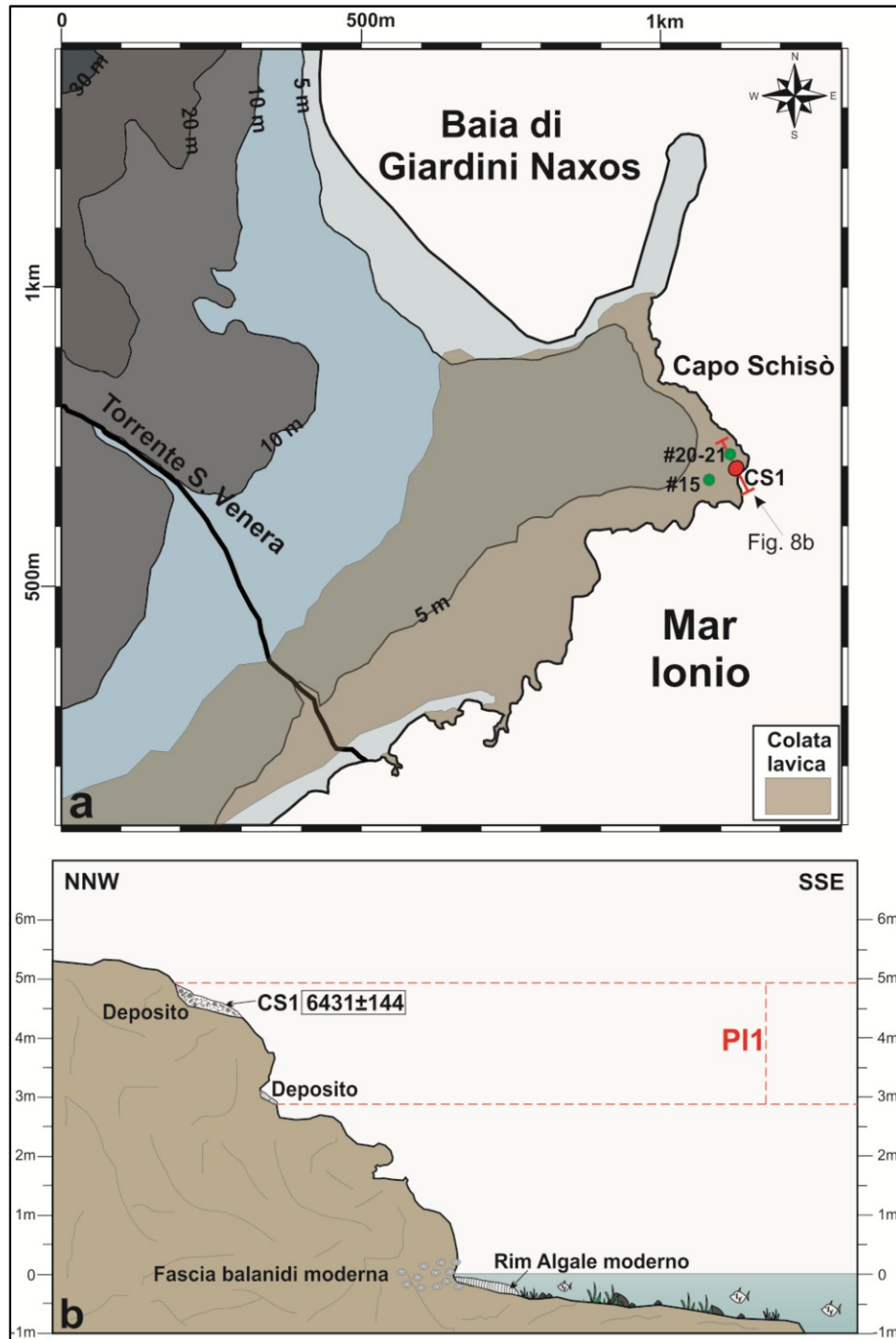


Fig. 8 – (a) Localizzazione della PL1 (punti in verde). (b) Profilo lungo il settore nord di Capo Schisò che mostra le caratteristiche morfologiche della PL1, l'elevazione sopra l'attuale livello del mare e l'età radiometrica dell'organismo campionato.

Questi affioramenti consistono di sabbie moderatamente classate con granulometria che passa da sabbie medie a sabbie fini, includendo gusci intatti e frammentati. Il contenuto fossilifero è costituito principalmente da molluschi e subordinatamente da foraminiferi bentonici, frammenti di echinoidi e briozoi. I molluschi presenti nel deposito fossilifero sono rappresentati dai gasteropodi appartenenti alle biocenosi delle praterie di Posidonia (HP) e delle alghe fotofile (AP) come *Gibbula ardens*, *Jujubinus exaaperatus*, *Patella sp.* e dai bivalvi *Ostrea sp.* e *Arca noae*. In percentuali elevate sono presenti anche le specie con ampia distribuzione ecologica come il *Bittium reticulatum* ed il *Cerithium vulgatum*. Le caratteristiche sedimentarie ed il contenuto faunistico suggeriscono che tale deposito si sia formato in un ambiente infralitorale e che le condizioni deposizionali sono rimaste immutate durante l'intervallo di tempo durante il quale si è sviluppato lo stesso.

In un precedente lavoro fatto a Capo Schisò (Branca, 2003), è stato campionato dal deposito fossile alla quota di 4.5 m s.l.m. un gasteropode (campione CS1; Fig. 8b; Fig. 9; Tab. 2), sul quale è stata eseguita una datazione al radiocarbonio ottenendo un'età calibrata di 6431 ± 144 anni BP.

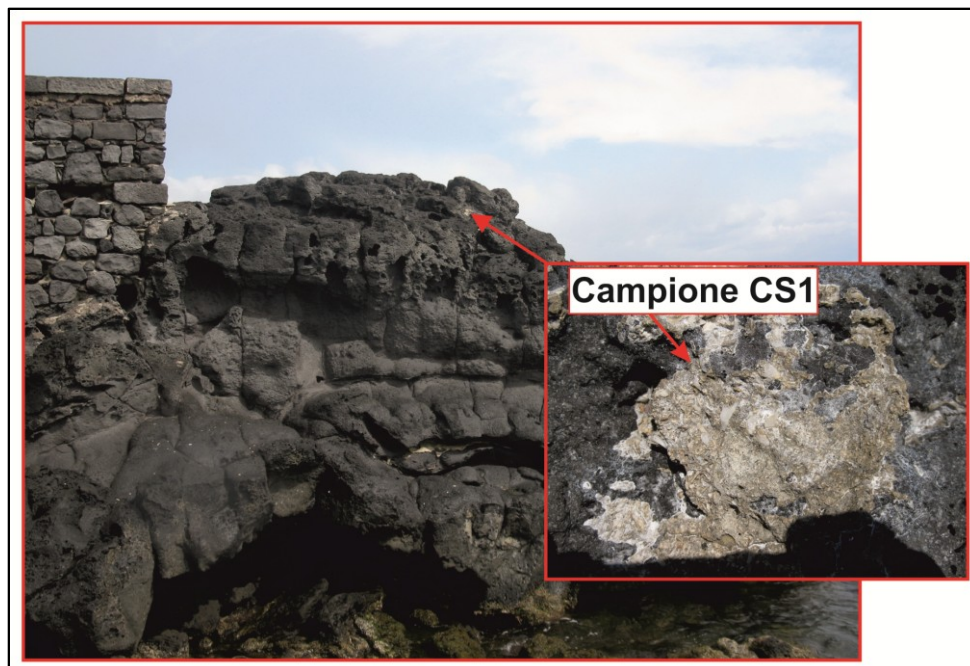


Fig. 9 – Deposito di spiaggia fossilifero appartenente alla PL1 dal quale è stato prelevato e datato il campione CS1.

Località	Coordinate	Nome campione	Marker	Quota corretta marker (m)	¹⁴ C Età, anno	¹⁴ C Età calibrata (a)	Attribuzione linea di costa	Riferimenti
Capo Schisò	37°49'21.18"N 15°16'35.57"E	CS1	Gasteropode	4,50	6010±60	6431±144	PL1	3
Capo Schisò	37°49'19.03"N 15°16'33.33"E	CS2	Rim Algale	2.87	3912±131	3907±357	PL2	4
Capo Schisò	37°49'07.31"N 15°16'17.47"E	CS3	Serpulidi	0.60	1424±21	977±63	PL3	4

Tab. 2- Localizzazione, elevazione ed età degli organismi fossili campionati dalle paleo linee di costa oloceniche a Capo Schisò. Tutti i dati sono stati calibrati usando il programma CALIB 6.0 (2-sigma, marine entry; Stuvier et al., 2011). Riferimenti: (3) Branca (2003); (4) questo lavoro.

Tenendo conto dell'età e della quota, il deposito di spiaggia fossilifero è stato correlato con la più alta paleolinea di costa olocenica, mappata da diversi autori lungo i promontori calcarei tra St'Alessio e Taormina, rappresentata da un *notch* ben sviluppato e localizzato alla quota compresa tra ~ 5.5 e ~ 4.8 m s.l.m. (Firth et al., 1996; Stewart et al., 1997; Rust e Kershaw, 2000; Antonioli et al., 2003; De Guidi et al., 2003).

La conferma che si tratti di un'unica paleolinea di costa, tra St'Alessio e Capo Schisò, è avvalorata dalle datazioni radiometriche di campioni di *Lithophaga sp.* e *Cladocora sp.* recuperati dalla più alta paleolinea di costa a St'Alessio (campioni SA1, SA2; Tab. 3) e a Taormina (campioni Ta1, Ta2: Tab. 3), le quali hanno circoscritto l'età della più alta linea di costa all'intervallo compreso tra ~ 6 e ~ 4.4 ka calibrati BP, congruente con l'età del deposito a Capo Schisò.

Località	Coordinare	Nome campione	Marker	¹⁴ C Età, anni	¹⁴ C Età Calibrata, anni	Quota corretta marker (m)	Errore (m)	Livello del mare			Riferimenti	
								predetto (Lambeck et al., 2011)	Intervallo paleo livello del mare (m)	tasso uplift (mm/yr)		
PL1												
St. Alessio	37°54'51.80"N 15°20'47.26"E	SA1	Lithophaga	4880±60	5148±184	4.90	+2.0	-5.095	10-12	1.94-2.33	2.13±0.19	1
St. Alessio	37°54'51.80"N 15°20'47.26"E	SA2	Lithophaga	4780±70	5057±200	4.50	+2.0	-4.743	9.24-11.24	1.83-2.22	2.02±0.19	1
Taormina	37°5'12.17"N 15°18'1.35"E	Ta1	Lithophaga	5570±150	5954±320	1.50	+3.8	-6.188	7.69-11.48	1.29-1.93	1.61±0.32	1
Taormina	37°5'12.17"N 15°18'1.35"E	Ta2	Cladocora	4295±120	4437±340	3.40	+3.8	-4.054	7.45-11.25	1.68-2.53	2.11±0.43	1
Capo Schisò	37°49'21.18"N 15°16'35.57"E	CS1	Gasteropode	6010±60	6431±144	4.50	+1.0	-7.58	12.08-13.08	1.88-2.03	1.95±0.08	3
PL2												
Taormina	37°5'12.17"N 15°18'1.35"E	Ta3	Lithophaga	3470±210	3334±521	2.00	+2.0	-2.77	4.77-6.77	1.43-2.03	1.73±0.30	1
Taormina	37°5'12.17"N 15°18'1.35"E	Ta4	Lithophaga	3160±50	2959±156	2.10	+1.0	-2.501	4.60-5.60	1.55-1.89	1.72±0.17	2
Taormina	37°5'12.17"N 15°18'1.35"E	Ta5	Dendropoma	2570±80	2236±214	2.80	±0.10	-1.482			1.91±0.08	2
Taormina	37°5'12.17"N 15°18'1.35"E	Ta6	3olima rugosa	2500±50	2164±139	1.50	+1.0	-1.482	2.98-3.98	1.38-1.84	1.61±0.23	2
Capo Schisò	37°49'19.03"N 15°16'33.33"E	CS2	Algal rim	3912±131	3907±357	2.87	±0.10	-3.386			1.60±0.11	4
PL3												
Taormina	37°5'12.17"N 15°18'1.35"E	Ta7	Dendropoma	2203±62	1791±160	1.90	±0.10	-1.084			1.67±0.11	2
Capo Schisò	37°49'07.31"N 15°16'17.47"E	CS3	Serpulid	1424±21	977±63	0.60	+1.0	-0.515	1.11-2.11	1.14-2.16	1.65±0.51	4

Tab. 3 – Datazioni assolute di tutti gli organismi campionati (precedenti lavori e questo lavoro) lungo le antiche linee di costa nella regione di Taormina. La quota è relativa all'attuale livello del mare ed è corretta da marea e pressione. Per gli organismi intertidali è stato considerato un errore di ±0.10 m, per gli organismi non intertidali l'errore è stato ottenuto considerando la massima profondità del fondo marino immediatamente sotto i fossili campionati. I punti del livello del mare sono stati presi dal modello di Lambeck et al., 2011. Riferimenti: (1) Stewart et al. (1997); (2) Antonioli et al. (2006); (3) Branca (2003); (4) questo lavoro.

La **PL2** in contrasto con la paleo linea superiore è meglio preservata (Fig. 10a) ed è formata da: resti di *rim* algali, resti di fasce fossili di balanidi, concrezioni di vermetidi e da un deposito di spiaggia (Fig. 10b).

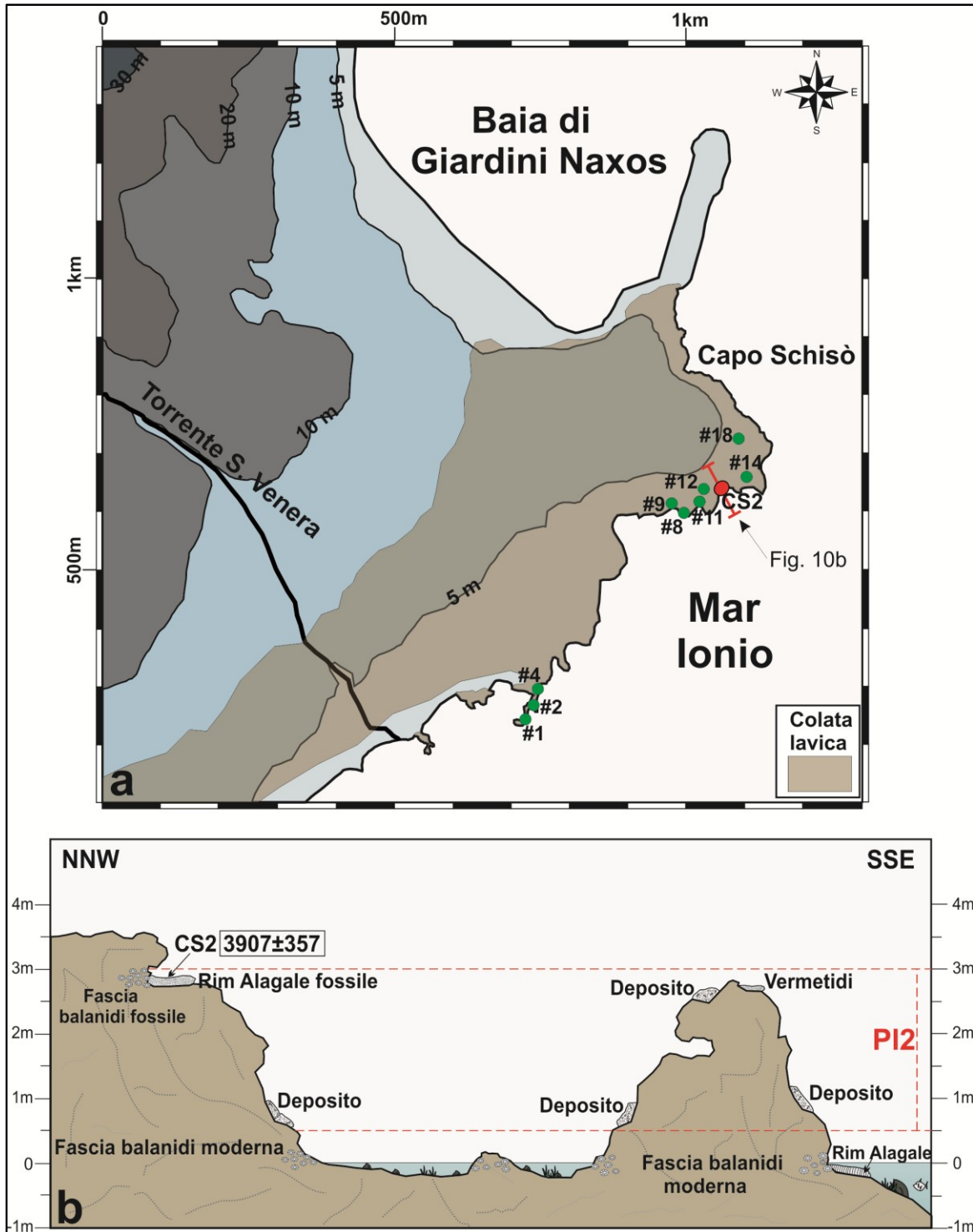


Fig. 10– (a) Localizzazione della PL2 (punti in verde). (b) Profilo lungo il settore nord di Capo Schisò che mostra le caratteristiche morfologiche e biologiche della PL2, l'elevazione sopra l'attuale livello del mare e l'età radiometrica dell'organismo campionato.

Resti di *rim* algali (Fig. 10b; Fig. 11a), della specie *Lithophyllum* sp. e probabilmente rappresentanti di un antico trottoir, sono stati ritrovati lungo l'intera costa del promontorio ad una quota di 2.70-2.90 m s.l.m. La presenza di organismi intertidali, così come sono presenti nella linea di costa moderna, offre un importante vincolo per poter ricostruire il paleo-livello del mare associato alla PL2.

Un frammento di *rim* algale (campione CS2; Tab. 2; Fig. 10b; Fig. 11a) è stato campionato al *top* del *rim* algale, a 2.87 m di quota, ed è stato datato con il metodo del radiocarbonio ottenendo un'età di 3907 ± 357 a calibrati BP. Alla quota di ~ 2.80 m s.l.m. sono stati ritrovati fasce di concrezioni a vermetidi (Fig. 10a; Fig. 11b), della specie *Dendropoma* sp., con spessori massimi di 0.15 m; inoltre diversi gusci di balanidi (Fig. 10a; Fig. 11c), della specie *Chthamalus depressus*, sono stati trovati sino alla quota di ~ 3.0 m definendo così la massima altezza raggiunta dalla PL2. In contrasto con gli indicatori appena descritti, il deposito di spiaggia fossilifero associato alla PL2 è largamente eroso, tuttavia resti dello stesso vengono rinvenuti lungo l'intera costa del promontorio di Capo Schisò alla quota compresa tra i 0.50 ed i 2.40 m s.l.m (Fig. 10a). Questo deposito è formato da sabbie fini ben classate di colore grigie ed include gusci intatti e frammentati. Il contenuto organico è costituito principalmente da molluschi di mare basso e subordinatamente da foraminiferi bentonici, frammenti di echinoidi e briozoi. La peculiarità di questo deposito è la presenza di numerosi frammenti ceramici (Fig. 11d) di età Greca Antica (~ 2.5 ka, Kieffer, 1972; Firth et al. 1996). Per tale motivo, i due depositi di spiaggia fossiliferi sin qui descritti sono stati trattati in modo separato ed associati a due differenti paleo linee di costa.

Tenendo conto dei vincoli di età, sia radiometrici che archeologici, e della posizione rispetto il livello del mare attuale correliamo la PL2 alla paleolinea di costa mappata lungo l'area costiera di Taormina, la quale raggiunge la massima quota di 2.80 m s.l.m. (Stewart et al., 1997; Antonioli et al., 2003). Per di più, le datazioni al radiocarbonio dei campioni (campioni Ta3, Ta6; Tab. 3) prelevati lungo la paleolinea di costa a Taormina, alla quota compresa tra 1.50 e 2.80 m, hanno indicato un'età calibrata compresa tra ~ 3.3 e ~ 2.1 ka BP (Stewart et al.,

1997; Antonioli et al., 2003) pertanto l'età della paleolinea a Taormina risulta coeva con l'età della PL2 a Capo Schisò.

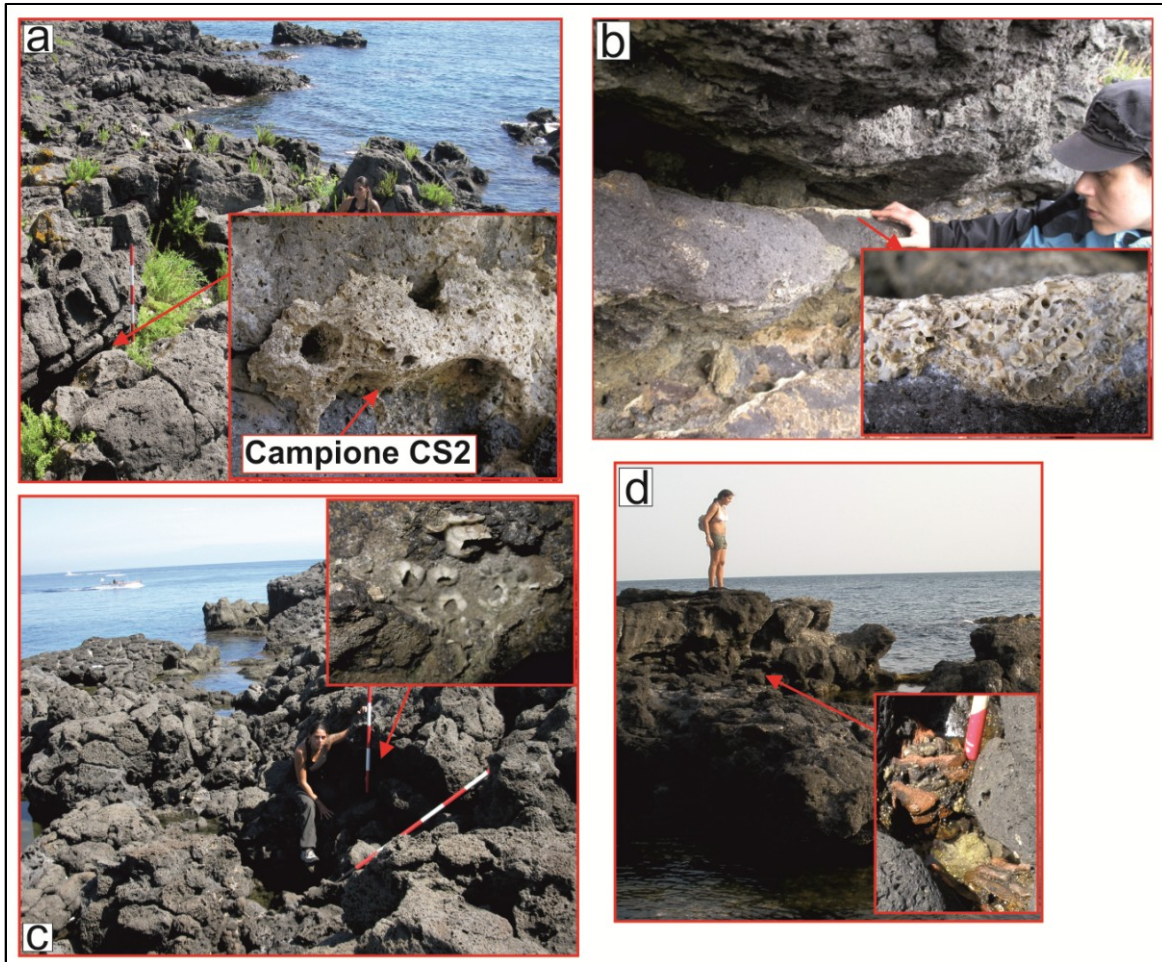


Fig. 11 – Indicatori biologici e morfologici appartenenti alla PL2. (a) *Rim* algale datato (campione CS2). (b) Resti di concrezioni a vermetidi. (c) Resti di balanidi fossili. (d) Deposito marino che include frammenti ceramici di età greco-antica.

La **PL3**, la paleo linea di costa più bassa è stata ritrovata lungo l'intera area costiera di Capo Schisò (Fig. 12a), ed è contraddistinta da: *rim* algali, concrezioni di vermetidi, fasce fossili di balanidi e dall'affioramento di un corpo di *beach rock* (Fig. 12b, 12c).

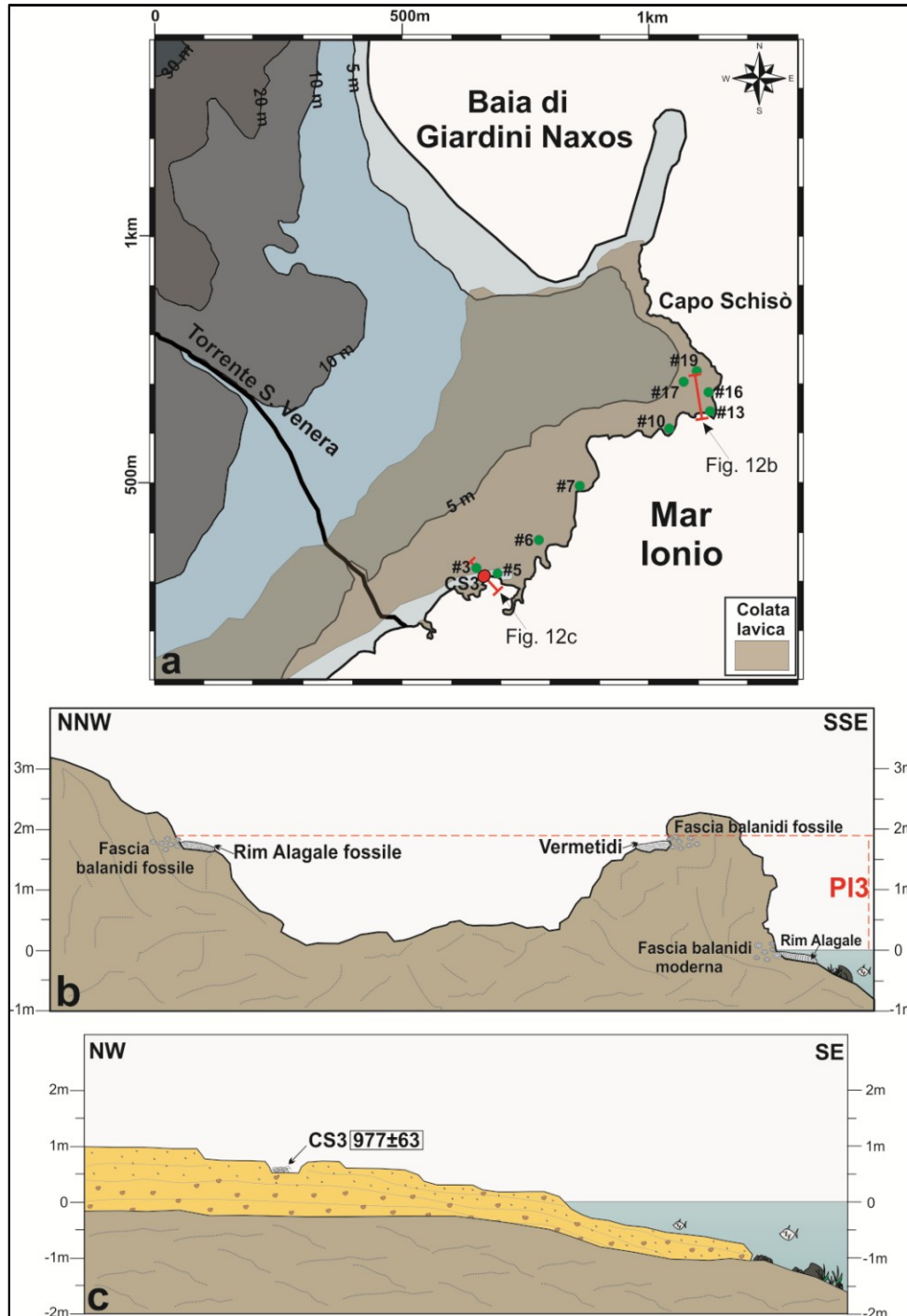


Fig. 12- Localizzazione della PL3 (punti in verde). (b) Profilo lungo il settore nord di Capo Schisò che mostra le caratteristiche biologiche della PL3 e l'elevazione sopra l'attuale livello del mare. (c) Profilo lungo il settore meridionale di Capo Schisò che mostra il corpo di *beach rock* affiorante e l'età assoluta del campione datato (campione CS3).

Il *rim* algale, della specie *Lithophyllum* sp., appare meno preservato di quello associato alla PL2; resti di *rim* algale (Fig. 12b; Fig. 13a) insieme con le concrezioni di vermetidi, della specie *Dendropoma* sp. (Fig. 12b; Fig. 13b), sono stati trovati lungo l'intera area costiera di Capo Schisò alla quota di 1.50- 1.70 m s.l.m. Inoltre, resti di fasce fossili di balanidi, della specie *Chthamalus depressus* (Fig. 12b; Fig. 13), sono state rinvenute al di sopra del *rim* algale sino alla quota di 1.80 m s.l.m., definendo la massima quota della PL3 per l'area di Capo Schisò. Per quanto riguarda la *beach rock*, essa affiora principalmente a sud di Capo Schisò e in modo discontinuo nella baia di Giardini Naxos. Si tratta di un corpo sedimentario leggermente inclinato con un angolo di $\sim 5^\circ$ verso il mare aperto, la cui base è stata misurata a -1.0 m sotto il livello del mare ed il suo *top* alla massima quota di 1.0 m s.l.m. (Fig. 12c; Fig. 13d). La granulometria della *beach rock* è ben classificata passando dai conglomerati presenti alla base del corpo sedimentario sino ad arrivare, al *top*, alle sabbie fini. Anche se il deposito, macroscopicamente, risulta privo della componente organica le analisi fatte al microscopio hanno rivelato la presenza di foraminiferi bentonici e di briozoi. La *beach rock* risulta spesso caratterizzata da incrostazioni di serpulidi, pertanto un campione di queste incrostazioni è stato prelevato alla quota di 0.60 m s.l.m. ed è stato datato con il metodo del radiocarbonio ottenendo un'età calibrata di 977 ± 63 a BP (campione CS3; Tab. 2; Fig. 12c; Fig. 13e). Per finire, la PL3 è stata correlata con la più bassa paleolinea di costa olocenica ritrovata, dai precedenti autori, lungo il settore costiero compreso tra St'Alessio e Taormina. Quest'ultima, a St'Alessio è rappresentata da un *notch* localizzato alla quota di ~ 1.80 m (Tab. 3; Stewart et al., 1997) e a Taormina da una fascia di vermetidi, della specie *Dendropoma* sp., localizzata alla quota di ~ 1.90 m (Tab. 3; Antonioli et al., 2003). Un campione della concrezione a vermetidi è stato campionato e datato con il metodo del radiocarbonio ottenendo un'età calibrata di ~ 1.8 ka BP (Antonioli et al., 2003).

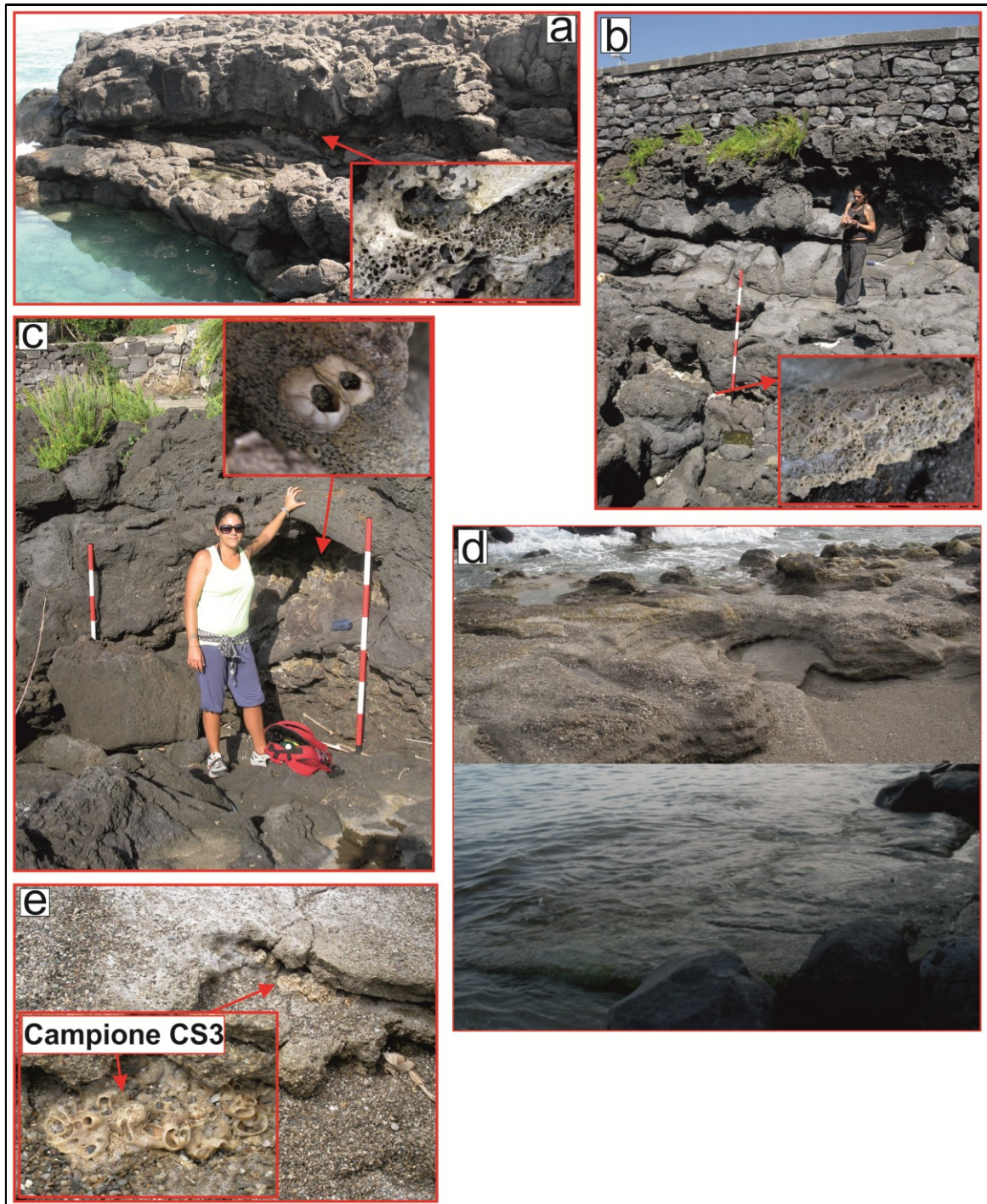


Fig. 13- Indicatori biologici e morfologici appartenenti alla PL1. (a) Resti di *rim* algale. (b) Resti di concrezioni a vermetidi. (c) Resti di balanidi fossili. (d) Affioramento di *beach rock* a Capo Schisò (sopra) e nella baia di Giardini Naxos (sotto). (e) Campione (CS3) di serpulide incrostante la *beach rock* campionato e datato.

(3.3.2) Indicatori archeologici

L'antica città di Naxos rappresenta la più antica colonia greca in Sicilia. Fu fondata intorno al 735-734 BC da un gruppo di Calcidesi d'Eubea con a capo l'ecista (dal greco *oikistes*, ossia fondatore) Teocle, ai quali si unirono i Nassi, dalla grande isola dell'Egeo (Naxos), come viene testimoniato dallo storico greco Tucide. Le campagne di scavo (Blackman e Lentini, 2003) hanno consentito di conoscere la struttura urbanistica della città arcaica. Essa si sviluppò, nella sua fase iniziale, principalmente sulla costa e su di una estensione di circa 12-13 ettari. Dell'età arcaica fino alla distruzione del 476 BC, la città si allargò verso l'entroterra coprendo una superficie di 40 ettari guarnita a nord-est da un'ampia baia, porto naturale di Naxos, e a sud-est, da una lunga spiaggia, nella quale sboccano il torrente Santa Venera presso le mura e, più oltre, ad ovest, l'Alcantara (Blackman e Lentini, 2003). Dopo la distruzione del 476 BC, ad opera di Ierone di Siracusa (Diodoro Siculo, XI. 49), la città fu ricostruita da Ierone stesso, o dagli esuli al loro rientro nel 466 BC, secondo un piano regolare basato su tre ampi *plateiai* orientati est-ovest, di cui quella centrale, la *plateia A*, ha dimensioni maggiori delle altre due, intersecati da una serie di strade ortogonali orientate nord-sud; ne risulta un impianto con isolati orientati nord-est/sud-ovest di 175×39 m (Fig. 14a; Blackman e Lentini, 2003).

Alleata di Atene durante la guerra del Peloponneso, la città di Naxos fu conquistata e distrutta da Dionigi I di Siracusa nel 403 BC.

Nel settore settentrionale del sito archeologico, situato alle pendici della collina Larunchi (Giardini Naxos) e ad una distanza di ~ 160 m dalla moderna linea di costa, sono stati ritrovati durante scavi archeologici (Blackman, 1968; Blackman e Lentini, 2003) i resti di antichi scali di alaggio (*slipway*) (Fig. 14b). Si tratta di antiche costruzioni in muratura costituite da una parte emersa ed una sommersa fino ad una profondità che è funzione della chiglia della nave, le quali in epoca greca venivano utilizzate per il ricovero delle navi da guerra (trireme) tirandole fuori dall'acqua quando non erano in servizio.

Oggi il sito consiste in resti di muretti disposti parallelamente e in direzione est-ovest che racchiudono quattro rampe di alaggio che misurano nel migliore dei casi ~ 25 m (Fig. 14b). L'eccessiva antropizzazione dell'area nei pressi del sito archeologico non ha permesso di determinare l'originale misura degli scali di alaggio (Fig. 14c). Tuttavia, è stata considerata una lunghezza di ~ 40 m, per la parte emersa, vista l'analogia del sito con altri siti in cui sono stati ritrovati interi scali di alaggio (Blackman, 1968; Blackman e Lentini, 2003). Gli scali di alaggio di Giardini Naxos sono perfettamente allineati con la pianta della città Classica, suggerendo che facevano parte del progetto originario, sulla base di questo il sito viene attribuito al V secolo BC (Blackman, 1968; Blackman e Lentini, 2003).

Durante l'età greca antica la costruzione e l'utilizzo degli scali di alaggio erano strettamente legati al livello medio del mare e pertanto queste strutture rappresentano degli ottimi indicatori geoarcheologici per la valutazione delle variazioni relative del livello del mare. Al fine di correlare le strutture archeologiche al paleo-livello del mare abbiamo definito un'altezza funzionale, la quale è definita come l'altezza di una specifica parte architettonica della struttura riferibile al livello del mare all'epoca della costruzione dell'opera ed in relazione al suo uso (Auriemma e Solinas, 2009). Tenendo conto che le imbarcazioni ospitate da queste strutture hanno un pescaggio di 1 m (Blackman, 1968), per la rampe discusse in questo lavoro è stata fissata un'altezza funzionale di -1 m rispetto al paleo livello del mare (Fig.14c). Un valore simile (-1.2 m) è stato applicato da Ferranti et al. (2011) per gli scali di alaggio, di età greca, localizzati nel sito archeologico di Sibari in Calabria.

Fissata l'altezza funzionale, per ricostruire il paleo livello del mare correlato allo scalo di alaggio di Giardini Naxos è indispensabile conoscere l'altezza, rispetto il livello del mare moderno, della parte terminale della rampa. Per stimare l'altezza, vista la forte antropizzazione, è stata usata un'accurata carta *topografica* redatta da Blackman e Lentini, 2007 durante le fasi di scavo. Partendo dai punti quotati della carta *topografica* è stato misurato l'angolo di inclinazione, ~ 5°, della rampa di alaggio meglio conservata. Mantenendo la stessa inclinazione, graficamente la

rampa è stata prolungata fino a raggiungere la lunghezza di 40 m che in accordo con Blackman, (1968) e Blackman e Lentini, (2003) rappresenta la reale lunghezza della parte emersa della rampa di alaggio e come conseguenza la sua parte terminale indica la posizione del paleo livello del mare (Fig. 14c). Infine per conoscere la quota della terminazione in acqua della rampa, quest'ultima è stata ulteriormente prolungata (parte sommersa) e tenendo conto di un'altezza funzionale, per il sito in questione, di -1 m è stata misurata un'altezza di 1.4 m sopra il livello del mare attuale. Pertanto, tenuto conto di un'altezza funzionale per questa struttura di -1.0 m e della quota di 1.4 m della parte terminale della stessa struttura, ricostruiamo un paleo livello del mare di 2.40 m sopra l'odierno livello del mare (Fig. 14c).

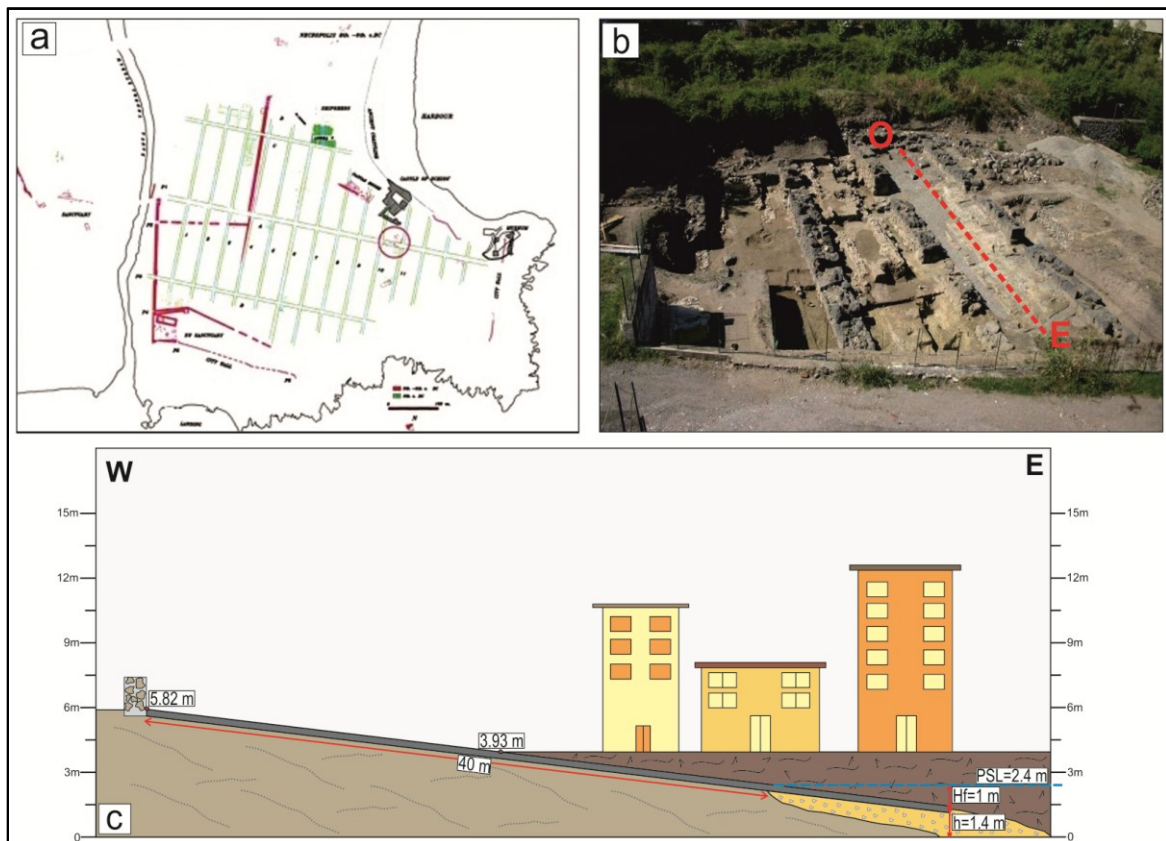


Fig. 14 – (a) Mappa che rappresenta la zona archeologica di Giardini Naxos. (b) Vista panoramica degli scali di alaggio a Giardini Naxos (da Blackman e Lentini, 2003; 2007). (c). Transetto longitudinale di una rampa di alaggio e ricostruzione del paleo livello del mare.

(3.3.3) Elevazione nominale ed età delle paleo linee di costa

In ogni sito, gli indicatori forniscono differenti vincoli (medi e minimi) per quanto riguarda l'elevazione delle paleo linee di costa PL1, PL2 e PL3 (Tab. 4).

Località	Coordinate	Marker	Quota corretta marker (m)	Errore (m)	Quota linea di costa (m)	Vincolo livello del mare	Riferimenti
PL1							
St. Alessio	37°54'51.80"N 15°20'47.26"E	<i>Notch</i>	5.50	±0.10	5.50±0.10	Medio	1
St. Alessio	37°54'51.80"N 15°20'47.26"E	Lithophaga	4.90	+2.0	4.90-6.90	Minimo	1
Taormina	37°51'2.17"N 15°18'1.35"E	<i>Notch</i>	4.80	±0.10	4.80±0.10	Medio	2
Taormina	37°51'2.17"N 15°18'1.35"E	Lithophaga	1.50	+3.8	1.50-5.30	Minimo	1
Capo Schisò	37°49'21.18"N 15°16'35.57"E	Gasteropode	4.70	+0.50	4.70-5.20	Minimo	3
PL2							
Taormina	37°51'2.17"N 15°18'1.35"E	Lithophaga	2.10	+1.0	2.10-3.10	Minimo	2
Taormina	37°51'2.17"N 15°18'1.35"E	Dendropoma	2.80	±0.10	2.80±0.10	Medio	2
Capo Schisò	37°49'17.86"N 15°16'32.30"E	Deposito fossilifero	2.36	+0.50	2.36-3.36	Minimo	4
Capo Schisò	37°49'19.03"N 15°16'33.33"E	<i>Rim Algale</i>	2.87	±0.10	2.87±0.10	Medio	4
PL3							
St. Alessio	37°54'51.80"N 15°20'47.26"E	<i>Notch</i>	1.80	±0.10	1.80±0.10	Medio	1
Taormina	37°51'2.17"N 15°18'1.35"E	Dendropoma	1.90	±0.10	1.90±0.10	Medio	2
Capo Schisò	37°49'07.31"N 15°16'17.47"E	Serpulidi	0.60	+1.0	0.60-1.60	Minimo	4
Capo Schisò	37°49'18.69"N 15°16'33.30"E	<i>Rim Algale</i>	1.80	±0.10	1.80±0.10	Medio	4

Tab. 4 – Quote delle differenti paleo linee di costa nei tre siti dell'area di Taormina e vincolo rispetto il livello del mare dei singoli *markers* analizzati. Riferimenti: (1) Stewart et al. (1997); (2) Antonioli et al. (2006); (3) Branca et al. (2003); (4) questo lavoro.

In dettaglio, gli organismi intertidali come i *notches*, le concrezioni di vermetidi, i *rim* algali e le fasce di balanidi indicano con molta precisione la posizione della paleo linea di costa mentre fori di Lithophaga ed i depositi di spiaggia forniscono un minimo vincolo perché si formano ad una profondità non conosciuta sotto la colonna d'acqua (Tab. 4). In quest'ultimo caso, l'errore associato alla posizione

della paleo linea dipende dalla massima profondità del fondo marino immediatamente sotto i campioni datati (Tab. 4).

Un controllo incrociato tra la posizione sopra il livello del mare ed i risultati radiometrici degli indicatori olocenici (nuovi e rielaborati) ha permesso di definire la quota nominale e l'età delle tre paleo linee di costa. Tenendo conto principalmente delle quote degli indicatori di ambiente intertidale, in tutti i siti investigati è stata definita un'elevazione nominale per ognuna delle tre paleo linea di costa (Tab. 5).

Località	Quota Nominale (m)	Inizio linea di costa, a BP	Cessazione linea di costa, a BP
PL1			
St. Alessio	5.50±0.10	5148±184 (SA1)	5057±200 (SA2)
Taormina	4.80±0.10	5954±320 (Ta1)	4437±340 (Ta2)
Capo Schisò	4.70	6431±144 (CS1)	-
Età Nominale, a BP		≥6431±144	≤4437±340
PL2			
Taormina	2.80±0.10	3334±521 (Ta3)	2164±139 (Ta6)
Capo Schisò	2.87±0.10	3907±357 (CS2)	-
Età Nominale, a BP		≥3907±357	≤2164±139
PL3			
Taormina	1.90±0.10	1791±160 (Ta7)	-
Capo Schisò	1.80±0.10	977±63 (CS3)	-
Età Nominale, a BP		≥1791±160	≤977±63

Tab. 5- Quota nominale sopra l'attuale livello del mare e durata delle paleo linee di costa oloceniche ottenute dalla combinazione delle quote dei singoli *markers* e delle età assolute.

L'elevazione nominale della linea più alta, PL1, varia da nord verso sud, a St'Alessio è stata misurata alla quota di ~ 5.5 m s.l.m. (Stewart et al., 1997), a Taormina alla quota di 4.8 m (Stewart et al., 1997; Antonioli et al., 2003; De Guidi et al., 2003), infine a Capo Schisò alla quota di 4.7 m ottenuta dalla massima quota del deposito di spiaggia (Fig. 15a). La PL2 a St'Alessio non è stata ritrovata mentre a Taormina (2.80 m) e Capo Schisò (2.90 m) presenta un'elevazione

nominale pressoché uguale (Fig. 15a). Infine, l'elevazione nominale della PL3 è stata fissata a 1.80 m per St'Alessio, 1.90 m per Taormina e 1.80 m per Capo Schisò (Fig. 15a). Integrando le età radiometriche di tutti i campioni prelevati dai differenti siti è stato possibile definire l'età nominale per le tre paleo linee di costa (Tab. 5).

A St'Alessio i campioni SA1 e SA2 (Tab. 3), raccolti alla base del *notch* (~ 5.5 m) indicano un'età nominale della PL1 compresa tra 5148 ± 184 e 5057 ± 200 anni calibrati BP (Tab. 5; Fig. 15b). A Taormina la PL1 viene invecchiata dal campione Ta1 (Tab. 5; Fig. 15b) che ha un'età calibrata di 5954 ± 320 BP e contemporaneamente il campione Ta2 (Tab. 5; Fig. 15b) ringiovanisce la PL1 all'età calibrata di 4437 ± 340 BP. Tuttavia, un'età più vecchia per questa linea di costa è fornita dal campione CS1 (Tab. 5; Fig. 15b), gasteropode campionato dal deposito fossilifero di Capo Schisò, il quale ha un'età di 6431 ± 144 a calibrati BP. Sulla base di questi vincoli possiamo dire che la linea di costa PL1 è stata probabilmente attiva per un arco di tempo minimo di ~ 2.0 ka, tra ≥ 6.4 e ≤ 4.4 ka BP.

L'inizio dello sviluppo della PL2 è stato bloccato a ~ 3.9 ka BP come dimostra il campione CS2 (Tab. 5; Fig. 15b), raccolto a Capo Schisò, che è in buon accordo con la fine della PL1. L'età e l'elevazione dei campioni dimostra che la PL2 ha mantenuto una posizione costante fino a ~ 2.1 ka BP, la quale rappresenta l'età più giovane determinata per la PL2 (campione Ta6; Tab. 5; Fig. 15b). Basandoci su queste osservazioni possiamo concludere che la PL2 è stata attiva nell'arco di tempo compreso tra ≥ 3.9 e ≤ 2.1 ka BP (Tab. 5). Questo intervallo di tempo supporta a pieno l'attribuzione alla PL2 degli scali di alaggio ritrovati a Giardini Naxos, i quali hanno un'età di ~ 2.4 ka BP (Blackman, 1968; Blackman e Lentini, 2003).

Sfortunatamente gli affioramenti della PL3 offrono pochi vincoli per poter definire con certezza un'età nominale (Tab. 5). Sulla base dei dati in nostro possesso, possiamo dire che la massima età in cui ha avuto inizio lo sviluppo della PL3 è indicata dal campione Ta7 (Tab. 5; Fig. 15b) che ha un'età di 1791 ± 160 a

calibrati BP, in buon accordo con l'età di interruzione della linea subito sopra (PL2). Infine, il campione CS3 (Tab. 5; Fig. 15b) raccolto a Capo Schisò e datato 1413 ± 99 a calibrati BP designa l'età massima della conclusione della PL3. Ne segue che la PL3 è stata attiva per un periodo di tempo compreso tra ≥ 1.8 e ≤ 0.9 ka BP.

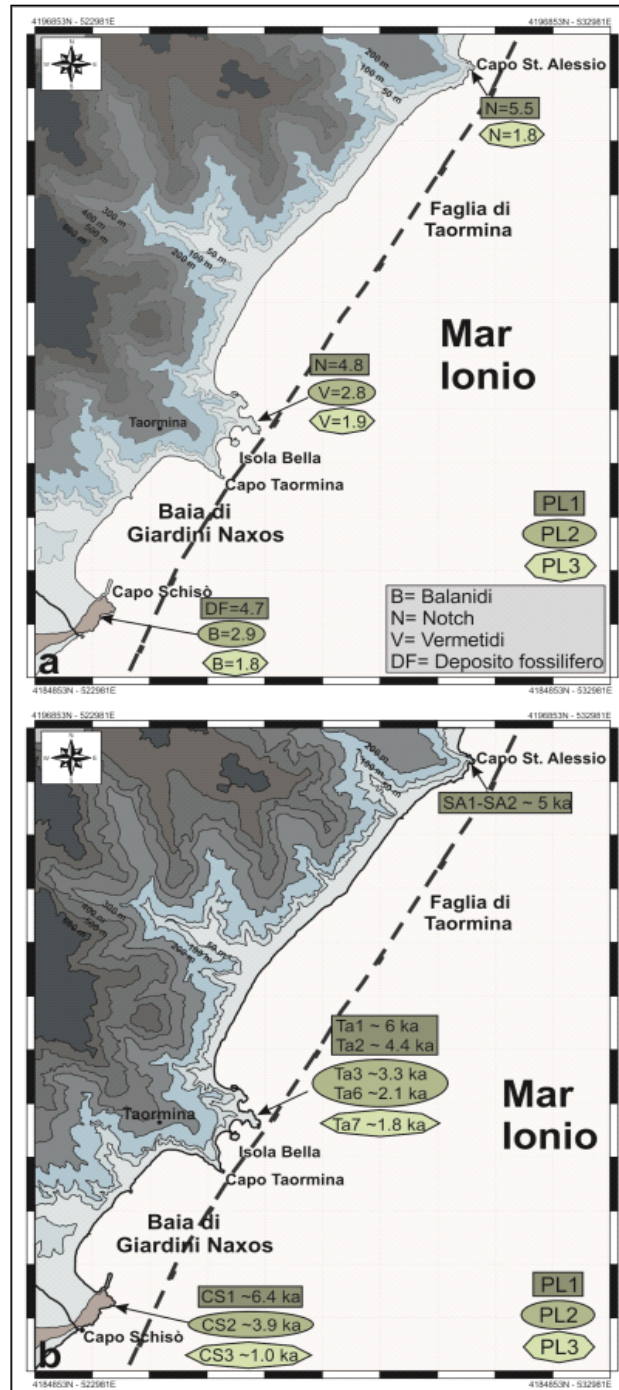


Fig. 15- (a) Quote nominali in metri delle tre differenti paleo linee di costa lungo l'area di Taormina. (b) Età assolute delle tre paleo linee di costa nella regione di Taormina.

(3.3.4) Tassi di deformazione verticale durante l'Olocene

Al fine di valutare correttamente lo spostamento verticale totale dell'area costiera di Taormina, durante il tardo Olocene, i nuovi dati ottenuti dal rilevamento effettuato a Capo Schisò sono stati integrati con i vecchi dati relativi alle linee di costa oloceniche sollevate studiate tra St'Alessio e Taormina. Nei precedenti lavori (Stewart et al., 1997; Antonioli et al., 2003; 2006) i tassi di sollevamento tettonico sono stati calcolati comparando la quota e l'età, di ogni *marker*, con le curve di risalita del mare fornite da Fairbanks (1989) e Lambeck et al. (2004). Al fine di ottenere dei risultati quanto più omogenei, in questo lavoro abbiamo rapportato tutti i dati, pubblicati e nuovi, alla stessa curva di risalita del livello del mare pubblicata da Lambeck et al. (2011). Questa curva è ottenuta da un modello calibrato su un data set di 40 siti lungo le coste italiane, e tiene conto oltre che della risalita del livello del mare globale per lo scioglimento dei ghiacciai (variazione eustatica) anche del movimento verticale della crosta causato dal carico/scarico, durante il ciclo glaciale, dei ghiacciai e dalle acque di fusione (variazione glacio-idro-isostatica).

Confrontando le quote e l'età di tutti i campioni considerati in questo lavoro con la curva di risalita del mare (Fig. 16) si osservano tre differenti gruppi che rappresentano rispettivamente la PL1, PL2 e PL3. Il sollevamento tettonico totale è riportato in Fig. 16, dove le paleo linee di costa oloceniche sono dislocate rispetto la posizione prevista, e la grandezza del dislocamento è dato dalla distanza verticale tra i campioni e la curva della risalita del mare. L'errore verticale dei dati è piuttosto variabile e dipende dal tipo di *marker* (Tab. 3) e precisamente per gli organismi intertidali come vermetidi e alghe coralline è stato considerato un errore di ± 0.10 m, al contrario, per gli organismi di ambiente infralitorale l'errore è asimmetrico e corrisponde alla massima profondità del fondo marino immediatamente sotto il fossile datato. Come conseguenza è stato calcolato un range minimo e massimo di sollevamento, ma per semplicità sono stati riportati anche i valori medi del sollevamento per ogni singolo campione (Tab. 3).

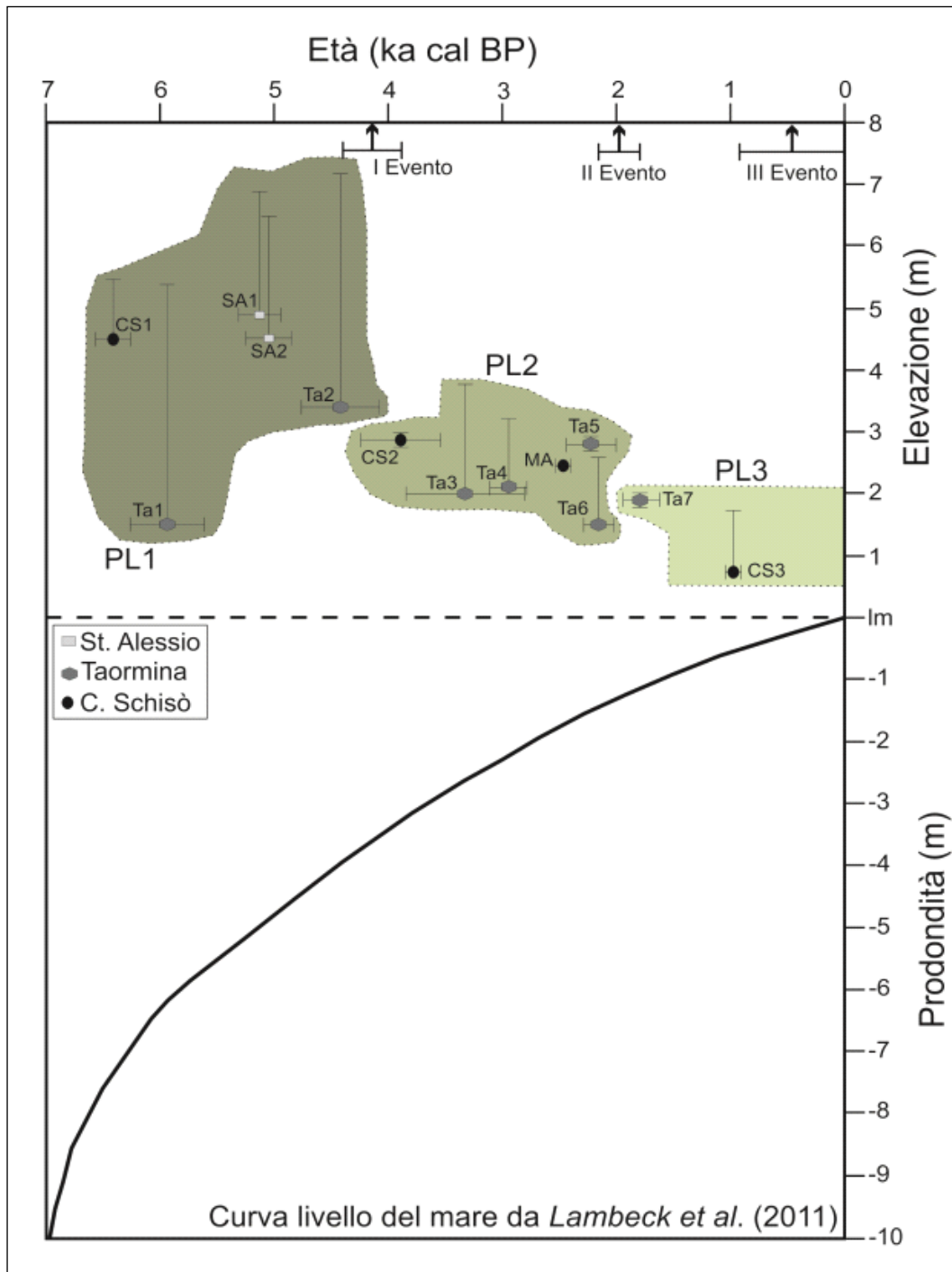


Fig. 16 – Confronto tra la curva di risalita del mare per l'area costiera di Catania (ottenuta dal modello di Lambeck et al., 2011) con la quota sopra l'attuale livello del mare e con l'età degli organismi campionati a St. Alessio, Taormina e Capo Schisò. I campioni sono stati raggruppati in tre differenti paleo linee di costa.

I campioni associati alla PL1 hanno fornito tassi di sollevamento di: 2.07 ± 0.19 mm/a per l'area di St'Alessio; 1.86 ± 0.38 mm/a per l'area di Taormina; 1.95 ± 0.08

per l'area di Capo Schisò (Fig. 17a). Per quanto riguarda i campioni provenienti dalla linea di costa PL2 i tassi di sollevamento ottenuti sono compresi tra 1.74 ± 0.19 mm/a a Taormina e $\sim 1.60 \pm 0.11$ mm/a a Capo Schisò (Fig. 17a). Infine, il campione Ta7 appartenente alla PL3 ha fornito un tasso di sollevamento di 1.67 ± 0.11 mm/a per l'area di Taormina, allo stesso modo il campione CS3 attribuito alla stessa paleo linea indica un tasso di sollevamento di 1.65 ± 0.51 mm/a per l'area di Capo Schisò (Fig. 17a). Altresì, queste stime sono concordanti con il tasso di sollevamento tettonico ottenuto dallo studio del sito archeologico; infatti, confrontando la quota e l'età del sito archeologico con la curva di risalita del mare di Lambeck et al. (2011), è stato stimato un tasso di sollevamento di ~ 1.72 mm/a per gli ultimi 2.4 ka (MA in Fig. 16).

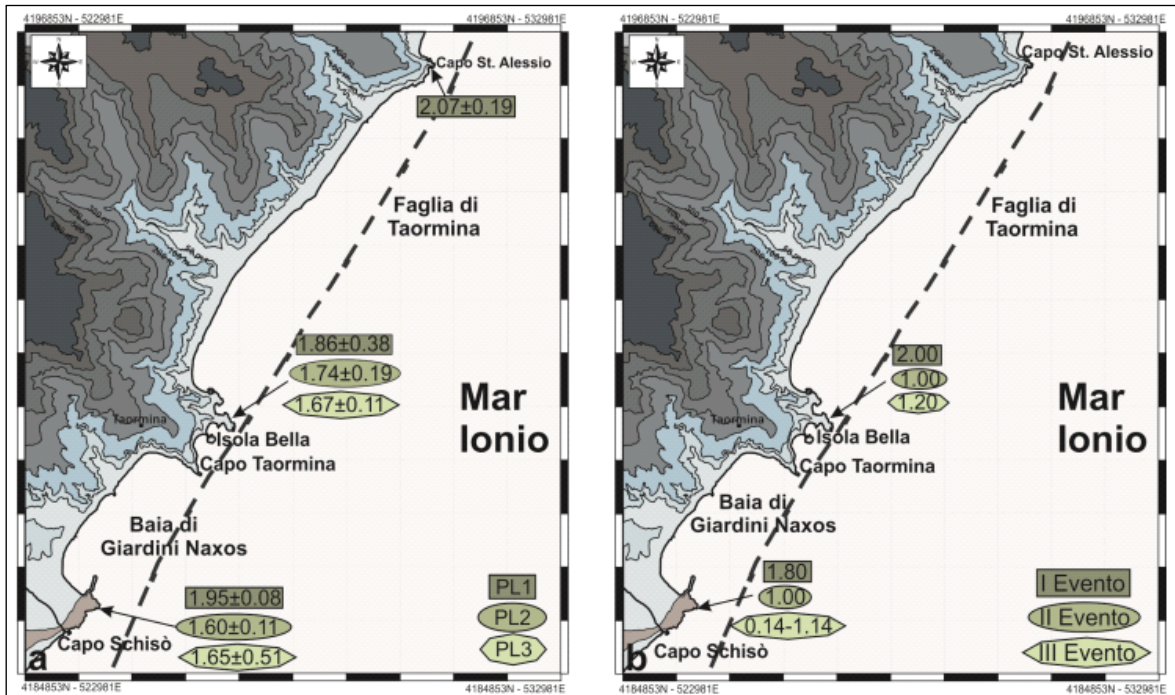


Figura 17 – (a) Tassi medi di sollevamento verticale in mm/a per le tre paleo linee di costa lungo l'era di Taormina. (b) Dislocamento verticale in metri delle tre paleo linee di costa per effetto degli eventi co-sismici.

(3.3.5) *Discussioni e conclusioni*

I nuovi dati, a Capo Schisò, degli indicatori olocenici del paleo livello del mare combinati con le età radiometriche e le quote di campioni precedentemente pubblicati, offrono un'eccellente opportunità per analizzare le variazioni relative del livello del mare e la deformazione verticale tettonica cumulativa lungo l'intera area costiera della regione di Taormina (tra St'Alessio e Capo Schisò). Il constatare la presenza di tre distinte linee di costa e la loro sovrapposizione temporale improvvisa è una chiara evidenza di eventi di sollevamento quasi istantanei, che, nelle regioni interessate da deformazioni sismotettoniche, sono certamente legati ad eventi cosismici (Lajoie, 1986; De Guidi et al., 2003; Ferranti et al., 2007).

I risultati radiometrici mostrano che la PL1 è stata attiva tra ~ 6.4 e ~ 4.4 ka BP (Fig. 18a). Durante questo intervallo di tempo il *notch*, ritrovato a quota di ~ 5 m tra St'Alessio e Taormina, è il primo elemento morfologico che si forma; quasi contemporaneamente si forma il deposito ritrovato a Capo Schisò (~ 6.4 ka) a seguire ci sono i gusci di *Lithophaga* trovati a Taormina e a St'Alessio (tra ~ 6.0 e 5.0 ka) ed infine il deposito di Taormina che indica l'età più giovane della PL1 (~ 4.4 ka). Il fatto che il *notch*, della paleo linea di costa PL1, mantenga, durante l'intervallo di tempo di ~ 2 ka, una posizione piuttosto costante sopra l'attuale livello del mare, nonostante la curva eustatica sia stata in costante crescita (Fig. curva), indica che durante lo stesso intervallo di tempo è stato operativo un meccanismo che ha contribuito a creare uno *stillstand* relativo. Evidenze simili sono state trovate nello Stretto di Messina da Ferranti et al. (2007), il quale ha suggerito che il tasso di sollevamento costante e regionale deve essere pressoché coincidente con il tasso di risalita del mare al fine di mantenere sempre costante la posizione delle linee di costa sollevate rispetto il livello del mare. Sulla base di quanto detto e della curva di risalita del mare (Fig. 16), si sostiene che la PL1 è stata sollevata costantemente con un tasso pari a ~ 1.10 mm/a durante l'intervallo di tempo compreso tra ~ 6.4 e ~ 4.4 ka BP prima di essere sollevata improvvisamente sopra il livello del mare. Questa improvvisa separazione

avvenuta in un arco di tempo di circa 500 anni, tra ~ 4.4 e ~ 3.9 ka BP, non può essere correlata ad una caduta eustatica, poiché la curva mostra un'interrotta risalita durante l'Olocene (Fig. 16). Per queste ragioni, concludiamo che il sollevamento improvviso della PL1 tra ~ 4.4 e ~ 3.9 ka BP è, con molta probabilità, connesso ad un evento co-sismico che ha dislocato la PL1 sopra il livello del mare e favorito le condizioni per l'inizio dello sviluppo della PL2 (Fig. 18b). L'entità del dislocamento verticale verificatosi durante questo evento (I Evento; Tab. 6) è determinata dalla differenza tra le quote nominali della PL1 e PL2 e varia tra ~ 2.0 e ~ 1.8 m a Taormina e a Capo Schisò, rispettivamente (Fig. 17b).

Evento	Località	Dislocamento verticale (m)
I Evento (4.4 - 3.9 ka BP)	Taormina	2.00±0.10
	Capo Schisò	1.80±0.10
II Evento (2.1 - 1.8 ka BP)	Taormina	1.00±0.10
	Capo Schisò	1.00±0.10
III Evento (post 1.0 ka BP)	Taormina	1.20±0.10
	Capo Schisò	0.14-1.14

Tab. 6 – Età e misura del dislocamento verticale co-sismica durante gli Eventi I, II e III.

La formazione della PL2 è sicuramente connessa all'evento cosismico avvenuto tra ~ 4.4 e ~ 3.9 ka BP, infatti questa inizia a formarsi subito dopo l'evento (~ 3.9 ka) e resta attiva per un periodo di tempo di ~ 2 Ka precisamente sino a ~ 2.1 ka BP che rappresenta l'età in cui la PL2 cessa di essere attiva. Tenendo conto delle età radiometriche e della posizione rispetto il livello del mare degli indicatori associati alla PL2 (campioni CS2 e Ta5; Tab. 3), affermiamo che quest'ultima durante il suo sviluppo, ~ 2 ka, ha mantenuto una posizione costante rispetto il paleo livello del mare e che oggi misuriamo a ~ 2.8 m sopra l'attuale livello del mare (Fig. 18c), suggerendo che ancora una volta è stato attivo uno *stillstand* relativo. La curva predetta da Lambeck et al. (2011) (Fig. 16;) indica che tra ~ 3.9

e ~ 2.1 ka BP il livello del mare è risalito con un tasso di ~ 1.0 mm/a, come conseguenza, per mantenere costante la posizione della PL2, assumiamo come valido un tasso di sollevamento costante pari a ~ 1 mm/a per lo stesso intervallo di tempo (Fig. 18c). Tra ~ 2.1 e ~ 1.8 ka BP, la PL2 viene improvvisamente sollevata sopra il livello del mare ed inizia a svilupparsi la PL3 (Fig. 18d). Questo improvviso sollevamento, come per la PL1, non è stato dovuto ad una caduta eustatica bensì ad un secondo evento cosismico (II Evento; Tab. 6), che ha causato una dislocazione verticale, nell'area di Taormina e capo Schisò, pari a ~ 1 m (Fig. 17b).

Allo stesso modo, è possibile affermare che la paleo linea di costa PL3 è chiaramente separata dall'attuale linea di costa come conseguenza di un più giovane evento co-sismico (III Evento; Tab. 6). Sfortunatamente, l'evidenze di questo terzo evento non possono essere supportate dalle datazioni radiometriche perché non è stata trovata nessuna età che vincolasse la cessazione della PL3 e l'insorgenza di quella moderna. I dati radiometrici indicano che la PL3 è stata attiva per un periodo di tempo compreso tra ~ 1.8 e ~ 1.0 ka BP (Fig. 18e). In questo caso, quantificare il tasso di sollevamento costante che ha interessato l'area durante lo sviluppo della PL3 risulta complicato perché, quest'ultima, essendo meno preservata della PL2 non fornisce dati utili per tale scopo. Tuttavia, sulla base di dati già pubblicati (Ferranti et al., 2007) fissiamo un sollevamento costante medio di ~ 1 mm/a per gli ultimi 4 ka. Ammettendo un tasso di sollevamento costante pari a ~ 1 mm/a, la fascia di vermetidi a Taormina (campione Ta7; Tab. 3) si sarebbe dovuta trovare alla quota di ~ 1.8 m sopra la propria posizione fisiologica. Allo stesso tempo il livello del mare, negli ultimi 1.8 ka, è risalito di 1.10 m (Lambeck et al., 2011), ne segue che la fascia di vermetidi dovrebbe occupare, nell'attuale, una posizione pari a ~ 0.7 m s.l.m. Quindi, la sua reale posizione a 1.90 m s.l.m. dimostra che un evento improvviso ha dislocato la costa di ~ 1.2 m (III Evento; Tab. 6; Fig. 17b; Fig. 18f). Allo stesso modo, assumendo un sollevamento costante di ~ 1 mm/a i serpulidi trovati a Capo Schisò (campione CS3; Tab. 3) dovrebbero occupare una posizione minima di 0.97 m

sopra la propria posizione fisiologica, ma nel corso degli ultimi 1 ka il livello del mare è risalito di 0.51 m (Lambeck et al., 2011). Pertanto, se fosse stato attivo il solo sollevamento costante, i serpulidi sarebbero stati trovati alla quota di 0.46 m sopra l'attuale livello del mare, ne segue che la loro attuale posizione di 0.60 m s.l.m. è la conseguenza del III Evento cosismico (Tab. 6) avvenuto dopo 1 ka BP e che ha causato un dislocamento compreso tra 0.14 e 1.14 m (Fig. 17b; Fig. 18f). L'ampio range del dislocamento a Capo Schisò è correlato all'errore della posizione dei serpulidi (+ 1 m; Tab. 4) rispetto alla paleo linea di costa durante lo sviluppo della stessa. Ma tenendo conto che i precedenti eventi hanno causato, nell'area di Taormina e Capo Schisò, dislocamenti pressoché analoghi, risulta plausibile considerare per l'area di Capo Schisò il dislocamento di 1.14 m come effetto del III evento cosismico.

Il tasso di sollevamento costante di ~ 1 mm/a che interessato l'area di Taormina durante i periodi intersismici può essere considerato valido per un periodo maggiore di 6 ka. Questo dato è confermato dalla quota del margine interno del terrazzo Tirreniano che indica un tasso medio di sollevamento pari a 1 mm/a negli ultimi 125 ka (Bonfiglio, 1981; Antonioli et al., 2003; 2006), inoltre risulta coerente con la stima del tasso di sollevamento a lungo termine (1Ma) per l'arco Calabro (Westaway, 1993). In questo modo, il sollevamento totale, 1.7-1.8 mm/a, calcolato per l'area costiera di Taormina e Capo Schisò appare suddiviso quasi equamente tra componente costante e componente co-sismica.

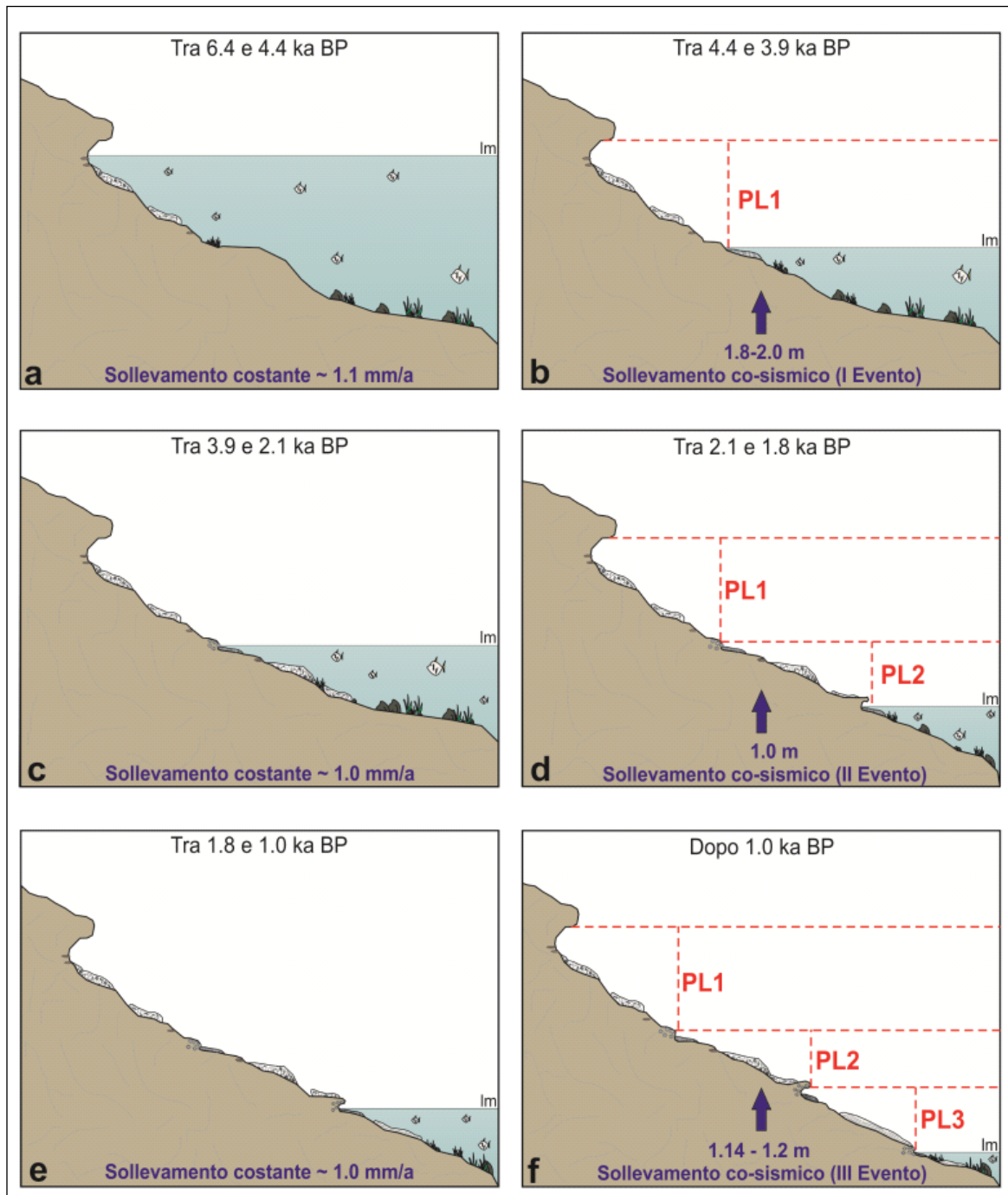


Fig. 18 – Rappresentazione grafica della deformazione verticale nella regione di Taormina come conseguenza dell'interazione tra deformazione regionale costante e deformazione co-sismica.

In conclusione, questo studio ha documentato tre paleo-terremoti che negli ultimi 4 ka hanno dislocato le aree costiere della regione di Taormina, dove tuttavia la sismicità storica e strumentale è poco intensa. In accordo con Neri et al. (2006), questa regione rappresenta una zona di *gap* sismico e quindi un potenziale sito per futuri forti terremoti. Una visione alternativa sostiene che la

bassa sismicità della regione di Taormina indica l'assenza di faglie sismogeniche (Argnani et al., 2009). L'uso di relazioni empiriche tra superficie dislocata e magnitudo (Wells e Coppersmith, 1994) ci permette di affermare che il dislocamento verticale medio, stimato per i tre eventi co-sismici nella regione di Taormina è rigorosamente associato a terremoti con magnitudo di $\sim 6-7$. La ricorrenza degli eventi stimata in 1-2 ka è in ampio accordo con il tempo di ricorrenza dei grandi terremoti localizzati lungo l'arco Calabro (Valensise e Pantosti, 1992; 2001; Ferranti et al., 2007).

L'analisi della sismicità storica rivela che in questa area si sono verificati pochi terremoti durante la finestra temporale che racchiude i tre eventi investigati. Il I evento (Tab. 6) essendo troppo vecchio non è stato inserito all'interno del catalogo della sismicità storica (CPTI Gruppo di Lavoro, 2004). Tenendo conto dell'età e della localizzazione, pur parecchio incerta, all'interno del catalogo sismico sono stati trovati tre possibili eventi a cui associare il II evento (~ 2 ka; Tab. 6). I più vicini, come età, sono l'evento del 91 BC (~ 2.1 ka) e quello del 17 AD (~ 2 ka). Di questi eventi, l'evento del 17 AD viene scartato perché è stata stimata un magnitudo pari a 5.1. Al contrario l'evento del 91 BC, che ha magnitudo pari a 6.3, risulta compatibile con la nostra stima. L'epicentro di questo evento è stato localizzato sulla costa calabra a nord di Taormina. Tuttavia considerando l'età dell'evento e quindi l'incertezza della localizzazione macrosismica, la possibilità che questo evento è lo stesso del II evento a Taormina non deve essere trascurata.

Infine, il III evento cosismico (~ 1.0 ka) potrebbe essere associato all'evento del 853 AD, localizzato in Sicilia nordorientale (Boschi et al., 1995; De Guidi et al., 2003) e che presenta una magnitudo simile a quella dell'evento del 91 BC (CPTI Gruppo di Lavoro, 2004).

Ciò che rimane irrisolto è la sorgente di questi terremoti, la quale sembrerebbe corrispondere ad una faglia in mare aperto. In accordo con De Guidi et al. (2003), il quale interpreta il sollevamento cosismico, nella regione di Taormina, come la risposta del *footwall* al movimento lungo la struttura crostale presente in mare

aperto nota come Faglia di Taormina (Fig. 3; Fig. 6a), noi proponiamo che i tre eventi registrati sono stati causati dalla struttura responsabile dei sollevamenti co-sismici nella regione di Taormina.

(3.4) Milazzo

Milazzo è una penisola stretta e allungata, con asse maggiore orientato Nord-Sud, localizzata lungo la costa tirrenica della Sicilia nord-orientale e a sud dell'arcipelago delle Eolie (Fig. 3; Fig. 5). La sua lunghezza è di circa 7 km con un diametro di circa 1.3 km all'altezza di Punta del Tono. Il territorio in esame può per semplicità suddividersi in due zone con differente morfologia. La prima zona (Fig. 19a, linea rossa), che si sviluppa a sud, è una pianura alluvionale che nasce da un territorio prettamente basso-collinare costituito da depositi sedimentari di origine fluvio-marina. L'altimetria del territorio parte dai circa 30 m delle aree interne per poi degradare dolcemente sino a 5 m nelle aree costiere. La seconda zona (Fig. 19a, linea gialla) si trova nella parte settentrionale della penisola, dove si riscontra un notevole incremento di quota; le altezze registrate nella zona del promontorio di Milazzo variano dai 98 metri s.l.m. nella zona Castello, si mantengono poi sugli 80 metri s.l.m. andando verso nord, per poi scendere sui 50 metri s.l.m. nella zona di S. Antonio. Il promontorio di Milazzo ha una morfologia variegata con versanti acclivi, falesie e terrazzi. La sommità del promontorio è caratterizzato dalla presenza di un ampio terrazzo marino che si sviluppa tra la quota di circa 90 m nelle aree più interne e la quota di 50 m nell'area più a nord denominata Capo Milazzo. Il substrato roccioso del promontorio di Milazzo è costituito da rocce metamorfiche (gneiss e altri scisti cristallini), trasgressivi sul cristallino giacciono i calcari bianchi o grigi che affiorano principalmente nell'estremità settentrionale i quali sono stati attribuiti al Miocene Superiore (Fig. 19b). Il Miocene Superiore è coperto dalle marne bianche e gialle e da calcari marnosi attribuibili al Pliocene Superiore ed al Pleistocene Superiore (Fig. 19b). Infine il deposito che sovrasta l'ampio terrazzo è costituito da sabbie e ciottoli molto ricco in fauna marina attribuibile al Pleistocene Superiore, con molta probabilità si tratta dello stage MIS 5.5 (Hearty et al., 1986). Tenendo conto delle quote alle quali è stato ritrovato il Tirreniano è possibile affermare che l'intera area è stata soggetta a sollevamento durante il tardo Quaternario. Recenti studi sui

markers biologici e geomorfologici del livello del mare effettuati nell'area di Milazzo (Rust e Kershaw, 2000; Gringeri et al., 2004) hanno documentato che il settore costiero è stato soggetto a sollevamento anche durante il tardo Olocene e che il processo di deformazione potrebbe risultare attivo anche nell'attuale.

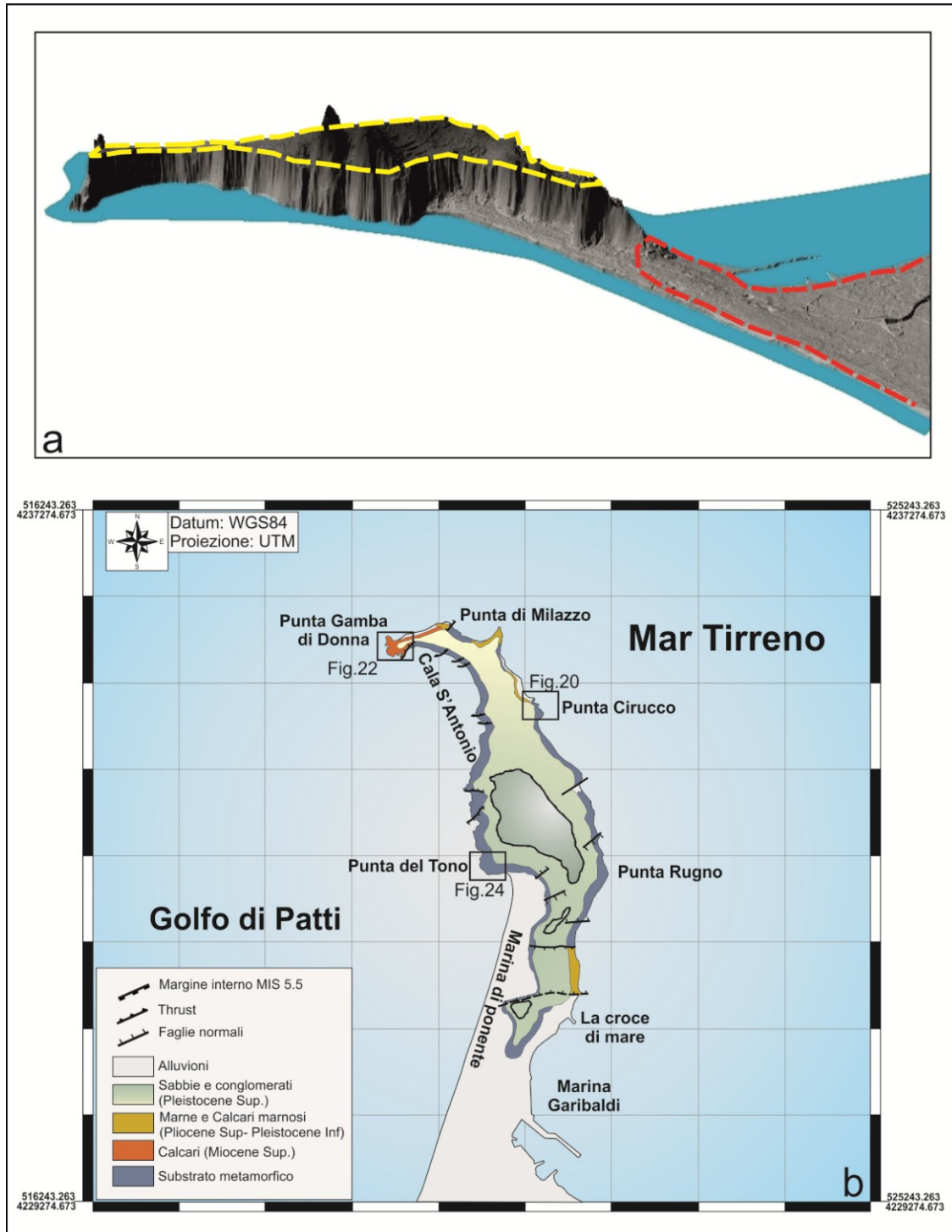


Figura 19 – (a) DEM di Capo Milazzo. La linea gialla indica il bordo della spianata tirreniana. (b) Carta geologica - strutturale di Capo Milazzo.

(3.4.1) *Linee di costa oloceniche a Capo Milazzo*

Il minuzioso rilevamento effettuato lungo le coste del promontorio di Milazzo ha confermato, dapprima, l'esistenza delle linee di costa sollevate e descritte da Rust e Kershaw (2000), i quali hanno mappato due distinti *notches*: il primo alla quota di 0.5 m s.l.m. e il secondo alla quota di 2 m s.l.m.; e assegnando, sulla base delle correlazioni regionali, un'età di ~ 5 ka al *notch* superiore e suggerendo un tasso di sollevamento di ~ 1.0 mm/a. In secondo luogo, sono state rilevati nuovi indicatori delle linee di costa sollevate che hanno permesso di meglio comprendere la storia della più recente deformazione tettonica dell'area. Gli indicatori olocenici del paleo-livello del mare sono stati ordinati per posizione rispetto l'attuale livello del mare potendo così distinguere una "linea di costa superiore" e una "linea di costa inferiore" (Tab. 7).

In generale la linea di costa superiore è contraddistinta da un *notch*, depositi marini e da fasce fossili di balanidi. La linea di costa inferiore appare meno sviluppata e conservata della superiore ed è caratterizzata da un *notch*, una piattaforma di erosione e da fasce fossili di balanidi. Di seguito verranno descritte in maggior dettaglio le due paleo linee di costa identificate lungo le coste del promontorio di Milazzo e precisamente a: Punta Cirucco, Punta Gamba di Donna e Punta del Tono (Fig. 19b).

Sito	Nome Campione	Coordinate	Marker	Quota Misurata Marker (m)	Tempo di Misura (aa/mm/gg/hh)	Correzione Marea (m)	Correzione Pressione Atmosferica	Quota Corretta Marker (m)	¹⁴ C Età (anno)	Età Calibrata ¹⁴ C (anno)	Curva Predetta RSL (Lambeck 2011)	Uplift rate (mm/a)
Linea di costa superiore												
Punta Cirucco	MIL 04	38°15.807'N 15°14.628'E	Gasteropode	0.85±0.10	08/05/21/11	0.34	0.0	1.19±0.10	4529±32	4720.5±102.5	-4.399	1.20±0.04
Punta Cirucco	MIL 05	38°15.807'N 15°14.628'E	Gasteropode	1.33±0.10	08/05/21/11	0.33	0.0	1.66±0.10	3920±37	3923.5±124.5	-3.392	1.31±0.05
Punta Cirucco	MIL 07	38°15.810'N 15°14.603'E	Serpulide	1.65±0.10	08/06/05/9	0.32	0.0	1.97±0.10	4429±124	4561±322	-4.059	1.34±0.04
Punta Gamba di Donna	MIL 06	38°16.188'N 15°13.504'E	Balanide	2.47±0.10	08/11/11/8	0.37	0.0	2.84±0.10	3843±31	3791±104	-3.067	1.55±0.08
Piscina di Venere	MIL 10	38°16.166'N 15°13.475'E	Gasteropode	1.60±0.10	08/11/11/9	0.30	0.0	1.90±0.10	5765±36	6184±93	-6.868	1.43±0.03
Punta del Tono	MIL 11	38°14.723'N 15°14.267'E	Balanide	2.20±0.10	08/11/11/13	0.12	0.0	2.32±0.10	2056±35	1622.5±99.5	-1.091	2.10±0.24
Linea di costa inferiore												
Punta Cirucco	MIL 09	38°15.817'N 15°14.617'E	Balanide	0.60±0.10	08/06/05/10	0.37	0.0	0.97±0.10	1867±39	1413±99	-0.897	1.32±0.21

Tab. 7- Quote ed età assolute degli organismi campionati dalle paleo linee di costa presenti nell'area di Capo Milazzo. Tutti i campioni sono stati calibrati con il programma CALIB 6.0 (2-sigma, marine entry; Stuiver et al., 2011). I punti della curva di risalita del livello mare sono stati ottenuti dal modello di Lambeck et al., 2011; Sono riportati anche i tasi di sollevamento verticale.

Punta Cirucco è localizzata lungo la costa nordorientale del promontorio (Fig. 19b), in questa zona la costa rocciosa è ripida, frastagliata e fortemente esposta all'azione del moto ondoso in direzione E-NE. Le due paleo linee di costa sono meglio preservate lungo la costa di un piccolo capo, orientato NNE-SSO, ~ 100 m a nord di Punta Cirucco (Fig. 20a).

Lungo il settore meridionale (Fig. 20a; 20b) la linea di costa superiore è composta da: un deposito fossilifero di spiaggia, una piccola fascia di balanidi e da altre incrostazioni biologiche. Il deposito fossilifero (Fig. 21a) è fortemente eroso, resta ben conservata solo una piccola sezione di ~ 1 m di spessore la cui base è localizzata alla quota di 1.14 m s.l.m ed il *top* a ~ 2.10 m s.l.m. Questa sezione consiste in un'alternanza di sabbie e ghiaie, i sedimenti sono ben classati e organizzati in strati con spessori differenti passando da sabbie medie a sabbie grossolane. Gli strati sottili mostrano una laminazione piano-parallela. Il contenuto organico è rappresentato da foraminiferi bentonici, frammenti di Echinidi, e principalmente da gusci interi o frammentati di molluschi; abbondanti gli esemplari appartenenti alle biocenosi delle praterie di Posidonia (HP) e delle alghe fotofile (AP) come i gasteropodi *Gibbula ardens*, *Jujubinus exaaperatus*, *Rissoa ventricosa* e il bivalve *Venericardia antiquata*. In percentuali elevate sono presenti anche le specie con ampia distribuzione ecologica come il *Bittium reticulatum* ed il *Cerithium vulgatum*. Le caratteristiche sedimentarie ed il contenuto faunistico suggeriscono che tale deposito si sia formato in un ambiente infralitorale e che le condizioni deposizionali sono rimaste immutate durante l'intervallo di tempo durante il quale si è sviluppato lo stesso. All'interno di questo deposito sono stati campionati e datati con il metodo ¹⁴C AMS due gasteropodi (campioni MIL 04 e MIL 05; Fig. 20b; Fig. 21a; Tab. 7). Sopra il deposito fossilifero e all'interno di una cavità cavata direttamente nel substrato è stata trovata una fascia fossile di balanidi (Fig. 20b; Fig. 21b), della specie *Chthamalus depressus*, la cui ampiezza è di ~ 0.30 m e raggiunge un'elevazione di 2.40 m s.l.m., fissando in questo sito la massima altezza della linea di costa superiore. A differenza della linea di costa

superiore quella inferiore è poco sviluppata e in quest'area è rappresentata solo da una piattaforma di abrasione priva di componente organica.

Nella parte settentrionale del capo (Fig. 20a, 20c) la linea di costa superiore è quasi totalmente assente, forse perché questo settore è più esposto all'energia del moto ondoso, solo poche incrostazioni di serpulidi sono stati trovati e campionati alla quota di 1.97 m s.l.m. (campione MIL 07; Tab. 7; Fig. 20c; Fig. 21c). In contrasto, gli indicatori della linea di costa inferiore risultano meglio preservati. La piattaforma di abrasione della linea di costa inferiore termina verso terra in una piccola cavità, dove è stata ritrovata una fascia fossile di balanidi (Fig. 20c; Fig. 21 d). L'ampiezza della fascia è di ~ 0.2 m ed il suo *top* raggiunge la quota di 1.0 m s.l.m. marcando la massima altezza della linea di costa inferiore a Punta Cirucco. All'interno di questa fascia e alla quota di 0.97 m è stato campionato un balanide fossile (campione MIL 08; Tab. 7; Fig. 20c; Fig. 21d).

Le età, ottenute con il metodo del radiocarbonio, dei campioni raccolti a Punta Cirucco permettono di definire i limiti di età delle due linee di costa (Tab. 7). L'età ottenuta per la linea di costa superiore è compresa tra 4720 ± 102 (MIL 04) e 3923 ± 124 (MIL 05) anni calibrati BP. Queste età sono state ricavate dall'analisi dei gusci campionati, rispettivamente, alla base ed al *top* del deposito fossilifero e sono in buon accordo con la loro posizione stratigrafica. Il serpulide (MIL 07) campionato ed associato alla linea di costa superiore ha un'età di 4561 ± 322 a calibrati BP e per questo risulta essere coevo con il deposito. L'età della linea di costa inferiore è di 1413 ± 99 a calibrati BP, ricavata dall'analisi al radiocarbonio del balanide (MIL 08) campionato dalla fascia fossile.

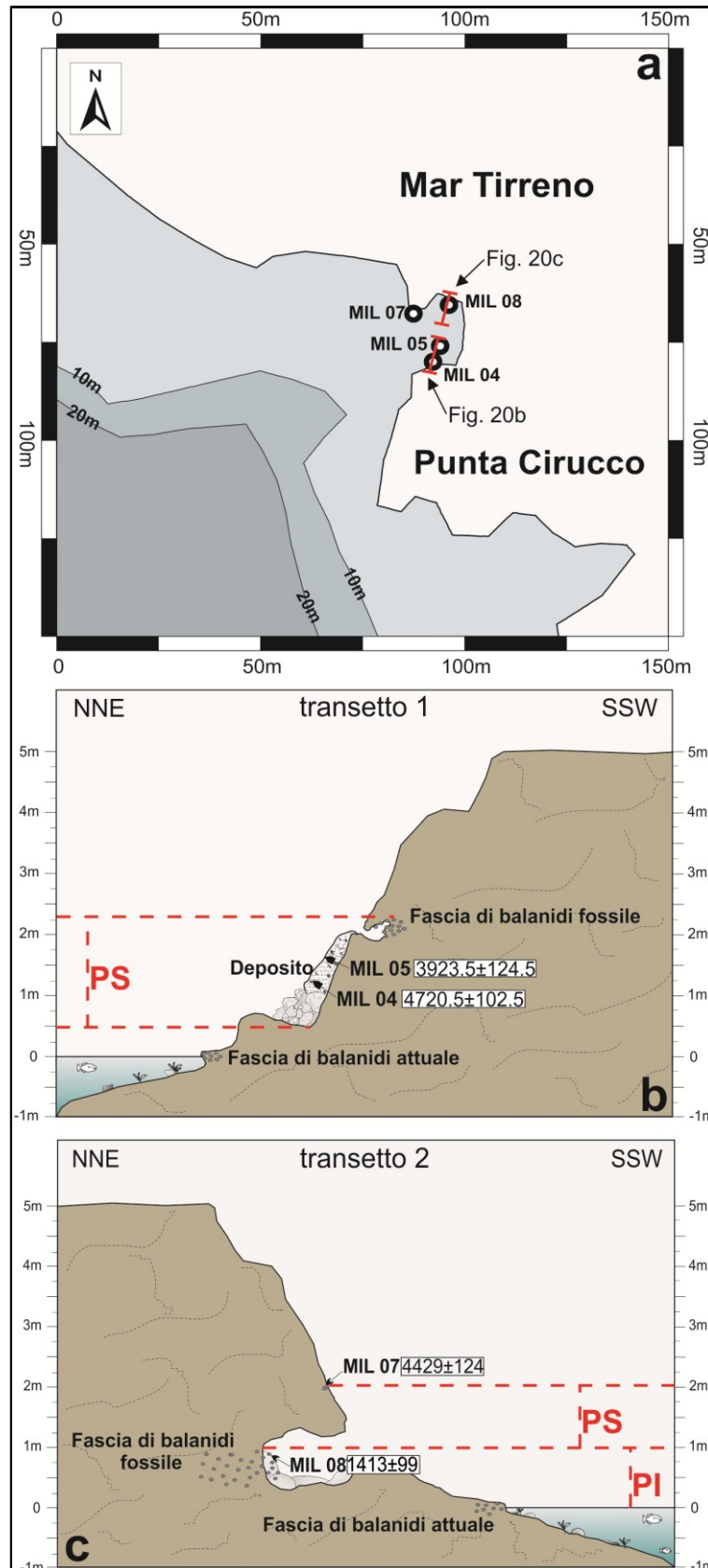


Fig. 20– (a) Carta del sito Punta Cirucco (vedi Fig. 19b per la localizzazione) e localizzazione dei *markers* olocenici. (b) Profilo lungo il settore meridionale di Pt. Cirucco, quota ed età dei *markers* appartenenti alla paleo linea superiore. (c) Profilo lungo il settore settentrionale di Pt. Cirucco, quota ed età dei *markers* appartenenti alle due paleo linee di costa.

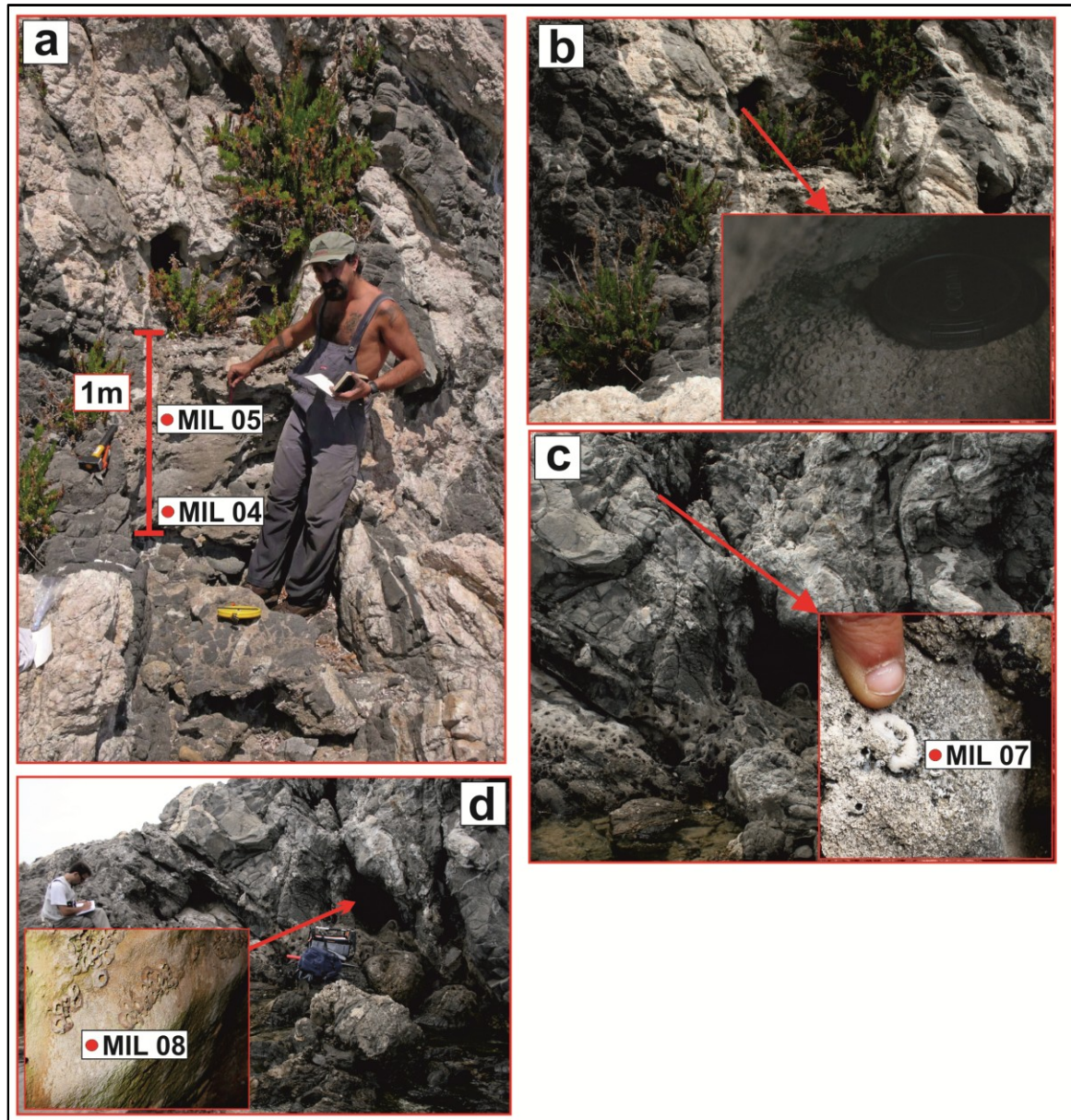


Figura 21 – Indicatori morfologici e biologici ritrovati a Pt. Cirucco. (a) Deposito campionato e appartenente alla paleo linea superiore. (b) Fascia di balanidi fossili ritrovati sopra il deposito. (c) Serpulide campionato e datato appartenente alla paleo linea superiore. (d) Balanidi campionati e datati appartenenti alla paleo linea inferiore.

Punta Gamba di Donna è un capo situato lungo la costa nord occidentale del promontorio di Milazzo, si estende verso mare per ~ 300 m e separa il Golfo di Patti dal mare aperto (Fig. 19b). Lungo la costa affiorano i calcari miocenici e per questo motivo che strutture legate alla dissoluzione chimica, come i *notches*, in quest'area sono meglio sviluppate. Antichi livelli del mare sono stati rinvenuti in tre

differenti siti: lato orientale di Punta Gamba di Donna, Piscina di Venere e Scoglio della Portella (Fig. 22a).

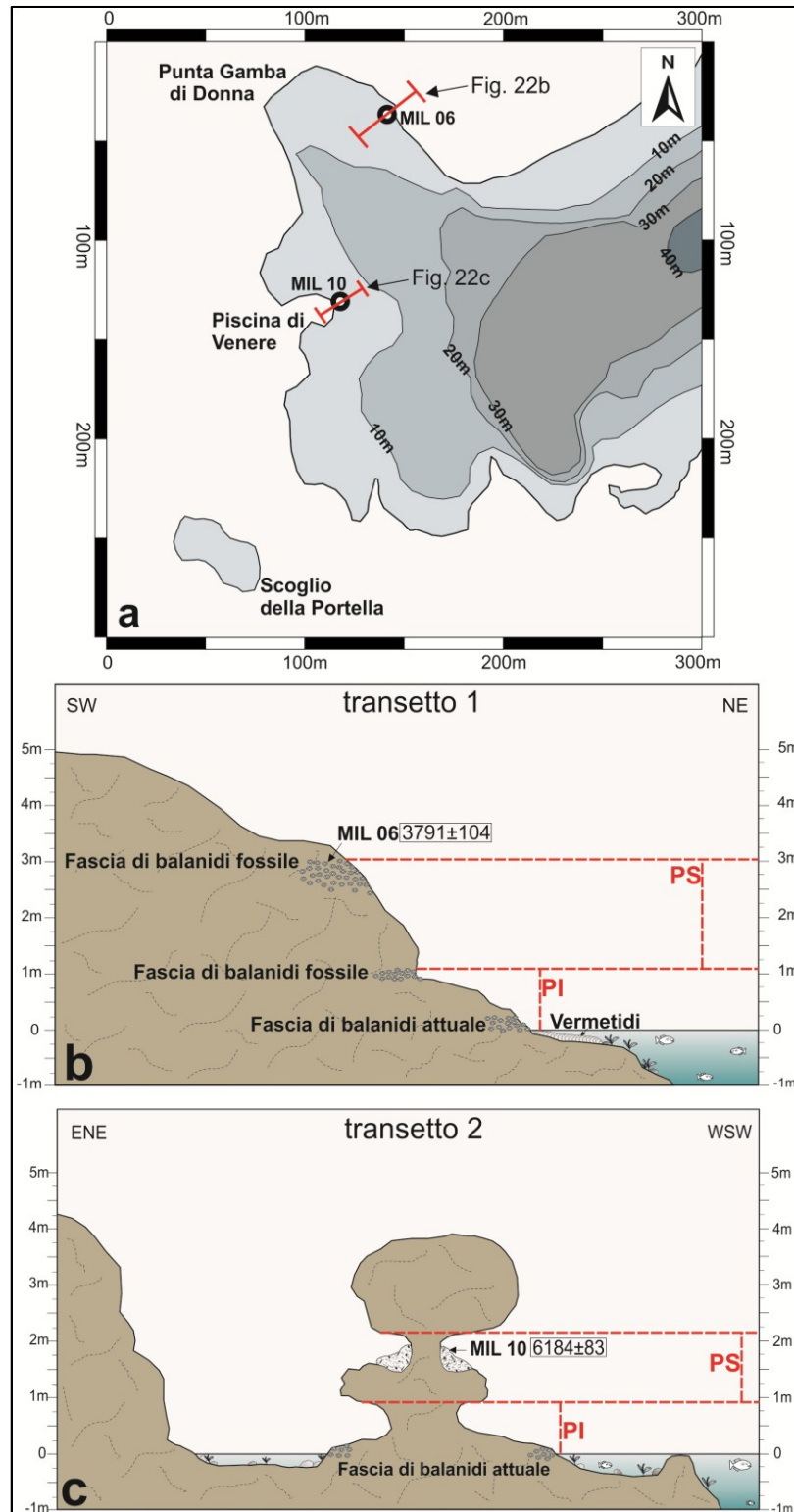


Fig. 22 – (a) Carta del sito Pt. Gamba di Donna (vedi Fig. 19b per la localizzazione) e localizzazione dei *markers* olocenici. (b) Profilo lungo il settore settentrionale di Pt. Gamba di Donna, quota ed età dei *markers* appartenenti alle due paleo linee. (c) Profilo lungo la Piscina di Venere, quota ed età dei *markers* appartenenti alle due paleo linee di costa.

Ad est di Punta Gamba di Donna sono presenti entrambe le due linee di costa (Fig. 22a; Fig. 22b). La linea di costa superiore è composta da una fascia fossile di balanidi, della specie *Chthamalus depressus*, sviluppata tra i 2.6 e i 3.0 m s.l.m. (Fig. 22b; Fig. 23a), un guscio fossile di balanide (campione MIL 06; Tab. 7; Fig. 22b; Fig. 23a) è stato campionato dalla parte centrale della fascia alla quota di 2.84 m e ha dato un'età di 3791 ± 104 a calibrati BP. La linea di costa inferiore è formata da: una piattaforma di abrasione che si estende dalla quota di 1 m s.l.m. sino all'attuale linea di costa e da una fascia di balanidi con spessore di ~ 0.20 m, , ritrovata alla massima quota di 1.1m (Fig. 22b; Fig. 23b, 23c). Similmente, la linea di costa moderna è caratterizzata dalla fascia di balanidi viventi la quale presenta spessori di ~ 0.40 m (Fig. 22b).

La Piscina di Venere è una piccola piscina naturale situata a ~ 200 m a sud di Punta Gamba di Donna (Fig. 22a). Già Rust e Kershaw (2000) avevano parlato di due *notches* a differenti quote che risultano ben distinguibili lungo la costa (Fig. 23d). Il *notch* inferiore è visibile lungo la costa poco a sud di Punta Gamba di Donna, lungo un affioramento roccioso presente all'interno della Piscina di Venere (Fig. 22c) e lungo il piccolo isolotto, noto come Scoglio della Portella, situato a ~ 100 m in mare di fronte alla piscina (Fig. 22a). Questo solco appare poco sviluppato e preservato, il suo tetto è stato misurato alla quota di 0.8 m s.l.m. e nonostante siano presenti numerosi fori di lithophaga nessun resto biologico è stato rinvenuto. Sempre appartenente alla linea di costa inferiore è stata mappata una piattaforma di abrasione il cui *inner margin* è stato misurato alla quota di ~ 0.60 m s.l.m. (Fig. 23d). Al contrario, il *notch* superiore è più grande e meglio preservato con il tetto misurato alla quota di 2.1 m s.l.m (Fig. 22c; Fig. 23d). Nella Piscina di Venere il solco superiore è riempito da un deposito marino di spessore 0.50 m (Fig. 22c; Fig. 23e) costituito da sabbie grossolane e conglomerati includendo anche ciottoli e gusci, interi o frammentati, di molluschi tipici di un ambiente di mare poco profondo. Un gasteropode (campione MIL 10; Tab. 7; Fig. 22c) campionato dal deposito alla quota di 1.9 m s.l.m. ha restituito un'età di 6184 ± 93 a calibrati BP. Inoltre diverse fasce di balanidi associate alla linea di

costa superiore sono state trovate all'interno di cavità e fessure carsiche alla quota compresa tra i 2.2 e 2.6 m s.l.m. (Fig. 23f).

Vicino l'angolo settentrionale di Cala S'Antonio, a sud-est di Punta Gamba di Donna (Fig. 19b), è stato ritrovato un deposito marino alla quota compresa tra - 0.50 m e +1.0 m il quale include frammenti ceramici di età Romana (~ 2 ka BP) (Fig. 23g).

Sulla base dei dati morfologici e radiometrici è possibile affermare che: (i) il *notch* associato alla linea di costa superiore si è sviluppato prima di ~ 6.2ka BP come testimoniato dall'età del gasteropode campionato all'interno del deposito che riempie il *notch*; (ii) l'altezza massima raggiunta dalla linea di costa superiore corrisponde alla massima quota della fascia di balanidi scoperta a Punta Gamba di Donna in buon accordo con la quota della fascia a balanidi trovata a Punta Cirucco.

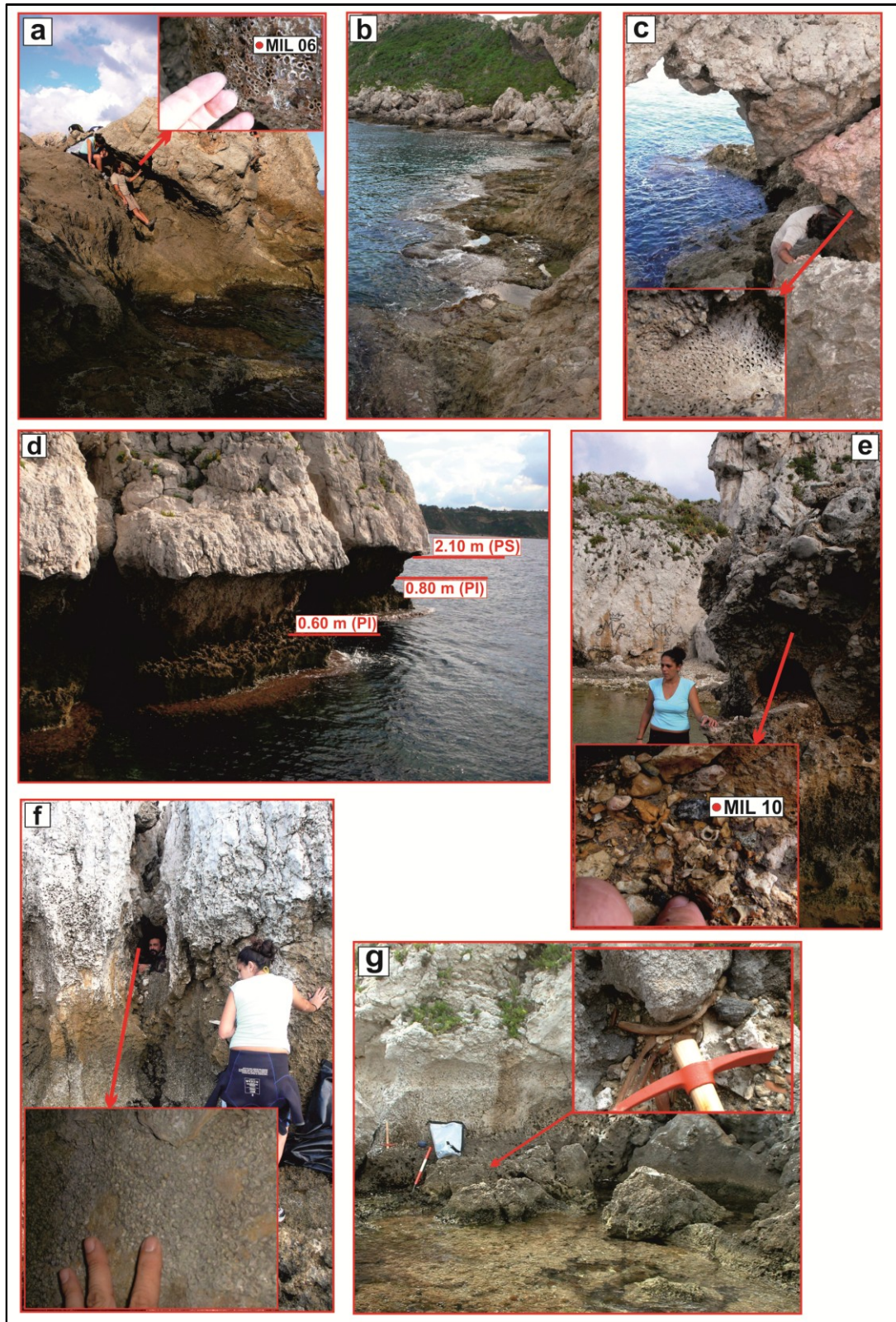


Fig. 23 – Indicatori morfologici e biologici ritrovati a Pt. Gamba di Donna e nella Piscina di Venere. (a) Fascia di balanidi fossili campionati e datati ritrovati a Pt. Gamba di Donna e appartenenti alla paleo linea superiore. (b) Piattaforma di abrasione appartenente alla paleo linea inferiore. (c) Balanidi fossili appartenete alla paleo linea inferiore. (d) Solchi appartenenti alle due paleo linee. (e) *Notch* e deposito ritrovato alla Piscina di Venere e appartenenti alla paleo linea superiore. (f) Fasce di balanidi fossili ritrovati presso la Piscina di Venere. (g) Deposito contenente frammenti ceramici di età romana.

Punta del Tono è situata lungo la costa occidentale del promontorio di Milazzo (Riviera di Ponente; Fig. 19b). Questa parte di costa è caratterizzata da scogliere alte e frastagliate dove affiora un substrato metamorfico e per tale motivo che strutture come *notches* o piattaforme di abrasione sono completamente assenti. Oltre a ciò questo tratto di costa è caratterizzato da grossi blocchi dovuti ad antiche frane che hanno nascosto o cancellato le evidenze morfologiche di paleo linee di costa. Solo a Punta del Tono (Fig. 24a) è stata ritrovata un'antica linea di costa rappresentata da una notevole fascia fossile di balanidi.

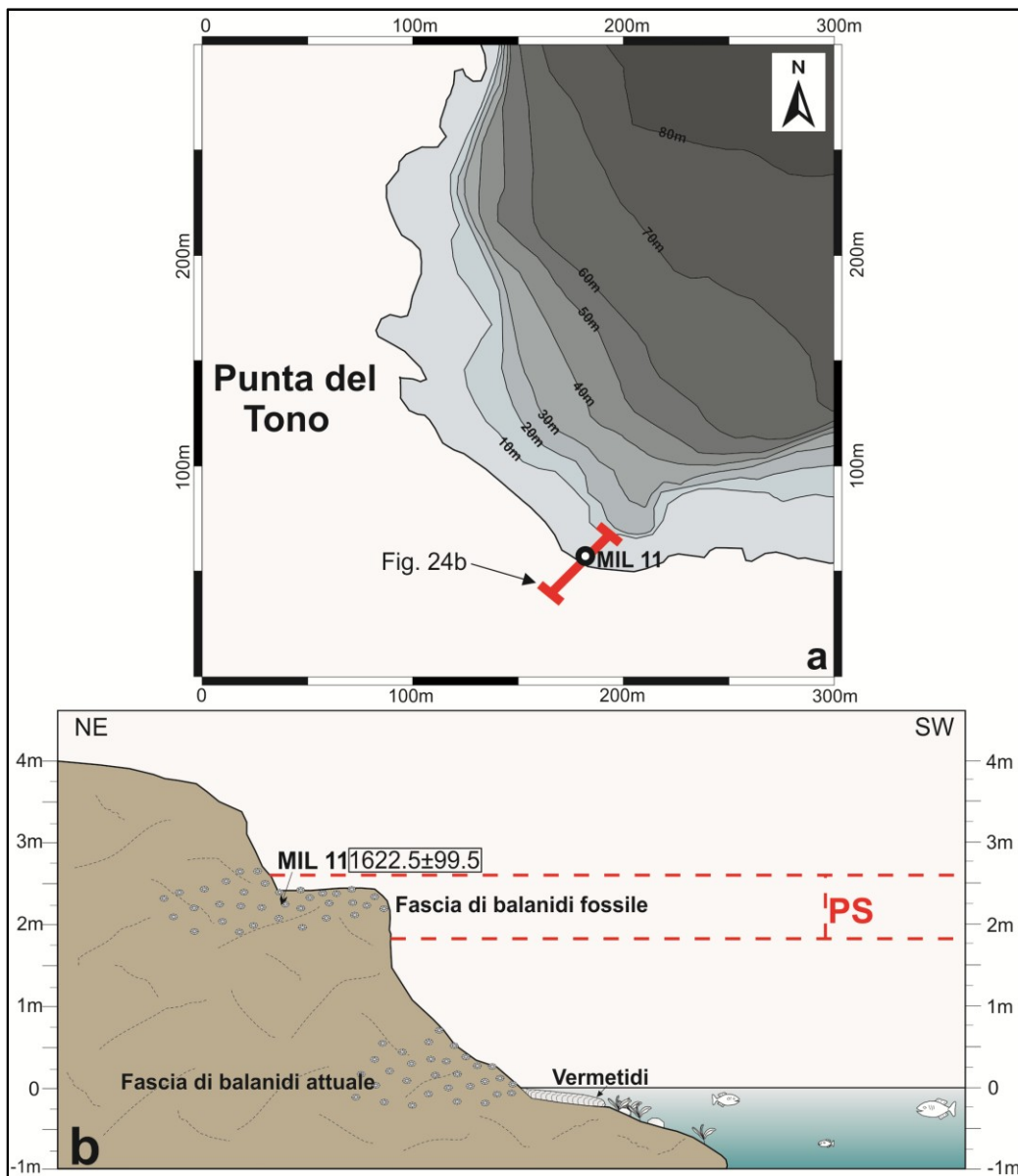


Fig. 24– Carta del sito Pt. Del Tono (vedi Fig. 19b per la localizzazione) e localizzazione dei *markers* olocenici. (b) Profilo trasversale alla costa di Pt. Del Tono, età e quota del campione MIL 11.

Qui la fascia di balanidi (Fig. 24b; Fig. 25) è la più estesa tra tutte quelle osservate lungo la costa del promontorio di Milazzo e si sviluppa in modo continuo per circa 400 m incrostando sia il substrato che i grossi blocchi legati ad antiche frane. La fascia fossile di balanidi, della specie *Chthamalus depressus*, raggiunge la massima elevazione di 2.60 m s.l.m. ed è in buon accordo con la quota della fascia osservata a Punta Gamba di Donna. Tenendo conto dell' analogia nell'elevazione si può affermare che la fascia di balanidi a Punta del Tono è da attribuire alla linea di costa superiore. In questo sito a differenza dei siti descritti precedentemente l'ampiezza della zona densa della fascia, che riflette l'ampiezza della media marea, è maggiore (~ 0.6 m). Allo stesso modo, l'attuale linea di costa è caratterizzata dalla presenza della fascia vivente di *Chthamalus depressus* (Fig. 24b), la quale presenta spessori di ~ 1 m indicando che si tratta di un'area soggetta a forte esposizione del moto ondoso. Un balanide fossile è stato campionato dalla parte media della fascia alla quota di 2.34 m (campione MIL 11; Tab. 7; Fig. 24b; Fig. 25) e ha fornito un'età di 1622 ± 99 a calibrati BP.

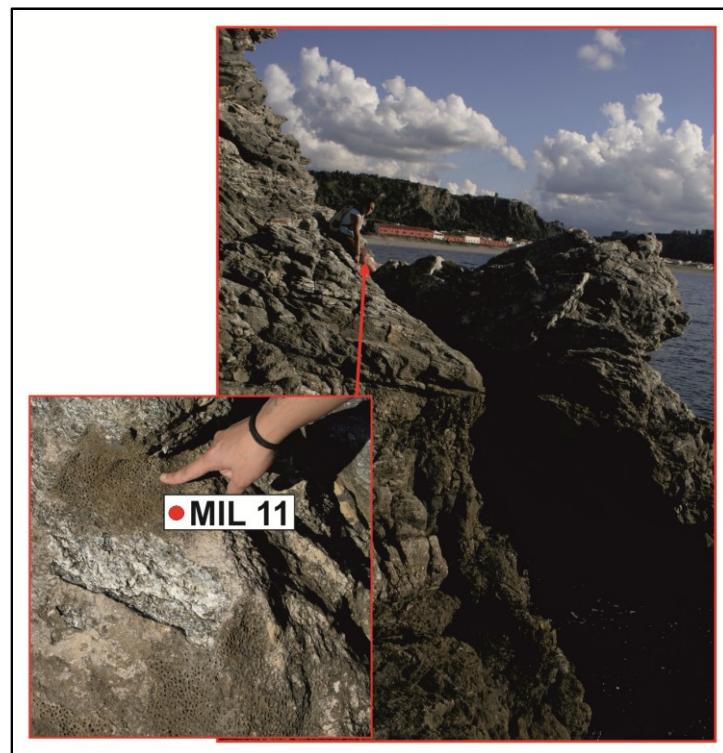


Fig. 25– Fascia di balanidi fossili campionati e datati appartenenti alla paleo linea superiore e ritrovati nell'area di Pt. Del Tono.

(3.4.2) Elevazione nominale ed età delle paleo linee di costa

Un controllo incrociato tra posizione rispetto il livello del mare e risultati radiometrici degli indicatori olocenici sino a qui descritti ha permesso di definire la quota nominale e l'età delle due paleo linee di costa (Fig. 26). In ogni affioramento gli indicatori forniscono differenti limiti per quanto riguarda l'elevazione delle linee di costa (Tab. 8).

Sito	Coordinate	Marker	Quota Misurata Marker (m)	Quota Corretta Marker (m)	Errore di Misura	Quota Linea di costa (m)	Vincolo del livello del mare
Linea di costa superiore							
Punta Cirucco	38°15.807' N 15°14.628' E	Fascia balanidi	2.07±0.10	2.40±0.10	±0.13	2.40±0.23	Medio
Punta Cirucco	38°15.807' N 15°14.628' E	deposito marino	1.81±0.10	2.14±0.10	+0.20	2.14 +0.30 -0.10	Minimo
Punta Gamba di Donna	38°16.188' N 15°13.504' E	Fascia balanidi	2.47±0.10	2.80±0.10	±0.20	2.80±0.30	Medio
Punta Gamba di Donna	38°16.166' N 15°13.475' E	deposito marino	1.60±0.10	1.90±0.10	+0.20	1.90 +0.30 -0.10	Minimo
Punta Gamba di Donna	38°16.166' N 15°13.475' E	Notch	1.80±0.10	2.10±0.10	±0.10	2.10±0.20	Medio
Punta del Tono	38°14.723' N 15°14.267' E	Fascia balanidi	2.20±0.10	2.32±0.10	±0.30	2.32±0.40	Medio
Linea di costa inferiore							
Punta Cirucco	38°15.817' N 15°14.617' E	Margine interno piattaforma	0.13±0.10	0.50±0.10	+0.30	0.50 +0.40 -0.10	Minimo
Punta Cirucco	38°15.817' N 15°14.617' E	Fascia balanidi	0.63±0.10	1.00±0.10	±0.20	1.00±0.30	Medio
Punta Gamba di Donna	38°16.188' N 15°13.504' E	Margine interno piattaforma	0.23±0.10	0.60±0.10	+0.30	0.60 +0.40 -0.10	Minimo
Punta Gamba di Donna	38°16.188' N 15°13.504' E	Fascia balanidi	0.68±0.10	1.10±0.10	±0.20	1.10±0.30	Medio
Punta Gamba di Donna	38°16.166' N 15°13.475' E	Notch	0.5±0.10	0.80±0.10	±0.10	0.80±0.20	Medio

Tab. 8 – Quote delle differenti paleo linee di costa lungo la costa di Capo Milazzo e vincolo rispetto il livello del mare dei singoli *markers* analizzati.

In dettaglio i *notches* e le fasce di balanidi indicano con molta precisione la posizione della paleo-a linea di costa mentre la piattaforma di abrasione ed i depositi di spiaggia forniscono un minimo vincolo perché si formano ad una

profondità non conosciuta sotto la colonna d'acqua (Tab. 8). In quest'ultimo caso, l'errore associato alla posizione della paleolinea è asimmetrico e precisamente errori di +0.30 m e +0.20 m vengono considerati per la piattaforma di abrasione e per i depositi, rispettivamente (Tab. 8).

Questi valori sono in accordo con l'attuale morfologia del fondo marino intorno al promontorio di Milazzo e con altri studi su paleo linee di costa oloceniche effettuati in Calabria (Ferranti et al., 2007). Per tutti i siti investigati è stata definita l'elevazione media per la linea di costa superiore pari a ~ 2.30 m (Tab. 9), mentre una leggera differenza per quanto riguarda l'elevazione nominale della linea di costa inferiore è stata riscontrata tra Punta Cirucco e Punta Gamba di Donna, ma tenendo conto dell'errore di misura possiamo affermare che in entrambi i siti la linea di costa inferiore si trova alla quota di ~ 0.90 m s.l.m. (Tab. 9).

Allo stesso modo di quanto sopra descritto, considerando le età calibrate di tutti i campioni prelevati dai tre siti investigati è stato possibile definire l'età nominale per le due paleo linee di costa (Tab. 9). A Punta Cirucco i campioni MIL 04 e MIL 05, raccolti rispettivamente alla base (1.19 m) e al *top* (1.66 m) del deposito di spiaggia associato alla linea di costa superiore, hanno età calibrate di 4721 ± 103 e 3924 ± 125 anni. L'età di sviluppo della linea di costa superiore viene invecchiata dalla datazione radiometrica del campione MIL 10, proveniente dal deposito marino che riempie il *notch* situato a Punta Gamba di Donna, il quale ha un'età calibrata di 6184 ± 93 anni. Allo stesso modo, il campione MIL 06 proveniente dallo stesso sito ringiovanisce leggermente la linea di costa superiore a 3791 ± 322 a calibrati BP (Fig. 26b). Tuttavia, un'età decisamente più giovane per questa linea di costa è fornita dal campione MIL 11, il balanide campionato a Punta del Tono, il quale ha un'età di 1622 ± 99 a calibrati BP (Tab. 9). Sulla base di questi vincoli possiamo dire che la linea di costa superiore è stata attiva per un arco di tempo minimo di ~ 4.6 ka, tra ≥ 6.2 e ≤ 1.6 ka BP; tuttavia la linea di costa è sicuramente più vecchia di 6.2 ka, perché il *notch* si deve essere formato prima del deposito che lo riempie e dal quale è stato prelevato il campione MIL 10. Considerando che nel Mediterraneo Centrale i *notches* attuali impiegano pochi centinaia di anni per

formarsi (Furlani et al., 2009), possiamo affermare che la linea di costa superiore è stata attiva per un periodo di ~ 5 ka.

Sito	Elevazione Nominale (m)	Inizio linea di costa, anni BP	Fine linea di costa, anni BP
Linea di costa superiore			
Punta Cirucco	2.27 +0.27 -0.17	4720.5±102,5 (MIL 04)	3923.5±124.5 (MIL 05)
Punta Gamba di Donna	2.27 +0.30 -0.17	6184±93 (MIL 10)	3791±104 (MIL 06)
Punta del Tono	2.32±0.40	1622.5±99.5	(MIL 11)
Età Nominale, anni BP		≥6184±93	≤1622.5±99.5
Linea di costa inferiore			
Punta Cirucco	0.75 +0.35 -0.20	1413±99 (MIL 08)	
Punta Gamba di Donna	0.85 +0.30 -0.20		
Età Nominale, anni BP		≤1622.5±99.5	≤1413±99

Tabella 9 – Quota nominale sopra l'attuale livello del mare e durata delle paleo linee di costa oloceniche ottenute dalla combinazione delle quote dei singoli *markers* e delle età assolute.

A Punta Cirucco i campioni MIL 04 e MIL 05, raccolti rispettivamente alla base (1.19 m) e al *top* (1.66 m) del deposito di spiaggia associato alla linea di costa superiore, hanno età calibrate di 4721±103 e 3924±125 anni. L'età di sviluppo della linea di costa superiore viene invecchiata dalla datazione radiometrica del campione MIL 10, proveniente dal deposito marino che riempie il *notch* situato a Punta Gamba di Donna, il quale ha un'età calibrata di 6184±93 anni. Allo stesso modo, il campione MIL 06 proveniente dallo stesso sito ringiovanisce leggermente la linea di costa superiore a 3791±322 a calibrati BP (Fig. 26b). Tuttavia, un'età decisamente più giovane per questa linea di costa è fornita dal campione MIL 11, il balanide campionato a Punta del Tono, il quale ha un'età di 1622±99 a calibrati BP (Tab. 9). Sulla base di questi vincoli possiamo dire che la linea di costa

superiore è stata attiva per un arco di tempo minimo di ~ 4.6 ka, tra ≥ 6.2 e ≤ 1.6 ka BP; tuttavia la linea di costa è sicuramente più vecchia di 6.2 ka, perché il *notch* si deve essere formato prima del deposito che lo riempie e dal quale è stato prelevato il campione MIL 10. Considerando che nel Mediterraneo Centrale i *notches* attuali impiegano pochi centinaia di anni per formarsi (Furlani et al., 2009), possiamo affermare che la linea di costa superiore è stata attiva per un periodo di ~ 5 ka.

Sfortunatamente gli affioramenti della linea di costa inferiore offrono pochi vincoli per poter definire con certezza un'età nominale (Tab. 9). Sulla base dei dati in nostro possesso, possiamo dire che la massima età in cui ha iniziato a svilupparsi la linea di costa inferiore corrisponde all'età in cui cessa di esistere la linea di costa superiore, ~ 1.6 ka BP. Allo stesso modo, il campione MIL 08 datato 1413 ± 99 a calibrati BP indica l'età massima di cessazione della linea di costa inferiore (Tab. 9).

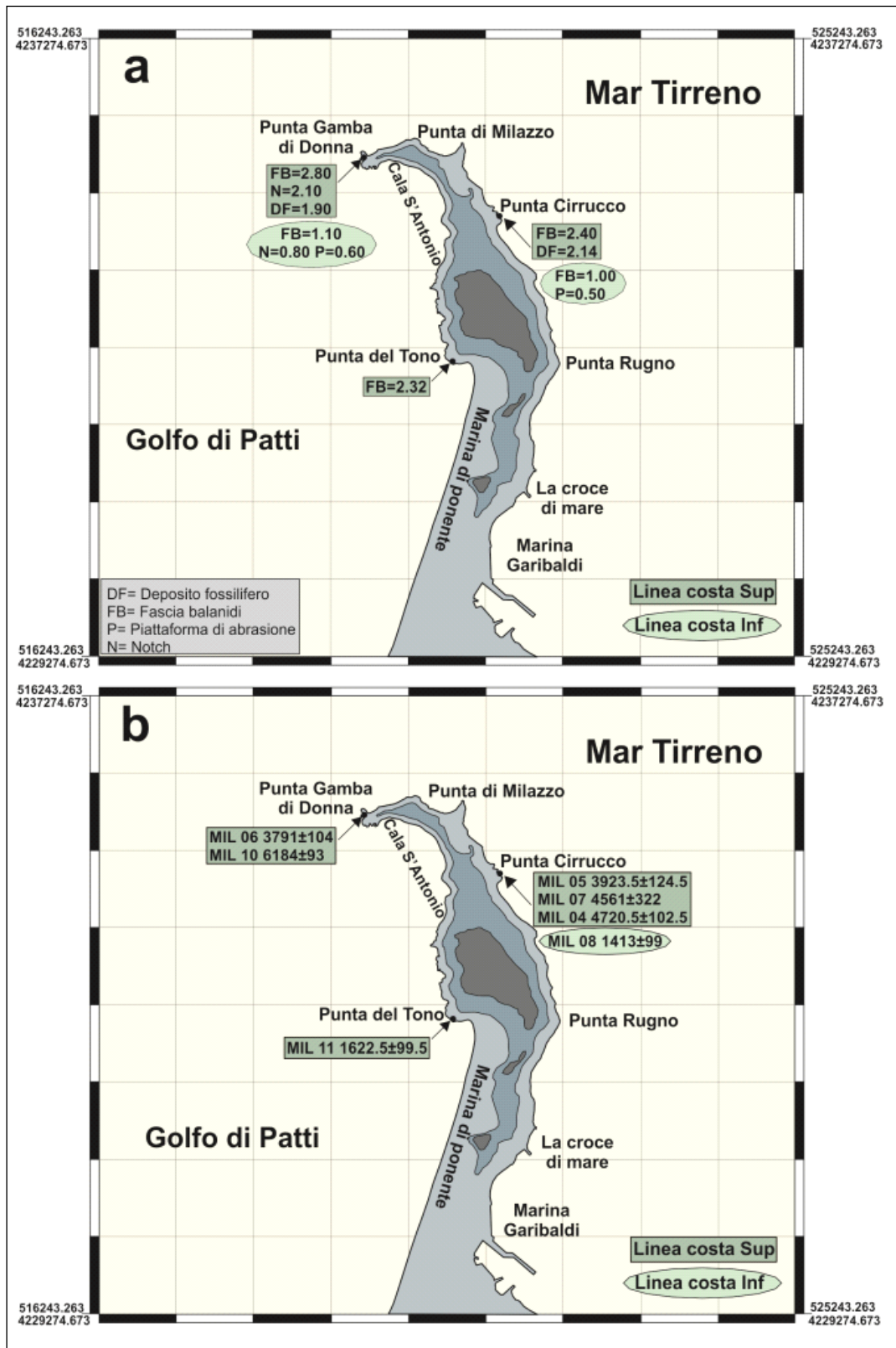


Figura 26 – (a) Carta di Capo Milazzo nella quale sono riportate le altezze in metri delle due paleo linee di costa oloceniche. (b) Carta di Capo Milazzo nella quale sono riportate le età nominali in anni delle due paleo linee di costa oloceniche.

(3.4.3) Tassi di deformazione verticale durante l'Olocene

Al fine di valutare correttamente i tassi di deformazione verticale dell'area costiera del Promontorio di Milazzo, durante L'Olocene, è necessario applicare un'accurata correzione per le variazioni del livello del mare. A tale scopo, le quote e le età dei campioni sono stati comparati con la curva locale di risalita del mare olocenica (Lambeck et al., 2011). Usando il modello calibrato su un dataset di 40 siti in Italia, gli autori hanno calcolato i movimenti della crosta causati oltre che dalla variazione globale del livello del mare anche per effetto del carico/scarico, durante il ciclo glaciale, dei ghiacciai e dalle acque di fusione (variazione glacio-idro-isostatica).

Il sollevamento tettonico totale è riportato in Fig. 27, dove i campioni datati raccolti a Capo Milazzo sono stati raggruppati in due principali gruppi delineando una linea di costa superiore ed una inferiore. Inoltre, i campioni sono stati sollevati di una quantità che è equivalente alla loro distanza verticale dalla curva predetta di risalita del mare. In Tab. 7 vengono riportati i tassi di sollevamento complessivo stimati per ogni singolo campione. Per quanto riguarda i campioni provenienti dalla linea di costa superiore i tassi di sollevamento sono compresi tra $\sim 1.2 \pm 0.04$ mm/a, deposito di spiaggia a Punto Cirucco (MIL 04), e $\sim 2.1 \pm 0.24$ mm/a balanide campionato a Punta del Tono (MIL 11), ottenendo di conseguenza un valore medio di 1.5 ± 0.08 mm/a. Il balanide campionato a Punta Cirucco e associato alla linea di costa inferiore suggerisce un tasso di sollevamento di $\sim 1.3 \pm 0.21$ mm/a. I valori ottenuti per le due paleo linee di costa sono in buon accordo suggerendo che il trend deformativo non ha subito evidenti variazioni nel corso del tardo Olocene.

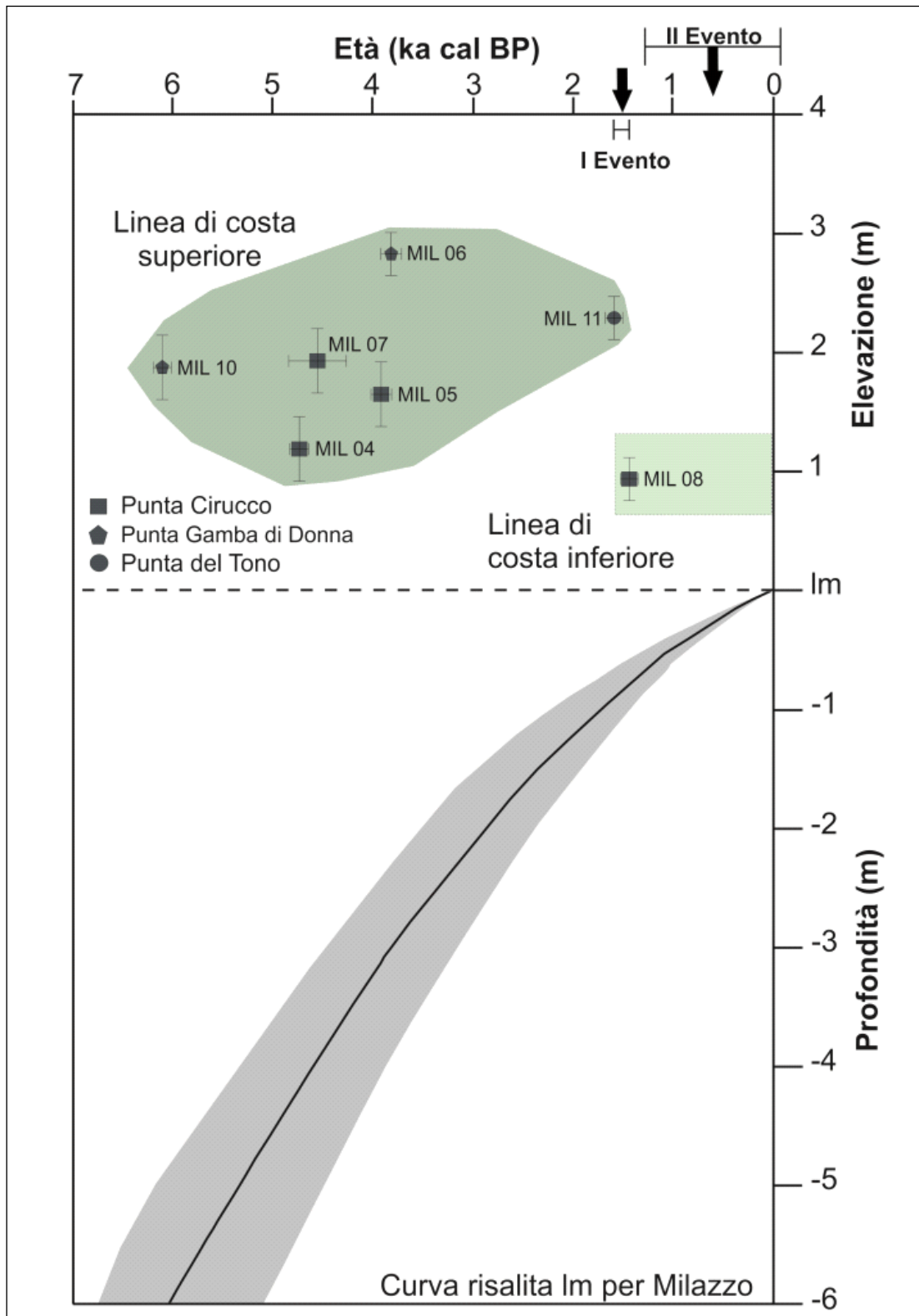


Figura 27 - Curva di risalita del livello del mare (linea solida) ed errore σ_2 (banda grigia) per l'area di Milazzo in accordo con il modello di Lambeck et al. (2011). In alto dislocamento dei campioni sopra l'attuale livello del mare raggruppati in due cluster ed età degli eventi co-sismici.

(3.4.5) Discussioni e conclusioni

La costa di Capo Milazzo offre un'eccellente opportunità per analizzare le variazioni relative del livello del mare e la deformazione verticale tettonica cumulativa. La più chiara evidenza della variazione relativa del livello del mare è rappresentata dalla separazione delle due linee di costa. Tenendo conto delle età che limitano le due linee di costa è possibile affermare che la distinzione delle due è avvenuta piuttosto rapidamente in un arco di tempo di ~ 200 anni tra ~ 1.6 e 1.4 ka BP. Questa improvvisa separazione non può essere correlata ad una caduta eustatica, perché la curva di risalita di mare durante l'Olocene un'interrotta risalita (Fig. 27). Per queste ragioni, il sollevamento improvviso della costa durante questo intervallo di tempo è, con molta probabilità, connesso ad un evento co-sismico che ha dislocato la linea di costa superiore sopra il livello del mare e favorito le condizioni per l'inizio dello sviluppo della linea di costa inferiore. La grandezza del dislocamento verticale verificatosi durante questo evento varia tra ~ 1.4 e ~ 1.5 m a Punta Cirucco e Punta Gamba di Donna, rispettivamente (I Evento in Tab. 10).

Evento	Sito	Dislocamento Verticale (m)		
I Evento (1.6-1.4 ka BP)	Punta Cirucco	1.52	+0.31 -0.17	
	Punta Gamba di Donna	1.42	+0.30 -0.17	
	II Evento (post 1.4 ka BP)	Punta Cirucco	0.75	+0.35 -0.20
		Punta Gamba di Donna	0.85	+0.30 -0.20

Tabella 10 – Età e misura del dislocamento verticale dei due Eventi co-sismici.

Allo stesso modo, è possibile affermare che la linea di costa inferiore è chiaramente separata dall'attuale linea di costa come conseguenza di un più giovane evento co-sismico. Sfortunatamente, l'evidenze di questo secondo evento non possono essere supportate dalle datazioni radiometriche perché non è stata

trovata nessuna età che vincolasse la cessazione della linea di costa inferiore e l'insorgenza di quella moderna.

Il fatto che la linea di costa superiore possa mantenere, durante l'intervallo di tempo di ~ 5 ka, una posizione piuttosto costante di ~ 2.3 m sopra l'attuale livello del mare, nonostante la curva eustatica sia stata in costante crescita, suggerisce che durante lo stesso intervallo di tempo è stato operativo un meccanismo che ha contribuito a creare uno *stillstand* relativo. Evidenze simili sono state trovate nello Stretto di Messina da Ferranti et al. (2007), il quale ha proposto che il tasso di sollevamento regionale e costante risulta essere coincidente con il tasso di risalita del mare al fine di mantenere sempre costante la posizione delle linee di costa sollevate rispetto il livello del mare. Sulla base di quanto detto, per le paleo linee di costa a Capo Milazzo è stato considerato un tasso di sollevamento costante pari al tasso di risalita locale del livello del mare (Fig. 27).

Un'accurata stima del tasso di sollevamento costante che ha interessato l'area di Capo Milazzo durante lo sviluppo della linea di costa superiore è stato ottenuto partendo dalla stima del tasso di sedimentazione del deposito marino a Punta Cirucco. In questo sito il tasso di sedimentazione è stato calcolato tenendo conto della differenza in età (0.80 ka) e della distanza verticale (0.46 m) dei campioni MIL 04 e MIL 05 (Tab. 7) i quali sono stati campionati, rispettivamente, alla base ed al *top* del deposito (Fig. 20b). Sulla base dei dati è stato calcolato un tasso di sedimentazione, per l'intervallo di tempo compreso tra 4.7 e 3.9 ka BP, di ~ 0.60 mm/a; inoltre, durante lo stesso intervallo di tempo, il livello del mare è risalito dai -4.4 ai -3.4 m sotto l'attuale livello del mare (Fig. 27) con un tasso di ~ 1.25 mm/a. Ne segue che, il reale tasso di deformazione verticale della costa pari a ~ 0.65 mm/a si ottiene sottraendo dal tasso di risalita eustatica del livello del mare il tasso di sedimentazione.

La stima del tasso di deformazione verticale costante che ha interessato l'area di Capo Milazzo durante lo sviluppo della linea di costa inferiore, vista l'assenza di depositi marini, è stata calcolata tenendo conto dell'ampiezza della fascia fossile di balanidi che risulta essere comparabile all'ampiezza della fascia moderna e

vivente (Fig. 20c). Sulla base di quanto detto, la linea di costa inferiore è stata sollevata costantemente con un tasso pari a quello di risalita del livello del mare (0.63 mm/a) prima di essere bruscamente isolata, sopra il livello del mare, da un evento co-sismico. Seguendo il ragionamento fatto per la linea di costa superiore, il dislocamento verticale co-sismico che ha interessato la linea di costa inferiore può essere stimato considerando la magnitudo del sollevamento continuo di Capo Milazzo ed il sollevamento totale (regionale e co-sismico) della fascia di balanidi più giovane trovata a Punta Cirucco (MIL 08). Ammettendo un sollevamento costante di 0.63 mm/a per gli ultimi 1.4 ka BP, la fascia fossile di balanidi si sarebbe dovuta trovare alla quota di ~ 0.9 m sopra la propria posizione fisiologica, tuttavia negli ultimi 1.4 ka il livello del mare è risalito di circa 0.89 m e come conseguenza di ciò la fascia di balanidi trovata a Punta Cirucco avrebbe dovuto occupare una posizione molto vicina all'attuale linea di costa. Pertanto l'attuale posizione della fascia di balanidi implica un sollevamento improvviso la cui grandezza è compresa tra 0.75 e 0.85 m (Il Evento in Tab. 10).

Le stime del sollevamento costante delle due linee di costa ottenute usando differenti approcci sono fortemente simili, suggerendo che questa deformazione intersismica possa essere causata da un processo regionale. A supporto di tale ipotesi viene presa in considerazione la quota della linea di costa, riferibile al MIS 5.5, di Capo Milazzo (~ 90 m) che indica un sollevamento nel lungo termine di ~ 0.70 mm/a (Ferranti et al., 2006). Questo tasso dovrebbe rappresentare l'effetto cumulativo del dislocamento regionale e co-sismico durante gli ultimi ~ 100 ka. Il fatto che nel lungo termine il segnale tettonico co-sismico viene perduto è stato precedentemente notato nello stretto di Messina da Ferranti et al. (2007), il quale ha suggerito che i gruppi di terremoti sono avvenuti episodicamente e sono stati separati da lunghi intervalli di quiescenza, durante i quali è stato operativo il solo sollevamento regionale.

L'integrazione tra il sollevamento costante e quello co-sismico permette di descrivere la storia deformativa delle aree costiere lungo il promontorio di Milazzo (Fig. 28).

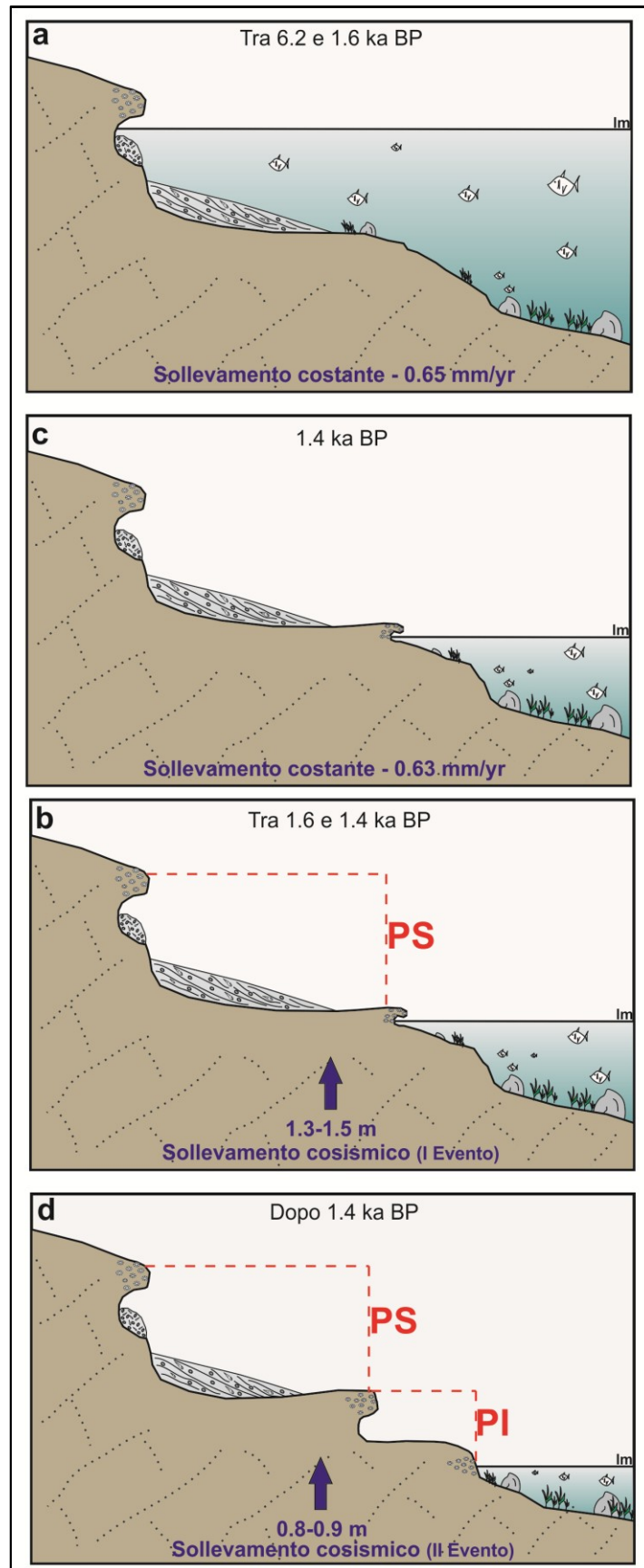


Figura 28 - Rappresentazione grafica della deformazione verticale lungo Capo Milazzo come conseguenza dell'interazione tra deformazione regionale costante e deformazione co-sismica.

Tra 6.2 (ma probabilmente già da ~ 6.5 ka) e 1.6 ka si è sviluppata la linea di costa superiore (Fig. storia evolutiva a). Il *notch* è il primo elemento morfologico che si forma e precisamente pochi secoli prima del deposito marino che lo riempie (~ 6.2 ka), quest'ultimo si è formato in continuità di sedimentazione come indicato dalle datazioni radiometriche (~ 4.7 – 3.9 ka). Probabilmente tale deposito ha continuato a formarsi nel tempo, fatto dimostrato dalla presenza di frammenti ceramici di età Romana (~ 2 ka). Durante l'intervallo di tempo in cui si sviluppa la linea di costa superiore, la costa è stata sollevata tettonicamente con un tasso costante (0.65 mm/a) pari a metà di quello della risalita del mare. Solo durante il breve lasso di tempo in cui si forma il *notch* è possibile che la costa si sia sollevata con un tasso leggermente più alto così da poter mantenere un perfetto *stillstand*. A partire da almeno 3.8 fino a 1.6 ka BP si forma la fascia di balanidi sopra il deposito marino e spesso anche sopra il tetto del *notch*, come dimostrato dalla quota della fascia fossile nel sito Punta Gamba di Donna (Fig. 22c). Questo dato riflette chiaramente il fatto che la risalita del livello del mare, che in questo intervallo di tempo è di 0.90 mm/a, sia stata più veloce del sollevamento regionale (0.65 mm/a), cosicché il *notch* è stato leggermente sommerso e la fascia di balanidi si sia potuta formare al di sopra dello stesso *notch* (Fig. 28a).

Tra 1.6 e 1.4 ka BP si verifica il I Evento co-sismico come conseguenza la linea di costa superiore viene improvvisamente sollevata sopra il livello del mare e la linea di costa inferiore inizia a formarsi (Fig. 28b). Durante l'intervallo di sviluppo della linea di costa inferiore il tasso di sollevamento costante è di 0.63 mm/a (Fig. 28c). Sebbene la linea di costa inferiore sia caratterizzata da un *notch*, da una piattaforma di abrasione e da fasce fossili di balanidi appare chiaro che suddetta linea di costa è meno sviluppata e preservata della linea di costa superiore, ciò è probabilmente connesso al fatto che la linea di costa superiore si è formata durante un intervallo di tempo più lungo (~ 5 ka) e che è stata sollevata di una quantità maggiore sopra il livello del mare (Tab. 10). Oltre a ciò, la linea di costa inferiore si presenta fortemente erosa suggerendo che il più giovane evento co-sismico (Fig. 28d; Il Evento), si è verificato solo poco dopo l'inizio dello sviluppo

della linea di costa (≤ 1.4 ka BP). Un'età relativamente vecchia per questa linea di costa potrebbe anche spiegare perché questo evento non è presente nei cataloghi di sismicità storica.

In conclusione, questo studio ha documentato due paleo-terremoti che in tarda Antichità hanno dislocato le aree costiere lungo il promontorio di Milazzo, dove tuttavia la sismicità storica e strumentale è poco intensa; infatti l'analisi della sismicità storica rivela che in quest'area si sono verificati pochi terremoti durante la finestra temporale che comprende i due eventi. Il primo evento ($\sim 1.6 - \sim 1.4$ ka BP) che ha interessato l'area di Milazzo è probabilmente associato al forte terremoto che ha interessato la Sicilia nordorientale tra il 350 e il 363 AD descritto da Guidoboni et al. (2000) sulla base delle cronache di Libanius. Per quanto riguarda il secondo evento (≤ 1.4 ka BP) è possibile identificarlo con due differenti terremoti: il primo avvenuto con molta probabilità nella seconda metà del VII sec AD, come conseguenza dell'eruzione all'isola di Vulcano (Guidoboni et al., 1994); il secondo avvenuto in Sicilia orientale nel 853 AD (Boschi et al., 1995).

L'uso di relazioni empiriche tra superficie dislocata e magnitudo (Wells e Coppersmith, 1994) ci permette di affermare che il dislocamento verticale medio, stimato per i due eventi co-sismici a Capo Milazzo (~ 1.4 e ~ 0.8 m, rispettivamente, Fig. 28), è rigorosamente connesso a terremoti con magnitudo di $\sim 6-7$ ed è compatibile con strutture crostali di lunghezza compresa tra i 10 e i 40 km. Ciò che rimane irrisolto è la sorgente di questi terremoti, la quale sembrerebbe corrispondere ad una faglia in mare aperto. In quest'area, la transizione tra il processo di estensione crostale (ad est) ed il raccorciamento in Sicilia nord occidentale avviene per mezzo di un sistema di faglie transpressive e trascorrenti (Fig. 3) come indicato dagli studi strutturali e dall'analisi di dati sismici e geodetici (D'Agostino e Selvaggi, 2004; Neri et al., 2005; Billi et al., 2006; Pondrelli et al., 2006; Ferranti et al., 2008; Mattia et al., 2008). Nell'immediato offshore nord occidentale di Capo Milazzo le strutture, prima estensionali, sono state riattivate secondo un regime di transpressione destra come conseguenza di un'attiva compressione N-S (Mattia et al., 2009). Due anticlinali attive, con gli assi

disposti *en-echelon* secondo la direzione NO-SE (pieghe di Vulcano e Capo Milazzo; Fig. 3), sono ben visibili attraverso i profili sismici (Fig. 29; Argnani et al., 2007). La forma allungata del promontorio di Milazzo e l'attitudine, sub-orizzontale, della successione sedimentaria che affiora al *top* dello stesso suggeriscono la possibilità che il promontorio rappresenti il prolungamento verso sud e a terra dell'anticlinale di Capo Milazzo. In più, la geometria di questa piega risulta essere coerente con la dimensione della sorgente sismogenetica che avrebbe causato i due paleo-terremoti riconosciuti lungo le coste del promontorio di Milazzo. Per cui si pensa sia indispensabile fare ulteriori indagini per documentare il collegamento diretto tra la struttura in mare aperto e la deformazione della costa al fine di rivalutare la pericolosità sismica della Sicilia nordorientale.

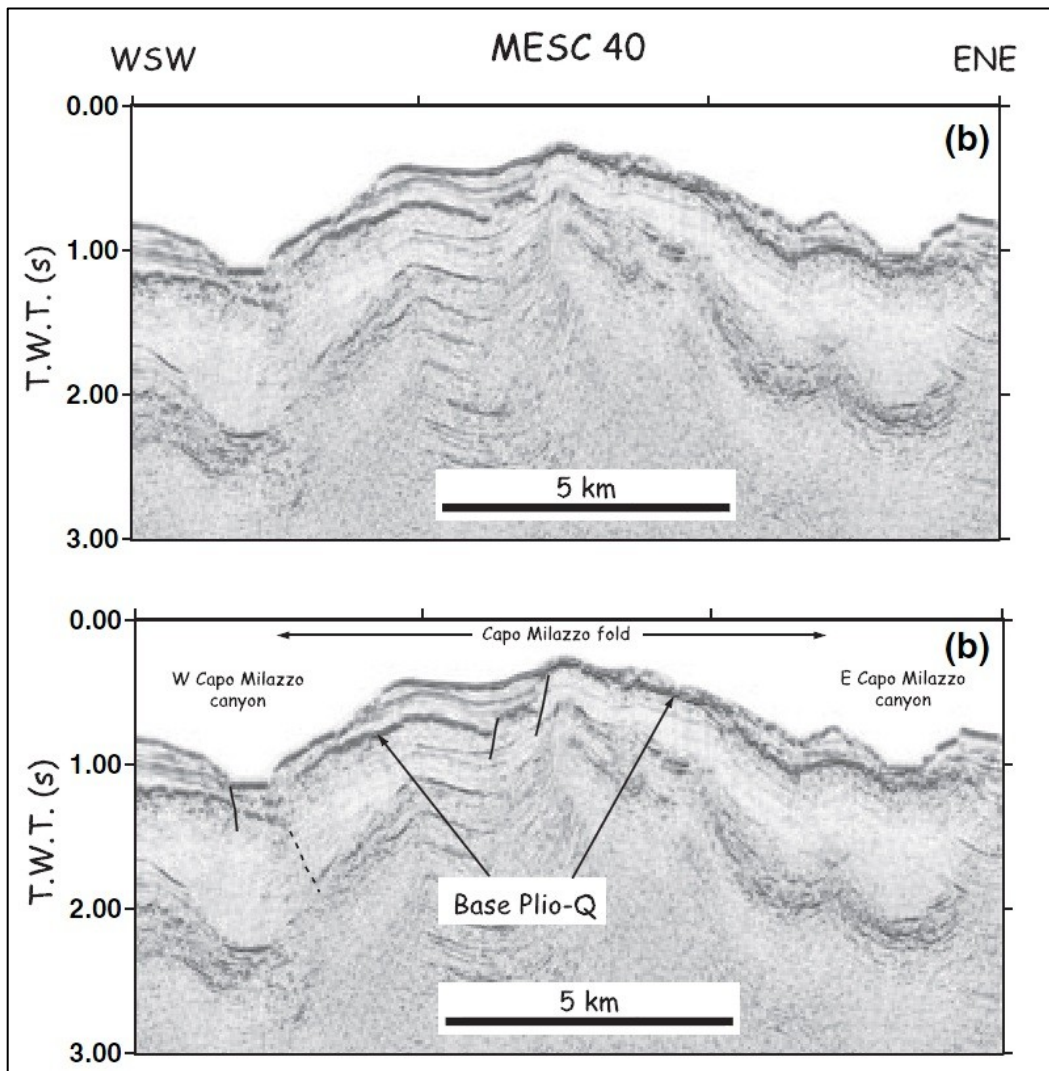


Fig. 29- Profilo sismico localizzato subito a nord di Capo Milazzo (da Argnani et al., 2007).

(3.5) Capo dell'Armi

Capo dell'Armi è localizzato lungo la costa sudorientale della Calabria nello Stretto di Messina, circa 20 km a sud della città di Reggio Calabria (Fig. 5). Lo Stretto di Messina è contrassegnato dalla presenza di faglie normali e da scarpate ben preservate, inoltre si tratta di un'area soggetta a forte sollevamento come dimostrato dai terrazzi marini pleistocenici e dalle linee di costa oloceniche (Valansise e Pantosti, 1992; Ferranti et al., 2007). Quest'area è stata colpita dal terremoto di magnitudo ~ 7 del 28 Dicembre 1908, la cui sorgente è stata correlata all'attività di faglie normali con direzione quasi parallela allo Stretto (Valansise e Pantosti, 1992; Amoruso et al., 2002).

Il sito studiato è localizzato, con precisione, al *footwall* della faglia normale di Armo (Fig. 30) la quale ha lunghezza di circa 18 km ed una direzione NE-SO (Ghisetti, 1981; 1984). Questa faglia di età Quaternaria separa il margine sudorientale del bacino di Reggio Calabria dal basamento cristallino rialzato e facente parte dell'Aspromonte.

Il lato orientale dello Stretto di Messina è caratterizzata dalla presenza di più ordini di terrazzi marini del Pleistocene (Miyachi et al., 1994). Nell'area compresa tra Ravagnese e Capo dell'Armi è stato ritrovato un deposito di terrazzo marino ricco di *S. bubonius* quindi riconducibile allo stadio isotopico 5.5 (125 ka). Secondo Dumas e Raffy (2004), il margine interno del terrazzo marino riferibile al MIS 5.5 è stato ritrovato alla quota compresa tra 130 e 180 m. Indagini dettagliate della zona hanno rivelato che la quota del terrazzo Tirreniano passa bruscamente dai 130-140 m di quota nella zona di Ravagne-Bovetto, NO (Fig. 30; Gignoux, 1913; Bonfiglio, 1972) ai 181 m nella zona di Capo dell'Armi, SE (Fig. 30; Dumas et al., 1987; 2004) e che questo passaggio è limitato dalla faglia di Armo. Di conseguenza, il ritrovamento del terrazzo Tirreniano a differenti quote è stato correlato all'attività della faglia di Armo la quale ha dislocato il terrazzo comportando la maggiore elevazione per i terrazzi presenti al *footwall* della stessa faglia (Fig. 30). Il tasso cumulativo per gli ultimi 125 ka è ~ 1mm/a per i depositi

che si trovano al *hanging-wall* e ~ 1.4 mm/a per quelli che sono sul *footwall* della faglia.

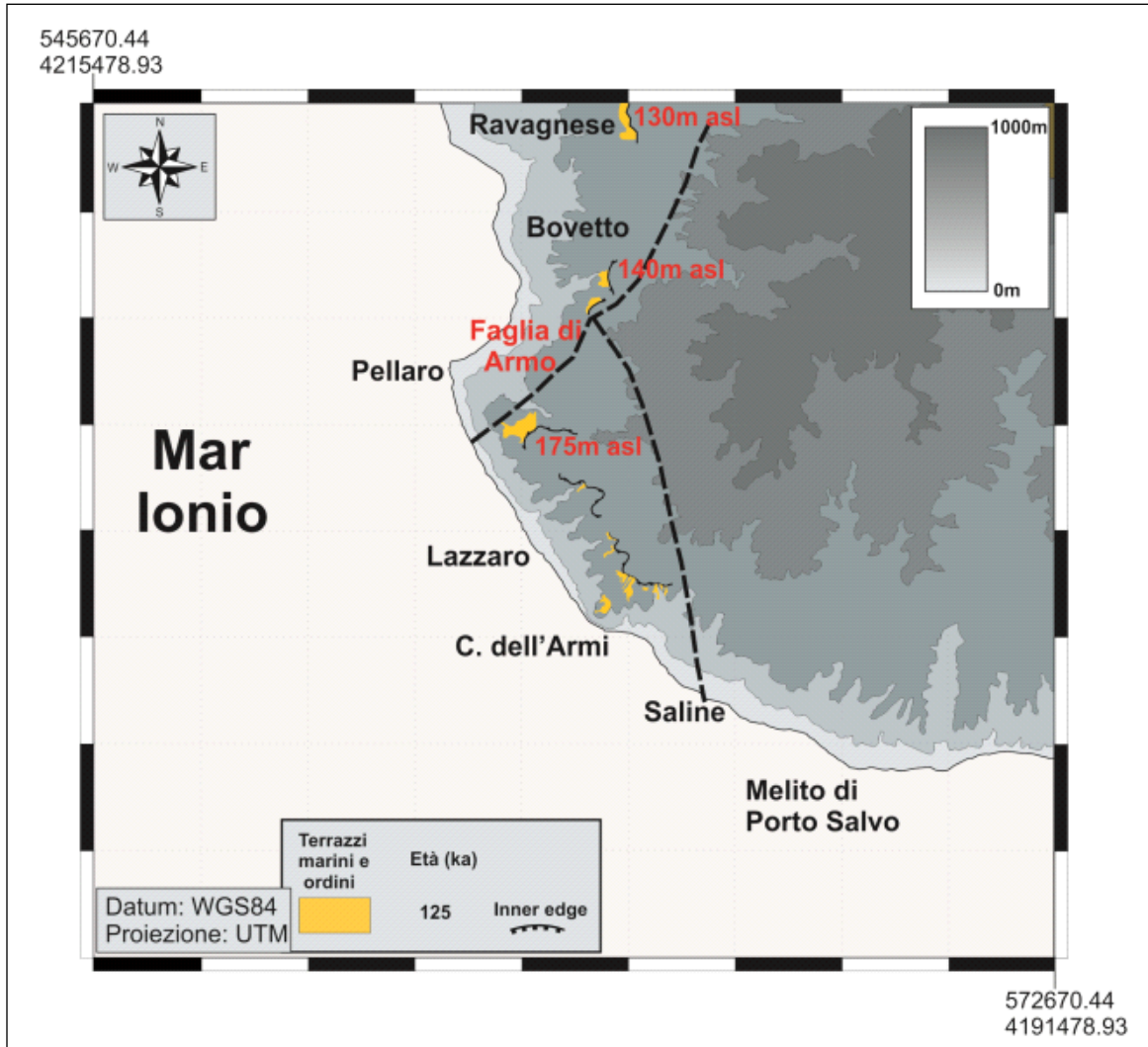


Fig. 30- Carta morfotettonica dell'area costiera compresa tra Pellaro e Melito di Porto Salvo. Le quote del margine interno del terrazzo marino MIS 5.5 sono riportate in Gignoux, (1913); Bonfiglio, (1972); Dumas e Raffy (2004).

La recente attività della faglia di Armo è dimostrata dal sollevamento del corpo di *beach rock* olocenico trovato al *footwall* della faglia da Pirazzoli et al. (1997) però mai datato. Pertanto, lo scopo di questo lavoro è quello di comprendere la storia deformativa dell'area, durante l'Olocene, in particolare è stata fatta un'indagine dettagliata di *markers* morfologici e archeologici presenti nell'area di Capo dell'Armi che ci ha permesso di ottenere i tassi di deformazione verticale. L'analisi di questi tassi ed il confronto con i tassi di deformazione verticale nel

lungo termine (125 ka) è stata necessaria al fine di chiarire se i tassi di deformazione verticale olocenica siano espressione della sola componente regionale o altresì una combinazione di quest'ultima con quella co-sismica.

(3.5.1) Indicatori geomorfologici olocenici

La costa calabra compresa tra Capo Pellaro e Melito di Porto Salvo (Fig. 30) è caratterizzata da una lunga spiaggia ghiaiosa-sabbiosa ed un fondale ad elevata pendenza che raggiunge considerevoli profondità a breve distanza dalla linea di costa. Le caratteristiche morfologiche, granulometriche e tessiturali della spiaggia sono il prodotto di una combinazione tra diversi processi, il clima, il reticolo fluviale, l'apporto detritico e l'assetto geologico-strutturale.

Durante il dettagliato rilevamento di campagna è stato ritrovato un importante corpo di *beach rock* che si sviluppa per un'estensione lineare di circa 25 km lungo la costa compresa tra Capo Pellaro e Melito di Porto Salvo (Fig. 31).



Fig. 31- Rilevamento degli affioramenti di *beach rock* lungo il tratto costiero compreso tra Pellaro e Melito di Porto Salvo.

In Fig. 32 sono riportati alcuni esempi di affioramento di *beach rock*: nell'area di Bocale dove sono state misurate sino a 0.60 s.l.m. (Fig. 32a), nell'area di Lazzaro dove raggiungono la quota di 1.40 m sl.m. (Fig. 32b), nell'area di Saline Ioniche dove raggiungono la quota di 1.20 m s.l.m. (Fig. 32c) e nell'area di Melito di Porto Salvo dove sono state misurate sino alla massima quota di 0.50 m s.l.m. (Fig. 32d).



Fig. 32- (a) Affioramento di *beach rock* a Bocale (vedi Fig. 31 per localizzazione). (b) Affioramento di *beach rock* a Lazzaro (vedi Fig. 31 per localizzazione). (c) Affioramento di *beach rock* a Saline Ioniche (vedi Fig. 31 per localizzazione). (d) Affioramento di *beach rock* a Melito di Porto Salvo (vedi Fig. 31 per localizzazione).

Il miglior affioramento è localizzato lungo l'area costiera poco ad est di Capo dell'Armi nota come Capo Riace (Fig. 33a; Fig. 34a). In questo sito, la *beach rock* presenta gli spessori più alti (>2 m) ed il suo *top* raggiunge la quota massima di ~3 m s.l.m. (Fig. 33b; Fig. 34b). Inoltre, per avere un quadro più chiaro sono stati effettuati dei rilievi in acqua che hanno permesso di definire la profondità alla quale si trova la base della *beach rock* (~ -13 m; Fig. 33b; Fig. 34c). La *beach rock* si

presenta organizzata in livelli ben organizzati che immergono leggermente, con un angolo di 5° - 10° , verso il mare aperto. La superficie della *beach rock* mostra delle strutture di abrasione che si formano in zone soggette al movimento ondoso. La granulometria della beachrock è ben classata, con i conglomerati presenti alla base del corpo sedimentario e le sabbie fini al *top* dello stesso. Il deposito è povero di frammenti di gusci macroscopici tuttavia, le analisi fatte al microscopio hanno rivelato la presenza di foraminiferi bentonici e planctonici e frammenti di briozoi. Fortunatamente, all'interno di un campione di *beach rock* alla quota corretta di 0.5 m s.l.m. è stato trovato e campionato un guscio ben preservato di un gasteropode, *Hinia* sp. (Fig. 34d), che è stato datato con il metodo del radiocarbonio indicando un'età calibrata compresa tra 5137-4870 anni BP (Tab. 11).

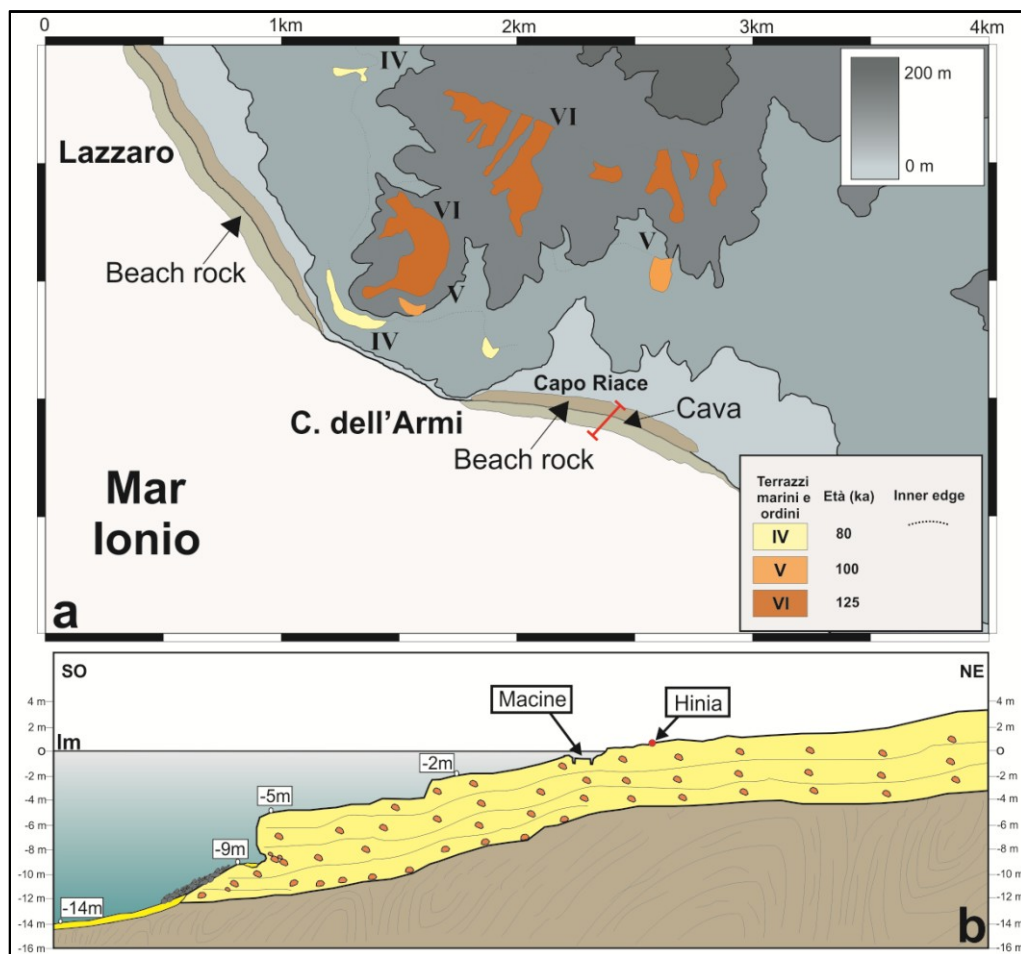


Fig. 33- (a) Carta morfologica del settore costiero compreso tra Lazzaro e C. dell'Armi e localizzazione della *beach rock*. (b) Profilo della *beach rock* lungo Capo Riace.



Fig. 34- (a) Vista panoramica dell'affioramento di *beach rock* a Capo Riace. (b) Dettaglio della *beach rock* a Capo Riace. (c) Base sommersa della *beach rock*. (d) Campione (*Hinia sp.*) trovato all'interno della *beach rock*.

Sito	Marker	Quota misurata (m)	Tempo di misura (aa/mm/gg/hh)	Quota corretta (m)	Altezza funzionale (m)	Errore dato (m)	¹⁴ C Età calibrata, anni (a cal BP)	Livello del mare predetto (Lambeck et al., 2011)	Palaeo livello del mare (m)	Tasso uplift (mm/a)
Capo Dell'Armi	Cava	-0.40	2009/09/15/11	-0.16	0.6	-	-	Tab. 2	-0.76	Tab.2
Capo Dell'Armi	Beachrock	0.7±1	2009/03/08/12	0.50	-	2	4870-5137	-4.55	0.50-2.50	1.01-1.4

Tab. 11- Localizzazione e quota (corretta da marea e pressione) dei *markers* geologici e archeologici. La datazione assoluta della *Hinia sp.* È stata effettuata al laboratorio CIRCE (Caserta) e l'età è stata calibrata con il programma CALIB 6.0 (2-sigma, marine entry; Stuvier et al., 2011). Il livello del mare predetto è stato ottenuto dal modello di Lambeck et al. (2011). Sono riportati i tassi di deformazione verticale.

(3.5.2) Indicatori archeologici

In aree con piccole escursioni di marea, come il Mar Mediterraneo, i resti archeologici possono fornire importanti informazioni sulle variazioni relative del livello del mare durante gli ultimi millenni. Differenti strutture archeologiche come: peschiere, banchine, moli, cave, tombe e bitte sono state studiate per valutare le variazioni relative del livello del mare (Schmiedt, 1966, 1972; Flemming, 1969; Flemming and Webb, 1986; Lambeck et al., 2004; Anzidei et al., 2006; Antonioli et al., 2007; Scicchitano et al., 2008; Auriemma and Solinas, 2009).

In questo lavoro la struttura archeologica presa in esame è una cava, e precisamente si tratta di una cava di estrazione di macine utilizzate per frantumare le olive (Amouretti, 1986; Amouretti e Brun, 1993; Brun, 1997), la quale è stata ritrovata durante il rilevamento nell'area costiera di Capo dell'Armi.

Varie cave per l'estrazione di macine sono state ritrovate lungo le coste dell'Italia meridionale: Palinuro (Campania), Crotona, Roccella Ionica, Tropea, Capo dell'Armi (Calabria), Capo d'Orlando, Letoianni, Giardini Naxos (Sicilia). Nonostante la loro grande estensione geografica e il legame con il livello del mare al tempo dell'utilizzo, queste strutture archeologiche non sono mai state utilizzate per lo studio delle variazioni relative del livello del mare.

L'uso delle macine per macinare le olive e per la produzione dell'olio (Fig. 35a) è stata una fondamentale innovazione tecnologica che riflette un miglioramento economico alla fine del periodo arcaico, che in Italia meridionale si è verificato ~ 2.5 ka BP (Amouretti, 1986; Amouretti e Brun, 1993; Brun, 1997). Tuttavia, esistono grandi incertezze per quanto riguarda l'età di queste cave, soprattutto perché questi manufatti sono stati riutilizzati anche dopo la chiusura del frantoio e anche per la limitata conoscenza dell'archeologia rurale nel Mediterraneo.

Esempi di macine per la produzione di olio sono state ritrovate in Grecia in particolare a Chios (V secolo BC), Olynthos (IV sec BC) ed a Corinto (prima di 146 BC). Tutte queste macine vengono riferite al più antico tipo di macine, il "trapetum" (dal greco, trapetes) come descritto da Catone (De agricultura, 20-22;

Res Rusticae, 23-24-25), formate da una o due mole di forma emisferica, conica-troncata e conica-arrotondata che ruotavano all'interno di una cavità (Boardman, 1958- 1959; Moritz, 1958; Adam, 1984; Amouretti, 1986; Foxhall, 1993; Klöner e Sagiv, 1993; Brun, 1997; Rosada, 2007). Un secondo tipo di struttura, caratterizzata da mole verticali con forma cilindrica o leggermente tronco- conica ("mola") che si muovevano su di una mola di dimensioni simili e disposta orizzontalmente su una base in muratura ("sottomola") (Amouretti, 1986; Hadjisavvas, 1992; Brun, 1997; Rosada, 2007); queste macine sono riferibili all'inizio del periodo ellenistico anche se in Mediterraneo hanno avuto un largo sviluppo a partire dall'epoca romana fino all'età moderna quando gli antichi frantoi sono stati progressivamente abbandonati (Amouretti e Brun, 1993). Le cave di estrazione ritrovate a Capo dell'Armi sono con molta probabilità identificate con il secondo tipo (*mole e sottomole*).

Capo dell'Armi in età Greca e Romana era conosciuta come "Leucopetra" (dal greco pietra bianca) (Tucidide 7,35; Strabone 6, 259) per la presenza delle rocce cristalline biancastre alla base del promontorio e considerata un luogo sacro (Giangiulio, 1996; Poccett, 1996; Chilà, 2002). Il sito è stato colonizzato fin dall'età Arcaica. I resti di un insediamento e di un santuario utilizzati fino all'età ellenistica sono stati ritrovati presso il sito di Saline Ioniche (Fig. 31). Una grande villa Romana è stata localizzata sul lato destro del fiume San Vincenzo, vicino il paese di Lazzaro (Fig. 31). E' probabile che questo fiume, in epoca romana, rappresentasse un punto di ancoraggio per piccole imbarca zio (Schmiedt, 1975; Costamagna, 1991; Chilà, 2002), anche se Turano (1970) identifica la baia a su- est del promontorio come il sito dell'antico porto di Leucopetra. Durante le invasioni barbariche nel V sec AD, i cittadini furono costretti ad abbandonare la zona costiera e spostarsi verso le aree interne, tuttavia un rinnovamento delle attività commerciali ed economiche lungo le aree costiere hanno avuto luogo durante l'età Bizantina.

Lungo la costa di Capo Riace (Fig. 33a, 33b) è stata trovata un'antica cava per l'estrazione delle macine usate per la produzione di olio (Fig. 35b). La cava è

caratterizzata dalla presenza di fori circolari cavati direttamente nella *beach rock* ed organizzati in un campo di sfruttamento ben sviluppato la cui base è stata misurata alla profondità di -0.4 m e il suo *top* a 1 m s.l.m. All'interno della cava sono presenti macine che non sono mai state estratte (Fig. 35b) e che sono state utili per poter misurare con precisione le dimensioni delle stesse. Le mole hanno una forma ellittica o sub-circolare, l'asse maggiore di lunghezza compresa tra 1.10 e 1.30 m ed uno spessore di ~ 30 cm. La mola più profonda è stata trovata alla profondità, corretta da marea e pressione atmosferica, di -0.16 m (Tab. 11).

Per poter correlare la struttura archeologica all'antico livello del mare è stato necessario definire l'altezza funzionale della struttura. Per le cave localizzate in Sicilia sud-orientale, Scicchitano et al. (2008) ha proposto una minima altezza funzionale di 0.60 m rispetto al livello medio del mare. Questa stima è in accordo con le stime di altezze funzionali per altri siti archeologici ritrovati nel Mediterraneo Centrale (Lambeck et al., 2004; Antonioli et al., 2007). Per la cava trovata a Capo dell'Armi un'altezza funzionale pari a 0.60 m sopra il livello medio del mare sembra plausibile di conseguenza assunta (Tab. 11). Tenendo conto di un'altezza funzionale di 0.60 m e della profondità della mola più profonda (-0.16 m) è stato possibile ricostruire il paleo livello del mare, 0.76 m sotto il livello del mare moderno, al tempo in cui era in uso la struttura (Tab. 11).

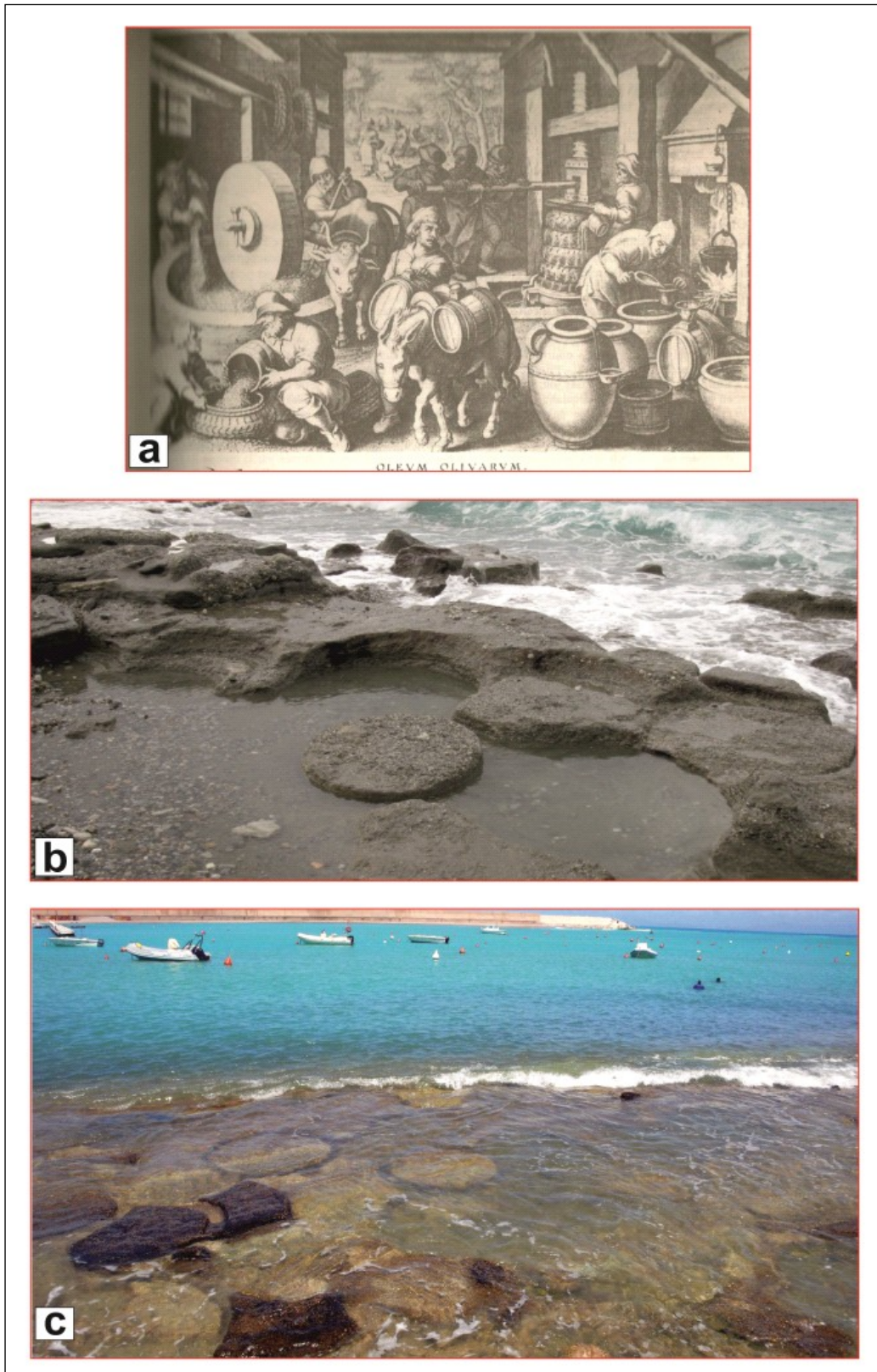


Fig. 35- (a) Vecchio dipinto che riproduce le macine per la produzione di olio (da Amouretti, 1986). (b) Cava di estrazione delle mole per la produzione di olio a Capo Riace (Capo dell'Armi). (c) Cava di estrazione delle mole per la produzione di olio a Capo d'Orlando.

(3.5.3) *Discussioni e conclusioni*

Le dettagliate indagini e misure dei *markers* geomorfologici ed archeologici possono dare un importante contributo per definire la storia tettonica verticale della Calabria meridionale (Tab. 11). D'altra parte, in aree dove i tassi di deformazione verticale sono ben conosciuti è possibile datare i siti archeologici, ritrovati lungo le coste, con età incerta. Questo tipo di analisi sono strettamente legate alla possibilità di stimare con precisione l'altezza funzionale della struttura archeologica (Lambeck et al., 2004; Antonioli et al., 2007; Scicchitano et al., 2008).

Purtroppo, non è stato possibile attribuire una precisa età alle mole di Capo dell'Armi, infatti tenendo conto della tipologia e delle dimensioni le mole possono coprire un arco di tempo che va dall'età Ellenistica (dal 331 BC) fino al XVII secolo AD. Dal momento che i vincoli cronologici delle mole sono incerti, i tassi di deformazione verticale sono stati ottenuti dal *marker* geomorfologico e successivamente tramite le correlazioni tra *marker* geomorfologico e archeologico è stata fatta una stima dell'età per quest'ultimo.

L'attenzione è stata focalizzata sulla *beach rock* ritrovata lungo la costa compresa tra Lazzaro e Capo dell'Armi (Fig. 33a). In particolare, l'età radiometrica (~ 5 ka) ottenuta dalle analisi effettuate sulla *Hinia sp.* ritrovata nella *beach rock* e la quota di campionamento (0.50 m s.l.m.) sono stati comparati con la curva predetta del livello del mare (Fig. 36; Lambeck et al., 2011) al fine di stimare il tasso di deformazione verticale. Tenendo conto che il gasteropode vive in ambiente di mare basso, precisamente è tipico della biocenosi delle sabbie fini superficiali (SFS), è stato assunto un errore di 2 m nella posizione occupata dal gasteropode rispetto al paleo livello del mare. Sulla base di quanto descritto sino ad ora è stato calcolato un tasso di sollevamento verticale compreso tra 1.0 e 1.4 mm/a per gli ultimi 5 ka (Tab. 11).

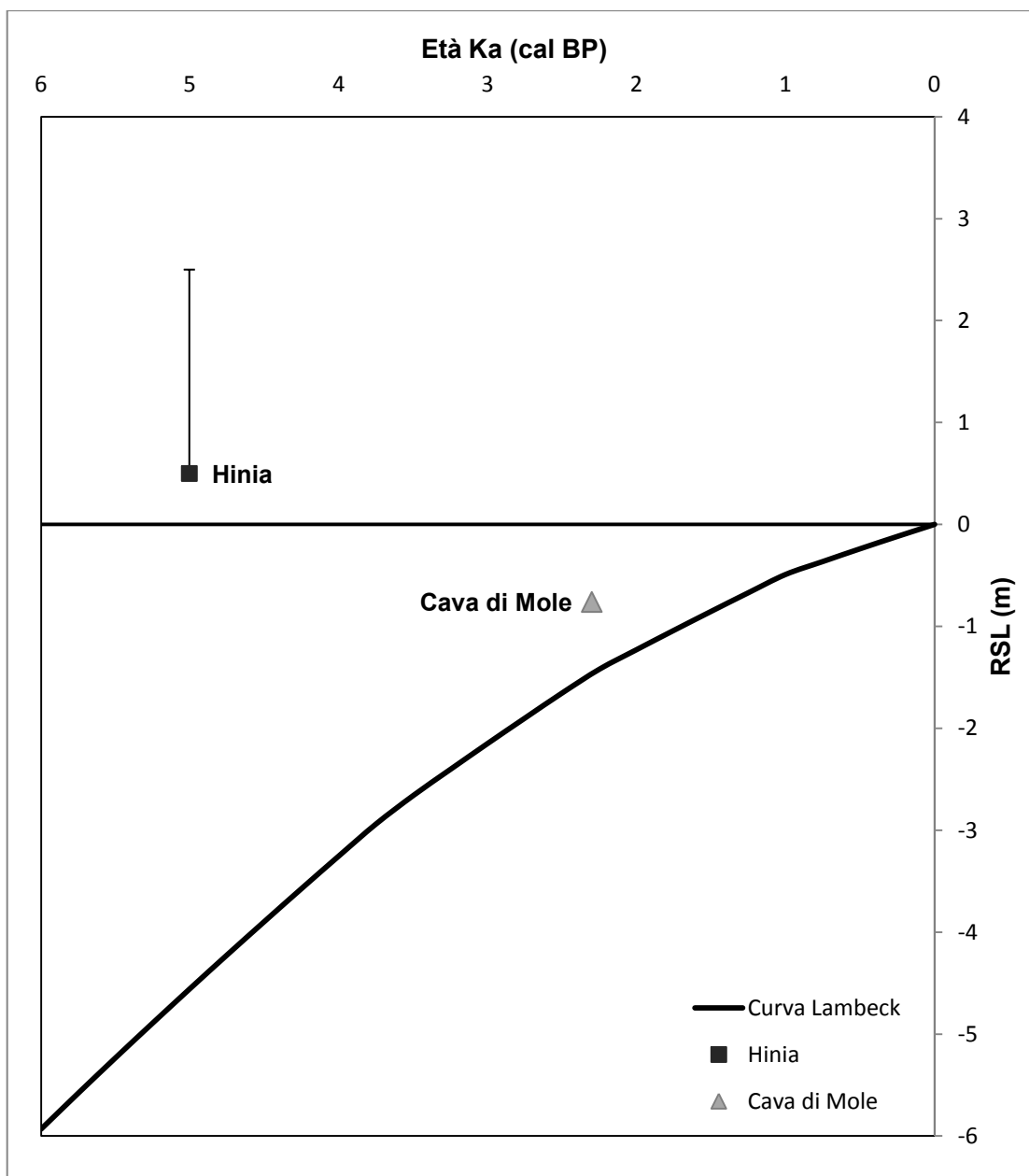


Fig. 36- Confronto tra la curva di risalita del livello del mare ottenuta da Lambeck et al. (2011) e la quota e l'età dei *markers* geologici e archeologici.

Questo valore è comparabile con la stima del tasso di deformazione verticale a lungo termine ottenuto dalla quota del terrazzo riferibile al MIS 5.5 e misurata sia sul *hanging-wall* che sul *footwall* della faglia di Armo. Tenendo conto che il margine interno di questo terrazzo è stato localizzato alla quota compresa tra 130-180 m (*hanging-wall* e *footwall*, rispettivamente; Fig. 30) è stato possibile stimare un tasso compreso tra 1.0 e 1.4 mm /a. Per quanto riguarda la cava di estrazione di macine trovata a Capo dell'Armi alla massima profondità di 0.16 m sotto il livello

del mare attuale (la misura è stata fatta alla base del taglio di estrazione), visto la mancanza di un vincolo cronologico, la stima del tasso di deformazione verticale è più complicata.

Per riuscire ad ottenere un valore attendibile si è deciso di calcolare i tassi di deformazione verticale, nel breve termine, attribuendo differenti età al sito archeologico e precisamente 1000, 1500 e 2300 a BP (Tab. 12). Tenendo conto della quota del sito, dell'altezza funzionale assunta e delle differenti età assegnate allo stesso sito, il sollevamento tettonico viene valutato come la differenza tra la posizione osservata del paleo livello del mare locale e la curva del livello di mare predetta per la stessa località da Lambeck et al., 2011 (Fig. 36). Sulla base dei nostri calcoli, il tasso di sollevamento tettonico è stato valutato pari a -0.27, 0.06 e 0.29 per gli ultimi 1000, 1500 e 2300 a BP, rispettivamente (Tab. 12).

Età (anni)	Livello del mare predetto da Lambeck et al., 2011 (m)	Tasso di uplift (mm/a) nell'area di Capo dell'Armi	Tasso di uplift (mm/a) nell'area di Capo d'Orlando
1000	-0.491	-0.27	-0.20
1500	-0.853	0.06	0.10
2300	-1.42	0.29	0.32

Tab. 12- Stima dei tassi di sollevamento verticale ottenuti attribuendo differenti età al *marker* archeologico. Le quote del *marker*, l'altezza funzionale e il paleo livello del mare sono riportati in Tabella 11.

Confrontando questi valori con il tasso di sollevamento verticale ottenuto dalla Hinia, nessuno degli scenari considerati restituisce un valore idoneo a quello ottenuto dal *marker* geomorfologico. Per poter comprendere la deformazione verticale dell'area di Capo dell'Armi ed interpretare la non omogeneità dei tassi di deformazione verticale, resta necessario stabilire un vincolo cronologico per la struttura archeologica. Per questo motivo è stato deciso di fare un confronto tra il sito di Capo dell'Armi e il sito ritrovato a Capo d'Orlando, in Sicilia nordorientale (Fig. 37).

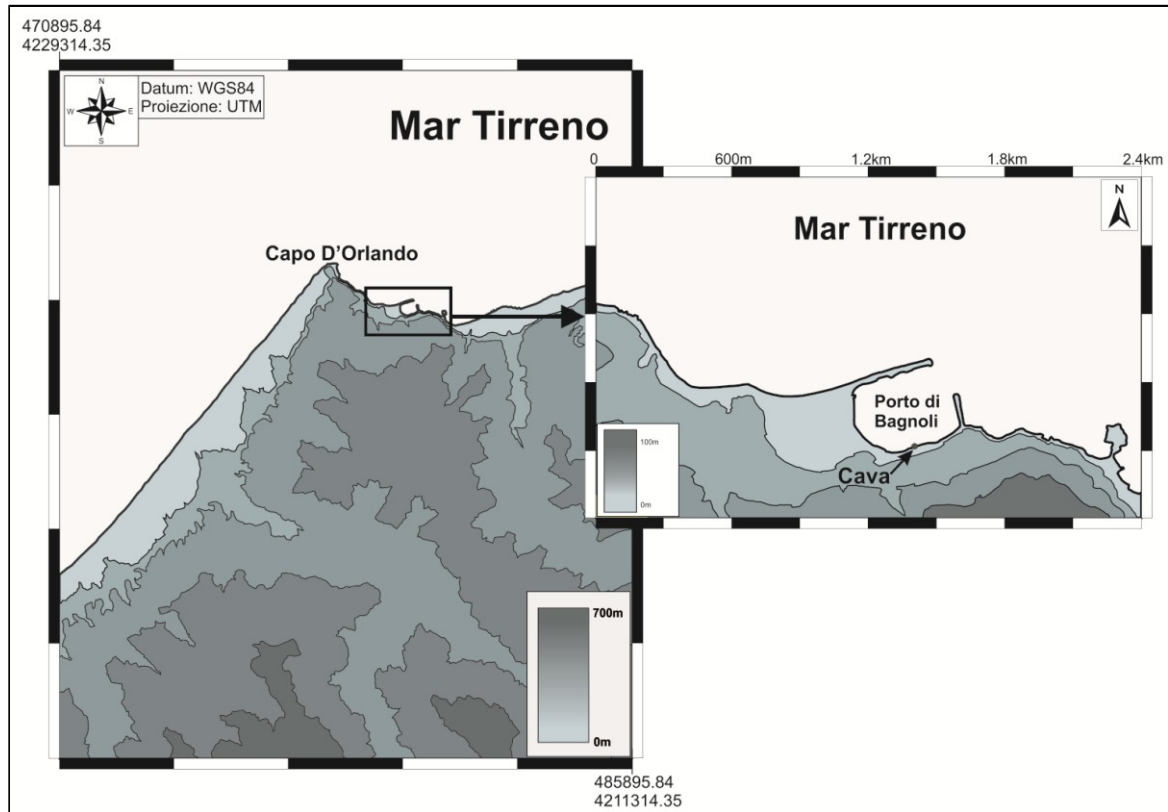


Fig. 37- Carta dell'area di Capo d'Orlando e in dettaglio la carta del sito di Bagnoli dove è stata trovata la cava per l'estrazione di macine utilizzate per la produzione di olio.

Lungo la costa nei pressi del nuovo porto di Bagnoli (Fig. 37) è stata ritrovata un'antica cava per l'estrazione di macine nota con il nome di cava Mercandante. Questa cava (Fig. 35c) si sviluppa parallelamente alla costa per una lunghezza di ~ 110 m tra la linea di costa attuale e la profondità di -0.6 m. Le mole estratte da questa cava hanno forma (sub-circolare) e dimensioni (asse maggiore 1.35 m e spessore 0.30 m) pressoché uguali alle mole del sito in Calabria, potendo quindi ipotizzare che i due siti siano stati sfruttati durante lo stesso periodo.

Come per il sito di Capo dell'Armi, anche in questo caso abbiamo provato a vincolare la struttura archeologica ad una precisa età servendoci del dato geomorfologico. Tenendo conto di correlazioni stratigrafiche e morfologiche il terrazzo localizzato a Capo d'Orlando alla quota compresa tra 45 e 60 m s.l.m. è stato attribuito allo stadio isotopico 5.5, e come conseguenza è stato stimato un tasso di sollevamento per gli ultimi 125 ka pari a 0.3-0.45 mm/a.

Per quanto riguarda la cava abbiamo stimato dei tassi di sollevamento nel breve termine considerando differenti età così come è stato fatto per il sito di Capo dell'Armi. Assumendo la stessa altezza funzionale (0.60 m), tenendo conto della massima profondità cavata (-0.09) e confrontando tutto con la curva di risalita del mare di Lambeck et al., 2011 sono stati stimati tassi di sollevamento pari a -0.20, 0.10, 0.32 mm/a per gli ultimi 1000, 1500, 2300 a BP, rispettivamente (Tab. 12). Comparando questi valori con il tasso di deformazione verticale ottenuto dal *marker* geomorfologico, si osserva che la cava di Capo d'Orlando può essere considerata di età ellenistica (2.3 ka BP) in quanto il tasso di sollevamento stimato per gli ultimi 2.3 ka (0.32 mm/a) è analogo al tasso ottenuto dal *marker* geomorfologico per gli ultimi 125 ka (0.3-0.45 mm/a).

Considerando che i siti di Capo d'Orlando e Capo dell'Armi sono simili per metodo di sfruttamento, per forma e dimensioni delle macine cavate, possiamo attribuire un'età di 2.3 ka BP anche alla cava ritrovata in Calabria.

Sulla base di tutti i dati riportati sopra, concludiamo dicendo che i differenti valori di sollevamento, a Capo dell'Armi, ottenuti dal *marker* geomorfologico (1.0-1.4 mm/a) e da quello archeologico (0.3 mm/a) possono essere dovuti ad uno scenario di deformazione verticale contraddistinto da eventi cosismici legati all'attività della faglia di Armo e del suo *splay* (Fig. 30). Tenendo conto delle quote e dei tassi di sollevamento, il terrazzo marino riferito al MIS 5.5 (125 ka) e la *beach rock* (~ 5 ka) sono stati interessati dal sollevamento costante regionale e dalla deformazione cosismica legata all'attività della faglia di Armo (Fig. 30). Al contrario, l'attuale posizione rispetto il livello del mare della cava di Capo dell'Armi, localizzata sul *hanging-wall* dello *splay* della faglia di Armo, può essere interpretata come una subsidenza locale associata all'attività dello *splay* (Fig. 30). Questa ipotesi implica che nel breve termine (2.3 ka BP) l'attività si sia focalizzata sullo *splay* piuttosto che lungo il ramo principale localizzato a NO verso Pellaro, che ha prodotto i maggiori offset del terrazzo MIS 5.5. Una conferma a tale ipotesi è data dall'analisi dei dati ottenuti dalle livellazioni geodetiche di precisione effettuate in Sicilia e Calabria subito prima e dopo l'evento sismico del 1908

(Loperfido, 1909). Confrontando le quote altimetriche (dei caposaldi) misurate prima e dopo il terremoto è stato possibile determinare la deformazione verticale dell'area, a seguito dell'evento sismico (Fig. 38). Focalizzando l'attenzione sul tratto di costa compreso tra Saline Ioniche e Melito di Porto Salvo, localizzato sul *footwall* dello *splay* della faglia di Armo, si osserva che dopo l'evento sismico lo stesso tratto di costa ha registrato un sollevamento verticale (~ 13 cm), al contrario, l'area compresa tra Capo dell'Armi e Pellaro, localizzata al *hanging-wall* dello *splay*, ha registrato un abbassamento verticale compreso tra i 3 ed i 40 cm (Fig. 38). Tuttavia, la subsidenza dell'area di Capo dell'Armi misurata dai dati strumentali non può unicamente giustificare la sommersione della cava di età Ellenistica. Nonostante ciò questo lavoro rappresenta un punto di partenza per rivalutare il potenziale sismotettonico dell'area.

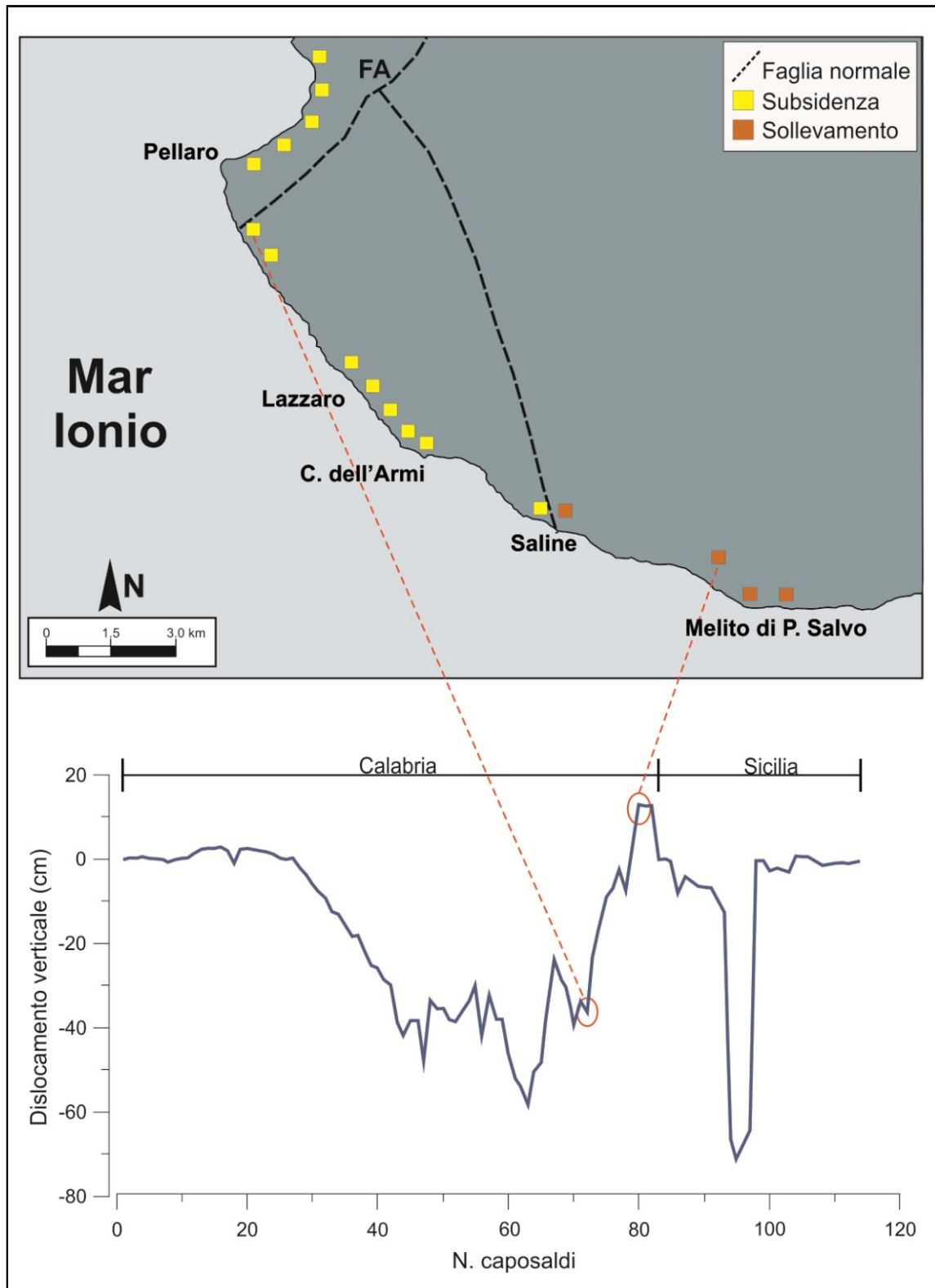


Fig. 38- Linea di livellazione geodetica di precisione eseguita tra Pellaro e Melito di Porto Salvo (da Loperfido, 1909).

(3.6) Capo Vaticano

Il promontorio di Capo Vaticano è un alto strutturale, localizzato nella parte centrale dell'Arco Calabro (Fig. 2; Fig. 3; Fig. 5), delimitato da due faglie normali antitetiche (faglia di Mileto e faglia di Tropea) che hanno orientazione NO-SE (Fig. 39).

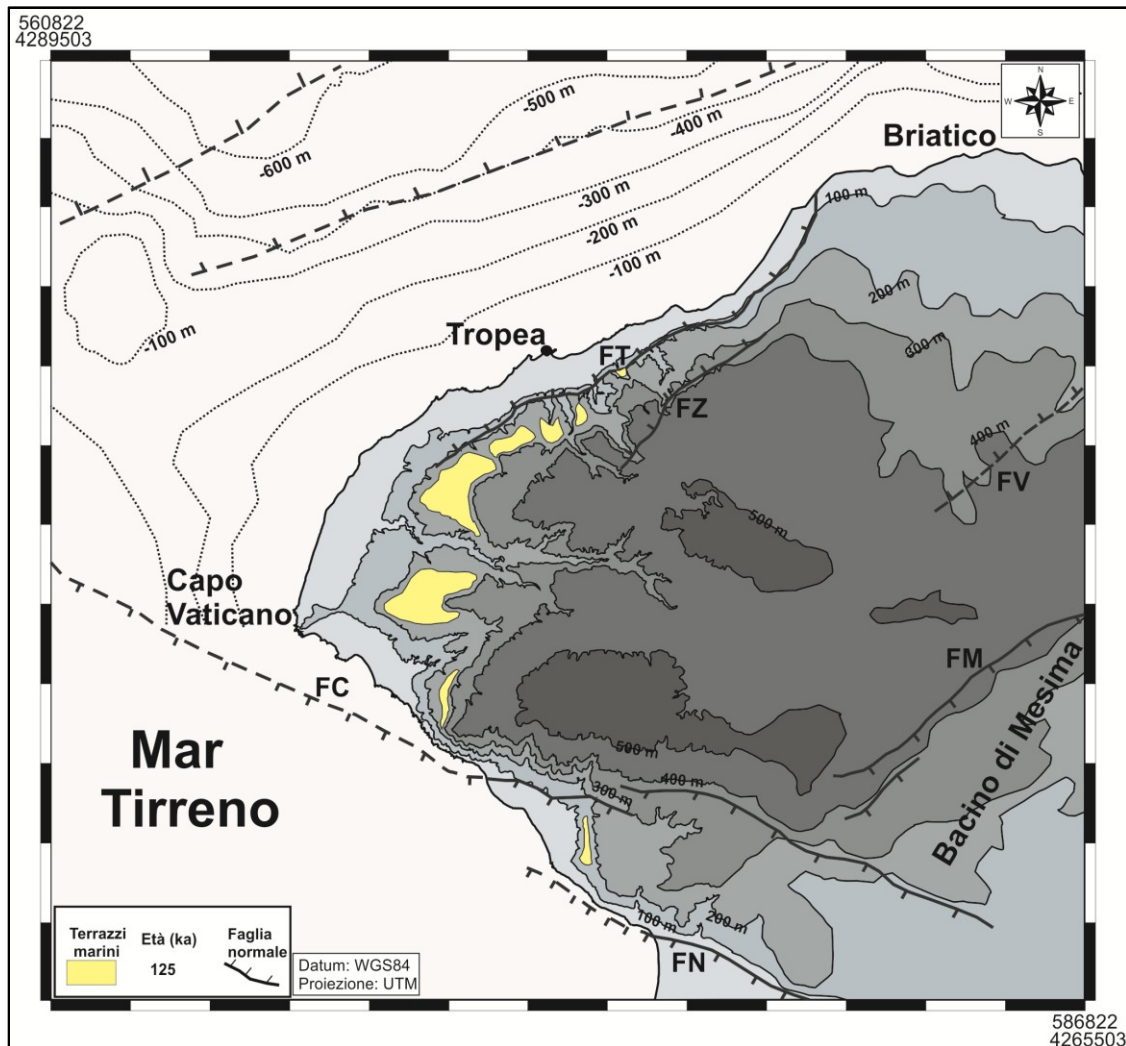


Fig. 39- Carta tettonica dell'area di Capo Vaticano.

Verso nord, l'area di Briatico rappresenta una zona di sovrapposizione delle faglie *en-echelon* di Tropea e di Vibo (Fig. 39) interpretata da Tortorici et al. 2003) come una *relay ramp*. La presenza nell'offshore nord occidentale di Capo Vaticano di faglie normali orientate NW-SE ed immergenti verso NW (Fig. 39) è

stata accertata dal profilo sismico effettuato da Trincardi et al. (1987), nel quale è evidente una scarpata di faglia localizzata a circa 10 km dalla costa (Fig. 40).

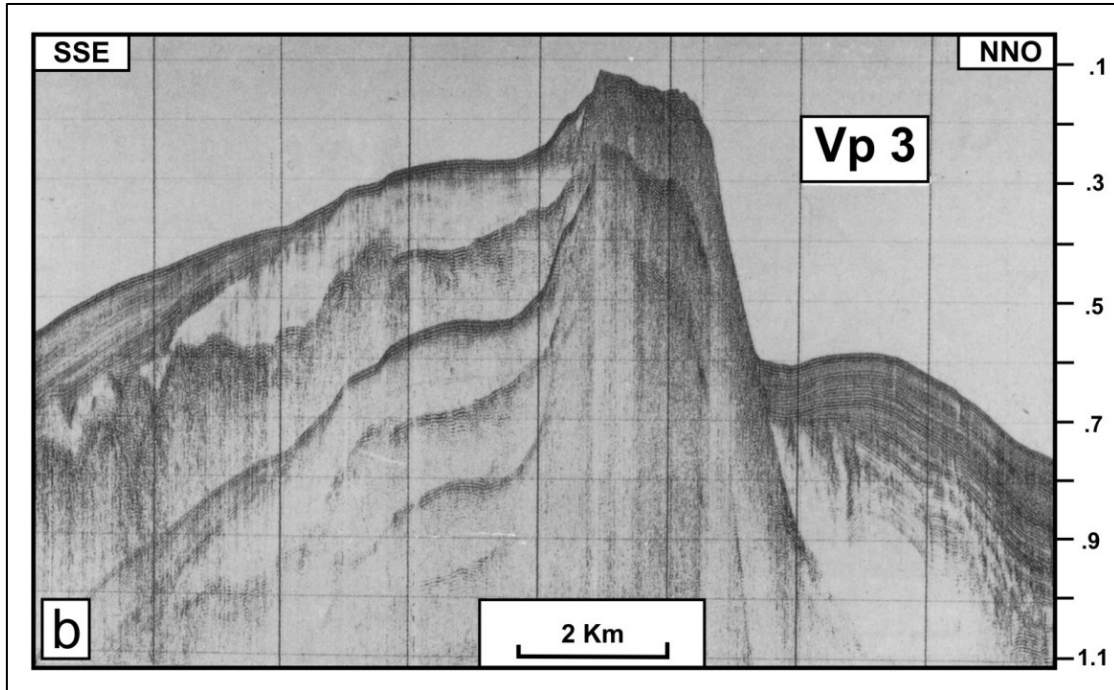


Fig. 40-) Sezione sismica del profilo Vp 3 (da TRINCARDI *et al.*, 1987) mostrante una scarpata di faglia normale nel settore nord-occidentale dell'offshore della penisola di Capo Vaticano.. La scala verticale è in secondi (doppio del tempo percorso dall'onda).

Verso sud-est, il promontorio è improvvisamente troncato da due principali faglie normali (faglia di Coccorino e faglia di Nicotera) le quali hanno un'orientazione WNW-ESE ed immergono verso SSW e separano l'alto strutturale di Capo Vaticano dal Bacino di Gioia Tauro (Fig. 39), quest'ultimo è riempito da successioni sedimentarie di età Pliocene superiore- Quaternario (Ghisetti, 1981). Verso est e sud-est, la faglia normale immergente verso SE (faglia di Mileto) separa l'alto strutturale di Capo Vaticano dal Bacino di Mesima (Fig. 39) riempito dalla successione marina di età Pliocene superiore- Pleistocene inferiore (Ghisetti, 1981).

Il basamento cristallino che costituisce l'ossatura del promontorio di Capo Vaticano è rappresentato da graniti, gneiss e quarzofoliti, coperti discontinuamente da successioni carbonatiche mioceniche-plioceniche e da depositi terrigeni (Burton, 1971).

La storia quaternaria dell'area di capo Vaticano ricalca piuttosto fedelmente quella dell'Arco Calabro, per cui a partire dal Pleistocene medio i processi estensionali, iniziati sin dal Pliocene superiore, sono accompagnati da un forte sollevamento regionale di cui i numerosi terrazzi marini presenti nell'area sono il principale effetto sul paesaggio costiero (Fig. 41).



Fig. 41- Foto panoramica dell'area di Capo Vaticano.

Per quanto riguarda il numero delle superfici terrazzate, gli Autori non presentano una visione unanime. A titolo di esempio Dumas et al. (1980) individua otto superfici terrazzate; Westaway (1993) riconosce solo sei terrazzi; Miyauchi et al. (1994) descrive un numero totale di 12 terrazzi; Tortorici et al. (2003) individua sei terrazzi completi ed una superficie superiore; Curci e Tertulliani (2006) descrivono 11 ordini di terrazzi; Bianca et al. (2011) individua sette ordini di terrazzi. Precedenti studi (Miyauchi et al., 1994; Pirazzoli et al., 1997; Antonioli et al., 2006; 2009) hanno dimostrato che l'area oggetto di studio è stata interessata da sollevamento verticale anche durante l'Olocene, tuttavia, la stima dei tassi di deformazione verticale risulta essere limitata. Per tale motivo si è scelto di studiare in dettaglio quest'area al fine di ottenere un quadro più preciso dell'andamento della deformazione verticale e quindi fare una nuova stima del tasso di

sollevamento, nonché valutare se l'area è stata soggetta anche a deformazione co-sismica.

(3.6.1) Rilevamento geomorfologico lungo Capo Vaticano

Per analizzare l'andamento della deformazione verticale che ha interessato l'area di Capo Vaticano durante l'Olocene, è stato effettuato un dettagliato rilievo geomorfologico lungo la fascia costiera tirrenica, del territorio vibonese, tra Joppolo a sud e Tropea a nord (Fig. 42).



Fig. 42- Ubicazione degli affioramenti misurati lungo Capo Vaticano e localizzazione delle sottoaree.

Per semplicità l'intera area di studio è stata suddivisa in sei distinte sottoaree (Fig. 42) che verranno illustrate in dettaglio qui di seguito procedendo da sud verso nord.

Sottoarea	Località	Coordinate geografiche (Lat/Long)	Waypoint	Marker	Quota misurata (m)	Data (gg/mm/aa)	UTC Time	Marea (m)	Correzione pressione atmosferica (m)	Quota corretta (m)
1	Joppolo	38.565695° 15.900619°	#1	deposito	1.40	11/02/2011	14.35	0.23	0.09	1.54
		38.565695° 15.900619°	#1	deposito	1.65	11/02/2011	14.35	0.23	0.09	1.79
2	Coccorino	38.602153° 15.859036°	#2	deposito	1.65	11/02/2011	12.50	0.24	0.10	1.79
		38.603713° 15.855722°	#3	balanidi	1.30	21/04/2011	08:25	0.31	0.07	1.54
		38.603713° 15.855722°	#3	balanidi	1.70	21/04/2011	08:25	0.31	0.07	1.94
		38.605308° 15.855635°	#4	deposito	1.60	11/02/2011	11.35	0.23	0.10	1.73
3	S. Maria di Ricadi	38.605957° 15.853625°	#5	deposito	1.54	11/02/2011	11:30	0.23	0.10	1.67
		38.605549° 15.852861°	#6	deposito	1.49	11/02/2011	11:25	0.23	0.10	1.62
		38.605834° 15.851978°	#7	deposito	1.60	11/02/2011	11:15	0.22	0.10	1.72
		38.606175° 15.851366°	#8	deposito	1.56	11/02/2011	11:05	0.22	0.10	1.68
		38.613111° 15.838930°	#9	balanidi	2.40	11/02/2011	8.25	0.19	0.11	2.48
		38.613456° 15.839339°	#10	piattaforma di abrasione	0.40	11/02/2011	8.55	0.20	0.11	0.49
4	Grotticelle- C. Vaticano	38.616101° 15.836627°	#11	piattaforma di abrasione	0.90	11/02/2011	9.15	0.20	0.11	0.99
		38.616110° 15.836759°	#12	piattaforma di abrasione	0.90	11/02/2011	9.20	0.20	0.11	0.99
		38.616160° 15.836398°	#13	piattaforma di abrasione	1.10	11/02/2011	9.25	0.20	0.11	1.19
		38.616056° 15.836072°	#14	piattaforma di abrasione	0.35	21/04/2011	7.00	0.18	0.07	0.46
		38.616441° 15.836379°	#15	balanidi	2.15	21/04/2011	6.45	0.15	0.07	2.23
		38.616441° 15.836379°	#16	balanidi	2.85	21/04/2011	6.45	0.15	0.07	2.93
		38.616441° 15.836379°	#17	piattaforma di abrasione	1.30	21/04/2011	7.00	0.18	0.07	1.41
		38.617873° 15.830484°	#18	deposito	0.80	11/02/2011	10:00	0.21	0.11	0.90
		38.617868° 15.830481°	#19	Dendropoma	1.40	21/04/2011	7.45	0.25	0.07	1.58
		38.617873° 15.830484°	#20	deposito	0.50	11/02/2011	10:00	0.21	0.11	0.60
5	S. Domenica di Ricadi	38.671483° 15.868876°	#21	balanidi	1.20	21/04/2011	9.00	0.36	0.08	1.48
		38.671483° 15.868876°	#22	notch (tetto)	0.75	21/04/2011	9.00	0.36	0.08	1.03
		38.671483° 15.868876°	#23	notch (tetto)	1.10	21/04/2011	9.00	0.36	0.08	1.38
		38.671483° 15.868876°	#24	notch (max concavità)	0.43	21/04/2011	9.00	0.36	0.08	0.71
		38.671274° 15.868761°	#25	piattaforma di abrasione	0.15	21/04/2011	09:10	0.37	0.08	0.44
		38.6729554° 15.872075°	#26	notch (max concavità)	0.30	21/04/2011	10.30	0.43	0.07	0.66
		38.6729554° 15.872075°	#27	balanidi	0.90	21/04/2011	10.30	0.43	0.07	1.26
6	Tropea	38.680644° 15.896209°	#28	notch (max concavità)	0.35	21/04/2011	13.00	0.18	0.07	0.46
		38.681020° 15.895581°	#29	rim algale	2.75	21/04/2011	14.00	0.03	0.07	2.71
		38.681020° 15.895581°	#30	balanidi	3.00	21/04/2011	14.00	0.03	0.07	2.96

Tab. 13- Localizzazione e quota dei *markers* misurati durante il rilevamento (vedi Fig. 42 per la localizzazione delle sottoaree).

In Tab. 13 sono riportati le quote di tutti i *markers* ritrovati in ogni sottoarea, misurati rispetto l'attuale livello del mare e corretti dall'effetto della marea e della pressione atmosferica.

Sottoarea 1- Joppolo

La fascia costiera di Joppolo ubicata circa nove chilometri a sud di Capo Vaticano (Fig. 42) è costituita da grossi blocchi granitici (tra due e cinque metri di diametro) derivanti dal disfacimento del basamento costituito da rocce acide biotitiche. In località "Torre Saracena" (Fig. 43a), laddove il basamento è in posto, è stata riscontrata la presenza di un deposito a bivalvi ben preservato dall'erosione, localizzato alla quota compresa tra i 1.50 e 1.80 m s.l.m., (*waypoint* #1 in Tab. 13; Fig. 43b). Il deposito marino, in prevalenza arenitico, si presenta macroscopicamente ben cementato, giallastro, densamente arricchito di valve integre di molluschi bivalvi dalle dimensioni centimetriche. È noto da un precedente lavoro (Antonioli et al., 2006), che in questo deposito è stato campionato un gasteropode (*Columella* sp.) alla quota di 1.80 m s.l.m. Ricalibrando l'età riportata nel lavoro di Antonioli et al. (2006) con il programma CALIB 6.0, abbiamo ottenuto un'età calibrata di 5756 ± 114 a BP (campione CV1; Tab. 14). Sempre nello stesso lavoro, viene riportato il ritrovamento di un antico *trottoir* a vermetidi del genere *Dendropoma* sp., oggi sfortunatamente nascosto dai blocchi franati, il quale è stato campionato alla quota di 1.80 m s.l.m. Anche in questo caso la vecchia età è stata nuovamente ricalibrata ottenendo di conseguenza un'età di 5455 ± 124 a cal BP (campione CV2; Tab. 14; ANTONIOLI et al., 2006).

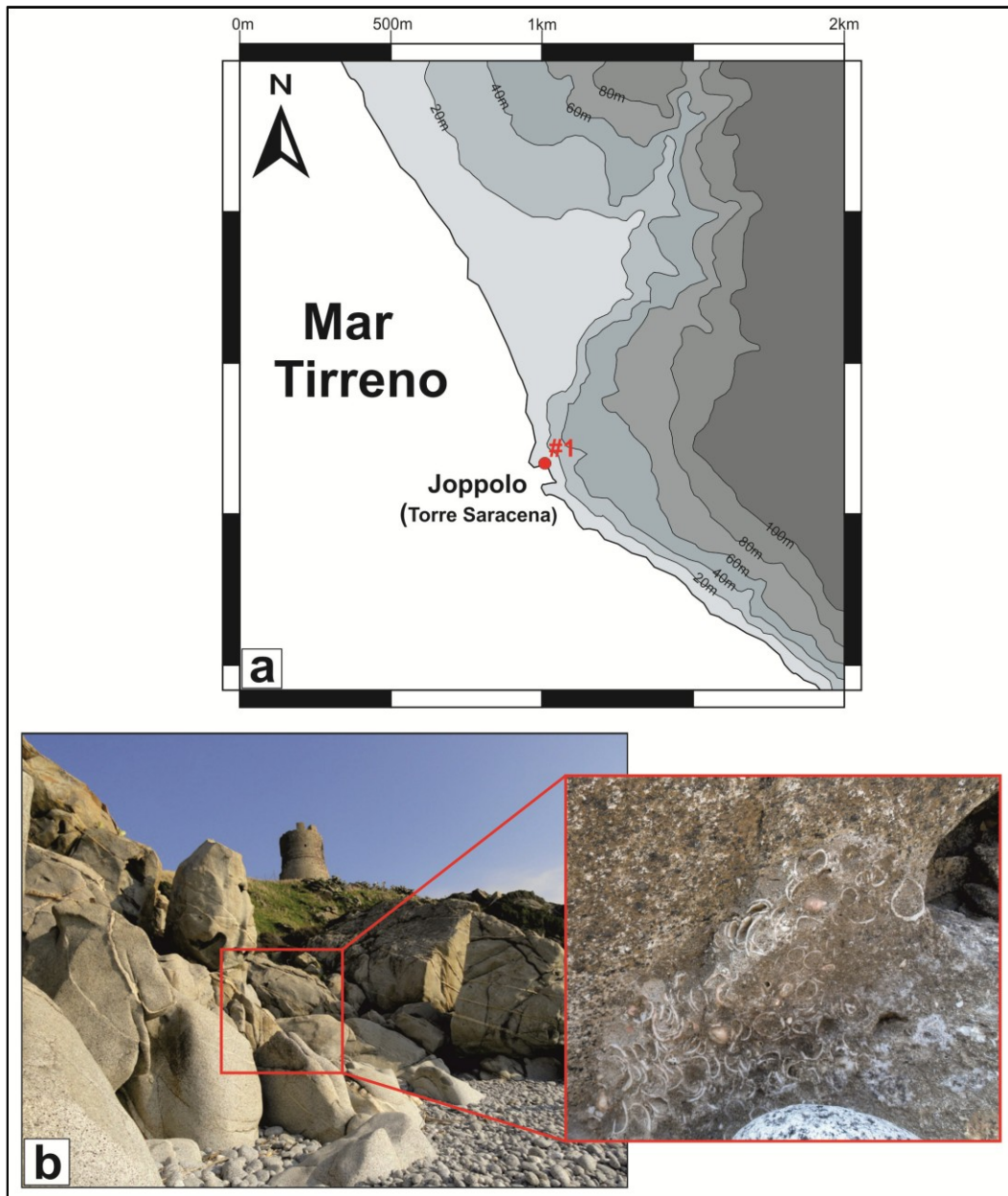


Fig. 43- (a) Carta della sottoarea 1 (vedi localizzazione in Fig. 42); in rosso è indicato il *waypoint* di misura. (b) Località Torre Saracena e particolare del deposito ritrovato.

Sottoarea 2 – Coccorino

Cinque chilometri a nord di Joppolo si affaccia a picco sul mare il promontorio di Coccorino (Fig. 44a). Il litorale molto articolato è caratterizzato dall'alternanza di scogliere alte e frastagliate e *pocket beach*. In quest'ara affiora il basamento cristallino, il quale si mostra intensamente alterato e disseccato da sistemi di fratture. Il basamento cristallino non rappresenta la condizione ideale per la

conservazione degli indicatori del livello del mare, tuttavia tra le fratture è stato ritrovato un deposito marino arenitico grossolano che si sviluppa con continuità per tutto l'areale a quota ~1.80 metri sul livello del mare (*waypoint* #2 in Tab. 13; Fig. 44b; Fig. 45a).

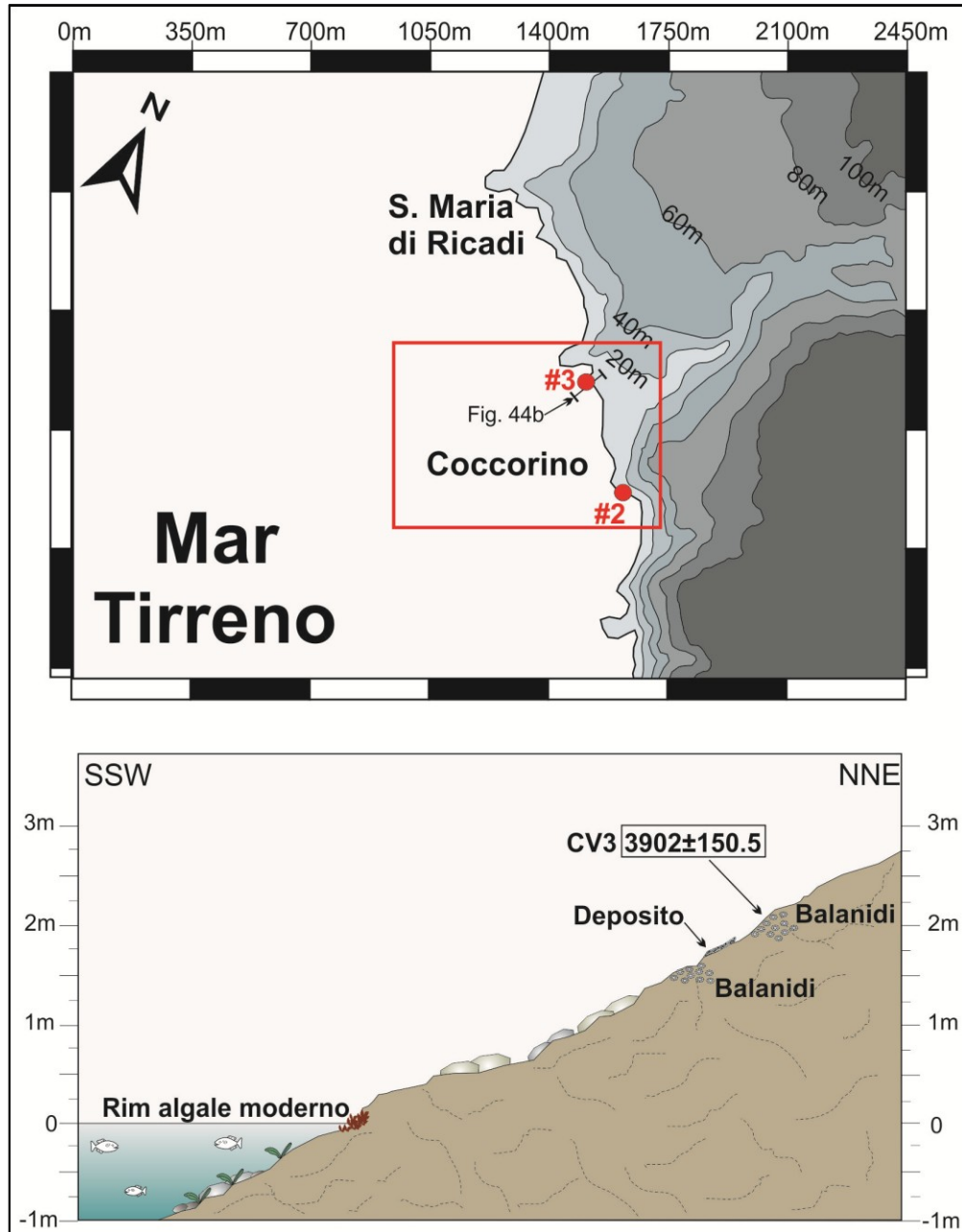


Fig. 44- (a) Carta della sottoarea 2 (vedi Fig. 42 per localizzazione); in rosso sono indicati i *waypoint* di misura. (b) Profilo effettuato nella sottoarea 2 che mostra i *markers* morfologici e biologici, la loro quota rispetto il livello del mare e l'età assoluta.

In località "Il Porticello" (*waypoint* #3; Fig.44a; 44b), sono state individuate due distinte paleo-colonie di balanidi della specie *Chthamalus depressus*: la più alta è

stata misurata alla quota di ~2.0 m mentre la più bassa alla quota di ~1.55 m sul livello del mare (Tab. 13; Fig. 45b; 45c). All'interno della più alta fascia fossile di balanidi e precisamente alla quota di 1.94 m s.l.m. è stato campionato un balanide, il quale è stato datato con il metodo del ^{14}C AMS e ha dato un'età calibrata di 3902.5 ± 150.5 a BP (campione CV3; Tab. 14; Fig. 45b).

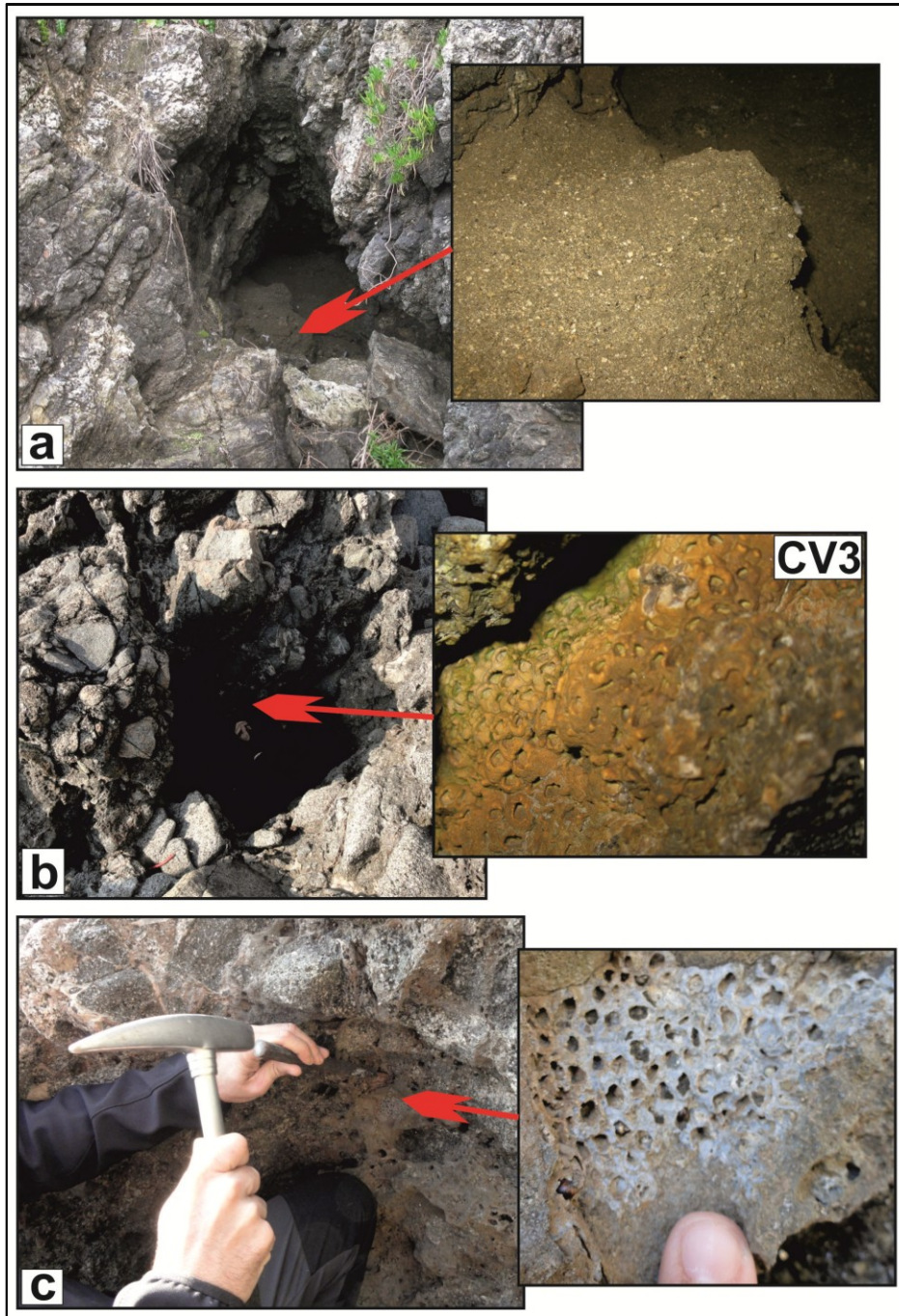


Fig. 45- (a) Deposito marino ritrovato lungo l'ara costiera di Coccorino. (b) Balanidi ritrovati alla quota di ~2 m in località Coccorino e campionati (campione CV3). (c) Balanidi ritrovati alla quota di ~1.55 m in località Coccorino.

Sottoarea 3 – Santa Maria di Ricadi

In località Santa Maria di Ricadi (Fig. 46), a circa due chilometri a sud di Capo Vaticano, sia per la natura del basamento (cristallino) che per le numerose frane presenti lungo l'area costiera, che probabilmente nascondono o cancellano l'evidenza morfologica di paleo-linee di costa oloceniche, durante il rilievo di campagna sono stati trovati solo i resti di un deposito marino arenitico alla quota compresa tra ~1.60 e ~1.80 m sul livello del mare (*waypoint* #4-#8 in Tab. 13; Fig. 46). È probabile che il frammento di bivalve riportato in Antonioli et al. (2009) sia stato campionato all'interno di questo deposito alla quota di 1.55 m s.l.m., per cui ricalibrando, con il programma CALIB 6.0, l'età riportata nel precedente lavoro abbiamo ottenuto un'età calibrata per il deposito di 5700.5 ± 111.5 a BP (campione CV4; Tab. 14; ANTONIOLI *et al.*, 2009). Nella stessa sottoarea, all'interno di un probabile secondo deposito, più basso, ritrovato alla quota compresa tra i 0.50 m e i 0.90 m s.l.m. è stato campionato un gasteropode (*Monodonta articulata*) alla quota di 0.60 m s.l.m che ha dato un'età di 3845.5 ± 118.5 a cal BP (CV5; Tab. 14; ANTONIOLI *et al.*, 2009).

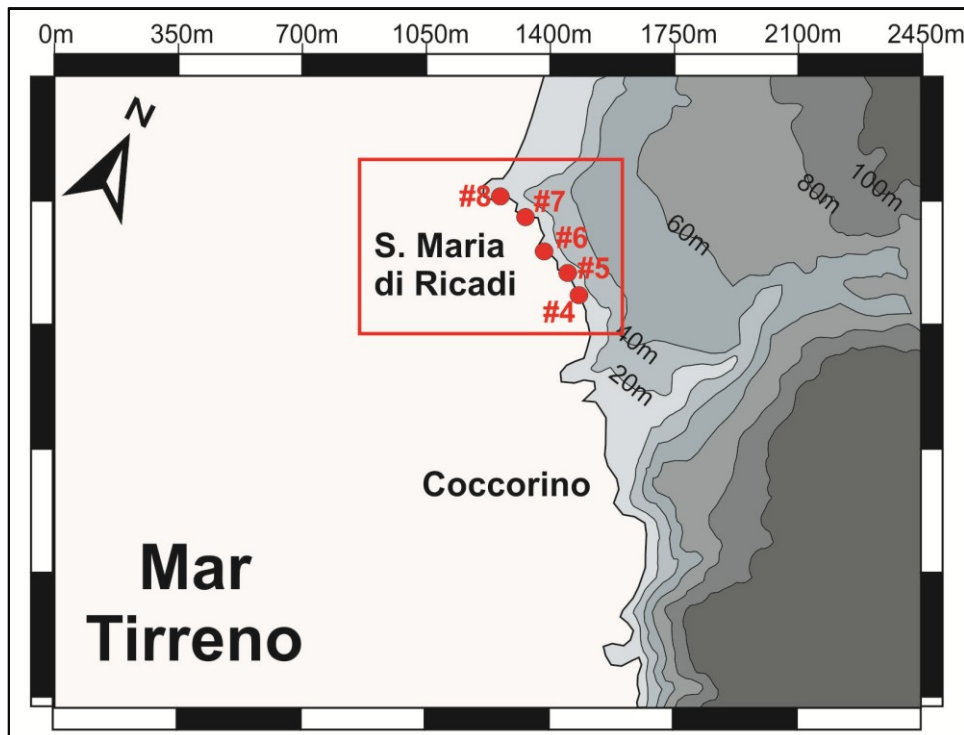


Fig. 46- Carta della sottoarea 3 (vedi Fig. 42 per la localizzazione); in rosso i *waypoint* di misura.

Sottoarea 4 – Grotticelle-Capo Vaticano

Nella sottoarea 4 sono stati rilevati indicatori del paleo livello del mare in tre distinte località che da sud verso nord sono conosciute come: Capo Santa Maria, Grotticelle e Capo Vaticano (Fig. 47a). In località Capo Santa Maria (*waypoint #9* in Tab. 13; Fig. 47a) lungo la costa molto frastagliata e all'interno di una cavità del basamento cristallino è stata trovata un'intensa e ben conservata fascia di balanidi fossili della specie *Chthamalus depressus*, la quale è stata misurata alla quota di ~2.50 m s.l.m. (Fig. 47b). Lungo questa fascia è stato raccolto un campione di balanidi, alla quota di 2.48 m s.l.m., il quale sottoposto a datazione assoluta ha indicato un'età di 1855.5 ± 82.5 a cal BP (campione CV6; Tab. 14; Fig. 48a). Sempre nella stessa località poco ad est (*waypoint #10*; Fig. 47a) è stata ritrovata una piattaforma di abrasione, la quale è stata misurata sino a ~0.70 m s.l.m. Questa presenta una giacitura orizzontale ed è caratterizzata dalla presenza di elementi granitici di dimensioni centimetriche (Fig. 48b).

Lungo la baia sabbiosa, con morfologia cuspidata, della località Grotticelle (Fig. 47a; 47c) è stata trovata una piattaforma di abrasione che come quella ritrovata in località Capo Santa Maria ha giacitura orizzontale ed è caratterizzata dalla presenza di ciottoli graniti di dimensioni centimetriche, il cui margine interno è stato misurato alla quota compresa tra 1.0 m e 1.40 m s.l.m. (*waypoint #11-#13, #17* in Tab. 13; Fig. 48c). Subito sotto la piattaforma di abrasione è stata trovata una seconda piattaforma, meno estesa della prima la quale è stata misurata sino alla quota corretta di 0.46 m (*waypoint #14* in Tab. 13; Fig. 47c; Fig. 48c). Sempre in località Grotticelle, alle spalle della piattaforma su una parete pressoché verticale (*waypoint #15-#16* in Tab. 13; Fig. 47c; Fig. 48d) sono stati rinvenuti i resti di due fasce fossili di balanidi, la più alta è stata misurata alla quota di ~2.9 metri e la seconda alla quota di ~2.3 metri sul livello del mare.

Infine in località Capo Vaticano (Fig. 47a) è stato trovato un deposito marino arenitico alla quota compresa tra 0.60 m e 0.90 m s.l.m. (*waypoint #-18, #20* in Tab. 13; Fig. 47d), inoltre in posto sulle rocce del basamento è stata trovata una

bio-costruzione carbonatica costituita da vermetidi del genere *Dendropoma sp.*, la quale è stata misurata rispetto l'attuale livello del mare ad una quota compresa tra 1.50 e 1.60 m (Fig. 47d). Da questo affioramento è stato raccolto un campione alla quota di 1.58 metri s.l.m. che datato con il metodo del ^{14}C AMS ha dato un'età calibrata di 3845.5 ± 98.5 a BP (campione CV7; Fig. 48e; Tab. 14).

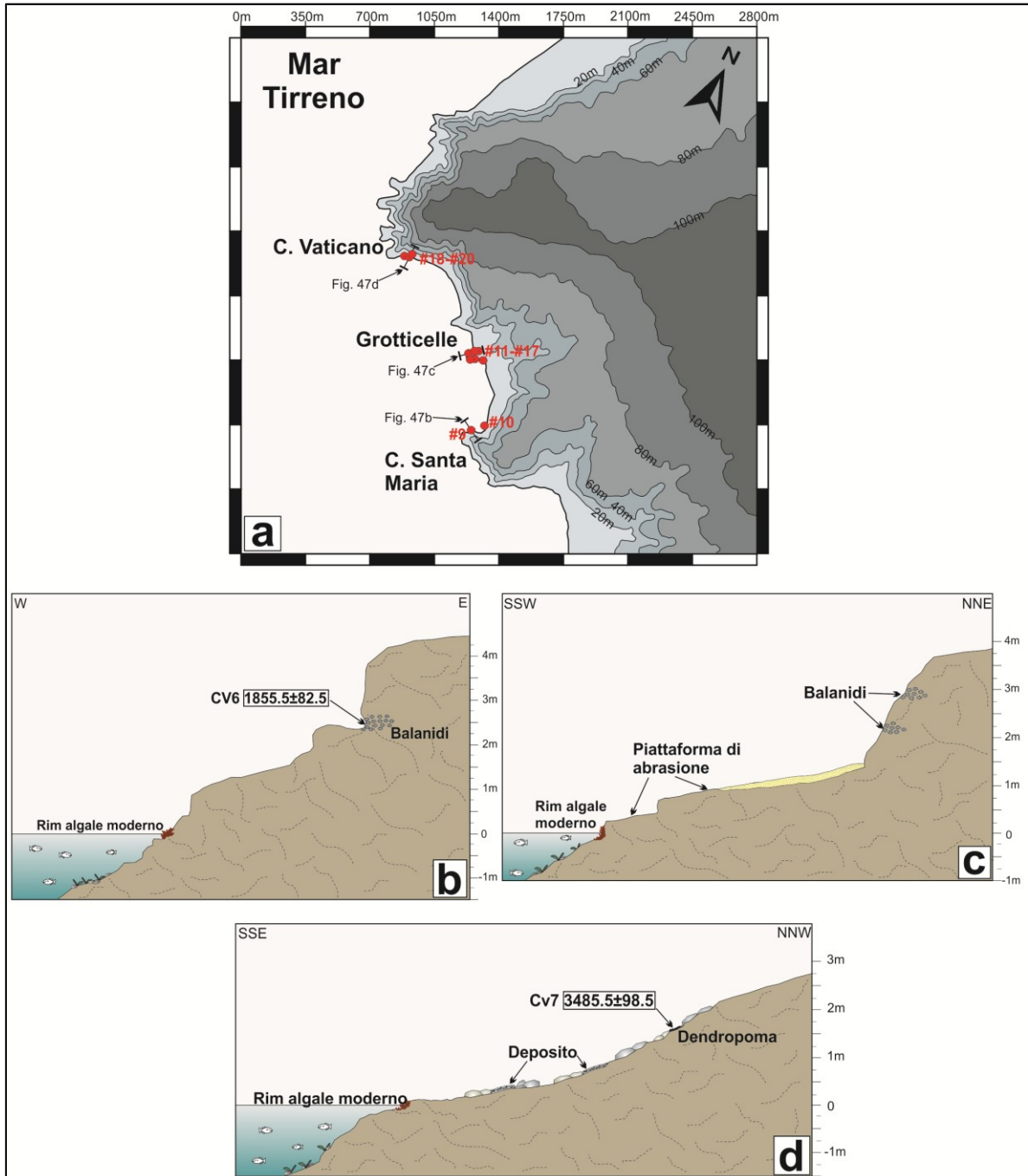


Fig. 47- (a) Carta della sottoarea 4 (vedi Fig. 42 per la localizzazione); in rosso i waypoint di misura. (b) Profilo lungo l'area di Capo Santa Maria. (c) Profilo lungo l'area di Grotticelle. (d) Profilo lungo l'area di Capo Vaticano.

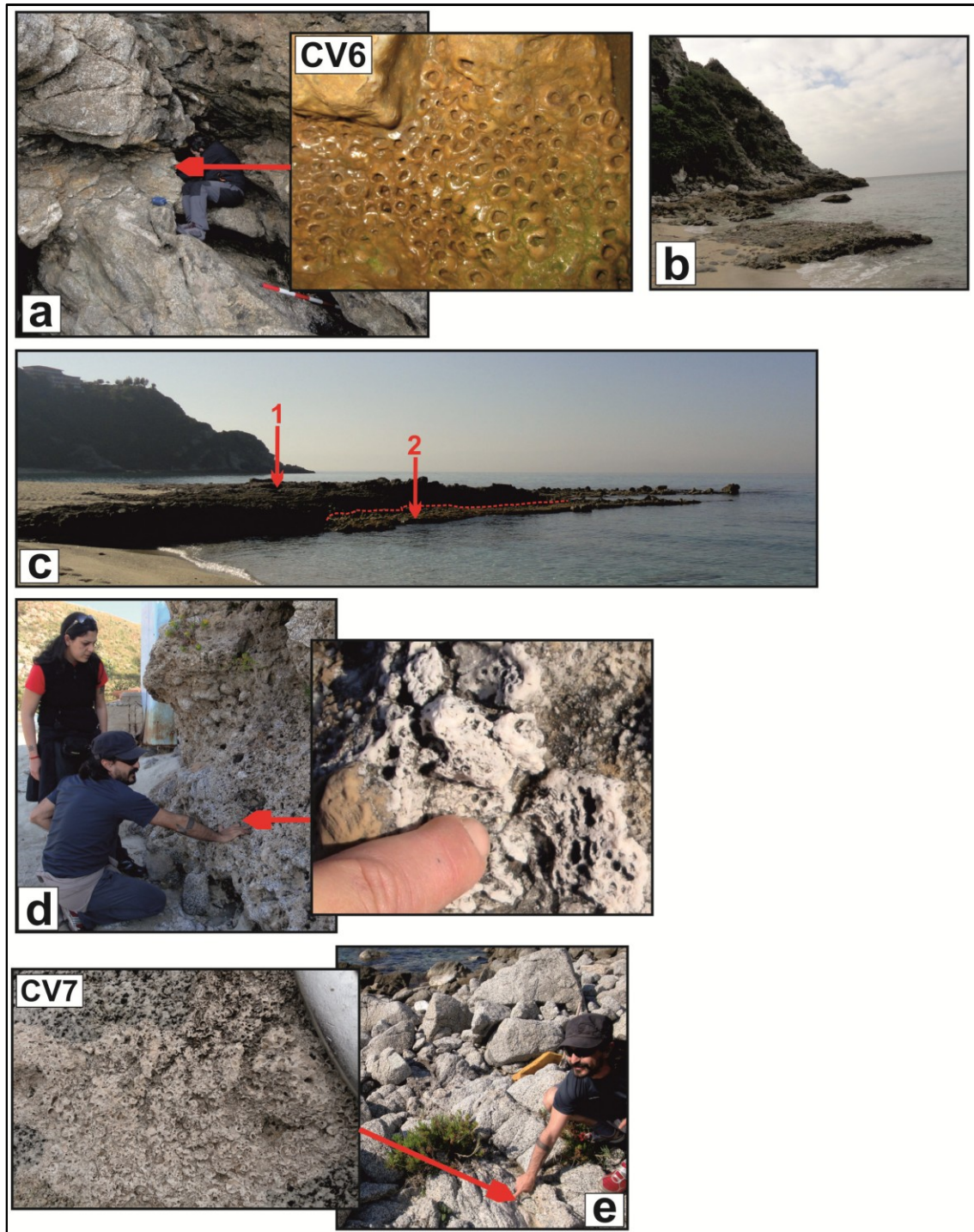


Fig. 48- Indicatori del paleo livello del mare ritrovati nella sottoarea 4. (a) Balanidi campionati in località Capo Santa Maria. (b) Piattaforma di abrasione in località Capo Santa Maria. (c) Piattaforma di abrasione alta e e bassa in località Grotticelle. (Balanidi ritrovati in località Grotticelle. (d) *Dendropoma* sp. Campionato in località Capo Vaticano. (e) Balanidi campionati in località Grotticelle.

Sottoarea 5 – Santa Domenica di Ricadi

La località di Santa Domenica di Ricadi (Fig. 49a) è ubicata a circa sette chilometri a nord-est di Capo Vaticano. Il litotipo affiorante è rappresentato da arenarie grossolane bruno-chiare, ben costipate e stratificate in banconi di età miocenica medio-superiore. La litologia si offre alla preservazione di eventuali indicatori geomorfologici di stazionamento del paleo-livello del mare, infatti lungo i giunti di strato laddove la resistenza all'erosione è minore sono stati riconosciuti solchi di battente sollevati, dei quali sono state effettuate le appropriate misure rispetto il livello del mare.

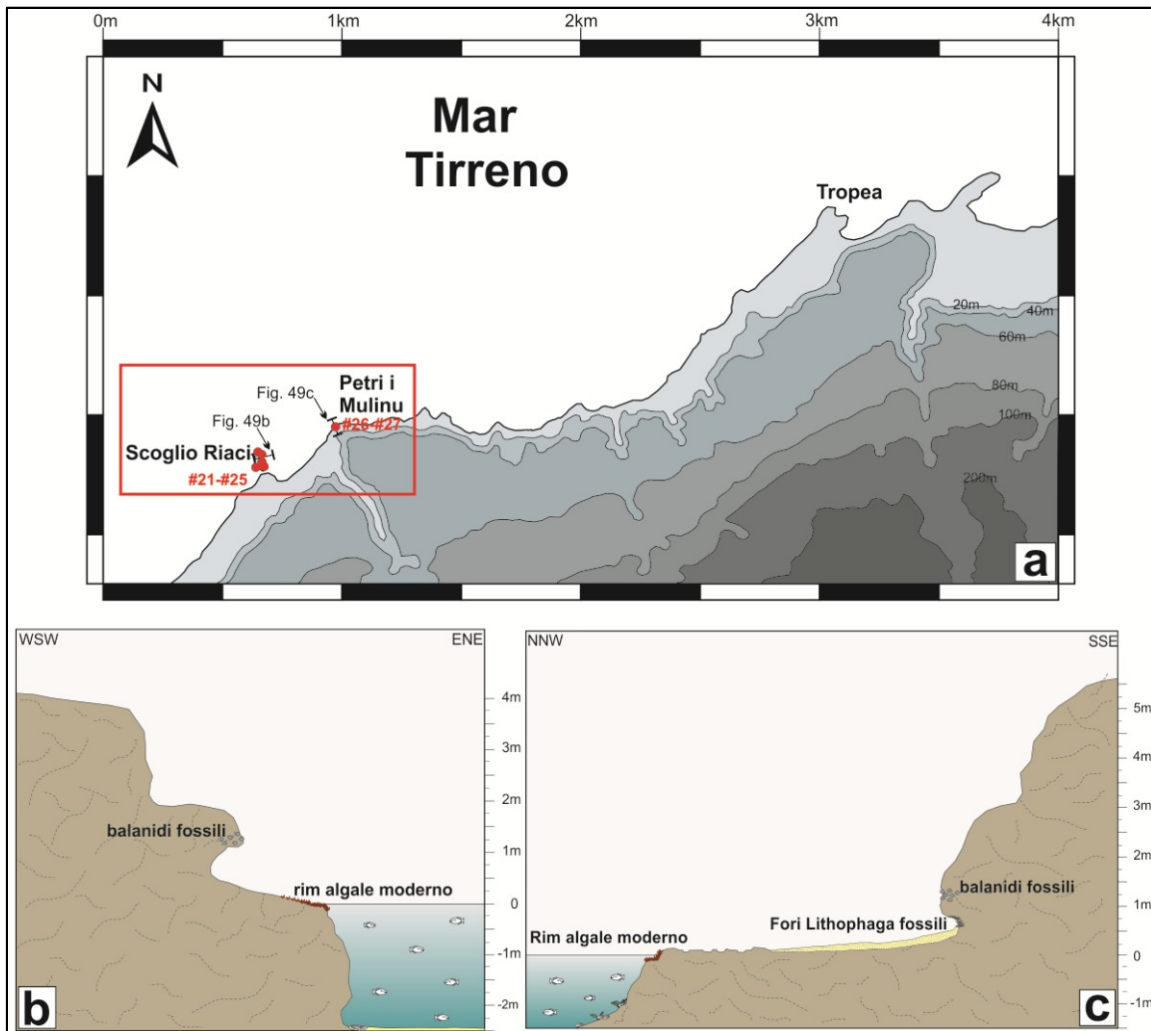


Fig. 49- (a) Carta della sottoarea 5 – Santa Domenica di Ricadi (vedi Fig. 42 per la localizzazione); in rosso sono indicati i waypoint di misura. (b) Profilo effettuato lungo la località Scoglio di Riadi. (c) Profilo effettuato in località Petri i Mulinu.

A “Scoglio di Riaci”, costituito dalle arenarie grossolane localmente conglomeratiche del Miocene medio-superiore, è stato trovato e misurato rispetto l'attuale livello del mare un solco ben conservato, in quanto la concavità e il tetto sono perfettamente delineati (Fig.49b; Fig. 50a). Il tetto è stato misurato alla quota compresa tra ~1.0 e ~1.40 metri sul livello del mare; l'altezza della massima concavità è di ~0.70 metri sul livello del mare (*waypoint* #22-#24 in Tab. 13). Alla base del solco è presente una piattaforma di abrasione il cui *inner margin* è stato misurato alla quota di ~0.45 m s.l.m (*waypoint* #25 in Tab. 13; Fig. 50a). Al di sopra del tetto del solco (Fig. 49b) sono stati trovati i resti di una paleo colonia di balanidi della specie *Chthamalus depressus* (Fig. 50a) misurati alla quota di ~1.50 m s.l.m. (*waypoint* #21 in Tab. 13). Poco a nord dello “Scoglio di Riaci” in località “Petri i Mulinu” (Fig. 49a) affiora la falesia arenacea miocenica medio-superiore, nella parte bassa della stessa è presenta una fascia densamente forata da molluschi bivalvi del genere *Lithophaga* (Fig. 49c). In prossimità dei fori di *Lithophaga*, parzialmente coperto di depositi di spiaggia, è stato trovato un *notch* la cui massima concavità è stata misurata a 0.66 m s.l.m. (*waypoint* #26 in Tab. 13; Fig. 49c). Poco sopra il *notch* è stata ritrovata una stretta fascia di balanidi della specie *Chthamalus depressus* con estensione laterale discontinua e misurata alla quota di ~1.30 m s.l.m. (*waypoint* #27 in Tab. 13; Fig. 49c; Fig. 50b). Un campione di balanidi raccolto alla quota di 1.26 m s.l.m. è tuttora in fase di datazione (campione CV8; Fig. 49c; Tab. 14). Infine, cavata nel deposito marino cementificato e caratterizzato da clasti di dimensioni centimetriche situato ai piedi della falesia è stata ritrovata una cava di estrazione. Il toponimo della località e la geometria circolare delle forme riconduce il sito ad un ex-cava di macine da mulino (mole) di epoca non nota (Fig. 50c).

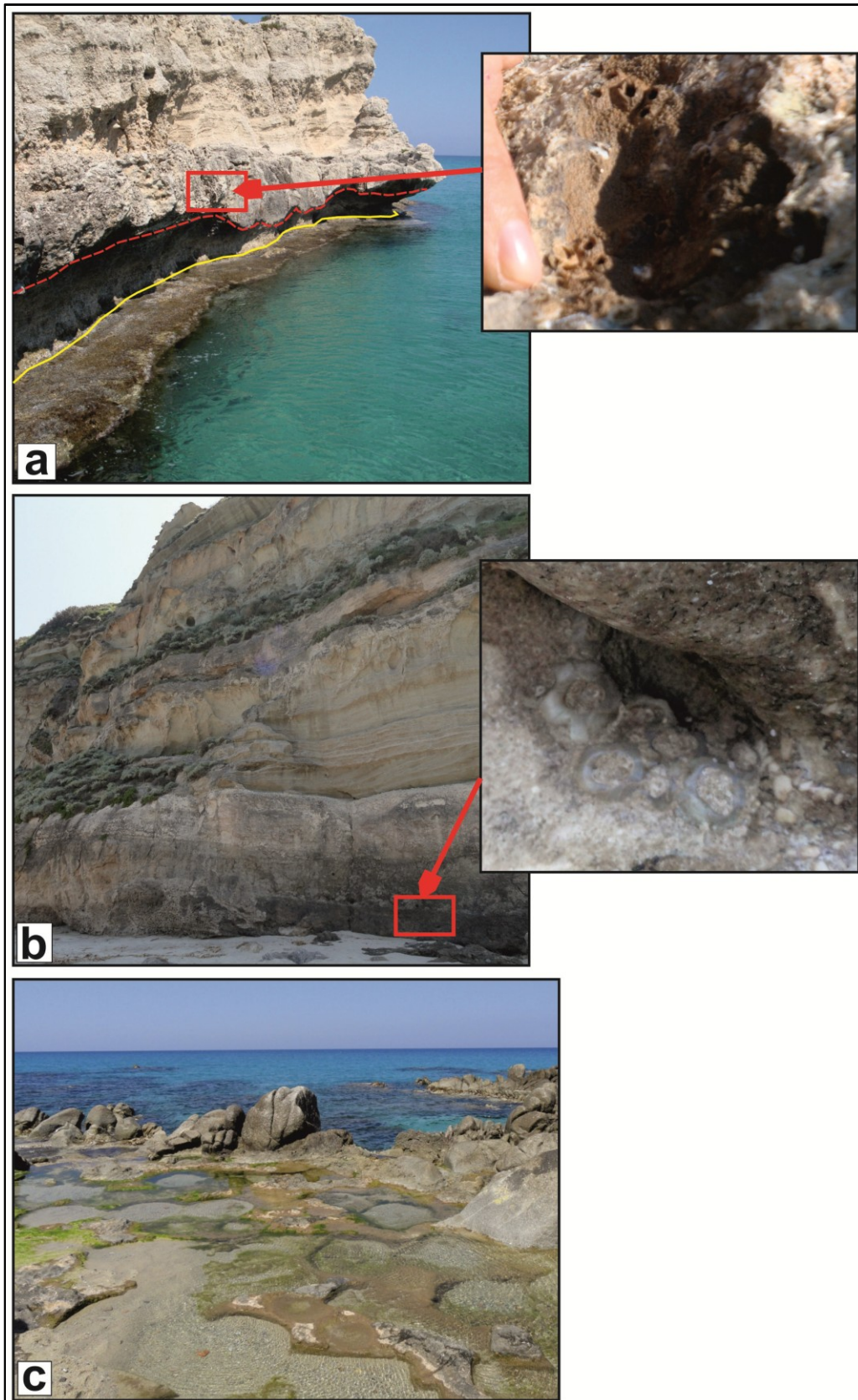


Fig. 50- Indicatori del paleo livello del mare ritrovati nella sottoarea 5. (a) Tetto del *notch* (linea tratteggiata rossa); margine interno della piattaforma di abrasione (linea intera gialla); balanidi ritrovati sopra il *notch*. (b) Falesia in località Petri i Mulini e balanidi ritrovati alla sua base. (c) Cava per l'estrazione estrazione di macine.

Sottoarea 6 – Tropea

La sottoarea 6 localizzata nella parte più a nord di tutta l'area investigata è Tropea (Fig. 51a), la quale da un punto di vista morfologico è caratterizzata da ampie spiagge e da un promontorio roccioso, dove è ubicato l'abitato di Tropea, costituito dalla formazione arenacea di età miocenica medio-superiore, noto come Capo Croce. Durante il rilievo, lungo la parete nord occidentale di Capo Croce (*waypoint* #28 in Tab. 13; Fig. 51a) è stata ritrovata alla quota di ~3.0 m s.l.m. una paleo-colonia di balanidi della specie *Chthamalus depressus*, lungo la stessa alla quota di 2.96 m s.l.m. è stato raccolto un balanide per il quale le procedure di datazione radiometrica sono in corso d'opera (campione CV9; Fig. 51b; Fig. 52a). Subito sotto la fascia fossile di balanidi (*waypoint* #29 in Tab. 13; Fig. 51b), alla quota compresa tra i 2.60 m e 2.85 m s.l.m., è stata trovata una densa fascia algale di larghezza di ~30 cm della specie *Lithophyllum tortuosum* (Fig. 52b) ben preservata dall'erosione. Lungo il lato orientale di Capo Croce, in corrispondenza del *waypoint* #30 (Tab. 13; Fig. 51a) è stata trovata una morfologia assimilabile ad un solco di battente (Fig. 52c) il quale risulta essere poco preservato, di fatto solo in alcuni punti è stato possibile misurare la sua concavità massima rispetto l'attuale livello del mare (~0.50 m).

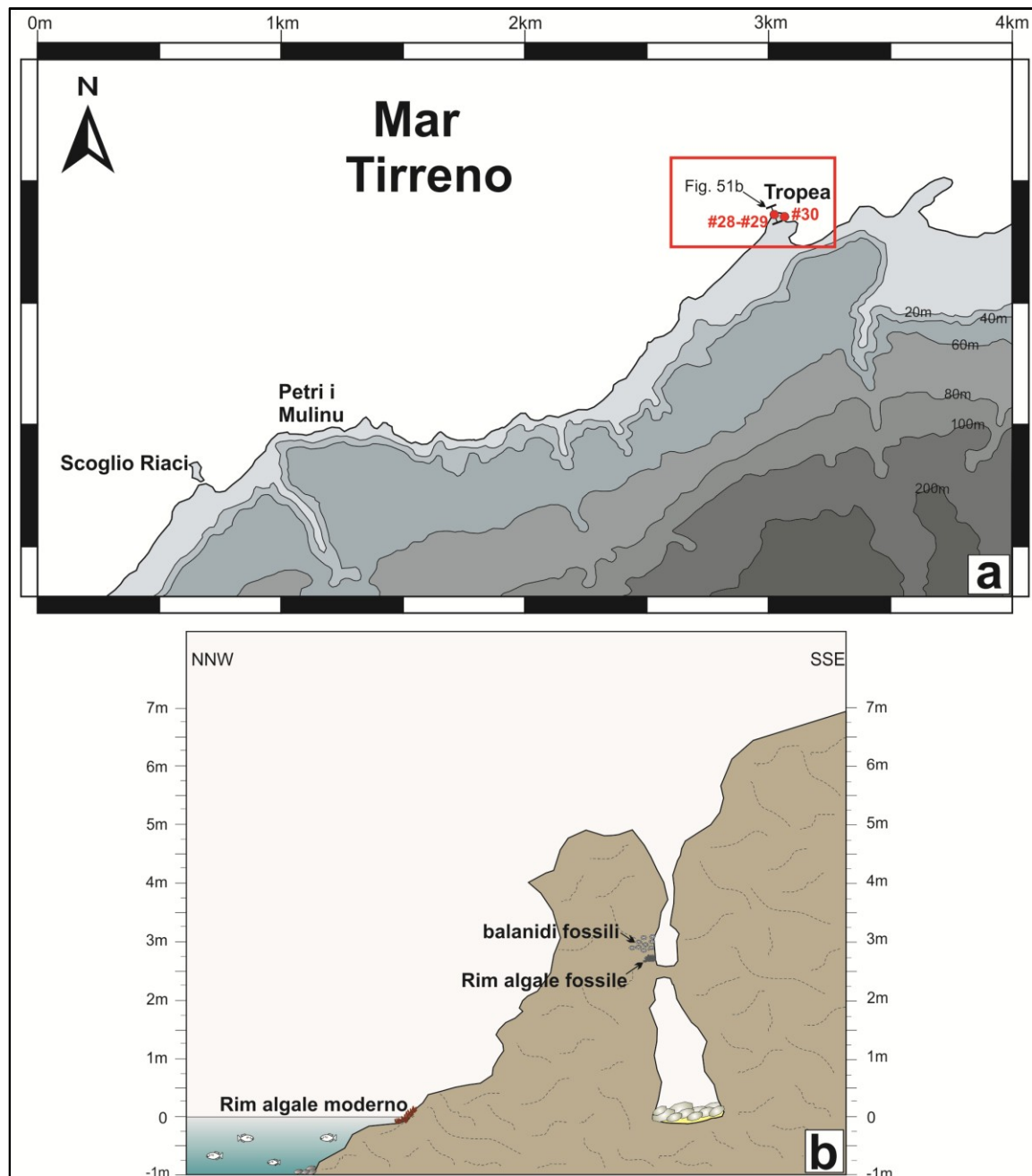


Fig. 51- (a) Carta della sottoera 6- Tropea (vedi Fig. 42 per la localizzazione); in rosso i *waypoint* di misura. (b) Profilo effettuato lungo il lato nord occidentale del Promontorio di Capo Croce (Tropea).

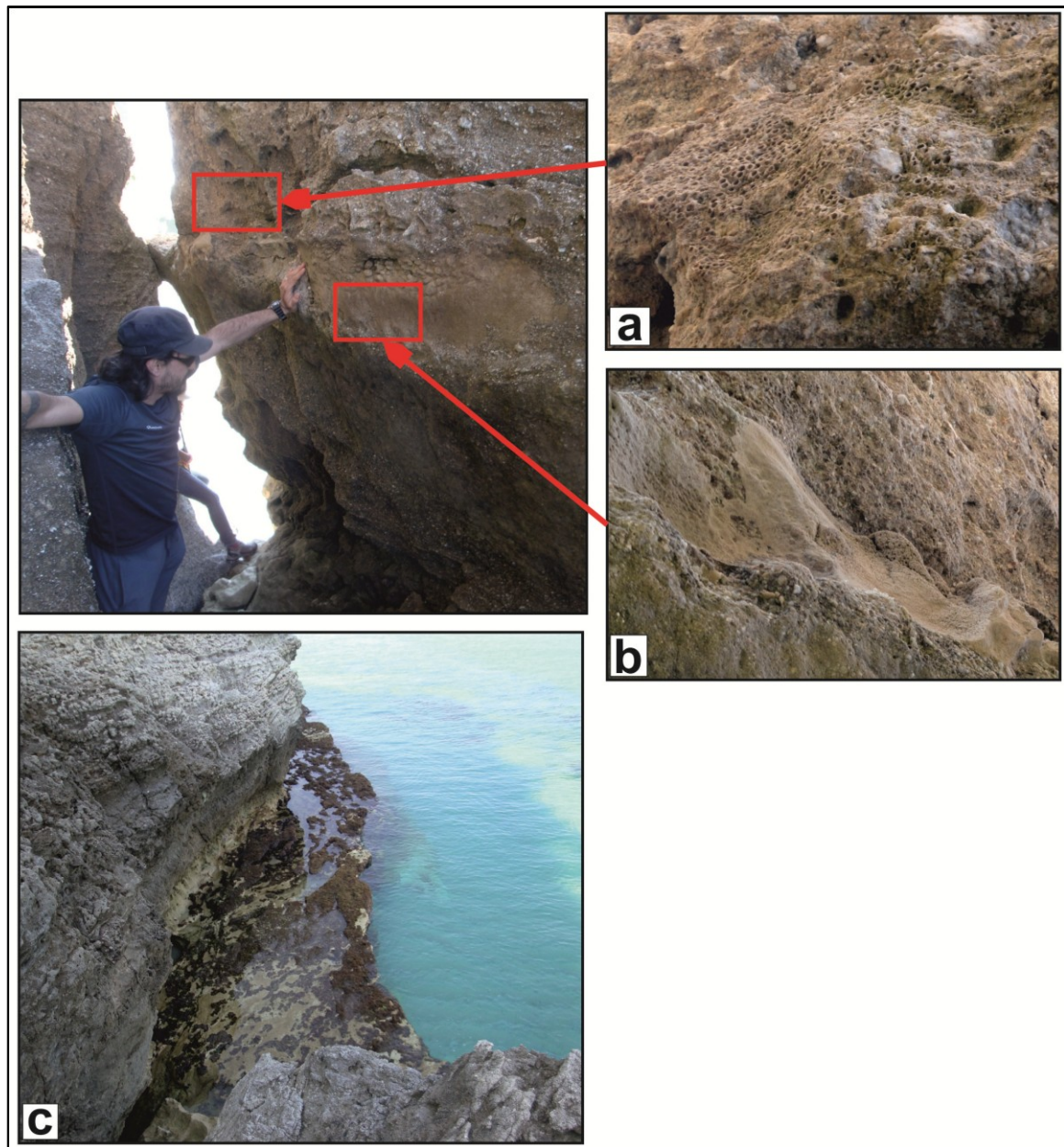


Fig. 52- Indicatori del paleo livello del mare ritrovati nella sottoarea 6. (a) Fascia di balanidi fossili ritrovati lungo l'area costiera nord occidentale di Capo Croce (Tropea). (b) Rim algale ritrovato lungo l'area costiera nord occidentale di Capo Croce (Tropea). (c) Resti di un *notch* ritrovato lungo l'area costiera orientale di Capo Croce (Tropea).

(3.6.2) *Paleo - linee di costa a Capo Vaticano*

Dettagliate analisi geomorfologiche, stratigrafiche e radiometriche eseguite lungo l'area costiera di Capo Vaticano, integrate con i dati ottenuti in precedenti lavori (Antonioli *et al.*, 2006; 2009) hanno permesso di identificare tre differenti paleo-linee di costa oloceniche sollevate, le quali verranno, qui di seguito, descritte e nominate dalla più alta alla più bassa, paleo linea di costa L1, L2 e L3 (Tab. 14).

Località	Sottoarea	Nome Campione	Marker	Quota corretta (m)	Età ¹⁴ C (anni)	Età Calibrata (anni)	Referenze
L1							
Joppolo	1	CV1	Columella	1.8	5380±40	5756±114	Antonioli et al. 2006
Joppolo	1	CV2	Dendropoma	1.8	5120±50	5455±124	Antonioli et al. 2006
S. Maria di Ricadi	3	CV4	Frammento bivalve	1.55	5330±40	5700.5±111.5	Antonioli et al. 2009
L2							
Coccorino	2	CV3	Balanidi	1.94	3912±46	3902.5±150.5	Questo lavoro
S. Maria di Ricadi	3	CV5	Monodonta Articulata	0.6	3885±35	3845.5±118.5	Antonioli et al. 2009
Grotticelle - C. Vaticano	4	CV6	Balanidi	2.48	2249±25	1855.5±82.5	Questo lavoro
Grotticelle - C. Vaticano	4	CV7	Dendropoma	1.58	3595±33	3485.5±98.5	Questo lavoro
L3							
S. Domenica di Ricadi	5	CV8	Balanidi	1.26	*	*	Questo lavoro

Tab. 44- Localizzazione, elevazione ed età degli organismi fossili campionati dalle paleo linee di costa oloceniche a Capo Schisò. Tutti i dati sono stati calibrati usando il programma CALIB 6.0 (2-sigma, marine entry; Stuvier et al., 2011). Con l'asterisco viene indicata la datazione in progress.

La paleo-linea di costa posta a quota più elevata (L1) è costituita dal deposito marino sabbioso fossilifero ben cementato ritrovato nei settori di rilievo 1, 2 e 3 (Fig. 42) alla quota compresa tra 1.55 e 1.80 metri sul livello del mare (Tab. 13). Il deposito si presenta parzialmente eroso in tutto l'areale, il sito di preservazione migliore è il settore 1. Nel deposito ritrovato a Joppolo, appartenente alla paleo-

linea L1, alla quota di 1.80 m s.l.m. è stato campionato un gasteropode del genere *Columella* sp. (campione CV1; Tab. 14; Antonioli *et al.*, 2006) che datato con il metodo del radiocarbonio ha indicato un'età calibrata di 5756 ± 114 a BP. Inoltre, è stata campionata alla quota di 1.80 m s.l.m. e facente parte della paleo linea L1 una concrezione a vermetidi della specie *Dendropoma petraeum*, la quale ha indicato un'età calibrata di 5455 ± 124 a BP (campione CV2; Tab. 14; Antonioli *et al.*, 2006) Nel settore 3, in località Santa Maria di Ricadi, all'interno del deposito marino appartenente alla paleo linea L1 è stato campionato un guscio di bivalve alla quota di 1.55 m s.l.m. il quale ha fornito un'età assoluta di 5700.5 ± 111.5 a cal BP (campione CV4; Tab. 14; Antonioli *et al.*, 2009). Tra la sottoarea 4 e la 6 alla quota di ~ 3 m s.l.m. sono stati ritrovati sia i resti di fasce a balanidi che i resti di un rim algale della specie *Lithophyllum tortuosum* (Tab. 13) per i quali non si dispone ancora di datazioni assolute (*work in progress*), di conseguenza non possiamo affermare con certezza se gli stessi fanno parte della stessa paleo linea L1 o se al contrario rappresentano i resti di una paleo linea ancora più alta e per tale motivo al momento non vengono presi in considerazione.

Per quanto riguarda la seconda paleo-linea di costa (L2) risulta essere caratterizzata da: resti di fasce di balanidi fossili, resti di una concrezione a vermetidi, un deposito marino e da una piattaforma di abrasione. Campioni di balanidi fossili della specie *Chthamalus depressus* sono stati prelevati alla quota di 1.94 m s.l.m. nell'area di Coccorino (campione CV3; Tab. 14) e di 2.48 m nell'area di Grotticelle (campione CV6; Tab. 14) indicano un'età calibrata di 3902.5 ± 150.5 a BP e di 1855.5 ± 82.5 a BP, rispettivamente. Frammenti di una concrezione a vermetidi della specie *Dendropoma petraeum* sono stati campionati alla quota di 1.58 m s.l.m. nelle vicinanze di Capo Vaticano (campione CV7; Tab. 14) e indicano un'età assoluta di 3485.5 ± 98.5 a cal BP. Nell'area di Santa Maria di Ricadi (sottoarea 3; Fig. 42) dal deposito marino appartenente alla paleo linea L2 è stata campionato alla quota di 0.60 m s.l.m. un guscio di gasteropode della specie *Monodonta articulata* (campione CV5; Tab. 14; Antonioli *et al.*, 2009) il quale datato ha suggerito un'età calibrata di 3845.5 ± 118.5 a BP. La piattaforma di

abrasione, associata alla paleo linea L2 è stata ritrovata e misurata alla quota compresa tra ~1.0 m e ~1.40 m s.l.m. nella sottoarea 4 (Fig. 42; Tab. 13).

Infine, la terza paleo-linea di costa (L3) è contraddistinta da un *notch* ben preservato ritrovato presso lo Scoglio di Riacci nella sottoarea 5 (Fig. 42; Tab. 13) la cui massima concavità è stata misurata a ~0.70 m s.l.m., da una piattaforma di abrasione ritrovata nella sottoarea 4 alla quota compresa tra un minimo di ~0.40 m s.l.m. ed un massimo di 0.70 m s.l.m. (Tab. 13) e nella sottoarea 5 alla quota di ~0.45 m s.l.m. e dai resti di fasce di balanidi fossili della specie *Chthamalus depressus* misurati tra 1.25 e 1.50 m s.l.m. nella sottoarea 5 (Fig. 42; Tab. 13), un campione di balanidi prelevato alla quota di 1.26 m s.l.m. è ad oggi in fase di datazione (CV8; Tab. 14). Non disponendo al momento di datazioni assolute, gli indicatori morfologici e biologici sono stati attribuiti alla paleo linea L3 solo ed esclusivamente per correlazione morfologica (quota).

La correlazione tra i dati altimetrici ed i dati cronologici (Tab. 14) ha permesso di definire le altezze nominali e l'età delle paleo linee di costa oloceniche sollevate nell'area di Capo Vaticano. Per ciascun sito, gli indicatori forniscono differenti vincoli (medi e minimi) per quanto riguarda l'elevazione delle paleo linee di costa L1, L2 e L3 (Tab. 15) rispetto l'attuale livello del mare. In dettaglio, gli organismi intertidali come i *notches*, le concrezioni di vermetidi e le fasce di balanidi indicano con molta precisione la posizione della paleo linea di costa al contrario le piattaforme di erosione ed i depositi marini poiché si sono formati al di sotto della colonna d'acqua a profondità sconosciute, forniscono un minimo vincolo per definire la posizione del paleo livello del mare (Tab. 15). In quest'ultimo caso, l'errore associato alla posizione della paleo linea dipende dalla massima profondità del fondo marino immediatamente sotto i campioni datati (Tab. 15). Tenendo conto principalmente delle quote degli indicatori di ambiente intertidale è stata definita un'elevazione nominale per ognuna delle tre paleo linea di costa (Tab. 16). Per quanto riguarda la paleo linea più alta (L1), l'elevazione nominale è stata ottenuta dalla quota della concrezione a vermetidi ritrovata nella sottoarea 1 (Tab. 13; Tab. 16) ed è pari a 1.80 m s.l.m. L'altezza nominale della paleo linea L2

è stata determinata dalla quota della concrezione a vermetidi ritrovata nella sottoarea 4 (Tab. 13; Tab. 16) e si attesta a 1.58 m s.l.m. Infine, l'altezza nominale della paleo linea più bassa (L3) è stata fissata a 0.71 m s.l.m. come indicato dalla quota della massima concavità del *notch* ritrovato nella sottoarea 5 (Tab. 13; Tab. 16).

Sottoarea	Località	Coordinate geografiche (Lat/Long)	Marker	Quota corretta (m)	Errore (m)	Quota Paleo linea di costa (m)	Vincolo livello del mare
L1							
1	Joppolo	38.565695° 15.900619°	deposito	1.79	1	1.79-2.79	Minimo
1	Joppolo	38.565603° 15.900740°	Dendropoma	1.80	±0.10	1.70-1.90	Medio
2	Coccorino	38.602153° 15.859036°	deposito	1.79	1	1.79-2.79	Minimo
3	S. Maria di Ricadi	38.605308° 15.855635°	deposito	1.73	1	1.73-2.73	Minimo
L2							
2	Coccorino	38.603713° 15.855722°	balanidi	1.94	±0.20	1.74-2.14	Medio
3	S. Maria di Ricadi	38.606324° 15.850703°	Monodonta Articulata	0.60	1	0.60-1.60	Minimo
4	Grotticelle- C. Vaticano	38.616160° 15.836398°	piattaforma di abrasione	1.19	0.50	1.19-1.69	Minimo
4	Grotticelle- C. Vaticano	38.616441° 15.836379°	balanidi	2.23	±0.20	2.03-2.43	Medio
4	Grotticelle- C. Vaticano	38.617873° 15.830484°	deposito	0.90	1	0.90-1.90	Minimo
4	Grotticelle- C. Vaticano	38.617868° 15.830481°	Dendropoma	1.58	±0.10	1.48-1.68	Medio
L3							
2	Coccorino	38.603713° 15.855722°	balanidi	1.54	±0.20	1.34-1.74	Medio
4	Grotticelle- C. Vaticano	38.613456° 15.839339°	piattaforma di abrasione	0.49	0.50	0.49-0.99	Minimo
5	S. Domenica di Ricadi	38.6729554° 15.872075°	balanidi	1.26	±0.20	1.06-1.46	Medio
5	S. Domenica di Ricadi	38.671483° 15.868876°	notch (max concavità)	0.71	±0.10	0.61-0.81	Medio
5	S. Domenica di Ricadi	38.671274° 15.868761°	piattaforma di abrasione	0.44	0.50	0.44-0.94	Minimo
6	Tropea	38.680644° 15.896209°	notch (max concavità)	0.46	±0.10	0.36-0.56	Medio

Tab. 15- Quote delle differenti paleo linee di costa ritrovate nelle sei sottoaree e vincolo rispetto il livello del mare dei singoli *markers* analizzati.

Integrando le età radiometriche di tutti i campioni prelevati dai differenti siti è stato possibile definire l'età nominale per le paleo linee di costa (Tab. 16). Tenendo conto dei dati riportati in Tab. 14 possiamo affermare che la paleo linea più alta L1 è stata probabilmente attiva per un intervallo di tempo compreso tra \geq

5.7 e ≤ 5.4 ka BP (Tab. 16). L'inizio dello sviluppo della paleo linea L2, sulla base dei dati a disposizione, è stato bloccato a ~ 3.9 ka BP come dimostrato dall'età assoluta del campione CV3 (Tab. 14; Tab. 16). L'età di ~ 3.8 ka BP ottenuta per il campione CV5 (Tab. 14) e quella di ~ 3.5 ka BP ottenuta per il campione CV7 (Tab. 14) indicano la continua formazione della paleo linea L2. Infine l'età del campione CV6 (Tab. 14) pari a ~ 1.8 ka BP da indicazioni sulla probabile terminazione della L2. Basandoci su queste osservazioni possiamo concludere che la L2 è stata attiva nell'arco di tempo compreso tra ≥ 3.9 e ≤ 1.8 ka BP (Tab. 16). Purtroppo non disponendo ancora di datazioni radiometriche non è possibile quantificare l'età nominale per la paleo linea più bassa L3, sicuramente l'inizio dello sviluppo della stessa è pari ad un'età ≤ 1.8 ka BP (Tab. 16).

Paleo linea di costa	Altezza nominale (m)	Inizio linea di costa, anni BP	Fine linea di costa, anni BP
L1	1.80 \pm 0.10	5756 \pm 114 (CV1)	5455 \pm 124 (CV2)
Età nominale, anni BP		$\geq 5756 \pm 114$	$\leq 5455 \pm 124$
L2	1.58 \pm 0.10	3902.5 \pm 150.5 (CV3)	1855.5 \pm 82.5 (CV6)
Età nominale, anni BP		$\geq 3902.5 \pm 150.5$	$\leq 1855.5 \pm 82.5$
L3	0.71 \pm 0.10	-	-
Età nominale, anni BP		$\leq 1855.5 \pm 82.5$	

Tab. 16- Quota nominale sopra l'attuale livello del mare e durata delle paleo linee di costa oloceniche ottenute dalla combinazione delle quote dei singoli *markers* e delle età assolute.

(3.6.3) Tassi di deformazione verticale durante l'Olocene

Al fine di valutare correttamente lo spostamento verticale totale dell'area costiera compresa tra Joppolo e Tropea, durante il Tardo Olocene, i nuovi dati ottenuti dal rilevamento effettuato in questo studio sono stati integrati con i dati riportati in Antonioli et al. (2006; 2009). Per la valutazione corretta della quantità totale di sollevamento tettonico subito dalla costa durante l'Olocene, devono essere applicate precise correzioni glacio-idro-isostatiche per le variazioni del livello del mare. A questo scopo, i dati altimetrici (altezza corretta degli indicatori) e temporali (età assoluta) acquisiti nelle fasi di questo studio e quelli pubblicati da Antonioli et al. (2006; 2009), sono stati comparati con la curva olocenica locale di risalita del livello del mare pubblicata da Lambeck et al. (2011).

Confrontando le quote e l'età di tutti i campioni considerati in questo lavoro con la curva di risalita del mare (Fig. 53) si osservano due differenti gruppi che rappresentano rispettivamente la L1 e la L2. Il sollevamento tettonico totale è riportato in Fig. 53 è dato dalla distanza verticale tra i campioni e la curva della risalita del mare. L'errore verticale dei dati è piuttosto variabile e dipende dal tipo di *marker* (Tab. 17) e precisamente per gli organismi intertidali come vermetidi e balanidi è stato considerato un errore di ± 0.10 e ± 0.20 m rispettivamente, ad esclusione dei balanidi campionati nella sottoarea 4 (campione CV6; Tab. 17) per i quali è stato considerato un errore di -1 m, al contrario per gli organismi di ambiente infralitorale l'errore è asimmetrico e corrisponde alla massima profondità del fondo marino immediatamente sotto il fossile datato. Come conseguenza è stato calcolato un *range* minimo e massimo di sollevamento, ma per semplicità sono stati riportati anche i valori medi del sollevamento per ogni singolo campione (Tab. 17). Per quanto riguarda i campioni provenienti dalla linea di costa L1 i tassi di sollevamento sono compresi tra 1.31 ± 0.02 mm/a, *Dendropoma* campionato a Joppolo (CV2), e 1.39 ± 0.08 mm/a deposito campionato a Joppolo (CV1), ottenendo di conseguenza un valore medio di 1.35 ± 0.06 mm/a. Per i campioni della paleo linea L2 i valori variano da un minimo di 1.16 ± 0.13 mm/a, ottenuto per

il campione CV5, sino ad un massimo di 1.76 ± 0.27 mm/a per i balanidi campionati nell'area di Grotticelle- C. Vaticano (CV6), per cui si ottiene un valore medio per la L2 pari a 1.38 ± 0.12 mm/a. I valori ottenuti per le due paleo linee di costa sono in buon accordo suggerendo che il trend deformativo non ha subito evidenti variazioni nel corso del tardo Olocene.

Località	Nome Campione	Marker	Età Calibrata (anni)	Quota corretta (m)	Errore (m)	PSL (Lambeck et al., 2011)	Intervallo di uplift (mm/a)	Tasso medio di uplift (mm/a)	Referenze
L1									
Joppolo	CV1	Columella	5756±114	1.8	+1	-5.75	1.31-1.48	1.39±0.08	Antonoli et al. 2006
Joppolo	CV2	Dendropoma	5455±124	1.8	±0.1	-5.39	1.29-1.33	1.31±0.02	Antonoli et al. 2006
S. Maria di Ricadi	CV4	Frammento bivalve	5700.5±111.5	1.55	+1	-5.75	1.28-1.46	1.36±0.08	Antonoli et al. 2009
L2									
Coccorino	CV3	Balanidi	3902.5±150.5	1.94	±0.2	-3.37	1.31-1.41	1.36±0.05	Questo lavoro
S. Maria di Ricadi	CV5	Monodonta Articulata	3845.5±118.5	0.6	+1	-3.37	1.03-1.29	1.16±0.13	Antonoli et al. 2009
Grotticelle - C. Vaticano	CV7	Dendropoma	3485.5±98.5	1.58	±0.1	-2.77	1.21-1.27	1.24±0.03	Questo lavoro
Grotticelle - C. Vaticano	CV6	Balanidi	1855.5±82.5	2.48	-1	-1.29	1.49-2.03	1.76±0.27	Questo lavoro

Tab. 17- Stima dei tassi di sollevamento medio (mm/a) per i singoli campioni.

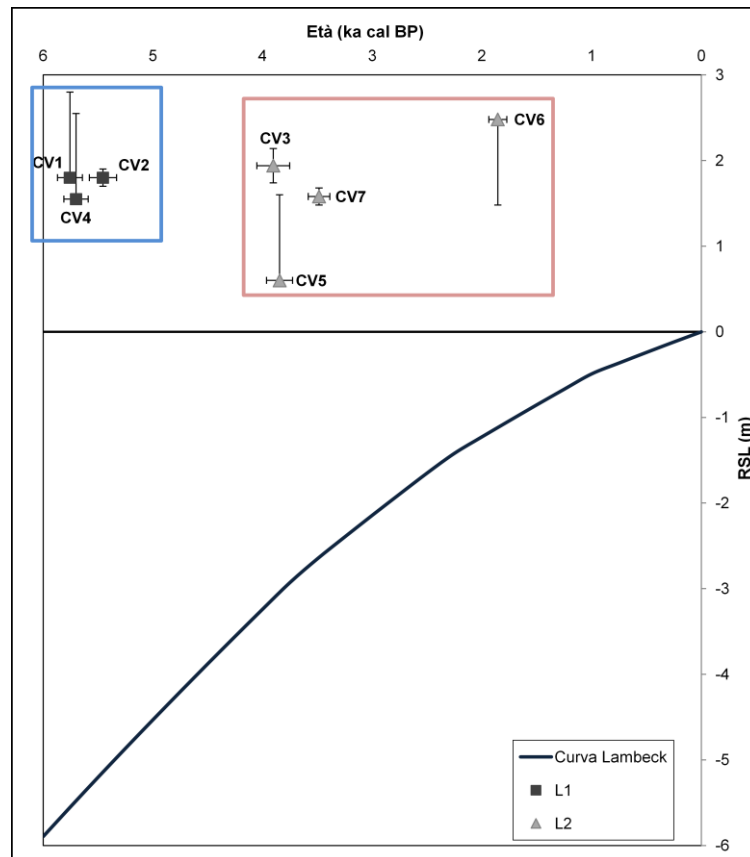


Fig. 53- Confronto tra la curva di risalita del mare per l'area costiera di Catania (ottenuta dal modello di Lambeck et al., 2011) con la quota sopra l'attuale livello del mare e con l'età degli organismi campionati nell'area di Capo Vaticano

(3.6.4) *Discussioni e conclusioni*

I dati altimetrici degli indicatori del paleo livello del mare nell'area di Capo Vaticano combinati con i risultati delle datazioni assolute offrono l'opportunità di analizzare le variazioni del livello relativo del mare e la deformazione tettonica cumulativa dell'area in questione. La differenza di quota tra le tre paleo-linee di costa non è costante, questo suggerisce che i fenomeni tettonici che hanno agito sulla costa non sono stati continui e costanti. Il constatare la presenza di tre paleo linee di costa separate geometricamente e temporalmente è una chiara evidenza di eventi di sollevamento quasi istantanei, che in regioni sismo-tettoniche attive, come la Calabria centro-meridionale e la Sicilia nord-orientale, sono legati a deformazioni co-sismiche (Lajoie, 1986; De Guidi *et al.*, 2003; Ferranti *et al.*, 2007; Scicchitano *et al.*, 2011; Spampinato *et al.*, in press).

I dati radiometrici acquisiti in questo studio integrati con i dati cronologici di Antonioli *et al.* (2006; 2009) mostrano che la paleo-linea di costa L1 è stata attiva nell'intervallo di tempo compreso tra un'età $\geq 5756 \pm 114$ anni BP e $\leq 5455 \pm 124$ anni BP (Tab. 16; Fig. 54a). Durante la formazione di L1, la stessa mantiene una posizione piuttosto costante rispetto il paleo-livello del mare, nonostante la curva eustatica ne mostra una continua risalita (Fig. 53). Evidenze simili sono state trovate nello Stretto di Messina (Ferranti *et al.*, 2007) e in Sicilia nord-orientale (Scicchitano *et al.*, 2011; Spampinato *et al.*, in press) suggerendo che il tasso di sollevamento regionale e costante deve essere pressoché coincidente con il tasso di risalita del livello del mare al fine di mantenere sempre costante la posizione delle linee di costa sollevate rispetto lo stesso. Sulla base di quanto detto e della curva di risalita del mare (Fig. 53), sosteniamo che la L1 è stata sollevata costantemente con un tasso pari a ~ 1.0 mm/a durante l'intervallo di tempo compreso tra ~ 5.8 e ~ 5.5 ka BP prima di essere sollevata improvvisamente sopra il livello del mare. Inoltre, osservando che il livello del mare è in continua risalita (Fig. 16) questa improvvisa separazione non può essere associata ad una caduta eustatica dello stesso, ma è con molta probabilità dovuta ad un evento cosismico

che ha dislocato la L1 sopra il livello del mare e favorito le condizioni per l'inizio dello sviluppo della L2 (I Evento; Fig. 54b). La grandezza del dislocamento verticale verificatosi durante questo evento (I Evento) è determinata dalla differenza tra le quote nominali della L1 e L2 ed è pari a ~ 0.25 m (Fig. 54b).

La formazione della paleo linea L2 inizia subito dopo l'evento co-sismico e precisamente, come stabilito dai dati cronologici, ~ 3.9 ka BP restando attiva per un intervallo di tempo di ~ 2 ka sino ~ 1.9 ka BP (Fig. 54c). Tenendo conto delle età radiometriche e della posizione rispetto il livello del mare degli indicatori associati alla L2 affermiamo che quest'ultima durante il suo sviluppo, ~ 2 ka, ha mantenuto una posizione costante rispetto il paleo livello del mare suggerendo che ancora una volta è stato attivo uno *stillstand* relativo. Osservando la curva di risalita del mare (Fig. 53) si evince che nell'arco di tempo sotteso alla formazione della paleo-linea di costa L2, il livello relativo del mare non ha subito variazioni negative e che il tasso di risalita del mare estrapolato da Lambeck *et al.* (2011) risulta pari a circa 0.90 mm/anno, quindi approssimativamente coincidente con il tasso di sollevamento regionale (~ 1 mm/anno). Anche in questo caso è possibile affermare che l'improvviso sollevamento della paleo linea L2, successivamente alla sua formazione, è da correlare ad un evento co-sismico (II Evento; Fig. 54d) che ha interessato l'area oggetto di studio. La grandezza del dislocamento verticale dovuto al secondo evento co-sismico è determinata dalla differenza tra le quote nominali della L2 e L3 ed è di ~ 0.80 m (Fig. 54d). In seguito, è probabile che si sia avuto un altro periodo caratterizzato da deformazione costante durante il quale si è formata la paleo-linea L3 (Fig. 54e). Purtroppo non disponendo di datazioni assolute della paleo-linea di costa L3 non è stato possibile definire l'intervallo di tempo in cui la stessa si sia formata e quindi poter valutare se anch'essa è stata oggetto di deformazione co-sismica, tuttavia da un punto di vista morfologico la paleo linea L3 risulta essere separata nettamente dall'odierna linea di costa per cui è ipotizzabile invocare l'azione di un evento co-sismico (III Evento Fig. 54f) che abbia sollevato improvvisamente la paleo-linea L3 rispetto

alla presente linea di costa, successivamente al periodo di tempo necessario alla formazione stessa di L3.

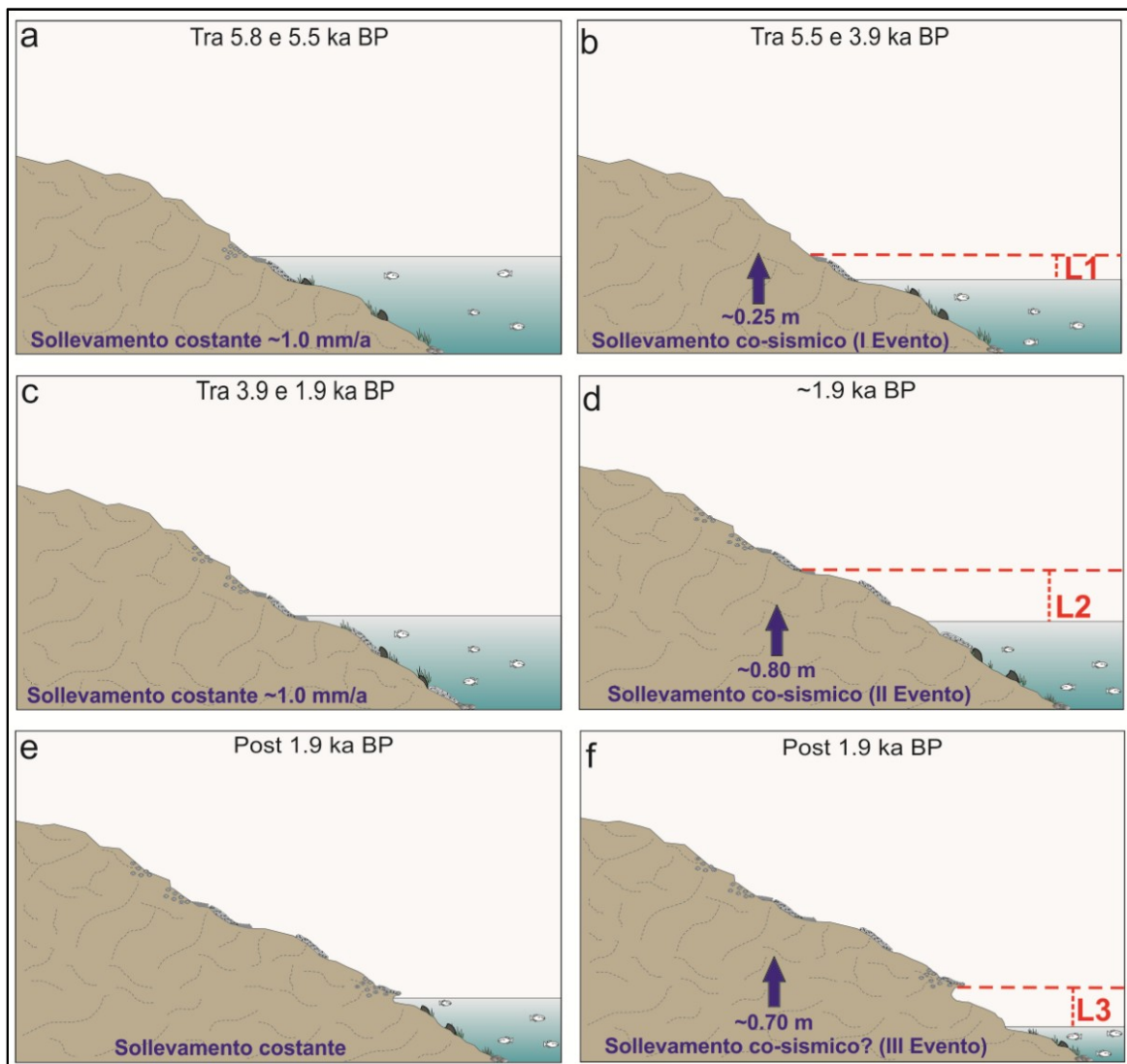


Fig. 54- Rappresentazione grafica della deformazione verticale lungo Capo Vaticano come conseguenza dell'interazione tra deformazione regionale costante e deformazione co-sismica.

In conclusione, questo studio ha documentato due sicuri paleo terremoti che negli ultimi 5 ka hanno interessato le aree costiere della regione di Capo Vaticano, l'uso di relazione empiriche tra superficie dislocata e magnitudo (Wells e Coppersmith, 1994) ci permette di affermare che il dislocamento verticale medio, stimato per i due sicuri eventi co-sismici sarebbe stato prodotto da terremoti con magnitudo di $\sim 6-6.5$ generati da faglie di lunghezza di ~ 24 km. Ciò che al momento rimane irrisolto, a causa dei pochi dati a disposizione, è l'intervallo di

tempo in cui questi eventi si sono verificati e la sorgente sismogenetica la quale potrebbe corrispondere sia alla faglia di Coccorino che a quella di Nicotera entrambe orientate WNW-ESE (Fig. 39), infatti valutando l'andamento delle quote delle paleo linee lungo il tratto costiero compreso tra Joppolo e Tropea si nota un'inclinazione, delle paleo linee, verso NE ricalcando l'assetto strutturale della penisola di capo vaticano che rappresenta una *relay-ramp* tardo Quaternaria (Tortorici et al., 2003), bordata verso SE dalle faglie di Mileto e di Vibo, verso NW dalle faglie offshore di capo Vaticano e troncata verso S dalla faglia di Coccorino (Fig. 39).

4) Analisi delle deformazioni verticali recenti

Per avere un quadro completo dell'andamento della deformazione verticale in Sicilia orientale e Calabria meridionale (Fig. 1), in questo lavoro è stato deciso di analizzare anche l'andamento delle deformazioni verticali in tempi recenti (ultimi 40 anni) tramite l'uso di dati strumentali. Precisamente, per stimare i movimenti verticali avvenuti nell'area di studio sono state raccolte ed analizzate le quote dei caposaldi appartenenti alle linee di livellazione della rete di alta precisione dell'Istituto Geografico Militare. La scelta di analizzare le linee di livellazione ad alta precisione rispetto ad altri dati geodetici (es. GPS) è riconducibile a tre principali fattori: (i) la stima della deformazione verticale è un ordine di grandezza migliore rispetto agli altri dati geodetici; (ii) la rete è costituita da un numero elevato di caposaldi distribuiti su tutto il territorio nazionale; (iii) è l'unico set di dati geodetici che ricopre un intervallo di tempo di misura di circa 60 anni. Tuttavia, come nel nostro caso, lo svantaggio principale delle misure di livellazione può essere la mancanza di un punto di riferimento assoluto per cui è possibile determinare solo i movimenti verticali relativi. Nonostante ciò, dall'analisi incrociata dei dati strumentali con i rilievi geologico-strutturali è stato possibile evidenziare la presenza di strutture attive, presunte responsabili della deformazione verticale attuale registrata nell'area oggetto di studio.

(4.1) Rete di livellazione di alta precisione

La rete di livellazione di alta precisione rappresenta il riferimento fondamentale dell'altimetria dello Stato. Essa si estende per circa 14000 km lungo tutto il territorio nazionale ed è costituita da poco più di 100 linee di livellazione. Ogni linea è contrassegnata, ad intervalli di circa 1 km, dai capisaldi di livellazione per i quali è stata misurata la quota secondo il procedimento della livellazione geometrica di alta precisione. Inoltre, la rete comprende alcuni percorsi misurati con le stesse modalità delle linee di alta precisione dette deviazioni, le quali sono

contraddistinte dal numero della linea da cui si dipartono, dalla lettera D (iniziale di deviazione) e da un numero. I caposaldi di livellazione della rete di alta precisione sono contraddistinti dal numero della linea e da un numero progressivo e costituiti da contrassegni orizzontali (CSO) e/o verticali (CSV), inoltre sono classificati in quattro categorie: caposaldi di I categoria o nodali situati nei vertici dei poligoni della rete; caposaldi di II categoria o fondamentali situati ogni 25 km lungo la linea; caposaldi di III categoria o principali situati all'inizio e alla fine dei tratti di lunghezza 5 km; caposaldi di IV categoria o caposaldi di linea situati alla distanza l'uno dall'altro di 1 km. Per ogni caposaldo di livellazione di alta precisione esiste una scheda monografica nella quale sono riportati i dati monografici e numerici, necessari per il suo ritrovamento sul terreno e per il suo utilizzo.

(4.2) Livellazione geometrica

La livellazione è il metodo più preciso per misurare la differenza di quota, o meglio, il dislivello, fra punti della superficie del terreno, e quindi per conoscere le variazioni delle quote relative. Per determinare la quota di un caposaldo di livellazione si misura la differenza di quota, detta dislivello, tra questo caposaldo ed un altro, la cui quota è nota per precedenti misure provenienti dal caposaldo fondamentale. Il procedimento operativo atto a determinare la misura diretta dei dislivelli è la livellazione geometrica. In base al grado di precisione delle misure, la livellazione geometrica vien classificata in tecnica, di precisione e di alta precisione. In genere per lo studio dei movimenti verticali del suolo viene impiegata la livellazione geometrica di alta precisione.

Il metodo più preciso usato nella livellazione di alta precisione è detto "livellazione dal mezzo". Dati due punti del suolo A e B (Fig. 55), H_a e H_b sono le loro quote, C è il punto intermedio, Z_a e Z_b , le zenitali osservate con un teodolite da C' sui punti a terra A e B. Assumendo che $Z_a=Z_b=90^\circ$, collocando una stadia verticalmente in A e B ed una stazione di misura nel punto intermedio C e indicando le letture sulle stadi con l_A e l_B , possiamo definire il dislivello tra A e B:

$$(H_B + l_B) - (H_A + l_A) = 0$$

da cui:

$$H_B - H_A = l_A - l_B$$

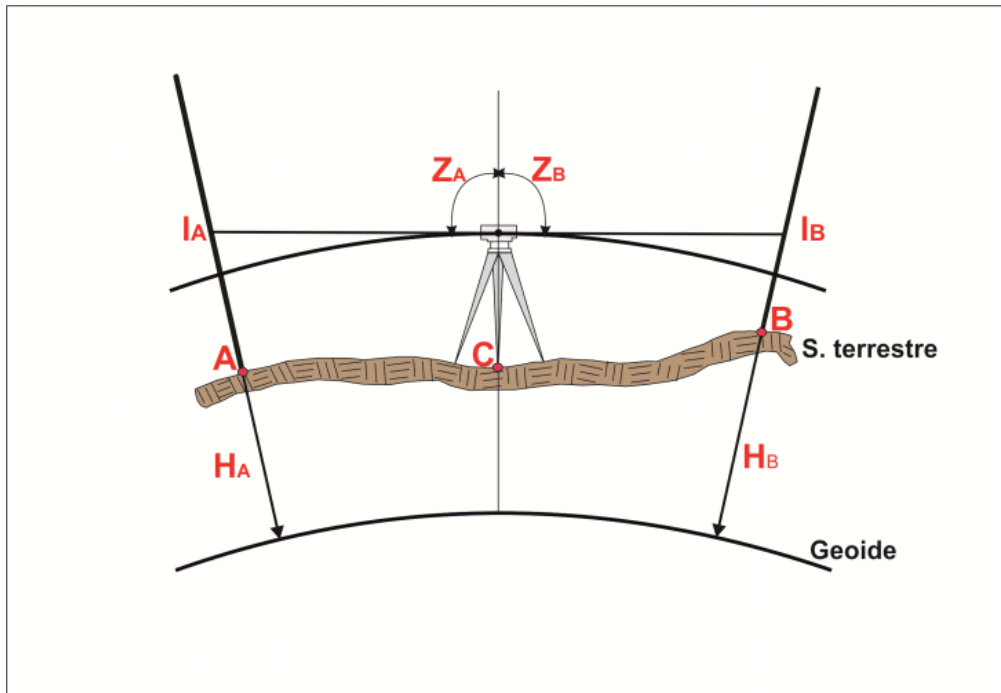


Fig. 55- Livellazione dal mezzo.

Possiamo concludere che con la livellazione dal mezzo il dislivello tra due punti è uguale alla differenza tra le due letture sulle stadie. Il procedimento mette in luce che qualora per imperfetta rettifica del livello la mira dello strumento non fosse perfettamente orizzontale, le letture sulle stadie sarebbero entrambe scorrette della medesima quantità e quindi la loro differenza darebbe egualmente il corretto valore del dislivello.

Per poter misurare il dislivello tra gli estremi P_1 e P_n (Fig. 56) occorre per prima cosa contrassegnare i due estremi con i caposaldi di livellazione, successivamente si pone una stadia sul caposaldo in P_1 e un'altra stadia in P_2 . Posto il livello nel mezzo del tratto $P_1 P_2$ si esegue la lettura l_1^i (lettura indietro)

sulla stadia in P_1 e la lettura l_2^a (lettura avanti) sulla stadia in P_2 . Il dislivello, ovvero la differenza tra la quota di P_2 e la quota di P_1 , è:

$$\Delta H_1 = l_1^i - l_2^a$$

Quindi si porta la stadia da P_1 in P_3 ed il livello nel punto intermedio del tratto $P_2 P_3$. Siano l_2^i la lettura indietro sulla stadia in P_2 e la l_3^a la lettura avanti sulla stadia in P_3 . Il dislivello tra i due punti P_3 e P_2 è:

$$\Delta H_2 = l_2^i - l_3^a$$

Si procede in questo modo fino all'ultimo tratto ottenendo l'ultimo dislivello.

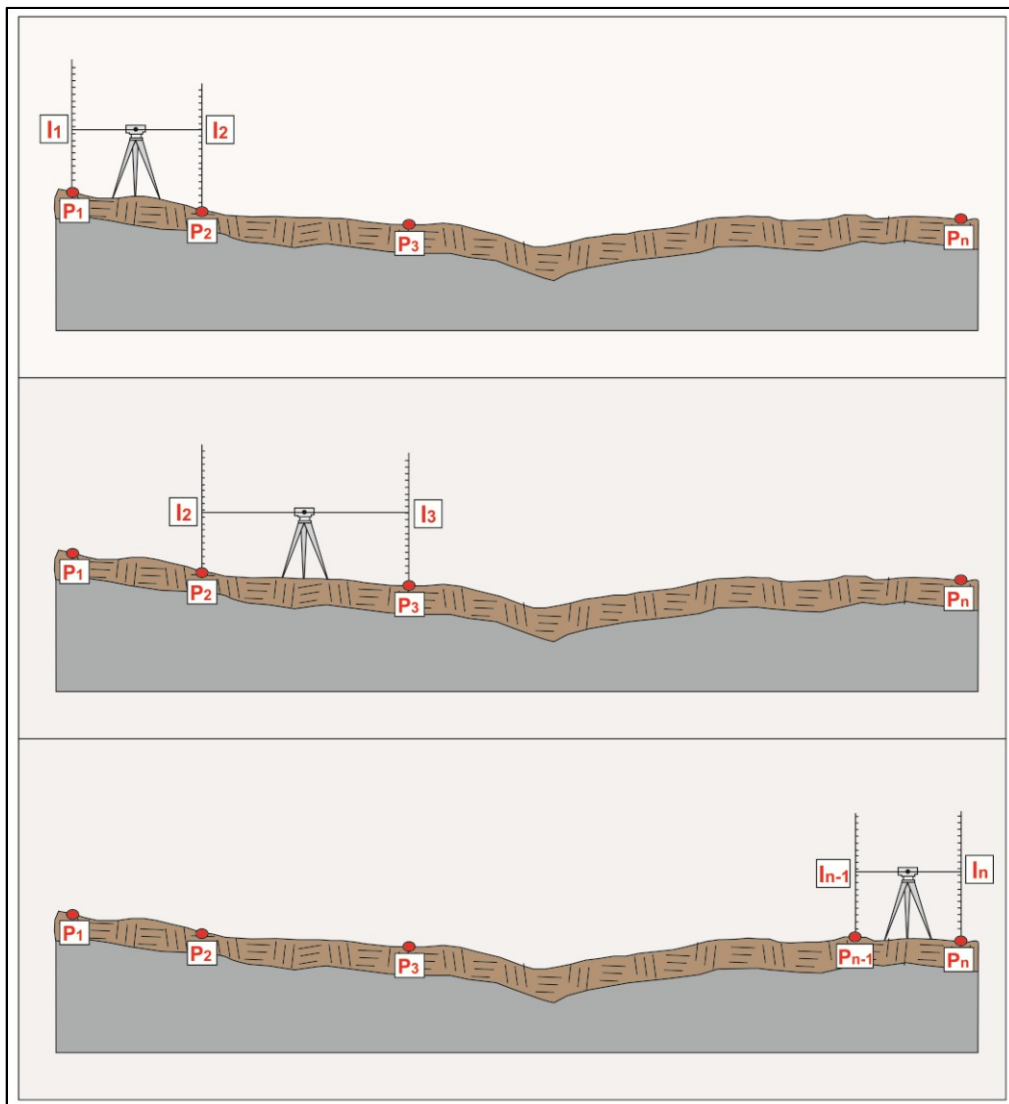


Fig. 56- Misura del dislivello tra due capisaldi.

Conoscendo tutti i dislivelli è possibile calcolare la quota del caposaldo i -esimo con la seguente relazione:

$$q_i = q_0 + \sum_{i=1}^N S_i \quad (1)$$

dove q_0 è la quota del caposaldo iniziale e S_i sono i dislivelli osservati lungo una linea di livellazione, calcolati fra due capisaldi successivi.

Ripetendo le misure dall'estremo P_n all'estremo P_1 si ottiene un nuovo valore del dislivello, che sarà di segno opposto al precedente. La somma algebrica dei due valori rappresenta la discordanza tra le due misure. Quest'ultima (ρ), in conformità alle decisioni della Commissione geodetica internazionale, per un tratto non superiore a 4 km (L) non deve superare il seguente limite massimo:

$$\rho = \pm 2.5\sqrt{L} \text{ mm}$$

invece, per un poligono chiuso di lunghezza L km l'errore di chiusura φ non deve superare il limite:

$$\varphi = \pm 2\sqrt{L} \text{ mm}$$

In sede internazionale la precisione di una livellazione è stata definita sulla base di due errori: un errore probabile accidentale chilometrico (η) ed un errore probabile sistematico chilometrico (σ). Adottando le formule di Lallemand, nella riunione di Amburgo nel 1912, l'Associazione geodetica internazionale classificò una livellazione di alta precisione quando $\eta \leq \pm 1$ mm e $\sigma \leq \pm 0.2$ mm. Nel 1936 le formule di Lallemand furono sostituite da quelle di Vignal che prevedeva un unico errore probabile chilometrico (τ). Le formule di Vignal sono state confermate anche nell'Assemblea ad Oslo nel 1948 (Vignal, 1936) dove fu stabilito che una livellazione si dice di alta precisione se $\tau \leq \pm 2$ mm. Per le linee dell'Italia è stato ritenuto valido il valore di $\tau = \pm 0.72$ mm/km per definire una livellazione di alta precisione (Salvioni, 1957).

Il tasso di deformazione verticale di ogni caposaldo è calcolato facendo la differenza delle quote, dello stesso, misurate in due campagne differenti al tempo t_1 e t_2 secondo la seguente relazione:

$$\tau_i = (q_i^{t2} - q_i^{t1}) / (t2 - t1) \quad (2)$$

dove q_i^{t2} e q_i^{t1} sono le quote del caposaldo i-esimo misurate durante le due campagne di misura. Come detto in precedenza la quota del caposaldo i-esimo (relazione 1) si ottiene tenendo conto dei dislivelli misurati lungo la linea di livellazione tra due caposaldi consecutivi e della quota del caposaldo di riferimento della linea di livellazione. La quota del caposaldo di riferimento non è misurata con il metodo della livellazione dal mezzo bensì un punto di quota nota e per questo motivo può essere affetta da errore; ne segue che l'errore nel calcolo della sua quota può comportare un errore costante lungo l'intera linea. Per evitare che l'errore nella misura del primo caposaldo invalidi il tasso di deformazione lungo la linea, in questo lavoro abbiamo calcolato il tasso di deformazione del caposaldo i-esimo rispetto al tasso di movimento del caposaldo iniziale applicando la seguente relazione:

$$\tau_i = [(q_i^{t2} - q_i^{t1}) - (q_0^{t2} - q_0^{t1})] / (t2 - t1) \quad (3)$$

(4.3) Analisi delle linee di livellazione di alta precisione

Per determinare la deformazione verticale in Sicilia orientale e Calabria meridionale durante gli ultimi 40 anni, si è deciso di analizzare i dati delle linee di livellazione ad alta precisione dateci in consegna dall'IGM. In particolare, abbiamo focalizzato l'attenzione sulle linee (Fig. 57): Linea 108; Linea 92 e Linea 100, le quali verranno descritte in dettaglio in seguito. Prima di valutare la deformazione verticale lungo queste linee, è stato fatto un controllo sui dati per vedere se fossero affetti dall'errore sistematico legato alla pendenza, e precisamente è stato osservato se ci fosse una correlazione lineare tra la quota dei caposaldi e la variazione di quota degli stessi (Jackson et al., 1981; Reilinger e Brown, 1981; Stein, 1981).

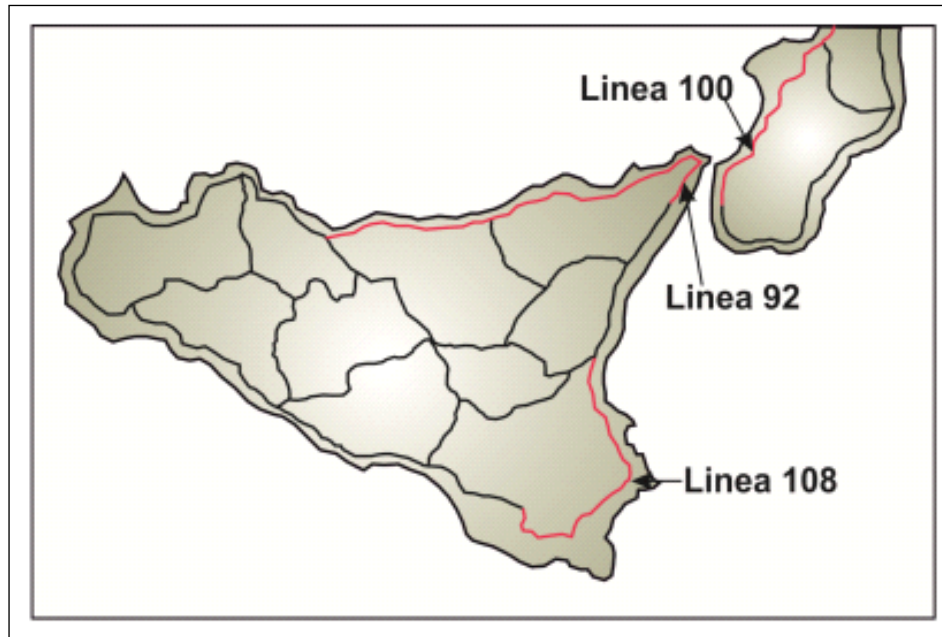


Fig. 57- Ubicazione delle linee geodetiche di alta precisione analizzate.

N. Linea	Località (da - a)	Lunghezza (km)	Anno di misura
108	Ragusa-Catania	148.403	1970-1991
92	Messina-Buonfornello	229.43	1967-1970- 1986-2004
100	R. Calabria-S. Eufemia	134.896	1966-1970- 1986-2004

Tab. 18- Numero, località lunghezza e anno di misura delle linee geodetiche di alta precisione analizzate.

Come detto sopra, a causa della mancanza di un punto di riferimento assoluto, le variazioni di quote sono considerate relative e di conseguenza anche l'andamento della deformazione verticale sarà espressa in termini relativi. Nonostante siano stati determinati dei valori relativi, lo studio delle linee di alta precisione è stato fondamentale per valutare la deformazione verticale locale, in particolare è stato possibile determinare la deformazione tra caposaldi adiacenti e di conseguenza analizzare in dettaglio le cause della stessa deformazione.

(4.3.1) Linea 108

La Linea 108 è stata istituita e misurata, dall'IGM, per la prima volta nel 1970, ha una lunghezza di 148.403 km e consiste di 143 caposaldi; il punto nodale dalla quale si diparte la linea è il NO75 localizzato presso la città di Ragusa invece l'ultimo caposaldo (#143) è localizzato nel settore meridionale della città di Catania (Fig. 57; Tab. 18). Per determinare il tasso di deformazione verticale relativo è necessario disporre di dati raccolti in almeno due campagne di misura differenti, per questo motivo non tutta la linea è stata oggetto di studio, in quanto i caposaldi compresi tra il #1 ed il #106 sono stati misurati una sola volta e quindi scartati ai fini del nostro obiettivo.

Focalizziamo la nostra attenzione sul tratto della Linea 108, di lunghezza pari a ~ 38 km compreso tra il caposaldo #107 localizzato nei pressi di Augusta ed il caposaldo #143 localizzato a Catania (Fig. 58), misurato in due campagne differenti una nel 1970 e l'altra nel 1991 (Tab. 18).

Le quote dei caposaldi, relative alle due campagne di misura (1970-1991), sono state estratte dalle monografie redatte dall'IGM. Dalle stesse monografie sono state estratte le coordinate WGS84 dei caposaldi, le quali sono state trasformate in coordinate chilometriche potendo così calcolare la distanza di ogni caposaldo, facente parte della linea, rispetto al caposaldo di riferimento che noi assumiamo essere il caposaldo #107. Dal confronto tra le quote dei caposaldi relative alle due campagne di misura si ottiene la variazione verticale totale, per ogni caposaldo, avvenuta nell'intervallo di tempo compreso tra il 1970 e il 1991 (Fig. 59).

Prima di procedere al calcolo del tasso relativo di deformazione verticale, i dati sono stati analizzati al fine di valutare se gli stessi fossero affetti dall'errore sistematico dipendente dalla pendenza incontrata lungo la linea (D'Anastasio et al., 2006). Le più importanti sorgenti di questo errore sono gli errori di calibrazione e rifrazione (Bonford, 1971). Di conseguenza, abbiamo messo a confronto la quota dei caposaldi misurata nell'ultima campagna (ascisse) con la variazione di quota misurata nell'intervallo di tempo 1970-1991 (ordinate) (Fig. 60). Osservando

il grafico (Fig. 60) si evince che non esiste alcuna relazione lineare tra la quota e la variazione di quota, la quale generalmente indica la presenza di un errore legato alla pendenza (Jackson et al., 1981; Reilinger e Brown, 1981; Stein, 1981).

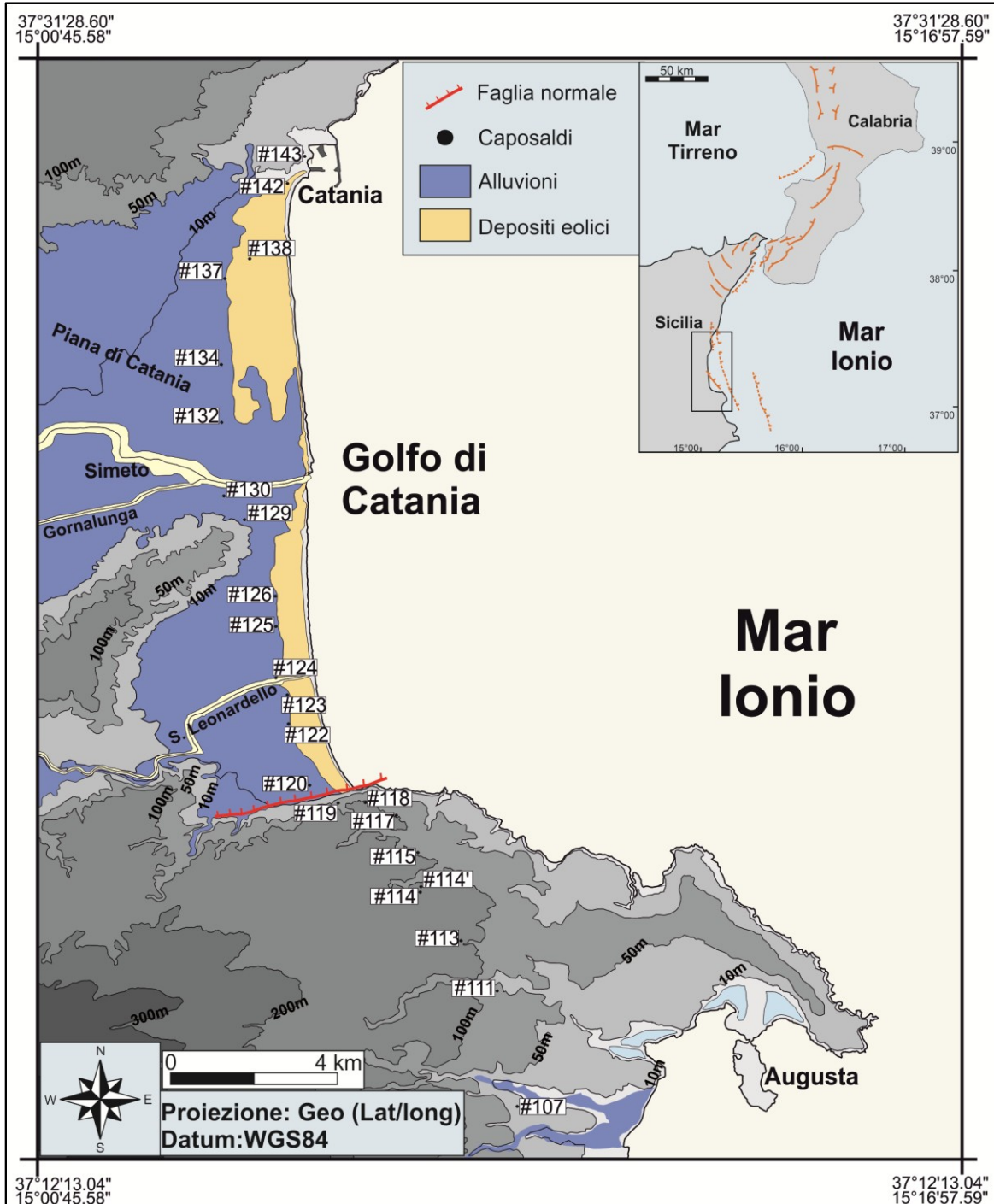


Fig. 58- Carta dell'area compresa tra Augusta e Catania con l'ubicazione dei capisaldi analizzati ed appartenenti alla Linea 108.

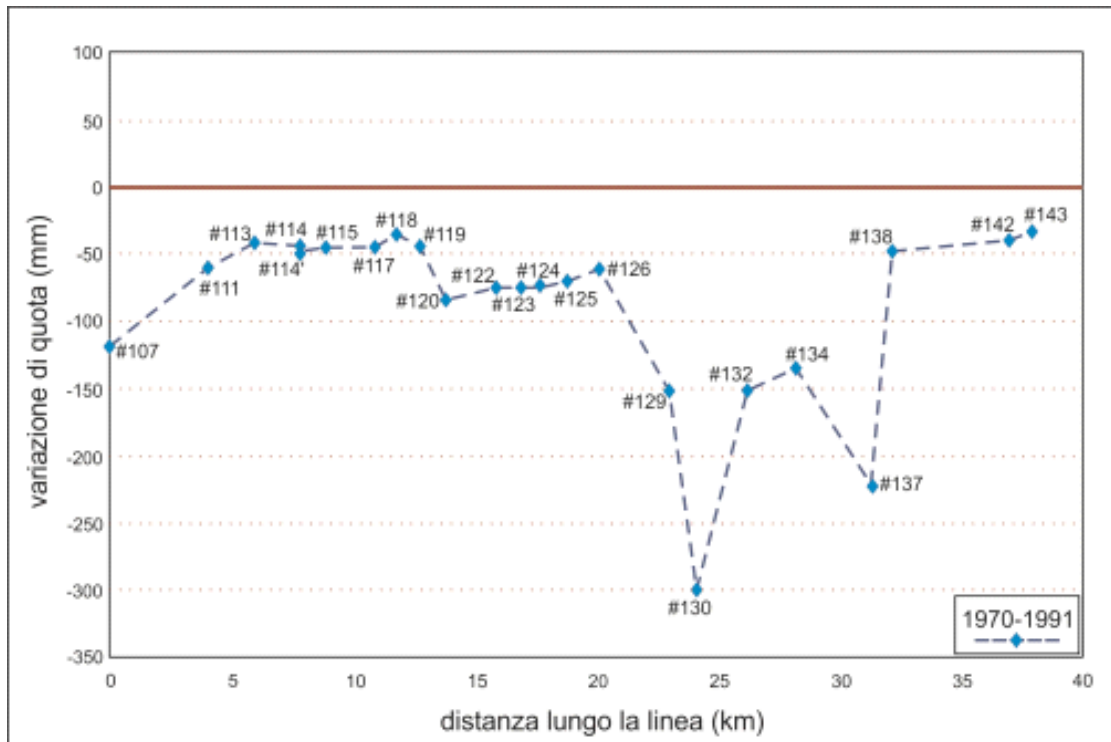


Fig. 59- Andamento della deformazione verticale lungo la Linea 108.

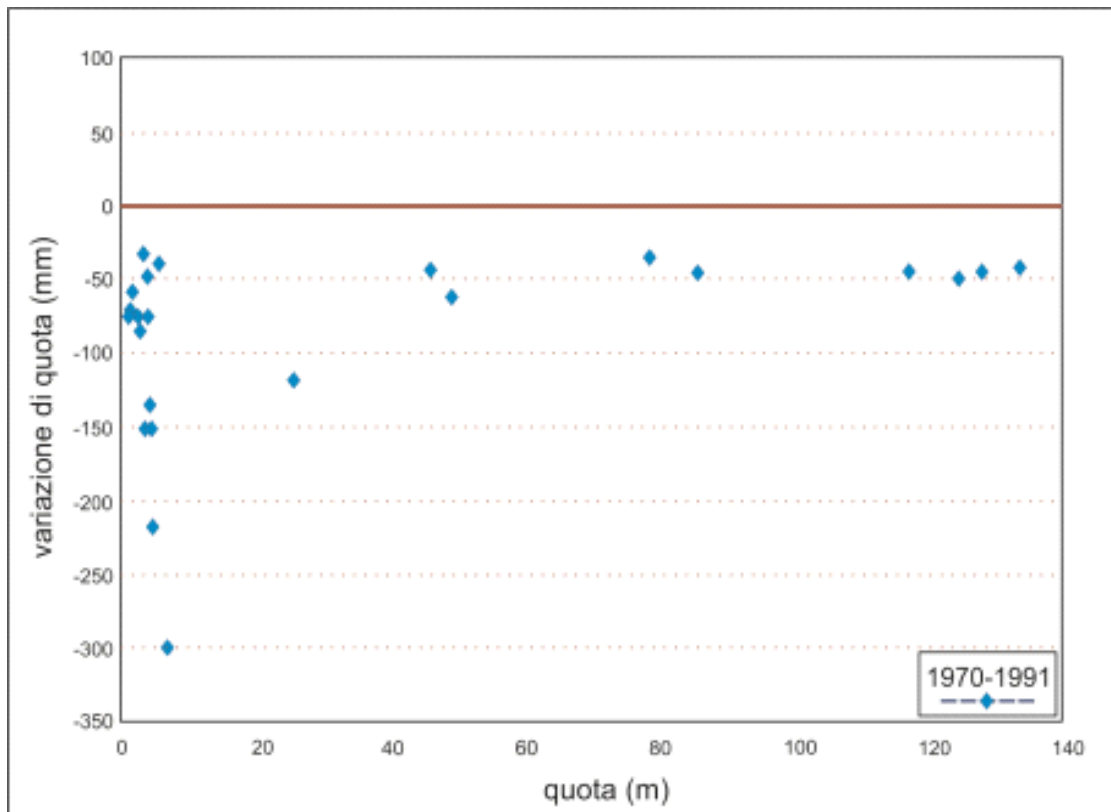


Fig. 60- Confronto tra quota e cambiamento di quota effettuato per verificare l'esistenza dell'errore legato alla pendenza.

Per il calcolo del tasso di deformazione verticale nel periodo compreso tra il 1970 e il 1991 è stata applicata la relazione 3. Come già espresso in precedenza, i tassi calcolati sono tassi relativi al caposaldo #107, che in questo caso viene considerato come caposaldo di riferimento e che per convenzione è stato fissato stabile durante lo stesso intervallo di tempo. I tassi relativi di deformazione verticale (mm/a) per ogni caposaldo di misura sono riportati in Tab. 19. Con l'ausilio delle carte geologiche 1:50.000, in particolare i fogli 641 Augusta e 634 Catania, realizzate nell'ambito del Progetto CARG e di un DTM con grid 2x2 m ottenuto da volo Lidar (Fig. 61a) è stato realizzato un profilo lungo il tratto di linea studiato (Fig. 61b) che ci ha permesso di determinare la successione litologica presente sotto ogni caposaldo di misura e quindi avere un'idea più chiara sulle possibili cause della deformazione verticale.

Località	Linea	Nome CS	Progr. Km	Tassi (mm/yr) 1970-1991
Melilli	108	107#	0,0000	0,000
Augusta	108	111#	4,1440	2,767
Melilli	108	113#	6,0230	3,690
Melilli	108	114#	7,9090	3,560
Melilli	108	114'	7,9090	3,367
Augusta	108	115#	8,9470	3,537
Augusta	108	117#	10,9690	3,517
Augusta	108	118#	11,8600	4,010
Augusta	108	119#	12,8280	3,582
Augusta	108	120#	13,9060	1,660
Augusta	108	122#	16,0080	2,105
Augusta	108	123#	17,0100	2,075
Carlentini	108	124#	17,7180	2,100
Carlentini	108	125#	18,9020	2,329
Catania	108	126#	20,2240	2,793
Catania	108	129#	23,0870	-1,540
Catania	108	130#	24,2670	-8,646
Catania	108	132#	26,3200	-1,558
Catania	108	134#	28,2960	-0,781
Catania	108	137#	31,4170	-4,796
Catania	108	138#	32,2670	3,423
Catania	108	142#	37,0210	3,780
Catania	108	143#	38,0610	4,113

Tab. 19- Tassi di deformazione verticale dei capisaldi relativi al caposaldo di riferimento.

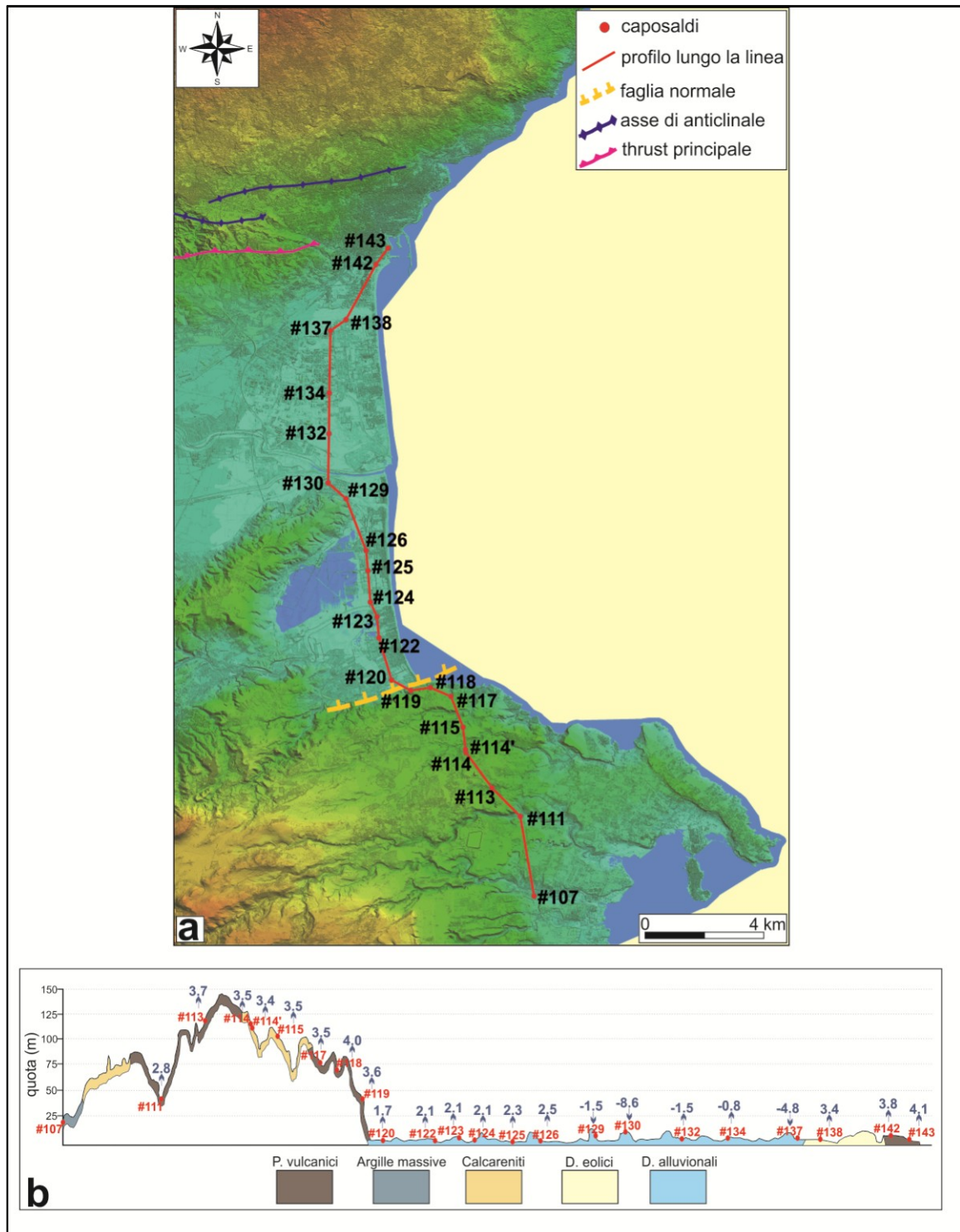


Fig. 61- (a) DEM dell'area in cui è ubicata la linea di livellazione di alta precisione 108. (b) Profilo effettuato lungo la Linea 108, nel quale viene riportata la litologia presente sotto ogni caposaldo.

Osservando il profilo (Fig. 62), che rappresenta l'andamento dei tassi di deformazione verticale lungo la linea studiata, si nota un generale sollevamento rispetto al caposaldo di partenza (#107) procedendo verso Catania ad esclusione di un tratto di linea che invece indica un forte abbassamento rispetto al punto di partenza. Analizzando in dettaglio i risultati del calcolo del tasso relativo di deformazione verticale lungo la linea sono stati individuati più settori caratterizzati da differenti valori dei tassi stessi.

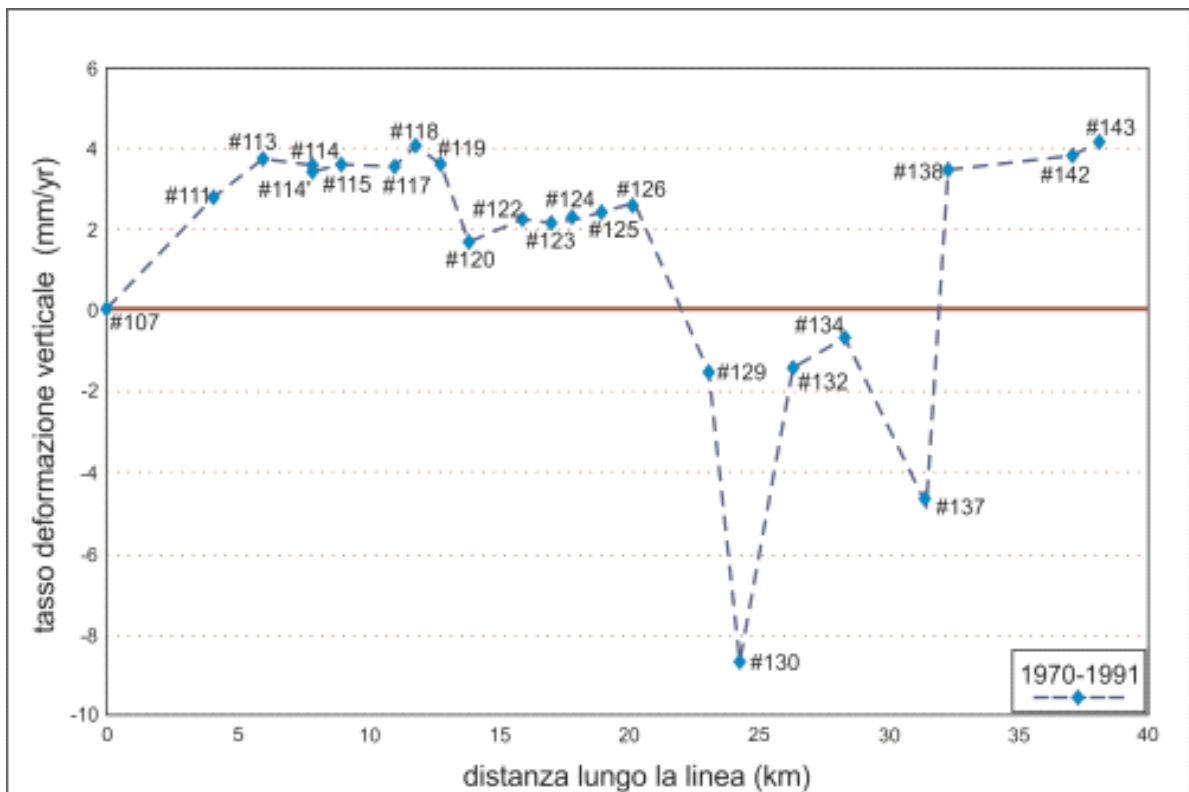


Fig. 62- Variazione del tasso di deformazione verticale rispetto al caposaldo di riferimento lungo la Linea 108.

In particolare, il tratto compreso tra i caposaldi #111 e #119 si solleva rispetto al caposaldo di riferimento (#107) con un tasso relativo pressoché costante e pari a ~ 3.5 mm/a raggiungendo il picco in corrispondenza del caposaldo #118 dove viene misurato un tasso relativo di ~ 4.0 mm/a (Tab. 19; Fig. 62). Allo stesso modo anche il tratto della linea compreso tra i caposaldi #120 e #126 mostra un sollevamento rispetto al caposaldo di riferimento, seppur sia caratterizzato da

tassi relativi che risultano essere inferiori rispetto al settore precedentemente analizzato stimati in 2.0 mm/a con il picco massimo di 2.5 mm/a in corrispondenza del caposaldo #126 (Tab. 19; Fig. 62).

Nonostante i primi due settori siano in sollevamento rispetto al caposaldo di riferimento si osserva una diminuzione nel tasso di deformazione. Per spiegare questa diminuzione del tasso sono state fatte due ipotesi: la prima tiene conto della litologia presente sotto i caposaldi di misura (Fig. 61b) ne segue che i caposaldi tra il #120 ed il #126 localizzati su depositi alluvionali (Fig. 61b) possono essere soggetti a compattazione dei sedimenti non consolidati e per questo mostrano un sollevamento, relativo al primo caposaldo di misura, inferiore rispetto il settore compreso tra i caposaldi #111 e #119 che invece risulta essere localizzato su litologie più competenti (Fig. 61b). La seconda ipotesi riguarda la probabilità che la faglia orientata ~ E-O (Fig. 58; Fig. 61a) localizzata tra il caposaldo #119 ed il caposaldo #120 sia una struttura attiva, la quale causa un maggiore sollevamento relativo (~ 3.5 mm/a) del settore, #111-#119, localizzato al *footwall* della faglia ed un abbassamento relativo (~ 2.0 mm/a) del settore, #120-#126, localizzato al *hanging-wall* della stessa. Oltre tutto, l'analisi della sismicità relativa agli ultimi 10 anni di osservazioni mostra che numerosi eventi sono stati localizzati presso la struttura che noi ipotizziamo essere attiva e sorgente della deformazione (Fig. 63). Procedendo con l'analisi della deformazione verticale, si osserva un locale abbassamento, rispetto il caposaldo di riferimento, con picchi dell'ordine di -8.6 mm/a (#130) lungo il tratto compreso tra i caposaldi #129 e #137 (Tab. 19; Fig. 62). Tenendo conto che i caposaldi soggetti a subsidenza sono localizzati sopra i depositi alluvionali (Fig. 61b) è molto probabile che la loro subsidenza sia legata a fenomeni di forte compattazione dei sedimenti in consolidati presenti nella area della Piana di Catania (Fig. 58; Fig. 61a). Con molta probabilità, la subsidenza che noi registriamo dalle analisi di livellazione ad alta precisione è la causa principale del cedimento strutturale del ponte Primosole, nei pressi del fiume Simeto, verificatosi nel 2009.

Infine, l'ultimo tratto di linea, compreso tra il #138 ed il #143, indica un sollevamento verticale rispetto al caposaldo iniziale con tassi relativi di ~ 4.0 mm/a (Tab. 19; Fig. 62). Questa deformazione potrebbe essere legata ai processi di piegamento attivi (Laboume et al., 1990; Bonforte et al., 2011) tra il fronte della catena e l'avanfossa (Fig. 61).



Fig. 63- Localizzazione degli eventi sismici registrati nell'area durante gli ultimi 10 anni.

(4.3.2) Linea 92

La Linea 92 è stata istituita e misurata, dall'IGM, per la prima volta nel 1967, ha una lunghezza di 229.43 km e consiste di 221 caposaldi; il punto nodale dalla quale si diparte la linea è il NO68 localizzato presso la città di Messina invece l'ultimo caposaldo (#221) è localizzato nei pressi dell'abitato di Termini Imerese (Fig. 57; Tab. 18). Per determinare il tasso di deformazione verticale relativo è necessario disporre di dati raccolti in almeno due campagne di misura differenti,

per questo motivo non tutta la linea è stata oggetto di studio, in quanto i caposaldi compresi tra il #18 ed il #221 sono stati misurati una sola volta e quindi scartati ai fini del nostro obiettivo.

La nostra attenzione è stata focalizzata sul tratto della Linea 92, con lunghezza pari a ~ 19 km compreso tra il nodale #No68 ed il caposaldo #17 (Fig. 64), il quale tratto è stato misurato in quattro campagne differenti e precisamente nel 1967, 1970, 1986 e 2004.

Le quote dei caposaldi, relative alle quattro campagne di misura (1967,1970,1986 e 2004), sono state estratte dalle monografie redatte dall'IGM. Dalle stesse monografie sono state estratte le coordinate WGS84 dei caposaldi, le quali sono state trasformate in coordinate chilometriche potendo così calcolare la distanza di ogni caposaldo rispetto al caposaldo di riferimento rappresentato dal nodale (#No68).

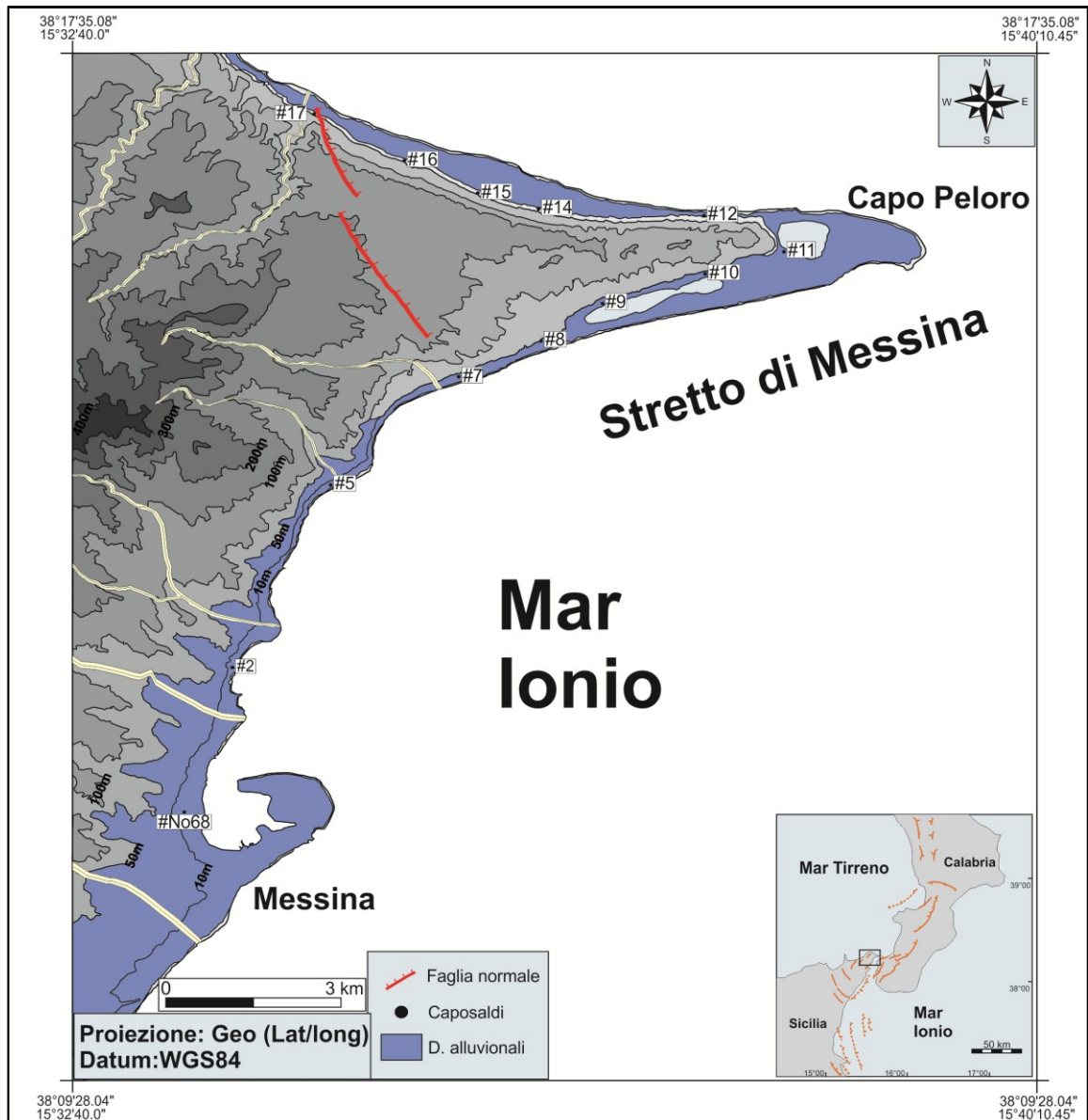


Fig. 64- Carta dell'area di Messina con l'ubicazione dei caposaldi analizzati ed appartenenti alla Linea 92.

Per questa linea sono stati presi in esame tre differenti intervalli di tempo: 1967-1986, 1986-2004 e 1967-2004. Dal confronto tra le quote dei caposaldi relative alle tre campagne di misura si ottiene la variazione verticale totale, per ogni caposaldo, avvenuta negli stessi intervalli di tempo considerati. I profili che indicano le variazioni verticali calcolate per ogni intervallo di tempo considerato sono distinti da colori differenti (Fig. 65).

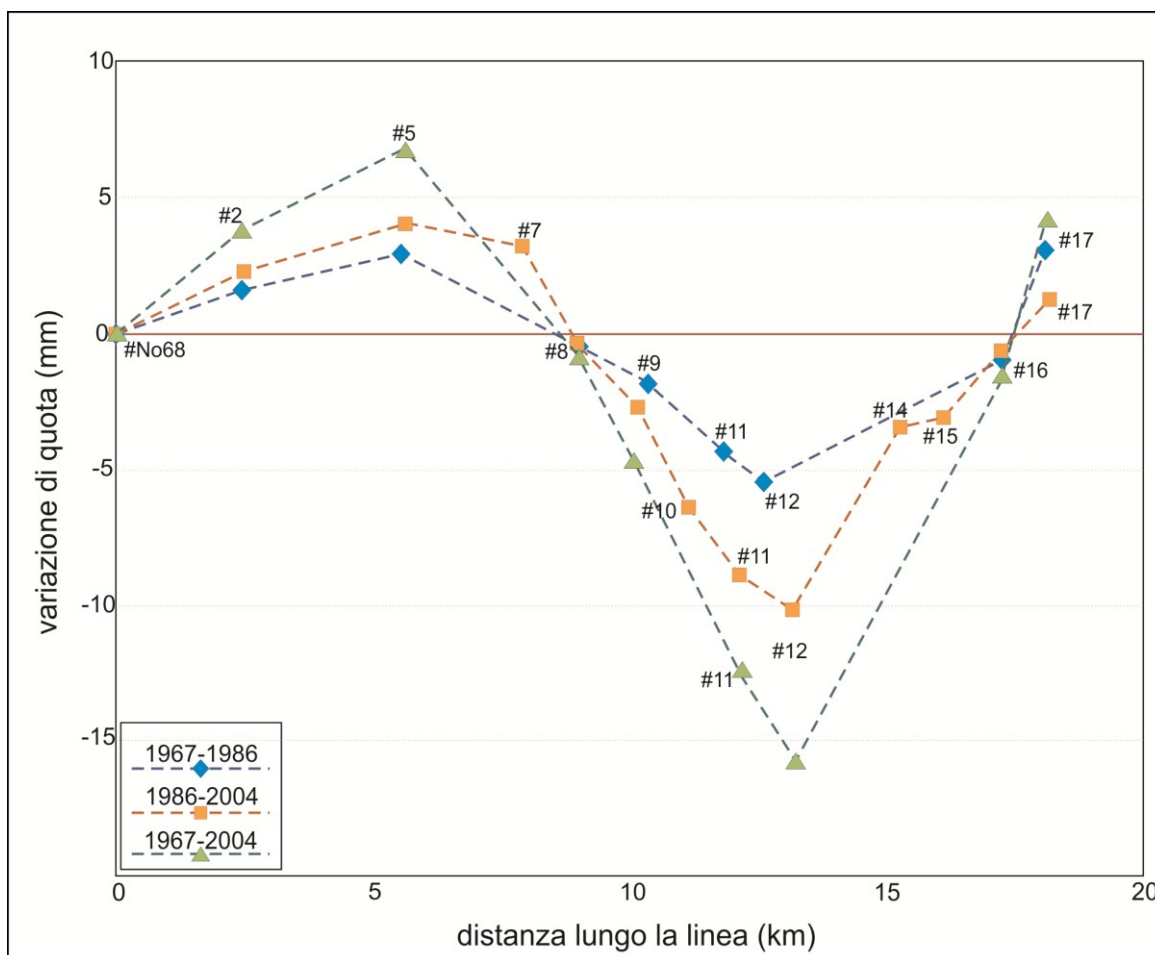


Fig. 65- Andamento della deformazione verticale lungo la Linea 92, per i tre intervalli di tempo considerati.

Prima di procedere al calcolo del tasso relativo di deformazione verticale, i dati sono stati analizzati al fine di valutare se gli stessi fossero affetti dall'errore sistematico dipendente dalla pendenza incontrata lungo la linea. Di conseguenza, abbiamo messo a confronto, per ogni intervallo di tempo considerato, la quota dei caposaldi misurata nella seconda campagna di misura (ascisse) con la variazione di quota misurata negli intervalli di tempo (ordinate) (Fig. 66). Osservando i grafici (Fig. 66) si evince che, per tutti è gli intervalli di tempo presi in esame, non esiste alcuna relazione lineare tra la quota e la variazione di quota, la quale generalmente indica la presenza di un errore legato alla pendenza (Jackson et al., 1981; Reilinger e Brown, 1981; Stein, 1981).

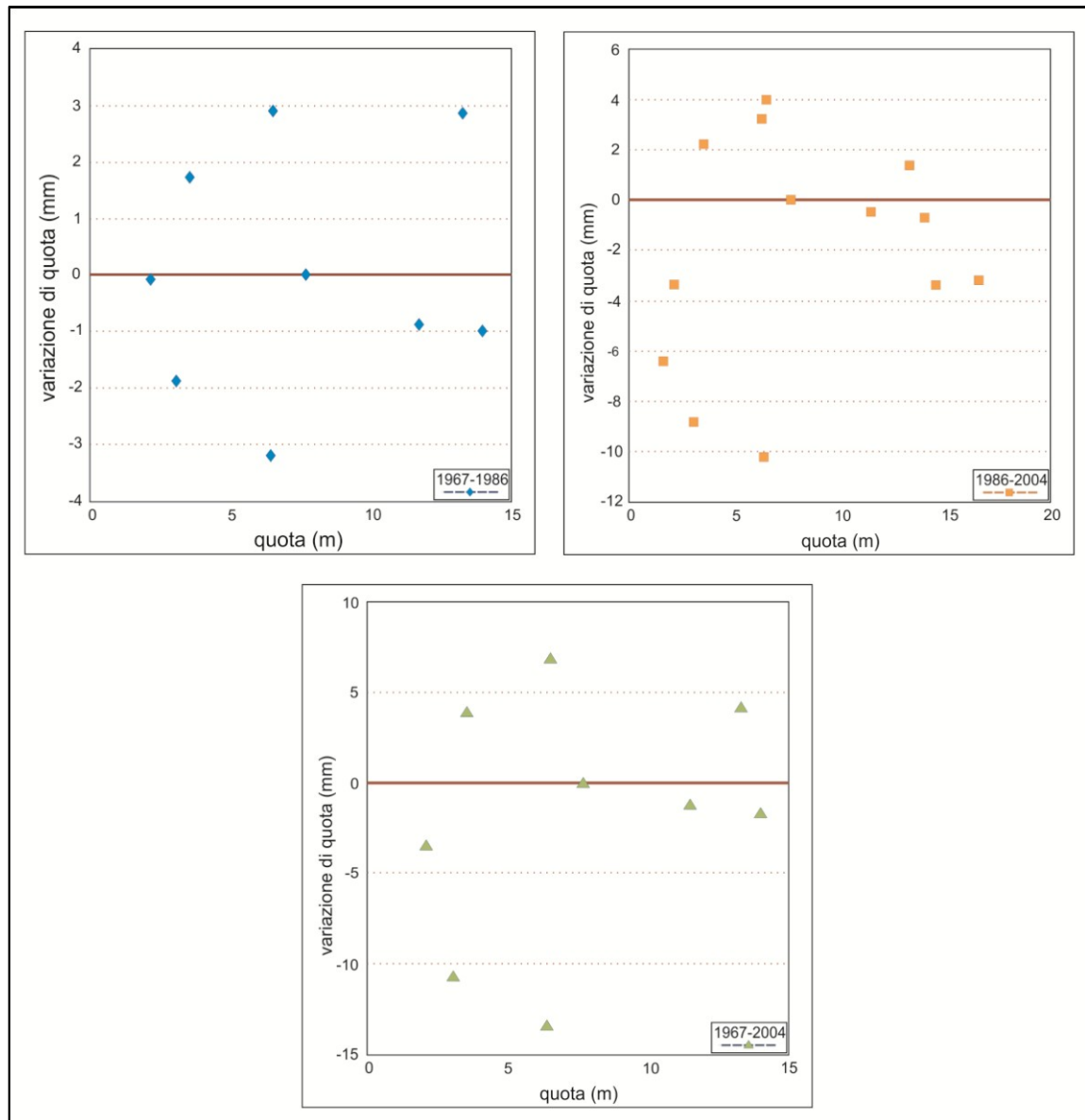


Fig. 66- Confronto tra quota e cambiamento di quota, per i tre intervalli di tempo considerati, effettuato per verificare l'esistenza dell'errore legato alla pendenza.

Applicando la relazione numero 3 sono stati calcolati i tassi relativi di deformazione verticale lungo la linea 92 per gli intervalli di tempo 1967-1986, 1986-2004 e per l'intervallo di tempo più lungo 1967-2004. I tassi relativi di deformazione verticale (mm/a) per ogni caposaldo di misura relativi al movimento del caposaldo di riferimento #No68 sono riportati in Tab. 20.

Località	Linea	Nome CS	Progr. Km	Tassi rel. (mm) 1967-1986	Tassi rel. (mm) 1986-2004	Tassi rel. (mm) 1967-2004
Messina	92	No68	0,000	0,000	0,000	0,000
Messina	92	002#	2,456	0,089	0,122	0,105
Messina	92	005#	5,625	0,153	0,222	0,186
Messina	92	007#	7,897		0,178	
Messina	92	008#	8,831	-0,047	-0,022	-0,035
Messina	92	009#	9,949	-0,105	-0,139	-0,122
Messina	92	010#	11,139		-0,356	
Messina	92	011#	12,164	-0,221	-0,472	-0,343
Messina	92	012#	13,173	-0,305	-0,561	-0,430
Messina	92	014#	15,228		-0,189	
Messina	92	015#	16,110		-0,178	
Messina	92	016#	17,219	-0,053	-0,039	-0,046
Messina	92	017#	18,123	0,150	0,075	0,114

Tab. 20- Tassi di deformazione verticale dei capisaldi relativi al caposaldo di riferimento per i tre intervalli di tempo considerati.

Con l'ausilio della carta geologica a scala 1:25.000 dell'area di Messina (Gargano, 1994) e di un DTM con grid 2x2 m ottenuto da volo Lidar (Fig. 67a) è stato realizzato un profilo lungo il tratto di linea studiato (Fig. 67b) che ci ha permesso di determinare la successione litologica presente sotto ogni caposaldo di misura e quindi avere un'idea più chiara sulle possibili cause della deformazione verticale.

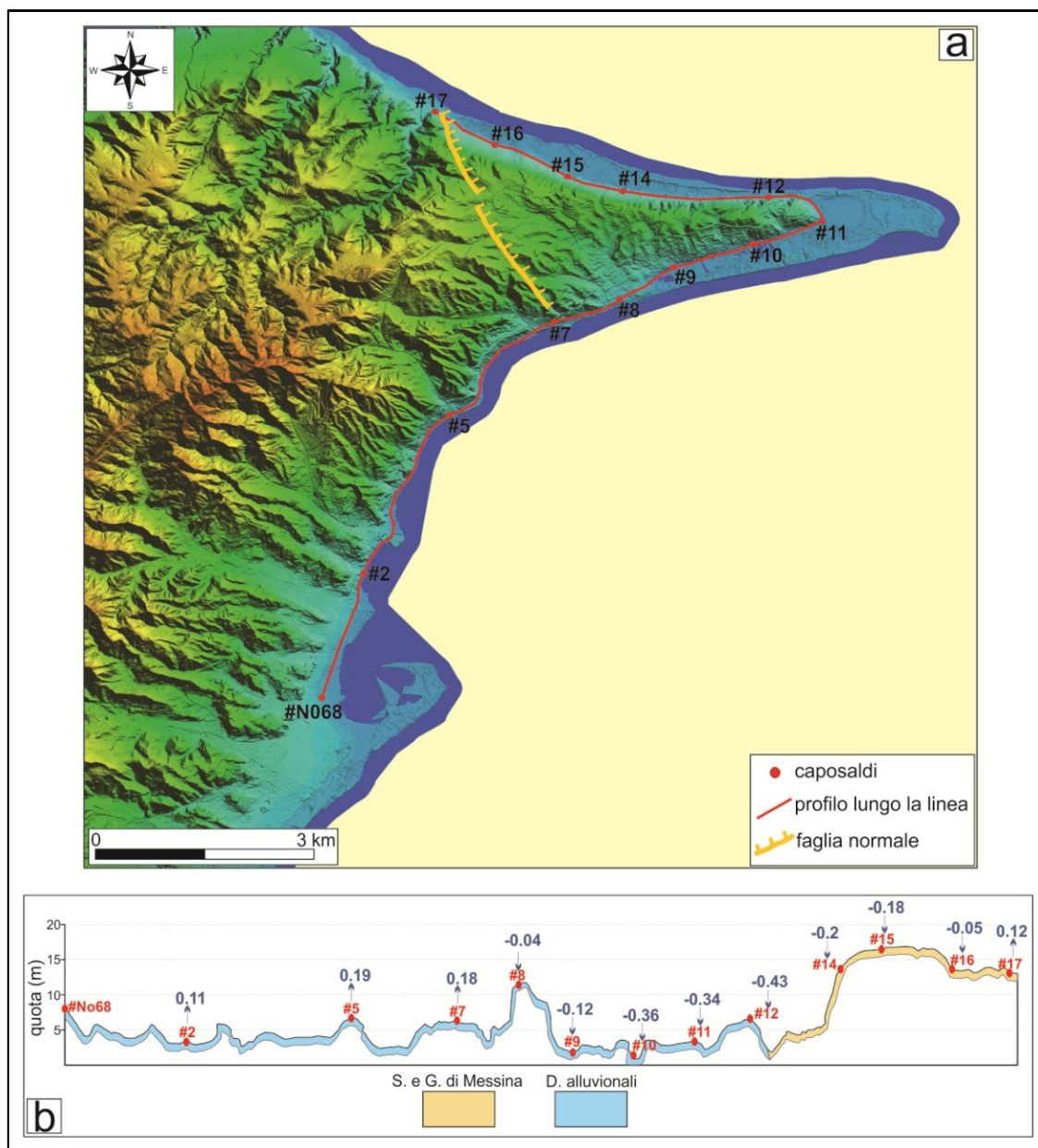


Fig. 67- (a) DEM dell'area in cui è ubicata la linea di livellazione di alta precisione 92. (b) Profilo effettuato lungo la Linea 92, nel quale viene riportata la litologia presente sotto ogni caposaldo.

Osservando la Fig. 68 si nota che l'andamento della deformazione verticale lungo la linea 92 è pressoché simile per i tre intervalli di tempo presi in esame. Esaminando il primo intervallo di tempo, 1967-1986, si osserva un generale sollevamento rispetto al caposaldo di riferimento (#No68) dei capisaldi #2 ed #5 (Fig. 68). Il tasso relativo di deformazione massimo è di 0.16 mm/a in corrispondenza del caposaldo #5 (Tab. 20; Fig. 68). Continuando ad esaminare la linea 92 si osserva un abbassamento relativo rispetto al caposaldo di riferimento

del settore compreso tra il caposaldo #8 ed il caposaldo #16 (Fig. 68), con un picco di massima subsidenza in corrispondenza del caposaldo #12 (-0.17 mm/a; Tab. 20; Fig. 68;). Infine, il caposaldo #17 si solleva rispetto al punto iniziale con un tasso pari a 0.15 mm/a (Fig. 68; Tab. 20).

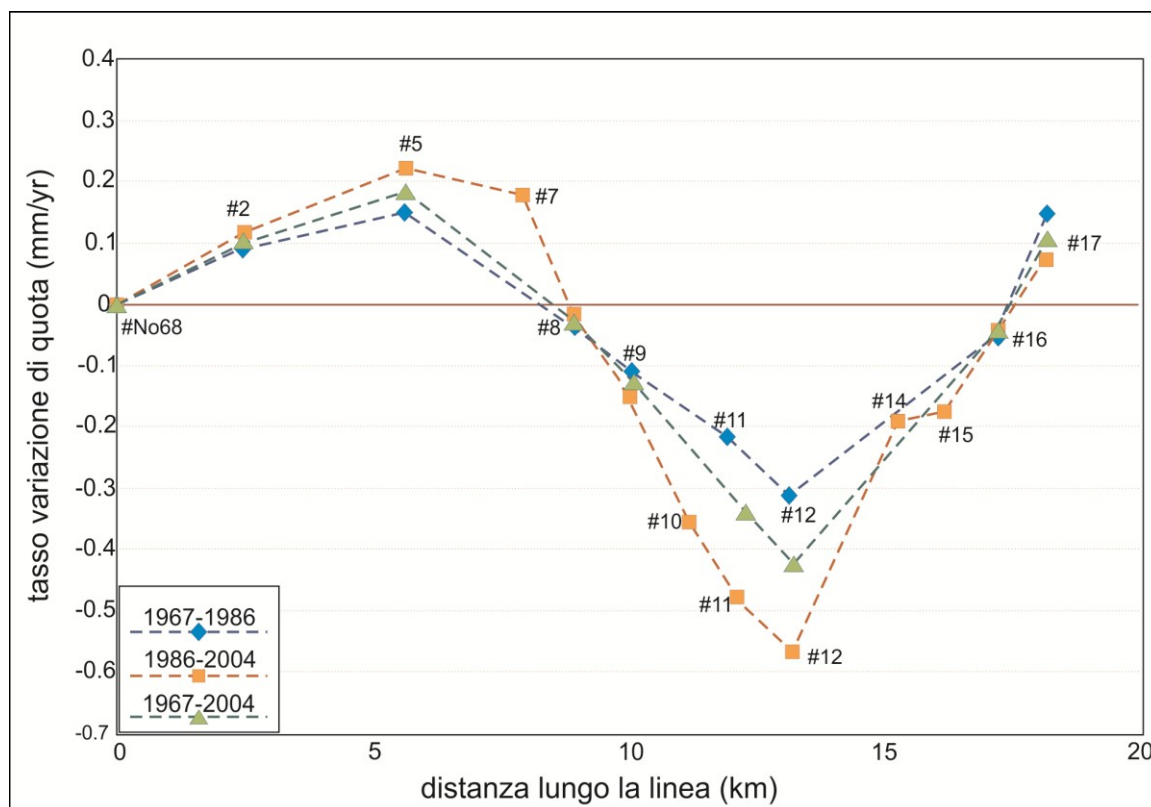


Fig. 68 - Variazione del tasso di deformazione verticale rispetto al caposaldo di riferimento lungo la Linea 92, durante i tre intervalli di tempo esaminati.

Analizzando il secondo intervallo di tempo, 1986-2004, si osserva che l'andamento della deformazione verticale è simile a quello del primo intervallo di tempo studiato ma allo stesso tempo è evidente una variazione nel tasso di deformazione (Tab. 20; Fig. 68). Così come per il primo intervallo di tempo, anche per il secondo intervallo il tratto di linea compreso tra il caposaldo #2 ed il caposaldo #5 mostra un generale sollevamento rispetto al caposaldo di riferimento, tuttavia nel secondo intervallo di tempo si nota un generale aumento del tasso di deformazione che raggiunge un picco di 0.22 mm/a in corrispondenza del caposaldo #5 (Tab. 20; Fig. 68). Allo stesso modo, anche per il secondo

intervallo di tempo si osserva che il tratto compreso tra i caposaldi #8 e #16 rappresenta una zona di abbassamento relativo al caposaldo di riferimento (Fig. 68), ciò nonostante i tassi di deformazione verticali per il secondo intervallo di tempo (1986-2004) sono ben differenti da quelli del primo intervallo (1967-1986) raggiungendo il picco massimo di -0.57 mm/a in corrispondenza del caposaldo #12 (Tab. 20.; Fig. 68).

Vista la discrepanza esistente nei valori dei tassi di deformazione tra il primo ed il secondo intervallo di tempo, abbiamo deciso di calcolare i tassi di deformazione verticale anche per l'intervallo di tempo compreso tra il 1967 ed il 2004, i quali proprio perché calcolati su un intervallo di tempo più lungo vengono considerati più plausibili. La Fig. 68 mostra che anche per l'intervallo di tempo 1967-2004 l'andamento della deformazione si mantiene costante, di fatto il primo tratto compreso tra i caposaldi #2 e #7 che indica un sollevamento rispetto al caposaldo di riferimento con un picco massimo del tasso relativo di sollevamento di 0.19 mm/a (Tab. 20; Fig. 68), il secondo tratto compreso tra i caposaldi #8 e #16 rappresenta una zona di abbassamento rispetto al caposaldo iniziale con valori massimi del tasso di subsidenza pari a -0.36 mm/a in corrispondenza del caposaldo #12 (Tab. 20; Fig. 68) ed infine il caposaldo #17 che si solleva rispetto al #No68 con un tasso pari a 0.11 mm/a (Tab. 20; Fig. 68).

Sulla base di quanto descritto sino ad ora, possiamo affermare che per i tre intervalli di tempo considerati l'andamento della deformazione verticale rimane costante ed è caratterizzata dal primo tratto che si solleva rispetto al caposaldo di riferimento (#No68), il secondo tratto che si abbassa rispetto al primo settore e rispetto al primo caposaldo ed infine l'ultimo caposaldo che torna nuovamente a sollevarsi rispetto al #No68. Per motivare la subsidenza presente lungo la linea 92 è stato da noi ipotizzato che la faglia normale orientata ~ N-S (Fig. 64; Fig. 67a) localizzata a nord di Messina (Gargano, 1994) sia con molta probabilità una struttura attiva, la quale causa un sollevamento relativo del settore compreso tra i caposaldi #2 e #7 (tasso massimo pari a ~ 0.19 mm/a) e del caposaldo #17 (~ 0.12 mm/a) che risultano essere localizzati al *footwall* della faglia (Fig. 64; Fig. 67a) ed

un abbassamento relativo del settore compreso tra i caposaldi #8 e #16 (tasso massimo pari a ~ 0.36 mm/a) che invece risulta localizzato sul *hanging-wall* della stessa faglia (Fig. 64; Fig. 67a).

(4.3.3) Linea 100

La Linea 100 è stata istituita e misurata, dall'IGM, per la prima volta nel 1966, ha una lunghezza di 134.896 km e consiste di 129 caposaldi; il punto nodale dalla quale si diparte la linea è il NO69 localizzato presso la città di Reggio Calabria invece l'ultimo caposaldo (#129) è localizzato nei pressi dell'abitato di Santa Eufemia (Fig. 57; Tab. 18). Per determinare il tasso di deformazione verticale relativo è necessario disporre di dati raccolti in almeno due campagne di misura differenti, per questo motivo non tutta la linea è stata oggetto di studio, in quanto i caposaldi compresi tra il #1 ed il #10 sono stati misurati una sola volta e quindi scartati ai fini del nostro obiettivo.

La nostra attenzione è stata focalizzata sul tratto della Linea 100, con lunghezza pari a ~ 24 km compreso tra il caposaldo #11 localizzato presso Reggio Calabria ed il caposaldo #32P localizzato a Bagnara Calabria (Fig. 69), il quale tratto è stato misurato in quattro campagne differenti e precisamente nel 1966, 1970, 1986 e 2004.

Le quote dei caposaldi, relative alle quattro campagne di misura (1966,1970,1986 e 2004), sono state estratte dalle monografie redatte dall'IGM. Dalle stesse monografie sono state estratte le coordinate WGS84 dei caposaldi, le quali sono state trasformate in coordinate chilometriche potendo così calcolare la distanza di ogni caposaldo rispetto al caposaldo di riferimento rappresentato in questo caso dal caposaldo #11.

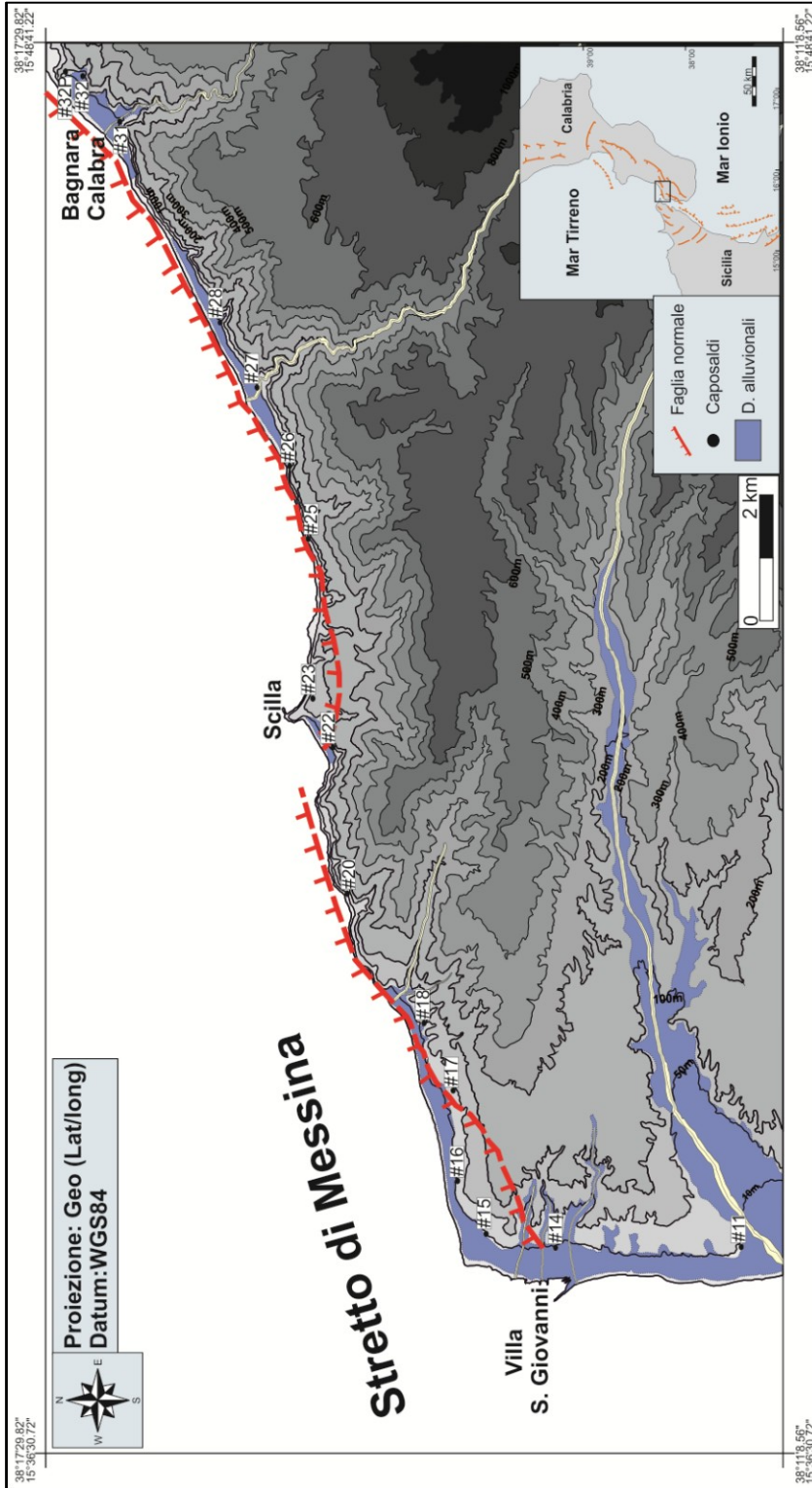


Fig. 69- Carta del settore compreso tra Villa San Giovanni e Bagnara Calabria, con l'ubicazione dei capisaldi analizzati e appartenenti alla linea di livellazione geodetica di alta precisione 100.

Per questa linea sono stati studiati i dati relativi a tre differenti intervalli di tempo: 1966-1986, 1986-2004 e 1966-2004. Dal confronto tra le quote dei caposaldi relative alle tre campagne di misura si ottiene la variazione verticale totale, per ogni caposaldo, avvenuta negli stessi intervalli di tempo considerati. I profili che indicano le variazioni verticali calcolate per ogni intervallo di tempo considerato sono distinti da colori differenti (Fig. 70).

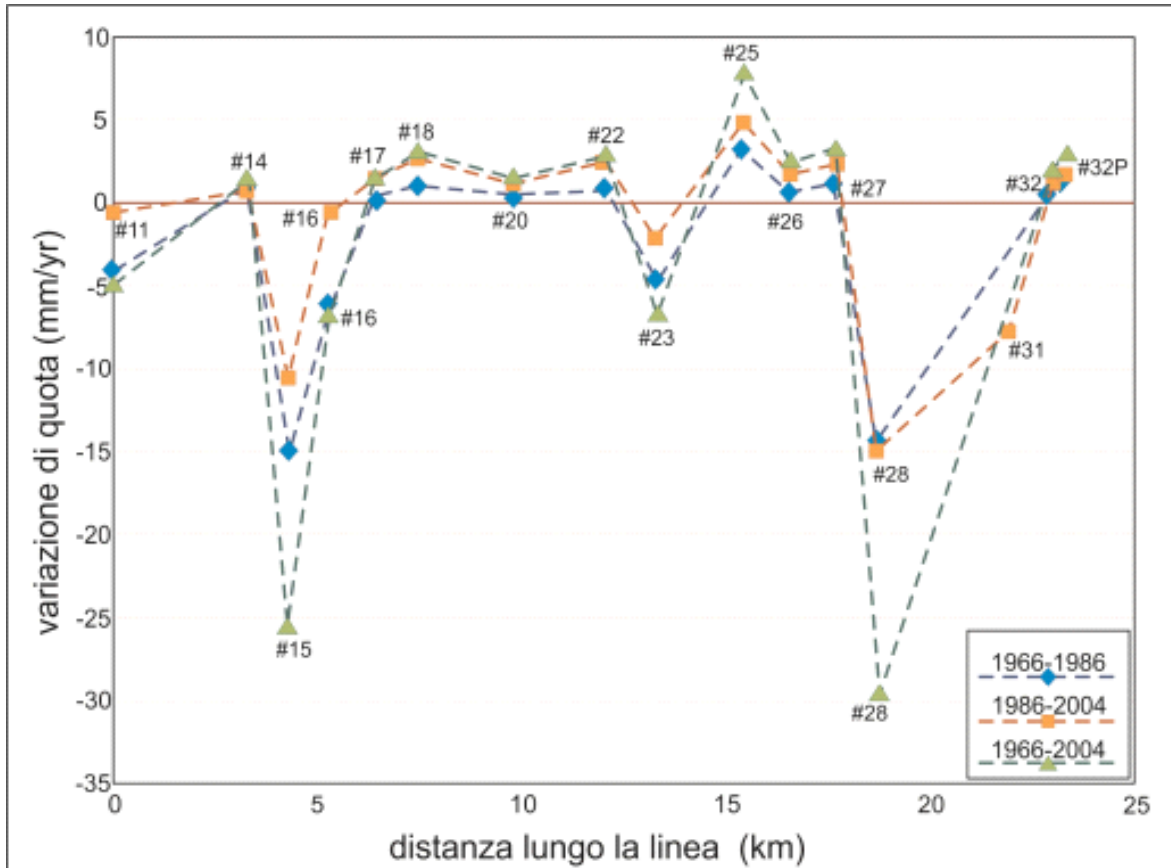


Fig. 70- Andamento della deformazione verticale lungo la Linea 100, per i tre intervalli di tempo considerati.

Prima di procedere al calcolo del tasso relativo di deformazione verticale, i dati sono stati analizzati al fine di valutare se gli stessi fossero affetti dall'errore sistematico dipendente dalla pendenza incontrata lungo la linea. Di conseguenza, abbiamo messo a confronto, per ogni intervallo di tempo considerato, la quota dei caposaldi misurata nella seconda campagna di misura (ascisse) con la variazione di quota misurata negli intervalli di tempo (ordinate) (Fig. 71). Osservando i grafici

(Fig. 71) si evince che, per tutti è gli intervalli di tempo presi in esame, non esiste alcuna relazione lineare tra la quota e la variazione di quota, la quale generalmente indica la presenza di un errore legato alla pendenza (Jackson et al., 1981; Reilinger e Brown, 1981; Stein, 1981).

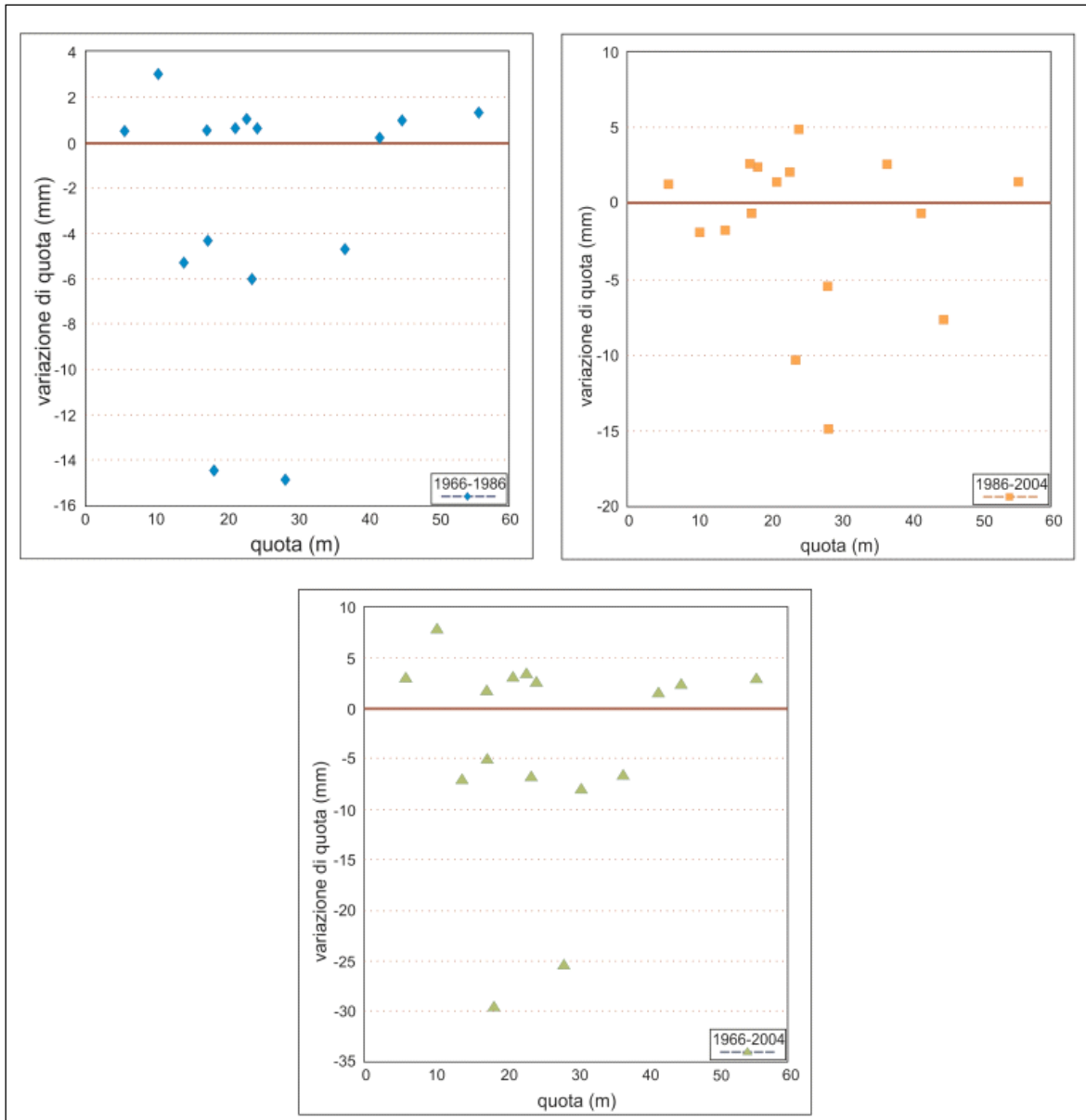


Fig. 71- Confronto tra quota e cambiamento di quota, per i tre intervalli di tempo considerati, effettuato per verificare l'esistenza dell'errore legato alla pendenza.

Applicando la relazione numero 3 sono stati calcolati i tassi relativi di deformazione verticale lungo la linea 100 per gli intervalli di tempo 1966-1986, 1986-2004 e per l'intervallo di tempo più lungo 1966-2004. I tassi relativi di deformazione verticale (mm/a) per ogni caposaldo di misura relativi al movimento del caposaldo di riferimento #11, che per convenzione assumiamo essere stabile, sono riportati in Tab. 21.

Località	Linea	Nome CS	Progr. Km	Tassi rel. (mm) 1966-1986	Tassi rel. (mm) 1986-2004	Tassi rel. (mm) 1966-2004
RC	100	011#	0,000	0,000	0,000	0,000
VSG	100	014#	3,169	0,315	0,200	0,261
VSG	100	015#	4,307	-0,530	-0,544	-0,537
VSG	100	016#	5,297	-0,090	0,000	-0,047
VSG	100	017#	6,438	0,225	0,111	0,171
VSG	100	018#	7,490	0,245	0,178	0,213
VSG	100	020#	9,812	0,240	0,100	0,174
Scilla	100	022#	12,070	0,240	0,172	0,208
Scilla	100	023#	13,344	-0,020	-0,072	-0,045
Scilla	100	025#	15,457	0,365	0,306	0,337
Scilla	100	026#	16,607	0,245	0,144	0,197
Scilla	100	027#	17,699	0,265	0,167	0,218
Scilla	100	028#	18,758	-0,510	-0,794	-0,645
B Calabria	100	031#	21,859		-0,394	
B Calabria	100	032#	23,069	0,265	0,111	0,192
B Calabria	100	032P	23,326	0,280	0,094	0,192

Tab. 21- Tassi di deformazione verticale dei capisaldi relativi al caposaldo di riferimento per i tre intervalli di tempo considerati.

Con l'ausilio della carta geologica 1:50.000 redatta da Atzori et al. (1983) e di un DTM con grid 2x2 m ottenuto da volo Lidar (Fig. 72a) è stato realizzato un profilo lungo il tratto di linea studiato (Fig. 72b) che ci ha permesso di determinare la litologia presente sotto ogni caposaldo di misura e quindi avere un'idea più chiara sulle possibili cause della deformazione verticale.

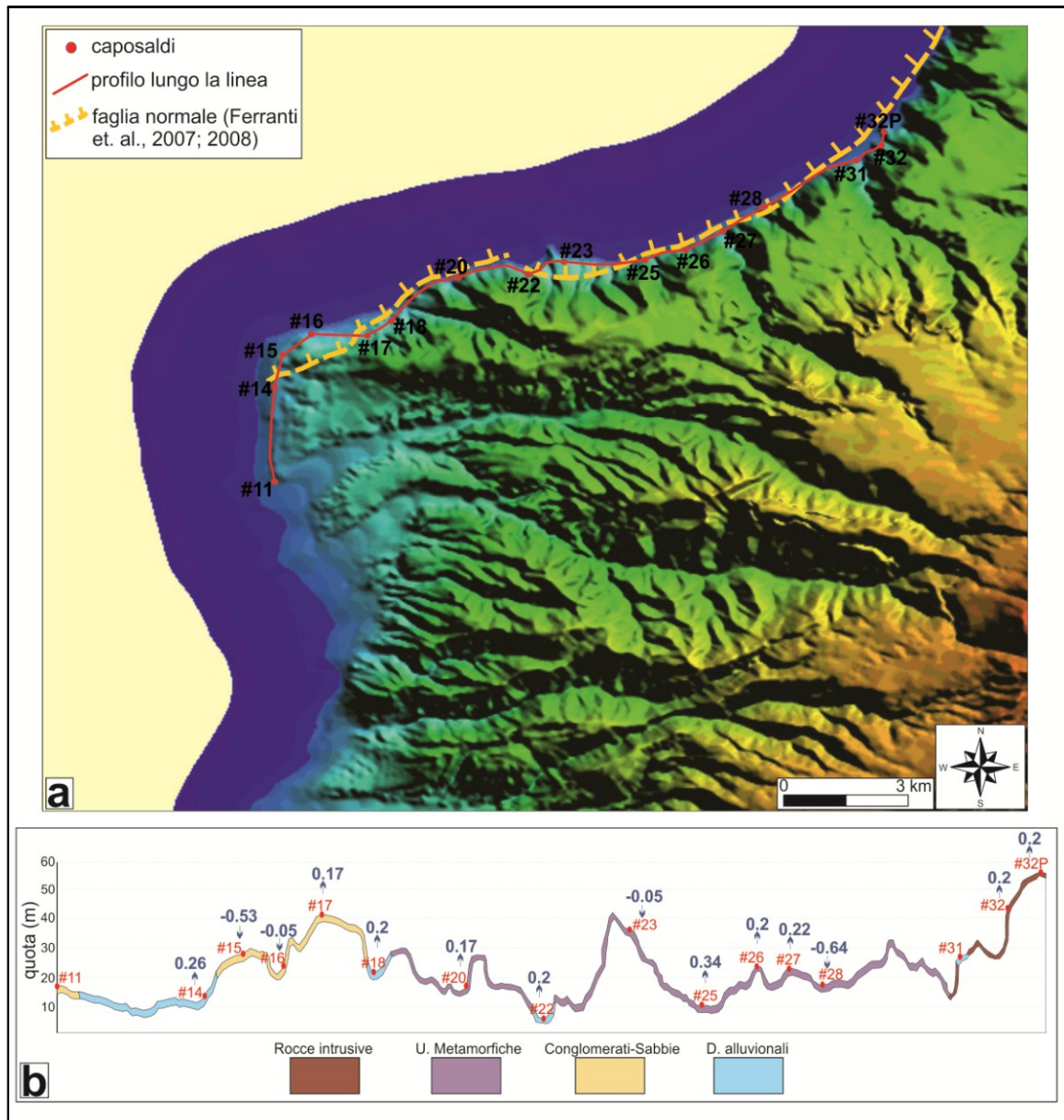


Fig. 72- (a) DEM dell'area in cui è ubicata la linea di livellazione di alta precisione 100. (b) Profilo effettuato lungo la Linea1002, nel quale viene riportata la litologia presente sotto ogni caposaldo.

Osservando la Fig. 73 si nota che l'andamento della deformazione verticale lungo la linea 100 è pressoché simile per i tre intervalli di tempo presi in esame. Esaminando il primo intervallo di tempo, 1966-1986, si osserva un generale sollevamento rispetto al caposaldo di riferimento (#11) eccetto pochi caposaldi che mostrano anche importanti abbassamenti relativi rispetto al caposaldo di riferimento (Fig. 73).

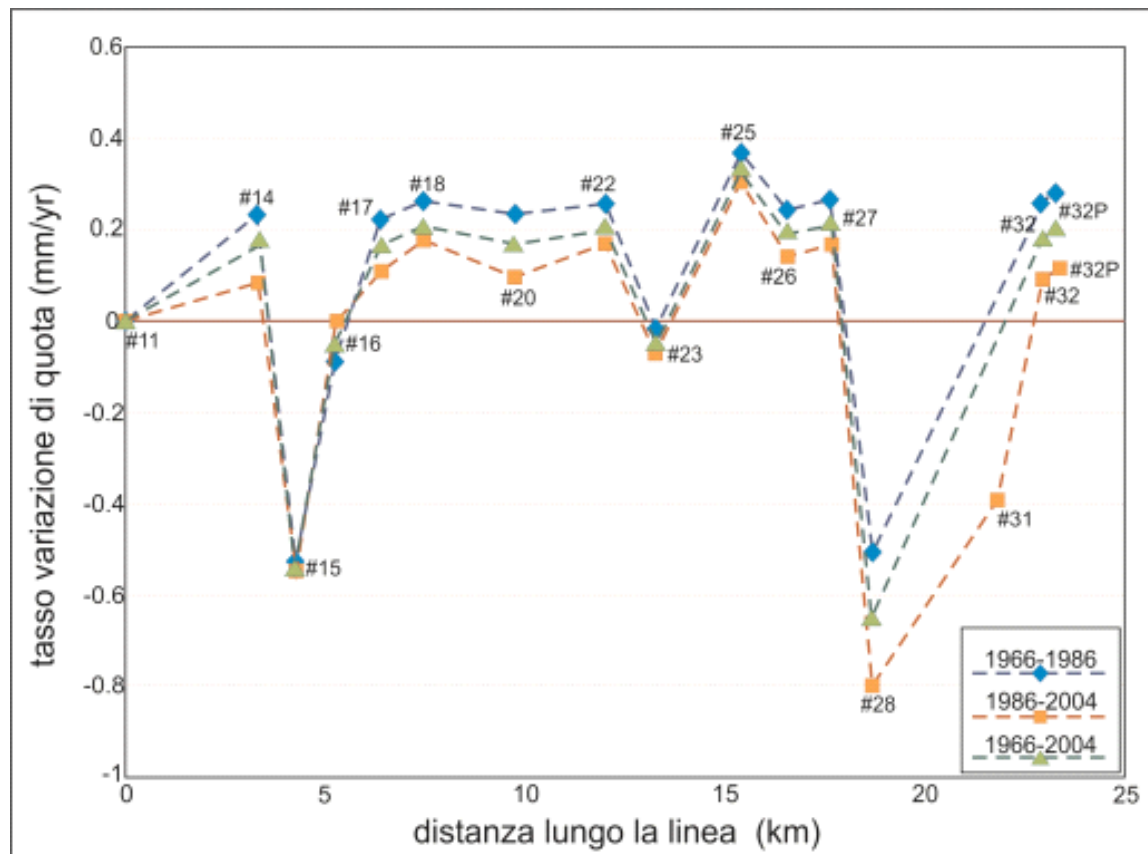


Fig. 73- Variazione del tasso di deformazione verticale rispetto al caposaldo di riferimento lungo la Linea 100, durante i tre intervalli di tempo esaminati.

In particolare, il caposaldo #14 mostra un sollevamento rispetto al caposaldo #11 con un tasso di ~ 0.27 mm/a. Il tratto che comprende i caposaldi #15 e #16 mostra un abbassamento rispetto al caposaldo iniziale con tasso relativo di deformazione che raggiunge un valore massimo di -0.53 mm/a in corrispondenza del caposaldo #15 (Tab. 21; Fig. 73). Continuando ad esaminare la linea 100 si osserva un sollevamento relativo, rispetto al caposaldo di riferimento, del settore compreso tra il caposaldo #17 ed il caposaldo #22 contrassegnato da un tasso di deformazione verticale pressoché costante e pari a ~ 0.24 mm/a (Tab. 21; Fig. 73). Di seguito, si osserva un minimo abbassamento del caposaldo #23 rispetto al caposaldo iniziale con un tasso pari a -0.02 mm/a (Fig. 73; Tab. 21). Successivamente, i caposaldi compresi tra #25 e #27 documentano una seconda zona di sollevamento caratterizzata da tassi di deformazione verticale che vanno da un minimo di 0.24 mm/a ad un massimo di 0.35 mm/a in corrispondenza del

caposaldo #25 (Tab. 21; Fig. 73). Un forte abbassamento rispetto al caposaldo di riferimento è dimostrato dal caposaldo #28 che si abbassa con un tasso pari a -0.51 mm/a. Infine i caposaldi #32 e #32P si sollevano rispetto al caposaldo di riferimento con un tasso molto simile e pari a ~ 0.27 mm/a (Tab. 21; Fig. 73).

Analizzando il secondo intervallo di tempo, 1986-2004, si osserva che l'andamento della deformazione verticale è simile a quello del primo intervallo di tempo esaminato ma allo stesso tempo è evidente una variazione nel tasso di deformazione (Tab. 21; Fig. 73). Di fatto, il caposaldo #14 mostra un sollevamento rispetto al caposaldo di riferimento con un tasso di 0.09 mm/a, al contrario il tratto compreso tra il caposaldo #15 ed il #16 mostra un abbassamento rispetto al caposaldo di riferimento, come nel primo intervallo di tempo esaminato, e con un tasso di massima subsidenza all'incirca uguale a quello del primo intervallo di tempo (-0.54 mm/a), infine il resto della linea continua a mostrare tassi di deformazione verticale leggermente inferiori. Così come per il primo intervallo di tempo, anche per il secondo intervallo il tratto di linea compreso tra il caposaldo #17 ed il caposaldo #22 indica un generale sollevamento rispetto al caposaldo di riferimento, tuttavia nel secondo intervallo di tempo si nota un generale decremento del tasso di deformazione raggiungendo un picco massimo di 0.18 mm/a in corrispondenza del caposaldo #18 (Tab. 21; Fig. 73). Allo stesso modo, anche per il secondo intervallo di tempo si osserva che il caposaldo #23 indica un abbassamento relativo rispetto al caposaldo di riferimento ma è caratterizzato da un differente tasso di deformazione verticale pari a -0.07 mm/a (Tab. 21; Fig. 73). Anche per i caposaldi compresi tra #25 e #27 che documentano, per l'intervallo 1986-2004, una seconda zona di sollevamento si osservano dei tassi di deformazione verticale decrescenti compresi tra 0.14 e 0.3 mm/a (Tab. 21; Fig. 73). Il forte abbassamento rispetto al caposaldo di riferimento dei caposaldi #28 e #31 è confermato anche durante l'intervallo di tempo 1986-2004 con un tasso massimo di pari -0.8 mm/a in corrispondenza del #28 (Tab. 21; Fig. 73). Infine, i caposaldi #32 e #32P si sollevano rispetto al caposaldo di riferimento ma con un

tasso minore rispetto al primo intervallo esaminato e pari a ~ 0.1 mm/a (Tab. 21; Fig. 73).

Vista la differenza esistente nei valori dei tassi di deformazione tra il primo ed il secondo intervallo di tempo esaminati, abbiamo deciso di calcolare i tassi di deformazione verticale anche per l'intervallo di tempo compreso tra il 1966 ed il 2004, i quali proprio perché calcolati su un intervallo di tempo più lungo vengono considerati più verosimili. Dalla Fig. 73 si evince che l'andamento della deformazione si mantiene costante anche per l'intervallo di tempo 1966-2004, di fatto il caposaldo #14 mostra un sollevamento rispetto al caposaldo #11 con un tasso di 0.18 mm/a, il tratto compreso tra i caposaldi #15 e #16 denota un abbassamento dello stesso rispetto al caposaldo di riferimento con un picco massimo del tasso di ~ -0.54 mm/a in corrispondenza del caposaldo #15 (Tab. 21; Fig. 73), il secondo tratto compreso tra i caposaldi #17 e #22 rappresenta una zona di sollevamento rispetto al caposaldo iniziale con valori massimi del tasso pari a 0.21 mm/a in corrispondenza del caposaldo #18 (Tab. 21; Fig. 73). Ugualmente per l'intervallo di tempo 1966-2004 il caposaldo #23 documenta un abbassamento relativo rispetto al caposaldo di riferimento caratterizzato da un tasso di deformazione verticale pari a ~ -0.05 mm/a (Tab. 21; Fig. 73) ed il tratto compreso tra i caposaldi #25 e #27 rappresenta una settore di sollevamento rispetto al caposaldo di riferimento #11 con tassi compresi tra 0.2 e 0.34 mm/a (Tab. 21; Fig. 73). Infine anche per quest'intervallo di tempo è evidente il forte abbassamento del caposaldo #28 con un tasso di -0.64 mm/a ed il sollevamento dei caposaldi #32 e #32P con tassi di ~ 0.2 mm/a (Tab. 21; Fig. 73).

Basandoci su quanto descritto sopra, si può affermare che l'andamento della deformazione verticale lungo la linea 100 è rimasto pressoché costante durante gli ultimi 40 anni ed è caratterizzato da alternanze di sollevamenti ed abbassamenti rispetto ad un punto di riferimento che per convenzione resta stabile nella sua posizione durante lo stesso intervallo di tempo. Una possibile causa dell'andamento della deformazione verticale lungo la linea 100 è da associare alla presenza di una struttura attiva che intersecando a tratti la linea stessa causa

abbassamenti e sollevamenti dei caposaldi a seconda che se essi si trovino al *hanging-wall* o al *footwall* della stessa struttura.

La conferma alla nostra ipotesi è data dalla presenza di una faglia quaternaria attiva, la faglia di Scilla (Ferranti et al., 2007; 2008), la quale è localizzata tra l'abitato di Palmi a nord e Villa San Giovanni a sud (Fig. 69; Fig. 72a). Integrando i dati ottenuti dalle livellazioni ad alta precisione con la geometria della faglia, si può affermare che l'andamento della deformazione verticale è strettamente legato all'andamento della faglia. Per semplicità dividiamo la linea e la faglia in due segmenti: il primo compreso tra Villa San Giovanni e Scilla, il secondo tra Scilla e Bagnara Calabria. Analizzando il primo segmento si denota che l'andamento della deformazione verticale è perfettamente coincidente con la geometria della faglia, infatti i caposaldi #14, #17, #18 e #20 indicano chiaramente un sollevamento in quanto localizzati sul *footwall* della faglia (Fig. 69; Fig. 72a), al contrario i caposaldi #15 e #16 che mostrano un abbassamento risultano essere localizzati sul *hanging-wall* della stessa struttura (Fig. 69; Fig. 72a)

Esaminando il secondo segmento (Scilla - Bagnara Calabria) si continua ad osservare una generale coerenza tra dati strumentali e la geometria della faglia. Infatti, tenendo conto dell'andamento della faglia riportata in Ferranti et al., 2007; 2008, è possibile giustificare il sollevamento verticale indicato dai dati strumentali per i caposaldi #22, #25, #26, #27, #32 e #32P con l'attività della faglia, in quanto tutti questi caposaldi risultano essere localizzati sul *footwall* della faglia, e allo stesso modo giustificare la subsidenza dei caposaldi #23 e #28 perché localizzati sul *hanging-wall* della stessa struttura (Fig. 69; Fig. 72a). Un'incompatibilità tra dati strumentali ed andamento della faglia viene osservata per il caposaldo #31, il quale indica un abbassamento pur essendo localizzato sul *footwall* della faglia (Fig. 69; Fig. 72a). Analizzando il caposaldo #31, si nota che risulta essere ubicato sopra i depositi alluvionali di un'ampia fiumara (Fig. 72b) per cui è possibile che, nonostante sia localizzato sul *footwall* della struttura attiva, tende ad abbassarsi nel tempo come effetto della compattazione dei sedimenti saturi d'acqua.

5) Analisi delle deformazioni verticali nel lungo periodo

In un'area costiera la presenza di diversi ordini di terrazzi marini rappresenta il risultato dell'interazione tra il sollevamento tettonico nel lungo termine e le variazioni cicliche del livello del mare durante il Quaternario (Lajoie, 1986; Carobene e Dai Pra, 1991; Westaway, 1993; Cinque et al., 1995; Armijo et al., 1996; Bosi et al., 1996; Bianca et al., 1999) le quali sono rappresentate in una curva eustatica globale. Il comportamento ciclico di questa curva (Shackleton e Opdyke, 1973; Imbrie et al., 1984; Chappel e Shackleton, 1986; Chappell et al., 1996; Waelbroeck et al., 2002) è sottolineato dalla presenza di picchi positivi e negativi, che indicano rispettivamente alti stazionamenti (*high - stand*), indicati con numeri dispari, e bassi stazionamenti (*low - stand*), indicati con numeri pari, del livello marino. I primi corrispondono ai periodi interglaciali, mentre i secondi sono relativi ai periodi glaciali. Ogni picco della curva è indicato da una doppia cifra: la prima indica lo stadio isotopico marino (MIS), mentre la seconda definisce i vari sotto-stadi (denominati *substage*). Un terrazzo marino è tipicamente definito da elementi planari e elementi lineari: i primi sono la *piattaforma di abrasione* progradante verso mare, che definisce la superficie del terrazzo, e la *scarpata* che immerge verso mare. Gli elementi lineari appartenenti ad un terrazzo sono due bordi: uno interno conosciuto anche come *inner-edge*, lo delimita a monte e definisce la paleo linea di costa, separando la scarpata dalla rampa; uno esterno (*outer-edge*), oltre il quale si trova la scarpata del terrazzo più a valle. Queste forme del paesaggio, se datate, sono indicatori molto precisi dei tassi di deformazione verticale, poiché ogni terrazzo rappresenta la traccia, incisa nel paesaggio, formatasi durante una risalita eustatica che culmina con un alto picco eustatico interglaciale (*high-stand*). Pertanto, se si riesce a datare uno o più terrazzi all'interno di una sequenza (assumendo che ogni paleo linea di riva sia associabile ad uno dei principali *high-stands* della curva eustatica) è possibile ricostruire con grande accuratezza la storia dei sollevamenti della regione costiera in esame.

L'area oggetto di studio è localizzata lungo il settore costiero compreso tra Augusta e Siracusa (Fig. 74a) il quale è caratterizzato da diversi ordini di terrazzi correlati ai vari stazionamenti del livello del mare durante il Quaternario (Fig. 74b).

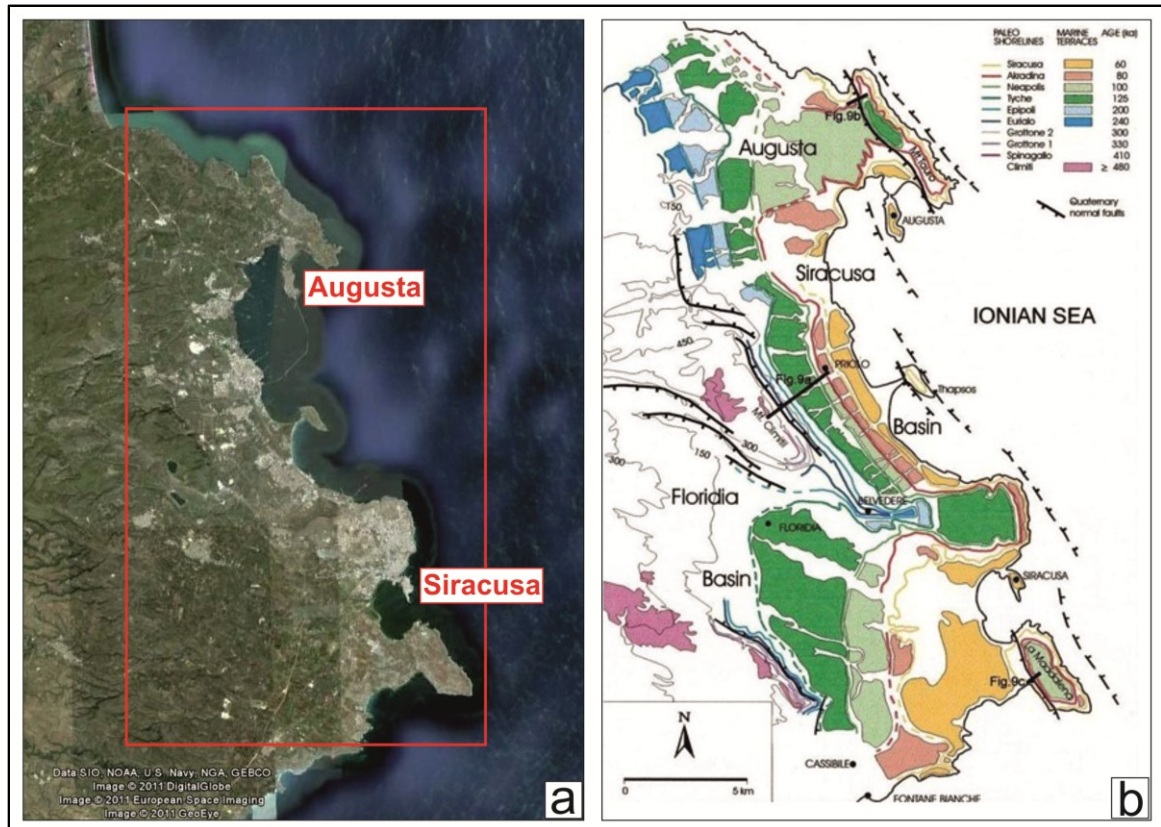


Fig. 74- (a) Localizzazione dell'area di studio. (b) Carta della serie terrazzata in Sicilia sud orientale (da Bianca et al., 1999).

L'area costiera compresa tra Augusta e Siracusa fa parte del margine orientale del plateau Ibleo (Fig. 4) ed è caratterizzata da tassi di sollevamento tettonico molto differenti rispetto al settore nord-orientale della Sicilia dove si registrano tassi più elevati fino a 1.4 mm/a (riferiti al deposito del MIS 5 trovato a 175 m s.l.m.; Monaco et al., 2000; Antonioli et al., 2006). Gli autori sono generalmente d'accordo sul fatto che i tassi di sollevamento della Sicilia sud-orientale siano più bassi rispetto a quelli della Sicilia nord-orientale, tuttavia la mancanza di depositi ben conservati o di *marker* ben databili non hanno permesso una sicura attribuzione cronologica dei vari terrazzi ne segue che sensibili differenze interpretative permangono sull'attribuzione cronologica delle serie terrazzate

dell'area iblea e sul loro tasso di sollevamento (Bianca et al., 1999; Antonioli et al., 2006; Dutton et al., 2009).

Bianca et al. (1999) tenendo conto di datazioni ESR (electron spin resonance) eseguite su denti fossili di mammiferi (Rhodes, 1996) ritrovati presso Contrada Fusco in un deposito lacustre (Basile e Chilardi, 1996) indica per l'area oggetto di studio un tasso di sollevamento nel lungo termine di 0.65 mm/a. Successivamente Antonioli et al. (2006), riferendosi ad un deposito contenente una fauna senegalese a *Strombus bubonius* (MIS 5.5) ritrovata nei pressi di Augusta lungo la penisola di Mt. Tauro alla quota di 16 m s.l.m. (Di Grande e Scamarda, 1973; Bordonaro et al., 1984; Di Grande e Neri, 1988) propone per la stessa area un tasso di sollevamento di 0.25 mm/a per gli ultimi 125 ka. Infine Dutton et al. (2009), sulla base di datazioni radiometriche U/Th eseguite su speleotemi campionati in grotte sommerse presenti lungo la costa di Siracusa e datazioni AMS ^{14}C eseguite sui serpulidi incrostanti gli speleotemi, indica un tasso di sollevamento nel lungo termine di 0.4 mm/a.

Inoltre, in quest'area differenti studi sono stati effettuati per stimare il tasso di deformazione verticale anche durante l'Olocene, in particolare l'analisi di siti archeologici sommersi ha indicato un tasso di sollevamento compreso tra 0.3 e 0.8 mm/a (Scicchitano et al., 2008) e l'analisi dei dati ottenuti dai sondaggi eseguiti in aree lagunari ha indicato un tasso di sollevamento per l'area di Siracusa di ~0.5 mm/a (Spampinato et al., 2011).

Per poter definire al meglio l'età della serie terrazzata presente tra Augusta e Siracusa e quindi stimare il tasso di deformazione verticale nel lungo periodo è stata eseguita una campagna di campionamento, lungo le spianate marine di abrasione presenti nell'area compresa tra Augusta (Monte Tauro) e Siracusa (Belvedere, Scala Greca) alle quote comprese tra 30m e 420m e successivamente per la datazione assoluta dei campioni è stata applicata una metodologia recente che prevede la misura della concentrazione di nuclidi terrestri cosmogenici accumulatisi nelle rocce per effetto dell'interazione dei raggi cosmici con alcuni elementi *target* presenti nella roccia. La scelta di usare la tecnica di datazione

radiometrica dei nuclidi cosmogenici, ed in particolare l'uso della tecnica del ^{36}Cl , in un'area ampiamente studiata come la serie terrazzata della Sicilia sud-orientale è stata fatta oltre che per stimare i tassi di deformazione verticale nel lungo periodo anche per provare la validità della tecnica stessa, la quale sino ad ora è stata applicata solamente per datare depositi terrazzati di natura clastica (tesi di dottorato Santoro 2010).

(5.1) Nuclidi cosmogenici

La tecnica di datazione assoluta basata sulla misura della concentrazione nuclidi cosmogenici, nonostante sia ancora una molto giovane, è stata ampiamente utilizzata per datare il tempo di esposizione delle superfici, in particolare risulta molto efficace per le discipline come la paleoclimatologia e la tettonica attiva (Gosse e Phillips, 2001; Muzikar et al., 2003).

I nuclidi cosmogenici vengono prodotti nei primi metri della litosfera durante l'esposizione alla radiazione cosmica, precisamente le particelle dei raggi cosmici bombardando la superficie terrestre interagiscono con certi elementi *target* presenti nella roccia producendo radionuclidi (^{10}Be , ^{26}Al , ^{14}C e ^{36}Cl) che generalmente non sono presenti nelle rocce o solo in piccolissime quantità. Sulla superficie rocciosa che viene esposta improvvisamente alla radiazione cosmica si accumula una certa concentrazione di nuclidi cosmogenici la quale tende ad aumentare con il passare del tempo. Per cui, la concentrazione dei nuclidi cosmogenici misura da quanto tempo la superficie rocciosa è esposta ai raggi cosmici. Infatti, conoscendo la concentrazione dei nuclidi (numero di atomi di nuclidi accumulati in un grammo di campione) ed il tasso di produzione locale (numero di atomi di nuclidi accumulati in un grammo di campione durante l'arco di un anno) è possibile determinare il tempo di esposizione:

Tempo di esposizione: Concentrazione nuclidi/ Tasso di produzione locale

In natura esistono differenti nuclidi cosmogenici, la scelta di analizzare uno piuttosto che un altro dipende principalmente dalla litologia della roccia di cui si

vuol conoscere l'età di esposizione, perché la produzione di nuclidi cosmogenici varia in funzione della composizione mineralogica visto che questi vengono prodotti per interazione dei raggi cosmici con certi elementi *target*, per cui la produzione di nuclidi in una roccia è possibile solo se gli elementi *target* sono presenti (Tab. 22). In particolare, per misurare l'età di esposizione dei calcari il nuclide più utilizzato è il ^{36}Cl il quale si forma per l'interazione dei raggi cosmici con elementi *target* comunemente presenti in molte litologie.

Nuclide	Emivita	Minerali	Litologia
^3He	-	Olivina, pirosseno	rocce vulcaniche mafiche
^{10}Be	1.39 Ma	quarzo	rocce magmatiche, arenarie, conglomerati
^{14}C	5.73 ka	quarzo	rocce magmatiche, arenarie, conglomerati
^{21}Ne	-	quarzo, pirosseno, olivina	rocce magmatiche, arenarie, conglomerati
^{26}Al	720 ka	quarzo	rocce magmatiche, arenarie, conglomerati
^{36}Cl	301 ka	calcite, feldspati ricchi in Ca/K, rocce intere	rocce magmatiche, calcari, carbonati ricchi in Mg

Tab. 22- Minerali e litologia delle rocce in cui si ha la produzione dei nuclidi cosmogenici. Sono riportate anche le emivita di ogni nuclide cosmogenico.

La massima età di esposizione di una roccia che può essere datata con la tecnica dei nuclidi cosmogenici è generalmente limitata al Quaternario per due principali motivi: il tempo di dimezzamento o emivita del nuclide cosmogenico (Tab. 22) e la preservazione della superficie da datare. L'influenza del tempo di dimezzamento è legata al fatto che l'accumulo di nuclidi radioattivi come il ^{36}Cl o il ^{10}Be incrementa sino a raggiungere lo *steady state* (Fig. 75), ovvero quando la produzione di nuclidi cosmogenici è in equilibrio con il decadimento radioattivo (3-4 volte il tempo di dimezzamento). Utilizzando il nuclide cosmogenico ^{36}Cl che ha un'emivita di 301 ka, si osserva che una superficie di 1 Ma è molto vicina alla saturazione, al contrario utilizzando il ^{10}Be , che ha un'emivita di 1.39 Ma, il limite di saturazione per una superficie viene raggiunto molto dopo, quindi c'è la possibilità

di datare anche una superficie più vecchia di 1 Ma (Fig. 75). Tuttavia, queste valutazioni sono valide solo nella condizione di erosione nulla.

Una roccia che è esposta alla radiazione cosmica è generalmente soggetta anche ad erosione, per cui, quest'ultima gioca un ruolo fondamentale nella determinazione del tempo di esposizione di una superficie rocciosa. In Fig. 76, è riportato l'effetto dell'erosione sulla misura della concentrazione dei nuclidi e quindi sul tempo di esposizione. Mantenendo costante il tempo di esposizione l'aumento del tasso di erosione si traduce in una diminuzione della concentrazione, più è vecchia la superficie maggiore è questo effetto. Per cui, misurata la concentrazione di un nuclide, una sottostima del tasso di erosione comporterà un'età di esposizione apparentemente più giovane.

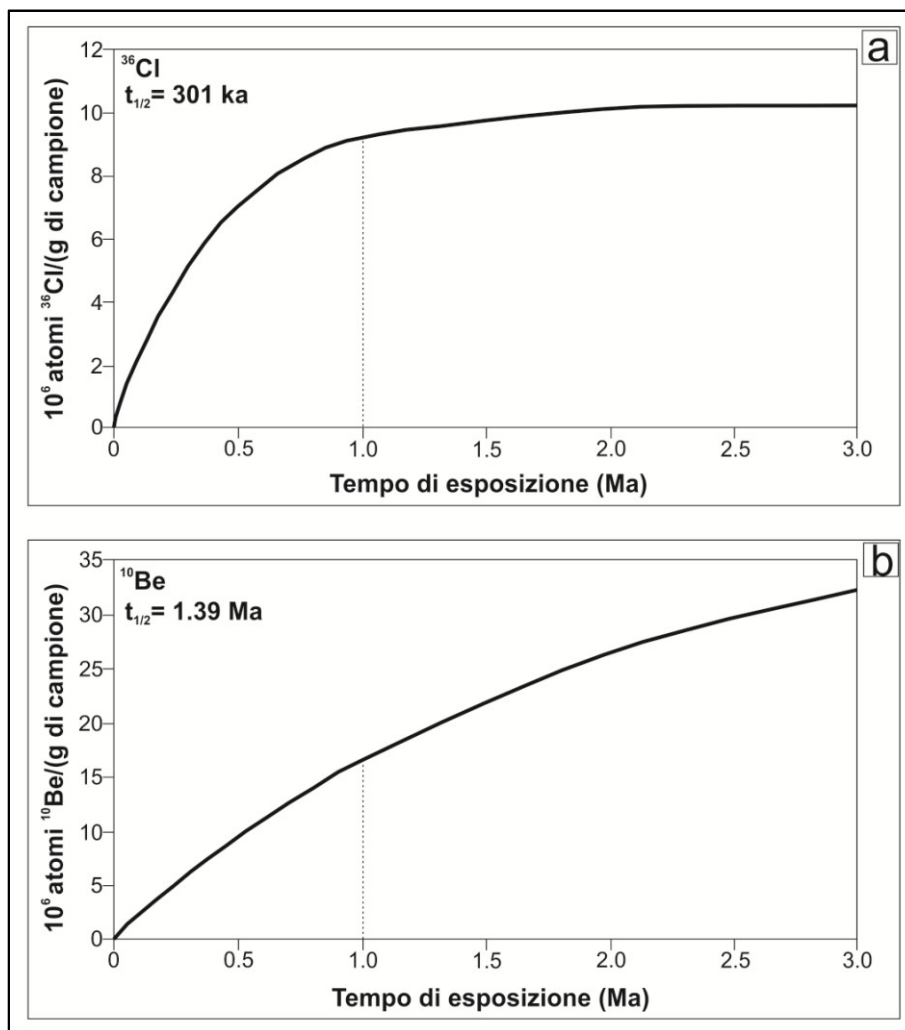


Fig. 75- Influenza del tempo di dimezzamento sul tempo di esposizione e sul raggiungimento dello steady state.

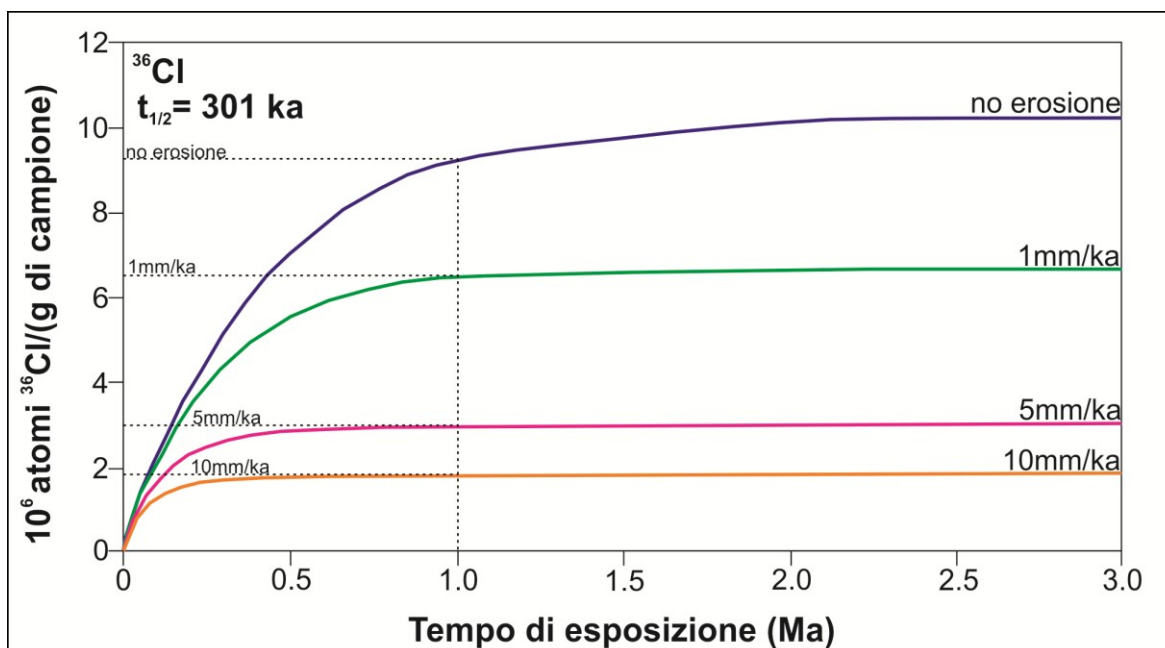


Fig. 76- Influenza del tasso di erosione sul tempo di esposizione.

Il tempo di esposizione ed il tasso di erosione di una superficie possono essere determinati simultaneamente combinando due nuclidi cosmogenici con emivita differente. Fino ad ora questo approccio è stato utilizzato principalmente con i nuclidi ^{10}Be e ^{26}Al perché i meccanismi di produzione di questi sono ben noti ed entrambi possono essere misurati nei quarzi (Nishiizumi et al., 1991). Tuttavia, anche il nuclide ^{36}Cl è potenzialmente utile per questa metodologia vista la sua breve emivita e la varietà di meccanismi di produzione (Liu et al., 1994; Gillespie e Bierman, 1995). Un altro metodo per vincolare il tasso di erosione e il tempo di esposizione di una superficie si basa sulla misura e variazione della concentrazione dei nuclidi cosmogenici con la profondità e precisamente si fa uno studio del profilo di profondità la cui forma dipende appunto dal tasso di erosione e dal tempo di esposizione (Stone et al., 2005; Braucher et al., 2009).

Come detto in precedenza, in situ i nuclidi cosmogenici vengono prodotti dalle reazioni nucleari tra particelle provenienti dal cosmo e certi elementi *target* presenti nelle rocce. Tuttavia, prima che la radiazione cosmica raggiunge la superficie della Terra il flusso di energia delle particelle cosmiche viene “filtrato” dal campo geomagnetico terrestre (Gosse e Phillips, 2001). La radiazione cosmica

che si approssima all'atmosfera terrestre è detta primaria ed è costituita da particelle cariche come protoni (~85%), particelle α (~14%) ed ancora di nuclei pesanti ed elettroni, queste particelle sono originate da processi ad alta energia come l'esplosione di una supernova o ancora per effetto delle eruzioni solari. La maggior parte di queste particelle cosmiche primarie hanno un'energia troppo bassa per penetrare l'atmosfera, in particolare vicino all'equatore magnetico le particelle a bassa energia non riuscendo ad attraversare le linee del campo magnetico vengono deviate ed allontanate dalla Terra, al contrario vicino ai poli le particelle muovendosi parallelamente alle linee del campo geomagnetico sono in grado di attraversare l'atmosfera. Tenendo conto di quanto detto è possibile quindi affermare che la produzione di nuclidi cosmogenici aumenta all'aumentare della latitudine. Tuttavia, radiazioni cosmiche primarie ad alta energia sono in grado di penetrare l'atmosfera superiore producendo disintegrazioni nucleari. I raggi cosmici primari che hanno superato l'atmosfera superiore interagiscono con i nuclei degli atomi atmosferici (O, N e Ar) causando reazioni di spallazione. La spallazione è una reazione nucleare ad alta energia (~10 MeV) durante la quale vengono emessi nucleoni (protoni e neutroni) dai nuclei pesanti a causa della collisione di quest'ultimi con particelle ad alta energia, cosicché il peso atomico di questi nuclei si riduce e come risultato si ha la formazione di isotopi cosmogenici atmosferici (il ^{36}Cl atmosferico si forma dalla spallazione del Ar; Fig. 77). Vicino la superficie terrestre non si ha più la radiazione cosmica primaria bensì la secondaria, formata per effetto dell'interazione tra radiazione cosmica primaria e atomi atmosferici. La radiazione cosmica secondaria è costituita principalmente da neutroni ad alta energia e in modo subordinato da muoni. I neutroni ad alta energia continuano a causare reazioni di spallazione sino a quando l'energia diventa minore di 10 MeV, successivamente continuano a perdere energia attraverso ripetute collisioni con gli atomi dell'aria e della roccia sino ad arrivare dapprima al range di energia epitermale (0.1 MeV-0.5 eV) ed infine al range di energia termale (0.0025 eV). I neutroni ad alta energia, i muoni ed i neutroni epidermali e termali sono i responsabili della produzione di nuclidi cosmogenici

nella litosfera. In particolare la produzione del nuclide cosmogenico ^{36}Cl avviene tramite tre differenti reazioni cosmo genetiche (Fig. 77):

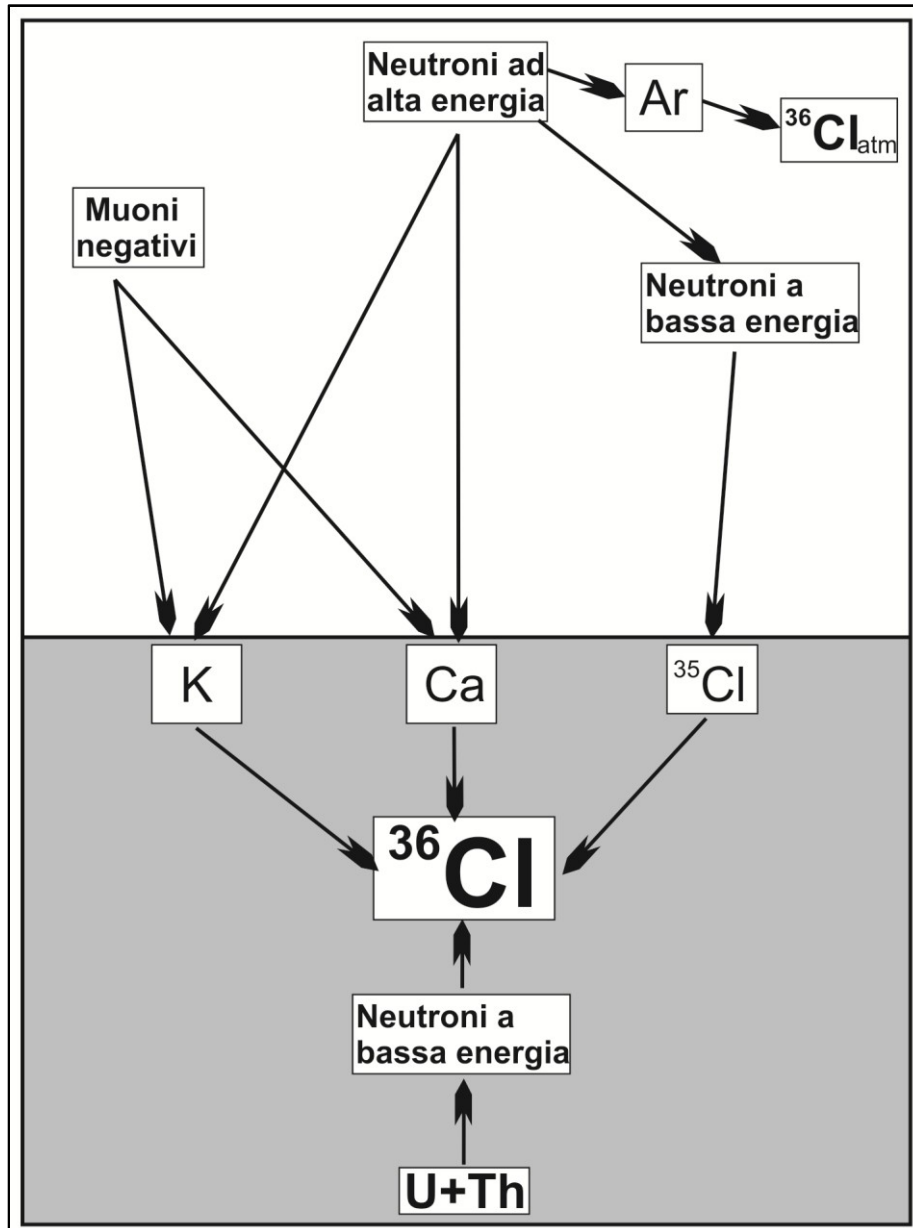


Fig. 77- Meccanismi di produzione del nuclide cosmogenico ^{36}Cl .

- In superficie il nuclide cosmogenico ^{36}Cl è prodotto per effetto delle reazioni di spallazione nucleare da parte di neutroni secondari ad alta energia su elementi *target* come il Ca ed il K presenti nella roccia (Fig. 77). Di fatto, questi elementi *target* quando per spallazione vengono colpiti dai neutroni ad alta velocità tendono a perdere particelle come protoni e neutroni, ne segue che il nucleo

restante ha un peso atomico ridotto rappresentando appunto il nuclide cosmogenico. Il tasso di produzione e quindi la concentrazione di nuclidi cosmogenici per spallazione sono proporzionali alla quantità di elementi *target* presenti nella roccia, inoltre nei primi metri della litosfera sono caratterizzati da una curva esponenziale, ovvero la produzione di nuclidi per spallazione è maggiore in superficie e diventa quasi nulla a pochi metri di profondità (Fig. 78).

- Il secondo meccanismo di produzione del nuclide ^{36}Cl avviene per cattura diretta o adsorbimento di muoni lenti e negativi, formati dal decadimento di mesoni, da parte di elementi *target* come il ^{40}Ca e il ^{39}K (Fig. 77). A differenza del meccanismo per spallazione, in questo caso la produzione di nuclidi non è proporzionale all'abbondanza degli elementi *target* ma dipende anche dalle altre proprietà chimiche della roccia. Inoltre, i muoni negativi sono meno reattivi e hanno una lunghezza di attenuazione maggiore dei neutroni ad alta energia e per tale motivo i muoni sono in grado di penetrare nella litosfera a maggiori profondità. Ne segue che la maggior parte della produzione di nuclidi cosmogenici per cattura di muoni avviene non in superficie ma a pochi metri di profondità (Fig. 78).
- Il terzo meccanismo di produzione di nuclidi cosmogenici avviene per reazioni con i neutroni cosmogenici epitermali e termali detti anche neutroni a bassa energia i quali si formano per il rallentamento dei neutroni a bassa energia a causa delle reazioni di spallazione o collisione, durante la cattura dei muoni negativi o ancora durante le reazioni di fotodisintegrazione (Fig. 77). Questi neutroni a bassa energia non possono più generare reazioni di spallazione ma continuano a collidere con gli atomi, durante questa collisione i neutroni a bassa energia vengono assorbiti dagli atomi formando proprio i nuclidi cosmogenici i quali avranno un peso atomico maggiore rispetto a quello dell'atomo prima dell'assorbimento. Nel caso della produzione di ^{36}Cl , i neutroni a bassa energia vengono assorbiti dal ^{35}Cl che poi diventa proprio il ^{36}Cl (Fig. 77). Secondo questo meccanismo la produzione di ^{36}Cl è direttamente proporzionale al

contenuto di Cl nella roccia e segue una distribuzione esponenziale con la profondità molto simile a quella della produzione avvenuta per spallazione (Fig. 78). Tuttavia, nel caso di neutroni a bassa energia la distribuzione verticale prima incrementa subito sotto la superficie presentando un picco e poi decresce esponenzialmente subito sotto il picco (Fig. 78). Questo fenomeno noto come *perdita di neutroni* è dovuto alla brusca discontinuità delle rocce attraversate e rappresenta la probabilità di assorbimento di questi neutroni da parte delle rocce.

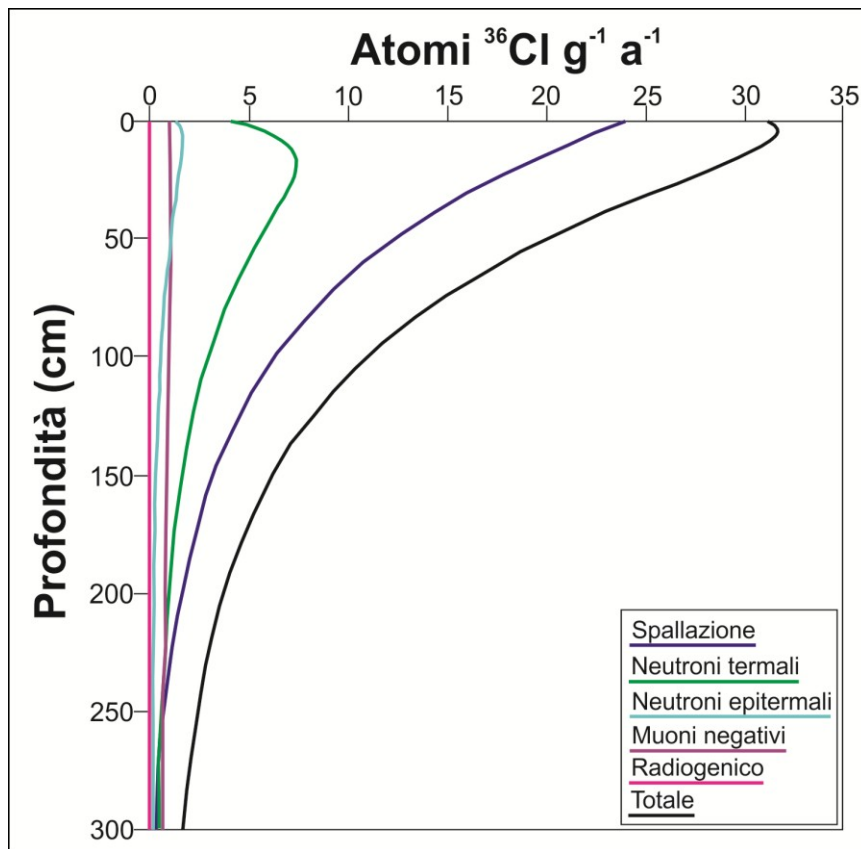


Fig. 78- Andamento della concentrazione di ^{36}Cl con la profondità per i differenti meccanismi di produzione.

In situ la produzione di nuclidi cosmogenici può avvenire anche per effetto di reazioni radiogeniche quindi indipendentemente dalla radiazione cosmica, dalla profondità e dalla durata dell'esposizione (Fig. 78). Questo tipo di produzione inizia nel momento stesso che si forma la roccia. Nel caso della produzione di ^{36}Cl , si fa riferimento alle reazioni di decadimento di U e Th durante le quali si generano

particelle α , quest'ultime genereranno un flusso di neutroni a bassa energia i quali verranno assorbiti dal ^{35}Cl presente nella roccia formando così il nuclide cosmogenico ^{36}Cl (Fabryka - Martin, 1988) (Fig. 77). La produzione di ^{36}Cl secondo questo meccanismo dipende oltre che dal contenuto di Cl anche dalla concentrazione di U e Th nella roccia.

La produzione totale di nuclidi cosmogenici in un campione non è data solo dalla somma dei tassi di produzione ottenuti dai meccanismi precedentemente descritti, in quanto il tasso totale di produzione dipende dalla concentrazione dell'elemento *target*, dalla composizione della roccia, ma anche da diversi fattori specifici del sito di campionamento (Fig. 79).

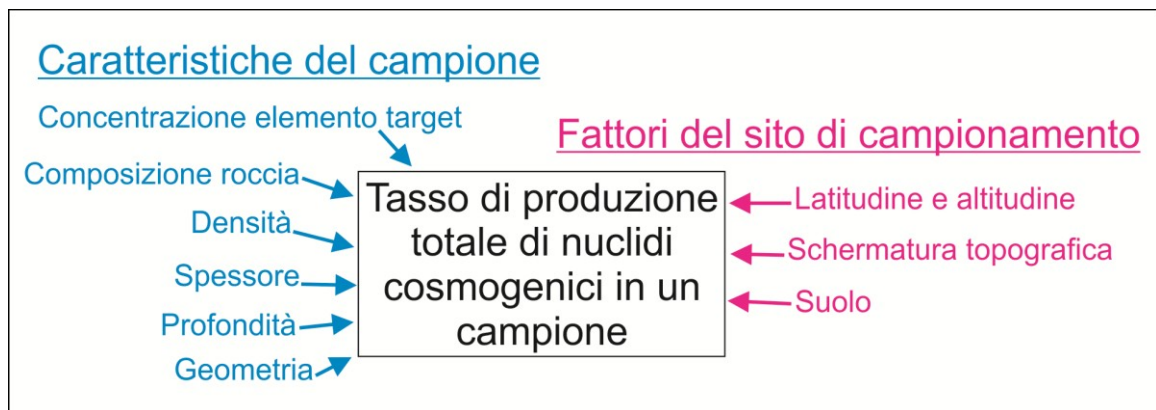


Fig. 79- Fattori da cui dipende la concentrazione di nuclidi cosmogenici in una roccia

Il tasso di produzione di nuclidi cosmogenici dipende fortemente dalla posizione geografica, in particolar modo dalla latitudine ed altitudine del sito di campionamento. Questi due vengono raggruppati sotto il termine di *scaling factors*, e servono per estrapolare il tasso di produzione di nuclidi cosmogenici in ogni punto della Terra partendo da un tasso di produzione di riferimento ottenuto per un sito specifico localizzato a zero metri s.l.m. e ad una latitudine $>60^\circ$ definito SLHL. Differenti modelli sono stati fatti per calcolare lo *scaling factor* (Stone, 2000; Dunai, 2001; Desilets et al., 2006b; Lifton et al., 2005; 2008), in particolare sono stati calcolati due *scaling factors* uno per le reazioni di spallazione e dei neutroni a bassa energia ($S_{el,s}$) il secondo per le reazioni che interessano i muoni negativi

($S_{el,\mu}$). Un altro fattore che comporta variazioni della produzione di nuclidi cosmogenici in un campione è il *topographic shielding*. In generale, si presume che il flusso di raggi cosmici bombarda una superficie orizzontale la quale risulta essere completamente esposta. Se, tuttavia, la superficie di interesse non è completamente esposta perché i raggi cosmici sono schermati da ostacoli *topografici* come montagne, falesie, pendenze o ancora edifici, la produzione di nuclidi cosmogenici risulterà inferiore a quella di una superficie completamente esposta. Per ovviare a tale problema durante il calcolo del tasso di produzione si tiene conto dello *shielding factor* (S_T), il quale è uguale per tutti i meccanismi di produzione ed è calcolato in accordo con Dunne et al. (1999). Anche l'irregolarità della superficie rocciosa o la presenza di un suolo possono causare degli effetti sulla produzione di nuclidi cosmogenici in particolare per la produzione dovuta ai neutroni di alta e bassa energia. Se si considera un flusso di neutroni a bassa energia la forma della superficie ricopre un ruolo fondamentale sulla perdita di neutroni che avviene al passaggio tra atmosfera e litosfera, infatti una superficie non regolare incrementa la perdita di neutroni a bassa energia. In accordo con Zreda et al. (1993) per effetto dell'irregolarità della superficie sotto la superficie rocciosa si ha un ammanco di più del 30% del flusso a bassa energia. Per quanto riguarda il flusso di neutroni ad alta energia ci sono pareri discordanti, infatti Masarik e Wieeler (2003) indicano che il tasso di produzione di nuclidi su una superficie irregolare è ~ 12% in meno rispetto ad una superficie infinitamente piana, al contrario Davos (2009) mostra che la forma della superficie del campione non ha alcun effetto sul flusso di neutroni ad alta energia. Per quanto riguarda invece la presenza di un suolo abbassa la produzione di nuclidi cosmogenici prodotti per spallazione ed è responsabile dell'incremento della produzione dovuta a neutroni a bassa energia. Infine per calcolare il tasso di produzione dei nuclidi cosmogenici in un campione che ha una certa spessore si deve tenere conto di come varia il flusso di raggi cosmici nella roccia con la profondità. Questo viene fatto tramite l'applicazione di un fattore di correzione (Q) che tiene conto anche dello spessore del campione e dell'erosione (Schlagenhauf et al., 2009).

(5.2) Rilevamento e Campionamento

Per analizzare la deformazione verticale nel lungo periodo che ha interessato l'area della Sicilia sud-orientale è stato necessario effettuare un dettagliato rilievo della distribuzione dei terrazzi marini presenti lungo l'area costiera compresa tra Augusta e Siracusa (Fig. 1a). Per il rilievo di campagna sono stati usati oltre alla carta tematica della serie terrazzata redatta da Bianca et al. (1999) (Fig. 74b) anche le ortofoto 1:10.000 (Fig. 80a) e un DEM 2x2 m ottenuto da volo lidar (Fig. 80b).

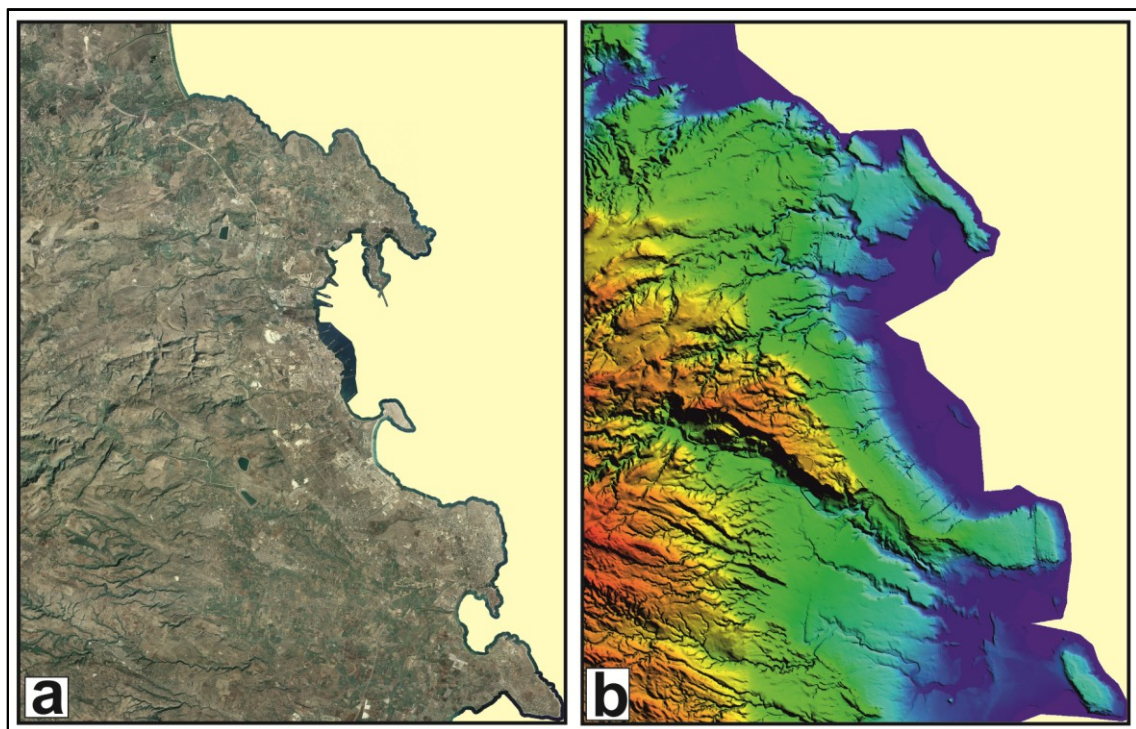


Fig. 80- Ortofoto (a) e DEM (b) dell'area oggetto di studio.

Inoltre, per avere un rilievo altimetrico quanto più preciso possibile è stato eseguito un nuovo *survey*, il quale è stato portato a termine usando una configurazione di due DGPS Garmin CX60 muniti di antenne Garmin GA30 e di un altimetro digitale H20 Nivcom tutti a geometria definita (Fig. 81). Tutti gli strumenti sono stati interconnessi attraverso il software di navigazione QINS v8 e sincronizzati con acquisizione ad 1sec. I DGPS sono stati impostati su sistema WAAS/EGNOS con precisione intorno ai 2m.

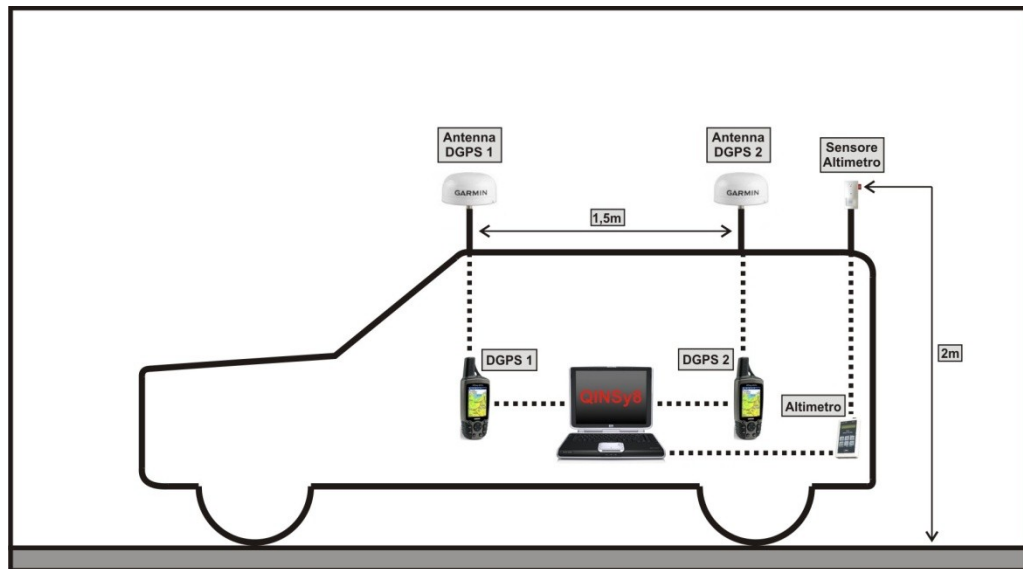


Fig. 81- Schema della strumentazione usata per il *survey* della serie terrazzata.

L'errore associato alle quote dei terrazzi rilevati è dell'ordine di ± 2 m, questa incertezza dipende principalmente dai processi di erosione e deposizione successivi all'emersione della superficie terrazzata, tuttavia per la stima dei tassi di deformazione verticale nel lungo termine questi errori vengono considerati trascurabili. I margini interni e le superfici terrazzate così mappate sono stati correlati morfologicamente basandosi sulla continuità laterale dei terrazzi meglio conservati. Questo processo ha portato all'identificazione di 7 principali terrazzi marini con i propri margini interni ed i resti di 3 paleo-linee di costa (Fig. 82).

Le superfici terrazzate risultano sviluppate sia sui sedimenti che riempiono le depressioni quaternarie (bacino di Augusta-Siracua, bacino di Floridia) sia sul substrato carbonatico di età Meso-Cenozoico. I terrazzi mappati in questo lavoro vengono denominati con i *toponimi* di origine greca suggeriti da Bianca et al. (1999) (Fig. 82). Osservando l'andamento delle quote dei margini interni dei terrazzi si evince un decremento delle altezze degli stessi procedendo da nord verso sud (Tab. 23).

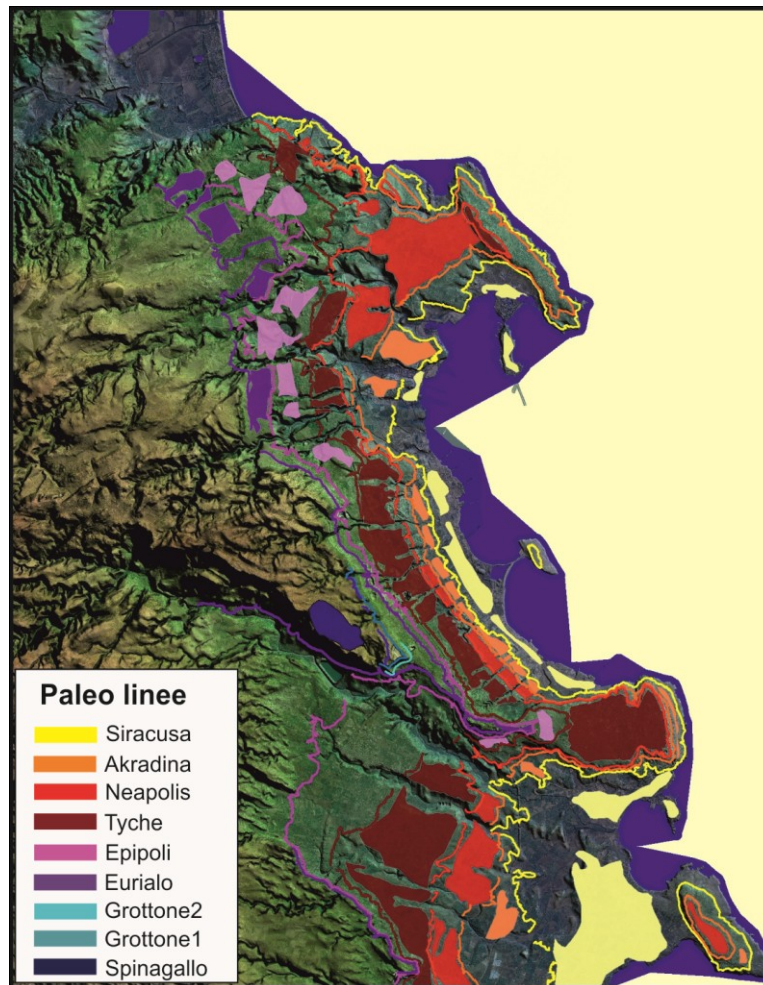


Fig. 82- Nuova carta della serie terrazzata in Sicilia sud orientale. Il colore si riferisce sia alle paleo linee di costa (margini interni di terrazzi) che alle relative superfici terrazzate.

Nome Terrazzo	Quota margini interni nelle differenti aree (m)		
	Augusta	Belvedere	B. Florida
Siracusa	21	17	13
Akradina	42	35	25
Neapolis	68	58	48
Tyche	108	92	78
Epipoli	145	127	94
Eurialo	165	145	114
Grottone2		178	
Grottone1		220	
Spinagallo		280	

Tab. 23- Terrazzi e quote dei margini interni nelle differenti aree.

Procedendo dalle quote più alte verso le più basse, il primo terrazzo intercettato e mappato è quello denominato Climiti da Bianca et al. (1999) e localizzato al *top* di Mt. Climiti, il quale si presenta fortemente eroso e raggiunge un'elevazione compresa tra i 480 m e i 350 m (Fig. 82). Lungo la scarpata orientale di Mt. Climiti sono state riscontrate le tre paleo-linee di costa già mappate da Bianca et al. (1999) e già nominate dalla più alta alla più bassa Spinagallo, Grottone 1, Grottone 2 e localizzate, rispettivamente, a 280 m, 220 m e 178 m (Fig. 82; Tab. 23). Ai piedi della scarpata di Mt Climiti è stato riscontrato il terrazzo nominato Eurialo da Bianca et al. (1999), il cui margine interno è stato mappato alla quota di 145 m, lo stesso raggiunge la massima quota di 165 m nell'area di Augusta e scende alla quota di 114 m nell'area del bacino di Floridia (Fig. 82; Tab. 23). Pochi metri più in basso è stato riscontrato il terrazzo Epipoli di Bianca et al. (1999), il cui margine interno varia dai 145 m ad Augusta, 127 m nella zona di Belvedere sino a 94 m nel bacino di Floridia (Fig. 82; Tab. 23). A seguire è stato riscontrato il terrazzo nominato Tyche da Bianca et al. (1999), il quale viene seguito in modo quasi continuo in tutta l'area investigata e si estende dalla massima quota di 108 m a nord, passando ai 92 m nell'area di Belvedere sino alla quota di 78 m a sud (Fig. 82; Tab. 23). Inferiormente al terrazzo Tyche è stato riscontrato il terrazzo Neapolis di Bianca et al. (1999), il cui margine interno è stato mappato dai 68 m nell'area di Augusta ai 48 m nell'area del bacino di Floridia (Fig. 82; Tab. 23). Immediatamente a sud di Belvedere il margine interno del Neapolis è stato mappato alla quota di 58 m (Fig. 82; Tab. 23). Il penultimo terrazzo riscontrato è l'Akradina localizzato alla massima quota di 42 m a nord e alla minima quota di 25 a sud (Fig. 82; Tab. 23), nella zona di Siracusa il suo margine interno è stato mappato alla quota di 35 m (Fig. 82; Tab. 23). Infine il terrazzo più basso individuato, denominato Siracusa da Bianca et al. (1999), il suo margine interno si sviluppa in modo continuo da nord verso sud passando dalla massima quota di 21 m ad Augusta, 17 m nell'area di Siracusa e 13 m lungo il bacino di Floridia (Fig. 82; Tab. 23).

Una volta che la serie terrazzata è stata mappata in dettaglio il passo successivo è stato quello di campionare le superfici di abrasione calcaree prelevando, tra Augusta e Siracusa, un totale di nove campioni (Tab. 24).

Campioni	Longitudine	Latitudine	Località	Data e ora di campionamento	Shielding	Spessore medio (cm)	Quota (m)	Peso (kg)	Terrazzo di appartenenza
C1	15,2147037	37,2664133	Augusta alta	21/09/2010 16:21	nulla	~7	80	1.313	Tyche
C2	15,2474674	37,2444182	Augusta bassa	21/09/2010 15:53	nulla	~5	46	1.210	Neapolis
C3	15,1390863	37,1244129	Melilli	21/09/2010 14:13	nulla	~7	412	2.089	Climiti
C4	15,1894984	37,1075785	Belvedere alto	21/09/2010 13:40	nulla	~6	162	1.01	Grottone2
C5	15,2766	37,1041	Tonnara S.Panagia	21/09/2010 16:40	nulla	~12	37	1.023	Neapolis
C6	15,2842414	37,103886	Scala greca	21/09/2010 11:36	nulla	~6	64	1.445	Tyche
C7	15,2302481	37,0905283	Belvedere medio	21/09/2010 14:50	nulla	~7	133	1.463	Eurialo
C8	15,2363919	37,0874575	Belvedere basso	21/09/2010 15:01	nulla	~5	101	0.894	Epipoli
C9	15,2995998	37,0853106	Scoglio dei due fratelli	21/09/2010 12:18	nulla	~6	27	1.017	Akradina

Tab. 24- Localizzazione dei campioni prelevati lungo le spianate di abrasione della serie terrazzata della Sicilia sud orientale. Sono riportati per ogni campione spessore, quota, peso e terrazzo di appartenenza.

Per datare le superfici di abrasione tramite la misura della concentrazione dei nuclidi cosmogenici che si sono prodotti lungo le stesse, durante le fasi del campionamento è importante annotare tutte le informazioni relative al campione ed al sito di campionamento al fine di ottenere un'analisi corretta dei risultati. Come detto in precedenza, il campionamento è stato effettuato lungo le spianate di abrasione dei terrazzi (Fig. 83a) prelevando, grazie all'uso di un martello e di un trapano, dalla parte più superficiale delle stesse spianate dei campioni con spessori centimetrici (Fig. 83b, 83c).



Figura 83- (a) Esempio di spianata di abrasione nella quale sono stati prelevati i campioni. (b) Fasi di campionamento. (c) Misura dello spessore dei campioni.

Per ogni campione è stato necessario misurare lo spessore medio, in quanto la produzione di nuclidi cosmogenici decresce esponenzialmente con la profondità; è stato opportuno annotare se la superficie del campione fosse irregolare e se fosse presente del suolo in quanto questi ultimi due causano una minor produzione di nuclidi cosmogenici. Inoltre è fondamentale conoscere, con la massima precisione, la posizione geografica del sito di campionamento che viene ricavata tramite misure effettuate con il GPS (*Global Positioning System*), perché la latitudine, longitudine e altitudine vengono richiesti per il calcolo dello *scaling factor* che a sua volta rappresenta un importante fattore per il calcolo del tasso di

produzione di nuclidi cosmogenici al sito di campionamento. Infine, deve essere annotata la *topografia* che circonda il sito di campionamento al fine di poter applicare una correzione dello *shielding*, in quanto la copertura *topografica* da parte di montagne, falesie, forti pendenze ed edifici comporta una minore produzione di nuclidi cosmogenici al sito. Ad ogni misura effettuata sul campo è associata un'incertezza dovuta sia all'imprecisione degli strumenti e sia all'inesattezza dovuta alla percezione della persona che effettua la misura, tuttavia errori dell'ordine di ± 10 m per quanto riguarda la quota del campione e di ± 1 cm per quanto riguarda lo spessore del campione causano un errore inferiore al 1% nel calcolo dell'età di esposizione.

Procedendo da nord verso sud, nell'area di Augusta e precisamente nella zona di Mt. Tauro (Fig. 84a) sono stati raccolti due campioni: il campione C1 lungo la spianata di abrasione del terrazzo Tyche alla quota di 80 m s.l.m. (Tab. 24; Fig. 84b) e il campione C2 campionato lungo la spianata di abrasione del terrazzo Neapoli alla quota di 46 m s.l.m. (Tab. 24; Fig. 84c).

Più a sud, nell'area compresa tra Melilli e Siracusa sono stati prelevati sette campioni (Fig. 85a). Il campione C3 è stato raccolto lungo la spianata di abrasione del terrazzo Climiti alla quota di 412 m s.l.m. (Tab. 24; Fig. 85b), il C4 è stato prelevato dal terrazzo Grottone2 alla quota di 162 m s.l.m. (Tab. 24; Fig. 85c), il C5 è stato campionato alla quota di 37 m s.l.m. dal terrazzo Neapolis (Tab. 24; Fig. 85d), il C6 è stato prelevato alla quota di 64 m s.l.m. dalla spianata di abrasione del terrazzo Tyche (Tab. 24; Fig. 85e), il C7 è stato campionato dal terrazzo Eurialo alla quota di 133 m s.l.m. (Tab. 24; Fig. 85f), il C8 è stato raccolto lungo il terrazzo Epipoli alla quota di 101 m s.l.m. (Tab. 24; Fig. 85g) ed infine il campione C9 è stato prelevato dalla spianata di abrasione del terrazzo Akradina alla quota di 27 m s.l.m. (Tab. 24; Fig. 85h).

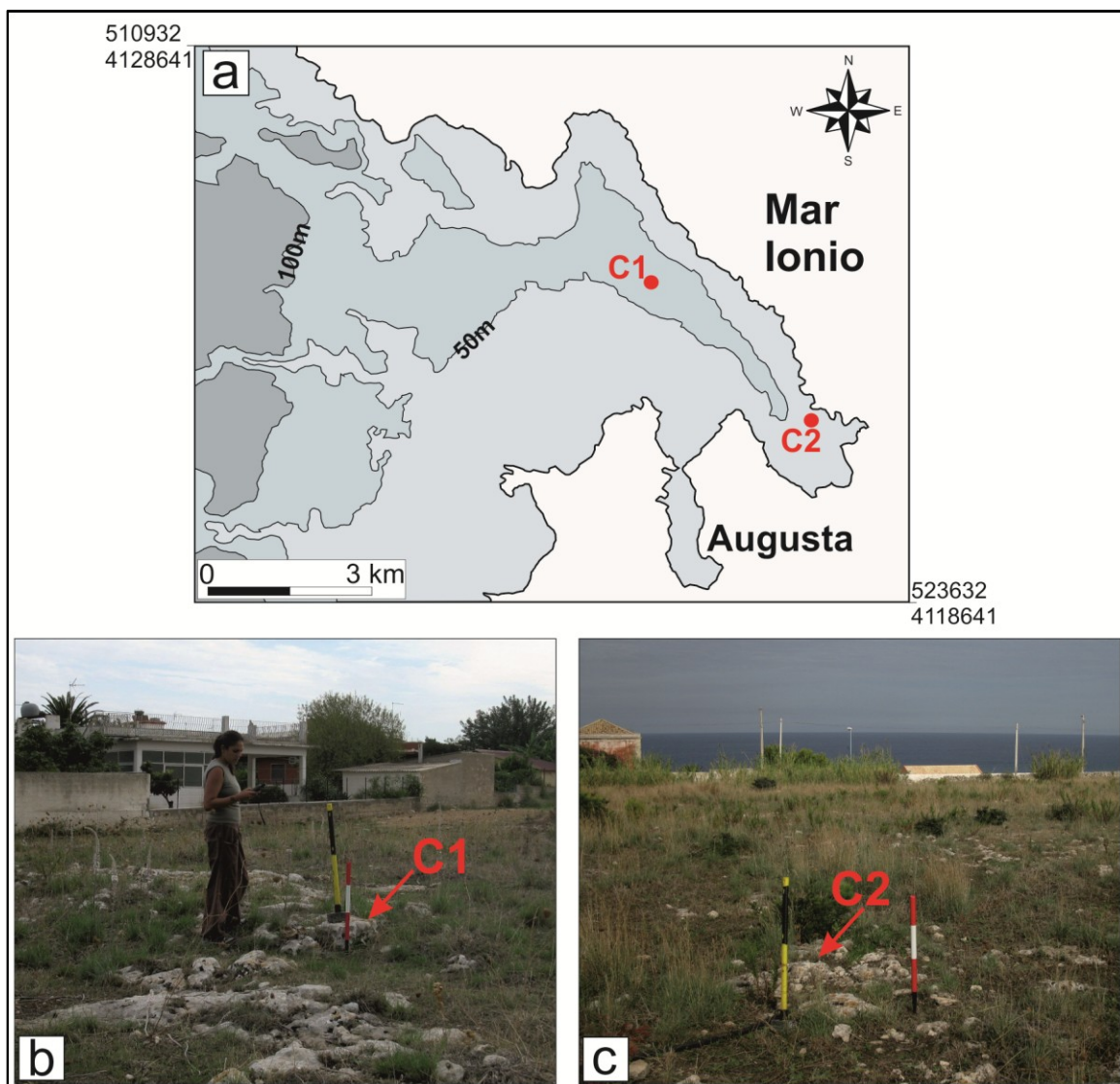


Fig. 84- (a) Localizzazione dei campioni raccolti nell'area di Augusta. (b) Campionamento campione C1. (c) Campionamento campione C2.

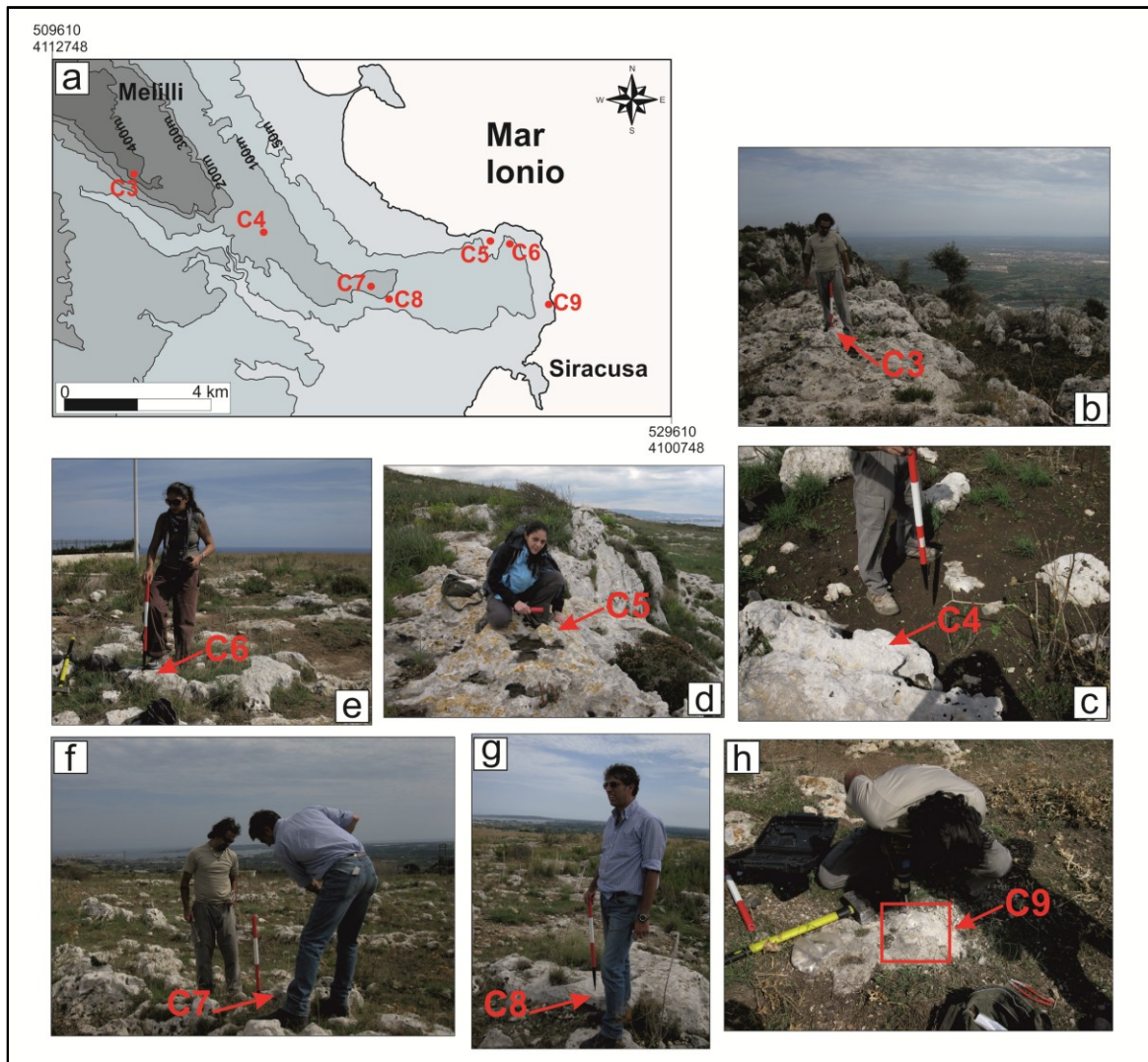


Fig. 85- (a) Localizzazione dei campioni raccolti nell'area di Siracusa-Melilli. (b) Campionamento campione C3. (c) Campionamento campione C4. (d) Campionamento campione C5. (e) Campionamento campione C6. (f) Campionamento campione C7. (g) Campionamento campione C8. (h) Campionamento campione C9.

(5.3) Analisi chimiche dei campioni

I nove campioni raccolti lungo la serie terrazzata presente tra Augusta e Siracusa, per i quali è stata prevista la misura della concentrazione del nuclide cosmogenico ^{36}Cl , sono stati analizzati presso il *Laboratoire National des Nucleides Cosmogeniques* situato all'interno del Centro di Ricerche CEREGE (*Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement*) Aix en-Provence, Francia. L'analisi dei campioni è suddivisa in tre fasi principali, qui di seguito illustrate in dettaglio: preparazione fisica dei campioni, estrazione chimica del ^{36}Cl dalle rocce carbonatiche e misura della concentrazione di ^{36}Cl attraverso la tecnica AMS.

(5.3.1) Preparazione fisica dei campioni

Prima che il nuclide cosmogenico ^{36}Cl venga estratto dai campioni analizzati devono essere effettuati differenti steps. Per prima cosa i campioni sono stati puliti dalla presenza di muschio sulla parte superficiale e successivamente per eliminare tutta l'umidità sono stati essiccati in forno per un tempo superiore alle 12h; a seguire ogni campione è stato smussato sino ad ottenere (per ogni campione) uno spessore quanto più omogeneo possibile che è stato annotato e utilizzato successivamente per il calcolo della concentrazione di ^{36}Cl . Una volta che i campioni sono stati essiccati hanno subito una prima frantumazione, durante la quale sono stati prelevati diverse porzioni di roccia (per ogni campione) utilizzati per la misura della densità (Tab. 25; Fig. 86) e per le analisi chimiche.

Campioni	Spessore medio (cm)	Densità media (g/cm ³)
C1	~7	2.480±0.08
C2	~5	2.461±0.03
C3	~7	2.362±0.07
C4	~6	2.378±0.07
C5	~12	2.395±0.06
C6	~6	2.339±0.12
C7	~7	2.371±0.05
C8	~5	2.275±0.05
C9	~6	2.399±0.07

Tab. 25- Densità media dei campioni analizzati.



Fig. 86- Misura della densità dei campioni.

In genere, per conoscere la densità di un blocco roccioso vengono eseguite più misure di densità che poi vengono mediate ottenendo così il valore medio di densità per una roccia. Conoscere la densità della roccia risulta necessaria per poter calcolare l'attenuazione delle particelle dei raggi cosmici quando attraversano la roccia.

Di notevole rilevanza sono le analisi chimiche effettuate sui campioni in quanto la produzione di ³⁶Cl, soprattutto se dovuta alla cattura di neutroni a bassa energia, dipende fortemente dalla composizione chimica della roccia. Tutte le analisi chimiche sono state effettuate presso il Centro di Ricerche CEREGE

tramite la tecnica ICP-OES per l'analisi degli elementi maggiori e la tecnica ICP-MS per gli elementi in traccia.

La porzione del campione destinato all'estrazione del ^{36}Cl è stato collocato in una pressa, frantumato ulteriormente e successivamente setacciato. Le frazioni di campione con dimensione dei granuli $>500\ \mu\text{m}$ e $<250\ \mu\text{m}$ sono state scartate, al contrario la frazione di campione con dimensione dei granuli compresa tra $500\text{-}250\ \mu\text{m}$ è stata utilizzata per la determinazione della concentrazione del nuclide cosmogenico.

(5.3.2) Estrazione chimica del ^{36}Cl da rocce carbonatiche

L'estrazione chimica del nuclide cosmogenico ^{36}Cl da una roccia può essere fatta attraverso differenti e corrette procedure (Zreda et al., 1991; Stone et al., 1996; Desilets et al., 2006a). In questo lavoro l'estrazione e la misura del ^{36}Cl sono stati effettuati tramite l'uso della procedura redatta dallo stesso *Laboratoire National des Nucleides Cosmogeniques* (tesi di dottorato di Schimmelpfennig, 2009).

Pretrattamento

Il pretrattamento dei campioni risulta necessario perché lo stesso permette di rimuovere, dal campione, il ^{36}Cl atmosferico prodotto nell'atmosfera per effetto della spallazione del ^{40}Ar e accumulatosi nella parte più superficiale del campione. Per fare ciò, circa 50 g di campione (per ognuno dei 9 campioni) è stato inserito in una bottiglia HDEP (*high density polyethylene*) che è stata precedentemente asciugata in forno e pesata (Fig. 87a). Al campione è stata aggiunta una quantità di 10 ml/g di acqua pura (MQ) ed il tutto è stato pesato e successivamente posto in un agitatore elettrico per un tempo di 5h (Fig. 87b). Al termine delle 5h, è stata rimossa l'acqua e con se la frazione sottilissima che si è formata per effetto dello sfregamento tra i granuli e che conterrebbe il ^{36}Cl atmosferico che si vuole eliminare, a seguire è stata messa nuovamente della MQ ed è stato ripetuto lo

stesso procedimento. Alla fine dei due steps i campioni sono stati posti nel forno ad asciugare (Fig. 87c), dopo circa 8h sono stati pesati ed è stata calcolata la % di campione perduto durante lo sfregamento meccanico.

Per essere certi che tutto il CI atmosferico sia stato eliminato dai campioni, quest'ultimi sono stati pretrattati anche chimicamente; ai campioni è stata aggiunta una quantità di MQ pari a 20-30 ml e successivamente è stato aggiunto una quantità pari a 1ml/g di acido nitrico(HNO_3) con una concentrazione pari a 2N (normalità) che è servita per la dissoluzione al 10% dei campioni (Fig. 88a). I campioni così trattati sono stati a riposo per una notte (Fig. 88b), a seguire la soluzione formata si per l'aggiunta di HNO_3 è stata eliminata, i campioni sono stati sciacquati con MQ ed essiccati in forno per 12h ed infine sono stati ripesati annotando la % di campione che si è dissolto.

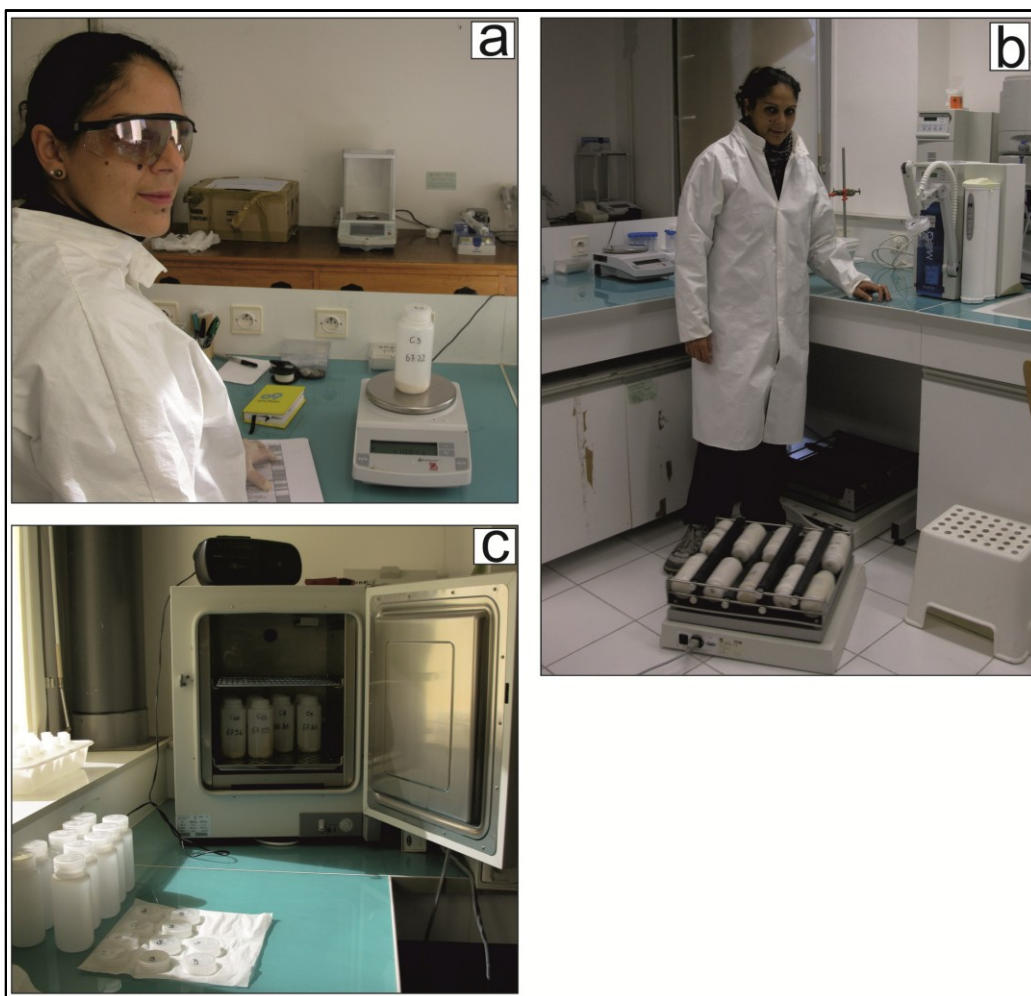


Fig. 87- (a) Misura del peso del campione da analizzare. (b) Campioni posti nell'agitatore meccanico. (c) Essiccamento dei campioni.

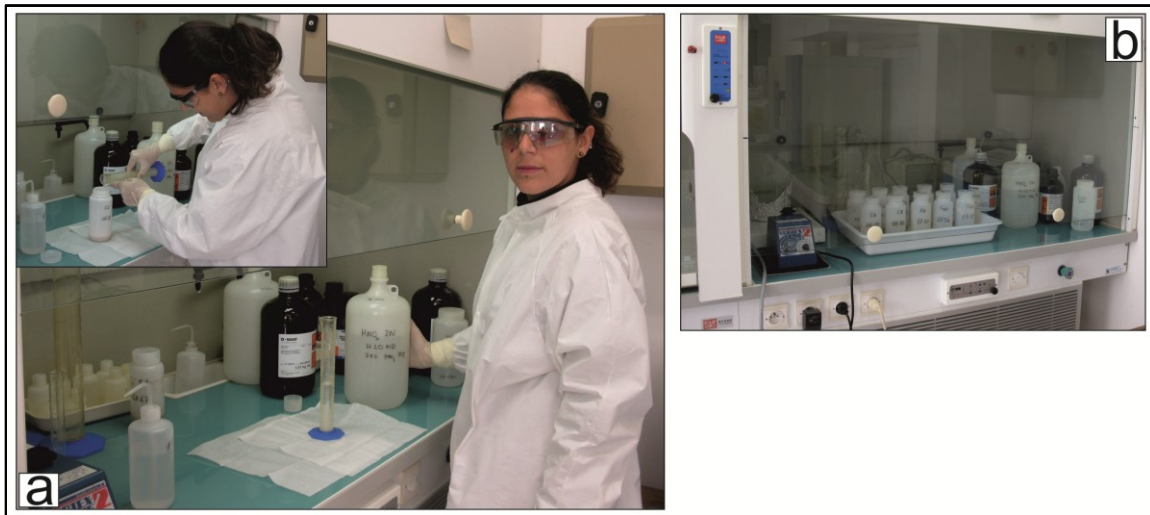


Fig. 88- (a) Trattamento dei campioni con acido nitrico. (b) Dissoluzione del campione.

Dissoluzione totale

Dai campioni pretrattati è stata rimossa una aliquota di 5 g che è servita per determinare la concentrazione degli elementi *target*, presenti nei campioni, che permettono la produzione del nuclide cosmogenico. Da questo momento in poi tutte le procedure che sono state effettuate sui nove campioni sono state simultaneamente effettuate anche sul bianco analitico (*blank*).

Ai campioni e al *blank* è stata aggiunta una quantità in peso pari a 0.5 g dello *spike*, ovvero una soluzione di NaCl arricchita in ^{35}Cl e ^{37}Cl che ha concentrazione nota e pari a 3.314 mg/g (Fig. 89a). L'aggiunta dello *spike* viene fatto per due motivi: permette di misurare simultaneamente il ^{36}Cl e il Cl da un'unica misura AMS; permette, attraverso l'aggiunta di una quantità nota di Cl, di ottenere una quantità di precipitato di AgCl tale da poter essere analizzato con la tecnica AMS.

Oltre allo *spike*, ai campioni ed al *blank* è stata aggiunta prima dell'acqua MQ e successivamente una quantità di 10ml/g di HNO_3 comportando la dissoluzione totale dei campioni. I campioni così trattati sono stati fatti riposare per una notte e in seguito, grazie all'uso di filtri Whatman (541), le soluzioni sono state filtrate in nuove bottiglie HDEP, tutti i residui (per ogni campione) sono stati essiccati e pesati ottenendo le % totali dei campioni dissolti (Fig. 89b).



Fig. 89- (a) Aggiunta dello *spike* ai campioni analizzati. (b) Essiccamento dei residui di ogni campione.

Prima precipitazione di AgCl

Alle soluzioni ricavate dal procedimento precedente è stata aggiunta una quantità di 2 ml di una soluzione di nitrato di argento (AgNO_3) con concentrazione nota e pari a 104.1 mg/g (Fig. 90a), che causerà la precipitazione del cloruro di argento (AgCl). I campioni così trattati sono stati collocati, per un tempo di 24h, all'interno di un posto buio perché AgCl è sensibile alla luce. Dopo le 24h i campioni ed il *blank* si sono presentati caratterizzati dal precipitato di AgCl depositato sul fondo delle bottiglie e da una soluzione da scartare; per prima cosa per ogni campione è stato previsto un processo di *pumping* attraverso il quale è stata rimossa la maggior parte della soluzione (Fig. 90b), successivamente i

campioni ed il *blank* sono stati trasferiti all'interno di tubi di centrifugazione da 15 ml, posti in una centrifuga e centrifugati per un tempo di 3 minuti alla velocità di 4000 giri/minuto (Fig.90c). Questo processo è stato eseguito per tre volte al termine del quale il precipitato di AgCl è stato completamente separato dalla soluzione.

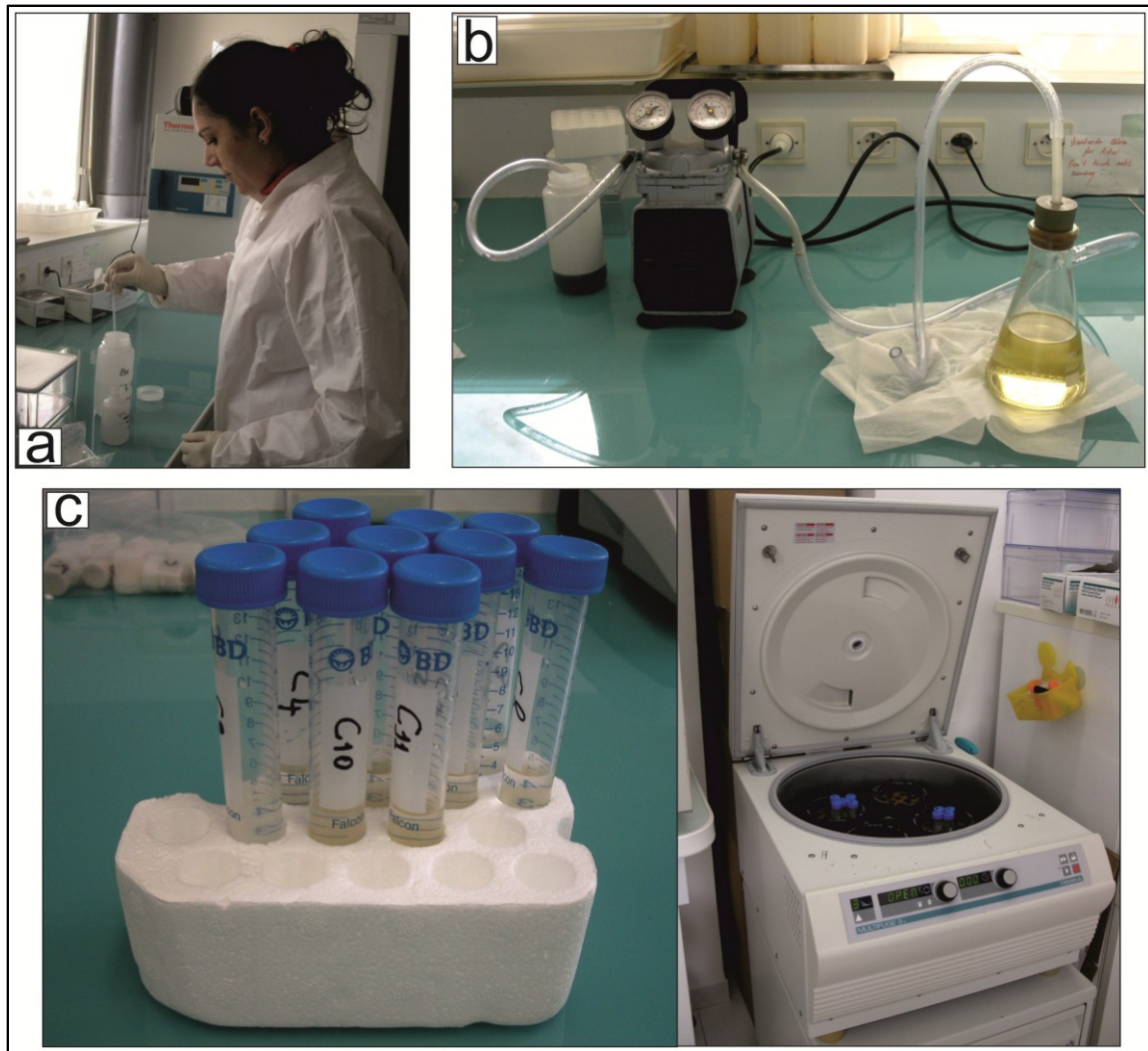


Fig. 90- (a) Aggiunta del nitrato di argento. (b) Processo di *pumping*. (c) Centrifugazione dei campioni.

Precipitazione di $BaSO_4$

Il precipitato di AgCl è stato sciacquato per 2 volte con ammoniaca ($HN_{3(acq)}$), successivamente 1 ml della stessa ammoniaca è stato aggiunto ai singoli campioni, il tutto è stato agitato sino ad ottenere una nuova soluzione (Fig. 91). Le

nuove soluzioni sono state trattate con 1.5 ml di nitrato di bario ($\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$) il quale permetterà la precipitazione del solfato di bario (BaSO_4). La precipitazione di quest'ultimo è necessaria per poter eliminare dal campione lo ^{36}S , in quanto avendo un peso atomico molto simile a quello del ^{36}Cl può comportare degli errori di misura della concentrazione del ^{36}Cl . I campioni trattati con $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ hanno riposato per una notte al termine della quale sono stati centrifugati al fine di separare la soluzione dal precipitato di BaSO_4 .

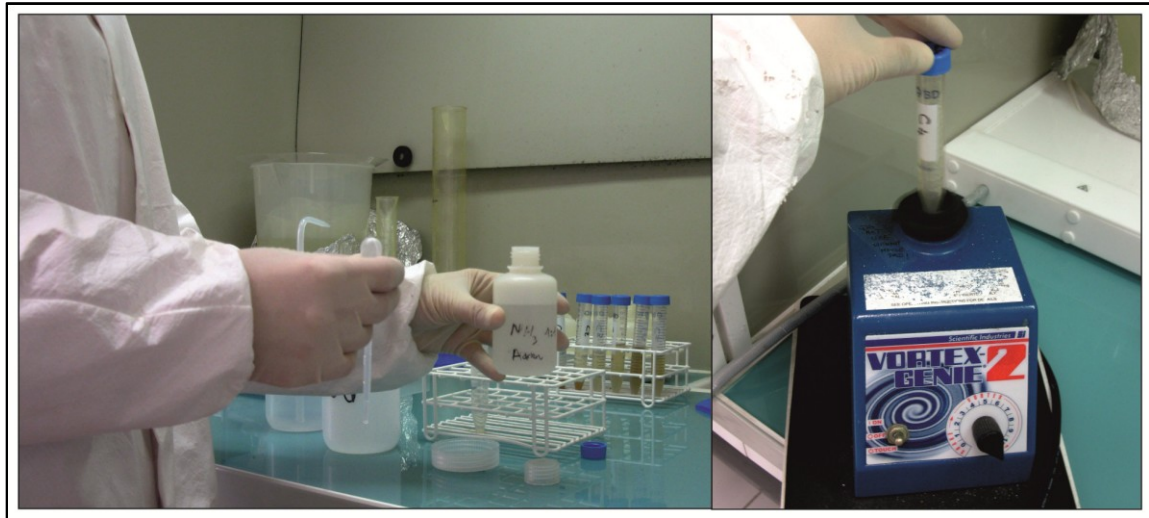


Fig. 91- Aggiunta di ammoniaca ai campioni.

Precipitazione finale di AgCl

Per ogni campione, è stato eliminato il precipitato di BaSO_4 ottenendo la nuova soluzione che è stata trattata con una quantità pari a 3 ml di HNO_3 e che ha portato alla precipitazione finale di AgCl. Tutti i campioni, sotto forma di soluzione, sono stati agitati e centrifugati in modo tale da ottenere la separazione della soluzione dal precipitato di AgCl, cosicché la soluzione è stata eliminata mentre il residuo è stato messo in forno ad asciugare ottenendo così per tutti i campioni il precipitato finale di AgCl in cui è stata misurata la concentrazione del nuclide cosmogenico ^{36}Cl .

(5.3.3) Misura della concentrazione del ^{36}Cl con la tecnica AMS

Le misure della concentrazione del nuclide cosmogenico ^{36}Cl sono state effettuate tramite un *HVEE 5. MV Tandetron ME AMS System* presso il *Laboratoire National des Nucleides Cosmogeniques* situato all'interno del Centro di Ricerche CEREGE (Fig. 92).

Il principio della tecnica AMS è simile alla spettrometria di massa, infatti in entrambe le tecniche dopo la ionizzazione del campione, l'accelerazione del fascio di ioni e la separazione degli stessi in funzione della carica e della massa vengono misurati i rapporti isotopici. La principale differenza tra le due tecniche sta nel fatto che con la tecnica AMS è possibile misurare basse concentrazioni isotopiche in campioni di piccole dimensioni con estrema precisione, in quanto gli ioni vengono accelerati con elevate energie cinetiche (Elmore e Phillips, 1987; Finkel e Suter, 1993).



Fig. 92- Accelerometro usato per le misure AMS situato presso il *Laboratoire National des Nucleides Cosmogeniques*.

Il materiale *target* in cui verrà misurata la concentrazione dei nuclidi cosmogenici è un composto contenente il nuclide di interesse e che viene estratto per via chimica dal campione di roccia. In questo lavoro, il nuclide da misurare è il ^{36}Cl ed il materiale *target* in cui fare le misure, come visto in precedenza, è rappresentato dal sale AgCl . Dal momento che vengono misurate solo piccole frazioni del materiale *target* non è possibile determinare in modo assoluto l'abbondanza del nuclide in un campione, tuttavia quello che viene misurato è il rapporto isotopico ovvero il rapporto tra il numero di ioni dell'isotopo radioattivo ed il numero degli ioni dell'isotopo stabile presenti nello stesso campione. Nel caso

del nuclide cosmogenico ^{36}Cl , quello che viene misurato sono i rapporti isotopici $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ e $^{36}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$, che in genere risultano essere dell'ordine di 10^{-14} e 10^{-12} , rispettivamente.

Qui di seguito, in modo semplificato, verranno riportati tutti i passaggi che il materiale *target* segue per poter alla fine ottenere una misura della concentrazione del nuclide di interesse (Fig. 93).

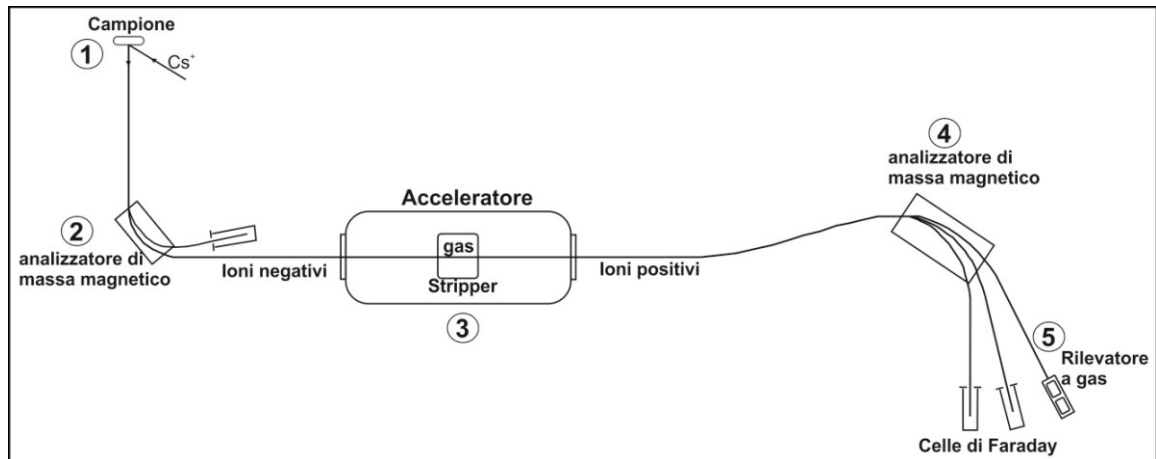


Fig. 93 – Configurazione schematica della tecnica AMS. (1) Il campione inserito nella sorgente sputter viene bombardato con ioni di Cs^+ producendo un fascio di ioni negativi. (2) Il fascio di ioni viene accelerato e passa attraverso il primo analizzatore magnetico della massa. (3) Nella prima parte dell'acceleratore gli ioni vengono accelerati ad alta energia, passano nello stripper e nella seconda parte dell'acceleratore gli ioni diventati positivi vengono nuovamente accelerati. (4) Gli ioni accelerati passano in un secondo analizzatore magnetico della massa. (5) Gli isotopi stabili vengono misurati come correnti elettriche nelle celle di Faraday, gli isotopi rari vengono contati un atomo alla volta nel rivelatore a gas.

Il materiale *target* (AgCl) viene inserito in una sorgente di “*sputtering*” dove viene bombardato da ioni di Cs^+ , producendo un fascio di ioni negativi. Il fascio di ioni negativi viene accelerato a 40-100 keV da un campo elettrico e viene fatto passare attraverso un primo spettrometro di massa magnetico dove gli ioni vengono selezionati in funzione della carica e della massa. Solo gli ioni che hanno un certo valore di ME/q^2 (M: massa; E: energia cinetica; q: carica) continuano ad essere analizzati. A questo punto, gli ioni entrano nella prima metà dell'acceleratore (basato sul principio del generatore di Van de Graaff) e vengono accelerati verso il terminale ad alta tensione dove si trova lo “*stripper*” che può essere un gas a bassa densità o un sottile foglio di carbonio, il quale serve a

rimuovere gli elettroni dagli ioni che effettuano il passaggio cosicché gli ioni negativi vengono convertiti in ioni positivi. Inoltre, le molecole del campione vengono disgregate nel passaggio e la completa eliminazione di molecole isobare è una delle ragioni per l'eccezionale sensibilità alla concentrazione della tecnologia AMS. Dopo essere stati accelerati nella seconda metà dell'acceleratore, gli ioni positivi passano attraverso un secondo spettrometro di massa magnetico dove, come in precedenza, gli ioni positivi vengono selezionati per massa e carica. Infine, gli ioni vengono identificati da un sistema di rilevazione (*detector*) cosicché gli isotopi rari vengono diretti in un rivelatore a gas, che misura l'energia persa dallo ione durante il suo passaggio in questo gas e che dipende dal numero atomico; mentre le correnti elettriche degli isotopi stabili vengono orientate verso le celle di Faraday. In questo modo, simultaneamente vengono misurati i rapporti isotopi $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ e $^{36}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ e anche il rapporto isotopico tra i due isotopi stabili del Cl, $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$. Avendo misurato i rapporti isotopici e conoscendo il rapporto tra $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$, ottenuto dallo spike che è stato aggiunto al campione durante la preparazione chimica, attraverso delle relazioni ottenute da Ivy-Ochs et al. (2004) e Desilets et al. (2006a) è stato possibile determinare la misura della concentrazione del nuclide cosmogenico ^{36}Cl in tutti e nove i campioni analizzati.

(5.4) Risultati

Una volta che i campioni sono stati trattati chimicamente, che il precipitato di AgCl (ottenuto per ogni campione) è stato analizzato con la tecnica AMS è stato possibile conoscere la concentrazione del nuclide cosmogenico ^{36}Cl per ognuno dei nove campioni analizzati (Tab. 26).

Campioni	Quota (m)	Terrazzo di appartenenza	Concentrazione ^{36}Cl misurata (atomi ^{36}Cl gr ⁻¹)
C1	80	Tyche	1.49E+06
C2	46	Neapolis	1.25E+06
C3	412	Climiti	1.02E+06
C4	162	Grottone2	1.34E+06
C5	37	Neapolis	1.22E+06
C6	64	Tyche	1.45E+06
C7	133	Eurialo	1.25E+06
C8	101	Epipoli	1.37E+06
C9	27	Akradina	1.09E+06

Tab. 26- Misura della concentrazione del nuclide cosmogenico ^{36}Cl nei nove campioni analizzati.

Pertanto, conoscendo la concentrazione del ^{36}Cl in ogni campione studiato il passo successivo è stato quello di determinare l'età di esposizione dei terrazzi in cui sono stati prelevati gli stessi campioni analizzati. Per fare questo è stato utilizzato un complesso foglio di calcolo elaborato dallo stesso *Laboratoire National des Nucleides Cosmogeniques* (tesi di dottorato di Schimmelpfennig, 2009), il quale consiste di tre principali fogli di lavoro: il primo comprende le istruzioni di come usare il foglio di calcolo, i riferimenti bibliografici e la leggenda dei colori usati per le celle nel secondo e terzo foglio; il secondo foglio suddiviso in due parti, la prima di "Input" e la seconda di "Output"; infine il terzo foglio di lavoro dove viene sviluppato il profilo di profondità.

Input

La sezione di "Input" facente parte del secondo foglio di lavoro è caratterizzata da celle di colore giallo dove sono state inserite tutte le informazioni relative ai

campioni esaminati. In particolare, nelle celle gialle disposte verticalmente (Fig. 94) sono state inserite le seguenti informazioni: profondità del campione, spessore del campione, densità della roccia, *scaling factor* e le sue correzioni, la concentrazione di ³⁶Cl misurata nel campione e la sua incertezza, l'età della formazione rocciosa. Inoltre sono presenti altre due celle, una riguardante l'età di esposizione del campione e l'altra il tasso di erosione le quali come vedremo in seguito sono strettamente correlate.

1- Input	symbol	units	calculations	Uncertainties
(and output for eroding surfaces)				
element concentration in bulk rock : major element as oxides [wt-%] and trace elements [wt-ppm]				
element concentration in target fraction : major element as oxides [wt-%] and Cl in [wt-ppm]				
uncertainty target element concentration in target fraction (oxides in [wt-%] and Cl in [wt-ppm])				
depth reference: top of sample		cm	0	
sample thickness		cm	7	
bulk rock density	rho	g cm ⁻³	2,48	
mass depth reference: center of sample	z	g cm ⁻²	1	
mass thickness	z _e	g cm ⁻²	17,36	
scaling factor for nucleonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)	S _{el,s} , S _{el,n}	-	0,977657319	0,049
scaling factor for muonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)	S _{el,m}	-	0,942401899	0,047
correction factor for shielding of a sample of arbitrary orientation by surrounding topography	S _T	-	0,996617365	0,010
correction factor for geometry effects on spallogenic production	S _{shape}	-	1	0,03
correction factor for snow shielding for spallogenic production	S _{snow}	-	1	0,01
effective fast neutron attenuation coefficient	A _{f,e}	g cm ⁻²	160	
measured ³⁶ Cl concentration in sample	N _{meas}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	1,49E+06	32220
exposure duration (independently determined or estimated)	t _{indep}	a	75311	3000
formation age of rock (independently determined or estimated) for radiogenic correction	t _{form}	a	3000000	1000
erosion rate	ε	mm ka ⁻¹	0	0

Fig. 94- Dettaglio del *box* di "Input" presente nel secondo foglio di lavoro. In giallo tutte le celle di *input* relative alle informazioni del campione.

Al contrario, nelle celle disposte in orizzontale (Fig. 95) sono state inserite tutte le informazioni riguardanti la composizione chimica dei campioni e precisamente sulla riga superiore sono state inserite le concentrazioni degli elementi maggiori ed in traccia misurate nei campioni, nella riga in basso sono state inserite le concentrazioni degli elementi *target* e le loro incertezze.

CaO [wt-%]	K2O [wt-%]	TiO2 [wt-%]	Fe2O3 [wt-%]	Cl [ppm]	SiO2 [wt-%]	Na2O [wt-%]	MgO [wt-%]	Al2O3 [wt-%]
bulk rock:								
51,366	0,00	0,00	0,06	41	0,00	0,00	0,65	0,02
target fraction:								
51,366	0,00	0,00	0,00	41				
-0,092891262	0,00	0,00	0,00	0				

1- Input	symbol	units	calculations	SiO2 [wt-%]	Na2O [wt-%]	MgO [wt-%]	Al2O3 [wt-%]	CaO [wt-%]	K2O [wt-%]	TiO2 [wt-%]	Fe2O3 [wt-%]	Cl [ppm]
element concentration in bulk rock : major element as oxides [wt-%] and trace elements [wt-ppm]				0,00	0,00	0,65	0,02	51,366	0,00	0,00	0,06	41
element concentration in target fraction : major element as oxides [wt-%] and Cl in [wt-ppm]				0,00	0,00	0,65	0,02	51,366	0,00	0,00	0,00	41
uncertainty target element concentration in target fraction (oxides in [wt-%] and Cl in [wt-ppm])				0,00	0,00	0,65	0,02	-0,092891262	0,00	0,00	0,00	0
depth reference: top of sample	cm		0									
sample thickness	cm		2,48									
bulk rock density	g cm ⁻³		2,48									
mass depth reference: center of sample	g cm ⁻²		17,30									
mass thickness	g cm ⁻²		17,30									
scaling factor for nucleonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)			0,977603188	0,049								
scaling factor for muonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)			0,942401899	0,047								
correction factor for shielding of a sample of arbitrary orientation by surrounding topography			0,996617268	0,039966174								
correction factor for geometry effects on spallogenic production			1	0,03								
correction factor for error shielding for spallogenic production			1	0,03								
effective fast neutron attenuation coefficient	g cm ⁻²		180									
measured ³⁶ Cl concentration in sample	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹		1,48E+06	32220,4								
exposure duration (independently determined or estimated)	a		75311	3000								
formation age of rock (independently determined or estimated) for radiogenic correction	a		3000000	11000								
erosion rate	mm ka ⁻¹		0	0 m/ka								

Fig. 95- Dettaglio del box di "Input" presente nel secondo foglio di lavoro. In giallo tutte le celle di input. Nel pannello superiore tutte le informazioni relative alla composizione chimica del campione.

Output

La sezione di "Output" facente parte sempre del secondo foglio di lavoro è caratterizzata dalle celle di colore azzurro le quali rappresentano i risultati dei calcoli completi per ogni campione. Nel box "Output A" (Fig. 96) viene calcolata, tenendo conto della misura della concentrazione di ³⁶Cl inserita nel box di "Input", l'età di esposizione per una superficie che non ha subito nessuna erosione, chiamata età apparente. Di conseguenza, inserendo nel box "Input" le misure di concentrazione di ³⁶Cl per ogni singolo campione è stato possibile ottenere l'età apparente dei campioni e quindi delle superfici terrazzate in cui gli stessi sono stati prelevati (Tab. 27).

2- Output A: exposure age of sample (only for uneroded surface)				
				Uncertainties
decay constant for ³⁶ Cl	λ_{36}	a ⁻¹	2,30E-06	1,52E-08
scaled total sample specific ³⁶ Cl production rate without radiogenic	P_{total}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹ a ⁻¹	21,5	1,8
time factor radiogenic	t_r		433783	2843,2
calculated concentration of radiogenically produced ³⁶ Cl atoms for estimated age	N_r	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	3552,8	179,2
measured ³⁶ Cl concentration in sample corrected from radiogenic component	N_{meas-r}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	1,48E+06	32220,4
age of sample	t	a	75311	7146,4

Fig. 96- Dettaglio del box "Output A" in cui viene riportata l'età apparente per una superficie che non ha subito erosione.

Campioni	Quota (m)	Terrazzo di appartenenza	Concentrazione ^{36}Cl misurata (atomi ^{36}Cl gr^{-1})	Età apparente (a)
C1	80	Tyche	1.49E+06	75311±7146
C2	46	Neapolis	1.25E+06	62878±6118
C3	412	Climiti	1.02E+06	37282±3514
C4	162	Grottone2	1.34E+06	61159±6049
C5	37	Neapolis	1.22E+06	61809±6110
C6	64	Tyche	1.45E+06	72656±7155
C7	133	Eurialo	1.25E+06	62816±6164
C8	101	Epipoli	1.37E+06	65144±6375
C9	27	Akradina	1.09E+06	56262±5459

Tab. 27- Tempo di esposizione o età apparente, considerando nulla l'erosione, per i nove campioni analizzati.

Il box "Output B" (Fig. 97), valido per una superficie erosa, non contiene alcuna cella azzurra ma permette di stimare il tasso di erosione di una superficie se il tempo di esposizione della stessa è noto o stimato e viceversa stimare il tempo di esposizione di una superficie essendo noto il tasso di erosione. Questo perché, la concentrazione di ^{36}Cl calcolata per un campione eroso dipende sia dal tasso di erosione che dal tempo di esposizione; per cui, fissando ad esempio il tempo di esposizione si va variare il tasso di erosione sino a quando il valore della concentrazione di ^{36}Cl calcolata diventa approssimabile al valore della concentrazione di ^{36}Cl misurata ed il valore che esprime la loro differenza è approssimabile a zero.

Purtroppo, quanto detto sopra non è applicabile ai nove campioni analizzati in questo lavoro in quanto per gli stessi non sono noti né tasso di erosione né tempo di esposizione, tuttavia per ogni campione esaminato è stato possibile calcolare il massimo tasso di erosione (Tab. 28). Quest'ultimo è stato determinato assumendo che la superficie è stata esposta per un tempo molto lungo >1 Ma per cui questo valore viene inserito nella cella "exposure duration" nel box di "Input", per tempi così lunghi la concentrazione di ^{36}Cl misurata corrisponde alla concentrazione di equilibrio tra produzione di ^{36}Cl e decadimento radioattivo, chiamata *steady state*. Sapendo che il valore della concentrazione di ^{36}Cl calcolata non può superare il

valore della concentrazione misurata abbiamo variato il tasso di erosione sino a minimizzare questa differenza. Il tasso di erosione che minimizza questa differenza è proprio il tasso di massima erosione.

3- Output B: eroding surface				
calculated ^{36}Cl concentration for an eroding sample	$N_{\text{calc, total}}$	atoms $^{36}\text{Cl g}^{-1}$	1,38E+06	
difference measured/calculated ^{36}Cl concentration in eroding sample	$\Delta N_{\text{meas-calc}}$		6,92%	
erosion rate	ε	cm a^{-1}	0,0005	0,00005
time factor with erosion for spallation reaction	$t_{\text{cosm, s}}$		54966	1997
time factor with erosion for capture of epithermal neutrons	$t_{\text{cosm, eth}}$		11075	1074
time factor with erosion for capture of thermal neutrons	$t_{\text{cosm, th}}$		25034	1999
time factor with erosion for capture of slow negative muons	$t_{\text{cosm, } \mu}$		70786	2347
depth reference factor for spallogenic reaction	d_s		0,994	
depth reference factor for capture of epithermal neutrons	d_{eth}		0,932	
depth reference factor for capture of thermal neutrons	d_{th}		0,972	
depth reference factor for capture of slow negative muons	d_{μ}		0,999	
production rate coefficient corrected for sample thickness for spallogenic reaction	$J_{Q, s}$		24,61	
production rate coefficient corrected for sample thickness for capture of epithermal neutrons	$J_{Q, \text{eth}}$		0,33	
production rate coefficient corrected for sample thickness for capture of thermal neutrons	$J_{Q, \text{th}}$		-5,93	
production rate coefficient corrected for sample thickness for capture of slow negative muons	$J_{Q, \mu}$		3,02	
production rate coefficient for spallogenic reaction	J_s		24,74	
production rate coefficient for capture of epithermal neutrons	J_{eth}		0,34	
production rate coefficient for capture of thermal neutrons	J_{th}		-6,05	
production rate coefficient for capture of slow negative muons	J_{μ}		3,02	

Fig. 97- Dettaglio del box "Output B". In rosso viene riportato la differenza tra concentrazione di ^{36}Cl misurata e quella calcolata.

Campioni	Quota (m)	Terrazzo di appartenenza	Max Tasso di erosione (mm/ka)
C1	80	Tyche	15
C2	46	Neapolis	17
C3	412	Climiti	30
C4	162	Grottone2	17
C5	37	Neapolis	18
C6	64	Tyche	15
C7	133	Eurialo	17
C8	101	Epipoli	17
C9	27	Akradina	19

Tab. 28- Massimo tasso di erosione calcolato per ogni singolo campione analizzato.

Profilo di profondità

In questo lavoro per ottenere il tasso di erosione ed il tempo di esposizione si è deciso di effettuare lo studio del profilo di profondità. Per creare un profilo di

profondità è necessario misurare la concentrazione di ^{36}Cl in più campioni raccolti lungo uno scavo verticale per una lunghezza di circa 3 m, in quanto è stato osservato che è la massima profondità in cui si ha produzione di ^{36}Cl , eseguito su una spianata di abrasione (Fig. 98).

Le concentrazioni di ^{36}Cl misurate vengono inserite nel terzo foglio di lavoro e poi plottate su di un grafico (Fig. 99) che mostra l'andamento verticale della concentrazione misurata e di quella teorica, quest'ultima valida per un campione che ha una composizione omogenea.

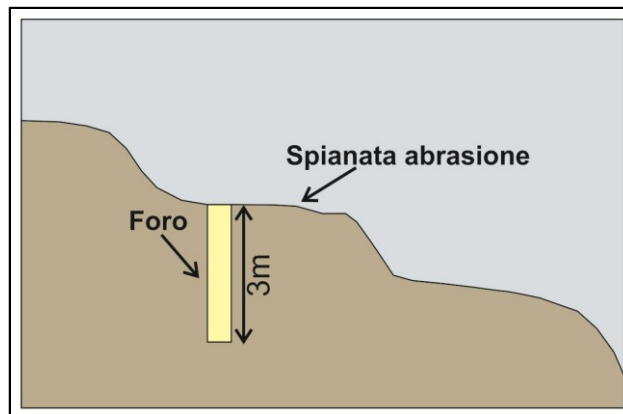


Fig. 98- Esempio di campionamento per effettuare lo studio del profilo di profondità.

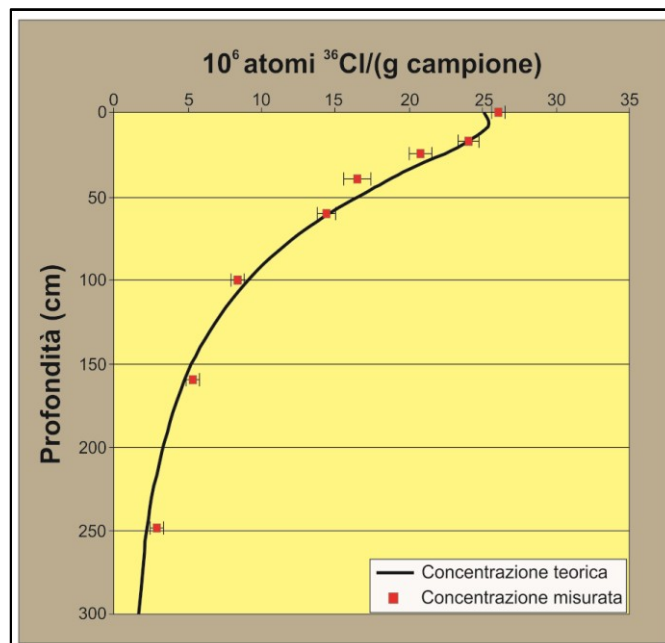


Fig. 99- Distribuzione verticale della concentrazione di ^{36}Cl misurata e teorica.

La forma del profilo di profondità dipende dal tasso di erosione e dal tempo di esposizione, per cui questi due parametri saranno variati sino a quando la curva di concentrazione di ^{36}Cl calcolata fitti al meglio con la curva di ^{36}Cl misurata. Una volta ricavati il tasso di erosione ed il tempo di esposizione per la superficie terrazzata in cui è stato fatto il profilo di profondità è possibile stimare il tasso di deformazione verticale a cui è stato soggetto il terrazzo stesso. Fatto questo, confrontando le quote di tutte le paleo linee misurate in campagne con i picchi eustatici della curva modificata per il tasso di deformazione verticale ricavato, è possibile datare tutta la serie terrazzata e valutare se la deformazione è rimasta costante o meno.

(5.5) Discussioni e conclusioni

Sebbene ad oggi non abbiamo ancora i risultati delle analisi effettuate sui campioni necessari per poter effettuare lo studio del profilo di profondità e dunque per determinare il tasso reale di erosione e l'effettivo tempo di esposizione delle piattaforme di abrasione campionate, si è cercato ugualmente di stimare il tasso di deformazione verticale nel lungo periodo che ha interessato l'area oggetto di studio. Infatti tenendo conto dei dati già pubblicati per l'area (Bianca et al., 1999; Dutton et al., 2009) si è fissato il tempo d'esposizione per ogni campione analizzato ottenendo come risultato tre possibili scenari di *uplift*.

Il primo scenario di *uplift* discusso in questo lavoro è stato ottenuto tenendo conto dei dati pubblicati nel lavoro di Bianca et al. (1999). Gli Autori, sulla base di datazioni ESR (*Electron Spin Resonance*) eseguite su denti fossili di mammiferi (Rhodes, 1996) ritrovati presso Contrada Fusco in un deposito lacustre (Basile e Chilardi, 1996), datano direttamente il relativo deposito terrazzato e indirettamente i restanti terrazzi correlandoli con gli high-stands della curva eustatica di Chapell e Shackleton (1986). Confrontando inoltre le quote dei margini interni dei diversi terrazzi con l'età e i paleo-livelli del mare dei relativi stazionamenti tardo

pleistocenici (Tab. 29), gli Autori suggeriscono un sollevamento verticale di 0.65 mm/a per l'area di Siracusa e 0.73 mm/a per l'area di Augusta.

Nome terrazzo	MIS
Siracusa	3.3
Akradina	5.1
Neapolis	5.3
Tyche	5.5
Epipoli	7.1
Eurialo	7.5
Grottone2	9,1
Grottone1	9.3
Spinagallo	11.3

Tab. 29- Attribuzione degli stadi MIS alla serie terrazzata della Sicilia sud orientale (da Bianca et al., 1999).

Considerando valida l'età attribuita da Bianca et al. (1999) alla serie terrazzata oggetto di studio per prima cosa abbiamo fissato l'età di esposizione dei campioni prelevati lungo le differenti spianate di abrasione. Ovvero abbiamo attribuito ad ogni campione come età di esposizione la medesima età del terrazzo in cui lo stesso campione è stato prelevato (Tab. 30) e successivamente abbiamo confrontato le quote (Tab. 23), misurate nel rilievo di dettaglio eseguito in questo lavoro, dei margini interni dei terrazzi e l'età degli stessi terrazzi, ottenute dall'età di esposizione dei campioni analizzati, con la curva eustatica relativa agli ultimi 400 ka (Waelbroeck et al., 2002) ottenendo un tasso di deformazione verticale pari a 0.74 mm/a per l'area di Siracusa e 0.88 m per l'area di Augusta (Tab. 31).

Località	Campioni	Quota (m)	Terrazzo di appartenenza	Stage MIS	Età (ka)
Augusta	C1	80	Tyche	5.5	125
Augusta	C2	46	Neapolis	5.3	100
Siracusa	C3	412	Climiti		>410
Siracusa	C4	162	Grottone2	9.1	315
Siracusa	C5	37	Neapolis	5.3	100
Siracusa	C6	64	Tyche	5.5	125
Siracusa	C7	133	Eurialo	7.5	240
Siracusa	C8	101	Epipoli	7.1	200
Siracusa	C9	27	Akradina	5.1	80

Tab. 30- Quota, terrazzo di appartenenza ed età dei nove campioni esaminati.

Nome	Quota margine interno nelle differenti aree (m)		OIT stage	Età (ka)	RSL (m) da Waelbroeck et al., 2002	Tasso di uplift (mm/a)	
	Augusta	Siracusa				Augusta	Siracusa
Siracusa	21	17	3.3	60	-48	1.15	1.08
Akradina	42	35	5.1	80	-19.7	0.77	0.68
Neapolis	68	58	5.3	100	-20.86	0.88	0.78
Tyche	108	92	5.5	125	6.3	0.81	0.68
Epipoli	145	127	7.1	200	-26	0.85	0.76
Eurialo	165	145	7.5	240	-33.69	0.82	0.74
Grottone2	-	178	9.1	315	-18.86	-	0.62
Grottone1	-	220	9.3	330	5.68	-	0.65
Spinagallo	-	280	11.3	410	3.71	-	0.67

Tab. 31- Età, quota e tasso di *uplift* dei margini interni dei terrazzi marini presenti nell'area di Augusta e Siracusa.

Nonostante siano state considerate valide l'età dei terrazzi riportate in Bianca et al. (1999), si nota una certa discordanza nei valori dei tassi di deformazione verticale suggerite dagli Autori con quelli ottenuti per il primo scenario di *uplift* analizzato in questa tesi. Questa discordanza è dovuta a due principali fattori: il primo è relativo alla differenza esistente tra le quote dei margini interni dei terrazzi marini misurate in Bianca et al. (1999) e quelle ottenute dal nuovo rilievo; il secondo è dovuto alle differenti curve eustatiche con cui sono stati confrontati i dati, questo perché le curve eustatiche vengono definite attraverso approcci metodologici indipendenti e differenti tra loro che si ripercuotono sull'andamento

delle stesse curve mostrando differenze sia della quota sia dell'età dei picchi di alto e basso stazionamento.

In Fig. 100a, la quale mostra la correlazione grafica tra le quote dei margini interni dei terrazzi rilevati nell'area di Siracusa e la curva eustatica modificata per un sollevamento di 0.75 mm/a. Si osserva che vi è un' insufficiente corrispondenza tra le quote dei terrazzi ed i picchi della curva modificata. Per esempio la coincidenza dei terrazzi Siracusa, Eurialo, Grottone2, Grottone1 e Spinagallo è totalmente assente. Allo stesso modo in Fig. 100b, dove è riportata la correlazione tra quote dei terrazzi rilevati nell'area di Augusta e la curva eustatica modificata per un sollevamento di 0.88 mm/a, si nota una mancata correlazione tra le quote dei terrazzi Siracusa, Epipoli ed Eurialo ed i picchi eustatici della curva corrispondenti all'età dei terrazzi stessi. Vista la discrepanza tra le quote e l'età dei terrazzi con la curva eustatica modificata, indichiamo poco plausibile il primo scenario di *uplift*.

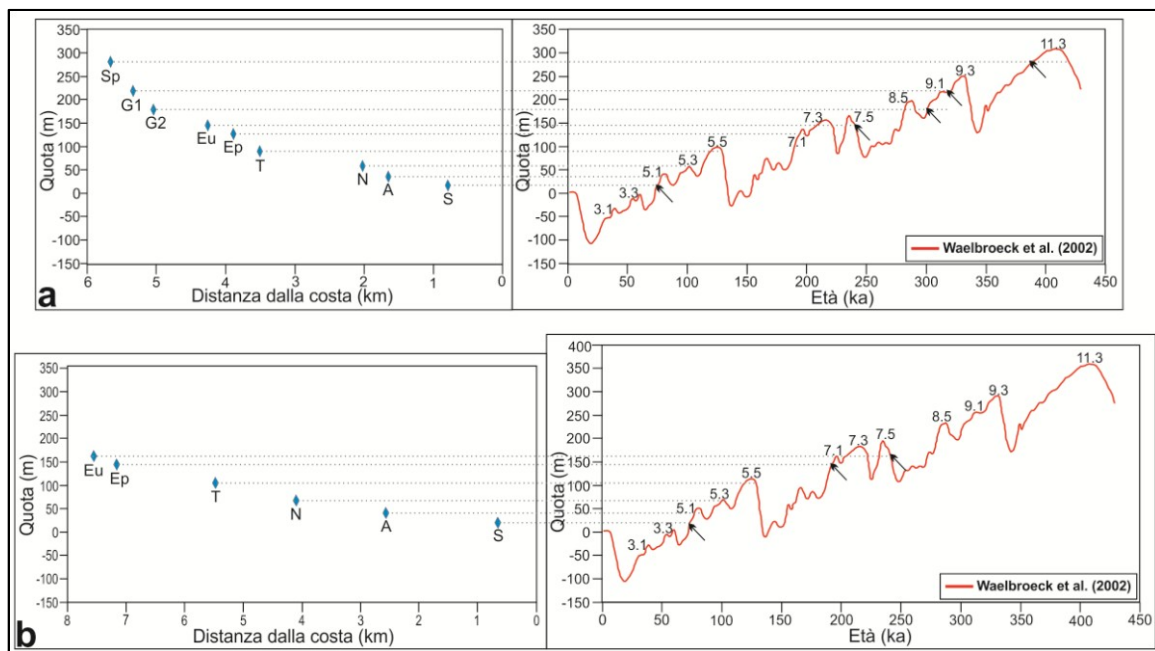


Fig. 100- (a) Correlazione tra le quote dei margini interni dei terrazzi marini rilevati nell'area di Siracusa e la curva eustatica modificata per un sollevamento tettonico di 0.75 mm/a. (b) Correlazione tra le quote dei margini interni dei terrazzi marini rilevati nell'area di Augusta e la curva eustatica modificata per un sollevamento tettonico di 0.88 mm/a. Le frecce nere indicano i terrazzi che non hanno correlazione con la curva eustatica.

Il secondo scenario di *uplift* discusso in questo lavoro è stato ottenuto tenendo conto dei dati pubblicati nel lavoro di Dutton et al. (2009), nel quale gli Autori sulla base di datazioni radiometriche U/Th eseguite su speleotemi campionati in grotte sommerse presenti lungo la costa di Siracusa e datazioni AMS ^{14}C eseguite sui serpulidi incrostanti gli speleotemi attribuiscono ad ogni superficie terrazzata uno stadio MIS (Tab. 32) e successivamente, confrontando le quote e l'età attribuite ai diversi terrazzi con la curva eustatica di Waelbroeck et al. (2002), indicano un sollevamento verticale nel lungo tempo di 0.4 mm/a.

Nome terrazzo	OIT Stage
Siracusa	5.1
Akradina	5.3
Neapolis	5.5
Tyche	7.3
Epipoli	9.1
Eurialo	9.3
Grottone2	11.3

Tab. 32- Attribuzione degli stadi MIS alla serie terrazzata della Sicilia sud orientale (da Dutton et al., 2009).

Come per il primo scenario di *uplift* anche per il secondo, considerando valida l'età attribuita da Dutton et al. (2009) alla serie terrazzata oggetto di studio, abbiamo fissato l'età di esposizione dei campioni prelevati lungo le differenti spianate di abrasione. Successivamente ad ogni campione abbiamo attribuito come età di esposizione la medesima età del terrazzo in cui lo stesso campione è stato prelevato (Tab. 33) ed in seguito confrontando le quote (Tab. 23), misurate nel nuovo rilievo, dei margini interni dei terrazzi e l'età degli stessi, ottenute dall'età di esposizione dei campioni analizzati, con la curva eustatica relativa agli ultimi 400 ka (Waelbroeck et al., 2002) abbiamo ottenuto per l'area di Siracusa un tasso di deformazione verticale pari a 0.46 mm/a (Tab. 34).

Località	Campioni	Quota (m)	Terrazzo di appartenenza	Stage MIS	Età (ka)
Siracusa	C3	412	Climiti		>410
Siracusa	C4	162	Grottone2	11.3	410
Siracusa	C5	37	Neapolis	5.5	125
Siracusa	C6	64	Tyche	7.3	220
Siracusa	C7	133	Eurialo	9.3	330
Siracusa	C8	101	Epipoli	9.1	315
Siracusa	C9	27	Akradina	5.3	100

Tab. 33- Quota, terrazzo di appartenenza ed età dei campioni raccolti nell'area di Siracusa.

Nome	Quota margine interno (m)	OIT stage	Età (ka)	RSL (Waelbroeck et al., 2002)	Tasso di uplift (mm/a)
	Siracusa				Siracusa
Siracusa	17	5.1	80	-19.7	0.46
Akradina	35	5.3	100	-20.86	0.56
Neapolis	58	5.5	125	6.3	0.41
Tyche	92	7.3	220	-16	0.49
Epipoli	127	9.1	315	-18.86	0.46
Eurialo	145	9.3	330	4.68	0.42
Grottone2	178	11.3	410	3.71	0.42

Tab.34- Età, quota e tasso di *uplift* dei margini interni dei terrazzi marini presenti nell'area di Siracusa.

Anche in questo caso, nonostante siano state considerate valide l'età dei terrazzi riportate in Dutton et al. (2009), si nota una certa differenza tra i tassi di deformazione verticale stimati in Dutton et al. (2009) e quelli ottenuti per il secondo scenario di *uplift*. In questo caso, visto che i dati in Dutton et al. (2009) e in questo lavoro sono stati confrontati con la stessa curva eustatica (Waelbroeck et al., 2002) la discordanza nel tasso di sollevamento verticale è dovuta alla differenza delle quote assegnate ai margini interni dei terrazzi marini.

In Fig. 101, nella quale è mostrata la correlazione grafica tra le quote dei margini interni dei terrazzi rilevati nell'area di Siracusa e la curva eustatica modificata per un sollevamento di 0.46 mm/a, si osserva che vi è un' incompleta corrispondenza tra le quote dei terrazzi ed i picchi della curva modificata, in particolare per quanto riguarda i terrazzi Akradina, Eurialo e Grottone 2. Inoltre

considerando questo scenario di *uplift* anche le paleo linee di costa Grottone 1 e Spinagallo risulterebbero avere un'età >410 ka. Pur riscontrando una migliore correlazione tra terrazzi e picchi eustatici rispetto al primo scenario di *uplift*, anche il secondo scenario è stato ritenuto poco plausibile.

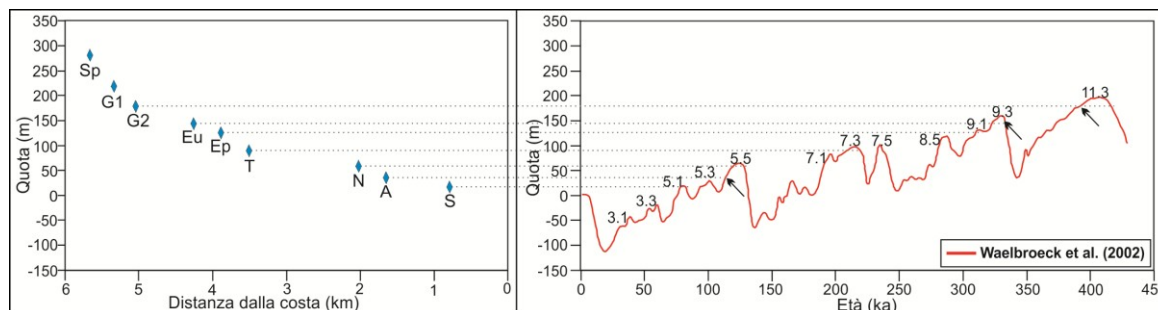


Fig. 101- Correlazione tra le quote dei margini interni dei terrazzi marini rilevati nell'area di Siracusa e la curva eustatica modificata per un sollevamento tettonico di 0.46 mm/a. Le frecce nere indicano i terrazzi che non sono correlati alla curva eustatica.

A differenza dei due scenari di *uplift* descritti sopra, il terzo scenario non è stato ottenuto dal confronto con i dati presenti in letteratura. Partendo dalle quote dei margini interni dei terrazzi marini (Tab. 23), misurate durante il rilievo di campagna eseguito in questo lavoro, e considerando che i tassi di deformazione verticale ottenuti nei precedenti scenari risultano essere rispettivamente in eccesso ed in difetto, abbiamo modificato la curva eustatica considerando differenti valori di sollevamento tettonico compresi tra un massimo di 0.74 mm/a (tasso ottenuto nel primo scenario di *uplift*) ed un minimo di 0.46 mm/a (tasso ottenuto nel secondo scenario di *uplift*) al fine di trovare la migliore correlazione tra i picchi eustatici della curva e le quote, misurate in campagna, dei terrazzi marini studiati. La migliore correlazione tra quote e picchi eustatici si è avuta con la curva modificata per un sollevamento verticale di 0.52 mm/a per l'area di Siracusa e di 0.57 mm/a per l'area di Augusta, confermando che quest'ultima è interessata da sollevamenti leggermente più alti (Fig. 102).

Una volta definita la migliore correlazione tra terrazzi e picchi eustatici, abbiamo potuto associare ad ogni terrazzo rilevato lo stadio MIS corrispondente (Tab. 35) e

di conseguenza è stata fissata anche l'età d'esposizione per ogni campione prelevato lungo la serie terrazzata (Tab. 36).

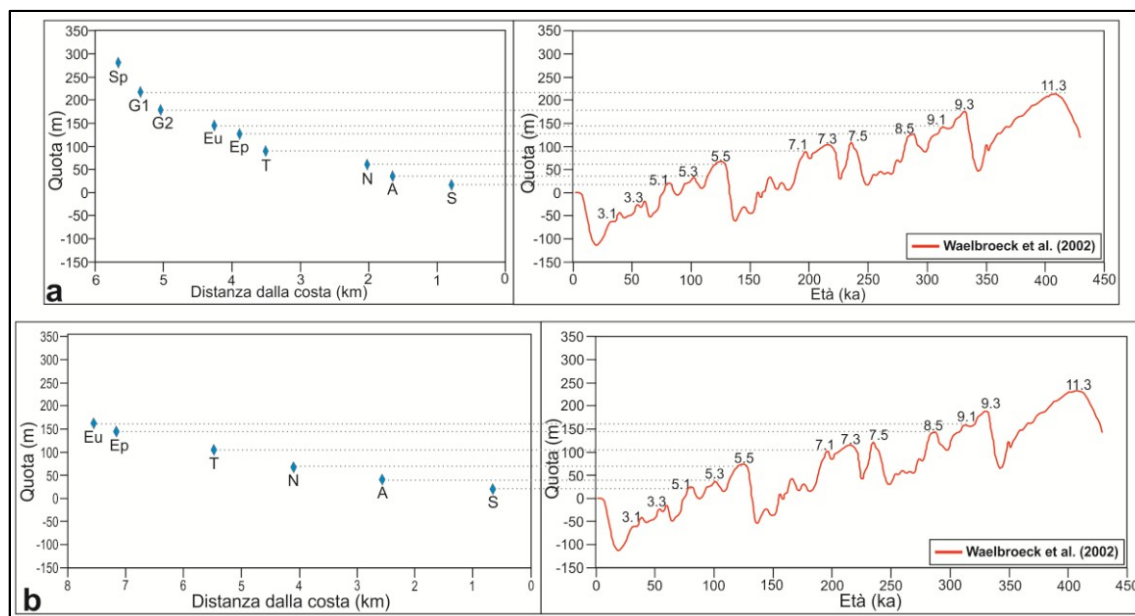


Fig. 102- (a) Correlazione tra le quote dei margini interni dei terrazzi marini rilevati nell'area di Siracusa e la curva eustatica modificata per un sollevamento tettonico di 0.52 mm/a. (b) Correlazione tra le quote dei margini interni dei terrazzi marini rilevati nell'area di Augusta e la curva eustatica modificata per un sollevamento tettonico di 0.57 mm/a.

Nome	Quota margine interno (m)		OIT stage	Età (ka)	RSL (Waelbroeck et al., 2002)	Tasso di uplift (mm/a)	
	Augusta	Siracusa				Augusta	Siracusa
Siracusa	21	17	5.1	80	-19.7	0.51	0.46
Akradina	42	35	5.3	100	-20.86	0.62	0.56
Neapolis	68	58	5.5	125	6.3	0.49	0.42
Tyche	108	92	7.1	200	-26	0.63	0.59
Epipoli	145	127	8.5	290	-27.12	0.59	0.53
Eurialo	165	145	9.1	315	-18.86	0.58	0.52
Grottone2	-	178	9.3	330	4.68	-	0.52
Grottone1	-	220	11.3	410	3.71	-	0.53
Spinagallo	-	280	-	>410	-	-	-

Tab.35- Età, quota e tasso di uplift dei margini interni dei terrazzi marini presenti nell'area di Augusta e Siracusa.

Località	Campioni	Quota (m)	Terrazzo di appartenenza	Stage MIS	Età (ka)
Augusta	C1	80	Tyche	7.1	200
Augusta	C2	46	Neapolis	5.5	125
Siracusa	C3	412	Climiti	-	>410
Siracusa	C4	162	Grottone2	9.3	330
Siracusa	C5	37	Neapolis	5.5	125
Siracusa	C6	64	Tyche	7.1	200
Siracusa	C7	133	Eurialo	9.1	315
Siracusa	C8	101	Epipoli	8.5	290
Siracusa	C9	27	Akradina	5.3	100

Tab.36- Quota, terrazzo di appartenenza ed età dei nove campioni esaminati.

Una volta che per i tre scenari di *uplift* è stata fissata l'età d'esposizione dei campioni esaminati, sapendo che la concentrazione del nuclide cosmogenico ^{36}Cl misurata in ogni campione è funzione del tempo d'esposizione e del tasso di erosione, abbiamo provveduto a calcolare i tassi di erosione a cui sono stati soggetti i campioni nei tre differenti scenari di sollevamento (Tab. 37).

Osservando i valori del tasso di erosione riportati in Tab. 37 la prima cosa che possiamo affermare è che per tutti e tre gli scenari di sollevamento il campione C3, campionato lungo la spianata di abrasione Climiti (Tab. 23), presenta lo stesso valore di erosione pari a 30mm/a, che in questo caso corrisponde al massimo tasso di erosione (Tab. 28). Infatti, considerata la concentrazione di ^{36}Cl misurata nel campione C3 (Tab. 26) se assumessimo un tasso di erosione più basso di 30 mm/a il campione avrebbe un'età d'esposizione troppo giovane e in disaccordo con la quota alla quale lo stesso è stato campionato. Al contrario, i tassi di erosione dei restanti campioni tendono a variare a seconda dello scenario di sollevamento tettonico considerato. Nel primo scenario di *uplift* (Tab. 37) si osserva un'elevata disomogeneità dei tassi di erosione, tanto è vero che campioni prelevati sulla spianata di erosione riconducibile allo stesso stadio MIS (campioni C1 e C6, campioni C2 e C5) presentano differenti tassi di erosione; inoltre si nota che il tasso di erosione per i terrazzi più giovani è più alto del tasso di erosione dei

terrazzi più vecchi, mentre in genere un maggiore tempo di esposizione di una superficie erosa viene compensato da un più alto tasso di erosione.

Primo scenario di Uplift						
Località	Campioni	Quota (m)	Terrazzo	Stage	Età (ka)	Erosione (mm/ka)
Augusta	C1	80	Tyche	5.5	125	9
Augusta	C2	46	Neapolis	5.3	100	9
Siracusa	C3	412	Climiti		>410	30
Siracusa	C4	162	Grottone2	9,1	315	15
Siracusa	C5	37	Neapolis	5.3	100	10
Siracusa	C6	64	Tyche	5.5	125	8
Siracusa	C7	133	Eurialo	7.5	240	13
Siracusa	C8	101	Epipoli	7.1	200	14
Siracusa	C9	27	Akradina	5.1	80	7

Secondo scenario di uplift						
Località	Campioni	Quota (m)	Terrazzo	Stage	Età (ka)	Erosione (mm/ka)
Augusta	C1	80	Tyche	7.3	220	13
Augusta	C2	46	Neapolis	5.5	125	11
Siracusa	C3	412	Climiti		>410	30
Siracusa	C4	162	Grottone2	11.3	410	16
Siracusa	C5	37	Neapolis	5.5	125	11
Siracusa	C6	64	Tyche	7.3	220	12
Siracusa	C7	133	Eurialo	9.3	330	14
Siracusa	C8	101	Epipoli	9.1	315	15
Siracusa	C9	27	Akradina	5.3	100	11

Terzo scenario di uplift						
Località	Campioni	Quota (m)	Terrazzo	Stage	Età (ka)	Erosione (mm/ka)
Augusta	C1	80	Tyche	7.1	200	11
Augusta	C2	46	Neapolis	5.5	125	11
Siracusa	C3	412	Climiti		>410	30
Siracusa	C4	162	Grottone2	9.3	330	15
Siracusa	C5	37	Neapolis	5.5	125	11
Siracusa	C6	64	Tyche	7.1	200	11
Siracusa	C7	133	Eurialo	9.1	315	15
Siracusa	C8	101	Epipoli	8.5	290	15
Siracusa	C9	27	Akradina	5.3	100	11

Tab. 37- Tassi di erosione dei nove campioni esaminati calcolati per i tre differenti scenari di sollevamento verticale.

Anche per quanto riguarda il secondo scenario di *uplift* (Tab. 37) si osserva la disomogeneità dei tassi di erosione, infatti così come nel primo scenario anche nel secondo i campioni prelevati sulle spianate di erosione riconducibili allo stesso stadio MIS (campioni C1 e C6) presentano differenti tassi di erosione. Al contrario di quanto è stato osservato nei primi due scenari di sollevamento tettonico, nel terzo scenario i tassi di erosione dei campioni risultano essere molto più omogenei. Di fatto, oltre al tasso di erosione ottenuto per il campione C3, di cui sopra, i campioni vengono suddivisi in due principali gruppi ognuno dei quali è caratterizzato da un singolo e comune tasso di erosione, ovvero per i campioni C4, C7 e C8 è stato calcolato un tasso di erosione pari a 15 mm/ka e per i campioni C1, C2, C5, C6 e C9 pari a 11 mm/ka, i quali dati sono in buon accordo con l'affermazione che i terrazzi più antichi sono soggetti ad un tasso di erosione più alto. Oltre all'età delle superfici terrazzate un'altra possibile causa per cui si ottengono differenti tassi di erosione può essere dovuta alla piovosità, per cui è stata analizzata la piovosità dell'area di studio per gli ultimi 28 anni (*Dipartimento dell'Acqua e dei Rifiuti*, Regione Siciliana, <http://www.osservatorioacque.it/>). Procedendo con l'analisi dei dati di piovosità abbiamo riscontrato che il campione C3 che presenta il più alto tasso di erosione è localizzato in un'area dove negli ultimi 28 anni è stata registrata una piovosità media di 863 mm/a, che i campioni raggruppati nella serie caratterizzata da un tasso di erosione pari a 15 mm/ka sono localizzati in un'area con piovosità media di 677 mm/a ed infine che i campioni interessati dal più basso tasso di erosione (11 mm/ka) risultano essere localizzati in aree con piovosità media di 505 mm/a (Tab. 38; Fig. 103).

In conclusione, pur restando il limite di non disporre delle misure del tasso di erosione in situ, sulla base dei dati sin qui discussi, quindi delle correlazioni tra quote dei terrazzi e curve eustatiche modificate per tre differenti valori di sollevamento e delle speculazioni fatte sui probabili tassi di erosione, possiamo affermare che per l'area oggetto di studio lo scenario di deformazione verticale più plausibile è quello che prevede un sollevamento verticale nel lungo periodo pari a ~0.5 mm/a.

Località	Piuvosità media (28 anni)
Augusta	503.243
Florida-Belvedere	676.964
Siracusa	505.046
Sortino-Solarino	862.389

Tab. 38- Piuvosità media misurata nell'area di studio per gli ultimi 28 ann.

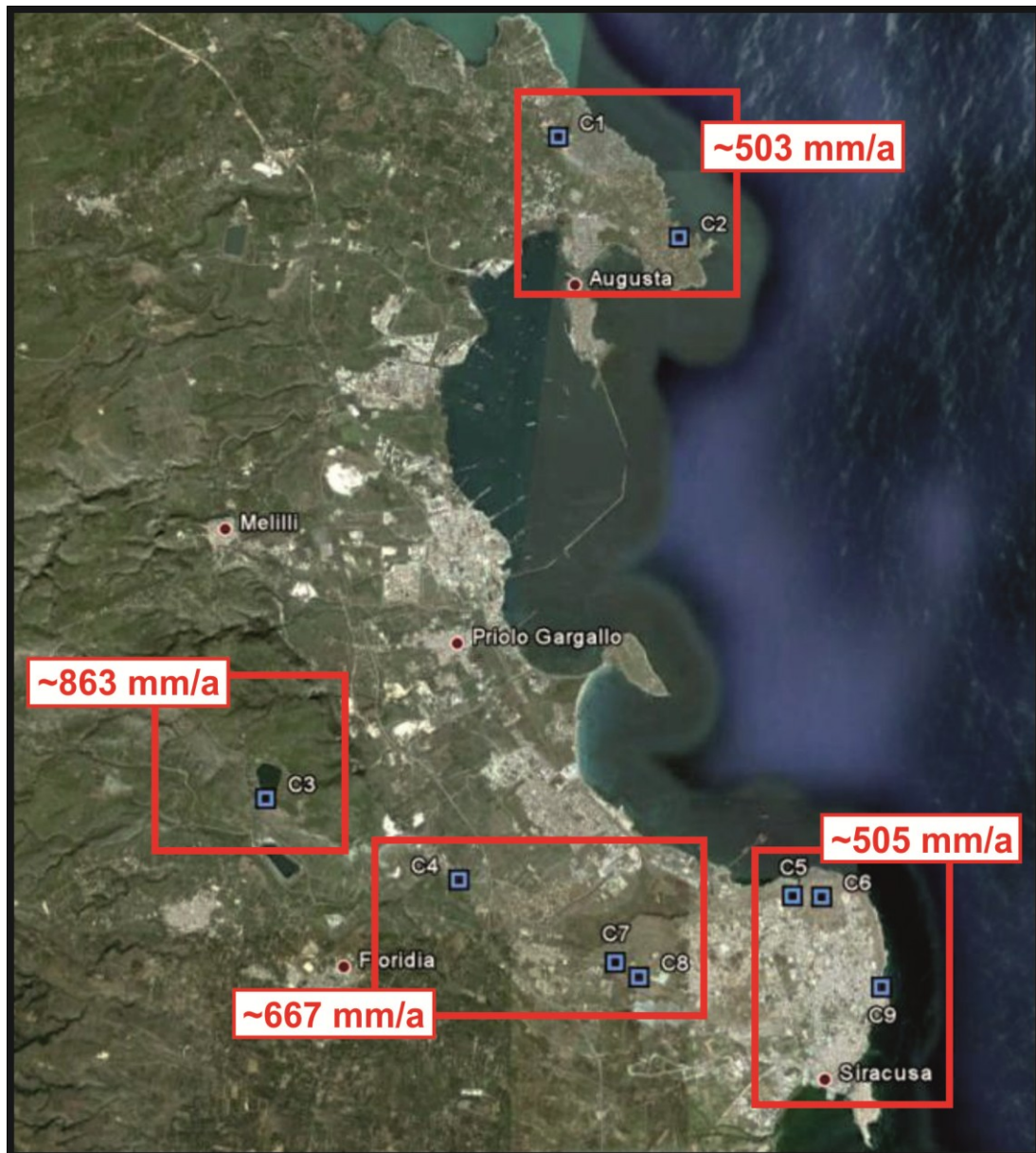


Fig. 103- Rappresentazione delle aree a differente piuvosità e localizzazione dei campioni esaminati all'interno delle stesse.

6) Conclusioni

Questo lavoro ha consentito di analizzare in dettaglio la deformazione tettonica verticale che ha interessato le aree della Sicilia orientale e della Calabria meridionale durante il tardo Quaternario. In particolare, attraverso l'applicazione di più metodologie sono state valutate la deformazione verticale olocenica delle aree costiere di Taormina, Milazzo, Capo dell'Armi e Capo Vaticano, la deformazione verticale nel Presente di tre allineamenti in Sicilia (Catania-Augusta, Messina) e Calabria meridionale (Villa San Giovanni-Bagnara) e la deformazione verticale nel lungo periodo (Pleistocene medio-superiore) del settore costiero ionico del Plateau Ibleo.

Per quanto riguarda la **deformazione verticale durante l'Olocene**, possiamo affermare che le dettagliate analisi geomorfologiche, stratigrafiche e radiometriche eseguite lungo le aree della Sicilia nord orientale e della Calabria meridionale hanno permesso oltre che di stimare il tasso totale della deformazione verticale anche, laddove possibile, la differenziazione tra la deformazione verticale regionale e quella locale o co-sismica. In particolare, nei siti affetti da deformazione co-sismica è stato spesso possibile: i) stimare e scremare il contributo regionale dalla deformazione totale; ii) definire gli intervalli cronologici durante i quali si sarebbero potuti verificare gli eventi co-sismici; iii) quantificare le dislocazioni verticali correlate agli eventi co-sismici; iv) quando possibile, correlare questi eventi co-sismici con i terremoti riportati nei cataloghi della sismicità storica. I risultati dell'analisi della deformazione verticale durante l'Olocene nei differenti siti studiati possono essere riassunti nei seguenti punti:

- **Taormina –Capo Schisò.** La correlazione tra i dati di campagna e le datazioni assolute ^{14}C AMS hanno permesso di individuare tre differenti paleo linee di costa: la prima sviluppatasi tra 6.4 e 4.4 ka BP, la seconda tra 3.9 e 2.1 ka BP, la terza tra 1.8 e 1.0 ka BP. Dai dati cronologici risulta evidente che le tre paleo linee di costa sono state separate l'una dall'altra e da quella attuale dall'effetto

di tre eventi co-sismici avvenuti tra 4.4 e 3.9 ka BP (I° Evento), tra 2.1 e 1.8 ka BP (II° Evento) e post 1.0 ka BP (III° Evento). La probabile sorgente sismogenetica che avrebbe causato i paleo-terremoti sembrerebbe essere la faglia di Taormina, una faglia normale localizzata nell'immediato offshore della'area studiata.

- **Capo Milazzo.** La correlazione tra i dati di campagna e le datazioni assolute ^{14}C AMS hanno permesso di individuare due differenti paleo linee di costa: la prima sviluppatasi tra 6.2 e 1.6 ka BP; la seconda sviluppatasi ~1.4 ka BP. Dai dati cronologici è risultato che le due paleo linee di costa sono state sollevate improvvisamente per effetto di due eventi co-sismici avvenuti il primo tra 1.6 e 1.4 ka BP (I° Evento), ed il secondo post 1.4 ka BP (II° Evento). La probabile sorgente sismogenetica che avrebbe causato i due paleo-terremoti sembrerebbe essere la struttura traspressiva di Capo Milazzo, un'anticlinale attiva con asse orientato NW-SE e localizzata nell'offshore di Capo Milazzo in corrispondenza di una faglia trascorrente con geometria di tipo *flower*.
- **Capo dell'Armi.** A differenza dei siti precedenti in questo sito non sono state riscontrate chiare evidenze di una deformazione co-sismica, tuttavia confrontando il tasso di sollevamento di ~1.1 mm/a ottenuto da un *marker* geologico (*beach rock*) con quello di ~0.3 mm/a ottenuto dal *marker* archeologico (cava di estrazione di macine per la produzione di olio) si evince una notevole differenza la quale potrebbe essere dovuta ad uno scenario di deformazione verticale contraddistinto da eventi cosismici legati all'attività della faglia di Armo e del suo *splay* (faglia di Motta San Giovanni).
- **Capo Vaticano.** La correlazione tra i dati di campagna e le datazioni assolute ^{14}C AMS hanno permesso di individuare tre differenti paleo linee di costa: la prima sviluppatasi tra 5.8 e 5.5 ka BP; la seconda sviluppatasi 3.9 e 1.8 ka BP; per la terza non si ha al momento alcun vincolo cronologico. Dai dati cronologici si evince quindi la ricorrenza di almeno due paleo-terremoti che negli ultimi 5 ka hanno dislocato l'area costiera compresa tra Joppolo e Tropea.

Per analizzare la **deformazione verticale attuale**, in Sicilia orientale e Calabria meridionale, è stato previsto l'uso di dati strumentali. Precisamente, sono state raccolte ed analizzate le quote dei caposaldi appartenenti alle linee di livellazione ad alta precisione della Sicilia orientale (Linea 108, Linea 92) e della Calabria meridionale (Linea 100) istituite dall'Istituto Geografico Militare. Il *processing* delle differenti serie temporali di livellazione altimetrica di alta precisione ha permesso di stimare tassi relativi di deformazione verticale per gli ultimi 40 anni. La loro estrema accuratezza insieme con l'ampia estensione delle reti fanno sì che questo tipo di misura sia la più accurata per la stima delle deformazioni verticali recenti tanto da trovare campi di applicazione anche nell'ingegneria. L'analisi incrociata dei dati strumentali con i rilievi geologico-strutturali hanno evidenziato la presenza di strutture attive, presunte responsabili di sollevamenti e subsidenze, nonché l'individuazione di aree alluvionali caratterizzate da forti subsidenze che probabilmente in alcuni casi sono state corresponsabili di pesanti lesioni su strutture civili.

Infine per lo studio della **deformazione verticale nel lungo periodo** è stata utilizzata la tecnica di datazione radiometrica del ^{36}Cl della serie terrazzata affiorante in Sicilia sud-orientale. Gli studi condotti hanno verificato come la stima dei tassi di erosione delle spianate analizzate abbia un'importanza fondamentale per ottenere delle età affidabili. A tal fine sono in corso di realizzazione campionamenti lungo profili verticali onde dettagliare la variazione di concentrazione di ^{36}Cl con la profondità e quindi stimare con la migliore accuratezza possibile i tassi di erosione che permettano di datare la serie terrazzata e quindi di stimarne i tassi di deformazione verticale nel lungo periodo. Tuttavia, tenendo conto di dati già pubblicati, relativi all'area di studio tra Augusta e Siracusa, sono state fissate le età di esposizione dei terrazzi analizzati e di conseguenza, comparando le quote e l'età dei terrazzi con le curve eustatiche, sono stati ipotizzati tre differenti scenari di *uplift*. Per cui, dall'analisi delle correlazioni tra quote dei terrazzi e curve eustatiche modificate per tre differenti

valori di sollevamento, si può affermare che per l'area oggetto di studio lo scenario di deformazione verticale più plausibile è quello che prevede un sollevamento medio pari a ~ 0.5 mm/a negli ultimi 400 ka.

Bibliografia

Adam, J.P., 1984. L'arte di costruire presso i Romani. Materiali e tecniche Albairate (Milano).

Amoruso, A., Crescentini, L., Scarpa, R., 2002. Source parameters of the 1908 Messina Straits, Italy, earthquake from geodetic and seismic data. *Journal of Geophysical Research* 107 (B4). doi:10.1029/2001JB000434.

Amouretti, M.C., 1986. Le pain et l'huile dans la Grèce antique Paris.

Amouretti, M.C., Brun, J.P., 1993. La production du vin et de l'huile en Méditerranée. *Suppl. BCH* 26, Athens.

Anderson, H., Jackson, J., 1987. Active tectonics of the Adriatic region. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 91, 937-983.

Antonioli, F., Kershaw, S., Rust, D., Verrubbi, V., 2003. 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.

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

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, 3-18.

Antonioli, F., Anzidei, M., Lambeck, K., Auriemma, R., Gaddi, D., Furlani, S., Orrù, P., Solinas, E., Gaspari, A., Karinja, S., Kova_cic, V., Surace, L., 2007. Sea level change during the Holocene in Sardinia and in the North-eastern Adriatic (Central Mediterranean sea) from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Reviews* 26, 2463-2486.

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

Anzidei, M., Esposito, A., Antonioli, F., Benini, A., Tertulliani, A., Del Grande, C., 2006. I movimenti verticali nell'area di Briatico: evidenze da indicatori archeologici marittimi nell'area del terremoto del 1905. In: Guerra, I., Bavaglio, A. (Eds.), 8 settembre 1905 Terremoto in Calabria. Deputazione di Storia Patria per la Calabria. Università della Calabria, Regione Calabria.

Argnani, A., Bonazzi, C., 2005. Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data. *Tectonics* 24 (TC 4009). doi:10.1029/2004TC001656.

Argnani, A., Serpelloni, E., Bonazzi, C., 2007. Pattern of deformation around the central Aeolian Islands: evidence from multichannel seismics and GPS data. *Terra Nova* 19, 317-323.

Argnani, A., Brancolini, G., Bonazzi, C., Rovere, M., Accaino, F., Zgur, F., Lodolo E., 2009. The results of the Taormina 2006 seismic survey: Possible implications for active tectonics in the Messina Straits. *Tectonophysics*, 476, 159–169.

Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International* 126, 11-53.

Atzori, P., Ghisetti, F., Pezzino, A., Vezzani, L., 1983. Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte. S.E.L.C.A., Firenze.

Auriemma, R., Solinas, E., 2009. Archaeological remains as sea level change markers: A review. *Quaternary International*, 206, 134-146.

Basile, B. & Chilardi, S., 1996. Siracusa—le Ossa Dei Giganti, Arnaldo Lombardi, Siracusa.

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

Bianca, M., Catalano, S., De Guidi, G., Gueli, A. M., Monaco, C., Ristuccia, G.M., Stella, G., Tortorici, G., Tortorici, L., Troja, S. O., 2011. Luminescence chronology of Pleistocene marine terraces of Capo Vaticano peninsula (Calabria, Southern Italy). *Quaternary International*

- Billi, A., Barberi, G., Faccenna, C., Neri, G., Pepe, F., Sulli, A., 2006. Tectonics and seismicity of the Tindari Fault System, southern Italy: crustal deformations at the transition between ongoing contractional and extensional domains located above the edge of a subducting slab. *Tectonics* 25, 1-20.
- Blackman, D. J., 1968. The Shipsheds: in Morrison, J. S. & Williams, R. T., *Greek Oared Ships*. Cambridge, 181-192.
- Blackman, D.J., Lentini, M.C., 2003. The Shipsheds of Sicilian Naxos: Researches 1998-2001. A preliminary Report. RSA 98.
- Blackman, D.J., Lentini, M.C., 2007. Graffiti from the dockyard of Sicilian Naxos. 13th International Congress of Greek and Latin Epigraphy, Oxford.
- Boardman, J., 1958-1959. Excavations at Pindakas in Chios. *The Annals of the British School at Athens* 53-54, 301-308.
- Boccaletti, M., Nicolich, R., Tortorici, L., 1990. New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 77, 15-40.
- Bomford, G., 1971. *Geodesy*. Oxford University Press, New York. 731 pp.
- Bonfiglio, L., 1972. Il Tirreniano di Bovetto e Ravagnese presso Reggio Calabria. *Quaternaria* 16, 137-148.
- Bonfiglio, L., 1981. Terrazzi marini e depositi continentali quaternari di Taormina (Sicilia). *Quaternaria*, 23, 81-102.
- Bonfiglio, L., Violanti, L., 1983. Prima segnalazione di Tirreniano ed evoluzione Pleistocenica del Capo Peloro (Sicilia Nord-Orientale). *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 6, 3-15.
- Bonforte, A., Guglielmino, F., Coltelli, M., Ferretti, A., Puglisi, G., 2011. Structural assessment of Mount Etna volcano from Permanent Scatterers analysis. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12-2, doi:10.1029/2010GC003213.
- Bordonaro, S., Di Grande, A. & Raimondo, W., 1984. Lineamenti geomorfostratigrafici pleistocenici tra Melilli, Augusta e Lentini (Siracusa), *Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., Catania*, 17, 65–88.

- Brun, J.P., 1997. L'introduction des moulins dans les huileries antiques. In: GarciaD., MeeksD (Eds.), *Techniques et économie antiques et médiévales. Le temps de l'innovation*, Colloque d'Aix-en-Provence (mai 1996), Paris, pp. 69-78.
- Boschi, E., Ferrari, G., Gasperini, P., Guidoboni, E., Smriglio, G., Valensise, G., 1995. *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 A.D. al 1980*. Istituto Nazionale di Geofisica, S.G.A., Roma.
- Boschi, E., Guidoboni, E., Ferrari, G., Valensise, G., Gasperini, P., 1997. *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1990*. Istituto Nazionale di Geofisica, S.G.A., Roma.
- Bosi, C., Carobene, L., Sposato, A., 1996. Il ruolo dell'eustatismo nella evoluzione geologica nell'area mediterranea. *Memorie della Società Geologica Italiana* 51, 363-382.
- Branca, S. 2003. Geological and geomorphological evolution of the Etna volcano NE flank and relationships between lava flow invasions and erosional processes in the Alcantara Valley (Italy). *Geomorphology*, 53, 247-261.
- Braucher, R., DelCastillo, P., Siame, L., Hidy, A. J., Bourlès, D. L., 2009. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. *Quaternary Geochronology* 4 (1), 56-67.
- Burton, A.N., 1971. *Relazione generale, carta geologica della Calabria*. Cassa per il Mezzogiorno, Roma, p. 120.
- Carobene, L., Dai Pra, G., 1991. Middle and Upper Pleistocene sea level high-stands along the Tyrrhenian coast of Basilicata (southern Italy). *Il Quaternario* 4, 173-202.
- Catalano, S., De Guidi, G., 2003. Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. *Journal of Geodynamics* 36, 445-467.
- Chappell, J., Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, 137-140.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y., Pillans, B., 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Sciences Letters* 141, 227-236.
- Chilà, D.M., 2002. Il versante orientale dello Stretto di Messina: Rhegium, il suo porto e il sistema di approdi vicini. In: Gentili, B., Pinzone, A. (Eds.), *Messina e Reggio*

nell'antichità: storia, società e cultura. Atti del Convegno della S.I.S.A.C. (Messina-Reggio Calabria 24-26/5/1999), Pelorias, vol. 9. Collana del Dipartimento di Scienze dell'Antichità dell'Università di Messina, pp. 441-454.

Cinque, A., De Pippo, T., Romano, P., 1995. Coastal slope terracing and relative sealevel changes: deductions based on computer simulations. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 87-103.

Costamagna, L., 1991. La sinagoga di Bova Marina nel quadro degli insediamenti tardo antichi della costa Ionica meridionale della Calabria. *MEFR Moyen Age* 103 (2), 611-620.

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

Cucci, L., Tertulliani, A., 2006. I terrazzi marini nell'area di Capo Vaticano (Arco Calabro): solo un record di sollevamento regionale o anche di deformazione cosismica? *Il Quaternario* 19, 89-101.

D'Agostino, N., Selvaggi, G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and sicily and active extension in the messina straits from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research* 109, B11402.

D'Anastasio, E., De Martini, P.M., Selvaggi, G., Pantosti, D., Marchioni, A., Maseroli, R., 2006. Short-term vertical velocity field in the Apennines (Italy) revealed by geodetic levelling data. *Tectonophysics* 418, 219-234.

De Guidi, G., Catalano, S., Monaco, C., Tortorici L., 2003. Morphological evidences of Holocene coseismic deformation in the Taormina area (NE Sicily). *Journal of Geodynamics*, 36, 193-211.

Del Negro, C., Napoli, R., 2002. Ground and marine magnetic surveys of the lower eastern flank of Etna volcano (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Researches*. 114, 357-372.

Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P., Elmore, D., 2006a. Determination of cosmogenic ^{36}Cl in rocks by isotope dilution: innovations, validation and error propagation. *Chemical Geology* 233 (3-4), 185-195.

Desilets, D., Zreda, M., Prabu, T., 2006b. Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude. *Earth and Planetary Science Letters* 246 (3-4), 265-276.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: M.P. Coward, D. Dietrich & R.G. Park (Ed.), "Alpine Tectonics", Geological Society London Special Publication, 45, 265-283.

Di Grande, A. & Scamarda, G., 1973. Segnalazione di livelli a Strombus bubonius LAMARCK nei dintorni di Augusta (Siracusa), Boll. Acc. Gioiemia. Sci. Nat., Catania, 4, 157-172.

Di Grande, A. & Neri, M., 1988. Tirreniano a Strombus b. a M. Tauro (Augusta-Siracusa), Rend. Soc. geol. It., 11, 57-58.

Dumas, B., Gueremy, P., Lhenaff, R., Raffy, J., 1982. Le soulèvement quaternaire de la Calabre méridionale. Revue Géologie Dynamique et Géographie Physique 23, 27-40.

Dumas, B., Gueremy, P., Lhenaff, R., Raffy, J., 1987. Decouverte a 157 m d'altitude, pres de Nocella (Italie du Sud), du plus haut rivage tyrrhenien connu a ce jour. Comptes rendus de l'Academie des Sciences, Paris 305 (11), 139-142.

Dumas, B., Raffy, J., 2004. Late Pleistocene tectonic activity deduced from uplifted marine terraces in Calabria, facing the Strait of Messina. Quaternaria Nova VIII, 79-99.

Dunai, T. J., 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. Earth and Planetary Science Letters 193, 197-212.

Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. Geomorphology 27 (1-2), 3 - 11.

Dutton, A., Scicchitano, G., Monaco, C., Desmarchelier, J.M., Antonioli, F., Lambeck, K., Esat, T.M., Fifield, L.K., McCulloch, M.T., Mortimer, G., 2009. Uplift rates defined by U-series and ¹⁴C ages of serpulid-encrusted speleothems from submerged caves near Siracusa, Sicily (Italy). Quaternary Geochronology 4, 2-10.

Elmore, D., Phillips, F. M., 1987. Accelerator mass spectrometry for measurement of longlived radioisotopes. Science 236, 543-550.

Fabryka-Martin, J. T., 1988. Production of radionuclides in the earth and their hydrogeologic significance, with emphasis on chlorine-36 and iodine-129. Ph.D. thesis, University of Arizona, Tucson.

- Fairbanks, R.G., 1989. 17000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Pra, G., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Orrù, P., Pappalardo, M., Radtke, U., Renda, P., Romano, P., Sansò, P., Verrubbi, V., 2006. Markers of the last interglacial sea level highstand along the coast of Italy: tectonic implications. *Quaternary International* 145-146, 30-54.
- Ferranti, L., Monaco, C., Antonioli, F., Maschio, L., Kershaw, S., Verrubbi, V., 2007. The contribution of regional uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straits, Southern Italy: evidence from raised Late Holocene shorelines. *Journal of Geophysical Research* 112, B06401.
- Ferranti, L., Monaco, C., Morelli, D., Antonioli, F., Maschio, L., 2008. Holocene activity of the Scilla Fault, Southern Calabria: Insights from coastal morphological and structural investigations. *Tectonophysics* 453, 74-93, 10.1016/j.tecto.2007.05.006
- Ferranti, L., Pagliarulo, R., Antonioli, F., Randisi, A., 2011. "Punishment for the Sinner": Holocene episodic subsidence and steady tectonic motion at ancient Sybaris (Calabria, southern Italy). *Quaternary International*, 232, 56-70.
- Finkel, R. C., Suter, M., 1993. AMS in the earth sciences: Technique and applications. *Advances in Analytical Geochemistry* 1, 1-114.
- Firth, C., Stewart, I., McGuire, W.M., Kershaw, S., Vita-Finzi, C., 1996. Coastal elevation changes in eastern Sicily: implications for volcano instability at Mount Etna. In: McGuire, W.M., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geological Society of London Special Publication, vol. 110, pp. 153-167.
- Flemming, N.C., 1969. Archaeological evidence for eustatic changes of Sea level and Earth movements in the western Mediterranean in the last 2000 Years. *Geological Society of America Special Paper* 109, 1-125.
- Flemming, N.C., Webb, C.O., 1986. Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10,000 years derived from archaeological data. *Zeitschrift für Geomorphologie* 62, 1-29.
- Foxhall, L., 1993. Oil extraction and processing equipment in classical Greece. In: Amouretti, M.C., Brun, J.P. (Eds.), *La production du vin et de l'huile en Méditerranée*, Suppl. BCH 26, Athens, pp. 183-199.

- Furlani, S., Cucchi, F., Forti, F., Rossi, A., 2009. Comparison between coastal and inland Karst limestone lowering rates in the northeastern Adriatic Region (Italy and Croatia). *Geomorphology* 104, 73-81.
- Gargano, C., 1994. Carta Geologica di Messina e del settore nord orientale dei Monti Peloritani (Sicilia NE). S.E.L.C.A., Firenze.
- Gasparini, C., Iannaccone, G., Scarpa, R., 1985. Fault-plane solutions and seismicity of the Italian Peninsula. *Tectonophysics* 117, 59-78.
- Ghisetti, F., 1979. Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nordorientale): uno studio microtettonico. *Geologica Romana* 18, 23-58.
- Ghisetti, F., 1981. Upper Pliocene-Pleistocene uplift rates as indicators of neotectonic pattern: an example from southern Calabria (Italy). *Zeitschrift für Geomorphologie* 40, 93-118.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 1982. The recent deformation mechanisms of the Calabrian Arc. *Earth Evolution Sciences*, 3, 197- 206.
- Ghisetti, F., 1984. Recent deformations and the seismogenic source in the Messina Straits (southern Italy). *Tectonophysics* 109, 191-208.
- Giangiulio, M., 1996. Tra mare e terra. L'orizzonte religioso del paesaggio costiero. In: Prontera, F. (Ed.), *La Magna Grecia e il mare. Studi di storia marittima*, pp. 251-272.
- Gignoux, M., 1913. Les formations marines pliocenes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicilie. *Annales de l'Universite de Lyon* 36, 693.
- Gillespie, A. R., Bierman, P. R., 1995. Precision of terrestrial exposure ages and erosion rates estimated from analysis of cosmogenic isotopes produced in situ. *Journal of Geophysical Research* 100 (B12), 24637-24649.
- Goes, S., Guiardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 335-345.
- Gosse, J. C., Phillips, F. M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.

Grasso, M., Lentini, F., 1982. Sedimentary and tectonic evolution of the eastern Hyblean Plateau (southeast Sicily) during Late Cretaceous to Quaternary times. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 39, 261-280.

Gringeri, G., Bonfiglio, L., Di Geronimo, I., Mangano, G., Antonioli, F., 2004. Uplifted Holocene littoral deposits in the Milazzo peninsula. *Quaternaria Nova* VIII, 141-154.

Guidoboni, E., Comastri, A., Traina, G., 1994. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to 10th Century. ING, Roma, 504 pp.

Guidoboni, E., Muggia, A., Valensise, G., 2000. Aims and methods in territorial archaeology: possible clues to a strong fourth century AD earthquake in the Straits of Messina (southern Italy). In: McGuire, W.G., Griffiths, D.R., Hancock, P.L., Stewart, I. (Eds.), *The Archaeology of Geological Catastrophes*. Geological Society of London Special Publication, vol. 171, pp. 45-70.

Gvirtzman, Z., and A. Nur 2001. Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187, 117– 130.

Hadjisavvas, S., 1992. Olive Oil Processing in Cyprus from the Bronze Age to the Byzantine Period. *SMA* 99, Nicosia.

Hearty, P.J., Bonfiglio, L., Violanti, D., Sazo, B.J., 1986. Age of late Quaternary marine deposits of Southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlation and uranium-series dating. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 92, 149-164.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine 18O record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, G. (Eds.), *Milankovitch and Climate, Part 1*. Plenum Reidel, Dordrecht, pp. 269-305.

Ivy-Ochs, S., Synal, H.-A., Roth, C., Schaller, M., 2004. Initial results from isotope dilution for Cl and ³⁶Cl measurements at the PSI/ETH Zurich AMS facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 223-224, 623 -627, proceedings of the Ninth International Conference on Accelerator Mass Spectrometry.

Jackson, D.D., Lee, W.B., Liu, C., 1981. Height dependent errors in Southern California levelling. In: Simpson, David W., Richards, P.G. (Eds.), *Maurice Ewing series* 4,

Earthquake Prediction—An International Review. American Geophysical Union, pp. 457–472.

Jacques, E., Monaco, C., Tapponnier, P., Tortorici, L., Winter, T., 2001. Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. *Geophysical Journal International* 147, 499-516.

Kieffer, G., 1972. Succession, ampleur et modalités des mouvements tectoniques récents à la base orientale de l'Etna (Sicile). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 275, 1339-1342.

Kloner, A., Sagiv, N., 1993. The olive presses of hellenistic Maresha, Israel. In: Amouretti, M.C., Brun, J.P. (Eds.), *La production du vin et de l'huile en Méditerranée*. Suppl. BCH 26, Athens, pp. 119-136.

Laboume, p., Bousquet, J. C., Lanzafame, G., 1990. Early deformation at a submarine compressive front: the Quaternary Catania foredeep south of Mt. Etna, Sicily, Italy. *Tectonophysics* 177, 349-366.

Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics. In: *Geophysics Studies Committee, Commission on Physical Sciences, Mathematics and Resources, Active Tectonics*. National Academy Press, Washington, pp. 95-124.

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

Lambeck, K, Antonioli, F., Anzidei, M., Ferranti, L., Leoni, G., Scicchitano, G., Silenzi, S., 2011. Sea level change along the Italian coast during the Holocene projections for the future. *Quaternary International*, 232, 250-257.

Lanzafame, G., Bousquet, J.C., 1997. The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to the aeolian islands (Sicily): importance and evolution of a lithosphere discontinuity. *Acta Vulcanologica*. 9, 113-120.

Lifton, N., Bieber, J., Clem, J., Duldig, M., Evenson, P., Humble, J., Pyle, R., 2005. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planetary Science Letters* 239 (1-2), 140-161.

- Lifton, N., Smart, D. F., Shea, M. A., 2008. Scaling term time-integrated in situ cosmogenic nuclide production rates using a continuous geomagnetic model. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 190-201.
- Liu, B., Phillips, F. M., Fabryka-Martin, J. T., Fowler, M. M., Stone, W. D., 1994. Cosmogenic ³⁶Cl accumulation in unstable landforms 1. Effects of the thermal neutron distribution. *Water Resources Research* 30 (11), 3115-3125.
- Loperfido, A., 1909. Livellazione geometrica di precisione eseguita dall'Istituto geografico militare sulla costa orientale della Sicilia, da Messina a Catania, a Gesso ed a Faro Peloro e sulla costa occidentale della Calabria da Gioia Tauro a Melito di Porto Salvo, per incarico del Ministro dell'Agricoltura, Industria e Commercio, Roma, Rel. Comm. R, pp.131-169.
- Makris, J., Nicolich, R. & Weigel, W., 1986. A seismic study in the western Ionian Sea, *Ann. Geophys.*, **6**, 665–678.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, **5**, 227- 245.
- Mattia, M., Palano, M., Bruno, V., Cannavò, F., Bonaccorso, A., Gresta, S., 2008. Tectonic features of the LiparieVulcano complex (Aeolian archipelago, Italy) from 10 years (1996-2006) of GPS data. *Terra Nova* 20, 370-377.
- Mattia, M., Palano, M., Bruno, V., Cannavò, F., 2009. Crustal motion along the Calabro-Peloritano Arc as imaged by twelve years of measurements on a dense GPS network. *Tectonophysics* 476, 528-537.
- Masarik, J., Wieler, R., 2003. Production rates of cosmogenic nuclides in boulders. *Earth and Planetary Science Letters* 216 (1-2), 201-208.
- Mazzuoli, R., Tortorici, L., Ventura, G., 1995. Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano islands (Aeolian islands, southern Italy). *Terra Nova* 7, 444-452.
- Miyauchi, T., Dai Pra, G., Sylos Labini, S., 1994. Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy. *Il Quaternario* 7 (1), 17-34.

- Monaco, C., Tapponnier, P., Tortorici, L., Gillot, P.Y., 1997. Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). *Earth and Planetary Science Letters* 147, 125-139.
- Monaco, C., Tortorici, L., 2000. Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *Journal of Geodynamics*, 29, 407–424.
- Moritz, L.A., 1958. *Grain-mills and Flour in Classical Antiquity*. Oxford University Press, Oxford.
- Muzikar, P., Elmore, D., Granger, D. E., 2003. Accelerator mass spectrometry in geologic research. *Geological Society of America Bulletin* 115 (6), 643-654.
- Neri, G., Barberi, G., Oliva, G., Orecchio, B., 2005. Spatial variation of seismogenic stress orientations in Sicily, South Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 148, 175-191.
- Neri, G., Oliva G., Orecchio B., Presti D., 2006. A possible seismic gap within a highly seismogenic belt crossing Calabria and eastern Sicily, Italy. *Bulletin of the seismological society of America*, 96, 1321-1331.
- Nishiizumi, K., Kohl, C. P., Arnold, J. R., Klein, J., Fink, D., Middleton, R., 1991. Cosmic ray produced ¹⁰Be and ²⁶Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history. *Earth and Planetary Science Letters* 104 (2/4), 440-454.
- Ogniben L., 1969. Schema introduttivo alla geologia del Confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8: 453-763.
- Pepe, F., Bertotti, G., Cella, F., Marsella, E., 2000. Rifted margin formation in the south Tyrrhenian Sea: a high-resolution seismic profile across the north Sicily passive continental margin. *Tectonics* 19, 241-257.
- 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 Marine Letters* 23, 53-63.
- Pères, J.M., Picard, J., 1964. *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Mediterranee*. Recueil des travaux de la Station Marine d'Endoume, 31, 137 pp.
- Pirazzoli, P.A., Mastronuzzi, G., Saliège, J.F., Sansò, P., 1997. Late Holocene emergence in Calabria, Italy. *Marine Geology* 141, 61-70.

- Pocchetti, P., 1996. Aspetti linguistici e toponimastici della storia marittima dell'Italia antica. In: Prontera, F. (Ed.), *La Magna Grecia e il mare*. Studi di storia marittima, Taranto, pp. 35-73.
- Pondrelli, S., Morelli, A., Ekström, G., Mazza, S., Boschi, E., Dziewonski, A.M., 2002. European-Mediterranean regional centroid moment tensors catalog: 1997-2000. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 130, 71-101.
- Pondrelli, S., Morelli, A., Ekström, G., 2004. European-Mediterranean regional centroid moment Tensor catalog: solutions for years 2001 and 2002. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 145, 127-147.
- Pondrelli, S., Salimbeni, S., Ekström, G., Morelli, A., Gasperini, P., Vannucci, G., 2006. The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159, 286-303.
- Postpischl, D., 1985. Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. In: Consiglio Nazionale Ricerche, Progetto Finalizzato Geodinamica. Graficoop, Bologna, p. 239.
- Reilinger, R., Brown, L., 1981. Neotectonic deformation, nearsurface movements and systematic errors in U.S. releveing measurements: implications for earthquake prediction. In: Simpson, D.W., Richards, P.G. (Eds.), *Earthquake Prediction: An International Review*, Maurice Ewing Ser., vol. 4, pp. 422-440. AGU.
- Rhodes, E.J., 1996. ESR dating of tooth enamel, in *Siracusa—le Ossa dei Giganti*, pp. 39-44, eds Basile, B. & Chilardi, S., Arnaldo Lombardi, Siracusa.
- Rosada, G., 2007. Torcularia: tra fonti e archeologia. *Histria Antiqua* 15, 213-228.
- Rust, D., Kershaw, S., 2000. Holocene tectonic uplift patterns in northeastern Sicily: evidence from marine notches in coastal outcrops. *Marine Geology*, 167, 105-126.
- Salvioni, G., 1957. I movimenti del suolo nell'Italia centro settentrionale, dati preliminari dedotti dalla comparazione di livellazioni. *Boll. Geod. Sci. Affini* XVI (3), 325-366.
- Sartori, R., Colalongo, M.L., Gabbianelli, G., Bonazzi, C., Carbone, S., Curzi, P.V., Evangelisti, D., Grasso, M., Lentini, F., Rossi, S., Selli, L., 1991. Note stratigrafiche e tettoniche sul rise di Messina (Ionio nord-occidentale). *Giornale di Geologia* 53, 49-64.
- Scandone, P., Patacca, E., Radoicic, R., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., Rawson, M., Chezar, H., Miller, E., Mckenzie, J., Rossi, S., 1981. Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean). *AAPG Bulletin* 65, 1299-1319.

Schlagenhauf, A., Gaudemer, Y., Benedetti, L., Manighetti, I., Palumbo, L., Schimmelpfennig, I., Finkel, R., Pou, K., 2009. Using in-situ chlorine-36 cosmnuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps: A reappraisal of methodology and interpretations. *Geophysical Journal International* submitted.

Schimmelpfennig, I., 2009. Cosmogenic ^{36}Cl in Ca and K rich minerals: analytical developments, production rate calibrations and cross calibration with ^3He and ^{21}Ne .

Schmiedt, G., 1966. Antichi porti d'Italia. I porti delle colonie greche. *L'Universo* XLVI, 253-296.

Schmiedt, G., 1972. Linea di costa della Sicilia orientale compresa fra la foce del fiume Simeto ed il Capo Ognina. *Il livello antico del Mar Tirreno*, II, 201-221.

Schmiedt, G., 1975. Antichi Porti D'Italia. Gli Scali Fenicio-punici. I porti della Magna-Grecia, Firenze.

Scicchitano, G., Antonioli, F., Castagnino Berlinghieri, E.F., Dutton A., Monaco, C., 2008. Submerged archaeological sites along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy) and implications with the Holocene relative sea level change. *Quaternary Research* 70, 26-39.

Scicchitano, G., Spampinato, C.R., Ferranti, L., Antonioli, F., Monaco, C., Capano, M., Lubritto, C., 2011. Uplifted Holocene shorelines at Capo Milazzo (NE Sicily, Italy): Evidence of coseismic and steady-state deformation. *Quaternary International*, 232, 201-213.

Scicchitano, G., Lo Presti, V., Spampinato, C.R., Gasparo Morticelli M., Antonioli, F., Auriemma, R., Ferranti, L., Monaco, C., 2011. Millstones as indicators of relative sea-level changes in northern Sicily and southern Calabria coastlines, Italy. *Quaternary International*, 232, 92-104.

Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 year time scale. *Quaternary Research* 3, 39-55.

Spampinato, C.R., Costa, B., Di Stefano, A., Monaco, C., Scicchitano, G., 2011. The contribution of tectonics to relative sea-level change during the Holocene in coastal south-eastern Sicily: New data from boreholes. *Quaternary International*, 232, 214-227.

Spampinato, C.R., Scicchitano, G., Ferranti, L., Monaco, C. Raised Holocene paleoshorelines along the Capo Schisò coast, Taormina: new evidence of recent coseismic deformation in northeastern Sicily (Italy). *Journal of Geodynamics*, in press.

Stein, R., 1981. Discrimination of tectonic displacement from slope dependent errors in geodetic levelling from Southern California, 1953–1979. In: Simpson, David W., Richards, P.G. (Eds.), Maurice Ewing series 4, Earthquake prediction, An International Review. American Geophysical Union, pp. 441–456.

Stewart, I., Cundy, A., Kershaw, S., Firth, C., 1997. Holocene coastal uplift in the Taormina area, north-eastern Sicily: implications for the southern prolongation of the Calabrian seismogenic belt. *Journal of Geodynamics*, 24, 37-50.

Stone, J. O., Allan, G. L., Field, L. K., Cresswell, R. G., 1996. Cosmogenic ^{36}Cl from calcium spallation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (4), 679-692.

Stone, J. O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105 (B10), 7.

Stone, J. O., September 2005. Terrestrial chlorine-36 production from spallation of iron. Abstract of 10th International Conference on Accelerator Mass Spectrometry.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R., 2011. Calib radiocarbon calibration, execute version 6.0 html. <http://calib.qub.ac.uk/calib>.

Tortorici, G., Bianca, M., De Guidi, G., Monaco, C., Tortorici, L., 2003. Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) during the Middle-late Quaternary. *Quaternary International* 101-102, 269-278.

Tortorici, L., Monaco, C., Tansi, C., Cocina, O., 1995. Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy). *Tectonophysics* 243, 37-49.

Trincardi, F., Cipolli, M., Ferretti, P., La Morgia, J., Ligi, M., Marozzi, G., Palumbo, V., Taviani, M., Zitellini, N., 1987. Slope basin evolution on the Eastern Tyrrhenian margin: preliminary report. *Giornale di Geologia* 49, 1-9.

Turano, C., 1970. Leucopetra. *Archeologia Classica* 22, 164-200.

Valensise, G., Pantosti, D., 1992. A 125 kyr-long of geological record of seismic source repeatability: the M.S.s (southern Italy) and the 1908 earthquake (MS 7½). *Terra Nova* 4, 472-483.

Ventura, G., 1994. Tectonics, structural evolution and caldera formation on volcano island (aeolian Archipelago, Southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60, 206-224.

Vignal, J., 1936. Evaluation de la precision d'une methode de nivellement. *Bull. Geod.* 49, 1-159.

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

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin Seismological Society American*, 84, 974-1002.

Westaway, R., 1993. Quaternary uplift of southern Italy. *Journal of Geophysical Research* 98, 21,741-21,772.

Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science* 290, 1910-1917.

Zreda, M. G., Phillips, F. M., Elmore, D., Kubik, P. W., Sharma, P., Dorn, R. I., 1991. Cosmogenic chlorine-36 production rates in terrestrial rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 105, 94-109.

Zreda, M. G., Phillips, F. M., Kubik, P. W., Sharma, P., Elmore, D., 1993. Cosmogenic ³⁶Cl dating of a young basaltic eruption complex, Lathrop Wells, Nevada. *Geology* 21, 57-60.