Università degli Studi di Catania

Dottorato di ricerca in
Geodinamica e Sismotettonica

Ciclo XXIII

Deformazione recente e attiva (Pleistocene Medio – Olocene) nell'area costiera compresa tra la Sila e il Pollino (confine calabro-lucano): analisi integrata di tipo morfotettonico e strutturale.

Presentata dal Dott. Santoro Enrico

Coordinatore del dottorato:
Prof. Carmelo Monaco

Relatore:
Prof. Carmelo Monaco

Correlatore:
Dott. Luigi Ferranti

A Carmen e Lorenzo.

L'uomo incontra Dio dietro ogni porta che la scienza riesce ad aprire.

Albert Einstein

Indice.

Abstract.....7

Capitolo 1 – Introduzione.....12

1.1 – Inquadramento tettonico regionale.....15

1.2 – Inquadramento dell'area di studio.....20

1.3 – Sollevamento e deformazione dei terrazzi marini.....24

Capitolo 2 – Analisi morfometrica a scala regionale.....27

2.1 – Introduzione. Tipologia e obiettivi dell'analisi.....27

2.2 – Caratteristiche tecniche della base topografica e metodologia di estrazione del reticolo idrografico.....34

2.2.1 - Descrizione sintetica delle caratteristiche tecniche del DEM d'Italia a passo 10 m e delle metodologie adottate per correggere eventuali errori topografici.....34

2.2.2 – Estrazione del reticolo idrografico.....36

2.3 – Dati climatici.....40

2.4 – Analisi semi-quantitativa del reticolo idrografico.....43

2.4.1 – Densità del drenaggio.....44

2.4.2 – Distribuzione azimutale delle aste fluviali.....52

2.4.3 – Analisi qualitativa del pattern del reticolo di drenaggio.....55

2.5 – Indice SL: misura quantitativa del gradiente longitudinale dei corsi d'acqua di ordine inferiore.....58

2.5.1 – Introduzione. 58

2.5.2 – Procedura di calcolo dell'indice SL.....67

2.5.3 – Discussione dei risultati.....71

2.6 – Analisi morfometrica delle principali fiumare: indice Vf, indice di allungamento e integrale ipsometrico.....85

2.6.1 – Indice Vf.....86

2.6.2 – Forma del bacino e ipsometria.....91

2.7 – Analisi della distribuzione del rilievo. 97

2.7.1 – Topografia residuale.....97

2.7.2 – Profili topografici (Swath Profiles).....100

2.8 – Considerazioni finali riguardo l'analisi morfometrica a scala regionale. 102

Capitolo 3 – Terrazzi marini.....105

3.1 – Introduzione.....105

3.2 – Metodologia.....108

3.2.1 – Rilevamento dei terrazzi marini.....109

3.2.2 – Calcolo della quota delle paleo-linee di riva (margini interni reali).....112

3.3 – Morfologia e sedimentologia dei terrazzi marini.....117

3.3.1 – Terrazzo T9.....121

3.3.2 – Terrazzo T8.....122

3.3.3 – Terrazzo T7.....126

3.3.4 – Terrazzo T6.....130

3.3.5 – Terrazzo T5.....134

3.3.6 – Terrazzo T4.....138

3.3.7 – Terrazzo T3.....143

3.3.8 – Terrazzo T2.....145

3.3.9 – Terrazzo T1.....148

3.3.10 – Terrazzo T0.....150

3.4 – Datazioni dei depositi dei terrazzi marini.....150

3.4.1 – Datazioni radiometriche.....150

3.4.2 – Datazione attraverso il radio-nuclide cosmogenico 36Cl.....155

3.4.3 – Cronologia dei terrazzi marini.....160

3.5 – Variazioni relative del livello del mare.....171

3.6 – Profili di deformazione delle paleo-linee di riva Pleistoceniche.....174

3.7 – Andamento dei tassi di sollevamento nel tempo.....181

Capitolo 4 – Modelli numerici dei sistemi di faglia obliqui del Pollino.....185

4.1 – Analisi strutturale.....185

4.1.1 – Pieghe e faglie transpressive sinistre.....187

4.1.2 – Faglie normali.....197

4.2 – Stile della deformazione a largo della Piana di Sibari: profili di sismica a riflessione.....201

4.3 – Analisi della sismicità.....206

4.4 – Modelli numerici delle strutture oblique.....210

4.4.1 – Modelli numerici delle strutture transpressive rilevate in corrispondenza del Pollino.....214

4.4.2 – Modelli numerici delle faglie Pollino-Castrovillari e Rossano-Corigliano. 235

Capitolo 5 – Analisi morfotettonica di dettaglio del versante orientale del Pollino.....242

5.1 – Concetto di graded river.....245

5.2 – Metodologia.....251

5.2.1 – Analisi quantitativa del profilo longitudinale dei corsi d'acqua: calcolo della concavità (θ) e dell'indice della pendenza (ks).....252

5.2.2 – Calcolo dell'incisione fluviale e dei tempi di risposta del sistema idrografico attraverso l'utilizzo dei knickpoints.....264

5.2.3 – Ampiezza degli alvei.....273

5.2.4 – Analisi del pattern delle fiumare: processi di erosione e di aggradazione in risposta alla deformazione tettonica del paesaggio.....275

5.2.5 – Calcolo del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine.....280

5.3 – Risultati.....281

5.3.1 – Saraceno.....281

5.3.2 – Pagliara.....288

5.3.3 – Avena.....293

5.3.4 – Potresino.....297

5.3.5 – Carrara.....300

5.3.6 – Straface.....304

5.3.7 – Ferro.....308

5.3.8 – Cardona.....313

5.3.9 – Canna.....317

5.3.10 – San Nicola.....321

5.3.11 – Analisi del pattern e dell'ampiezza del fondovalle dei fiumi Agri e Sinni. 325

5.3.12 – Concavità (θ) e indice della pendenza normalizzato (ksn).....331

5.3.13 – Calcolo dei tassi di incisione e dei tempi di risposta del reticolo idrografico.....337

5.4 – Discussione dei risultati.....351

Capitolo 6 – Conclusioni.....354

Bibliografia.....366

Abstract.

Un'analisi integrata di tipo morfotettonico e strutturale, accoppiata alla modellazione delle strutture, è stata utilizzata in questo lavoro allo scopo di ottenere maggiori informazioni sulla tettonica attiva che interessa un segmento del settore ionico dell'Appennino meridionale. In Italia meridionale, l'estinzione dei sovrascorrimenti frontali (Miocene-Pleistocene Inferiore) diretti verso NE e, dunque, verso l'avampaese apulo, è coincisa con l'inizio di un processo di sollevamento regionale, conseguente da una combinazione di processi litosferici, crostali e superficiali iniziati da ~700 Ka, e ben documentato da diversi autori attraverso il rilevamento di numerosi ordini di terrazzi marini. Il processo di sollevamento regionale ha causato il coevo abbassamento del livello di base del sistema idrografico che ha reagito attraverso l'aumento dei gradienti longitudinali delle aste fluviali e tramite una fase di diffusa incisione da cui derivano la crescita del rilievo e il ringiovanimento del paesaggio.

La parte iniziale della ricerca è stata dedicata all'analisi morfotettonica centrata sul reticolo idrografico (gradienti longitudinali e caratteristiche morfometriche dei bacini di drenaggio) e sul paesaggio (distribuzione del rilievo e analisi della pendenza dei versanti), lungo il settore della costa Ionica compreso tra la Sila (Calabria) e il margine meridionale della Piana di San Nicola (Basilicata). Le forme del paesaggio e, in particolare, il sistema fluviale sono, infatti, particolarmente sensibili ai processi di deformazione tettonica che interessano il paesaggio. Le aste fluviali sono caratterizzate da una bassa inerzia geomorfologica e, dunque, da tempi di risposta (attraverso processi di aggradazione e di incisione) ai processi tettonici in atto di poche centinaia di migliaia d'anni. Di conseguenza, l'individuazione di anomalie idrografiche, che discostano il sistema fluviale analizzato dallo stato di equilibrio cui esso tende rispetto ai fattori (tettonici, climatici, litologici e antropici) che ne controllano l'evoluzione, può essere particolarmente utile in regioni, come l'Appennino Meridionale, caratterizzate da bassi tassi di deformazione, da una sismicità poco significativa e da una scarsa espressione geomorfologica del quadro tettonico attivo. L'analisi morfotettonica a scala regionale, centrata su di un'area che si estende per 7646 km^2, ha consentito di ottenere preliminari informazioni riguardanti eventuali processi di deformazione tettonica attiva che interessano l'area. In particolare, sono stati individuati, in corrispondenza del versante

meridionale del Pollino e lungo il bordo orientale del Plateau della Sila, settori potenzialmente interessati da maggiori tassi di sollevamento; il conseguente abbassamento del livello di base idrografico ha comportato un aumento dei gradienti dei corsi d'acqua, una maggiore incisione fluviale (aumento del rilievo) e la progressiva sostituzione di forme del paesaggio, sollevate e a bassa pendenza, equilibrate a un antico livello di base, con versanti ad elevata pendenza, lungo cui dominano processi di erosione per frana, conseguenti dalla fase di profonda incisione fluviale innescata dal sollevamento. L'utilizzo di un'analisi morfotettonica a scala regionale ha consentito, dunque, di individuare settori potenzialmente interessati da processi di deformazione tettonica attiva e ha fornito evidenze preliminari dell'esistenza di un sollevamento differenziale all'interno dell'area di studio.

L'analisi morfotettonica a scala regionale è stata seguita da un dettagliato rilevamento sul campo dei terrazzi marini, preservati nell'area grazie al processo di sollevamento regionale. L'obiettivo primario era quello di ricostruire la geometria attuale delle antiche linee di riva, caratterizzate originariamente da una forma nota, legata al livello del mare, e, quindi, perfettamente orizzontale. L'andamento delle antiche linee di riva è stato, dunque, confrontato con la forma originaria allo scopo di individuare settori della fascia costiera eventualmente interessati da deformazioni legate a strutture locali che sovrapponessero il loro effetto al processo di sollevamento regionale. Il margine interno dei terrazzi marini, ossia la linea d'intersezione tra falesia e piattaforma d'abrasione, è, generalmente, considerato il migliore indicatore del massimo livello del mare al momento della formazione del terrazzo. In questo lavoro, la quota del margine interno è stata assunta essere uguale alla massima altezza raggiunta dai depositi di spiaggia intertidale all'interno della sequenza deposizionale costiera preservata al corpo dei terrazzi. In particolare, sono stati individuati 10 ordini di terrazzi, da ~5 a ~660 m s.l.m., correlati lungo un tratto di costa della lunghezza di ~130 km, tra la Sila e la Piana di San Nicola, attraverso la Piana di Sibari e il Pollino. Le quote dei margini interni sono state accuratamente corrette, sito per sito, attraverso valutazioni dell'erosione dei depositi di spiaggia e misure dello spessore dei corpi continentali che hanno coperto i terrazzi a seguito della loro definitiva emersione. Sono state eseguite precise valutazioni degli intervalli d'incertezza verticale delle quote calcolate tenendo conto di errori di misurazione e dell'intervallo paleo-batimetrico di

sedimentazione dei *marker* utilizzati. Datazioni radiometriche (ESR e ^{14}C) e calcoli dell'età di esposizione dei depositi costieri (radio-nuclide cosmogenico ^{36}Cl) hanno consentito di ottenere uno schema cronologico relativo ai terrazzi rilevati e, dunque, di correlarli ai diversi picchi interglaciali della curva eustatica globale. In particolare, il terrazzo T4, il cui margine interno varia in altezza da ~80 a ~130 m s.l.m., è stato attribuito alla fase interglaciale Tirreniana (MIS 5.5; ~124 Ka) sulla base di nuove datazioni ESR e di precedenti stime della racemizzazione degli amminoacidi su conchiglie prelevate dal corpo terrazzato. I sottostanti terrazzi, T3, T2 e T1 sono stati attribuiti agli stati marini isotopici 5.3 (~101 Ka), 5.1 (~80 Ka) e 3.5 (~60 Ka), rispettivamente, sulla base della loro posizione nella serie dei terrazzi e di nuove datazioni ESR e ^{14}C. La cronologia dei terrazzi superiori non è stata determinata direttamente ma, sulla base del tasso di sollevamento medio del terrazzo Tirreniano (~1 mm/a) essa è stata estesa sino al MIS 15a (~576 Ka). Infine, il terrazzo T0, preservato esclusivamente lungo la fascia costiera del Pollino, con una quota del margine interno compresa tra 5 e 9 m s.l.m., è stato attribuito alla trasgressione Olocenica (~6 Ka), sulla base del tasso di sollevamento Tirreniano e di una curva eustatica che tenesse conto degli effetti glacio-idro-isostatici, potenzialmente determinanti nel definire la quota finale di *marker* costieri Olocenici. Sulla base della cronologia dei terrazzi è stato possibile stabilire che la fascia costiera è stata interessata a partire da ~600 Ka da un processo di sollevamento caratterizzato da un tasso medio pari a ~1 mm/a e dall'alternanza di fasi di dislocazione verticale accelerata (fino a un massimo di ~2,2 mm/a) con periodi di relativa quiescenza (fino a un minimo di ~0,7 mm/a). Si osserva, inoltre, un incremento dei tassi di sollevamento nel periodo Olocenico sino a ~2,2 mm/a.

Le paleo-linee di riva sono interessate da ondulazioni caratterizzate da basse lunghezze d'onda (~20 km) e ampiezze (fino a ~100 m), sovrapposte all'andamento regionale dei terrazzi marini (progressivo aumento delle quote procedendo dall'avanfossa verso la catena Appenninica). Le ondulazioni corrispondono ai settori laddove erano state in precedenza individuate le anomalie morfotettoniche del reticolo idrografico e del paesaggio, e con l'ultima generazione di strutture plicative e fragili (zone di faglia transpressive) che, con una direzione da O-E a ONO-ESE, sono state precedentemente mappate nel substrato, interessando localmente depositi continentali e

di transizione del Pleistocene Inferiore e Medio. Sulla base di nuove analisi strutturali realizzate lungo il fronte meridionale del Pollino è possibile affermare che tali strutture hanno interessato depositi continentali del Pleistocene Medio - Superiore, a seguito di una fase di raccorciamento in direzione ~NNE-SSO.

Precedenti analisi dei dati di sismica a riflessione e di dati stratigrafici nell'*offshore* avevano evidenziato che le strutture transpressive, attive nell'area dal Pleistocene Inferiore, influenzano la batimetria, caratterizzata da una serie di alti e bassi strutturali controllati da zone di taglio trascorrenti ad alto angolo e da faglie inverse cieche. Queste faglie interessano l'avampaese Apulo attualmente sepolto al disotto del prisma d'accrezione Appenninico, ritenuto ormai inattivo. Anche l'analisi della sismicità crostale di bassa magnitudo aveva già evidenziato una partizione tra movimenti inversi e trascorrenti in risposta ad un raccorciamento in direzione da E a NE. Sulla base di tali conoscenze si è, dunque, ipotizzato che le deformazioni delle antiche linee di riva e le anomalie morfotettoniche sono da attribuire alla crescita di pieghe controllate da un regime transpressivo tuttora attivo. La maggiore culminazione strutturale è rappresentata dalla dorsale del Pollino e dalla sua continuazione nell'*offshore*, la dorsale di Amendolara, controllate da zone di faglie inverse, che dislocano sia verso NE sia verso SO; un'ulteriore fascia interessata da tettonica transpressiva attiva è ubicata lungo il settore Nord-orientale della Sila e nell'immediato *offshore*.

Allo scopo di verificare l'ipotesi secondo la quale la regione di catena qui analizzata è tuttora interessata da un regime tettonico transpressivo, è stata realizzata la modellazione numerica delle strutture oblique che intersecano la fascia costiera del Pollino, ossia laddove sono state individuate le principali anomalie morfotettoniche e le ondulazioni delle antiche linee di riva. La modellazione restituisce la deformazione elastica prodotta in superficie da una faglia di forma rettangolare; essa non consente, però, di conoscere l'entità della deformazione accumulata durante la fase co-sismica e, dunque, di determinare la percentuale di energia rilasciata in maniera asismica o microsismica. La corrispondenza tra la distribuzione della deformazione verticale attribuibile a tali strutture con i profili di deformazione dei terrazzi marini rappresenta una verifica della suddetta ipotesi. Le ondulazioni dei terrazzi marini appaiono direttamente correlate alle zone di faglie inverse che hanno controllato l'evoluzione

morfologica e strutturale delle dorsali di Amendolara e di Valsinni e possono, dunque, essere interpretate come la parte superiore di anticlinali di crescita legate all'accumulo di dislocazione lungo faglie inverse cieche. Il modello di deformazione ottenuto prevede il sollevamento di 2 anticlinali ubicate presso i margini settentrionale e meridionale del Pollino. L'elaborazione del modello di deformazione per i terrazzi dal T2 (MIS 5.1; ~80 Ka) al T8 (MIS 11; ~401 Ka) ha consentito di calcolare l'andamento nel tempo della deformazione verticale attribuibile alle zone di faglia oblique e di stimare il loro contributo al processo di sollevamento che interessa la regione.

I risultati della modellazione delle strutture oblique sono stati, infine, verificati e implementati attraverso la realizzazione di un'analisi morfotettonica di dettaglio delle fiumare che drenano il versante orientale del Pollino. Queste ultime sono caratterizzate da alternanze di segmenti fluviali sottoposti a fasi di attiva incisione o sedimentazione che appaiono direttamente correlabili alla crescita delle anticlinali previste dal modello. L'individuazione di *knickpoints* e la loro correlazione con i terrazzi marini e, dunque, con specifiche regressioni eustatiche glaciali ha consentito di verificare, in maniera del tutto indipendente dai terrazzi marini, l'esistenza di maggiori tassi di sollevamento nelle regioni in cui si prevede la crescita delle suddette anticlinali. In queste aree, inoltre, le fiumare reagiscono ai maggiori tassi di sollevamento attraverso una più accentuata incisione fluviale e con aumenti dei gradienti longitudinali. Infine, i corsi d'acqua appaino caratterizzati da tempi di risposta alle variazioni del livello di base piuttosto bassi, dell'ordine di 10^5 anni; di conseguenza, la presenza di anomalie del reticolo idrografico imputabili alla crescita delle anticlinali controllate dalle zone di taglio oblique rappresenta una chiara evidenza di attività tettonica recente in risposta ad una fase di raccorciamento, in direzione NE, tuttora attiva nell'area di studio.

Capitolo 1 – Introduzione.

L'analisi morfotettonica e strutturale realizzata in questa ricerca riguarda un settore esterno della zona di giunzione tra Appennino Meridionale e Arco Calabro, settore attualmente interessato da bassi tassi di deformazione e da una sismicità poco significativa. Mentre lo stile deformativo estensionale del settore assiale della catena è ben documentato sulla base delle analisi strutturali, della sismicità e delle velocità GPS, l'attuale quadro tettonico del settore esterno o frontale è poco noto. Successivamente all'estinzione delle traslazioni orizzontali lungo il fronte dei sovrascorrimenti Appenninici (Pleistocene Inferiore; Patacca e Scandone, 2001) la deformazione compressiva, derivante dall'azione congiunta della convergenza Africa - Europa e dell'arretramento flessurale dello *slab* ionico - adriatico (Dewey et alii, 1989; Gueguen et alii, 1998; Faccenna et alii, 2000), è stata assorbita da zone di taglio ad alto angolo, a direzione ~ONO-ESE, che interessano in profondità le successioni carbonatiche Apule, sovrascorse dalle coltri alloctone Appenniniche, e deformano i sovrascorrimenti derivanti dalle precedenti fasi evolutive della catena (Knott e Turco, 1991; Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1998; Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007). Il recente cambiamento nello stile deformativo e i bassi tassi attuali di deformazione, evidenziati dai risultati delle analisi regionali dello *stress* (Montone et alii, 2004) e delle velocità GPS (rete GPS PTGA; Mazzella, M.E., dottorato di ricerca in Geologia e Geodinamica del Quaternario, XXIII ciclo, Università degli Studi di Napoli Federico II) rendono complicata la definizione dell'attuale quadro tettonico del settore frontale della catena. In tale contesto geologico l'analisi morfometrica delle forme del paesaggio può risultare di indubbia utilità nel tentativo di definire lo stile deformativo nel medio termine (Pleistocene-Olocene) e, dunque, di colmare l'attuale *gap* di conoscenze esistente tra l'evoluzione tettonica a lungo termine e la deformazione attuale. Diverse forme del paesaggio sono, infatti, caratterizzate da uno stato di equilibrio dinamico in continuo mutamento ed estremamente sensibile alla variazione dei parametri (tettonica, litologia, clima, ecc.) che ne controllano l'evoluzione. Sono diversi gli esempi in letteratura in cui le forme del paesaggio sono state utilizzate con successo per analizzare deboli deformazioni superficiali indotte da faglie sepolte e, quindi, per poter comprendere la geometria, la cinematica e l'attività di tali strutture (Valensise e Ward, 1991; Ward e

Valensise, 1996; Keller et alii, 1998; Rockwell et alii, 1998; Benedetti et alii, 2000; Burrato et alii, 2003; Vannoli et alii, 2004). Bassi tassi di deformazione lungo strutture caratterizzate da una debole espressione geomorfologica possono nascondere terremoti, anche con rilascio energetico non trascurabile e con tempi di ricorrenza di entità tale da eccedere la copertura temporale dei cataloghi sismici storici e strumentali. Tutto ciò comporta un elevato rischio sismico, in particolare lungo settori interessati da infrastrutture antropiche come la fascia costiera in corrispondenza del settore frontale della catena.

Partendo da tali premesse, l'obiettivo del presente studio è quello di determinare, attraverso un'analisi di tipo morfotettonico e strutturale, la geometria, la natura e i tassi della deformazione che ha interessato, dal Pleistocene Medio, il settore Ionico di catena compreso tra il massiccio della Sila (Calabria settentrionale) e la Piana di San Nicola (Basilicata orientale). Precedenti analisi geofisiche realizzate nell'*offshore* dell'area di studio (Doglioni et alii, 1999; Del Ben et alii, 2007; Ferranti et alii, 2009; Mazzella, 2010-2011) hanno evidenziato l'esistenza di un quadro tettonico transpressivo, ritenuto attivo durante il Pleistocene e accomodato da zone di taglio oblique ad alto angolo e da faglie inverse che costituiscono, nel complesso, strutture a fiore positive. Le faglie sono radicate all'interno della Piattaforma Apula, tendono a ramificarsi verso la superficie in una serie di segmenti di minori dimensioni e raramente intersecano la superficie (Del Ben et alii, 2007). Il risultato è la presenza di segmenti di faglia potenzialmente attivi, capaci di generare eventi sismici di magnitudo moderata e che deformano debolmente la superficie (pochi centimetri di deformazione cosismica verticale). In questo contesto, non è sorprendente che i classici metodi di indagine geologica non siano in grado di individuare tali deformazioni, seppure accumulate durante diversi cicli sismici. L'utilizzo di analisi morfotettoniche dedicate ai sistemi fluviali e costieri può essere la risposta a questo genere di problemi; è, infatti, noto che tali sistemi geomorfologici possono essere particolarmente sensibili anche alle limitate deformazioni verticali indotte da strutture cieche. Le caratteristiche geometriche e cinematiche di tali strutture possono essere ricavate dall'analisi delle anomalie del reticolo idrografico (diversioni dei canali, cambiamenti del *pattern* fluviale, gradienti longitudinali anomali, processi di erosione e di sedimentazione, etc.) e della geometria di superfici erosionali o deposizionali. Questo tipo di approccio può essere particolarmente utile nel calcolo

della pericolosità sismica in quanto la tipica scala di tali indicatori geomorfologici e le loro fluttuazioni (~5-10 km) filtrano in modo naturale le deformazioni associate a strutture troppo piccole o troppo poco profonde per essere sismogenetiche.

Partendo da tali premesse, il presente lavoro è stato centrato sull'analisi morfotettonica del reticolo idrografico e sui terrazzi marini, preservati lungo la fascia costiera grazie ai sostenuti tassi di sollevamento che l'hanno interessata a partire dal Pleistocene Inferiore - Medio (Cucci e Cinti, 1998; Cucci, 2004; Ferranti et alii, 2006; Ferranti et alii, 2009; Caputo et alii, 2010). Le deformazioni del paesaggio individuate e, in particolare, la delimitazione di settori caratterizzati da tassi di sollevamento relativamente maggiori, hanno consentito di riconoscere processi di deformazione legati a strutture locali che sovrappongono il loro effetto al processo di sollevamento regionale, quest'ultimo legato alla dinamica profonda dello *slab* ionico - adriatico (Westaway, 1993; Wortel e Spakman, 2000; Gvirtzman e Nur, 2001). Le deformazioni riconosciute attraverso l'analisi morfotettonica, seguendo l'esempio di precedenti studi presenti in letteratura (Valensise e Ward, 1991; Ward e Valensise, 1996; Keller et alii, 1998; Rockwell et alii, 1998; Benedetti et alii, 2000; Burrato et alii, 2003; Vannoli et alii, 2004), sono state interpretate con l'ausilio della modellazione numerica della deformazione elastica del paesaggio potenzialmente legata alle strutture che hanno interessato l'area nell'ultima fase di evoluzione della catena. Ciò ha consentito di poter meglio comprendere lo stile della deformazione, i tassi della deformazione associati a tali strutture e di procedere verso una migliore comprensione del potenziale sismogenetico nell'area investigata.

1.1 – Inquadramento tettonico regionale.

L'evoluzione della catena Appenninica e dell'Arco Calabro è legata alla progressiva migrazione verso Est del processo di subduzione che ha interessato la placca Adriatica - Ionica nel Neogene (Malinverno e Ryan, 1986; Gueguen et alii, 1998; Faccenna et alii, 2001). Sia la tomografia sismica sia la distribuzione dei terremoti in profondità al disotto del Tirreno Sud-orientale consentono di delimitare l'estensione della placca in subduzione (fig. 1.1b; Selvaggi e Chiarabba, 1995; Wortel e Spakman, 2000). Studi geofisici regionali (Catalano et alii, 2001) mostrano che la transizione in

profondità tra la crosta continentale Adriatica e la crosta Ionica assottigliata, oceanica o continentale, è ubicata al disotto dell'area di studio, in Calabria settentrionale (fig. 1.1b).

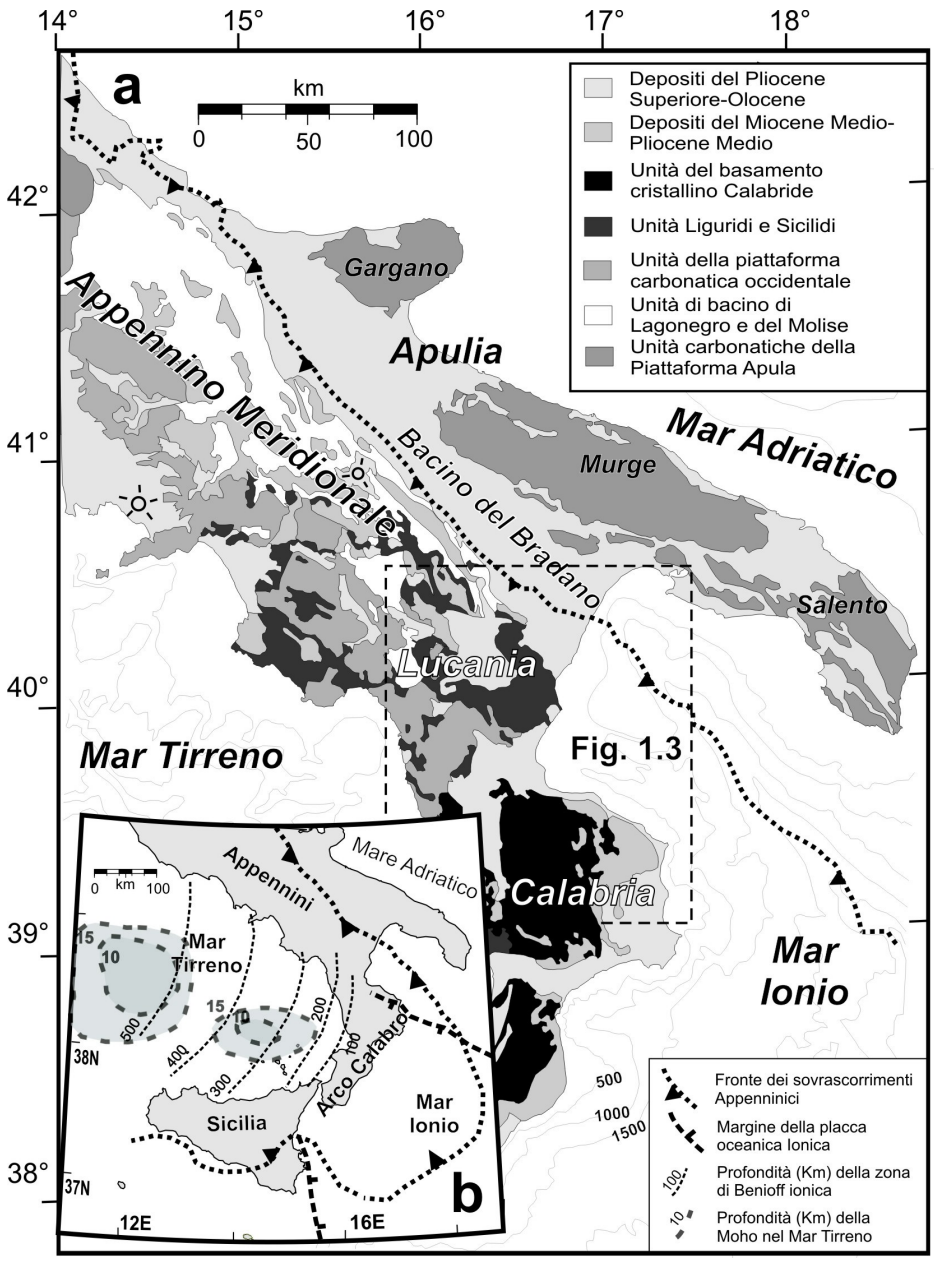


Figura 1.1 – modificata da Ferranti et alii, 2009. a) inquadramento geologico dell'Appennino Meridionale e dell'Arco Calabro; si riporta l'ubicazione del fronte dei sovrascorrimenti Appenninici (Bigi et alii, 1992). b) Quadro tettonico delle placche in Italia Meridionale; si riporta la zona di Benioff-Wadati della placca Ionica in subduzione (modificata da Ferranti et alii, 2007), il settore di Mar Tirreno con profondità della Moho inferiori a 15-10 km (Cassinis et alii, 2003) e i margini della placca oceanica Ionica (Catalano et alii, 2001).

La deformazione in Italia Meridionale è migrata rapidamente da Ovest verso Est lungo il margine occidentale della placca continentale Adriatica, coinvolgendo unità cristalline, di bacino e di piattaforma carbonatica, progressivamente incorporate nei sovrascorrimenti della catena Appenninica (fig. 1.1a). In particolare, la catena Appenninica Meridionale è caratterizzata dalla presenza di 2 fasce contrazionali sovrapposte (Casero et alii, 1992; Menardi-Noguera e Rea, 2000; Patacca e Scandone, 2001). La fascia contrazionale superiore, formatasi come risposta a una fase di raccorciamento perdurata dall'Oligocene Superiore al Pleistocene Inferiore, include unità cristalline Paleozoico - Mesozoiche e rocce di bacino profondo sovrascorse al disopra di carbonati di piattaforma, Mesozoico - Terziari, e rocce di bacino (fig. 1.1a). Tali successioni pre-orogeniche sono coperte, in discordanza, da depositi terrigeni Oligocenico - Quaternari, depositati sull'avampaese e in bacini di *piggy-back* e progressivamente coinvolti nell'orogenesi (fig. 1.1a; Patacca et alii, 1990; Van Dijk et alii, 2000). La fascia contrazionale inferiore coinvolge successioni carbonatiche, Mesozoico - Terziarie, che rappresentano l'estensione occidentale della piattaforma Apula, esposta verso Est in corrispondenza dell'avampaese della catena e attualmente sepolta a Ovest al disotto della fascia superiore, come è ben documentato da dati stratigrafici di pozzo e da profili di sismica a riflessione (fig. 1.3; Roure et alii, 1991; Casero et alii, 1992; Menardi-Noguera e Rea, 2000; Patacca e Scandone, 2001).

La terminazione meridionale delle rocce della piattaforma Apula sepolta, in Calabria settentrionale, coincide con la transizione tra crosta continentale e crosta oceanica assottigliata (fig. 1.1b).

Le differenti fasi di raccorciamento, le cui età sono note sulla base di sequenze sinorogeniche esposte in catena o intercettate in pozzi petroliferi al disopra della piattaforma Apula sepolta, hanno portato alla complessa sovrapposizione di diverse strutture non-coassiali (Monaco et alii, 1998; Cello e Mazzoli, 1999). Il fronte dei sovrascorrimenti della catena in Appennino Meridionale è ritenuto inattivo dal Pleistocene Inferiore quando esso fu sepolto al disotto dei sedimenti del margine occidentale del bacino di avanfossa del Bradano (fig. 1.1a; Patacca e Scandone, 2001). La deformazione all'interno della fascia contrazionale Apula inizia nel Pliocene e, nel Pleistocene Inferiore, si manifesta sotto forma di zone di faglia transpressive ad alto angolo che tagliano e deformano le sovrastanti unità alloctone sovrascorse verso Est

nelle precedenti fasi evolutive della catena (Knott e Turco, 1991; Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1998; Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007). Attualmente, si ritiene che il raccorciamento della piattaforma Apula sia terminato e che limitati fenomeni di transpressione interessino il solo settore settentrionale del blocco Apulo in conseguenza della convergenza Africa - Europa (fig. 1.2; Montone et alii, 2004).

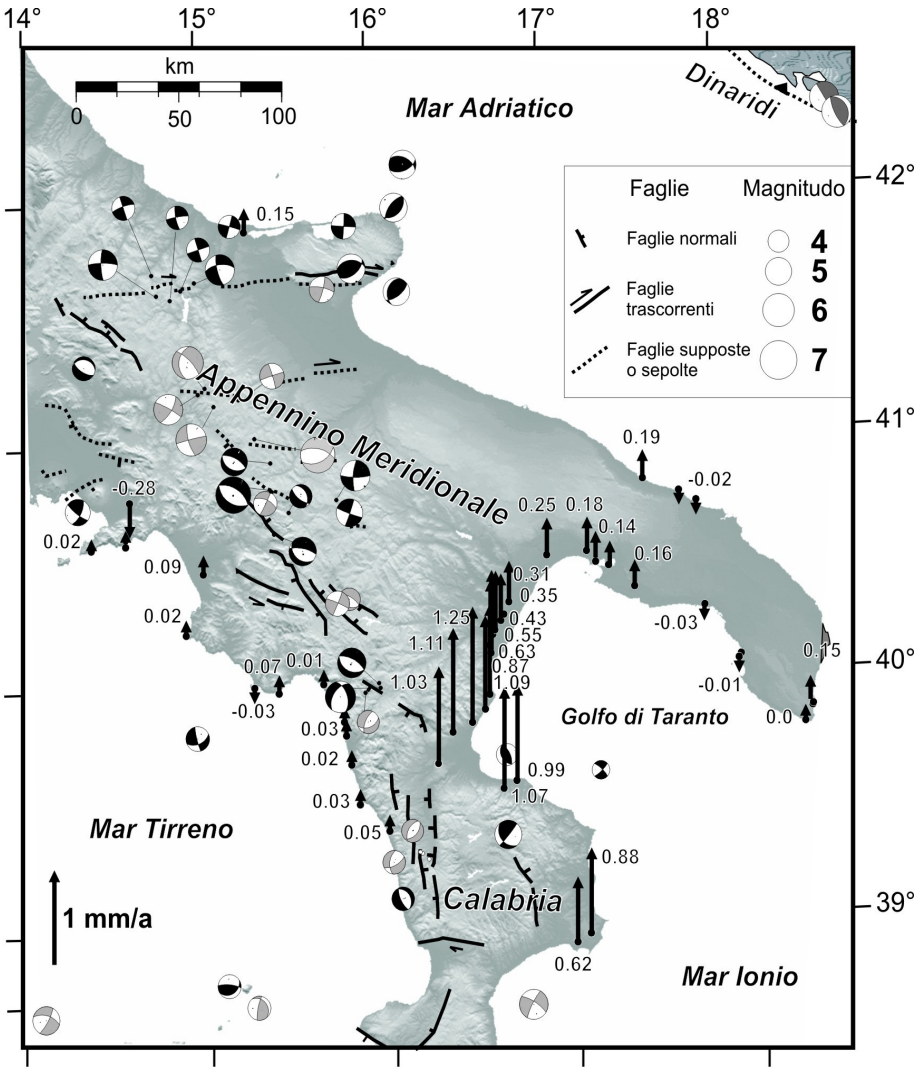


Figura 1.2 – modificata da Ferranti et alii, 2009. Deformazione attiva in Italia Meridionale. Le faglie normali attive riportate fanno riferimento ai lavori di Monaco e Tortorici (2000), Ferranti e Oldow (2005) e al database DISS (http://legacy.ingv.it/DISS/). I meccanismi focali relativi ai terremoti crostali di M>4 fanno riferimento ai cataloghi (in nero) Harvard CMT (1976-2007; http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html) e Mednet RCMT (1997-2007; http://mednet.ingv.it/events/QRCMT/Welcome.html), a Gasparini et alii (1985; grigio chiaro) e ad Anderson e Jackson (1987; grigio scuro). Le frecce nere verticali indicano i tassi di dislocazione verticale ottenuti dalle quote del terrazzo marino Tirreniano (~124 Ka; da Ferranti et alii, 2006).

A partire da ~10 Ma (Malinverno e Ryan, 1986; Gueguen et alii, 1998; Faccenna et alii, 2001) il settore interno della catena fu interessato da tettonica estensionale che portò al progressivo assottigliamento della crosta continentale e alla formazione di crosta oceanica al disotto del Mar Tirreno meridionale (fig. 1.1b). Il processo è tipicamente interpretato come estensione di retroarco in risposta alla progressiva migrazione verso Est della zona di subduzione (Malinverno e Ryan, 1986; Faccenna et alii, 2001). Attualmente, una fascia di faglie normali attive domina il quadro tettonico della zona assiale della catena Appenninica (fig. 1.2). La direzione di estensione, determinata sulla base di analisi cinematiche dei piani di faglia (Hippolyte et alii, 1994a; Monaco e Tortorici, 2000; Maschio et alii, 2005; Papanikolau e Roberts, 2007), di meccanismi focali di terremoti crostali (cataloghi Harvard e Mednet CMT) e di velocità GPS (Hunstad et alii, 2003; Ferranti et alii, 2008), va da ~NE-SO negli Appennini a ~E-O in Calabria settentrionale (fig. 1.2). I campi di velocità GPS regionali evidenziano una diminuzione dei tassi di arretramento della placca Ionica in subduzione e dei tassi di estensione nella regione di retroarco Tirrenica; inoltre, la continuazione della subduzione in Appennino Meridionale è tuttora dibattuta (Oldow et alii, 2002; Hollenstein et alii, 2003; D'Agostino e Selvaggi, 2004; Goes et alii, 2004).

Mentre l'estensione attiva nel settore assiale della catena Appenninica è ben documentata dalle soluzioni dei meccanismi focali dei terremoti crostali e da analisi strutturali dei piani di faglia, resta poco conosciuto l'attuale quadro sismotettonico del blocco Apulo meridionale e del settore frontale della catena, in Basilicata meridionale e in Calabria settentrionale, a causa della mancanza di sismicità significativa e della scarsa espressione geomorfologica delle faglie attive (fig. 1.2). Il settore esterno della catena è stato però interessato, a partire dal Pleistocene Medio, da significativi tassi di sollevamento (fig. 1.2), documentati dalla presenza di numerosi ordini di terrazzi marini (Westaway, 1993; Miyauchi et alii, 1994). In particolare, come in molte altre aree del Mediterraneo, risulta essere ben preservato il terrazzo marino Tirreniano (MIS 5.5; ~124 Ka) sulla base del quale è possibile valutare il *pattern* regionale del sollevamento (fig. 1.2; Ferranti et alii, 2006). Il processo di sollevamento regionale è stato interpretato come la risposta isostatica (Westaway, 1993; Wortel e Spakman, 2000) o dinamica (Gvirtzman e Nur, 2001) alla rimozione di radici crostali profonde ad alta densità o, alternativamente, come il risultato dell'intrappolamento della Calabria tra le masse

continentali degli avampaesi Apulo e Ibleo (fig. 1.1b; Goes et alii, 2004). Analisi della successione sedimentaria di avanfossa nell'Adriatico meridionale fanno supporre che strutture plicative a grande scala, radicate in profondità nella crosta o, anche, nella liotosfera, possono aver contribuito al processo di sollevamento (Bertotti et alii, 2001; Ferranti e Oldow, 2005; Ferranti et alii, 2009; Caputo et alii, 2010).

1.2 – Inquadramento dell'area di studio.

L'area di studio è ubicata nel settore dell'Appennino Meridionale immediatamente a Ovest del fronte dei sovrascorrimenti, in Basilicata meridionale e in Calabria settentrionale (fig. 1.1). In corrispondenza del massiccio della Sila affiorano estesamente rocce cristalline Paleozoiche e le relative coperture sedimentarie Mesozoico - Cenozoiche; a Nord, l'ossatura del Pollino è costituita dalle rocce carbonatiche della piattaforma Appenninica e dalle successioni dei bacini Liguridi e Sicilidi (fig. 1.3). Successivamente alla dislocazione e alla deformazione tettonica di queste unità, nell'Oligocene Superiore-Pliocene (Bonardi et alii, 2001; Patacca e Scandone, 2001), l'area fu caratterizzata dalla sedimentazione di depositi marini terrigeni (Pliocene superiore? – Pleistocene Inferiore; Colella e Cappadona, 1988) e di depositi continentali e marini del Pleistocene Medio – Olocene (Westaway, 1993; Cucci e Cinti, 1998; Cucci, 2004).

I contatti tettonici a basso angolo tra le rocce cristalline e sedimentarie, relativi alle prime fasi evolutive della catena (Miocene-Pliocene), sono stati nel Quaternario deformati da faglie trascorrenti ad alto angolo e da faglie normali (fig. 1.3). La faglia Pollino - Castrovillari delimita verso SO il Pollino e mostra evidenze paleosismologiche di attività recente (Cinti et alii, 1997). La Pollino - Castrovillari si proietta verso Sud nel sistema di faglie normali sismogenetiche del Crati (figure 1.2 e 1.3). Il settore di catena sottoposto ad attiva tettonica estensionale sembra, dunque, essere confinato ad Ovest del Pollino, della Piana di Sibari e della Sila.

Il versante Nord-orientale della Sila è tagliato, in direzione ONO-ESE, dalla zona di faglie Corigliano - Rossano che agì come sistema trascorrente sinistro nel Pliocene-Quaternario e la cui recente attività e tuttora dibattuta (Galadini et alii, 2000; Cucci, 2004; Galli et alii, 2010). Le prime analisi di tipo regionale classificano la zona

di faglie Rossano - Corigliano come un sistema normale-obliquo (Ciaranfi et alii, 1983; Moussat et alii, 1986; Knott e Turco, 1991). Analisi geomorfologiche e paleosismologiche suggeriscono una recente riattivazione del sistema di faglie in senso normale (Molin et alii, 2004; Galli et alii, 2010). In particolare, Molin et alii (2004) hanno individuato una zona a maggiore sollevamento, denominata OD-RIDGE, in corrispondenza del margine orientale del Plateau della Sila (fig. 1.3). La OD-RIDGE, corrispondente ad anomalie morfotettoniche del reticolo idrografico, è stata interpretata come la conseguenza del sollevamento del blocco a letto dalla Rossano - Corigliano. La OD-RIDGE coincide, inoltre, con una culminazione strutturale, dove depositi torbiditici e rocce carbonatiche affiorano in finestra tettonica al disotto delle rocce cristalline del massiccio della Sila (fig. 1.3); i processi di sollevamento, prolungati nel tempo, hanno probabilmente favorito alti tassi di erosione e la conseguente formazione della finestra tettonica. Galli et alii 2010, sulla base di analisi geomorfologiche, strutturali e paleosismologiche suggeriscono che la Rossano - Corigliano abbia agito come un sistema di faglie normali nel Quaternario, con almeno un evento negli ultimi ~3 Ka e la probabile attribuzione del terremoto storico del 1836, la cui area epicentrale cade in corrispondenza degli abitati di Rossano, Crosia e Calopezzati. Evidenze di trascorrenza sinistra sono state, in ogni caso, individuate sia a terra (San Nicola - Rossano Fault Zone, SRFZ in figura 1.3; Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007) sia nell'*offshore* (Del Ben et alii, 2007). Verso Sud, in corrispondenza del Plateau della Sila, Galli e Bosi (2003) riportano evidenze paleosismologiche di trascorrenza sinistra lungo le faglie di Cecita e dei Laghi (CF e LF, rispettivamente, in figura 1.3).

Il settore Nord-occidentale della Piana di Sibari è interessato, in accordo con precedenti lavori, da un sistema di faglie, qui indicato come Avena - Lauropoli Fault Zone (ALFZ in fig. 1.3). Sebbene riportato in alcune pubblicazioni come sistema di faglie dirette (Lanzafame e Tortorici, 1981; Ambrosetti et alii, 1987; Bigi et alii, 1992), l'esistenza e la recente attività della ALFZ è stata questionata da altri autori (Cucci, 2004). Recentemente, Ferranti et alii (2009) hanno individuato diversi segmenti della ALFZ lungo il versante orientale del Pollino; la faglie, che ribassano il settore costiero, tagliano in diverse aree i depositi dei terrazzi e sono state interpretate come scivolamenti gravitativi, radicati a pochi chilometri di profondità e attivati dall'aumento

dei tassi di sollevamento verso l'interno della catena e, dunque, dal basculamento della fascia costiera verso Est.

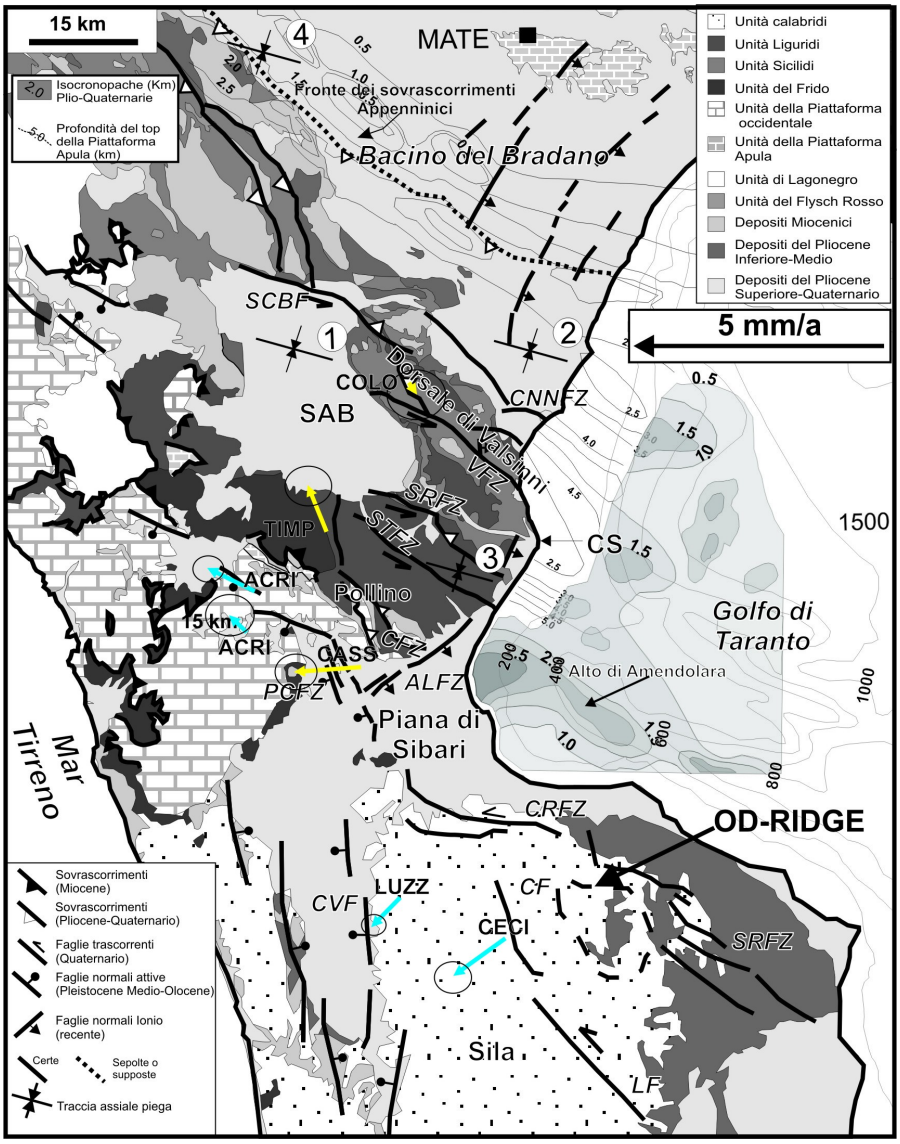


Figura 1.3 – modificata da Ferranti et alii, 2009. Mappa tettonica dell'Appennino Meridionale in Basilicata meridionale e in Calabria settentrionale. Faglie normali attive nel settore assiale della catena come in figura 1.2; faglie trascorrenti nella Sila settentrionale come in Galadini et alii (2000) e Galli e Bosi (2003); faglie trascorrenti al Pollino da Catalano et alii (1993). Si riportano, inoltre: le profondità del top della Piattaforma Apula e le isocronopache dei depositi Pliocenici e Quaternari (Bigi et alii, 1992); le velocità GPS della rete PTGA (vedi testo per maggiori dettagli). Tracce assiali dei fenomeni plicativi recenti da: (1) Casciello et alii (2000); (2) Bianca e Caputo (2003); (3) Cesarano et alii (2002); (4) Pieri et alii (1997). OD-RIDGE da Molin et alii (2004). Faglie: CF, Cecita Fault; CRFZ, Corigliano-Rossano Fault Zone; CNNFZ, Canna Fault Zone; CVF, Crati Valley Fault; CFZ, Civita Fault Zone; LF, Lake Fault; PCFZ, Pollino-Castrovillari Fault Zone; SCBF, Scorciabuoi Fault; SRFZ, Saraceno Fault Zone; ALFZ, Avena-Lauropoli Fault Zone; SRFZ, San Nicola-Rossano Fault Zone; STFZ, Satanasso Fault Zone; VFZ, Valsinni Fault Zone. SAB, bacino del Sant'Arcangelo.

A Ovest del fronte dei sovrascorrimenti Appenninici, sepolto dai sedimenti Pleistocenico - Olocenici del bacino di avanfossa del Bradano, il Pollino è stato interessato da diverse zone di taglio ad alto angolo, sub-parallele e a direzione NO-SE (da Sud a Nord: zone di faglia di Civita, del Satanasso, del Saraceno, di Valsinni e del Canna; fig. 1.3), che mostrano evidenze di transpressione sinistra a partire dal Pleistocene Inferiore e possibilmente fino al Pleistocene Medio (Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1998). Si ritiene che tali strutture abbiano assorbito la deformazione precedentemente accomodata dalle traslazioni orizzontali del fronte dei sovrascorrimenti, in risposta al coinvolgimento nella deformazione compressiva della spessa crosta Apula (Catalano et alii., 1993; Monaco et alii, 1998).

La zona di faglia di Civita (CFZ) delimita verso SE il Pollino, poco a Est della faglia normale Pollino-Castrovillari (fig. 1.3); analisi strutturali realizzate lungo la CFZ mettono in evidenza una fase di raccorciamento in direzione ~N-S che ha portato alla deformazione di depositi continentali del Pleistocene Medio (Hippolyte et alii, 1992). La zona di faglia del Saraceno, rappresenta, invece, il limite Nord del Pollino in corrispondenza della transizione con il bacino compressivo del Sant'Arcangelo (*thrust-top basin*; Pliocene Superiore-Pleistocene Medio; fig. 1.3). Le zone di faglia di Valsinni e del Canna causarono il sollevamento della dorsale di Valsinni (fig. 1.3), a direzione NNO-SSE, e l'isolamento del bacino del Sant'Arcangelo dall'avanfossa Bradanica tra il Pleistocene Inferiore e Medio (Camarlinghi, 1992; Patacca e Scandone, 2001; Hippolyte et alii, 1994b; Pieri et alii, 1994; Zavala e Mutti, 1996; Casciello, 1999). Casciello et alii (2000), attraverso analisi strutturali di dettaglio nel settore Nord del bacino, hanno evidenziato che l'ultimo episodio compressivo, con asse di raccorciamento a direzione NNE, ha coinvolto sedimenti del Pleistocene Inferiore-Medio, portando alla formazione di pieghe a direzione assiale ONO-ESE (fig. 1.3). Evidenze di una fase compressiva recente, con direzione di massimo raccorciamento ~NE-SO, sono state, inoltre, individuate al fronte della catena (fig. 1.3; Pieri et alii, 1997; Bianca e Caputo, 2003).

I dati della rete GPS PTGA (Mazzella, 2010-2011) evidenziano i bassi tassi di deformazione che attualmente interessano il settore frontale della catena in Calabria Settentrionale e in Basilicata meridionale (fig. 1.3). In particolare, le velocità GPS riportate in figura 1.3 sono riferite al sito IGS di Matera (MATE), tenuto fisso; le frecce

di colore blu si riferiscono alle stazioni con 5 misurazioni in 15 anni, mentre quelle di colore giallo rappresentano i siti con 3 misurazioni negli ultimi 10 anni. L'ellisse di errore è al 95% di confidenza. Dalla figura 1.3 è evidente che il sito di TIMP è in avvicinamento obliquo rispetto a Matera, con una velocità pari a 0,4 ±0,2 mm/a; questo testimonierebbe l'esistenza di debole compressione in Lucania meridionale e, in particolare, a ridosso delle zone di faglia di Valsinni e del Canna. Viceversa, la convergenza obliqua tra il sito di CASS e i siti di LUZZ e CECI è minore e ricade nel margine di errore della misurazione (0,2 ±0,2 mm/a). La differenza di velocità tra questi siti, misurata in direzione E-O, ossia parallelamente alla faglia Corigliano-Rossano, comporta, invece, un movimento sinistro pari a 0,5 ±0,2 mm/a.

Profili di sismica a riflessione disponibili nel Golfo di Taranto dimostrano che le suddette strutture oblique deformano anche l'*offshore* dell'area di studio. La culminazione morfostrutturale del Pollino continua verso mare con l'alto di Amendolara che, a Nord, tende a convergere con la dorsale di Valsinni (fig. 1.3). A largo della Piana di Sibari e a Sud della dorsale di Amendolara la sismica a riflessione evidenzia l'esistenza di un largo bacino riempito da oltre 2,5 km di depositi Pliocenici e Quaternari (fig. 1.3). I dati di geofisica marina supportano, inoltre, l'esistenza di deformazioni transpressive recenti e, forse, tuttora attive. I profili di sismica a riflessione lungo il bacino di Sibari e la dorsale di Amendolara evidenziano che i sovrascorrimenti legati alle precedenti fasi evolutive della catena Appenninica (Miocene-Pliocene) sono tagliati e deformati da zone di taglio transpressive ad alto angolo (Del Ben et alii, 2007). Mentre il bacino di Sibari appare controllato da faglie inverse radicate in profondità e all'interno della Piattaforma Apula, il sollevamento della dorsale di Amendolara sembra essere la conseguenza dell'attività di strutture a fiore positive che hanno deformato gran parte della successione sedimentaria Quaternaria (Del Ben et alii, 2007; Ferranti et alii, 2009; Mazzella, 2010-2011).

1.3 – Sollevamento e deformazione dei terrazzi marini.

Diversi ordini di terrazzi marini sono preservati lungo la fascia costiera analizzata, incisi sia in rocce pre-Pleistoceniche sia in depositi marini del Pleistocene Inferiore. Decenni di studi geomorfologici e sedimentologici sono stati dedicati alla loro

analisi, in particolar modo in corrispondenza della costa settentrionale del Golfo di Taranto (Puglia) e lungo la fascia costiera della Piana di San Nicola (Basilicata; Dai Pra e Hearty, 1988; Amato et alii, 1997; Amato, 2000). Cucci e Cinti (1998) individuarono, lungo la costa orientale del Pollino, 7 ordini di terrazzi marini compresi tra 12 e 420 m s.l.m. Sulla base di correlazioni geomorfologiche laterali con superfici marine datate nel settore a Nord, i terrazzi furono correlati indirettamente, attraverso l'assunzione di un tasso di sollevamento costante pari a ~1 mm/a, ai diversi picchi interglaciali, Pleistocenici (fino a ~600 Ka) e Olocenici, della curva eustatica globale. Il sollevamento della fascia costiera, caratterizzato da un aumento dei tassi procedendo da Nord (~0,7 mm/a) verso Sud (~1 mm/a), venne attribuito da Westaway e Bridgland (2007) a una risposta isostatica innescata da un'accelerazione dei tassi di erosione a partire dal Pleistocene Inferiore. A Nord del Pollino, in corrispondenza dell'avanfossa Bradanica, i tassi di sollevamento tendono a diminuire progressivamente sino a valori prossimi allo zero lungo la costa settentrionale del Golfo di Taranto (fig. 1.2). Il rilevamento dei terrazzi marini fu successivamente esteso verso Sud, nella Piana di Sibari, da Cucci (2004) che individuò 5 linee di riva con altezze comprese tra 60 e 650 m s.l.m.

Deformazioni locali delle linee di riva e, in particolare, un aumento delle quote in corrispondenza della Piana di Sibari, furono attribuiti da Cucci e Cinti (1998) e da Cucci (2004) al sollevamento del blocco a letto della faglia Pollino-Castrovillari (fig. 1.3). Non furono, invece, trovate evidenze di deformazione né lungo le strutture oblique che tagliano il Pollino né lungo la zona di faglie Rossano - Corigliano. Bentivenga et alii (2004) e Ferranti et alii (2009) evidenziarono che le superfici marine appaiono localmente dislocate da faglie normali listriche (sistema di faglie Avena-Lauropoli in figura 1.3), radicate a basse profondità crostali e immergenti verso SE, attribuite a scivolamenti gravitativi profondi innescati dal processo di sollevamento. Ferranti et alii (2009) individuavano, inoltre, deformazioni di piccola lunghezza d'onda dei terrazzi marini, sovrapposte al processo di sollevamento regionale e attribuite alla dislocazione accumulata lungo i sistemi di faglie oblique che tagliano il Pollino (fig. 1.3). Più recentemente, Caputo et alii (2010) hanno utilizzato un meccanismo simile per spiegare il progressivo aumento dei tassi di sollevamento procedendo verso la catena del Pollino, attribuendolo alla deformazione superficiale indotta dall'attivazione di retroscorrimenti nella zona di faglia di Valsinni.

Sequenze deposizionali costiere, con spessori di alcune decine di metri, sedimentate durante i cicli interglaciali, sono attualmente conservate soltanto in corrispondenza dei terrazzi inferiori (Cucci, 2004). I depositi dei terrazzi più antichi, attualmente rappresentati da piattaforme d'abrasione coperte da depositi continentali, sono stati, invece, completamente erosi (Cucci, 2004). Sulla base della racemizzazione degli amminoacidi misurata su conchiglie raccolte lungo il versante orientale del Pollino, Cucci (2004) assegnò il terrazzo T2 allo stadio isotopico marino 5.5 (~124 Ka), ottenendo un tasso di sollevamento di ~1 mm/a. Il terrazzo T2 è di gran lunga quello caratterizzato dalla maggiore estensione e dal miglior stato di preservazione (Cucci, 2004), concordemente con quanto osservato per i terrazzi Tirreniani in diversi settori del Mediterraneo (Ferranti et alii, 2006). Il MIS 5.5 è, infatti, l'ultimo picco eustatico interglaciale in cui il livello del mare ha raggiunto quote superiori all'attuale (~+6 m); questo consente una buona preservazione dei relativi *marker* costieri dovunque non siano attivi processi di subsidenza. Il terrazzo T2 di Cucci (2004) aumenta progressivamente di quota, da ~110 a ~130 m s.l.m., proseguendo verso Sud lungo la costa del Pollino. Nella Piana di Sibari la quota diminuisce rapidamente di ~20 m per poi aumentare nuovamente, fino a ~130 m, in corrispondenza della costa orientale della Sila (Randisi, 2007; Ferranti et alii, 2009). Procedendo verso Est, in Sila, Carobene (2003), sulla base di deboli vincoli cronologici, attribuì al Tirreniano un deposito costiero ubicato a 68 m s.l.m. In questo stesso settore, ottimi affioramenti consentono, inoltre, la completa ricostruzione delle sequenze deposizionali costiere (Carobene, 2003).

Nel complesso, diversi fattori hanno contribuito, tra le pubblicazioni relative ai terrazzi dell'area di studio, allo sviluppo di differenti interpretazioni riguardanti il numero di ordini di terrazzi preservati, la loro cronologia e, dunque, i tassi di sollevamento. Ciò deriva, in particolare, dalla difficoltà di correlare lateralmente le diverse superfici marine rilevate data la variazione lungo costa della morfologia dei terrazzi derivante dalla non costante erodibilità delle litologie in cui sono stati incisi i terrazzi (Amato et alii, 1997). La precisione delle correlazioni realizzate esclusivamente su basi geomorfologiche (altezze, pendenze e ampiezze delle piattaforme d'abrasione) è ulteriormente degradata dalla variazione dei tassi di sollevamento lungo costa, con un progressivo aumento verso Sud della componente regionale (Cucci e Cinti, 1998; Cucci,

2004) cui si sovrappone localmente una componente locale di deformazione verticale (Cucci e Cinti, 1998; Ferranti et alii, 2009; Caputo et alii, 2010). Per questo motivo, l'analisi dei terrazzi marini, che sarà ampiamente discussa nel capitolo 3, è stata realizzata attraverso un approccio multi-disciplinare (geomorfologico, sedimentologico e tettonico) al fine di valutare con maggiore precisione la quota delle antiche linee di riva e il relativo margine di incertezza verticale (Bull, 1985; Ota, 1986; Muhs et alii, 1990; Lajoie et alii, 1991).

Capitolo 2 – Analisi morfometrica a scala regionale.

2.1 – Introduzione. Tipologia e obiettivi dell'analisi.

Negli ultimi decenni la morfotettonica è stata oggetto di un crescente interesse da parte della comunità scientifica grazie alle sue diversificate applicazioni. Le forme del paesaggio sono caratterizzate da uno stato di equilibrio dinamico in continuo mutamento, controllato principalmente dalla litologia, dal clima e dalla tettonica. Alcuni elementi del paesaggio, quali, ad esempio, i sistemi idrografici, sono particolarmente sensibili ai mutamenti dei parametri che controllano il sistema, consentendo, quindi, di poter ottenere informazioni riguardanti processi attivi che non hanno una chiara espressione geomorfologica. Ciò può risultare particolarmente utile in sistemi orogenici come la catena Appenninica, caratterizzati da bassi tassi di deformazione e recenti mutamenti nel quadro tettonico.

In questo contesto, la morfometria si prefigge di analizzare in termini quantitativi le caratteristiche del paesaggio e, in particolare, del reticolo idrografico al fine di riconoscere "forme del paesaggio anomale", ossia forme che si discostano da quello stato di equilibrio cui il paesaggio tende attraverso i cicli di "costruzione" tettonici e di erosione e che possono essere attribuite a fenomeni di deformazione tettonica attiva del paesaggio.

Negli anni, l'acquisizione di una più approfondita conoscenza delle leggi fisiche che governano l'evoluzione sia del paesaggio nel suo complesso sia delle molteplici forme che lo compongono, ha consentito di sviluppare tecniche di analisi geomorfologiche, quantitative e oggettive, in grado di individuare tra le forme di un paesaggio quelle caratterizzate da geometrie non in equilibrio. Ad esempio, un paesaggio sottoposto a condizioni climatiche costanti e umide, con trascurabili variazioni nel tempo del livello di base del sistema idrografico e assenza di deformazioni tettoniche, evolverà verso forme del paesaggio convesse, con versanti ricoperti da uno spesso manto di suolo, a bassa pendenza e dominati da processi di diffusione superficiali. I corsi d'acqua, inoltre, tenderanno a profili longitudinali concavi verso l'alto con una progressiva diminuzione dei gradienti verso valle. La variazione di uno qualsiasi dei parametri che controllano il sistema può comportare la

formazione di forme transienti, non in equilibrio, la cui permanenza dipende dai tempi di risposta delle diverse forme del paesaggio. Una brusca variazione negativa del livello di base a causa di un cambiamento climatico (fase glaciale con conseguente abbassamento del livello del mare) o di un sollevamento di natura tettonica, comporta un'immediata risposta del sistema idrografico. I fiumi tenderanno, infatti, al raggiungimento di un nuovo profilo di equilibrio in relazione alla variazione negativa del livello di base. Ciò innescherà un processo erosivo che da valle si propagherà verso monte e la cui immediata conseguenza sarà un aumento del gradiente del sistema idrografico. I processi di incisione fluviale comporteranno, inoltre, un aumento della pendenza dei versanti con il possibile superamento dell'angolo di riposo delle litologie affioranti, l'innesco di movimenti gravitativi e l'aumento generalizzato dei tassi di erosione. In definitiva, il paesaggio avrà assunto uno stato transiente, fuori equilibrio, in risposta alla causa climatica e/o tettonica che ha comportato la variazione del livello di base, stato transiente la cui durata dipenderà dai tempi di risposta delle forme del paesaggio coinvolte. In questo modo il paesaggio stesso conserverà per un determinato periodo di tempo una memoria dell'impulso climatico e/o tettonico che sarà possibile individuare attraverso analisi geomorfologiche.

Nei sistemi naturali l'evoluzione morfologica deriva da complessi rapporti intercorrenti tra i processi fisici e le molteplici forme del paesaggio, caratterizzate da diversi tempi e modi di risposta agli stimoli esterni (Bull, 1991), da soglie fisiche al disotto delle quali non si osservano reazioni del sistema naturale alle variazioni dei parametri e da meccanismi di risposta complessa derivanti dall'interazione tra processi interni ed esterni al sistema (Holbrook e Schumm, 1999; Schumm, 1995).

Riconoscere il complesso intreccio di processi fisici, spesso caratterizzati da una stretta dipendenza l'uno dall'altro e legati in meccanismi di *feedback* o di reciproca alimentazione, alla base dell'evoluzione geomorfologica di una regione è significato da una parte una migliore conoscenza del mondo naturale che intendiamo analizzare, dall'altra il rendersi conto dell'innumerevole quantità di fattori che è doveroso tenere in considerazione nella interpretazione dei risultati ottenuti. Nel contesto dell'evoluzione di una catena montuosa, ad esempio, è ormai accertato lo stretto legame intercorrente tra i processi di natura tettonica, la distribuzione delle precipitazioni, il variare nello spazio e nel tempo del tipo e dell'intensità dei processi erosivi e il conseguente flusso di

materiale litosferico verso le zone sottoposte ad intensa erosione ("rimbalzo isostatico"). Ad esempio, la costruzione di una catena montuosa a seguito della convergenza di due placche crostali influenzerà necessariamente le correnti atmosferiche, con abbondanti precipitazioni concentrate presso i versanti montuosi direttamente esposti alle correnti umide provenienti dai bacini marini e l'instaurarsi di un forte gradiente negativo verso l'entroterra (effetto di schermatura delle montagne). Modificare la distribuzione delle precipitazioni significa necessariamente alterare profondamente lo sviluppo del reticolo idrografico, la distribuzione della vegetazione e, dunque, l'intensità e la tipologia dei processi erosivi nei diversi settori di una catena montuosa. Conseguentemente, il concentrarsi delle precipitazioni in determinati settori comporterà un incremento dei tassi di erosione favorendo l'instaurarsi di processi di compensazione isostatica in grado, a loro volta, di alimentare l'erosione mettendo a sua disposizione nuovo materiale e instaurando, quindi, un meccanismo di *feedback* tra i diversi processi, endogeni ed esogeni, che partecipano alla costruzione e all'evoluzione morfologica di una catena montuosa. Negli ultimi decenni, lo sviluppo delle tecniche termocronometriche, garantendo una migliore stima dei tassi di erosione, ha consentito di migliorare la nostra conoscenza riguardo alle relazioni esistenti tra i processi erosivi, tettonici e isostatici e alla loro relativa importanza nella costruzione di un orogene. Reiners *et alii* (2003), ad esempio, riconoscono una stretta relazione tra precipitazioni, tassi di erosione e di sollevamento attraverso le *Cascade Mountains* nello stato di Washington, Stati Uniti. Correnti atmosferiche cariche di umidità provenienti dall'oceano Pacifico risalgono lungo il versante occidentale, provocando la condensazione dell'umidità e la concentrazione di gran parte delle precipitazioni in questo settore. Sempre lungo il versante occidentale, i tassi di erosione a lungo termine ($>10^6$-10^7 anni), calcolati attraverso l'applicazione di tecniche termocronometriche, mostrano valori da 3 a 15 volte superiori rispetto al versante orientale, dove le precipitazioni diminuiscono di circa 3 ordini di grandezza. La non conoscenza di processi di deformazione tettonica neogenica induce a pensare che i processi erosivi siano strettamente legati alla distribuzione delle precipitazioni meteoriche. Supponendo, inoltre, uno stato di equilibrio dinamico della catena, anche i processi di sollevamento dovrebbero essere caratterizzati da un forte gradiente in direzione EO, con sollevamenti maggiori lungo il versante occidentale, forse alimentati da flussi di materiale della

litosfera inferiore verso questa regione. In pratica, gli autori sostengono la tesi per cui l'attuale evoluzione morfologica delle *Cascade Mountains* sia direttamente conseguente dal meccanismo di *feedback* instauratosi tra i fenomeni atmosferici, di erosione e di compensazione isostatica in cui il continuo sollevamento di materiale crostale verso il fianco occidentale della catena consegue dal flusso litosferico verso le regioni caratterizzate dai maggiori tassi di erosione.

Simili meccanismi sono stati invocati da Peter K. Zeitler et alii (1993) per spiegare l'evoluzione strutturale, morfologica e metamorfica delle sintassi orientale e occidentale della catena Himalayana, presso le catene montuose del Nanga Parbat e del Namche Barwa, rispettivamente. In questi settori i fiumi Indo (sintassi occidentale) e Tsangpo (sintassi orientale) attraversano in senso Nord-Sud la catena, incidendo profonde gole con un rilievo totale >7000 m. Sono, inoltre, presenti intrusioni magmatiche e fasi metamorfiche di alta temperatura e bassa pressione di età Pleistocenica che, congiuntamente agli alti flussi di calore e alla forte attenuazione che caratterizza le onde sismiche inducono a pensare all'esistenza di una crosta molto giovane in movimento verso l'alto e, in particolare, verso i settori caratterizzati dalla forte erosione controllata dai suddetti corsi d'acqua. Sulla base di queste evidenze, gli autori propongono un meccanismo denominato *tectonic aneurysms*, in cui si suppone il continuo flusso di materiale caldo dalla crosta inferiore verso le regioni sottoposte ad alta erosione e dove i fiumi Indo e Tsangpo sono in grado di evacuare una grande quantità di materiale. Anche in questo caso si propone l'instaurarsi di un meccanismo di *feedback* tra processi erosivi e isostatici, capaci di auto-alimentarsi e controllare l'evoluzione della catena.

Fasi di sollevamento delle catene montuose guidate dai cambiamenti climatici, dall'aumento dei tassi di erosione e dal conseguente flusso verso l'alto della litosfera inferiore sono state invocate da Rob Westaway e co-Autori in diversi settori della regione Mediterranea: Grecia centrale (Westaway, 2002), Turchia occidentale (Westaway et alii, 2003, 2004, 2006a), Bulgaria Sud-occidentale (Westaway, 2006b) e Appennino Meridionale (Westaway e Bridgland, 2007).

Gli esempi sopra riportati pongono l'accento sulla stretta relazione esistente tra processi endogeni ed esogeni e la necessità di esplorare nel dettaglio le loro caratteristiche al fine di individuare i processi primari e secondari e i meccanismi di

mutua dipendenza che guidano l'evoluzione del paesaggio. Estendere la nostra analisi alla molteplicità del sistema naturale che intendiamo studiare significa da una parte complicare il problema da risolvere, dall'altra avere migliori possibilità di interpretare correttamente i risultati dell'approccio morfometrico. In altre parole potremmo riassumere il tipo di approccio utilizzato in questo lavoro in due punti:

1. semplificazione del sistema naturale oggetto dello studio attraverso l'utilizzo di indici morfometrici;
2. interpretazione congiunta dei risultati ottenuti attraverso diverse metodologie e applicata a differenti *marker* geomorfologici tenendo in considerazione i principali processi che possono controllare l'evoluzione del paesaggio nel tentativo di distinguere tra fattori primari e secondari di controllo.

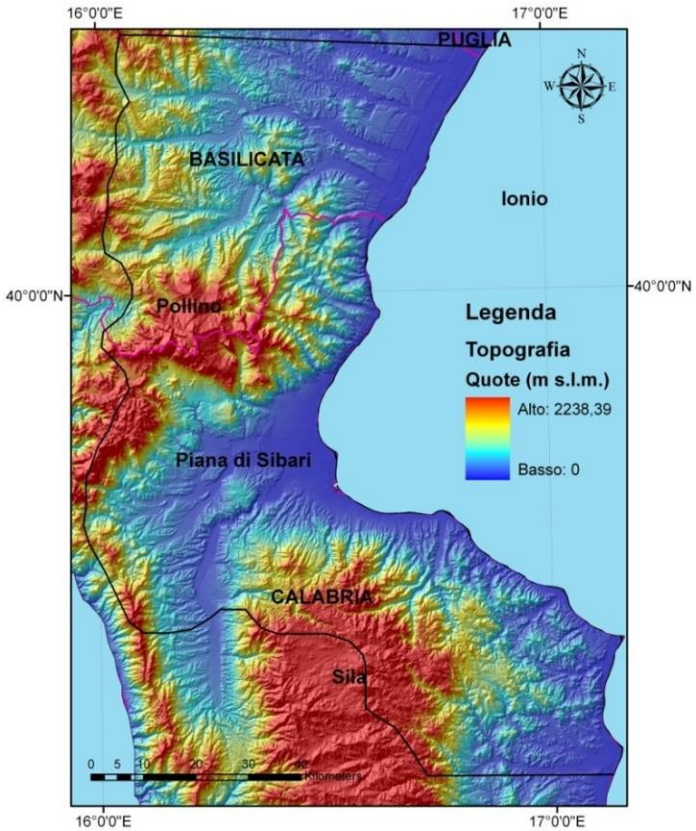


Figura 2.1- il poligono nero delimita l'area considerata nell'analisi morfometrica a scala regionale. Le linee rosa rappresentano i limiti amministrativi tra le regioni.

Sulla base della precedente discussione, una qualsiasi anomalia nel reticolo idrografico, ad esempio, non può essere automaticamente attribuita ad un processo di

natura tettonica ma deve essere interpretata considerando le litologie affioranti, la granulometria e la quantità di sedimenti immessi nel sistema fluviale, la distribuzione delle precipitazioni, le oscillazioni del livello del mare e le influenze antropiche.

L'obiettivo principale dell'analisi morfotettonica a scala regionale è stato l'individuazione di anomalie nella topografia e nel reticolo idrografico che, previo controllo della non esistenza d'influenze di natura litologica o climatica, potessero essere ricondotte a fenomeni di natura tettonica. Questo tipo di analisi, in altre parole, consente, in una fase preliminare dello studio, la delimitazione di settori che potrebbero essere caratterizzati da deformazione tettonica attiva e la formulazione di una prima ipotesi sullo stato attuale dell'evoluzione del paesaggio da verificarsi attraverso dettagliate analisi di campo. Lo studio ha riguardato un'area che si estende per 7646 km^2, dal versante Nord-orientale del massiccio della Sila (Calabria) al bordo meridionale della Piana di San Nicola (Basilicata), attraverso la Piana di Sibari e la Catena del Pollino (fig. 2.1).

Saranno inizialmente presentati i risultati riguardanti un'analisi semi-quantitativa del reticolo idrografico e, specificatamente, l'analisi della densità e del *pattern* del reticolo idrografico con l'obiettivo di determinare la gerarchia esistente tra i fattori climatici, litologici e topografici nel controllo dell'evoluzione del sistema fluviale.

La scelta dell'utilizzo di indici morfometrici applicati al reticolo idrografico deriva dalla consapevolezza della bassa inerzia geomorfologica dei sistemi fluviali, caratterizzati, infatti, da bassi tempi di risposta a seguito di impulsi tettonici capaci di deformare l'attuale paesaggio. In altre parole, individuare un'anomalia del sistema idrografico, verificata attraverso l'applicazione di differenti metodologie indipendenti tra loro e non attribuibile a fattori quali la litologia, il clima o la granulometria e la quantità dei sedimenti immessi nel sistema fluviale, significa ottenere un chiaro indizio dell'esistenza di un processo di deformazione tettonica attivo. In particolare, l'analisi riguarderà la distribuzione delle altezze all'interno di diversi bacini idrografici (curve e integrali ipsometrici), la forma dei bacini (indice di allungamento), il gradiente dei corsi d'acqua di ordine inferiore (indice SL), la forma delle valli in sezione trasversale (indice V_f).

Saranno presentati, infine, i risultati riguardanti lo studio della topografia dell'area, ottenuti attraverso l'applicazione della topografia residuale e degli *swath*

profiles e realizzata al fine di individuare settori caratterizzati da una maggiore incisione fluviale, indicativi di un abbassamento del livello di base e, potenzialmente, di un maggiore tasso di sollevamento. La topografia e le caratteristiche dei versanti vallivi, qui analizzati attraverso il calcolo delle pendenze, si differenziano dal reticolo idrografico per una maggiore inerzia geomorfologica o, in altre parole, per maggiori tempi di risposta allo stimolo tettonico. Analizzare, dunque, congiuntamente i risultati delle tecniche fin qui elencate consente, seppur in maniera semi-quantitativa, di formulare una preliminare ipotesi circa l'esistenza e la durata dei processi di deformazione tettonica attiva.

Le analisi morfometriche sopra elencate saranno precedute da una discussione riguardante la base topografica utilizzata, le metodologie di estrazione del reticolo idrografico e i dati climatici considerati in fase di discussione dei risultati.

2.2 – Caratteristiche tecniche della base topografica e metodologia di estrazione del reticolo idrografico.

2.2.1 - Descrizione sintetica delle caratteristiche tecniche del DEM d'Italia a passo 10 m e delle metodologie adottate per correggere eventuali errori topografici.

L'analisi morfometrica che sarà presentata in questo lavoro è stata interamente realizzata utilizzando DEM (*digital elevation model*) a celle quadrate di dimensione pari a 10 m che garantiscono un'estrema precisione, necessaria nell'ambito dell'analisi geomorfologica applicata alla tettonica attiva. I DEM sono stati gentilmente messi a disposizione dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), prodotti in merito al progetto DIGITALIA, portato a termine dall'INGV nel 2005 con l'ausilio di fondi del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio. Il protocollo adottato ha portato alla generazione di un nuovo modello digitale a maglia triangolare per l'intero territorio italiano. Il TIN originale è stato costruito in ambiente ESRI nelle due proiezioni UTM WGS84 fuso 32 (intero territorio nazionale) e fuso 33 (regioni di appartenenza) partendo da dati vettoriali eterogenei. Per l'elaborazione locale e sistematica del modello, il *database* in input è stato scomposto in circa 25000 elementi

quadrati (*tiles*), aventi lato di lunghezza compresa tra 10 e 2,5 km, in funzione della densità del dato di partenza (maggiore la densità, minore la dimensione).

Il modello è stato, quindi, derivato da dati eterogenei per provenienza e precisione e composto da *tiles* relativamente piccoli. Nonostante questa struttura articolata il prodotto finale è privo di disgiunzioni sia tra i *tiles* sia tra le aree a diverso dato di input. I TINs dei singoli elementi sono stati, infatti, elaborati tramite una procedura che considera un contesto esteso a tutti gli elementi limitrofi, mentre le zone di contatto tra differenti dati sorgente sono state trattate con una procedura che interpola le varie sorgenti restituendo una transizione graduale che elimina le discontinuità.

Operatori GIS hanno curato la derivazione del modello intervenendo a vari livelli:

1. eliminazione di eventuali problemi sistematici presenti nei dati di input;
2. correzione di errori di quota, disgiunzioni tra vettori e altre anomalie;
3. generazione reiterata di modelli locali per verificare le correzioni e le elaborazioni parziali.

Per migliorare la risoluzione della morfologia è stato sistematicamente utilizzato l'algoritmo DEST (*Determination of Earth Surface Structures*; Favalli e Pareschi, 2004), che aggiunge un'ulteriore tema vettoriale a quelli in input. Quest'algoritmo genera linee aggiuntive lungo le creste e le incisioni morfologiche rendendo più efficace la triangolazione di Delauny. Il risultato finale è un modello dell'intero territorio italiano privo di disgiunzioni. Dai TINs dei *tiles* sono stati derivati per campionamento puntuale i corrispondenti *grid* a passo 5 m. Il *grid* fornito a passo 10 m è la media su una griglia 2x2 del precedente e copre l'intero territorio Italiano nel sistema di coordinate UTM WGS84 fuso 33N.

Anche se frutto di un lavoro accurato, il modello può localmente presentare errori o incongruenze sfuggiti alle *routines* di controllo. In particolare, è possibile la presenza di aree caratterizzate da quote anomale o da assenza di dati che possono profondamente alterare i risultati dell'analisi topografica e l'estrazione del reticolo idrografico. Per tale motivo, nel presente lavoro, utilizzando strumenti di calcolo automatici in ArcGis, i DEM sono stati sottoposti alla seguente procedura:

1. fusione dei 7 DEM necessari alla copertura dell'area oggetto dello studio in un unico *raster* in modo tale da eliminare anomalie topografiche in corrispondenza delle aree di giunzione dei DEM;
2. eliminazione delle quote anomale eventualmente presenti (valori altimetrici >8888 e <0);
3. eliminazione delle aree caratterizzate dall'assenza di dati. I vuoti vengono riempiti mediando i dati altimetrici delle aree circostanti e incontrati in un'area circolare di raggio pari ad un valore prescelto dall'operatore;
4. eventuali aree che continuassero a presentare valori anomali delle quote, come ad esempio improvvisi bassi topografici, sono state controllate con l'ausilio di ArcGlobe, strumento del pacchetto ArcGis che utilizza una base topografica simile a Google Earth. Ciò, ad esempio, ha permesso di verificare che le suddette aree anomale corrispondevano alla presenza di cave, opportunamente delimitate per tenerle in considerazione nel caso esse influenzassero l'estrazione automatica del reticolo idrografico e, dunque, i risultati dell'analisi morfometrica;
5. il modello digitale del terreno così ottenuto è stato proiettato nel sistema di riferimento metrico UTM WGS84 fuso 33N, utilizzato in tutte le fasi dell'analisi morfometrica in modo da non incappare in errori derivanti dal confronto di dati caratterizzati da sistemi di coordinate differenti.

2.2.2 – Estrazione del reticolo idrografico.

In questo paragrafo sarà descritta la procedura utilizzata per l'estrazione del reticolo idrografico dal modello digitale del terreno attraverso l'utilizzo di una serie di comandi a disposizione nel pacchetto ArcGis.

Nonostante le correzioni apportate ai DEM descritte nel precedente paragrafo, ulteriori errori topografici, sotto forma di piccole irregolarità (bassi e alti topografici) possono ancora essere presenti, causando l'estrazione di un reticolo idrografico discontinuo. La non correzione di questi errori può portare, ad esempio, a profili longitudinali dei fiumi caratterizzati da quote anomale e da contropendenze e percorsi delle aste fluviali non rispondenti alla realtà. Allo scopo di risolvere questo problema

può essere utilizzato lo strumento *Fill* di ArcGis che, come illustrato in figura 2.2, opera eliminando le irregolarità topografiche, sia positive sia negative.

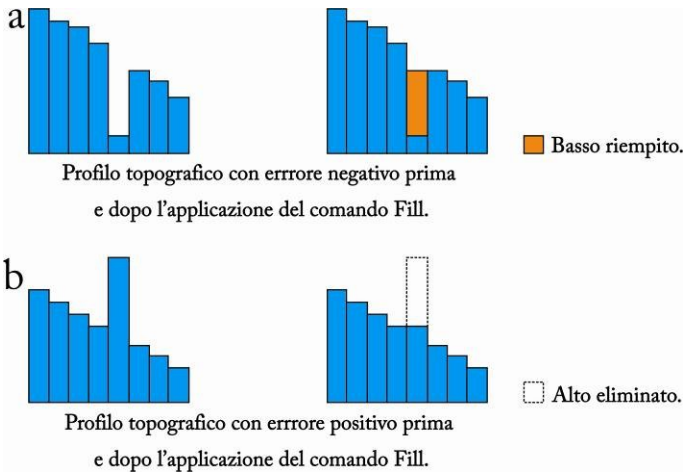


Figura 2.2 – esempio di correzioni di anomalie topografiche negative (a) o positive (b) apportate attraverso il comando Fill.

Il processo avviene iterativamente attraverso successivi cicli; mentre alcuni vuoti vengono riempiti, altri possono essere creati lungo i loro bordi e saranno eliminati nella successiva iterazione. Nel caso del non-SDTS USGS DEM, con celle di dimensioni di 30X30 metri, Taborton et alii (1991) trovarono che dallo 0,9 al 4,7% delle celle erano irregolarità negative e che la correzione media per tali errori andava da 2,6 a 4,8 m. Ciò significa che su un milione di celle ce ne saranno da 9000 a 47000 da correggere. Altri DEM possono avere maggiori o minori percentuali di errori, dipendendo dalla metodologia applicata per la realizzazione della superficie.

Il passo successivo consiste nella determinazione della direzione di flusso delle acque che, giunte in superficie, scorrono attraverso i versanti e verso le aste fluviali; il comando utilizzato in questo caso è il *Flow direction*. La direzione del flusso delle acque è determinata attraverso l'individuazione della direzione di massima pendenza della superficie topografica a partire da ciascuna cella. Tale direzione è calcolata come:

$$(\Delta H/D)*100, \qquad (2.1)$$

dove, ΔH è il dislivello e D è la distanza, calcolati tra il centro delle celle contigue. Di conseguenza, se la dimensione di una cella è 1, la distanza tra due celle ortogonali è 1 mentre la distanza tra due celle diagonali è 1,414. Nel caso la superficie topografica sia caratterizzata dalla stessa pendenza nell'intorno di una determinata cella, il programma

aumenta il raggio d'azione sino al ritrovamento della massima pendenza in un'unica direzione. Se tutte le celle adiacenti hanno altezze maggiori rispetto alla cella considerata, viene ad essa assegnata una quota pari al valore minimo tra le quote delle celle adiacenti e la direzione del flusso sarà verso la cella in esame. Infine, non vengono considerate le celle ai limiti del *raster* dato che esse non sono completamente circondate da celle adiacenti. Questo metodo di derivazione della direzione di flusso da un modello digitale del terreno è descritto in Jenson e Domingue (1988).

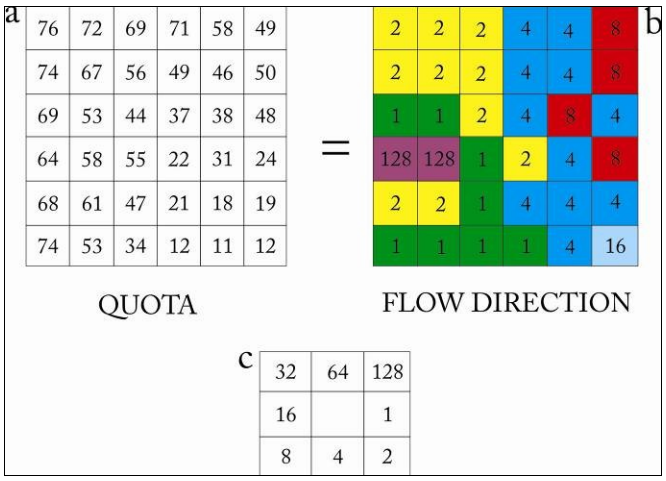


Figura 2.3 – trasformazione di un raster altimetrico (a) in un raster con valori della direzione di flusso (b). c) valori indicanti la direzione del flusso per ogni direzione dal centro di una cella.

Il risultato del *Flow Direction* è un *raster* in cui ad ogni cella è assegnato un valore numerico tra 1 e 128 (fig. 2.3); i valori indicanti la direzione del flusso per ogni direzione dal centro di una cella sono mostrati in figura 2.3c. Ad esempio, se la direzione di massima pendenza fosse alla sinistra della cella attualmente in esame ad essa verrebbe assegnato un valore della direzione del flusso pari a 16 (fig. 2.3).

Il *raster* rappresentante la direzione del flusso può a questo punto essere utilizzato per calcolare, in ciascuna cella, la quantità di flusso accumulato, ossia il numero di celle che fluiscono verso la cella in esame. Per ottenere quest'obiettivo viene utilizzato il comando *Flow accumulation* il cui risultato è appunto un *raster* in cui a ciascuna cella è assegnato un valore rappresentante il numero di celle che contribuiscono alla quantità di flusso che passa attraverso di essa (fig. 2.4). Il calcolo del *Flow accumulation* può essere realizzato anche considerando un terzo *raster*,

caratterizzato dalla stessa dimensione delle celle rispetto al risultato del *Flow direction*, rappresentante la distribuzione delle precipitazioni. In questo modo, si potrà avere una stima più realistica della quantità di acqua che scorre attraverso un bacino idrografico. Si tratterà, in ogni caso, di una semplificazione dato che non si considera la percentuale di acqua sottratta al ruscellamento superficiale da fenomeni di infiltrazione, evaporazione ed evapotraspirazione. Al calcolo del *Flow accumulation* può essere applicata una soglia in modo tale che il programma evidenzi le sole celle al cui flusso partecipano un numero di celle maggiore o uguale alla soglia specificata. In questo modo vengono isolati i corsi d'acqua principali e non considerati i fenomeni di ruscellamento superficiali minori più propriamente attribuibili alle dinamiche di versante e non ad un vero e proprio sistema fluviale. Il metodo di derivazione del *Flow accumulation* da un modello digitale del terreno è descritto in Jenson e Domingue (1988); un metodo analitico utile alla determinazione di una soglia appropriata alla delineazione di un reticolo idrografico è descritto in Tarboton et alii (1991).

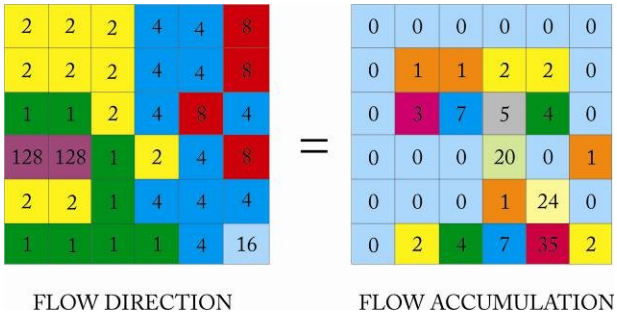


Figura 2.4 – raster risultante dal Flow accumulation a partire da un raster rappresentante la direzione di flusso.

Dal *raster* risultante dal *Flow accumulation* è possibile estrarre il reticolo idrografico in forma vettoriale, utile alla realizzazione di analisi morfometriche e qualitative. Infine, è possibile gerarchizzare il reticolo idrografico in diversi ordini; tale distinzione può essere utile nel caso in cui si voglia concentrare l'analisi morfometrica sulle sole aste fluviali di ordine inferiore, caratterizzate da una minore portata e capacità erosiva e, dunque, in grado di conservare per maggior tempo la memoria di uno stimolo di natura tettonica. In questo lavoro è stato utilizzato il metodo di Strahler (Mitchell, 1991), illustrato in figura 2.5. In pratica, sono considerate di ordine 1 le aste fluviali che non hanno affluenti; quando aste fluviali dello stesso ordine si intersecano viene

assegnato un ordine superiore all'asta a valle dell'intersezione. Quando, infine, ad intersecarsi sono due aste fluviali di ordine differente al segmento a valle sarà assegnato il valore dell'asta di ordine superiore.

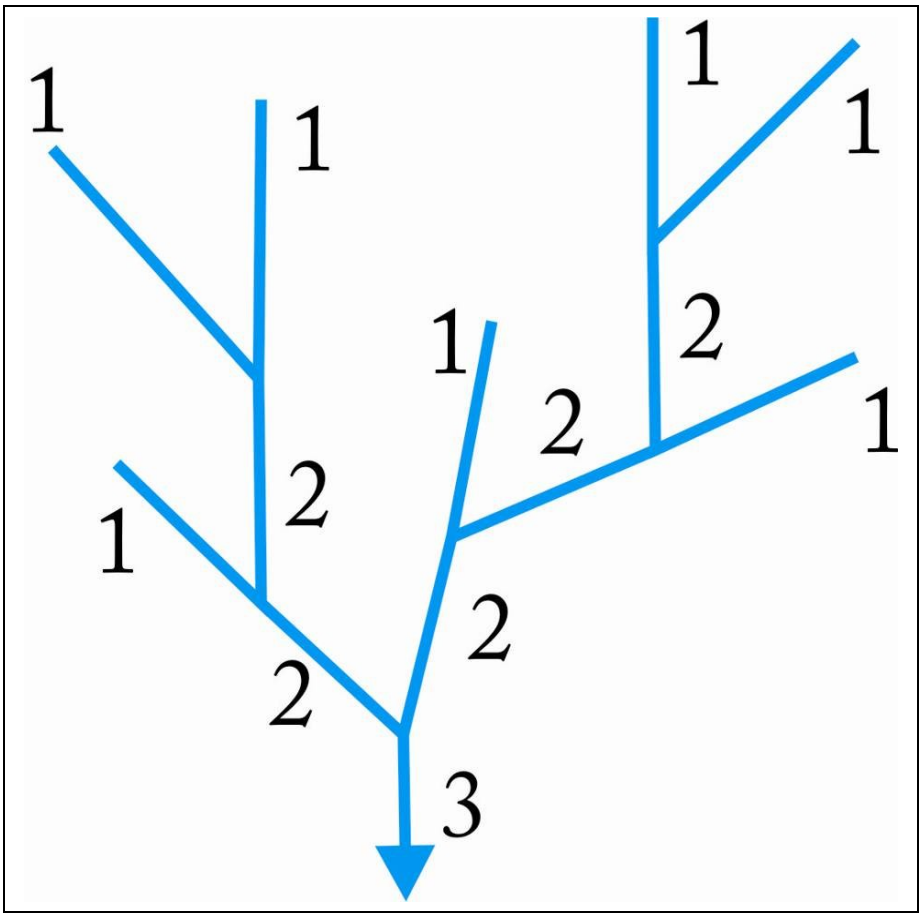


Figura 2.5 – metodo di Strahler per la gerarchizzazione delle aste fluviali.

2.3 – Dati climatici.

Data la fondamentale influenza che il clima può esercitare sull'evoluzione del paesaggio, in generale, e sullo sviluppo del reticolo idrografico e sulla tipologia e intensità dei processi erosivi, in particolare, sono stati raccolti dati riguardanti le precipitazioni e le temperature registrati presso 117 stazioni meteorologiche, in Calabria e in Basilicata, che coprono interamente l'area in esame (fig. 2.6). I dati sono disponibili sul sito della Protezione Civile della Regione Calabria (http://mappe.protezionecivilecalabria.it/ka-map/index_stazioni) e sul sito dell'Agenzia

Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Basilicata (ARPAB; http://www.settoreimpc.it/idrometeorologico/indice3.asp).

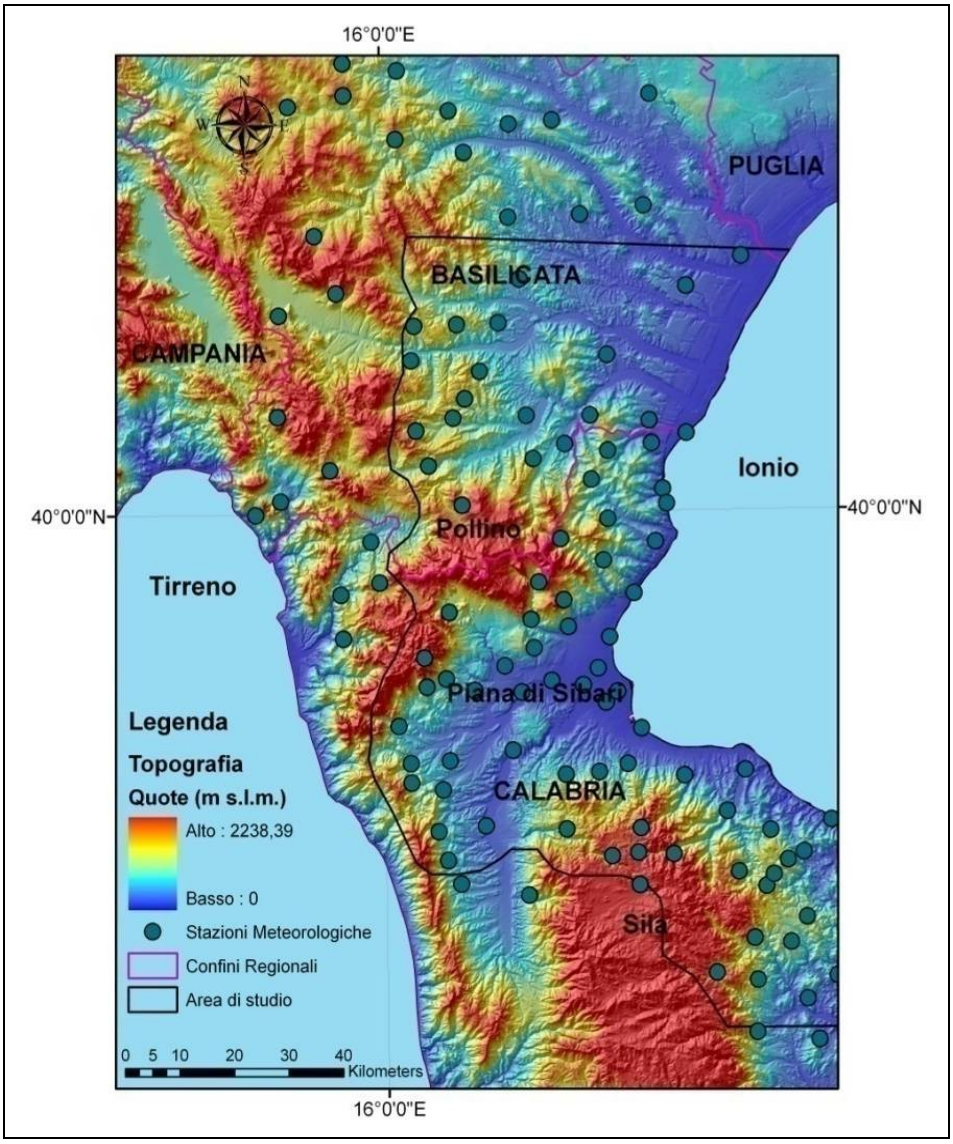


Figura 2.6 – stazioni meteorologiche considerate nell'analisi morfometrica.

Tutte le stazioni hanno almeno 50 anni di registrazioni il che rende particolarmente stabile e affidabile il calcolo delle precipitazioni e delle temperature medie, mensili e annuali. L'andamento annuale delle precipitazioni e delle temperature, nonostante le ovvie differenze nei valori assoluti, è costante in tutta l'area (fig. 2.7). Per quanto concerne le temperature si osservano valori bassi nei mesi di Gennaio, Febbraio e Marzo, un progressivo aumento sino ad un massimo nei mesi di Luglio e di Agosto e, successivamente, una progressiva diminuzione sino ad un minimo, costantemente

rappresentato dal mese di Dicembre (fig. 2.7a). Per quanto riguarda le precipitazioni, invece, i mesi di Giugno, Luglio e Agosto sono caratterizzati dai valori minimi, mentre i massimi sono raggiunti nel periodo Novembre-Febbraio (fig. 2.7b).

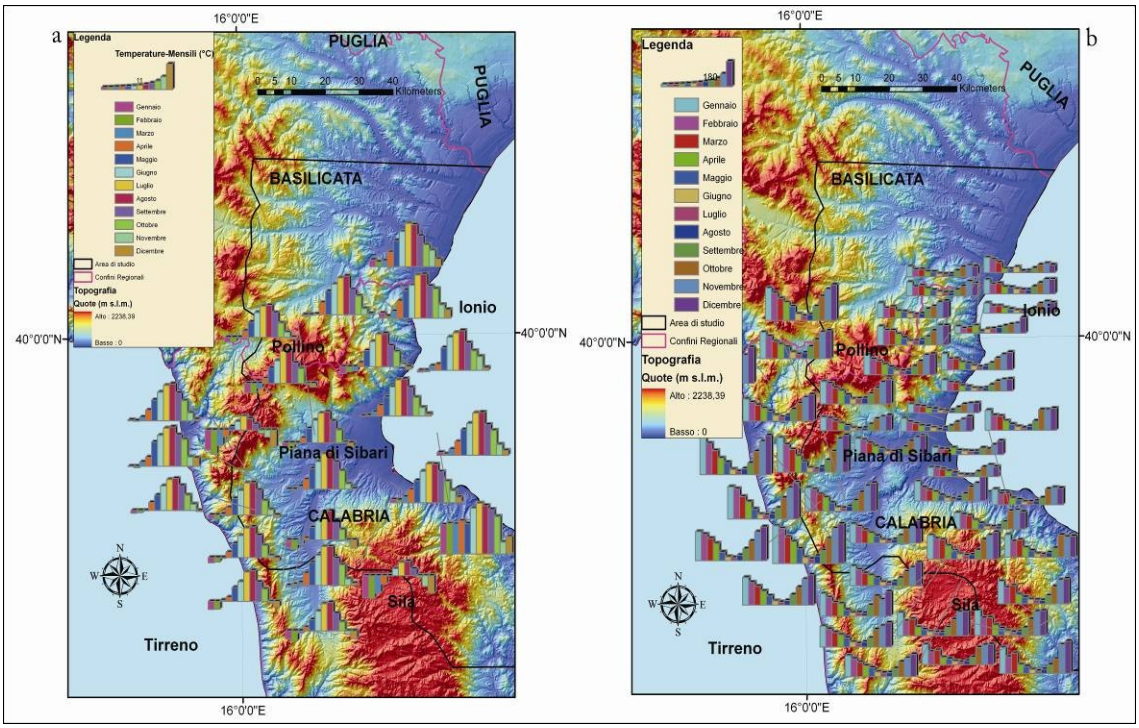


Figura 2.7 – temperature medie mensili (a) e precipitazioni medie mensili (b) nel settore che va dalla Sila al Pollino. Per ragioni puramente grafiche non vengono mostrati contemporaneamente i dati delle 117 stazioni meteorologiche prese in esame.

Complessivamente, l'area è caratterizzata da un clima omogeneo di tipo mediterraneo, con estati calde e poco piovose, inverni temperati con abbondanti precipitazioni e limitate escursioni termiche annuali.

Infine, è di particolare interesse la distribuzione delle precipitazioni medie annuali, con valori massimi raggiunti in corrispondenza del Pollino (1360 mm/a) e del massiccio della Sila (1280 mm/a). Come risulta evidente dalla figura 2.8, la distribuzione delle precipitazioni meteoriche subisce un chiaro controllo topografico. La topografia relativamente elevata della Sila e del Pollino influenza certamente la circolazione atmosferica dell'area, con i venti umidi provenienti dallo Ionio costretti a risalire sui fianchi orientali dei suddetti rilievi, con la conseguente condensazione dell'umidità e la presenza di abbondanti precipitazioni. Il gradiente delle precipitazioni tra le aree montane e le adiacenti fasce costiere è particolarmente elevato, con una

riduzione delle precipitazioni medie annuali verso la costa pari al 56% al Pollino e al 38% alla Sila.

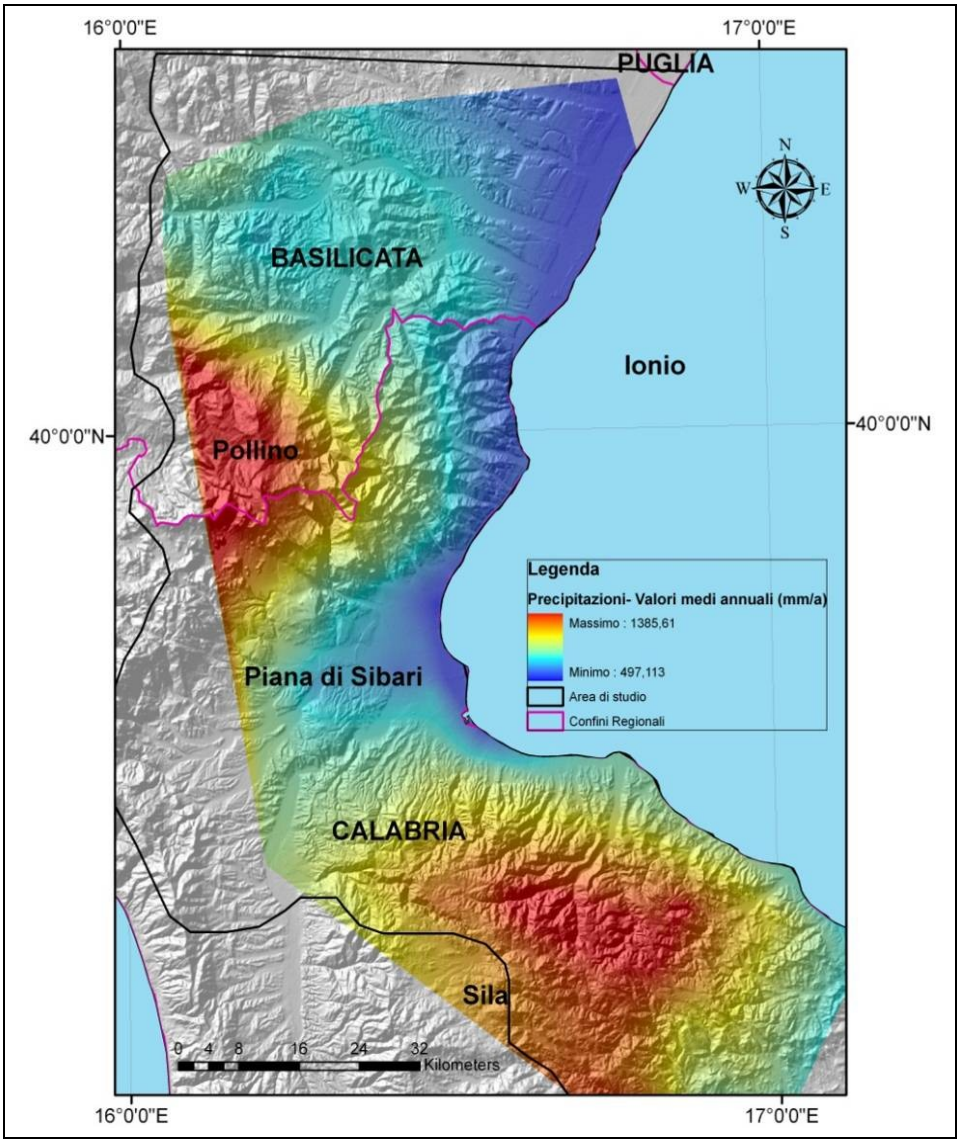


Figura 2.8 – distribuzione delle precipitazioni medie annuali.

2.4 – Analisi semi-quantitativa del reticolo idrografico.

In questo paragrafo saranno presentati i risultati riguardanti il calcolo della densità del drenaggio, la direzione delle aste fluviali e il *pattern* del reticolo idrografico in 14 differenti settori, ubicati in modo tale da ricoprire l'intera fascia costiera compresa tra la Sila e il Pollino (fig. 2.9). I risultati saranno confrontati con i dati litologici, climatici e topografici in modo tale da ottenere preliminari informazioni riguardanti la

diversa importanza, in termini semi-quantitativi, dei differenti fattori capaci di controllare lo sviluppo del reticolo idrografico.

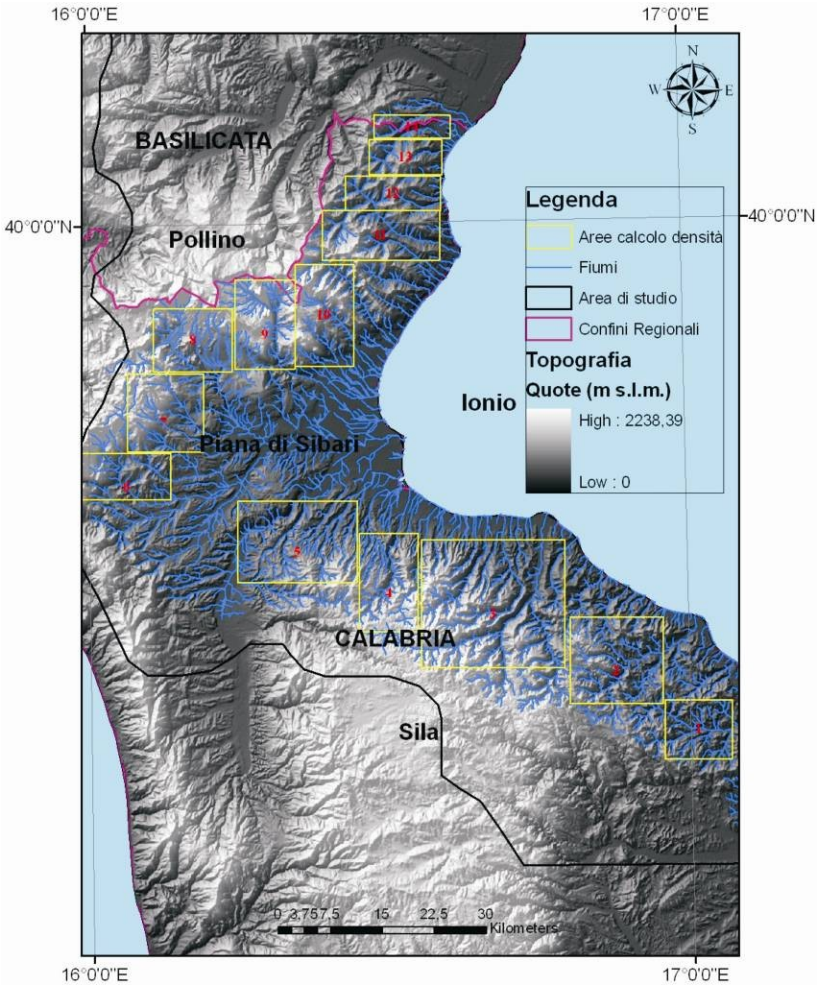


Figura 2.9 – posizione geografica delle aree in cui sono stati valutati la densità del drenaggio, la direzione delle aste fluviali e il pattern del reticolo idrografico. Le aree sono state numerate da 1 a 14 procedendo da Sud verso Nord.

2.4.1 – Densità del drenaggio.

Differenti gruppi di ricerca hanno dimostrato l'importanza di fattori quali la litologia, il clima (precipitazioni medie annuali e distribuzione delle precipitazioni), la tipologia dei processi erosivi di versante (per *creep* o per frana), la vegetazione e le caratteristiche della topografia (rilievo e pendenza dei versanti) nello sviluppo del reticolo idrografico. In questo lavoro, per ciascuna delle aree mostrate in figura 2.9, sono state misurate la densità del drenaggio, la permeabilità delle litologie affioranti, il

quantitativo di precipitazioni medie annuali e la pendenza media dei versanti. L'utilizzo di questo tipo di approccio è mirato alla valutazione dell'influenza esercitata dai fattori litologici, climatici e topografici nell'evoluzione del reticolo idrografico dell'area. Seppure si tratti di una semplificazione che non tiene conto dell'intera molteplicità di fattori che possono influenzare il sistema fluviale, si ritiene che l'approccio utilizzato possa fornire informazioni utili all'interpretazione dell'analisi morfometrica.

La densità del drenaggio (*Dd*) è calcolata come il rapporto tra la lunghezza totale delle aste fluviali (*L*) e la superficie dell'area considerata (*A*):

$$Dd\ (km^{-1}) = L\ (km)/A(km^2). \qquad (2.2)$$

Al fine di valutare l'influenza delle litologie affioranti è stata utilizzata una carta delle permeabilità (fig. 2.10a), in scala 1:250000, disponibile sul sito: http://pr5sit.regione.calabria.it. La carta, realizzata dalla Regione Calabria nell'ambito del Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI), assegna a ciascun corpo geologico un valore qualitativo delle permeabilità, utilizzando una scala in cui sono state discriminate 6 differenti classi di permeabilità il cui campo di variazione è compreso tra permeabilità molto bassa e permeabilità molto elevata (fig. 2.10b). Allo scopo di ottenere una stima quantitativa della permeabilità, in ciascuna delle aree considerate, la scala qualitativa è stata convertita in una scala quantitativa procedente da 6 (permeabilità molto elevata) ad 1 (permeabilità molto bassa; vedi tabella 2.1).

Tabella 2.1 – esempio di calcolo dell'indice di permeabilità totale relativo all'area n°3. Per ciascun tipo di litologia si riporta la superficie affiorante, la superficie espressa come percentuale della superficie totale dell'area n°3, l'indice di permeabilità (prodotto tra il corrispondente valore di permeabilità della scala quantitativa e la percentuale della superficie affiorante). L'indice di permeabilità totale per l'area n°3 è il risultato della somma degli indici di permeabilità relativi a ciascuna litologia.

Area n°3-Superficie: 378 km²					
Permeabilità (scala qualitativa)	Permeabilità (scala quantitativa)	Superficie affiorante (km²)	Superficie affiorante (%)	Indice Permeabilità (Litologia)	Indice Permeabilità (Area)
Molto elevata	6	11,6	3,1	18,4	267
Elevata	5	2,2	0,6	2,9	
Medio elevata	4	84,2	22,4	89,4	
Media	3	63,9	17	50,9	
Bassa	2	181,9	48,3	96,6	
Molto bassa	1	32,9	8,7	8,7	

In ciascuna area i corpi litologici affioranti sono stati digitalizzati (fig. 2.10), utilizzando come base la carta della permeabilità georeferenziata della Regione Calabria, in modo tale da ottenere per ciascuno di essi i valori della superficie affiorante in km² e, conseguentemente, i valori della superficie espressa in percentuale della

superficie totale dell'area in cui sono contenuti (tabella 2.1). L'indice di permeabilità relativo a ciascuna litologia (tabella 2.1) è stato, dunque, ricavato come prodotto tra la superficie affiorante espressa in percentuale e il corrispondente valore della scala di permeabilità quantitativa. Infine, l'indice di permeabilità relativo all'intera area è derivato dalla somma degli indici di permeabilità calcolati per i differenti corpi litologici (tabella 2.1).

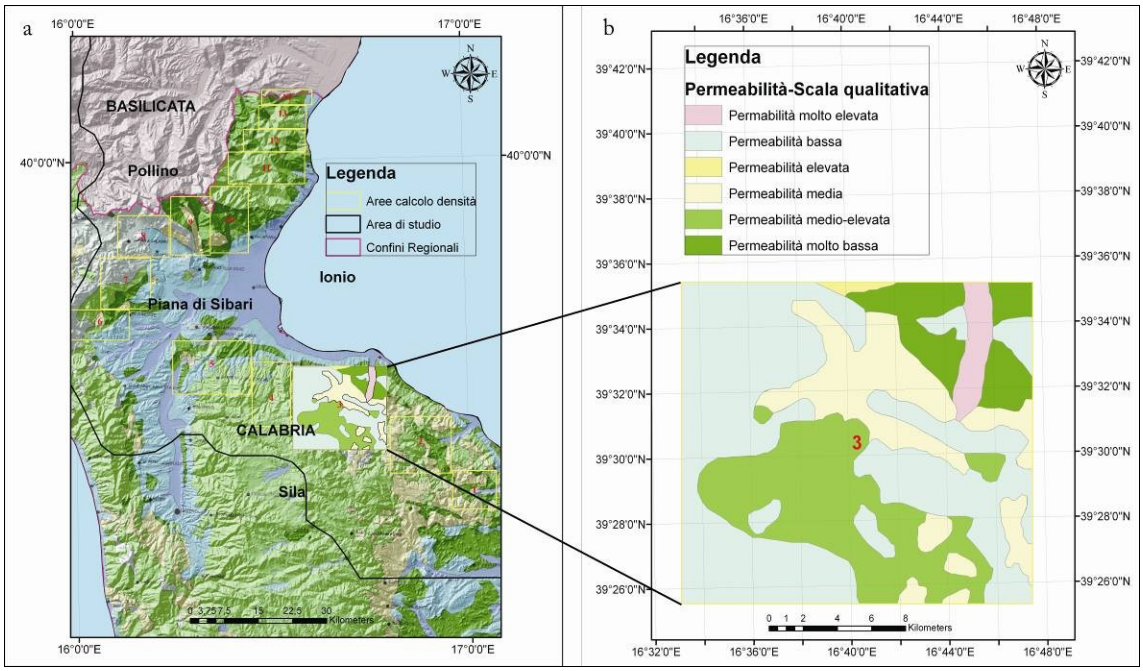


Figura 2.10 – a) carta della permeabilità della Regione Calabria; b) esempio di digitalizzazione delle litologie affioranti nell'area n°3 con classificazione basata sulla scala qualitativa fornita dalla carta originale.

La procedura garantisce che nel calcolo dell'indice di permeabilità relativo a ciascuna area sia inclusa l'influenza di ogni litologia affiorante attraverso la considerazione del valore della permeabilità (scala quantitativa) pesato sul valore della superficie affiorante.

Sono stati considerati, infine, i valori medi delle precipitazioni annuali e delle pendenze dei versanti al fine di valutare per ciascuna area in esame gli effetti del clima e della topografia sulla densità di drenaggio del reticolo idrografico. A questo scopo, sono stati realizzati due *raster*, uno utilizzando i dati delle 117 stazioni meteorologiche di cui si è precedentemente discusso (fig. 2.11a) e l'altro avvalendosi come base dei DEM a

10 metri. A partire dai suddetti *raster* l'estrazione dei valori medi delle precipitazioni e delle pendenze dei versanti può essere effettuata automaticamente in ArcGis.

I valori della densità del drenaggio, della permeabilità, delle precipitazioni medie annuali e della pendenza media dei versanti relativi a ciascuna area sono presentati in tabella 2.2 e in figura 2.12.

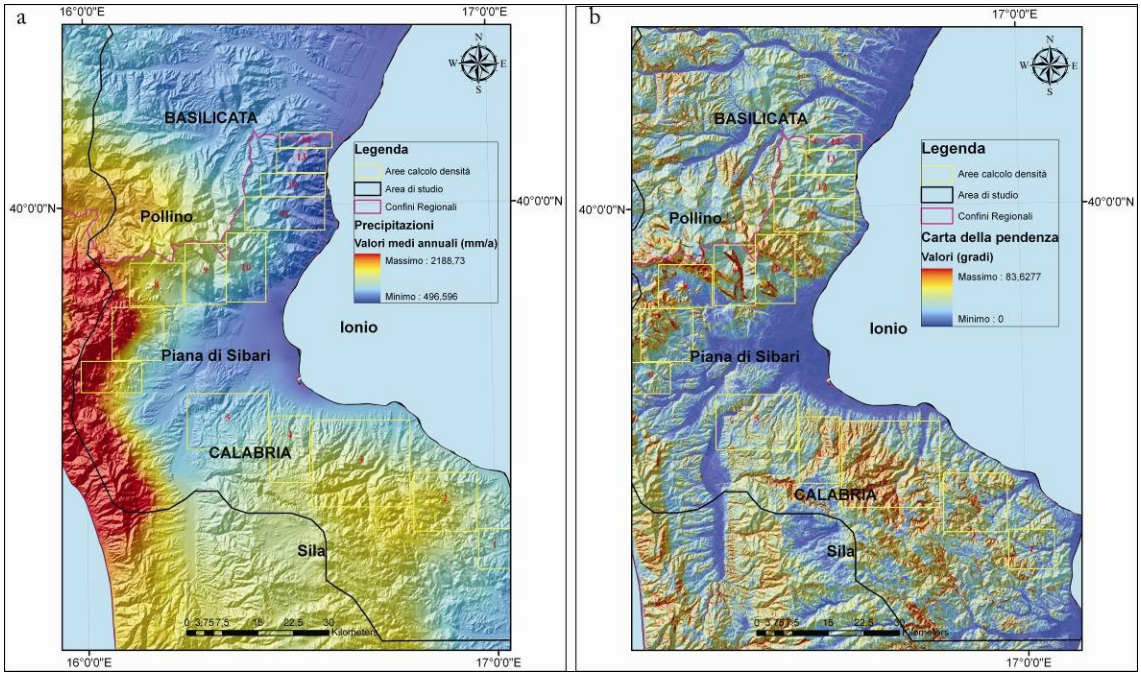


Figura 2.11 – raster da cui sono stati estratti i valori medi delle precipitazioni (a) e delle pendenze dei versanti (b) relativi a ciascuna area.

Tabella 2.2 – valori della densità del drenaggio, dell'indice della permeabilità, delle precipitazioni medie annuali e della pendenza media dei versanti calcolati per ciascuna area.

Aree	Superficie (km^2)	Lunghezza totale delle aste fluviali (km)	Densità del drenaggio (km^{-1})	Indice della permeabilità (area)	Precipitazioni medie annuali (mm/a)	Pendenza media dei versanti (gradi)
1	80,9	254,4	3,144	248,110	870	20
2	166	592,6	3,569	226,453	1124	21
3	378	934,4	2,472	266,974	1081	25
4	119	402,8	3,385	210,197	1005	22
5	202	789,1	3,907	272,074	873	18
6	84,8	261,4	3,083	333,391	1380	20
7	123	351,2	2,855	305,791	1500	21
8	103	257,5	2,500	423,423	1267	24
9	112	352,8	3,150	230,723	997	23
10	122	438,7	3,596	196,939	843	23
11	118	410,8	3,481	175,919	773	19
12	67,5	251,9	3,733	168,529	711	17
13	53,1	184,1	3,468	183,281	669	15
14	36,3	124,5	3,429	162,000	660	16

Per quanto riguarda l'andamento della densità del drenaggio rispetto alla permeabilità sarebbe lecito aspettarsi una relazione di tipo indiretto; in altre parole, i

settori a minore permeabilità, favorendo il ruscellamento superficiale a discapito dei fenomeni di infiltrazione, dovrebbero essere caratterizzati da un aumento della densità del drenaggio, e viceversa. Ciò che si osserva, invece, in figura 2.12a è esattamente il contrario, inducendo a pensare che le litologie, pur avendo certamente un ruolo nell'evoluzione del sistema fluviale, non devono essere considerate un fattore di controllo di primo ordine.

Per quanto riguarda le precipitazioni (fig. 2.12b), si osserva una relazione di tipo indiretto nel settore 1 (Sila) e di tipo diretto (aumento delle precipitazioni medie annuali e conseguente aumento dello sviluppo del reticolo idrografico) nei settori 2 e 3 (Piana di Sibari e Pollino, rispettivamente). Normalmente la densità del drenaggio aumenta con l'aumentare delle precipitazioni, come si osserva nei settori 2 e 3; l'aumento delle precipitazioni, infatti, comporta un maggiore ruscellamento superficiale. Differenti studi applicati a casi reali o a modelli numerici hanno evidenziato anche la possibilità di relazioni inverse simili a quelle osservate per la Sila. Moglen et alii (1998) enfatizzano l'importanza, come fattore limitante nello sviluppo del reticolo idrografico, della vegetazione che tende, naturalmente, ad essere maggiormente sviluppata in regioni umide. La vegetazione, infatti, può aumentare, attraverso l'azione delle radici e l'azione di schermatura opposta alle gocce di pioggia, la resistenza all'erosione delle litologie esposte in superficie e può aumentare la trasmissività del suolo favorendo l'infiltrazione a discapito del ruscellamento. Ci sono, inoltre, evidenze di una relazione tra diffusività per *creep* e caratteristiche del clima; misure effettuate sul campo portano a valori pari a $\sim 2*10^{-4}$ m^2/a nell'arida Arava Valley (Enzel et alii, 1996), fino a $\sim 10^{-2}$ m^2/a in aree degli Stati Uniti interessate da climi umidi e sub-umidi (Nash, 1980; Hanks et alii, 1984; Rosenbloom e Anderson, 1994). Una maggiore diffusività in condizioni climatiche umide comporta una diminuzione della densità del drenaggio, e viceversa. L'aumento delle precipitazioni medie annuali, inoltre, può comportare una maggiore alterazione delle rocce superficiali, un significativo spessore del regolite e, conseguentemente, un incremento della trasmissività. Ciò comporta una diminuzione della densità del drenaggio, controbilanciando, difatti, l'effetto positivo esercitato sul ruscellamento superficiale dall'aumento delle precipitazioni.

Sulla base di tali osservazioni è presumibile spiegare la relazione indiretta tra precipitazioni e densità del drenaggio nel settore 1 come una conseguenza della ricca

vegetazione, costituita da estese coperture di boschi di conifere, caratterizzante il massiccio della Sila. Inoltre, lo spessore regolitico è generalmente elevato grazie ad un clima umido e l'esposizione in superficie di rocce cristalline, fortemente alterate in un saprolite, da alcune decine di metri ad alcuni metri di spessore (Le Pera e Sorriso-Valvo, 2000).

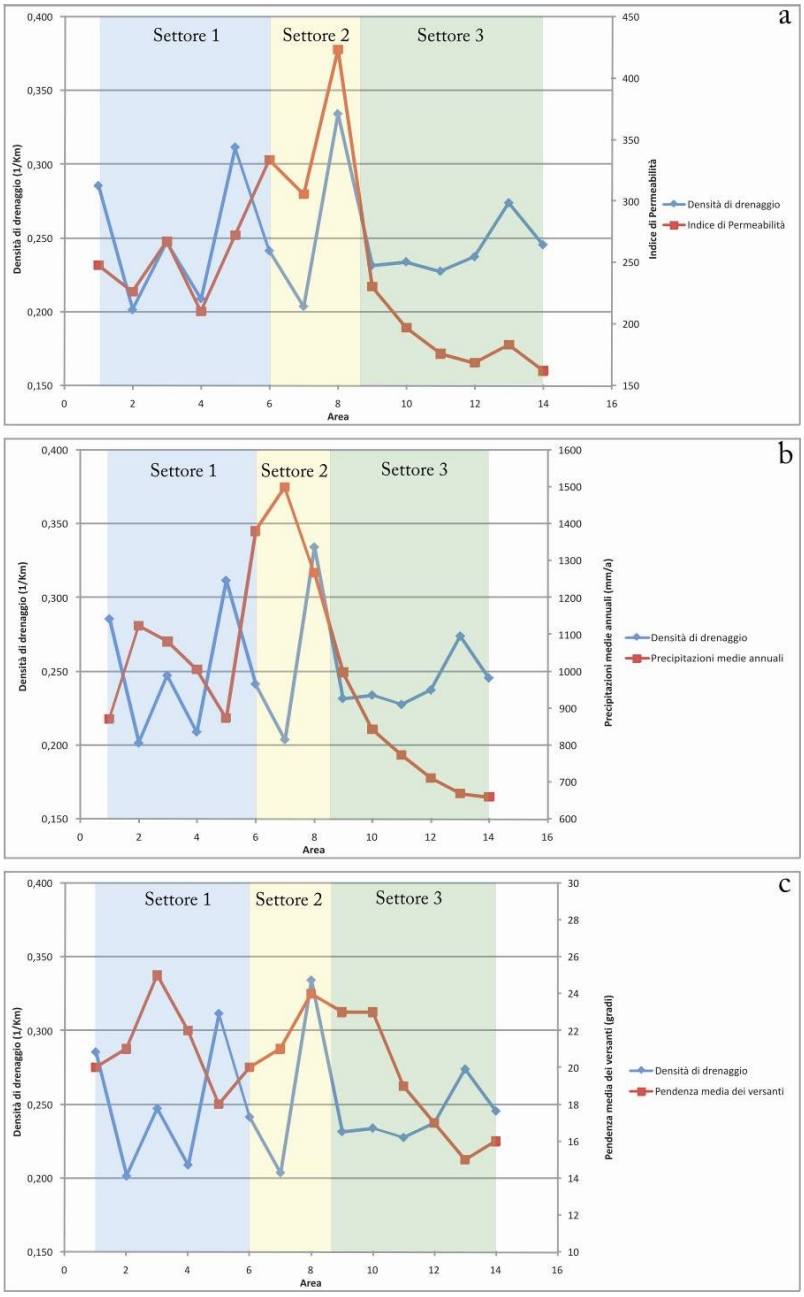


Figura 2.12 – confronto tra l'andamento della densità del drenaggio e la permeabilità (a), le precipitazioni medie annuali (b) e la pendenza dei versanti (c).

Per quanto riguarda, infine, la pendenza media dei versanti si osserva, in genere, una relazione di tipo indiretto, fatta eccezione per il settore centrale (fig. 2.12c). Come nel caso delle precipitazioni, anche la relazione tra la pendenza dei versanti e la densità del drenaggio può essere sia diretta sia inversa, dipendendo dal tipo di processi di versante attivi (*soil-creep* in aree a rilievo medio-basso, frane lungo versanti con pendenze che eccedono l'angolo di riposo delle litologie affioranti).

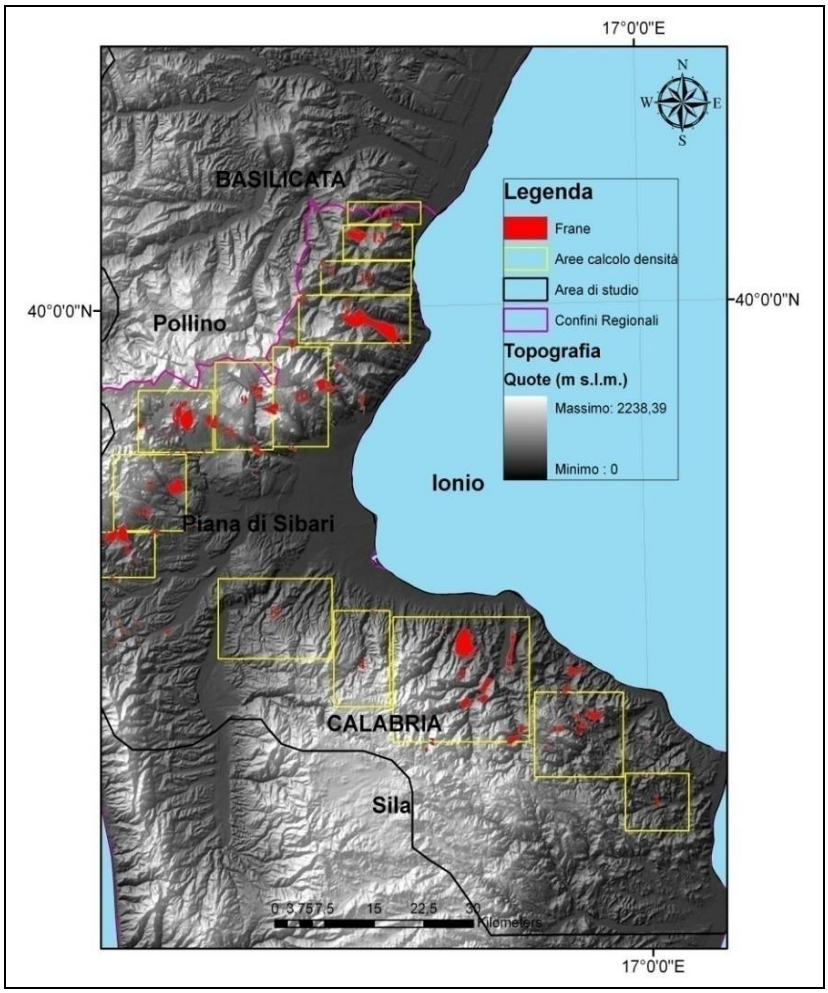


Figura 2.13 – corpi di frana noti all'interno dei bacini idrografici analizzati.

In aree caratterizzate da rilievi e pendenze modeste, diversi studi hanno dimostrato l'esistenza di una correlazione positiva tra i due parametri. Schumm (1956) trovò una correlazione diretta in zone a calanchi dal clima umido; Montgomery e Dietrich (1989, 1994) riportarono una correlazione positiva tra il gradiente delle valli e la densità del drenaggio negli Stati Uniti occidentali. Medesimi risultati sono stati ottenuti anche in lavori sperimentali (Schumm et alii, 1987). Contrariamente ai dati ricavati dalle aree a

rilievo moderato, Oguchi (1997) trovò una relazione di tipo indiretto tra rilievo/pendenza dei versanti e densità del drenaggio in aree montagnose del Giappone. Dato che diverse zone di frana sono attive lungo i settori analizzati da Oguchi (1997), Tucker e Bras (1998) suggerirono che la relazione inversa derivasse da un paesaggio dominato da erosione per movimenti franosi lungo pendii acclivi. Tale interpretazione è in accordo con gli studi di Howard (1997), nei quali l'autore documentava il passaggio da una relazione diretta a una inversa tra rilievo e densità del drenaggio con il progressivo aumento del rilievo in paesaggi a calanchi del Colorado Plateau, Stati Uniti.

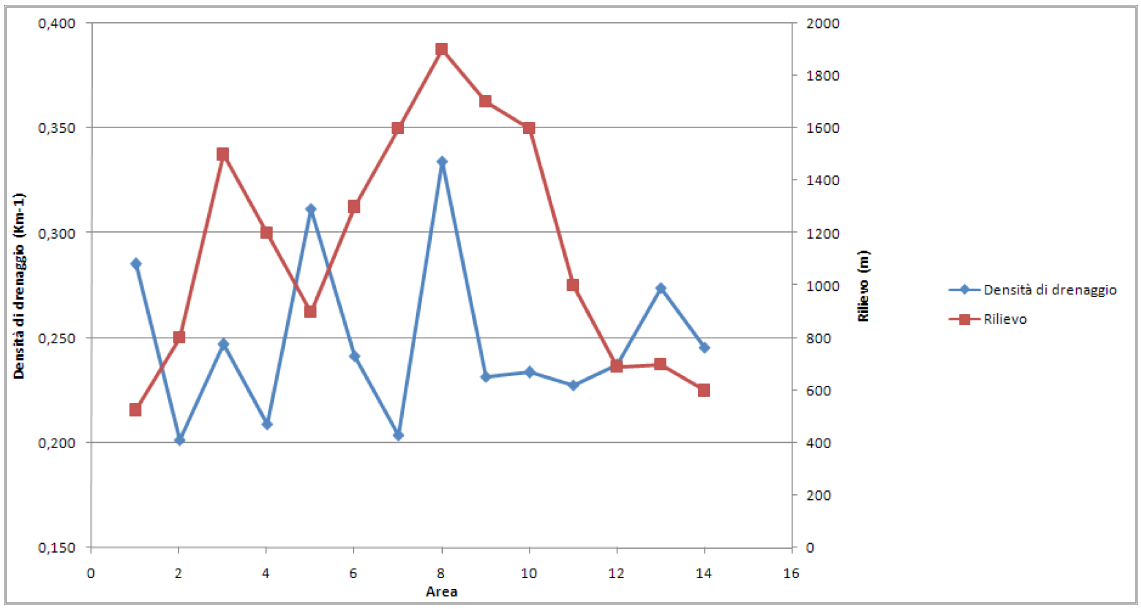


Figura 2.14 – relazione tra densità del drenaggio e rilievo.

Sulla base di queste osservazioni è possibile interpretare la relazione inversa esistente tra pendenze dei versanti e densità del drenaggio nell'area di studio come una diretta conseguenza del tipo di processi erosivi caratterizzanti i versanti vallivi, particolarmente acclivi e, quindi, facilmente sede di movimenti franosi. Tale ipotesi è confermata dall'estesa distribuzione nell'area dei corpi in frana, riportati in figura 2.13 e digitalizzati a partire dalla cartografia realizzata dall'APAT della Regione Calabria nell'ambito del progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia).

Complessivamente si può affermare che lo sviluppo e le caratteristiche del reticolo idrografico nell'area in esame dipendono principalmente da fattori climatici e topografici che controllano la tipologia di processi erosivi di versante e, dunque, le modalità di transizione tra i versanti vallivi e un ambiente chiaramente fluviale. In

particolare, si può ragionevolmente individuare nella topografia il principale fattore di controllo dato che, come evidenziato nella discussione riguardante i dati climatici (paragrafo 2.3) e illustrato in figura 2.8, la distribuzione delle precipitazioni medie annuali è, a sua volta, controllata dalla topografia. Tale interpretazione è, infine, confermata dalla relazione inversa esistente tra rilievo (differenza tra quota massima e quota minima in ciascuna area) e densità del drenaggio illustrata in figura 2.14, relazione che, come emerso nella precedente discussione, è lecito aspettarsi in aree di montagna con elevate pendenze dei versanti e diffusi movimenti franosi.

2.4.2 – Distribuzione azimutale delle aste fluviali.

L'utilità dell'analisi della distribuzione azimutale delle aste fluviali nell'individuazione delle relazioni esistenti fra il drenaggio superficiale e l'assetto tettonico regionale è dimostrata da molti lavori (Currado e Fredi, 2000; Lupia Palmieri et alii, 2001; Della Seta et alii, 2004).

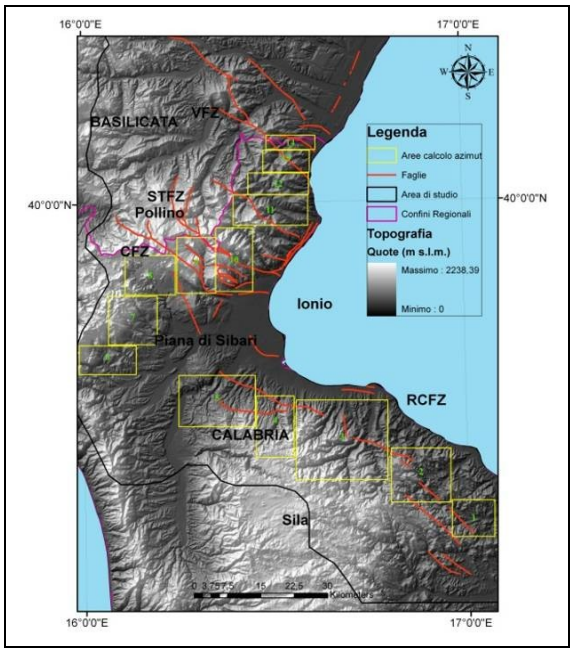


Figura 2.15 – posizione delle principali zone di faglia oblique lungo la Sila e il Pollino rispetto alle aree di calcolo della distribuzione azimutale delle aste fluviali. Sigle: CFZ: Civita Fault Zone; RCFZ: Rossano-Corigliano Fault Zone; STFZ: Satanasso Fault Zone; VFZ: Valsinni Fault Zone.

In questo studio, la direzione delle aste fluviali è stata principalmente confrontata con lo *strike* delle principali zone di faglia oblique che tagliano, in senso NO-SE il massiccio della Sila e il Pollino (fig. 2.15). Come per la densità del drenaggio, anche la distribuzione azimutale delle aste fluviali è stata calcolata per ciascuna delle 14 aree mostrate in figura 2.9. Il calcolo è stato realizzato utilizzando tutte le aste fluviali del reticolo idrografico (dal 1° al 7° ordine) estraendo dal DEM le coordinate degli estremi di ciascun segmento. I risultati sono presentati in figura 2.16.

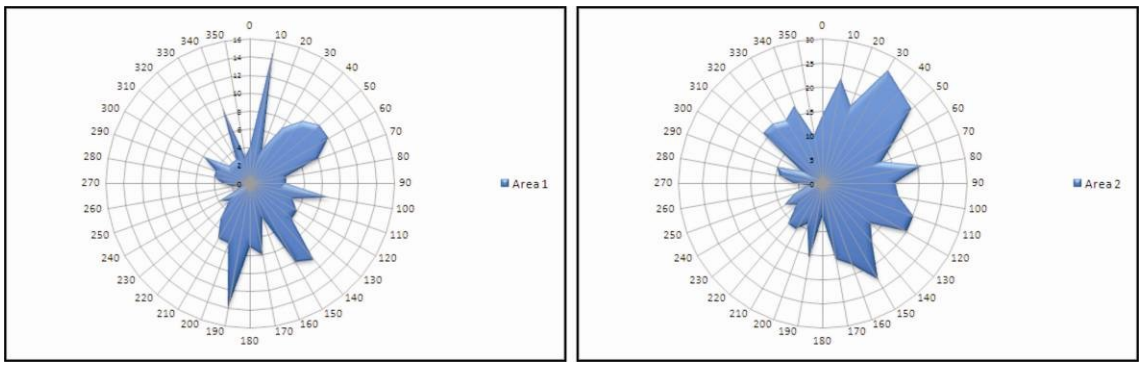


Figura 2.16a – continua.

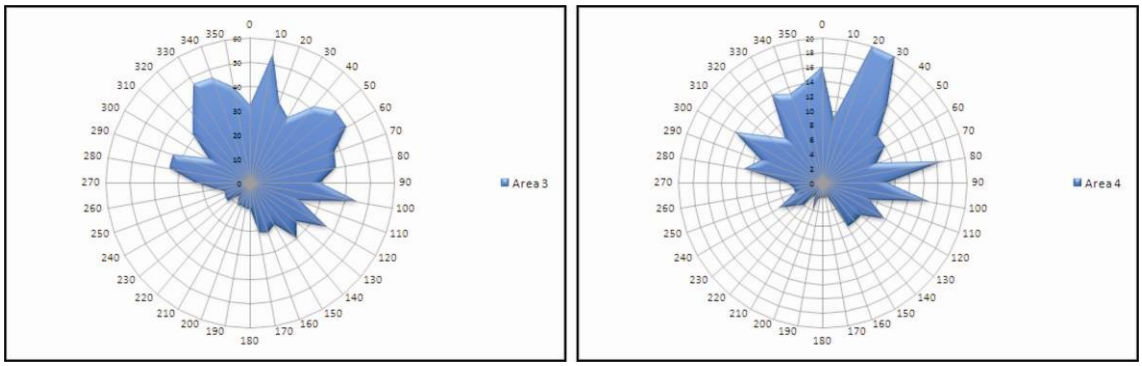


Figura 2.16b – continua.

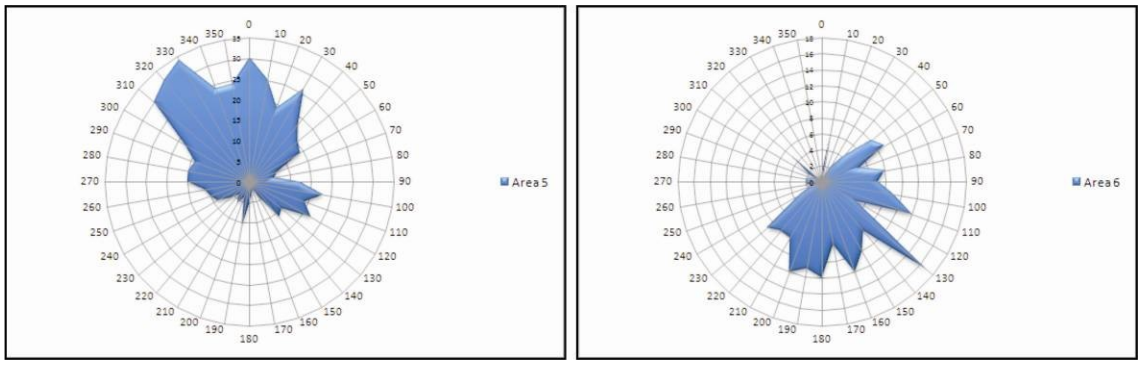


Figura 2.16c – continua.

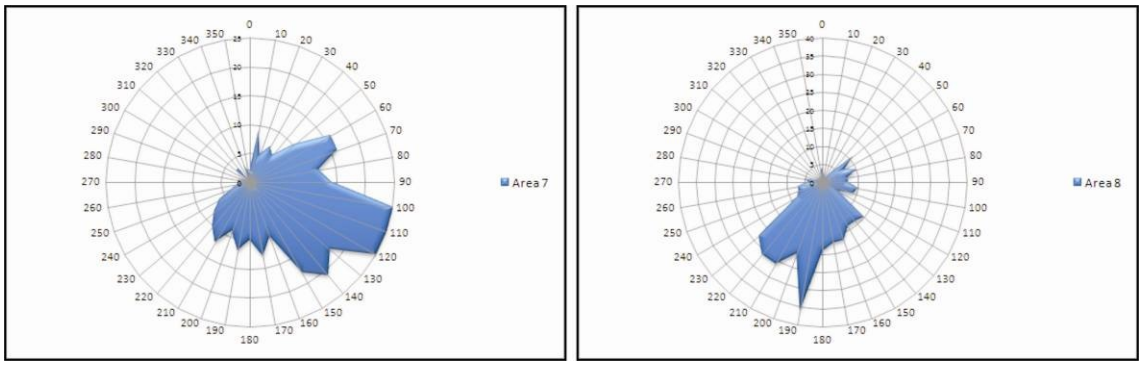


Figura 2.16d – continua.

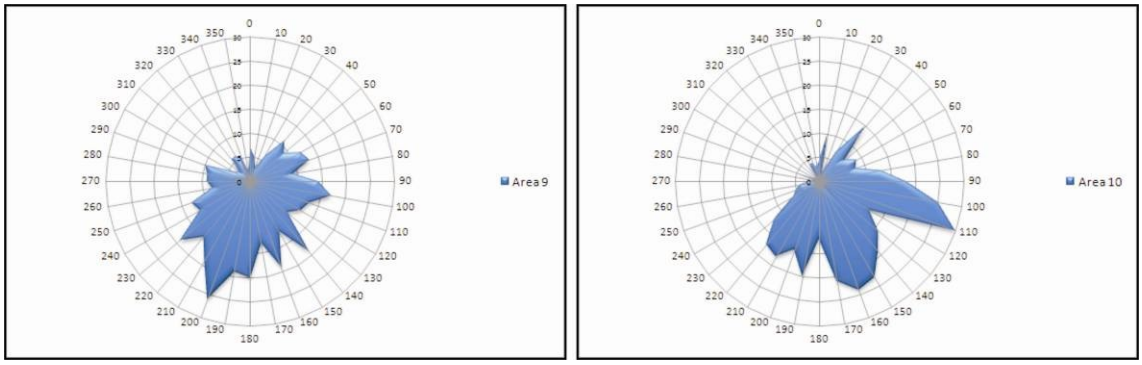


Figura 2.16e – continua.

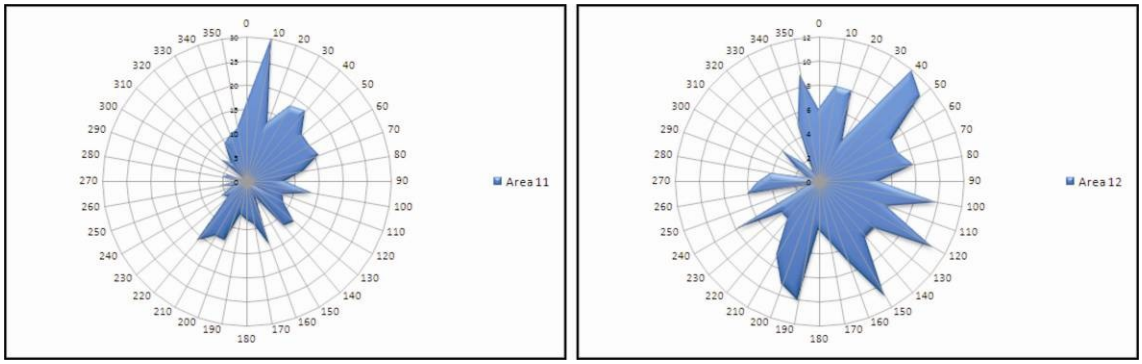


Figura 2.16f – continua.

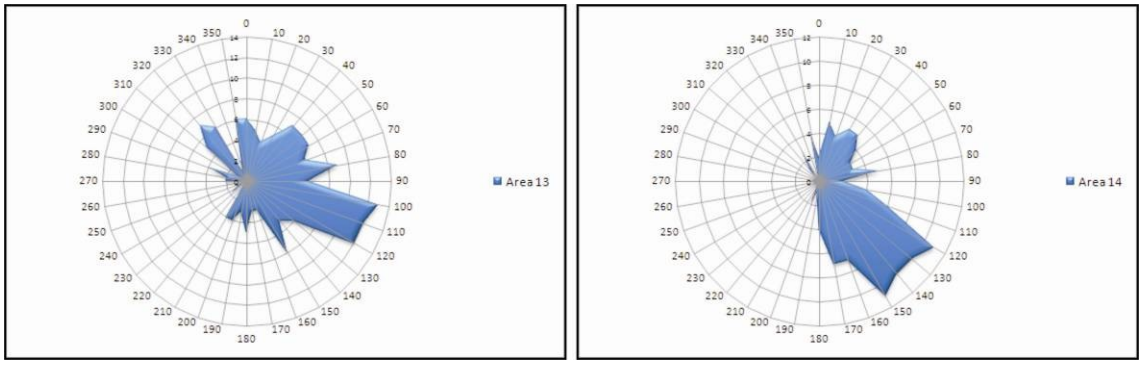


Figura 2.16g – distribuzione azimutale delle aste fluviali.

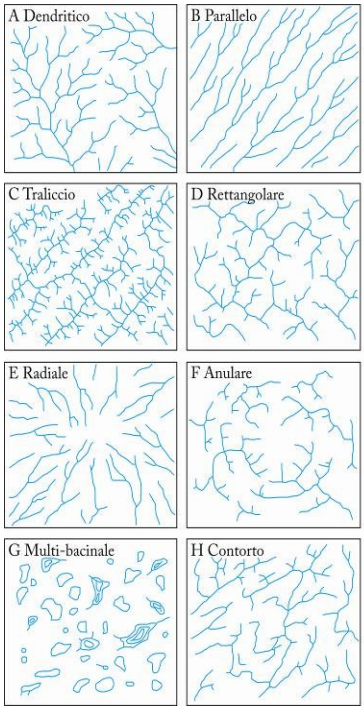
Come è possibile osservare in figura, le aree da 1 a 5, relative al reticolo di drenaggio lungo il versante Nord-orientale della Sila, sono caratterizzate principalmente da una direzione del flusso verso il quadrante orientale, con una progressiva rotazione verso NE proseguendo da Sud verso Nord, in accordo con i gradienti morfologici di questo settore. Nonostante questo, si osserva una componente NO-SE, particolarmente procedendo dall'area n°2 verso Nord, che potrebbe essere legata all'influenza esercitata in superficie dal sistema di faglie Rossano-Corigliano. E' ragionevole ipotizzare, infatti, che i corsi d'acqua tendano a seguire la zona di danneggiamento superficiale, facilmente erodibile, accompagnata a tale sistema di faglie.

Il controllo esercitato dai principali gradienti morfologici sulla direzione del flusso superficiale è anche evidente nella rotazione delle direzioni azimutali verso il quadrante meridionale tra le zone 6 e 10 e verso il quadrante orientale tra le zone 11 e 14. Ciò che si vuole sottolineare è, però, soprattutto la presenza di un'accentuata componente NO-SE a partire dall'area 10 e procedendo verso Nord lungo il fianco orientale del Pollino. Anche in questo caso si può ipotizzare la possibile influenza esercitata dalle zone di danneggiamento associate ai sistemi di faglie trascorrenti a direzione NO-SE che interessano il Pollino. Ciò è particolarmente evidente nel settore 10 (fig. 2.16e), dove si osservano due direzioni azimutali principali: una diretta verso SSE e parallela al massimo gradiente morfologico e l'altra verso ESE e parallela alla zone di faglia del Satanasso e di Civita. Inoltre, nei settori 13 e 14 la direzione di flusso verso SE, parallela alla zona di faglia di Valsinni, diviene preponderante sulle direzioni prettamente orientali legate alla morfologia.

In definitiva, l'analisi delle direzioni azimutali ha evidenziato la possibilità dell'esistenza di un controllo strutturale nell'evoluzione del reticolo idrografico dell'area.

2.4.3 – Analisi qualitativa del *pattern* del reticolo di drenaggio.

In questo paragrafo sarà illustrata l'analisi del *pattern* del reticolo di drenaggio in ciascuna delle 14 aree fin qui considerate, mettendo a confronto i risultati ottenuti con le caratteristiche topografiche dell'area e, in particolar modo, con la pendenza dei versanti.



A - Dendritico	Substrato costituito da rocce sedimentarie orizzontali o rocce cristalline uniformemente resistenti. Pendenza regionale modesta, attualmente o al momento di sviluppo del reticolo idrografico. Il pattern rassomiglia alla chioma di un albero.
B - Parallelo	Generalmente indica aree caratterizzate da pendenze moderate o alte ma si sviluppa anche nel caso siano presenti forme del paesaggio allungate e parallele tra loro. Sono possibili tutte le transizioni tra questo pattern e i pattern a traliccio e dendritico.
C - Traliccio	Rocce sedimentarie, vulcaniche o metasedimentarie di basso grado piegate o inclinate; aree con fratturazione parallela; esposizione di fondali lacustri e marini con presenza di corpi di spiaggia. Possibili tutti i gradi di transizione verso il pattern parallelo. Generalmente formato da piccoli tributari di limitate dimensioni ai lati di lunghi fiumi susseguenti.
D - Rettangolare	Superfici tagliate da sistemi di fratture e/o faglie intersecantisi ad alto angolo. I fiumi e gli spartiacque mancano di continuità regionale.
E - Radiale	Pattern tipico di vulcani, duomi e rilievi derivati da erosione residuale. Un'insieme di pattern radiali in un campo vulcanico può essere chiamato multi-radiale.
F - Anulare	Strutture a duomi e bacini; diatremi.
G - Multi- Bacinale	Superfici sottoposte ad erosione differenziale; aree di recente vulcanismo, dissoluzione di carbonati, permafrost. Questo tipo di termine è suggerito per tutti i pattern a depressioni multiple e di dubbia origine.
H - Contorto.	Rocce metamorfiche sottoposte a diversi cicli di deformazione e grossolanamente stratificate. Dicchi, vene e fasce magmatiche costituiscono livelli maggiormente resistenti in talune aree.

Figura 2.17 – modificata da Howard (1997). Geometria e fondamentali caratteri geologici dell'ambiente genetico degli otto pattern base utilizzati per la classificazione del reticolo di drenaggio nell'area di studio.

I processi tettonici possono essere soprattutto riconosciuti in rocce consolidate, dove il sistema di drenaggio sviluppandosi ha inciso il proprio reticolo attraverso di esse, adattando le proprie caratteristiche alla resistenza delle rocce che compongono la superficie. A tal proposito il migliore esempio è rappresentato dai diversi *pattern* del reticolo idrografico possibili in natura (fig. 2.17); ad esempio, un drenaggio rettangolare potrà formarsi a causa dell'intersezione di faglie e/o di fratture in superficie, mentre un drenaggio a traliccio potrebbe risultare dall'affioramento di corpi geologici piegati. Il paesaggio, in generale, e il reticolo idrografico, in particolare, evolvono a seguito di processi di erosione e di deposizione che tendono a modellare il paesaggio e che sono generati da processi tettonici e/o climatici. I sistemi di drenaggio sono soprattutto estremamente sensibili alle variazioni nella pendenza della superficie su cui sono impostati e posseggono potenzialmente la capacità di registrare informazioni riguardanti la storia evolutiva di faglie e/o di pieghe (Ollier, 1981; Leeder e Jackson, 1993). In questo contesto, anche l'analisi qualitativa del *pattern* del drenaggio può essere utile alla migliore comprensione dell'evoluzione strutturale di un'area.

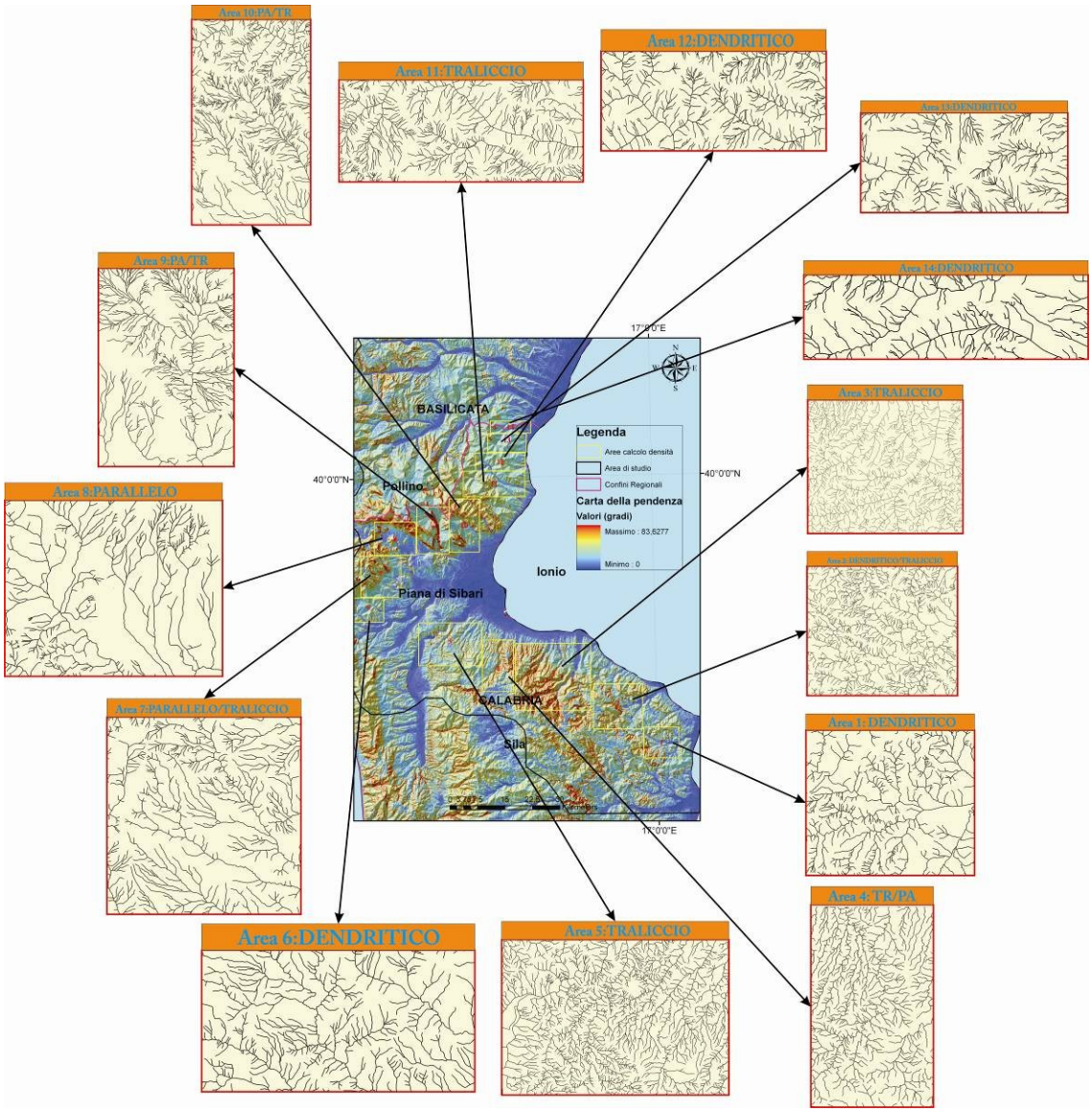


Figura 2.18 – classificazione dei pattern del reticolo idrografico nell'area di studio. I risultati sono messi a confronto con la carta delle pendenze. Sigle – PA: parallelo; TR: traliccio

I differenti *pattern* del reticolo di drenaggio sono generalmente suddivisi in forme base (fig. 2.17) e forme base modificate; un *pattern* si definisce base quando la sue fondamentali caratteristiche lo distinguono chiaramente da tutti gli altri (Howard, 1967). Una forma base modificata, invece, differisce dalle forme base per qualche aspetto geometrico; ad esempio, la tendenza verso il parallelismo dei corsi d'acqua di ordine superiore in un reticolo di drenaggio dendritico. Nella maggior parte dei casi reali i *pattern* idrografici posseggono caratteri geometrici che possono essere definiti di transizione tra le differenti forme base, rendendo spesso soggettiva la nomenclatura utilizzata. Un *pattern* complesso deriva dall'accostamento di due differenti *pattern*; un

compound pattern, invece, deriva dalla sovrapposizione di due *pattern* differenti tra loro. Il *palimpsest pattern*, infine, si definisce come la sovrapposizione di due differenti *pattern* di cui uno antecedente, legato ad una paleo-morfologia.

Nell'analisi qualitativa che viene qui proposta, la classificazione del *pattern* idrografico è basata sugli otto *pattern* base proposti da Howard (1967) e schematizzata in figura 2.17. Nel caso di forme base modificate è stata utilizzata una nomenclatura facente riferimento alle differenti forme base sovrapposte (traliccio/parallelo; dendritico/traliccio; etc.). I risultati ottenuti sono stati confrontati con uno dei parametri topografici di maggiore importanza nell'evoluzione del sistema fluviale: la pendenza dei versanti. Date le dimensioni limitate delle 14 aree considerate in questa analisi si ritiene ragionevole che ulteriori fattori di controllo, quali la litologia o il clima, possano essere considerati constanti in ciascuna area.

I risultati della classificazione dei *pattern* del reticolo idrografico sono riportati in figura 2.18 e messi a confronto con la carta delle pendenze dei versanti. Risulta evidente la relazione esistente tra *pattern* e topografia; le aree a minor rilievo e pendenza dei versanti sono caratterizzate, come previsto dai modelli teorici (fig. 2.17), da un *pattern* dendritico o di transizione tra il dendritico e il traliccio (vedi anche le figure 2.12c e 2.14). Procedendo, invece, verso le aree a maggior rilievo e acclività dei versanti, sia nella Sila sia nel Pollino, si ha una progressiva transizione verso i *pattern* a traliccio e parallelo, con tutte le combinazioni possibili tra di essi e con il *pattern* dendritico.

In altre parole, anche se in termini qualitativi e attraverso l'utilizzo di un approccio soggettivo e aperto a differenti interpretazioni, anche l'analisi del *pattern* del reticolo idrografico sembra confermare l'esistenza di uno stretto rapporto tra l'evoluzione e le caratteristiche del sistema fluviale e la topografia dell'area.

2.5 – Indice SL: misura quantitativa del gradiente longitudinale dei corsi d'acqua di ordine inferiore.

2.5.1 – Introduzione.

Come già discusso nell'introduzione al capitolo, i sistemi di drenaggio posseggono proprietà geometriche regolari che possono essere descritte quantitativamente. In un paesaggio che ha raggiunto uno stato di equilibrio dinamico i profili longitudinali dei corsi d'acqua posso fornire informazioni relative alle caratteristiche delle rocce affioranti, ai processi geologici attivi e alla storia geomorfologica di un'area. Questo paragrafo riguarderà l'analisi in termini quantitativi del profilo longitudinale delle aste fluviali di differente ordine attraverso l'utilizzo dell'indice SL, così come formulato teoricamente da Hack (1973). L'indice mette in relazione la pendenza e la lunghezza di un tratto di fiume rappresentando, quindi, uno strumento in grado di confrontare segmenti fluviali di diversa dimensione.

In uno studio relativo ai profili longitudinali dei corsi d'acqua nella Shenandoah Valley in Virginia, Stati Uniti, Hack (1957, p. 87-90) evidenziò che l'utilizzo di semplici grafici topografici in scala logaritmica può risultare un'utile strumento di analisi del reticolo idrografico. In tali grafici, l'origine è rappresentata dallo spartiacque idrografico; l'asse verticale è in scala aritmetica, rappresentando l'altezza al disopra di un datum, mentre l'asse orizzontale è in scala logaritmica e rappresenta la lunghezza del fiume. Utilizzando questo tipo di grafici, se il fiume è rappresentato da una linea la sua equazione sarà:

$$H = C - k * \log_e(L), \qquad (2.3)$$

dove H è l'altezza di un punto lungo il profilo, L è la distanza (misurata lungo il fiume tra il punto considerato e lo spartiacque idrografico), mentre C e k sono delle costanti. La tangente al profilo topografico o pendenza (S) del fiume in un punto si ottiene derivando l'equazione 2.3:

$$\frac{dH}{dL} = kL^{-1}, \text{ oppure } S = \frac{k}{L}. \qquad (2.4)$$

L'equazione della pendenza può anche essere scritta nella forma: $SL = k$. Molti fiumi naturali non sono rappresentati, in un profilo logaritmico, per tutta la loro estensione, da una retta; essi, invece, sono costituiti da una serie di segmenti, di diversa lunghezza, ciascuno dei quali rappresentato da un segmento di retta. Il valore di k (equivalente al prodotto SL), dunque, varia lungo il fiume ma è costante per ciascun segmento logaritmico. Visto che il valore di k definisce la pendenza di un profilo logaritmico di un segmento fluviale, esso può essere considerato come un indice del gradiente longitudinale del fiume in un determinato punto. Il prodotto SL (equivalente alla

costante *k* nell'equazione 2.3) rappresenta, difatti, l'indice SL che, testato in diverse condizioni naturali, risulta essere affidabile per fiumi di differente lunghezza, indipendentemente dalla forma generale del profilo topografico.

Il gradiente longitudinale di un fiume e, quindi, l'indice SL, possono essere controllati da differenti parametri: granulometria e portata solida; litologie affioranti nel bacino idrografico; precipitazioni; vegetazione; tipologia dei processi erosivi lungo i versanti vallivi; opere antropiche; tettonica.

L'indice SL è un parametro fisicamente significativo in quanto, come supportato dalle evidenze empiriche, è direttamente relazionato all'energia del flusso che il fiume ha a disposizione per trasportare sedimenti di una data dimensione e ai parametri geometrici del canale che tendono ad opporre una forza resistente al flusso d'acqua (Hack, 1973). Ad esempio, nel caso del bacino del Potomac, lungo la costa orientale degli Stati Uniti, fu trovata la seguente relazione tra la granulometria dei sedimenti sul letto del fiume, la lunghezza del canale (*L)* e il gradiente longitudinale (*S*):

$$S = 25 * \frac{M^{0.6}}{L}, \qquad \textbf{(2.5)}$$

dove *M* è la dimensione media delle particelle sul fondo. Se *M* è costante in un dato tratto del fiume anche l'indice SL rimane costante. Un aumento nelle dimensioni delle particelle, ad esempio in corrispondenza dell'intersezione con un tributario o per la presenza di un corpo di frana, comporta un aumento del prodotto SL (Hack, 1957, p.71); data, infatti, la maggiore quantità o le maggiori dimensioni dei sedimenti che devono essere trasportati, il fiume cercherà di tornare alla situazione di equilibrio precedente aumentando il proprio gradiente (attraverso una fase di sedimentazione) in modo tale da acquisire l'energia sufficiente al trasporto dei suddetti materiali. A sostegno di quanto appena detto, differenti fiumi negli Stati Uniti orientali mostrano un costante valore dell'indice SL lungo tratti non caratterizzati da sistematiche variazioni della granulometria (Hack, 1973). Il North Fork, tributario dello Shenandoah River (Hack e Young, 1959), ad esempio, si caratterizza per un intervallo piuttosto ristretto sia nei valori dell'indice SL sia nella granulometria dei sedimenti di fondo per una distanza di circa 100 miglia. Ulteriori esempi relativi alla relazione esistente tra l'indice SL e la granulometria dei sedimenti, relativi a fiumi che drenano il versate orientale degli Appalachi negli Stati Uniti, sono riportati in figura 2.19; è evidente la relazione diretta esistente tra il gradiente longitudinale e la dimensione media dei clasti.

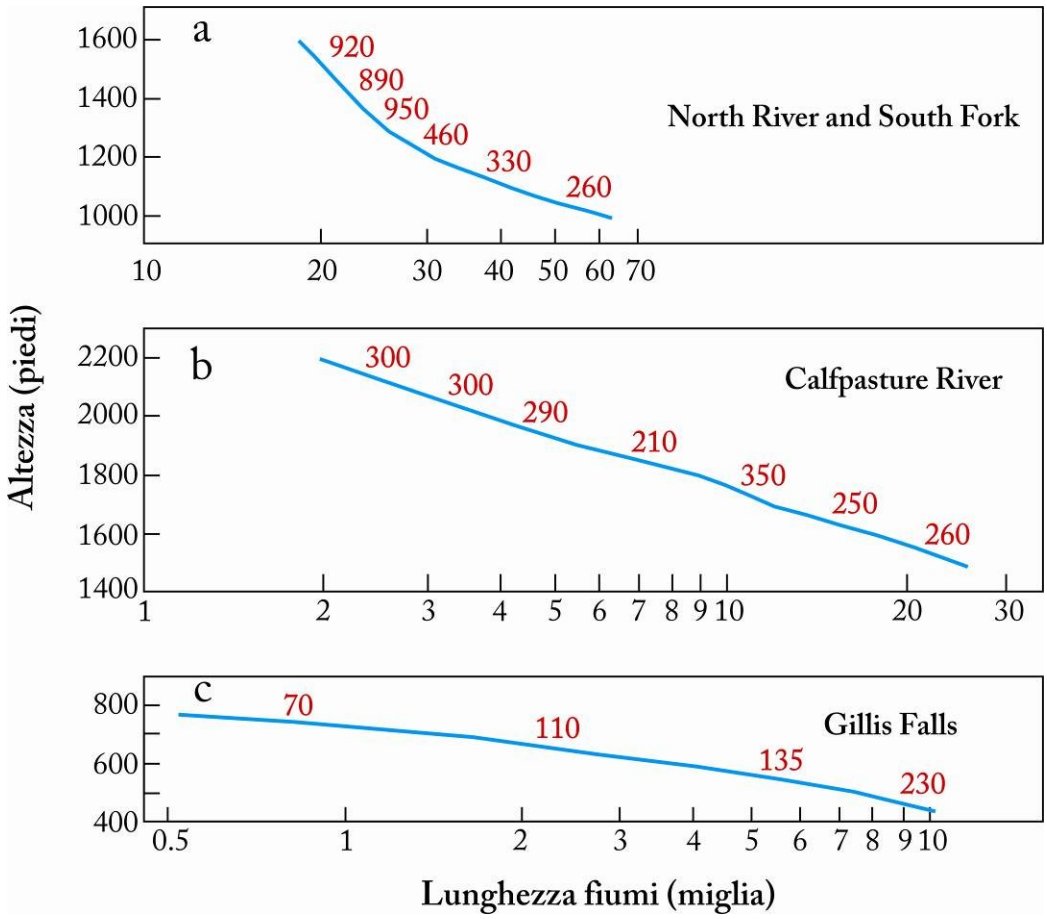


Figura 2.19 – da Hack (1973). Profili topografici di tre fiumi caratterizzati (a) dalla diminuzione della granulometria dei sedimenti verso valle (North River and South Fork), (b) da nessuna variazione sistematica della granulometria verso valle (Calfpasture River) e (c) da un aumento della granulometria verso valle (Gillis Falls). I valori dell'indice SL sono riportati in rosso.

Sulla base degli esempi precedenti risulta evidente che la granulometria dei sedimenti immessi nel sistema fluviale dai processi erosivi di versante deve essere presa in considerazione nell'interpretazione dei risultati ottenuti dall'analisi del gradiente longitudinale dei corsi d'acqua.

Un'ulteriore fattore di controllo di primo ordine del gradiente longitudinale è rappresentato dalle litologie affioranti nel bacino idrografico con le quali i fiumi interagiscono continuamente durante i processi di erosione, trasporto e sedimentazione, allo scopo di raggiungere uno stato di equilibrio. Un aumento della resistenza delle rocce all'erosione comporta un parallelo aumento del gradiente del fiume in conseguenza del fatto che esso necessita maggiore energia per erodere il proprio alveo; l'opposto si ha nel caso in cui il fiume passa attraverso litologie facilmente erodibili. La

sensibilità del gradiente dei fiumi e, quindi, dell'indice SL, alla resistenza delle rocce è illustrata in figura 2.20, relativa al fiume Potomac a monte dello stato di Washington, D.C., Stati Uniti (Hack, 1973).

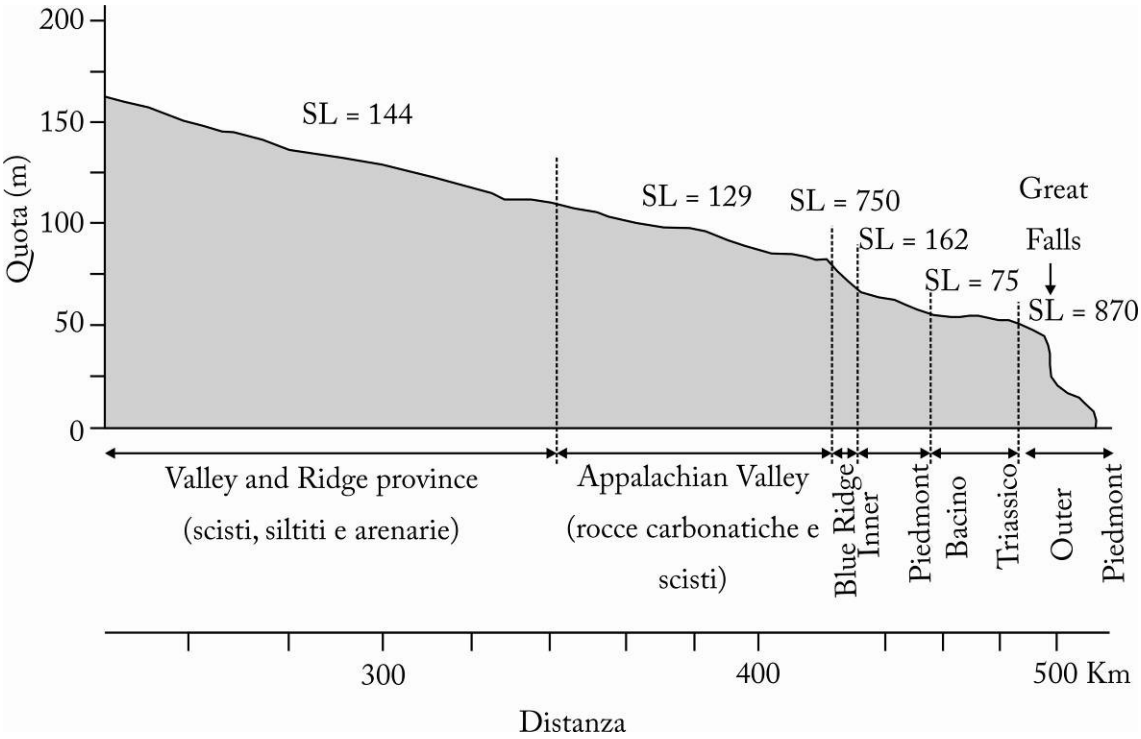


Figura 2.20 – modificata da Hack, 1973. Valori dell'Indice SL per il fiume Potomac a monte dello stato di Washington, D.C., Stati Uniti (vedi testo per maggiori dettagli).

I valori dell'Indice SL sono relativamente bassi nella *Valley and Ridge Province* e nella *Appalachian Valley*, dove il substrato è costituito da scisti, siltiti, arenarie e rocce carbonatiche. I valori dell'indice aumentano sensibilmente dove il fiume incontra le rocce maggiormente resistenti (quarziti, meta-basalti e rocce cristalline) della *Blue Ridge*, per poi diminuire nuovamente a causa della minore resistenza all'erosione delle rocce (scisti) del Bacino Triassico e del *Piedmont*. Infine, nel settore più a valle, il gradiente ritorna a valori anormalmente elevati in corrispondenza delle rocce resistenti (gneiss ricchi in quarzo) delle *Great Falls*.

Ulteriori studi condotti sui fiumi drenanti la catena degli Appalachi, Stati Uniti orientali, confermano la suddetta correlazione diretta tra l'indice SL e la resistenza delle rocce; in altre parole, le forme del paesaggio, almeno per quanto riguarda il sistema fluviale, risultano essere "adattate" alla natura del substrato. Conseguentemente, i

risultati che saranno di seguito presentati nel paragrafo sono stati sistematicamente interpretati tenendo conto del fattore litologico.

Nell'evoluzione di un generico paesaggio, la reazione dei corsi d'acqua alle forze imposte dall'esterno o dall'interno del sistema fluviale è, generalmente, rapida (~10^5 anni). Essendo questo valido anche riguardo alla resistenza delle rocce affioranti, l'indice SL e, in particolare, l'individuazione di aree caratterizzate da valori relativamente anomali nell'area di affioramento di determinate rocce, è generalmente utilizzato in studi di tettonica attiva. Ad esempio, valori anormalmente elevati in corrispondenza di rocce poco resistenti possono indicare una recente deformazione verticale della superficie topografica. Anche valori anormalmente bassi possono rappresentare segni di attività tettonica, come nel caso di corsi d'acqua che, seguendo le zone di danneggiamento, facilmente erodibili, causate dall'attività di un sistema di faglie tendono ad essere caratterizzati da valli a basso gradiente.

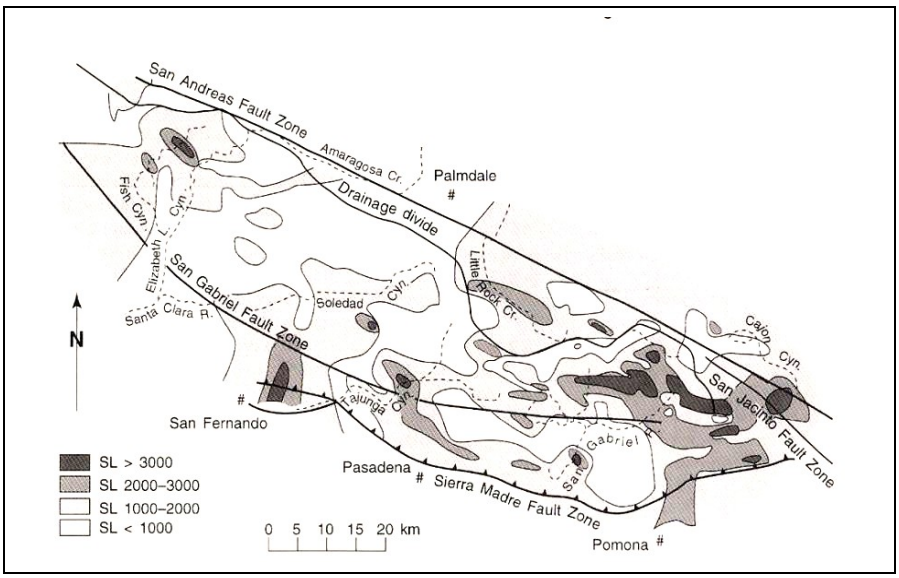


Figura 2.21 – modificata da Keller e Pinter (2002, p. 131). Carta dell'Indice SL, San Gabriel Mountains, California.

L'applicazione dell'indice SL in studi di tettonica attiva è stata testata in diversi contesti geologici in cui sono noti i differenti fattori di controllo del gradiente dei corsi d'acqua. Un esempio è rappresentato dalla studio morfometrico del sistema idrografico realizzato attraverso l'utilizzo dell'indice SL nelle *San Gabriel Mountains*, California meridionale (Keller e Pinter, 2002, p. 130). Gli autori realizzarono un'analisi a grande scala, attraverso la creazione di una carta dell'indice SL, interpolando i risultati ottenuti

dall'estrazione dei dati altimetrici del reticolo idrografico da mappe topografiche in scala 1:50000 e 1:250000 (fig. 2.21). La catena montuosa è limitata a Nord e a Nord-Est dalla zona di faglia di San Andreas e a Sud e a Sud-Ovest da sistemi di faglie inverse, includendo le zone di faglia di San Fernando e di Sierra Madre. Nello stesso settore, il sistema di faglie di San Gabriel è caratterizzato da un movimento trascorrente destro e si ritiene che la sua attività sia stata principalmente intensa nel passato. Come si osserva in figura, i gradienti più elevati sono concentrati lungo i versanti meridionale e orientale delle *San Gabriel Mountains*. Sebbene fosse già noto da precedenti studi che i tassi di sollevamento sono alti in questo settore, la mappa mostra l'utilità dell'indice SL nella delimitazione di aree a deformazione tettonica recente. Particolarmente interessante è la zona ad alto gradiente nei pressi di San Fernando, area sede del terremoto del 1971 (M_W = 6,6) che causò diffusi danni nella regione di Los Angeles. In altre parole, se poco fosse stato conosciuto della tettonica attiva delle *San Gabriel Mountains* ma fossero state disponibili buone basi topografiche, l'indice SL sarebbe stato di grande aiuto nell'individuare i versanti meridionale e orientale della catena come i settori da investigare in maggiore dettaglio. Sono, inoltre, interessanti le fasce a basso gradiente lungo le zone di faglia di San Andreas e di San Gabriel, probabilmente relazionabili alla presenza di rocce di faglia facilmente erodibili. Ulteriori, anomalie, infine, sono state associate a fattori litologici.

Una deformazione tettonica del paesaggio può avere effetti di diversa intensità sulle aste fluviali di differente ordine. Un processo di sollevamento di natura tettonica comporta un relativo abbassamento del livello di base del sistema fluviale che reagirà, al fine di ristabilire lo stato di equilibrio precedente al disturbo tettonico, attraverso l'incisione verticale e l'abbassamento dell'alveo. Iniziato il processo erosivo in un punto del reticolo idrografico, esso sarà progressivamente trasmesso verso monte alle diverse aste fluviali che compongono il reticolo. E' ragionevole aspettarsi che i corsi d'acqua di ordine superiore ristabiliscano velocemente il loro profilo longitudinale d'equilibrio, ossia una forma concava verso l'alto caratterizzata da un progressivo decremento del gradiente verso valle. Essi, difatti, posseggono una maggiore portata e una maggiore quantità di energia da utilizzare nei processi erosivi e nell'annullamento del disturbo tettonico. E' per questo motivo che, generalmente, il calcolo dell'indice SL si concentra sui tributari di ordine inferiore in grado di conservare più a lungo la memoria di una

deformazione topografica di origine tettonica. La figura 2.22 mostra chiaramente che i corsi d'acqua di ordine superiore riescono più rapidamente ad annullare, attraverso l'erosione, i movimenti verticali positivi del letto del fiume, conservando la quota e il gradiente originari dell'alveo.

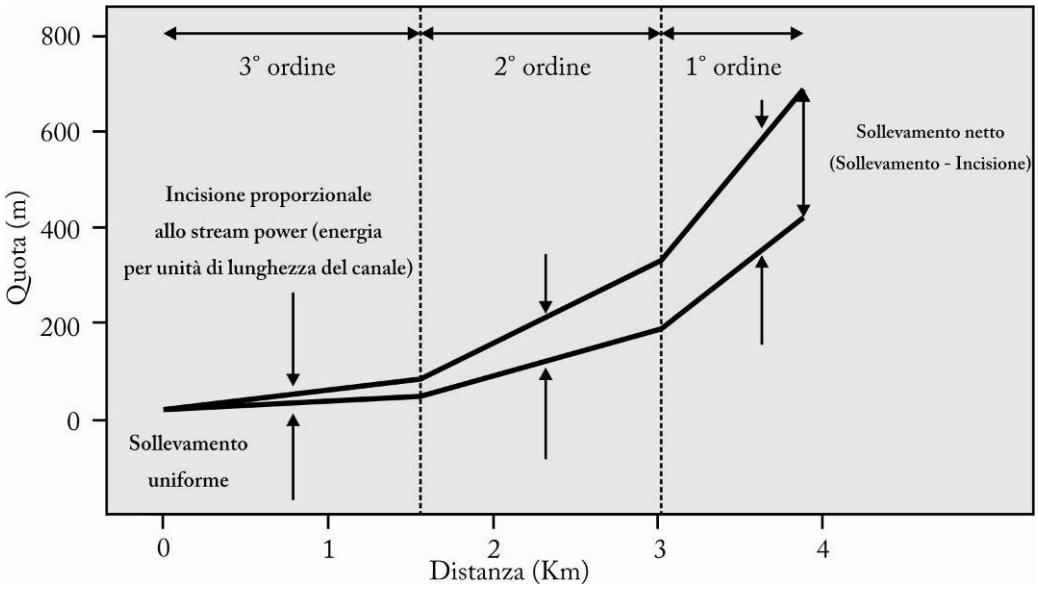


Figura 2.22 – modificato da Keller e Pinter (2002, p. 166). Variazione lungo il reticolo di drenaggio del sollevamento netto (sollevamento – incisione verticale) in relazione all'ordine del segmento fluviale e, quindi, allo stream power (energia del flusso d'acqua per unità di lunghezza del canale).

Un chiaro esempio di ciò viene dai bacini idrografici che drenano il settore costiero della California settentrionale, nei pressi della giunzione tripla di Mendocino (Merrits e Vincent, 1989). I tassi di sollevamento lungo il settore costiero analizzato sono stati indipendentemente stabiliti attraverso dettagliate misure altimetriche e datazioni dei terrazzi marini; inoltre, sia il clima sia la resistenza delle rocce sono relativamente uniformi. L'area, di conseguenza, si presta ad un'analisi della risposta del reticolo idrografico ai tassi di sollevamento attraverso variazioni del gradiente, data la possibilità di stabilire indipendentemente i restanti parametri di controllo. I tassi di sollevamento variano lungo il settore analizzato, da un minimo di ~0,3 mm/a ad un massimo di ~4 mm/a procedendo, sia da Nord verso Sud sia da Sud verso Nord, verso la giunzione tripla di Mendocino. L'analisi del reticolo idrografico evidenzia la stretta correlazione tra il gradiente dei fiumi e il sollevamento sottolineando, allo stesso tempo, che i fiumi di primo ordine sono i migliori indicatori di aree ad alto tasso di sollevamento (fig.

2.23). Risulta evidente dalla figura che i corsi d'acqua di ordine superiore non presentano una chiara correlazione con il sollevamento avendo una maggiore capacità di cancellare l'effetto della tettonica.

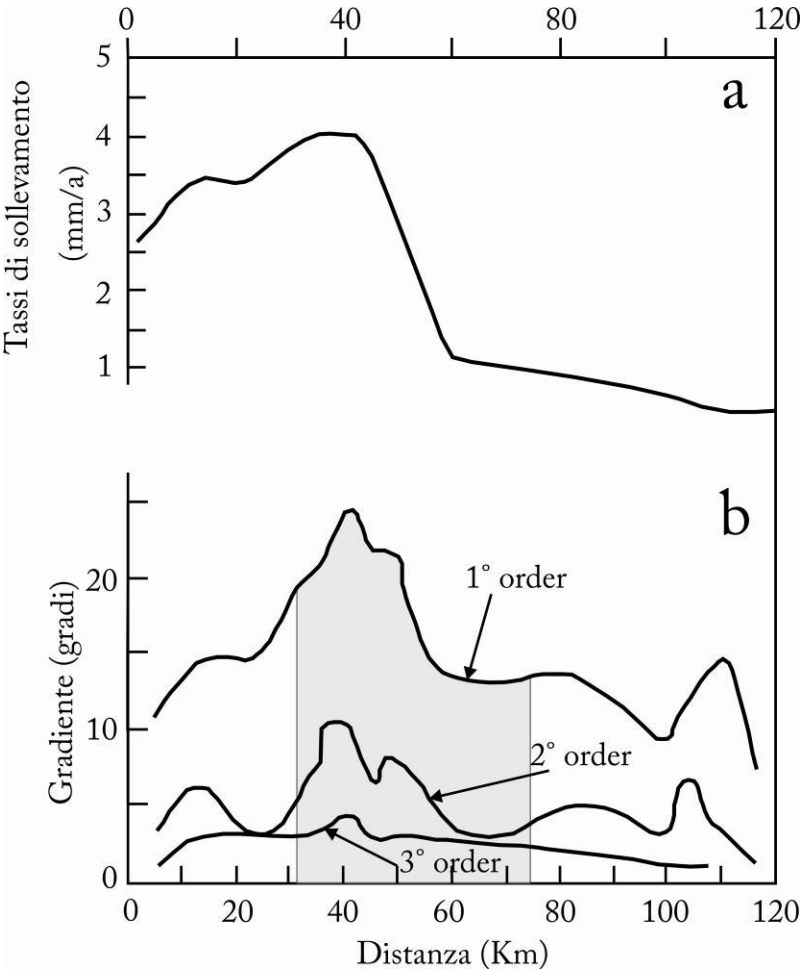


Figura 2.23 – modificata da Merritts e Vincent (1989). Grafici dei tassi di sollevamento (a) e del gradiente dei fiumi di primo, secondo e terzo ordine (b) lungo la costa settentrionale della California, nei pressi della giunzione tripla di Mendocino.

Un'ulteriore risultato emergente dallo studio è che i corsi d'acqua sembrano rispondere in maniera estremamente veloce, dal punto di vista geologico, allo stimolo tettonico. La giunzione tripla di Mendocino e il relativo impulso di sollevamento si muovono nel tempo, verso Nord, ad una velocità costante di ~5,6 cm/a (la stessa velocità del movimento relativo tra le placche Pacifica e Nord Americana). L'area caratterizzata dai fiumi a maggior gradiente è posta a circa 7,3 km dal settore sottoposto al maggiore tasso di sollevamento, suggerendo che il sistema fluviale richiede ~130 Ka per stabilire un

nuovo stato di equilibrio dinamico a seguito dell'accelerazione nei tassi di sollevamento. Naturalmente tale tempo di risposta è specifico per l'area in esame; bacini di differenti dimensioni, in un differente clima o impostati su differenti litologie potrebbero avere diversi tempi di risposta. In ogni caso, è evidente che un'anomalia del gradiente dei fiumi, non attribuibile a fattori extra-tettonici, è un chiaro indizio di un disturbo tettonico recente legato ad un processo tuttora attivo.

Un'ulteriore fattore in grado di influenzare il gradiente longitudinale dei corsi d'acqua è rappresentato dal clima e, in particolare, dalle precipitazioni. E' ragionevole ipotizzare, infatti, che, a parità di ulteriori parametri esercitanti un controllo sull'entità del ruscellamento superficiale, i bacini di drenaggio che ricevono una maggiore quantità di precipitazioni medie annue siano caratterizzati da minori gradienti. Essi, infatti, avranno a disposizione una maggiore energia di flusso per rispondere agli impulsi tettonici. Il clima, inoltre, influenza le caratteristiche della vegetazione e, quindi, la tipologia dei processi erosivi attivi sui versanti e l'entità dei sedimenti immessi nel reticolo idrografico.

Bisogna, infine, ricordare che l'intervento umano, può notevolmente influenzare le caratteristiche idrauliche di un fiume, esercitando un forte controllo anche sui parametri geometrici, compreso il gradiente. Basti ricordare: la realizzazione di bacini artificiali; la realizzazione di opere idrauliche di contenimento; l'estrazione di inerti dal letto dei fiumi; il disboscamento dei versanti con il conseguente aumento dei sedimenti immessi nei fiumi. Risulta, quindi, fondamentale individuare le opere antropiche eventualmente presenti che potrebbero fortemente invalidare i risultati dall'analisi morfometrica.

2.5.2 – Procedura di calcolo dell'indice SL.

L'indice SL può essere calcolato a partire da mappe topografiche, da fotografie aree, da modelli digitali del terreno (DEM) e da rilievi sul campo. In questo lavoro i dati topografici sono stati estratti dai DEM con celle di dimensioni di 10 m di cui si è discusso nel paragrafo 2.2.1. L'indice SL è stato calcolato utilizzando la seguente formula (Hack, 1973):

$$SL = \frac{\Delta H \div L}{\Delta L}, \qquad (2.6)$$

dove: *L* è la distanza, misurata lungo il fiume, tra il punto medio del tratto di cui si vuole conoscere l'indice SL e il punto più alto del corso d'acqua di maggiori dimensioni al disopra del segmento fluviale considerato; *ΔH* è la differenza di quota tra i due estremi del segmento considerato; *ΔL* è lunghezza del segmento (fig. 2.24).

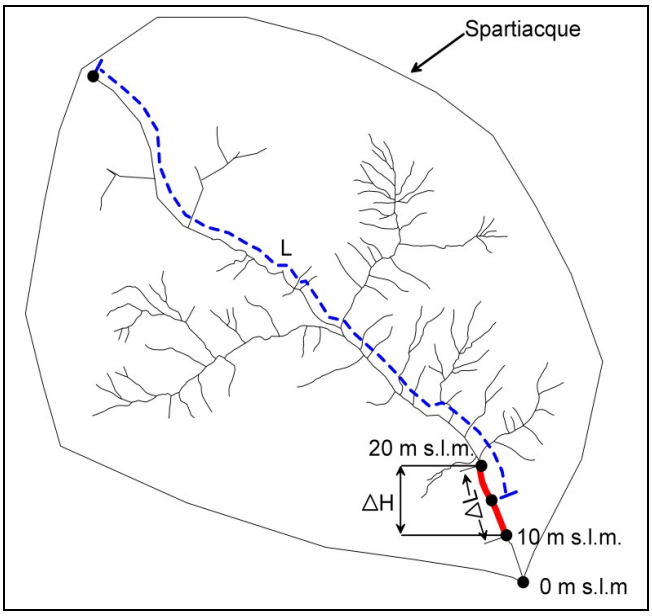


Figura 2.24 – in figura è graficamente illustrato il significato dei parametri geometrici necessari al calcolo dell'Indice SL per un dato segmento fluviale.

La lunghezza del segmento fluviale considerato deve essere grande abbastanza da rendere trascurabili le piccole imperfezioni del DEM che potrebbero tradursi in valori altimetrici anomali. Data la dimensione delle celle dei DEM utilizzati (10 m) si è deciso di campionare i corsi d'acqua ad un intervallo di lunghezza costante pari a 20 m. In ogni caso, i risultati derivanti dall'applicazione dell'equazione 2.6 sono stati controllati al fine di eliminare valori non realistici (valori negativi o estremamente elevati che si discostassero di molto dalla media). L'indice SL è stato calcolato per le aste fluviali dal primo al quarto ordine in modo tale da ottenere mappe sia relative all'intero reticolo idrografico sia relative ai differenti ordini, allo scopo di valutare la trasmissione nel reticolo idrografico degli eventuali impulsi tettonici individuati e di delimitare le aree anomale di maggiore significato. In altre parole, se un'area di gradienti anomali individuata attraverso i corsi d'acqua di primo ordine persiste anche nelle aste fluviali a maggiore portata, ossia di ordine superiore, questa è stata ritenuta di maggiore

importanza nell'ottica dello studio della tettonica attiva. Le diverse anomalie individuate, alla luce di quanto discusso nel paragrafo precedente, sono state interpretate tenendo in considerazione i molteplici fattori che possono contribuire all'alterazione del gradiente di un fiume.

Dal momento che la validità dell'indice SL dipende dalla generale consistenza della relazione supposta tra l'area del drenaggio e la lunghezza del fiume, relazione esistente in molti sistemi naturali, è importante che la distanza *L* sia misurata lungo il fiume principale (o più lungo) al disopra del segmento analizzato.

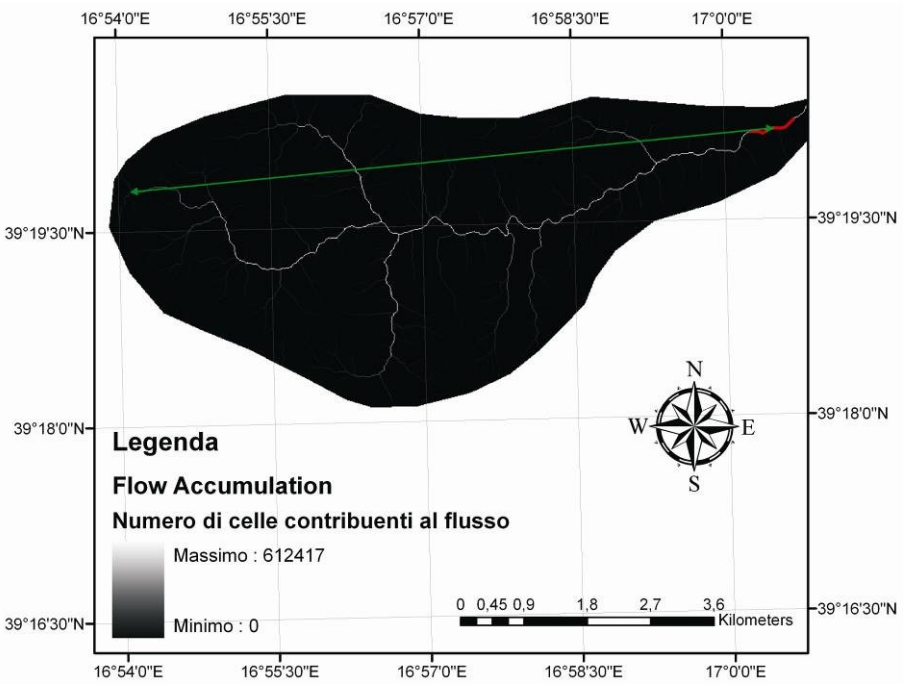


Figura 2.25 – il parametro L è stato misurato tra il punto medio del segmento fluviale dove si intendeva calcolare l'Indice SL (segmento rosso) e il punto più alto del fiume principale, ossia caratterizzato dai più alti valori del Flow Accumulation. La linea verde delimita il fiume principale lungo cui calcolare L; tale parametro è stato misurato seguendo il percorso del fiume.

In questo lavoro la scelta del corso d'acqua lungo il quale valutare la distanza *L* è stata realizzata utilizzando il *raster* risultato del *Flow accumulation* che, come discusso nel paragrafo 2.2.3, calcola per ciascuna cella di un DEM il numero di celle contribuenti al flusso superficiale totale passante per essa. Il risultato grafico del *Flow Accumulation* è un *raster* (fig. 2.25) in cui le diverse celle del DEM sono rappresentate attraverso una scala graduata di colori, dal nero (nessun flusso superficiale passante per la cella) al bianco (massimo flusso di acque superficiali). La lunghezza *L* viene, dunque, calcolata

seguendo il corso del fiume definito dalle celle con i più alti valori del *Flow Accumulation* (maggiore portata), procedendo dal punto più alto di tale fiume sino al punto in cui si vuole effettuare la misura. Nel calcolo è necessario non procedere oltre la giunzione con un tributario la cui portata sia maggiore di quella del fiume di cui si intende conoscere il gradiente; in figura 2.26 si riporta la tipica sequenza di misure utilizzata in questo lavoro (Hack, 1973).

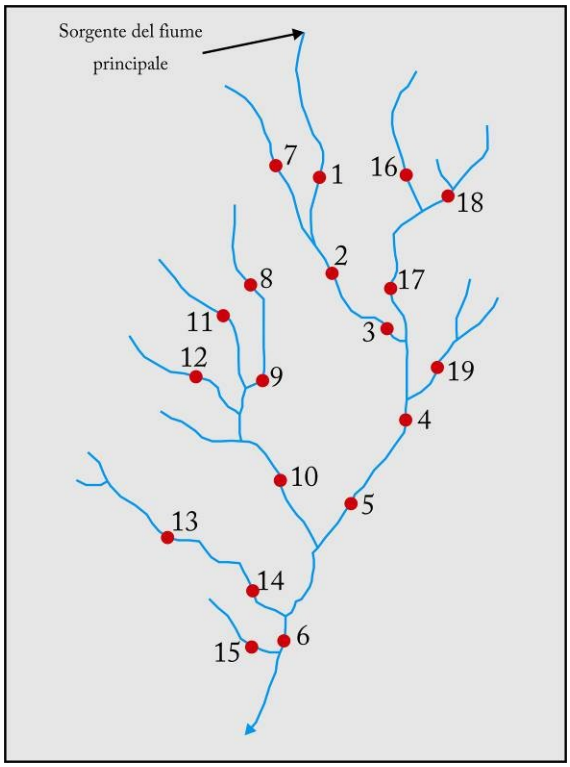


Figura 2.26 – Modificata da Hack (1973). Tipica sequenze di misure utilizzata nel calcolo dell'indice SL in un reticolo idrografico.

Nel calcolo dell'indice SL sono state, inoltre, prese in considerazione ulteriori cautele. La pendenza di un segmento fluviale espressa come il prodotto *SL* (equazione 2.4) rappresenta la tangente al segmento nel punto considerato. In realtà, misurare la pendenza attraverso differenze in altezza e in distanza tra gli estremi del suddetto segmento significa misurare una secante ad una curva. Se il tratto fluviale considerato è abbastanza lungo, la secante non è parallela alla tangente e l'errore associato al calcolo della pendenza aumenta con il crescere della lunghezza del segmento analizzato. L'errore è funzione del rapporto adimensionale $L/\Delta L$ (equazione 2.6) e aumenta con il diminuire di tale rapporto. Nel calcolo dell'indice SL non è, probabilmente, introdotto

un errore significativo finché il rapporto non raggiunge un valore pari a 2 (Hack, 1973); tale regola è stata sistematicamente seguita nelle misure di gradiente che saranno di seguito proposte. D'altra parte, bisogna prestare attenzione al calcolo dell'indice SL nei settori prossimi allo spartiacque del fiume considerato, dove processi di versante si intrecciano con quelli puramente fluviali e la curvatura della valle è maggiore. In questo caso il valore di ΔL deve essere mantenuto inferiore ad L; in genere, si è cercato di limitare tale problema escludendo i settori più a monte del reticolo idrografico e cercando di limitare l'analisi alle sole aste fluviali ben definite, individuate attraverso l'ausilio del *Flow Accumulation*.

2.5.3 – Discussione dei risultati.

Il calcolo dell'indice SL è stato applicato al reticolo idrografico drenante il versante Nord-orientale della Sila e i versanti meridionale e orientale del Pollino, sino al margine con la Piana di San Nicola, Basilicata. Sono state analizzate le aste fluviali dal primo al quarto ordine per un numero complessivo di 20568 misurazioni i cui risultati saranno di seguito presentati sia distinguendoli per ciascun ordine sia valutando le caratteristiche complessive del reticolo idrografico. Le diverse anomalie individuate saranno interpretate tenendo in considerazione i molteplici fattori di controllo del gradiente fluviale, discussi nel paragrafo 2.5.1.

I valori dell'indice SL relativi ai corsi d'acqua di terzo e quarto ordine sono presentati congiuntamente in un'unica mappa (fig. 2.27) in modo tale da ottenere una completa copertura dei differenti settori dell'area. Aste fluviali di quarto ordine, infatti, sono presenti soltanto lungo i versanti orientali della Sila e del Pollino.

Importanti anomalie positive del gradiente sono presenti nel settore centrale del versante Nord-orientale della Sila e lungo il versante meridionale del Pollino, con direzioni NO-SE, parallele alle zone di faglia di Civita, del Satanasso e del Pagliara (CFZ, STFZ e PFZ, rispettivamente). L'anomalia del gradiente localizzata al margine Nord-occidentale della Sila è, invece, probabilmente da relazionarsi al sistema di faglie normali attive che separa la valle del Crati dal bordo Ovest del Plateau della Sila (Lanzafame e Tortorici, 1981; Tortorici et alii, 1995).

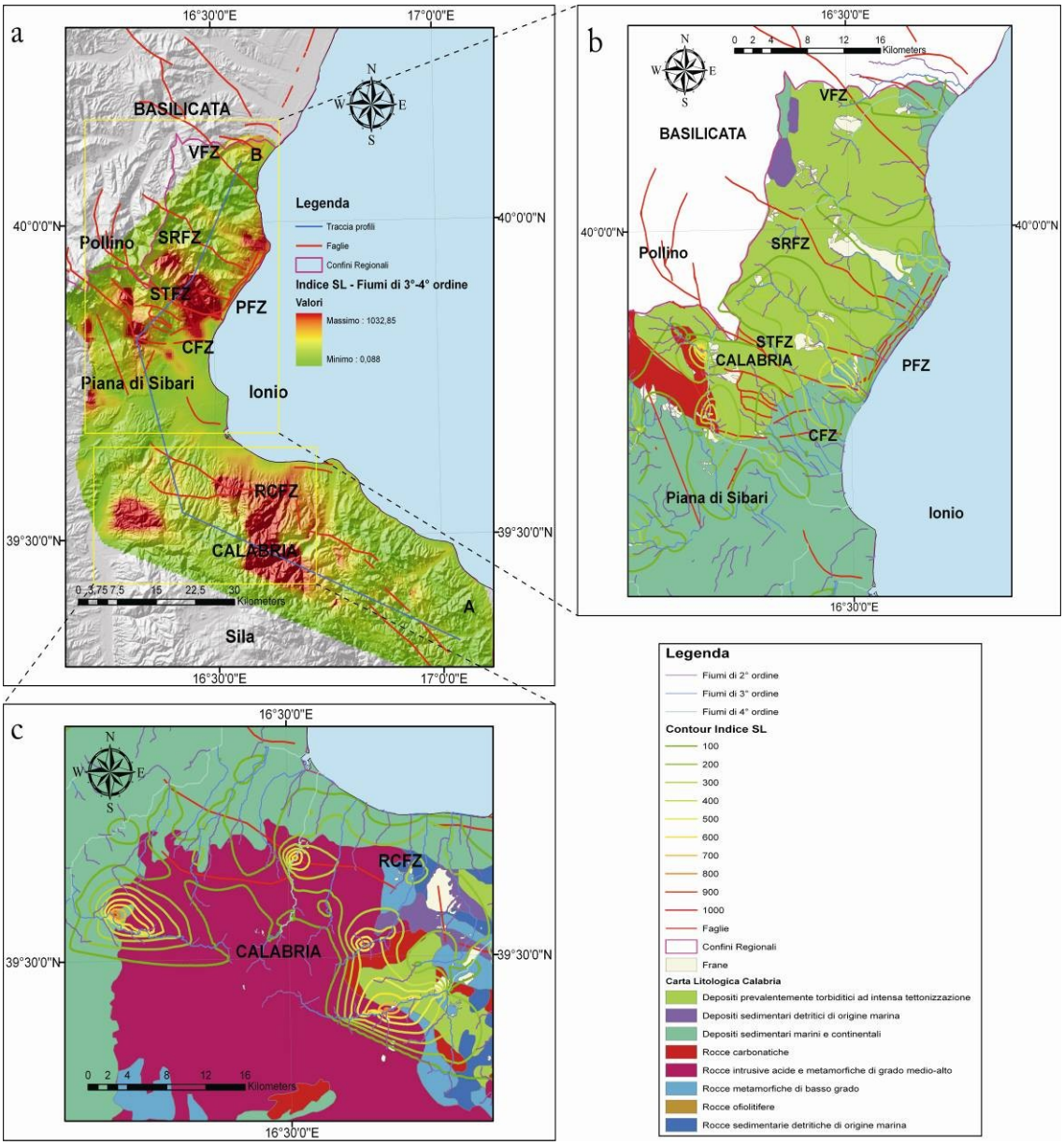


Figura 2.27 – carta dell'indice SL dei corsi d'acqua di terzo e quarto ordine (a) e confronto delle anomalie del gradiente con la posizione delle faglie, delle frane, dell'idrografia e delle litologie affioranti nelle aree del Pollino (b) e della Sila (c). La traccia A-B (a) si riferisce ai profili riportati in figura 2.28. Sigle: CFZ: Civita Fault Zone; PFZ: Pagliara Fault Zone; RCFZ: Rossano-Corigliano Fault Zone; SRFZ: Saraceno Fault Zone; STFZ: Satanasso Fault Zone; VFZ: Valsinni Fault Zone.

Le anomalie del gradiente individuate in corrispondenza del Pollino (fig. 2.27b) non sembrano essere correlate all'affioramento di particolari litologie. La fascia ad alto gradiente a direzione NO-SE che segue la CFZ si compone di due anomalie: quella a Sud corrisponde all'affioramento di rocce carbonatiche del Cretaceo Superiore, composte da calcari organogeni e bio-detritici, talvolta dolomitici, di facies neritica e di piattaforma. L'anomalia settentrionale è ubicata, invece, nell'area di affioramento della

Formazione del Saraceno, composta da depositi marini, sovente con caratteri torbiditici. La composizione argilloso-calcarea e l'ingente scompaginamento della formazione causato dalla tettonica la rendono poco resistente all'erosione inducendo a pensare che l'alto valore dell'indice SL non sia da collegare a fattori litologici.

La stessa considerazione vale per l'anomalia nel settore della STFZ e della PFZ, con alti valori del gradiente lungo corsi d'acqua impostati sulla Formazione di Albidona (depositi torbiditici argillosi intensamente fratturati) e su depositi marini e continentali, Pleistocenici e Olocenici (accumuli detritici, depositi alluvionali e fluvio-lacustri, sabbie e conglomerati marini). La zona anomala in questione taglia il limite tra le due formazioni, caratterizzate, inoltre, da una bassa resistenza all'erosione.

Le due anomalie positive in corrispondenza della CFZ, della STFZ e della PFZ non sembrano controllate, inoltre, da dinamiche di versante essendo presenti soltanto limitati corpi in frana. Un'importante frana è, invece, presente in corrispondenza dell'anomalia minore situata a Nord della zona di faglia del Saraceno (SRFZ; fig. 2.27b); tale anomalia, dunque, potrebbe essere legata alla risposta dei corsi d'acqua all'immissione di abbondante materiale grossolano nel sistema di drenaggio. I fiumi, come precedentemente discusso, tenderanno in questo caso ad aumentare il loro gradiente in modo tale da avere energia sufficiente ad erodere e trasportare a valle il materiale al piede della frana. Una lieve anomalia è, inoltre, presente in corrispondenza del sistema di faglie di Valsinni (VFZ); le litologie in questo settore hanno caratteristiche simili a quelle affioranti in prossimità della STFZ e della PFZ e non si osservano importanti movimenti franosi.

Si ricorda, inoltre, che l'assenza di un chiaro controllo delle litologie sulle caratteristiche del sistema fluviale era stata già ipotizzata sulla base dell'assenza di relazioni tra la densità del drenaggio e la permeabilità delle rocce affioranti (paragrafo 2.4.1).

Sfortunatamente non esistono misure dirette della granulometria dei sedimenti trasportati attualmente al letto dalle fiumare. Nonostante ciò, i depositi alluvionali sollevati rispetto alle valli fluviali e intercalati ai depositi costieri dei terrazzi marini (vedi capitolo 3) mostrano, in tutta l'area in esame, una costante composizione granulometrica. Sulla base di questo, si ritiene che la granulometria dei sedimenti non possa essere la causa dello stabilirsi delle anomalie mostrate in figura 2.27. Inoltre,

come illustrato in figura 2.27b, le litologie su cui sono impostati i corsi d'acqua con gradienti anomali sono pressoché costanti, il che fa supporre che la tipologia dei sedimenti derivante dall'erosione fluviale e di versante non presenti sostanziali differenze tra le diverse fiumare analizzate.

Come discusso nel paragrafo 2.5.1 anche la variazione della portata e del carico di sedimenti in corrispondenza dell'intersezione con un tributario può comportare modifiche dei parametri geometrici di un corso d'acqua, compreso il gradiente. Nonostante ciò, nessuna delle anomalie di figura 2.27b corrisponde all'intersezione di un corso d'acqua di 4° o di 3° ordine con importanti tributari di 3° e di 2° ordine, rispettivamente.

Per quanto concerne la componente antropica, opere a difesa dei centri abitati e delle infrastrutture (strade e linea ferroviaria) sono concentrate esclusivamente nei settori più a valle (Sabato e Tropeano, 2004), allo scopo di contenere il divagare dei corsi d'acqua nelle piane costiere alluvionali. Non ci sono, invece, significativi interventi nei settori montani cui appartengono le aste fluviali dal 1° al 4° ordine.

Per quanto riguarda il settore della Sila valgono le stesse considerazioni fatte per le fiumare drenanti il Pollino. Le anomalie interessano diverse litologie e non sono associate a corpi in frana, opere antropiche o legate all'intersezione dei fiumi analizzati con importanti tributari (fig. 2.27c).

Come è possibile osservare in figura 2.28a i massimi delle precipitazioni medie annuali corrispondono alle aree a maggior gradiente longitudinale dei corsi d'acqua (i profili sono stati realizzati lungo la traccia A-B di figura 2.27a). Se i valori dell'indice SL fossero controllati dalla distribuzione nell'area delle precipitazioni la relazione dovrebbe essere di tipo inverso. In altre parole, i bacini di drenaggio riceventi più abbondanti precipitazioni tenderebbero ad acquisire gradienti minori dato che le maggiori portate garantirebbero la realizzazione dei processi di erosione e il trasporto dei sedimenti anche con pendenze minori degli alvei. L'opposto dovrebbe avvenire nei bacini interessati da minori precipitazioni meteoriche. In altre parole, il grafico di figura 2.28a dimostra l'assenza di una correlazione tra i valori dell'Indice SL e delle precipitazioni.

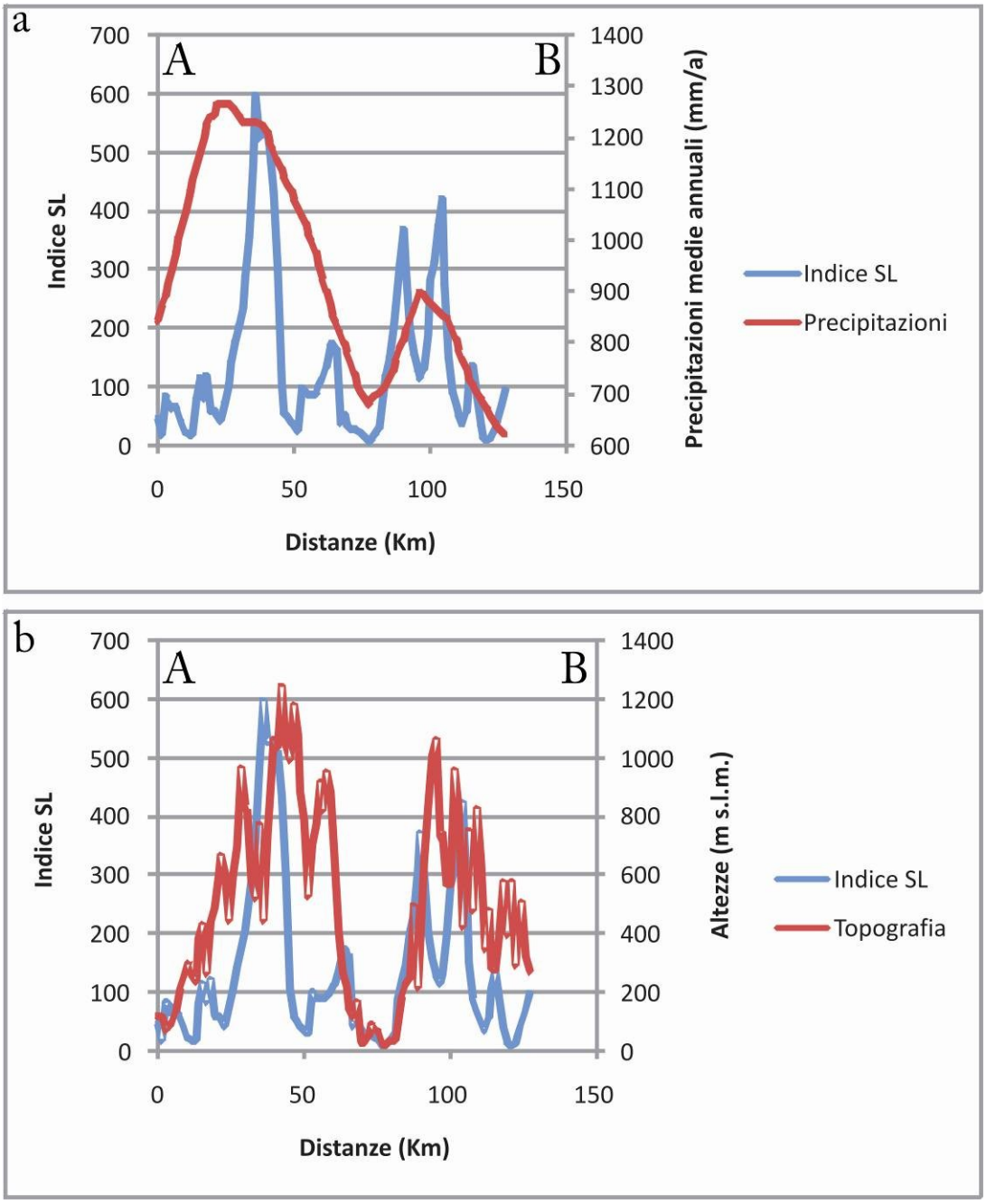


Figura 2.28 – i valori dell'indice SL sono messi a confronto con le precipitazioni medie annuali (a) e con la topografia (b) lungo la traccia A-B (ubicazione della traccia in figura 2.27a).

Viceversa, le maggiori anomalie del gradiente corrispondono ai settori caratterizzati da maggiore topografia (fig. 2.28b), suggerendo, data la non esistenza di correlazioni dirette tra l'indice SL e fattori quali il clima, le litologie, la granulometria, i processi di versante e le opere antropiche, l'esistenza di un legame tra i processi di sollevamento che interessano la regione e il gradiente dei corsi d'acqua. L'ipotesi dell'esistenza di una stretta relazione tra le caratteristiche del sistema idrografico e la

topografia è, inoltre, sostenuta dall'analisi semi-quantitativa del paesaggio (densità del drenaggio; direzione azimutale delle aste fluviali; *pattern* del drenaggio) presentata nel paragrafo 2.4.

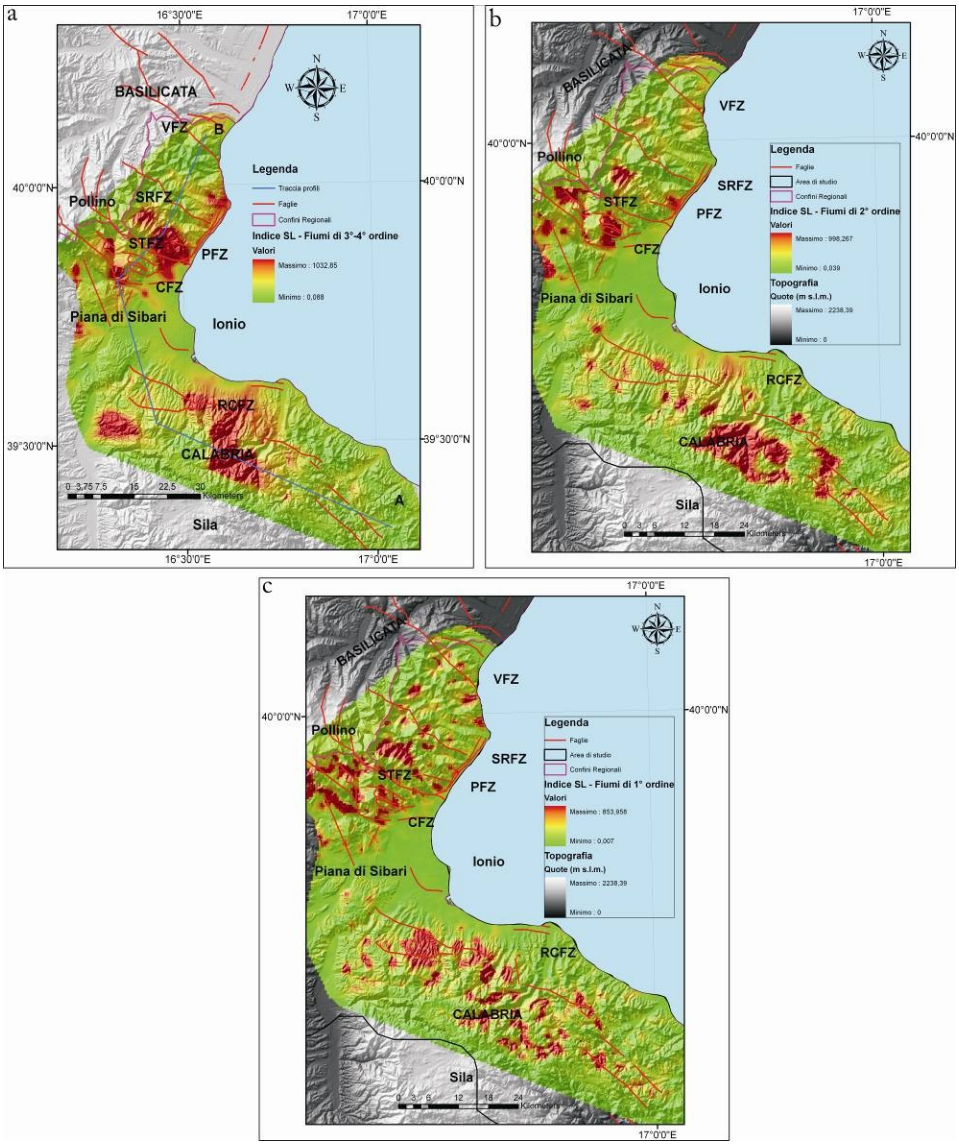


Figura 2.29 – carte dell'Indice SL relative alle aste fluviali di 3°-4° ordine (a), di 2° ordine (b) e di 1° ordine (c).

Come noto dai dati di letteratura e come già discusso nel capitolo 1, l'area in esame è sottoposta ad un tasso di sollevamento medio di ~1 mm/a. Il conseguente abbassamento relativo del livello di base comporta la reazione del sistema idrografico attraverso processi erosivi che partono dalle aree a valle per poi trasmettersi progressivamente alle aste fluviali di ordine inferiore. In questo modo il reticolo

idrografico tenta di ristabilire, attraverso l'incisione verticale dell'alveo, i gradienti instauratisi nella fase precedente alla variazione del livello di base e in equilibrio con i restanti fattori controllanti il sistema.

Nel tempo intercorrente tra la variazione del livello di base e la reazione del sistema fluviale (tempo di risposta dei corsi d'acqua: ~10^5 anni) i gradienti risulteranno, però, positivamente alterati. D'altro canto, se il tasso di sollevamento fosse uniforme nell'intera area di studio il gradiente dovrebbe aumentare omogeneamente nell'intero reticolo idrografico. La presenza di aree ben delimitate e caratterizzate da un significativo aumento dei gradienti induce, dunque, a pensare alla presenza di processi di deformazione legati a strutture tettoniche locali capaci di deformare il paesaggio e, di conseguenza, di influenzare il reticolo idrografico, congiuntamente al processo di sollevamento regionale.

Tabella 2.3 – valori massimi dell'Indice SL per i diversi ordini fluviali considerati.

Ordine	Valore massimo dell'indice SL
3-4	**1033**
2	**998**
1	**854**

La figura 2.29 mette a confronto le carte dell'indice SL ottenute dalle aste fluviali di 3°-4° ordine, di 2° ordine e di 1° ordine. Anche i corsi d'acqua di ordine inferiore (2° e 1° ordine) confermano l'esistenza di aree a gradiente anomalo, in direzione NO-SE, sia lungo il versante Nord-orientale della Sila sia lungo i versanti meridionale e orientale del Pollino. Le anomalie diminuiscono però progressivamente di intensità proseguendo verso le aste fluviali di ordine inferiore (tabella 2.3 e figura 2.29). Ciò indica, probabilmente, che il processo erosivo innescato dalla variazione del livello di base non è stato completamente trasmesso all'intero reticolo idrografico e che il processo tettonico responsabile della variazione del gradiente, qualunque sia la sua origine, è piuttosto recente. Un processo di sollevamento ormai estinto, infatti, lascerebbe eventuali tracce esclusivamente nei corsi d'acqua di ordine inferiore; le aste principali avrebbero il tempo e l'energia necessaria per ristabilire il gradiente iniziale.

Come si osserva in figura 2.29, considerando aste fluviali di ordine progressivamente inferiore si tende a perdere la definizione spaziale delle anomalie

individuate attraverso i corsi d'acqua di 3° e 4° ordine. Ciò deriva dalla più ampia distribuzione spaziale dei fiumi di 1° e 2° ordine che possono trovarsi anche a decine o centinaia di chilometri di distanza dalla sorgente del disturbo causante la variazione del livello di base (figura 2.30).

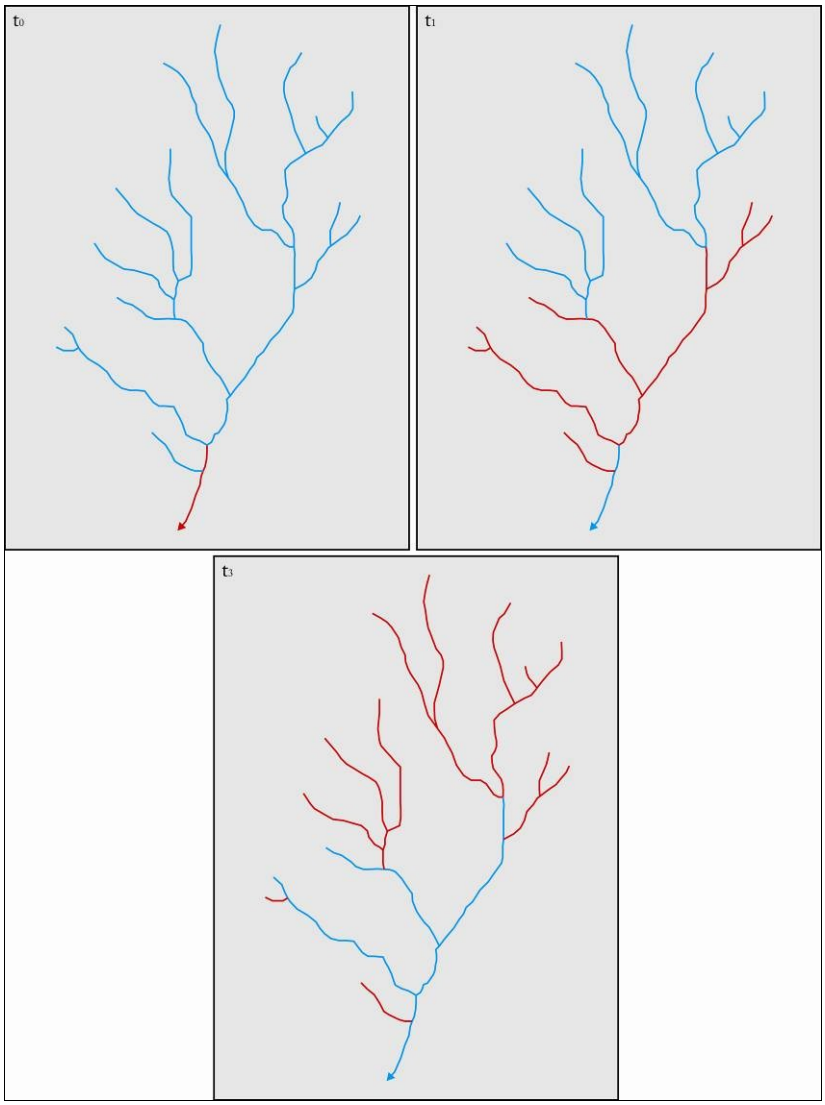


Figura 2.30 – progressiva trasmissione del segnale di variazione relativa del livello di base dalle aste fluviali principali (t_0) ai corsi d'acqua di ordine inferiore (t_3).

Una variazione del livello di base, a seguito di processi tettonici o glacio-eustatici, causa un immediato aumento della pendenza del fiume principale direttamente comunicante con il livello di base del bacino idrografico (tempo t_0). Il fiume principale reagisce all'aumento del gradiente attraverso l'incisione verticale dell'alveo; mentre il

tratto a valle ristabilisce il gradiente originale, il processo erosivo è trasmesso verso monte sottoforma di un *knickpoint* o, in altre parole, di una variazione del gradiente dell'alveo. Nel momento in cui il *knickpoint* raggiunge l'intersezione con i diversi affluenti, anche questi ultimi sperimentano un aumento del gradiente (t_2). Infine, al tempo t_3 i principali corsi d'acqua a valle hanno già recuperato il gradiente iniziale se ulteriori fattori di disturbo non sono nel frattempo sopraggiunti o se il processo alla base della variazione del livello di base è estinto. Le sole aste fluviali di minori dimensioni a valle e i corsi d'acqua più a monte, che solo recentemente hanno avuto esperienza della variazione del livello di base, mantengono un gradiente anomalo. Il risultato è una zona di anomalie molto più estesa nello spazio rispetto al tempo t_0 e distante anche centinaia di chilometri dall'originale anomalia.

Bisogna, inoltre, sottolineare che le aste fluviali di ordine inferiore sono presumibilmente più sensibili ai fattori extra-tettonici quali la litologia, le frane o i disturbi antropici. Dunque, sebbene esse possano risultare maggiormente sensibili ai disturbi tettonici, come evidenziato da Merritts e Vincent (1989), la relativa carta dei gradienti può contenere segnali derivanti da fattori di molteplice natura e risultare di difficile interpretazione.

La figura 2.31 mostra la sistematica corrispondenza tra le aree a maggior gradiente dei corsi d'acqua (Indice SL delle aste fluviali di 3° e 4° ordine) e i settori caratterizzati da una pronunciata pendenza dei versanti, rafforzando la validità dei risultati ottenuti attraverso l'applicazione dell'indice SL. Infatti, è la progressiva traslazione verso monte dell'area ad alto gradiente longitudinale (*knickpoint*), innescata dalla variazione del livello di base, a causare un contemporaneo aumento della pendenza dei versanti in seguito ai processi erosivi esercitati dai corsi d'acqua al letto del fiume e al piede dei versanti stessi. Sia il massiccio della Sila sia la dorsale del Pollino rappresentano un ottimo esempio di paesaggio transiente, ossia di un paesaggio che non ha ancora raggiunto uno stato di equilibrio a seguito di una variazione del livello di base.

La Sila, ad esempio, si caratterizza per la giustapposizione di versanti a basso gradiente, ricchi in vegetazione e dominati da processi diffusivi che interessano lo spesso manto regolitico (*creep*), e di versanti ad alto gradiente, prossimi all'angolo di riposo critico delle litologie affioranti e, probabilmente, controllati da fenomeni

gravitativi (fig. 2.31). I primi (delimitati da contorni azzurri in figura 2.3a), preservati alla sommità del massiccio della Sila e, sottoforma di piccoli lembi, alla sommità dei versanti vallivi, rappresentano la memoria di un precedente paesaggio in equilibrio con le condizioni climatiche e tettoniche precedenti al sollevamento della catena; i secondi sono, invece, una forma del paesaggio in equilibrio con il nuovo livello di base imposto dal sollevamento tettonico. Paesaggi transienti di questo genere sono stati riconosciuti, ad esempio, nel settore Sud-occidentale della Sierra Nevada, Spagna, come risposta ad un'accelerazione dei tassi di sollevamento e al conseguente abbassamento del livello di base (Reinhardt et alii, 2007).

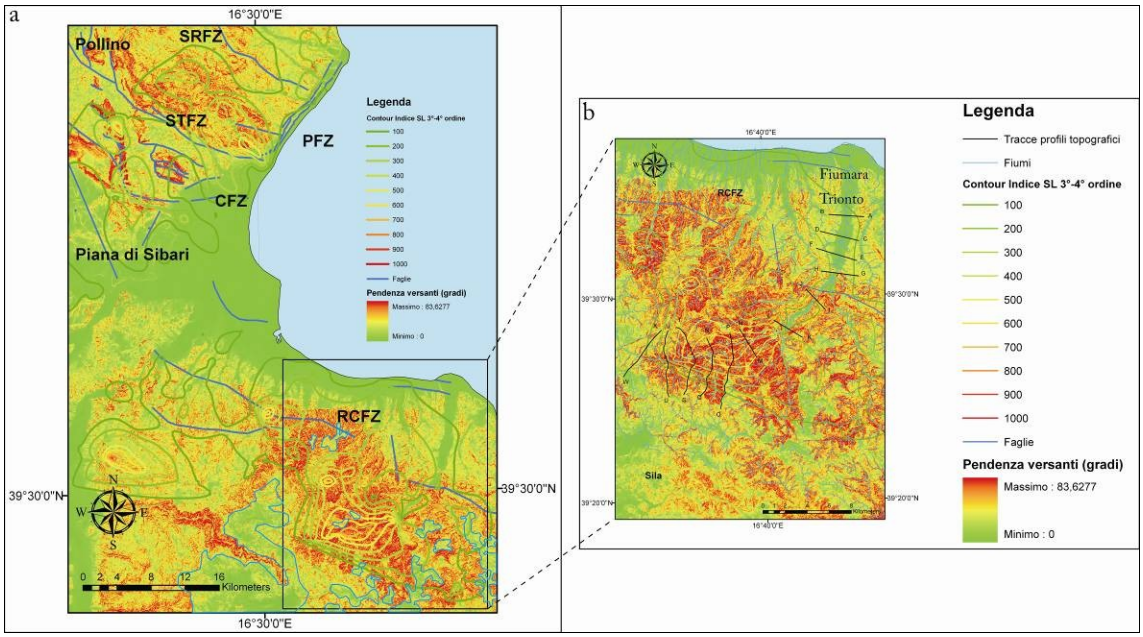


Figura 2.31 – a) confronto tra la carta della pendenza dei versanti e i valori dell'indice SL delle aste fluviali di 3° e 4° ordine. Le aree con il contorno blu rappresentano i versanti a basso gradiente dominati da diffusione del regolite; b) ubicazione delle tracce dei profili topografici di figura 2.33.

In figura 2.32 è riportato un modello di evoluzione del paesaggio (Reinhardt et alii, 2007), derivante da un impulso tettonico positivo o da un'oscillazione eustatica negativa, che ben schematizza il tipo di evoluzione che sta interessando la morfologia della Sila e del Pollino. Il paesaggio è inizialmente dominato da forme tondeggianti controllate dai processi di diffusione che interessano la spessa copertura di suolo. I versanti tendono ad essere convessi dato che il flusso di sedimenti è linearmente relazionato all'angolo del versante (Gilbert, 1909; Ahnert, 1976, 1987; Fernandes e Dietrich, 1997; Roering et alii, 1999, 2001).

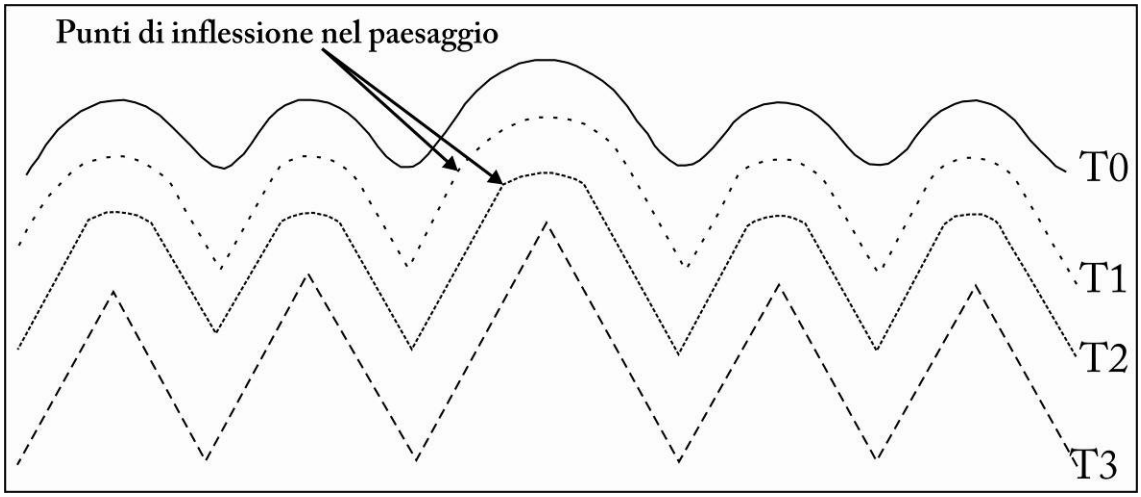


Figura 2.32 – modificata da Reinhardt et alii, (2007). Il paesaggio, inizialmente in uno stato di equilibrio (tempo T0), di forma convessa e ricoperto da uno spesso manto di alterazione superficiale, è interessato, al tempo T1, da un forte aumento del tasso di abbassamento del livello di base e da processi di incisione valliva a seguito della propagazione verso monte dei knickpoints. La conseguenza è la formazione nella parte inferiore delle incisioni vallive di versanti a maggiore pendenza che raggiungono l'angolo critico di riposo dei materiali innescando processi di denudamento per frana. Tali versanti mantengono un angolo costante e tendono a propagarsi verso l'alto diminuendo l'estensione dei lembi residui del paesaggio originario (T1 e T2). Un punto di inflessione nel paesaggio marca il limite tra i versanti inferiori, acclivi e dominati dalle frane, e i versanti superiori controllati dai processi di diffusione del suolo. Al tempo T3 è stato stabilito un nuovo paesaggio in equilibrio con le condizioni attuali. Il tempo necessario al raggiungimento del nuovo equilibrio dipende dal tasso di incisione verticale dei corsi d'acqua, dall'angolo di versante necessario all'innescarsi dei processi di denudamento per frana e dalla densità del drenaggio.

In una fase iniziale di abbassamento del livello di base i versanti reagiscono attraverso un aumento del tasso di produzione dei sedimenti e della convessità e, conseguentemente, con la migrazione laterale (in direzione opposta al corso d'acqua) della linea di cresta (Fernandes e Dietrich, 1997; Mudd e Furbish, 2005); piccoli movimenti franosi saranno ristretti allo spessore del manto di alterazione superficiale. Se il tasso di abbassamento del livello di base aumenta significativamente (nell'ordine di 10^0 mm/a), i versanti direttamente a contatto con i fiumi in incisione aumentano la loro pendenza sino al raggiungimento dell'angolo critico di riposo dei materiali. In tale contesto, la fase del raggiungimento di un nuovo stato di equilibrio del paesaggio è segnata dalla migrazione laterale (in direzione opposta al fiume) e verso l'alto del punto di inflessione della topografia che delimita i versanti inferiori, dominati da processi di denudamento per frana, dai paleo-pendii a bassa pendenza e controllati nella forma dai processi diffusivi. Finché il nuovo stato di equilibrio non è stato raggiunto il paesaggio appare come un mosaico transiente, così come è evidente per il massiccio della Sila in

figura 2.3a. Clarck et alii (2005) hanno suggerito che tali paesaggi transienti possono durare per decine di milioni di anni in aree orogeniche attive, anche se studi dettagliati riguardo i tassi di riequilibrio del paesaggio sono rari e non ben determinati.

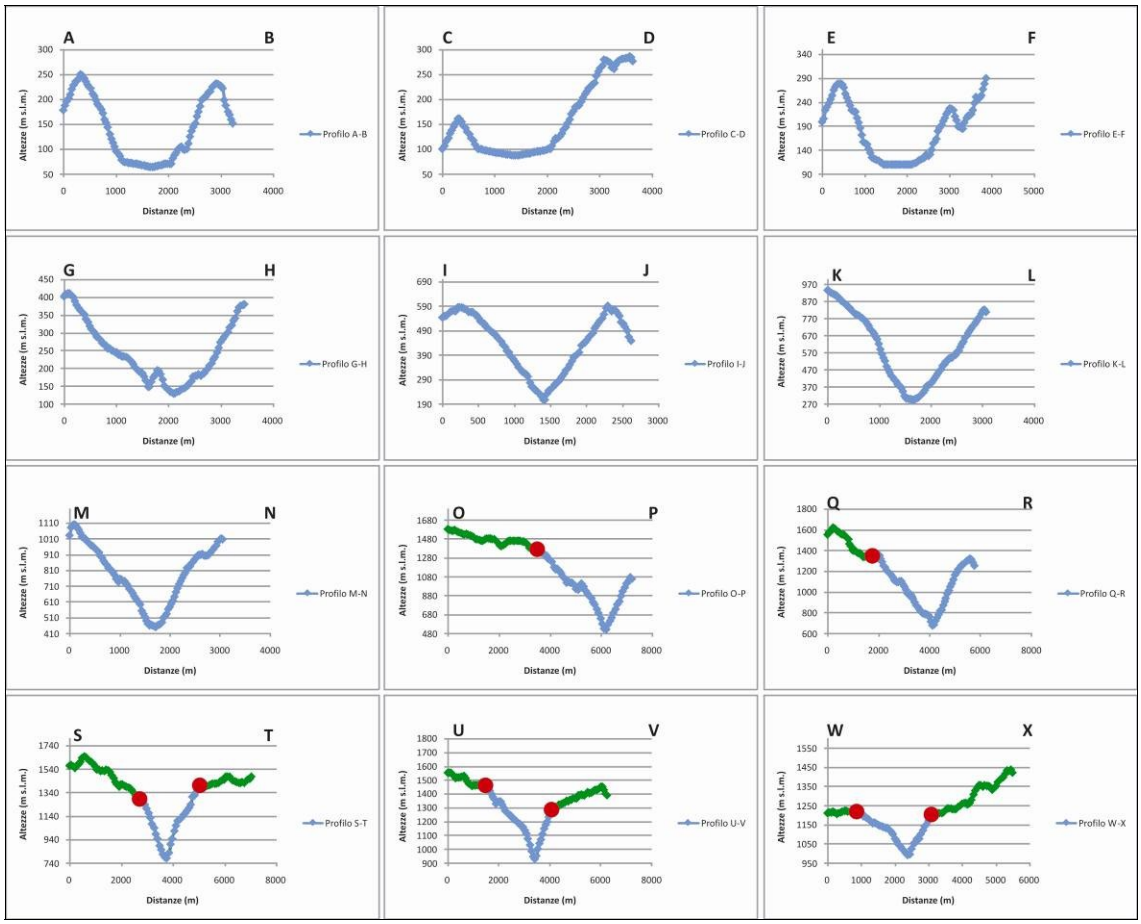


Figura 2.33 – profili topografici trasversali alla Fiumara Trionto (versante Nord-orientale della Sila). L'ubicazione delle tracce dei profili è riportata in figura 2.31b. I cerchi rossi indicano la posizione dei punti di inflessione nella topografia che separano i versanti inferiori, acclivi e dominati da movimenti gravitativi, dai paleo-pendii superiori, meno pendenti e coperti da spessi manti regolitici (evidenziati in verde).

Lo stato transiente del paesaggio silano risulta ancora più evidente dai profili topografici (fig. 2.33) realizzati lungo il versante Nord-orientale della Sila, trasversalmente alla Fiumara Trionto (ubicazione delle tracce dei profili in fig. 2.31b). Il profilo IJ, ubicato al limite dell'area caratterizzata da un alto gradiente delle aste fluviali di 3° e 4° ordine, conferma i risultati ottenuti dall'indice SL in quanto è il primo a mostrare una valle a forma di V, indicatrice di un'attiva incisione dell'alveo. I profili da AB ad MN sono caratterizzati da versanti acclivi e con pendenze pressoché costanti, che sembrano, dunque, aver raggiunto il nuovo stato di equilibrio dettato dalla variazione del livello di

base. Procedendo verso monte, invece, a partire dal profilo OP, si osservano chiari punti di inflessione lungo i versanti che, come discusso a proposito del modello di evoluzione del paesaggio di figura 2.32, separano i versanti riequilibrati al nuovo livello di base dal paleo-paesaggio precedente alla fase erosiva.

Anche la catena del Pollino appare come un mosaico di paleo-superfici sommitali a bassa pendenza (superfici evidenziate in bianco in fig. 2.34), presumibilmente in equilibrio con precedenti condizioni climatiche e tettoniche, e di versanti particolarmente acclivi, generati dall'aumento del gradiente del reticolo idrografico (vedi indice SL in fig. 2.34) e dalla conseguente fase erosiva, causati dall'aumento del tasso di abbassamento del livello di base.

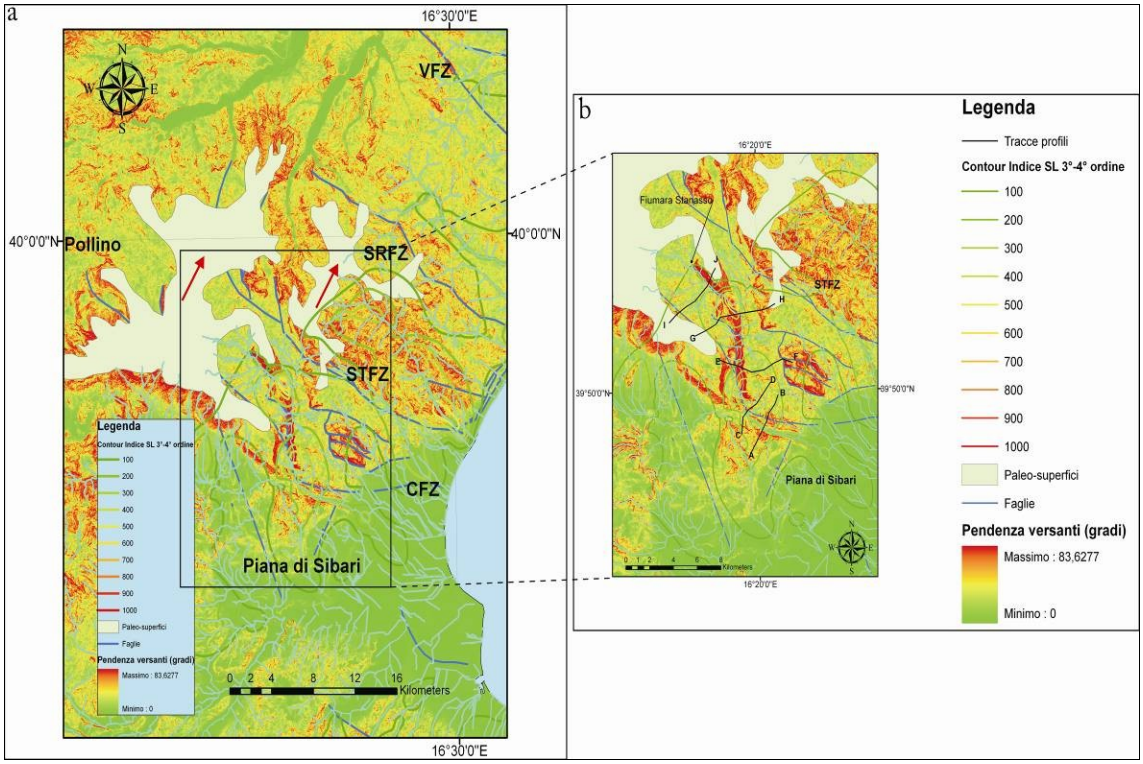


Figura 2.34 – a) caratteristico paesaggio transiente della dorsale del Pollino; si osserva un mosaico di paleo-superfici sommitali, a basso gradiente, e di versanti particolarmente acclivi, formatisi a seguito della fase erosiva del sistema fluviale conseguente all'abbassamento del livello di base. Le frecce rosse indicano la direzione verso cui le paleo-superfici sono basculate; b) tracce dei profili topografici di figura 2.35.

Le due principali paleo-superfici preservate al Pollino sono chiaramente basculate verso NE (frecce rosse in fig. 2.34a), probabilmente in risposta ad un processo di sollevamento differenziale con un tasso decrescente verso NE, così come noto dai

dati di letteratura (Cucci e Cinti, 1998; Cucci, 2004; Ferranti et alii, 2006, 2009; Santoro et alii, 2009; Caputo et alii, 2010). In risposta al processo di sollevamento i corsi d'acqua tendono progressivamente a propagarsi verso monte, erodendo i margini delle suddette paleo-superfici attraverso l'incisione di valli ad elevati gradiente e rilievo (fig. 2.34).

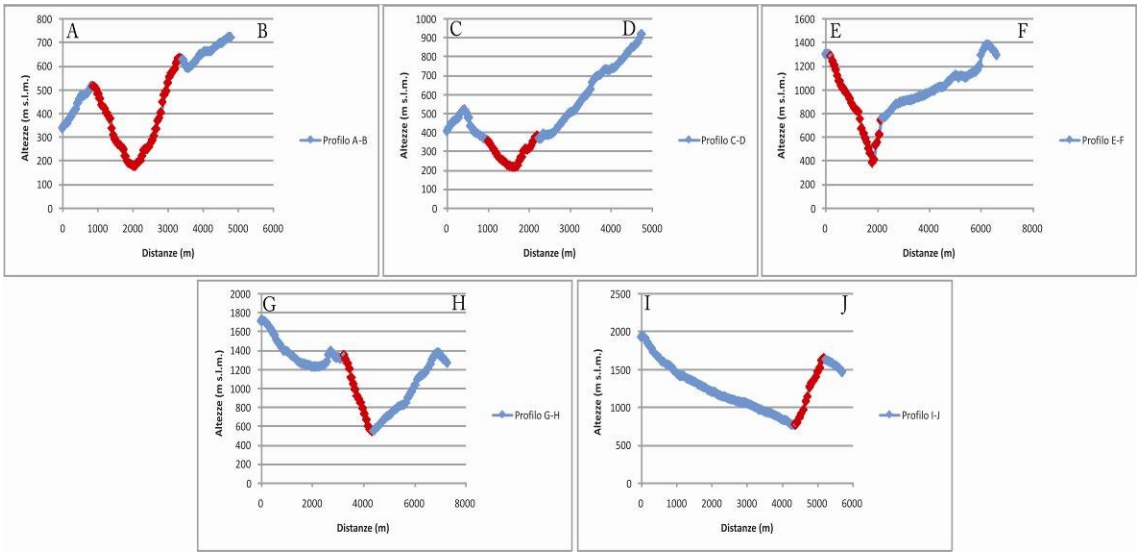


Figura 2.35 – profili topografici trasversali alla Fiumara Satanasso (versante meridionale del Pollino); ubicazione delle tracce dei profili in figura 2.34b. Si evidenziano in rosso i versanti a maggiore pendenza.

I profili topografici trasversali alla Fiumara Satanasso (versante meridionale del Pollino; figure 2.34 e 2.35) confermano l'esistenza di un paesaggio ancora non completamente riequilibrato al tasso di sollevamento attuale, composto dalla giustapposizione di versanti a diversa pendenza.

In definitiva, sia l'analisi del gradiente del reticolo topografico sia le variazioni di pendenza dei versanti evidenziano l'esistenza di uno stato transiente del paesaggio, conseguente da un'accelerazione nell'abbassamento del livello di base, in corrispondenza di due fasce a direzione NO-SE, lungo i versanti Nord-orientale della Sila e meridionale del Pollino. La velocità del sistema fluviale nel rispondere a tali stimoli (~10^5 anni) e la sua capacità di ritornare rapidamente ad uno stato di equilibrio inducono a pensare che tali anomalie nel paesaggio siano da collegarsi ad eventi recenti e localizzati.

2.6 – Analisi morfometrica delle principali fiumare: indice V_f, indice di allungamento e integrale ipsometrico.

In questo paragrafo saranno presentati e discussi i risultati dell'analisi morfometrica applicata alle principali fiumare che drenano il massiccio della Sila e la dorsale del Pollino (figura 2.36). L'analisi sarà applicata alla forma delle valli, in sezione trasversale, dei corsi d'acqua di ordine superiore, attraverso l'utilizzo dell'Indice V_f, e ai bacini idrografici, allo scopo di valutarne la forma (indice di allungamento) e la distribuzione delle altimetrie attraverso il calcolo dell'integrale ipsometrico.

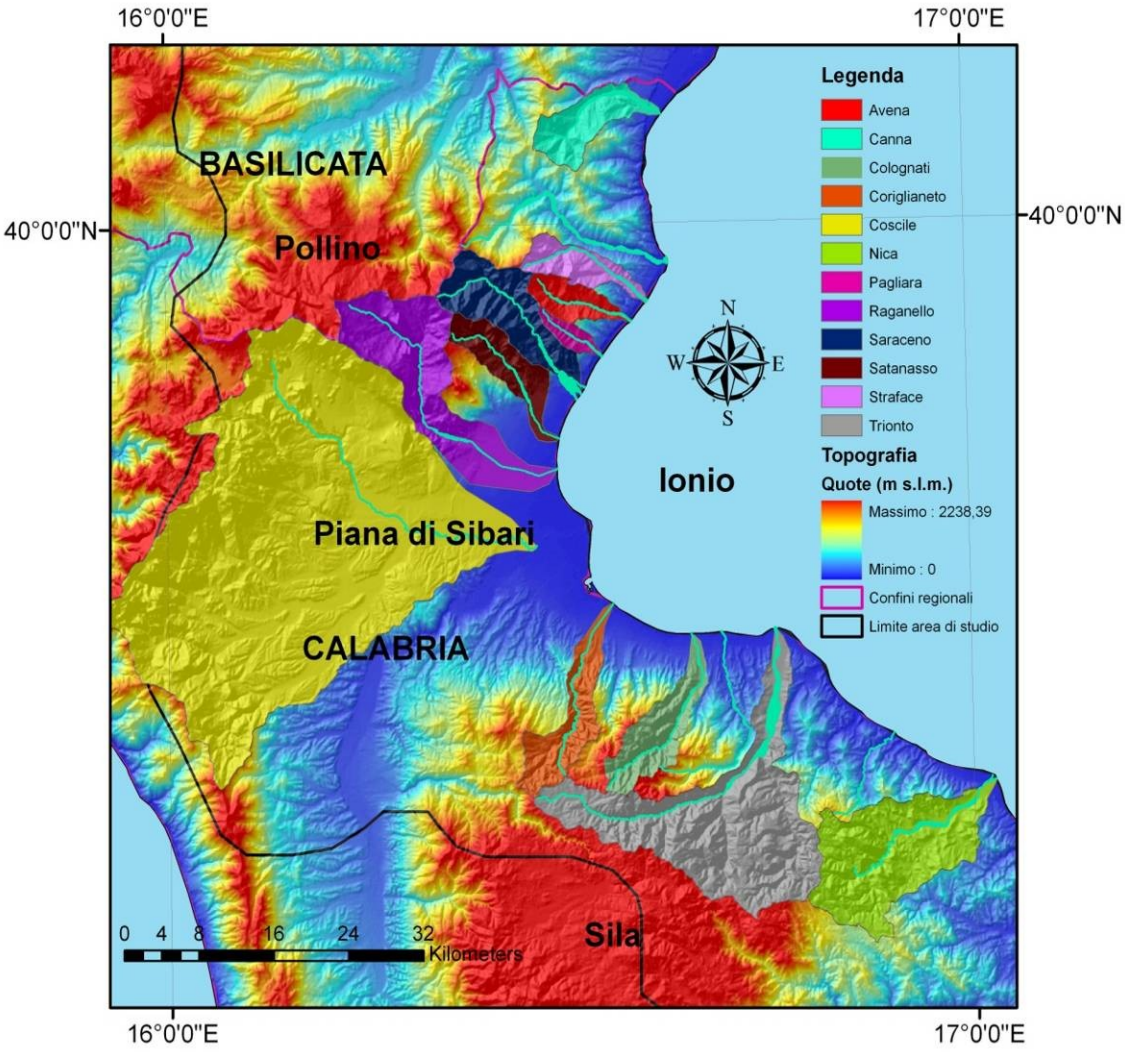


Figura 2.36 – posizione geografica delle fiumare e dei relativi bacini idrografici analizzati attraverso l'utilizzo dell'indice V_f, dell'indice di allungamento e dell'integrale ipsometrico.

2.6.1 – Indice V_f.

L'indice V_f è una misura quantitativa della forma delle valli in sezione trasversale in grado di distinguere tra valli ad attiva incisione verticale, a forma di V, e valli ampie, occupate da estese pianure alluvionali. L'indice può essere calcolato attraverso la seguente formula (Keller e Pinter, 2002):

$$V_f = \frac{2 * V_{fw}}{[(E_{ld} - E_{sc})] + [(E_{rd} - E_{sc})]}, \quad \textbf{(2.7)}$$

dove: V_{fw} è l'ampiezza del fondovalle; E_{ld} ed E_{rd} sono le altezze degli spartiacque in sinistra e in destra idrografica, rispettivamente; E_{sc}, infine, è la quota del fondovalle. Tali parametri geometrici della valle fluviale possono essere rapidamente estratti attraverso la realizzazione di un profilo topografico trasversale alle valle utilizzando come base un modello digitale del terreno (vedi figura 2.37).

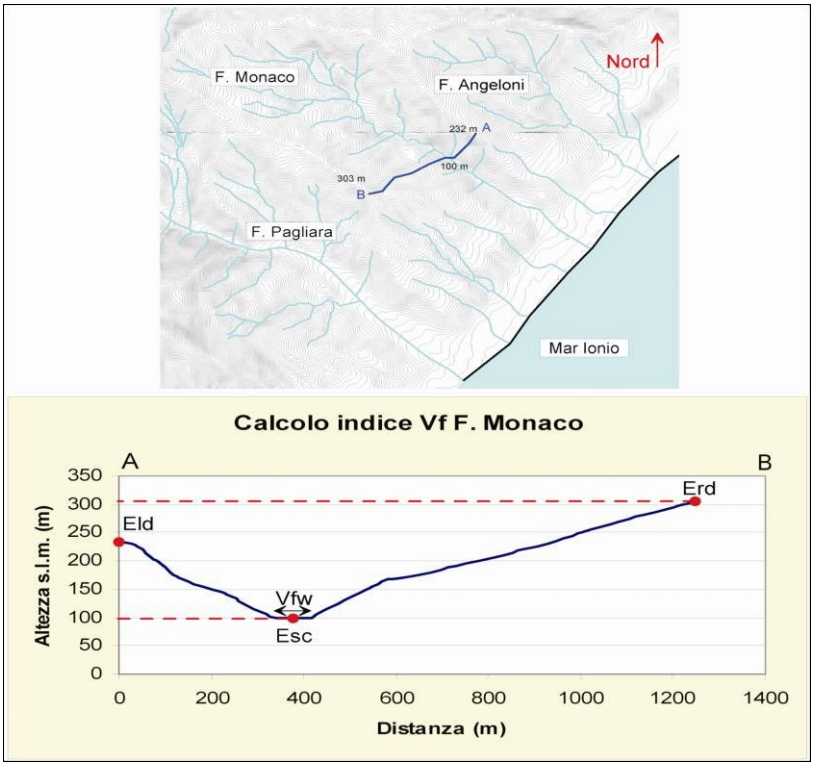


Figura 2.37 – esempio di calcolo dell'indice V_f attraverso la realizzazione di un profilo topografico trasversale alla valle e la misurazione dei parametri riportati nell'equazione 2.7.

Esistono esempi in letteratura riguardanti l'utilizzo dell'indice V_f come misura dell'effetto dei processi tettonici verticali sulla geometria delle valli fluviali (Bull e McFadden, 1977). Valori bassi dell'indice V_f suggeriscono una prolungata incisione e un attivo processo di sollevamento della valle; al contrario, valori alti indicano che il paesaggio è stato recentemente sottoposto a processi degradazionali, come ad esempio l'ampliamento del fondovalle con la formazione di estese pianure alluvionali e l'abbassamento delle linee di cresta. Generalmente, valori dell'indice $V_f \geq 1$ indicano valli a forma di U, con fondovalle ampi e poco profondi; valori di $V_f \leq 0{,}5$ indicano, invece, valli strette con attiva incisione verticale del letto del fiume e, conseguentemente, sottili spessori alluvionali.

Poiché il segnale di abbassamento del livello di base richiede tempo per essere comunicato al sistema idrografico, le misure dell'indice sono generalmente realizzate in prossimità del fronte montuoso. Nel caso delle fiumare analizzate in questo lavoro, esse sono quasi interamente costituite da bacini montani, con un fronte montuoso molto prossimo alla linea di riva; per questo motivo, le misurazioni sono state effettuate ad una distanza costante di 1 km dalla foce dei fiumi. In tabella 2.4 si riportano i diversi parametri necessari al calcolo dell'indice V_f e i valori dell'indice stesso.

Tabella 2.4 – parametri geometrici estratti dalle sezioni trasversali ai fiumi analizzati e relativi valori dell'indice V_f. Vengono evidenziati in rosso i valori dell'indice $V_f < 1$, indicanti valli strette e a forma di V, e in verde valori di $V_f > 1$ indicanti ampi fondovalle e sezioni trasversali delle valli a forma di U.

Fiumara	V_{fw} (m)	E_{ld} (m)	E_{rd} (m)	E_{sc} (m)	Area Bacino (km^2)	V_f
Canna	290	340	700	150	52,8	**0,78**
Straface	246	290	790	220	39,2	**0,77**
Avena	277	250	790	200	31,7	**0,87**
Pagliara	127	580	770	200	13,3	**0,27**
Saraceno	180	810	1170	290	86,4	**0,26**
Satanasso	277	830	670	310	50,5	**0,63**
Raganello	400	1030	520	190	63,8	**0,68**
Coscile	1950	650	420	30	1042	**3,86**
Coriglianeto	115	470	560	240	67,2	**0,42**
Colognati	235	580	480	190	66,5	**0,69**
Trionto	1100	310	280	110	292	**5,95**
Nica	1090	460	220	60	176	**3,89**

Nove delle dodici fiumare analizzate presentano valori dell'indice $V_f < 1$ (fig. 2.38; tab. 2.4) sottolineando l'esistenza di una generale tendenza dei corsi d'acqua ad incidere il proprio fondovalle. Questi risultati sono confortati da osservazioni effettuate

direttamente in campagna lungo i letti dei fiumi, caratterizzati da un limitata ampiezza, con depositi alluvionali di modesta estensione e corsi d'acqua quasi completamente inforrati in valli strette e ad alto rilievo. Soltanto in prossimità della linea di riva le fiumare sono libere di divagare lungo ampie conoidi alluvionali costiere. I bassi valori dell'indice V_f sono assolutamente compatibili con il tasso di sollevamento medio che interessa la regione (~1 mm/a) e con il conseguente abbassamento relativo del livello di base.

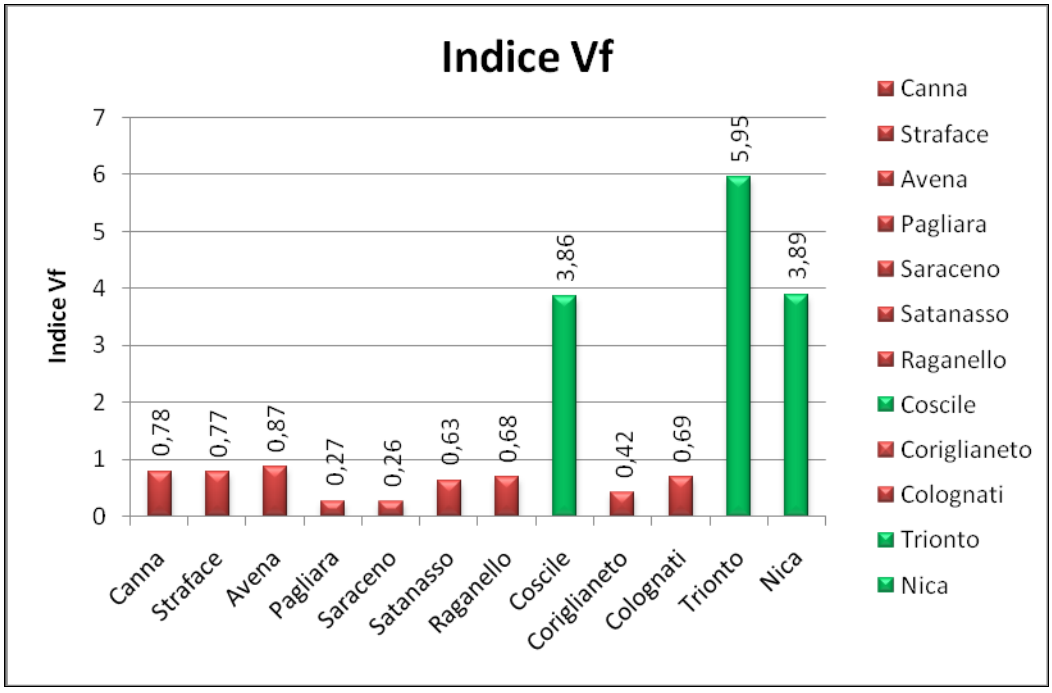


Figura 2.38 – valori dell'indice V_f relativi alle dodici fiumare analizzate (ubicazione in figura 2.36). Le fiumare sono riportate in ordine geografico da Nord (Fiumara Canna) verso Sud (Fiumara Nica). In rosso sono evidenziati i corsi d'acqua ad attiva incisione dell'alveo; in verde i corsi d'acqua caratterizzati da ampi fondovalle la cui formazione è probabilmente favorita dalle maggiori superfici dei bacini di drenaggio.

L'interpretazione dei risultati ottenuti attraverso l'applicazione dell'indice V_f può essere complicata da variazioni nelle dimensioni del bacino di drenaggio; grandi differenze nelle aree dei bacini idrografici possono tradursi, difatti, in notevoli differenze nelle portate medie e nell'energia disponibile per i processi di erosione e di trasporto dei sedimenti. In altre parole, le aste fluviali principali, alimentate da bacini di drenaggio di maggiori dimensioni, hanno, a parità di tasso di abbassamento del livello di base, maggiori possibilità di formare ampi fondovalle occupati da estese pianure alluvionali. In definitiva, differenze nell'area della superficie dei bacini dei fiumi

analizzati possono rendere i risultati non paragonabili. Ciò risulta evidente dai dati riportati in tabella 2.4 e dal grafico di figura 2.38 dove le fiumare Coscile, Trionto e Nica, caratterizzate da un'area del bacino di drenaggio da uno a due ordini di grandezza superiore rispetto alle altre fiumare analizzate, presentano un valore dell'indice V_f superiore di un ordine di grandezza. Per questo motivo, tali fiumare non saranno considerate nel proseguo della discussione riguardante l'indice V_f.

Le restanti fiumare presentano bacini idrografici di dimensioni comparabili; inoltre, come mostrato in figura 2.39a, l'indice V_f non è relazionato alle dimensioni dei bacini idrografici, con un coefficiente di correlazione pari 0,029 (fig. 2.39a). Anche escludendo i dati relativi alla Fiumara Pagliara (fig. 2.39b), unica a discostarsi sensibilmente dal sottogruppo di fiumare prese in considerazione a causa delle ridotte dimensioni areali del suo bacino di drenaggio, si ottiene una dipendenza indiretta (coefficiente di correlazione: 0,738); in altre parole, aumentando l'area del bacino di drenaggio diminuisce l'indice V_f. Come discusso precedentemente, nel caso in cui l'area del bacino di drenaggio influenzasse la forma delle valli, la relazione dovrebbe essere diametralmente opposta. Di conseguenza, nel sottogruppo di nove fiumare prescelte per l'analisi dell'indice V_f, la superficie del drenaggio non sembra essere un fattore di controllo di primo ordine nel modellamento della forma delle valli in sezione trasversale.

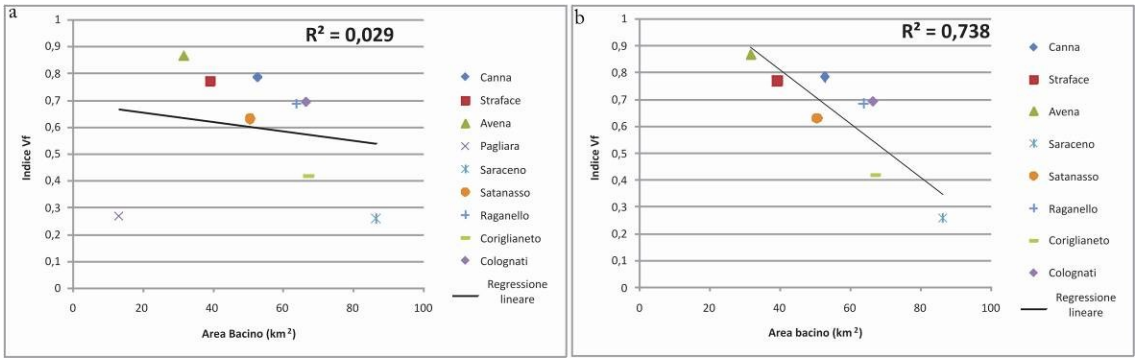


Figura 2.39 – relazioni tra l'indice V_f e l'area del bacino idrografico per le 9 fiumare caratterizzate da dimensioni minori del bacino idrografico (a) con esclusione della Fiumara Pagliara nel grafico b. Si i coefficienti di correlazione delle rette di regressione lineare.

I valori minimi dell'indice V_f si riscontrano in corrispondenza delle fiumare Saraceno e Pagliara (fig. 2.40c). La forma delle valli in sezione trasversale può essere influenzata anche da fattori di natura litologica e/o climatica. Litologie più facilmente

erodibili e/o abbondanti precipitazioni, con relativo aumento delle portate e dell'intensità dei processi erosivi, favoriscono la formazione di ampie pianure alluvionali, e viceversa. Il substrato delle fiumare Saraceno e Pagliara è costituito da litologie facilmente erodibili. Nella parte alta del bacino di drenaggio affiorano le Formazioni del Saraceno e di Albidona, ossia depositi torbiditici, a composizione rispettivamente argillosa/argillosa-calcarea e areanacea/areanaceo-marnosa (fig. 2.40a). L'estrema fratturazione rende tali formazioni poco resistenti all'erosione. Poco resistenti sono anche le formazioni affioranti nella parte inferiore dei bacini, costituite da depositi marini e continentali Pleistocenici e Olocenici (accumuli detritici, depositi alluvionali e fluvio-lacustri, sabbie e conglomerati marini; fig. 2.40a). Per questi motivi i bassi valori dell'indice V_f delle fiumare Pagliara e Saraceno non sembrano essere legati a fattori litologici.

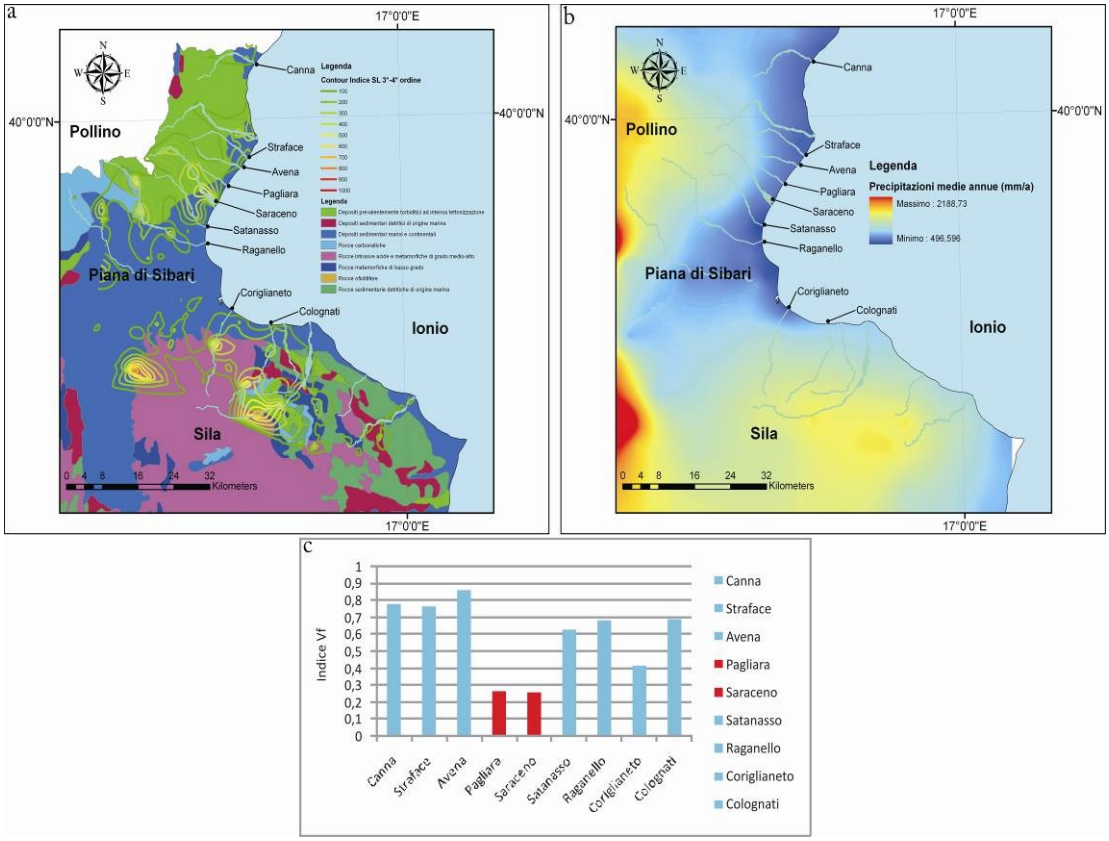


Figura 2.40 – ubicazione delle fiumare analizzate attraverso l'applicazione dell'indice V_f rispetto alle litologie affioranti (a), i valori dell'indice SL delle aste fluviali di 3° e 4° ordine (a), la distribuzione delle precipitazioni medie annuali (b). c) istogramma relativo ai valori dell'indice V_f delle fiumare di minori dimensioni. In rosso si evidenziano i corsi d'acqua caratterizzati da una maggiore incisione verticale dell'alveo.

Ugualmente poco rilevante sembra essere la distribuzione delle precipitazioni (fig. 2.40b); i bacini delle fiumare Pagliara e Saraceno si trovano, infatti, immediatamente a ridosso dei più alti rilievi del Pollino, in un'area di abbondanti precipitazioni a causa dell'accumulo di aria umida di derivazione marina lungo i versanti montuosi.

Si può, dunque, ipotizzare che la morfologia delle valli delle fiumare Pagliara e Saraceno sia da collegarsi ad un processo di attiva incisione verticale dell'alveo come risposta dei corsi d'acqua ad un impulso tettonico verticale caratterizzato da tassi maggiori rispetto alla restante area di studio. Tale ipotesi appare supportata dalla presenza di alti valori dell'indice SL nello stesso settore (fig. 2.40a); il basso indice V_f delle fiumare Pagliara e Saraceno deriverebbe dalla stessa fase erosiva che coinvolge gran parte della rete idrografica in questo settore, con aumenti del gradiente delle aste fluviali dal 1° al 4° ordine (fig. 2.29) e conseguenti aumenti della pendenza dei versanti (fig. 2.31a).

2.6.2 – Forma del bacino e ipsometria.

Le analisi morfometriche dedicate alla forma e alla distribuzione delle altezze di un bacino di drenaggio possono fornire informazioni riguardanti l'efficienza del sistema fluviale.

In aree sottoposte ad un attivo sollevamento del paesaggio, i bacini sono generalmente caratterizzati da una forma allungata, con un piccola porzione della loro area prossima al livello di base. Al contrario, nei casi in cui i tassi di erosione bilanciano o superano i tassi di sollevamento, i bacini presenteranno forme maggiormente tondeggianti. Allo scopo di valutare quantitativamente la forma dei bacini di drenaggio di figura 2.36, è stato calcolato l'indice di allungamento (E_b) secondo la formula proposta da Schumm (1956):

$$E_b = \frac{2 * \sqrt{A_b / \pi}}{l_b}, \qquad \textbf{(2.8)}$$

dove: A_b è il diametro di un cerchio avente area uguale a quelle del bacino di drenaggio e l_b è la massima lunghezza del bacino, misurata dalla foce al punto più distante sullo spartiacque, procedendo lungo l'asse del bacino. Valori di E_b prossimi ad 1 indicano un bacino di forma maggiormente circolare; valori inferiori, prossimi allo 0, indicano,

invece, bacini allungati e stretti, tipicamente associati a valori alti del rilievo e del gradiente e sottoposti ad attivo sollevamento.

Come si osserva dai risultati riportati in tabella 2.5, per tutte la fiumare analizzate si ottengono valori dell'indice di allungamento estremamente bassi, con limitate variazioni tra i diversi settori considerati. Ciò indica che i bacini di drenaggio sono piuttosto "giovani", ad elevato gradiente e attiva incisione verticale, caratteristiche del tutto compatibili con i bassi valori dell'indice V_f e con i tassi di sollevamento medi di ~1 mm/a che interessano l'area in esame.

Tabella 2.5 – indici di allungamento (E_b) relativi alle dodici fiumare di figura 2.26.

Fiumara	A_b (km)	l_b (km)	E_b
Canna	8,20	14,41	**0,22**
Straface	7,06	13,77	**0,22**
Avena	6,35	11,63	**0,24**
Pagliara	4,11	8,21	**0,28**
Saraceno	10,48	18,95	**0,19**
Satanasso	8,02	18,34	**0,17**
Raganello	9,01	30,53	**0,11**
Coscile	36,41	47,33	**0,14**
Coriglianeto	9,25	22,15	**0,15**
Colognati	9,20	19,71	**0,17**
Trionto	19,28	43,94	**0,11**
Nica	14,96	23,45	**0,19**

I risultati ottenuti attraverso l'applicazione dell'indice di allungamento trovano sostanziale conferma dall'analisi ipsometrica e dal calcolo dell'integrale ipsometrico.

La curva ipsometrica descrive la distribuzione delle quote lungo un settore della superficie terrestre, con scale che vanno dal singolo bacino idrografico all'intero pianeta. La curva è creata diagrammando la proporzione dell'altezza totale del bacino (h/H = altezza relativa) in funzione della proporzione dell'area totale del bacino (a/A = area relativa; fig. 2.41). L'altezza totale H rappresenta il rilievo all'interno del bacino, dato dalla differenza tra la quota massima e la quota minima. L'area totale del bacino A è la somma delle aree comprese tra ogni coppia di isoipse considerate per costruire la curva ipsometrica. L'area a è, invece, l'area del bacino al disopra di una data isoipsa di altezza h. Il valore dell'area relativa (a/A) varia sempre tra 1, nel punto più basso del bacino (dove $h/H = 0$), e 0, nel punto più alto del bacino (dove $h/H = 1$; fig. 2.41).

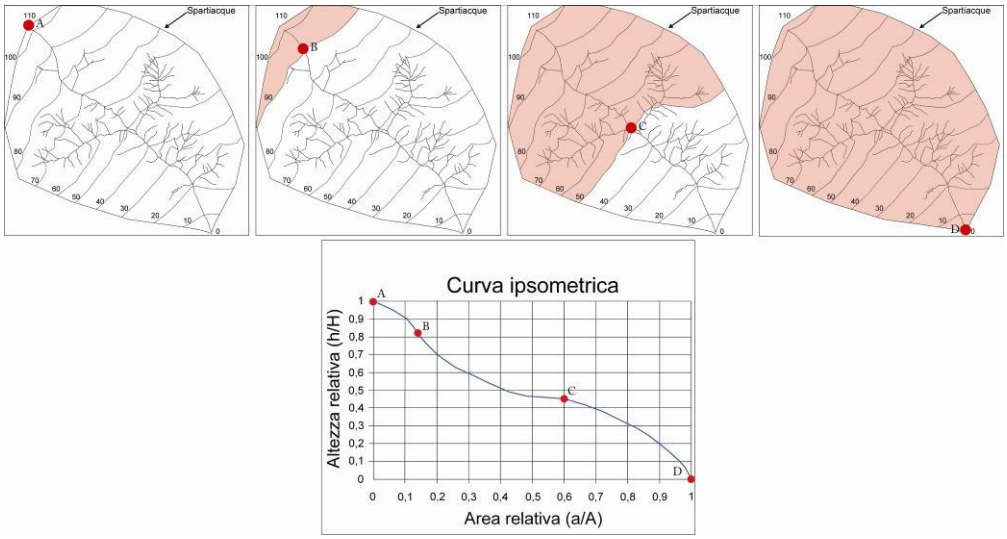


Figura 2.41 – ipotetico bacino di drenaggio e calcolo della relativa curva ipsometrica utilizzando quattro differenti isoipse all'interno del bacino. La curva è costruita diagrammando, per ciascuna isoipsa, i valori dell'area relativa (a/A) e dell'altezza relativa (h/H).

Utilizzando una serie di isoipse, con un intervallo altimetrico prescelto dall'operatore, è possibile costruire la curva ipsometrica ottenendo, per ciascuna isoipsa i valori dell'area relativa (*a/A*) e dell'altezza relativa (*h/H*). In particolare, in questo lavoro sono state utilizzate isoipse, estratte dai DEM, con un intervallo altimetrico di 10 m.

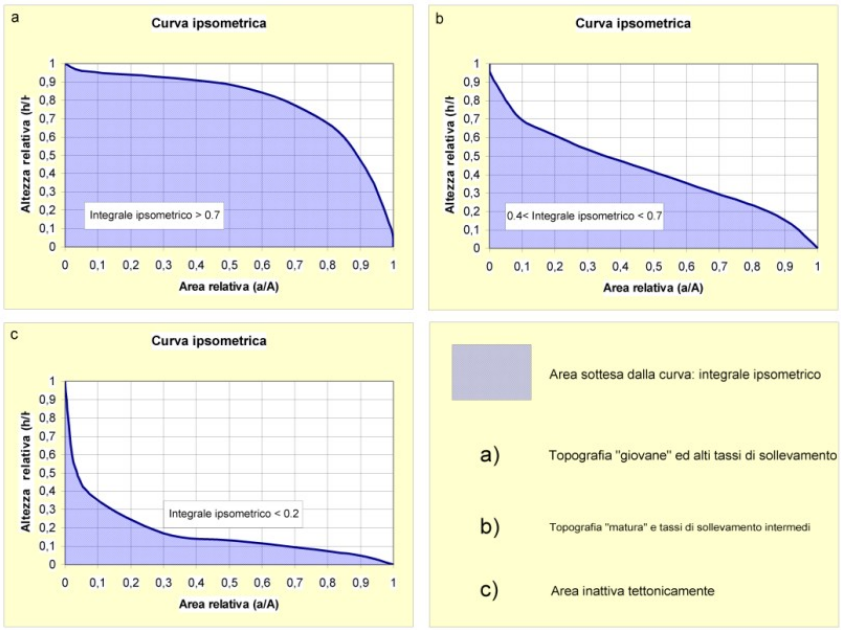


Figura 2.42 – curve ipsometriche e relativi valori dell'integrale in diversi stadi evolutivi di un paesaggio. Vedi testo per maggiori dettagli.

Una caratteristica importante delle curve ipsometriche consiste nella possibilità di poter confrontare bacini idrografici di differenti dimensioni in quanto le aree e le quote sono diagrammate in funzione dell'area e del rilievo totali.

I risultati della tecnica ipsometrica possono essere trattati quantitativamente attraverso il calcolo dell'integrale ipsometrico (H_i), definito come l'area sottesa dalla curva ipsometrica (fig. 2.42). L'integrale ipsometrico è stato calcolato attraverso la seguente equazione (Pike e Wilson, 1971; Mayer, 1990):

$$H_i = \frac{Q_{me} - Q_{min}}{Q_{max} - Q_{min}}, \qquad \textbf{(2.9)}$$

dove: Q_{me}, Q_{min} e Q_{max} sono le quote medie, massime e minime all'interno del bacino, rispettivamente. I valori necessari al calcolo dell'integrale sono stati estratti dai DEM a 10 m.

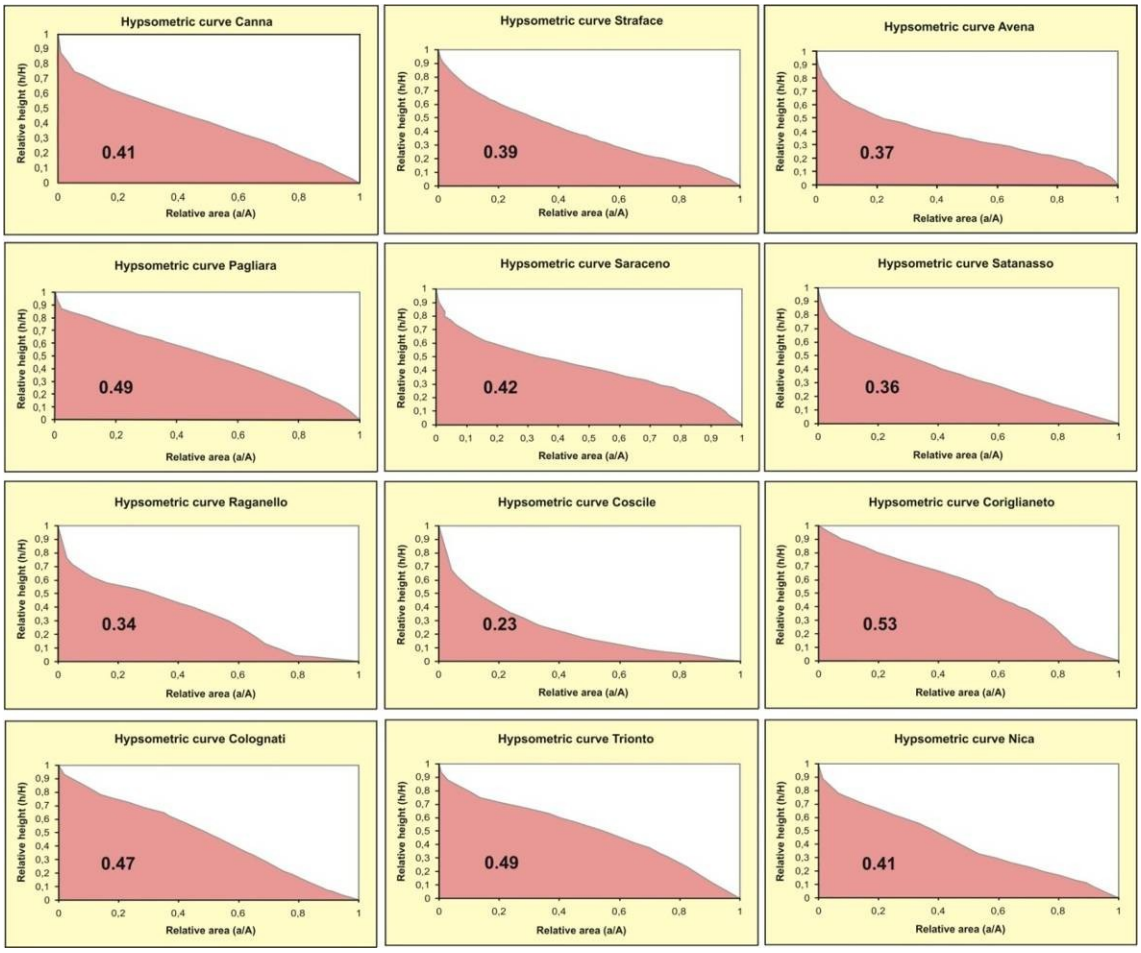


Figura 2.43 – curve ipsometriche e relativo valore dell'integrale ipsometrico (aree sottese dalle curve) calcolati per le fiumare di figura 2.36.

Alti valori dell'integrale ipsometrico (H_i>0,7) e curve ipsometriche convesse (fig. 2.42a) indicano che gran parte della topografia si trova a quote maggiori relativamente alle quote intermedie; è questo ad esempio il caso di paleo-superfici sollevate e a bassa pendenza erose da fiumi profondamente incisi nelle loro valli. Valori intermedi (0,4<H_i>0,7) con curve ipsometriche sigmoidali (fig. 2.42b) e valori bassi (H_i<0,2) con curve ipsometriche concave verso l'alto (fig. 2.42c) sono, invece, indicativi di un paesaggio in cui i processi erosivi bilanciano o superano le deformazioni e i movimenti verticali imposti dalla tettonica. In definitiva, l'ipsometria è uno strumento utilizzabile per poter differenziare le aree sottoposte a deformazioni tettoniche attive del paesaggio rispetto ai settori in degradazione in cui prevalgono i processi erosivi.

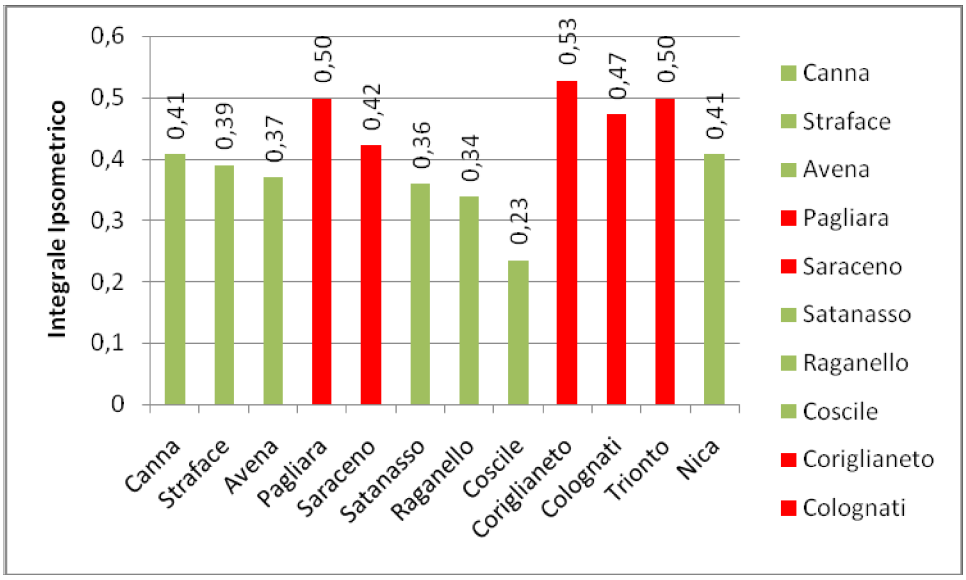


Figura 2.44 – integrali ipsometrici relativi ai bacini di drenaggio delle fiumare analizzate. Si evidenziamo in rosso i bacini caratterizzati dai più alti valori dell'integrale e da curve ipsometriche convesse.

Per quanto riguarda la forma delle curve ipsometriche relative alle fiumare analizzate si osservano curve convesse per la Fiumara Pagliara, lungo il margine meridionale del Pollino, e per le fiumare Coriglianeto, Colognati e Trionto, lungo il versante Nord-orientale delle Sila. Tali forme convesse sono in perfetto accordo con quanto detto, nel paragrafo 2.5.3, relativamente allo stato transiente del paesaggio del massiccio della Sila e della dorsale del Pollino. Curve ipsometriche convesse, infatti,

sono indicative della forte incisione di paleo-superfici sollevate e a basso gradiente da parte di corsi d'acqua caratterizzati da attiva incisione dell'alveo.

In senso assoluto, gli integrali ipsometrici calcolati presentano valori intermedi nella casistica dei modelli teorici presentati in figura 2.42, evidenziando un paesaggio in cui i tassi di sollevamento sono in parte bilanciati dai processi erosivi, probabilmente stimolati dalle intense precipitazioni e dagli stessi movimenti tettonici verticali, capaci di creare continuamente rilievo ed energia potenziale. Focalizzando, però, l'attenzione sulla variazione lungo costa degli integrali, si osservano due massimi relativi (fig. 2.44) dell'integrale e forme convesse delle curve ipsometriche in corrispondenza dei bacini di drenaggio caratterizzati, contemporaneamente, dai maggiori valori dell'indice SL e dai minori valori dell'indice V_f.

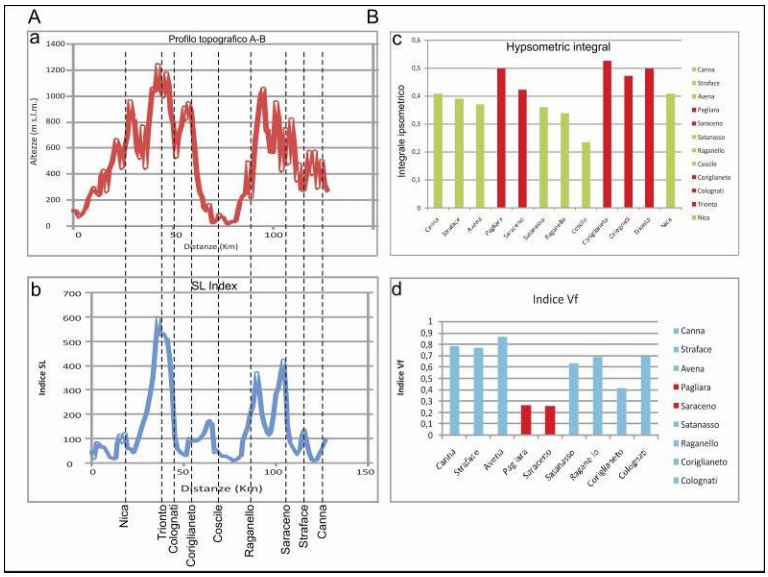


Figura 2.45 – confronto tra i risultati ottenuti attraverso l'applicazione degli indici SL (b) e V_f (d) e della ipsometria (c). La traccia del profilo AB, lungo cui sono stati calcolati gli andamenti della topografia (a) e dell'indice SL (b), è riportata in figura 2.27a.

Anche i risultati della tecnica ipsometrica possono essere influenzati dalla resistenza all'erosione delle litologie affioranti. Per quanto riguarda le fiumare Pagliara e Saraceno valgono le stesse considerazioni portate avanti nella discussione del paragrafo precedente riguardo i bassi valori dell'indice V_f. Le litologie affioranti in questo settore sono scarsamente resistenti all'erosione e non possono giustificare le anomalie individuate nel reticolo idrografico. Inoltre, il substrato delle fiumare che

drenano il fianco orientale del Plateau della Sila è piuttosto omogeneo. Nella parte alta dei bacini affiorano rocce metamorfiche e cristalline, spesso fortemente alterate in un saprolite, da alcune decine di metri ad alcuni metri di spessore (Le Pera e Sorriso-Valvo, 2000). Nel settore a valle, invece, affiorano prevalentemente rocce e depositi sedimentari di origine marina. Entrambe le litologie non mostrano particolare resistenza all'erosione e non sono giudicate in grado di controllare i risultati dell'ipsometria.

Complessivamente, gli indici SL e V_f e l'integrale ipsometrico sono concordi nell'individuare, verificata la non dipendenza delle anomalie da fattori extra-tettonici (clima, litologie, granulometrie dei sedimenti e fattori antropici), due aree sottoposte a più intensi tassi di sollevamento, in corrisponda del versante orientale del massiccio della Sila e del margine meridionale del Pollino (fig. 2.45). I maggiori tassi di sollevamento si traducono in una maggiore altimetria (fig. 2.45a) e nel relativo abbassamento del livello di base, comunicato verso l'interno da processi erosivi fluviali, migranti verso monte, che causano la formazione di morfologie più acclivi, tuttora affiancate a paleo-superfici dominate da processi diffusivi e attualmente sollevate rispetto all'antico livello di base al quale erano equilibrate. Il risultato è un paesaggio non ancora riequilibrato ai recenti stimoli tettonici, né nella forma dei versanti né nella geometria del reticolo idrografico.

2.7 – Analisi della distribuzione del rilievo.

2.7.1 – Topografia residuale.

L'analisi della topografia residuale ha l'obiettivo di individuare zone a maggiore rilievo, ossia a maggiore differenza tra le quote massime degli interfluvi e le quote minime delle valli fluviali; nel caso di paesaggi sottoposti ad attiva deformazione tettonica, aree a maggiore rilievo corrispondono a corsi d'acqua caratterizzati da alti tassi di incisione verticale in risposta ad un processo di sollevamento e, quindi, all'abbassamento relativo del livello di base del bacino di drenaggio.

Seguendo la tecnica descritta da Keller e Pinter (1996), la carta della topografia residuale deriva dalla differenza tra la superficie di inviluppo degli interfluvi (quote massime) e la superficie di inviluppo delle valli (quote minime; fig. 2.46). Le due

superfici sono state costruite estraendo dai DEM a 10 m isoipse con intervallo altimetrico di 100 m e digitalizzando i punti di intersezione di ciascuna isoipsa con gli interfluvi, per la superficie delle quote massime, e con il fondo delle valli fluviali, per la superficie delle quote minime. Le superfici di inviluppo degli interfluvi e delle valli sono state, dunque, ottenute attraverso l'interpolazione dei rispettivi punti utilizzando il metodo statistico di interpolazione *Natural Neighbor* (Sibson, 1981). Il metodo calcola il valore di un dato punto utilizzando i valori dei punti più prossimi, applicando ad essi un peso sulla base della loro distanza; il risultato non è caratterizzato da picchi positivi o negativi che non siano già presenti all'interno dei punti utilizzati per l'interpolazione. Un ulteriore vantaggio del metodo è quello di poter funzionare ugualmente per distribuzioni regolari o irregolari nello spazio dei punti di *input* (Watson, 1992). La superficie rappresentante la topografia residuale si ottiene, infine, calcolando la differenza tra le superfici di inviluppo degli interfluvi e delle valli (fig. 2.46).

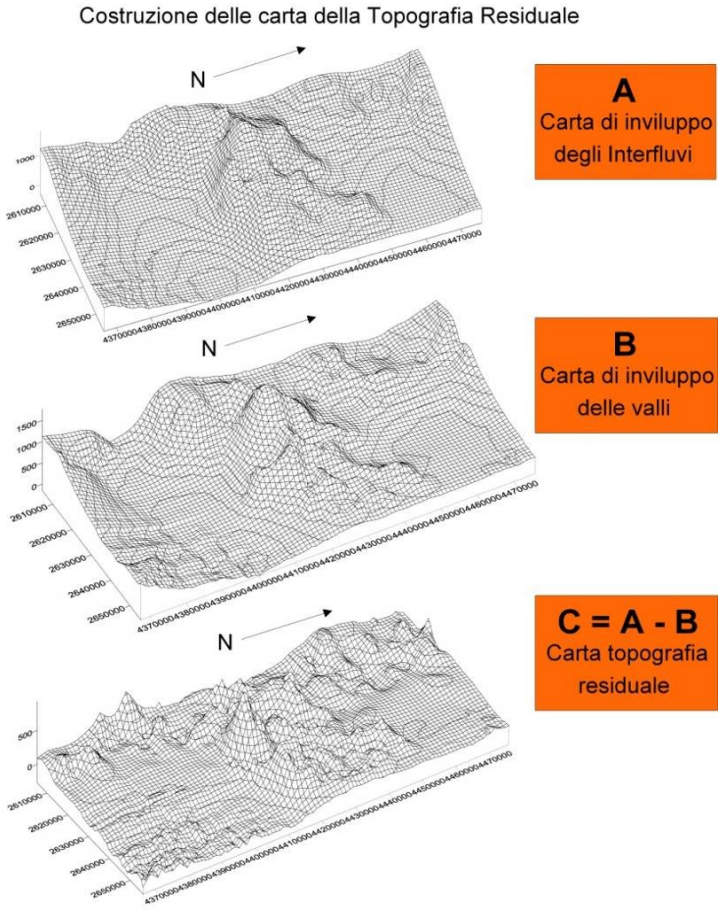


Figura 2.46 – esempio di costruzione di una carta delle topografia residuale operando la differenza tra le superfici di interpolazione delle quote topografiche massime e minime.

I risultati della topografia residuale sono presentati in figura 2.47, confrontati con la distribuzione delle anomalie dell'indice SL relativo alle aste fluviali di 3° e di 4° ordine.

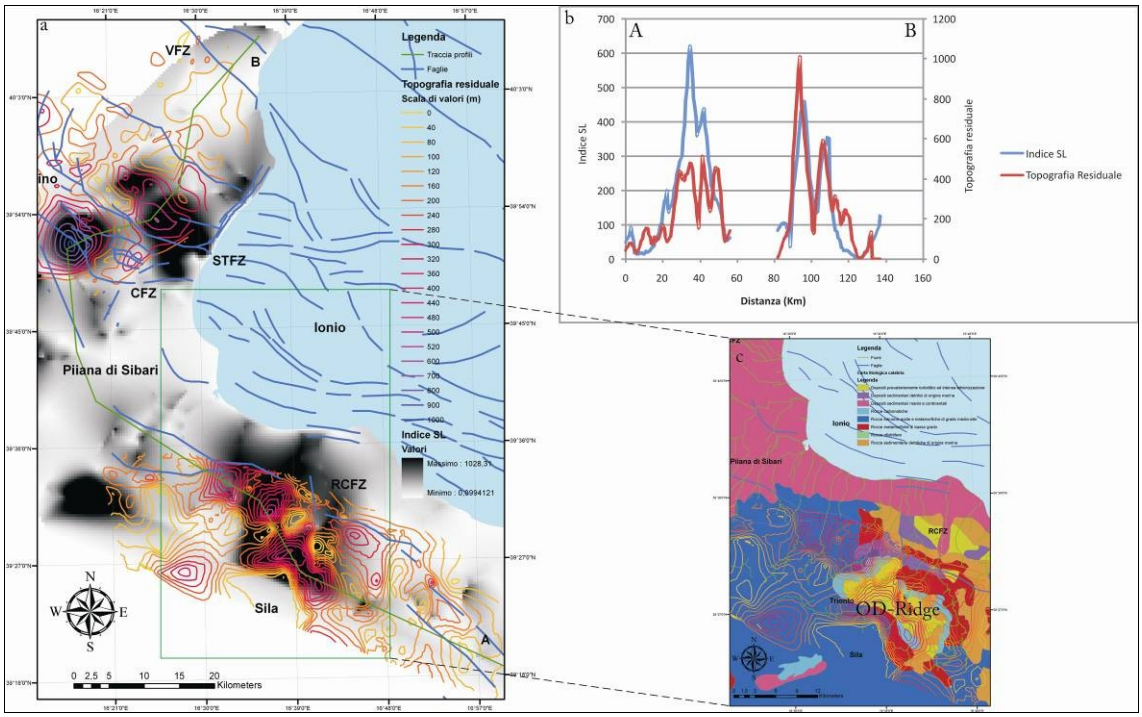


Figura 2.47 – a) confronto tra la distribuzione del rilievo (topografia residuale) e la carta dell'indice SL relativo alle aste fluviali di 3° e di 4° ordine; b) variazione della topografia residuale e dell'indice SL lungo la traccia AB di figura 2.47a; c) confronto tra i valori della topografia residuale e la carta litologica.

Risulta evidente, nelle figure 2.47a e 2.47b, la corrispondenza nello spazio delle aree a maggiore rilievo con i settori caratterizzati da un più alto gradiente delle aste fluviali. Anche il calcolo della topografia residuale, dunque, è in accordo con gli indici morfometrici applicati alla rete idrografica, evidenziando l'esistenza, all'interno di un'area già interessata da un processo di sollevamento regionale, di 2 settori probabilmente sottoposti ad un maggiore tasso di sollevamento derivante da una componente di deformazione locale. Ciò comporta aumenti del gradiente delle aste fluviali, dei tassi di incisione e, dunque, del rilievo, rispetto ai settori circostanti. Data la stretta relazione spaziale tra la distribuzione del rilievo e delle anomalie della rete idrografica e dato che queste ultime non sembrano essere relazionate a processi litologici e/o climatici, anche per il rilievo è possibile ipotizzare un legame diretto con i tassi di sollevamento.

Risultati simili furono raggiunti, attraverso l'applicazione di analisi morfotettoniche, da Molin et alii (2004), lungo il massiccio della Sila; gli autori individuarono una zona a maggiore sollevamento, denominata OD-RIDGE (fig. 2.47c), corrispondente alle anomalie individuate in questo lavoro. La OD-RIDGE corrisponde, inoltre, ad una culminazione strutturale dove depositi torbiditici e rocce carbonatiche affiorano in finestra tettonica al disotto delle rocce cristalline del massiccio della Sila (fig. 2.47c); i processi di sollevamento, prolungati nel tempo, hanno probabilmente favorito alti tassi di erosione e la conseguente formazione della finestra tettonica. Molin et alii (2004), inoltre, relazionavano la OD-RIDGE al sollevamento del blocco a letto della zona di faglia Rossano-Corigliano, immergente verso Nord e interpretata da alcuni autori come un sistema di faglie normale-obliquo (Ciaranfi et alii, 1983; Moussat et alii, 1986; Knott e Turco, 1991; Sorriso-Valvo, 1993; Galli et alii, 2010). In effetti, bisogna sottolineare come tutte le anomalie individuate sembrino essere limitate al blocco a letto della zona di faglia (fig. 2.47c).

Oltre alle principali anomalie visibili in figura 2.47 bisogna, infine, sottolineare l'esistenza di un modesto aumento del rilevo in corrispondenza della zona di faglia di Valsinni, dove si riscontra anche la presenza di un massimo relativo nel gradiente dei corsi d'acqua (fig. 2.47b).

2.7.2 – Profili topografici (*Swath Profiles*).

I DEM a 10 m sono stati campionati ad intervalli regolari di 2 km in modo da generare 33 profili topografici, con direzione NE-SO, lungo il versante orientale della Sila, e 48 profili topografici, a direzione NO-SE, dalla Piana di Sibari alla Piana di San Nicola, attraverso la dorsale del Pollino (fig. 2.48a). I profili sono stati realizzati in modo tale da costruire *swath* topografici (aree degli *swath* evidenziate in bianco in figura 2.48a) attraverso i quali valutare la distribuzione del rilievo e fornire informazioni complementari al calcolo della topografia residuale. Lungo ciascun profilo topografico vengono calcolate le quote minime, massime e medie, diagrammate lungo i profili AB e CD; dalla differenza tra le quote massime e minime si ottiene, dunque, la distribuzione del rilievo lungo i due *swaths* considerati (fig. 2.48b).

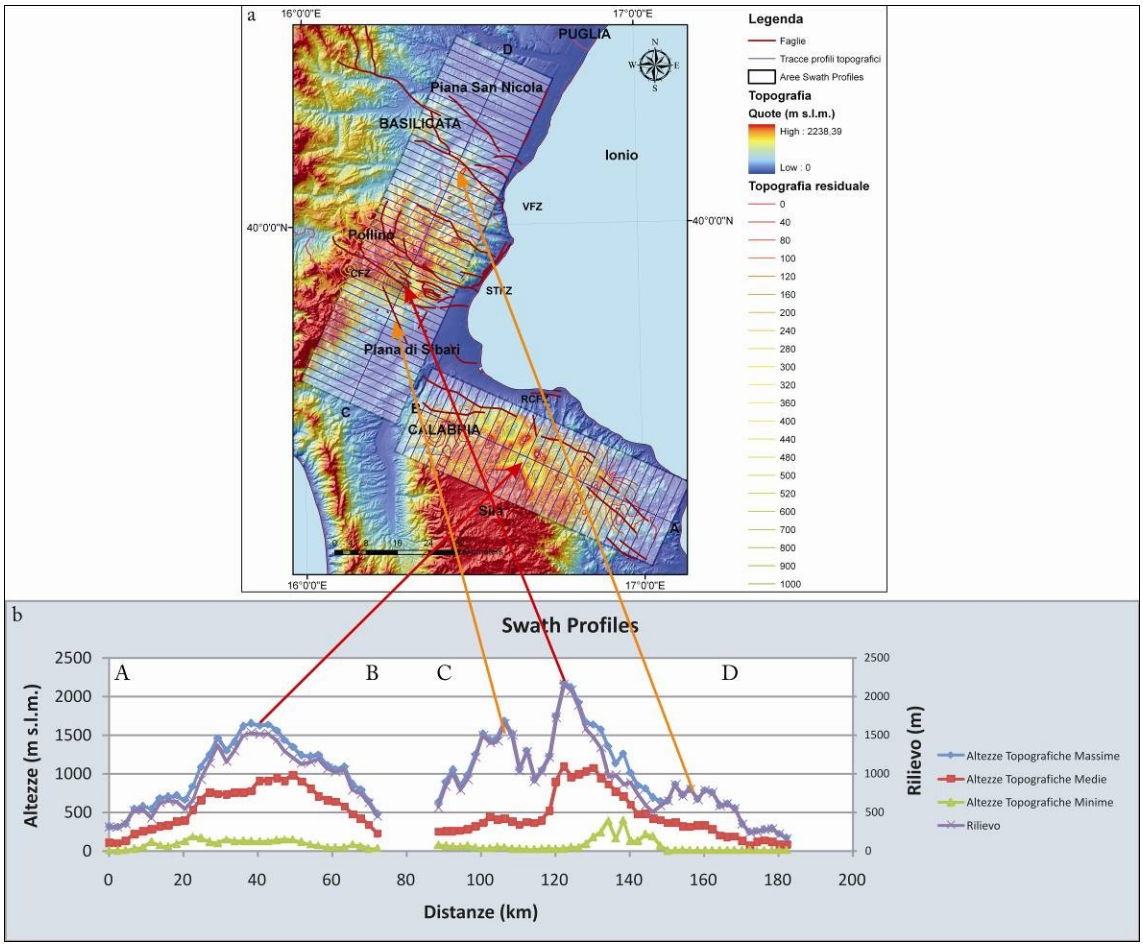


Figura 2.48 – a) aree degli swath profiles e tracce dei profili topografici considerati allo scopo di valutare la distribuzione del rilievo. Si riportano anche i risultati della topografia residuale e le tracce dei principali lineamenti strutturali. Sigle delle zone di faglia come in figura 2.27. b) Quote massime, minime, medie e rilievo (rilievo = quote massime – quote minime) diagrammati lungo le tracce AB e CD (a). Le frecce di colore rosso individuano le aree caratterizzate dai maggiori valori del rilievo, evidenziate contemporaneamente dagli Swath Profiles e dalla topografia residuale. Le frecce di colore arancione evidenziano, invece, due massimi relativi del rilievo evidenziati maggiormente dagli Swath Profiles.

Come si osserva in figura 2.48 i risultati degli *Swath Profiles* individuano due zone a maggiore rilievo, in corrispondenza della Sila e del Pollino (frecce rosse in fig. 2.48), in assoluto accordo con i risultati ottenuti dalla topografia residuale. I valori più alti del rilievo e, dunque, dell'incisione fluviale, corrispondono, inoltre, alle aree caratterizzate dalla maggiore altimetria (fig. 2.48a). Ciò, probabilmente, indica che tali settori sono stati sottoposti per un intervallo di tempo relativamente maggiore ad alti tassi di sollevamento.

Gli *Swath Profiles* evidenziano, inoltre, l'esistenza di 2 massimi relativi del rilievo (frecce arancioni in figura 2.48), non evidenti dalla mappa della topografia residuale (fig. 2.48a), in corrispondenza del margine occidentale della Piana di Sibari e

della zona di faglia di Valsinni (VFZ). Quest'ultima appare appena accennata nella mappa della topografia residuale di figura 2.47. Queste due minori anomalie del rilievo essendo non associate ad elevate topografie potrebbero delimitare aree sottoposte solo recentemente, rispetto ai settori a maggiore rilievo, ad un aumento dei tassi di sollevamento.

Bisogna, infine, sottolineare che lungo il massiccio della Sila il rilievo aumenta regolarmente procedendo dai margini verso il centro del Plateau; lungo la dorsale del Pollino, invece, si osservano 3 zone ben distinte caratterizzate da maggiori tassi di incisione fluviale e separate da settori a minore rilievo. L'analisi topografica sembrerebbe, dunque, suggerire:

1. un processo di sollevamento a grande scala per il massiccio della Sila, probabilmente legato a processi regionali;
2. la presenza di deformazioni a carattere locale sovrapposte al processo di sollevamento regionale lungo la dorsale del Pollino, per ora solo ipoteticamente attribuibili alle strutture oblique riportate in figura 2.48.

Tale ipotesi sembra, inoltre, essere sostenuta dalla localizzazione delle principali anomalie morfometriche del sistema di drenaggio lungo il margine meridionale del Pollino. In ogni caso, nel proseguo della tesi tali osservazioni saranno scrupolosamente testate attraverso l'applicazione di metodologie indipendenti.

2.8 – Considerazioni finali riguardo l'analisi morfometrica a scala regionale.

L'analisi semi-quantitativa del reticolo idrografico descritta nel paragrafo 2.4 ha evidenziato che il principale fattore di controllo dell'evoluzione del sistema idrografico è rappresentato dalla topografia e, dunque, dai tassi di sollevamento. In particolare, la densità del drenaggio tende a diminuire con l'aumento del rilievo (fig. 2.14) e della pendenza dei versanti (fig. 2.12c) che determinano l'innescarsi di diffusi movimenti gravitativi (fig. 2.13) in grado di influenzare lo sviluppo del reticolo idrografico. Anche la distribuzione delle precipitazioni medie annuali influenza la densità del drenaggio (fig. 2.12b); esse sono però considerate un fattore di controllo di secondo ordine essendo direttamente relazionate all'effetto orografico esercitato dalla dorsale del Pollino e dal massiccio della Sila sulla circolazione delle correnti umide provenienti

dallo Ionio (fig. 2.8). Infine, l'assenza di una relazione inversa tra la permeabilità delle litologie affioranti e la densità del drenaggio (una minore permeabilità deve comportare minore infiltrazione e, quindi, una maggiore densità del drenaggio; fig. 2.12a) indica che il fattore litologico non esercita un controllo di primo ordine sullo sviluppo del reticolo idrografico. Anche l'analisi del *pattern* del reticolo di drenaggio (paragrafo 2.4.3) e il calcolo delle direzioni azimutali delle aste fluviali (paragrafo 2.4.2) hanno confermato la determinante influenza della topografia e dei principali lineamenti tettonici sulle caratteristiche del sistema fluviale dell'area di studio.

I bacini delle fiumare analizzate sono caratterizzati, generalmente, da bassi valori dell'indice di allungamento (E_b; paragrafo 2.6.2) che indicano bacini di drenaggio non "maturi", ad elevato gradiente e attiva incisione dell'alveo, compatibilmente con gli elevati tassi di sollevamento (~1 mm/a) che hanno interessato l'area a partire dal Pleistocene Medio. In particolare, l'analisi dei gradienti delle aste fluviali (indice SL; paragrafo 2.5) ha messo in evidenza 2 settori (i versanti meridionale del Pollino e orientale della Sila) caratterizzati potenzialmente da maggiori tassi di sollevamento. Nelle aree in cui sono ubicate le principali anomalie del gradiente si osserva, inoltre, una diminuzione dell'indice V_f (valli a forma di V e attiva incisione dell'alveo; fig. 2.40) e curve ipsometriche convesse, con il relativo aumento dell'integrale ipsometrico (fig. 2.45). Tali evidenze, data l'assenza di un chiaro controllo delle litologie e del clima sulle anomalie morfotettoniche individuate, consentono di ipotizzare che il settore costiero oggetto dell'analisi è caratterizzato da tassi di sollevamento differenziali. I maggiori tassi di sollevamento lungo il fronte meridionale del Pollino e il versante orientale della Sila comportano un aumento dei gradienti fluviali; i corsi d'acqua, inoltre, dato il relativo abbassamento del livello di base, incidono il proprio alveo formando valli con sezioni trasversali a forma di V e aumentando il rilievo (differenza altimetrica tra gli spartiacque e gli alvei; figure 2.47 e 2.48). La fase erosiva fluviale innescata dall'abbassamento del livello di base ha comportato la formazione di versanti ad elevata pendenza (fig. 2.31), controllati da movimenti gravitativi (fig. 2.13), e che progressivamente sostituiscono forme del paesaggio sommitali relitte (figure 2.33 e 2.35), a bassa pendenza e controllate da processi diffusivi, equilibrate ad un livello di base precedente al sollevamento tettonico.

Nel complesso, dunque, lo stato transiente del paesaggio e del reticolo idrografico sono in assoluto accordo con una recente attivazione dei processi di sollevamento tettonico e consentono di formulare una preliminare ipotesi circa la presenza di settori caratterizzati da tassi di deformazione verticale relativamente maggiori, potenzialmente legati alla sovrapposizione degli effetti della dislocazione accumulata lungo strutture locali sul processo regionale di sollevamento.

Capitolo 3 – Terrazzi marini.

3.1 – Introduzione.

Un analisi di estremo dettaglio dei terrazzi marini (Pleistocene Medio - Olocene) preservati lungo la fascia ionica della Calabria settentrionale e della Basilicata orientale ha consentito di valutare l'andamento, nello spazio e nel tempo, dei tassi di sollevamento che hanno interessato tale settore della Catena Appenninica negli ultimi ~600 Ka. Complessivamente, sono stati individuati 10 ordini di terrazzi, con altezze da 5 a ~660 m s.l.m., correlando, sulla base di parametri morfologici e sedimentologici, i lembi di terrazzo preservati tra la costa della Sila (Calabria Nord-orientale) e la Piana di San Nicola (Basilicata orientale), attraverso la Piana di Sibari e la Catena del Pollino. Il calcolo dell'altezza delle antiche linee di riva è stato realizzato tenendo conto di eventuali erosioni dei depositi costieri, dello spessore delle coperture continentali e degli intervalli paleo-batimetrici di deposizione dei *marker* costieri utilizzati nell'analisi. Datazioni assolute e correlazioni indirette degli ordini di terrazzi ai diversi picchi interglaciali della curva eustatica globale hanno consentito di ottenere uno schema cronologico dei terrazzi, pressoché continuo tra l'Olocene (*Marine Isotopic Stage* 1: MIS1) e il Pleistocene Medio (MIS 15; ~576 Ka) e di valutare l'andamento nel tempo dei tassi di sollevamento. E' stata, inoltre, realizzata la ricostruzione della forma attuale delle antiche linee di riva allo scopo di determinare la presenza di eventuali deformazioni tettoniche locali sovrapposte al processo di sollevamento regionale che ha interessato l'area di studio a partire dal Pleistocene Medio. Analisi sedimentologiche di dettaglio dei depositi costieri associati ai terrazzi hanno, infine, consentito la precisa ricostruzione dei movimenti relativi terra-mare, caratterizzati dalla sovrapposizione di movimenti tettonici verticali e di oscillazioni eustatiche a frequenza variabile.

La determinazione degli stili deformativi su scale temporali intermedie (10-100 Ka) è di vitale importanza nel tentativo di colmare il vuoto di conoscenze spesso esistente tra le deformazioni avvenute in tempi geologici (milioni di anni) e le deformazioni attuali (<1 Ka; Friedrich et alii, 2003). Se da una parte le deformazioni a lungo termine hanno lasciato chiare tracce nella maggior parte degli orogeni Cenozoici e la deformazione tettonica contemporanea è ben ricostruita attraverso lo studio della

sismicità e delle velocità GPS, dall'altra risulta di difficile soluzione la loro correlazione attraverso la ricostruzione dei processi tettonici a medio termine. Il problema risulta di particolare importanza in catene montuose, come l'Appennino Meridionale, caratterizzate da un recente cambiamento degli stili deformativi e da bassi tassi di deformazione accompagnati da una modesta sismicità e da deformazioni del paesaggio poco evidenti. Anche se diversi autori sono concordi nell'evidenziare un cambiamento nell'evoluzione geodinamica dell'Appennino Meridionale a partire dal Pleistocene Medio, come sottolineato dall'estinzione delle dislocazioni lungo il sistema frontale dei sovrascorrimenti della catena (Hippolyte et alii,1994a; Patacca e Scandone, 2001; Goes et alii, 2004), esistono tuttavia grandi incertezze riguardo lo stile della deformazione tettonica attiva in larghe parti dell'Italia meridionale.

Considerando tali problematiche, il settore di catena qui analizzato offre la possibilità di determinare, nel medio e breve termine (Pleistocene Medio – Olocene), i tassi di deformazione tettonica e di variazione relativa del livello del mare attraverso l'utilizzo dei terrazzi marini. I tassi di sollevamento che hanno interessato l'area a partire dal Pleistocene Medio, tra i più alti nella regione Mediterranea (~1 mm/a; Westaway, 1993; Antonioli et alii, 2006; Ferranti et alii, 2006, 2007; Westaway e Bridgland, 2007), hanno favorito la conservazione di *markers* costieri Quaternari, ben sviluppati e facilmente riconoscibili. Di conseguenza, la presenza di numerosi ordini di paleo-linee di riva sollevate e correlabili ai diversi cicli eustatici Pleistocenici garantisce la possibilità di ricostruire accuratamente l'andamento nel tempo della deformazione. Con particolare riferimento ai corpi di spiaggia olocenici attualmente sollevati, bisogna, inoltre, sottolineare l'esistenza di escursioni tidali limitate (10^{-1} m) che diminuiscono l'incertezza verticale associata al calcolo della quota delle paleo-linee di riva.

Diversi studi in letteratura hanno evidenziato l'utilità dei terrazzi marini sia nella determinazione dei paleo-livelli del mare sia nelle analisi inerenti la tettonica attiva. Ad esempio, lo studio dei terrazzi carbonatici, costituiti da costruzioni coralline sollevate, soprattutto per la possibilità di realizzare datazioni radiometriche (U/Th) dello scheletro dei coralli, ha consentito, in diverse regioni del mondo, la ricostruzione di curve eustatiche in grado di completare e migliorare i dati relativi ai carotaggi di mare profondo e alle trivellazioni dei ghiacci continentali (Bloom et alii, 1974; Harmon et alii, 1983; Chappell, 1996, 2002; Kindler e Hearty, 1996; Lambeck et alii, 2002;

Schellmann e Radtke, 2004). L'utilità dei terrazzi marini negli studi di tettonica attiva risiede, invece, in tre caratteristiche fondamentali: 1) si tratta di *marker* geomorfologici che si sono formati istantaneamente nell'ottica dei tempi geologici; 2) la linea di riva ad essi associata è caratterizzata da una forma originaria nota, ossia una linea perfettamente orizzontale. Di conseguenza, ricostruire la forma attuale di un'antica linea di riva e confrontarla con l'equivalente odierno, ossia l'attuale livello del mare, significa automaticamente ottenere informazioni riguardo la geometria delle deformazioni del paesaggio eventualmente presenti e calcolare l'entità dei movimenti verticali assoluti; 3) sono spesso accompagnati da depositi costieri, databili attraverso l'utilizzo di radio-nuclidi cosmogenici (tempi di esposizione ai flussi di particelle di derivazione extra-terrestre) o di tecniche di datazione radiometrica dei gusci di molluschi in essi conservati, consentendo la stima dei tassi di deformazione verticale.

La presenza lungo il Golfo di Taranto di depositi costieri contenenti fauna senegalese (Gignoux, 1913), ritenuta, nel Mediterraneo, tipica del MIS 5.5 (~130-120 Ka) e la possibilità di valutare attraverso l'andamento delle paleo-linee di riva l'eventuale deformazione associata al fronte dei sovrascorrimenti appenninici, ha comportato decenni di dettagliate ricerche sedimentologiche e geomorfologiche a Nord della dorsale del Pollino (Gignoux, 1913; Cotecchia et alii, 1969; Hearty e Dai Pra, 1985; Dai Pra e Hearty, 1988; Amato et alii, 1997; Mastronuzzi e Sansò, 2003). In questo settore, lungo la fascia costiera del Bacino del Bradano, i tassi di sollevamento diminuiscono progressivamente procedendo verso NE, raggiungendo valori prossimi allo zero lungo le coste settentrionali del Golfo di Taranto. La paleo-linee di riva non mostrano deformazioni attraversando il fronte dei sovrascorrimenti della catena, supportando l'ipotesi che i tassi di dislocazione orizzontale lungo tali strutture siano estinti a partire dal Pleistocene Medio (Patacca e Scandone, 2001).

Nel settore immediatamente a Nord dell'area di studio, lungo una fascia costiera estesa per ~70 km e compresa tra il Golfo di Taranto e le propaggini settentrionali del Pollino, Caputo et alii (2010) hanno individuato 18 ordini di terrazzi, interessati da tassi di sollevamento progressivamente maggiori, procedendo da Nord (~0,2 mm/a) verso Sud (~1,8 mm/a). L'aumento dei tassi di sollevamento verso la dorsale del Pollino è stato attribuito dagli autori alla sovrapposizione di processi tettonici a diversa scala,

includendo la possibilità di recenti deformazioni indotte da retro-scorrimenti appartenenti alla zona di faglia di Valsinni.

I terrazzi marini sollevati lungo l'area di studio sono stati recentemente investigati da Cucci e Cinti (1998), che individuarono 7 ordini di terrazzi, lungo il versante orientale del Pollino, tra ~12 e ~460 m s.l.m. Lo studio è stato poi esteso da Cucci (2004) nel settore della Piana di Sibari dove sono state individuate 5 linee di riva, tra ~60 e ~650 m s.l.m. Cucci e Cinti (1998), sulla base di correlazioni geomorfologiche con terrazzi datati attraverso tecniche radiometriche e preservati lungo la fascia costiera dell'avanfossa Bradanica, correlarono indirettamente i terrazzi rilevati al Pollino ai diversi picchi interglaciali della curva eustatica globale, compresi tra il Pleistocene Medio (~600 Ka) e l'Olocene. Successivamente, la datazione attraverso la racemizzazione degli amminoacidi di conchiglie di *Glycymeris* (~130 Ka), rinvenute a ~114 m s.l.m., all'interno dei depositi costieri associati al terrazzo di ordine 2, permise a Cucci (2004) di individuare il terrazzo Tirreniano presso il margine meridionale del Pollino e di valutare i tassi di sollevamento in ~1 mm/a. In accordo con Westaway (1993), il sollevamento fu attribuito ad un processo geodinamico a scala regionale. Piccole deformazioni nelle paleo-linee di riva furono attribuite, invece, al sollevamento del blocco a letto del sistema di faglie normali Pollino-Castrovillari; al contrario, non furono trovate evidenze di deformazioni verticali attribuibili ai sistemi obliqui che tagliano la dorsale del Pollino e il massiccio della Sila.

Infine, in corrispondenza dell'estremità meridionale della fascia costiera qui analizzata, lungo il versante orientale della Sila, Carobene (2003), sulla base di deboli vincoli cronologici, attribuiva un deposito a ~68 m s.l.m. al MIS 5.5 ottenendo tassi di sollevamento pari a ~0,5 mm/a, nettamente inferiori ai tassi calcolati per la dorsale del Pollino (Cucci e Cinti, 1998; Cucci, 2004; Caputo et alii, 2010).

3.2 – Metodologia.

Molteplici fattori hanno favorito la nascita in letteratura di differenti interpretazioni riguardo il numero di ordini di terrazzi esistenti, le attribuzioni cronologiche e, quindi, i tassi di sollevamento lungo il settore costiero Ionico della Calabria settentrionale. Tali differenze derivano principalmente dalla difficoltà di

correlare lateralmente i diversi lembi di terrazzo preservati, caratterizzati da notevoli variazioni lungo costa dei parametri morfologici. Le diverse morfologie dei *marker* costieri derivano principalmente dalla variazione della resistenza all'erosione delle litologie affioranti, costituenti il substrato dei terrazzi, e dalla presenza di una paleo-costa dalla forma irregolare (Amato et alii, 1997). La presenza di tassi di sollevamento non costanti in tutta l'area di studio, con progressiva diminuzione verso NE e deformazione locale delle paleo-linee di riva a seguito di localizzati aumenti dei tassi di sollevamento (Cucci e Cinti, 1998; Ferranti et alii, 2009, Santoro et alii, 2009; Caputo et alii, 2010), incrementa la difficoltà nella correlazione laterale dei lembi di terrazzo. Bentivenga et alii (2004) e Ferranti et alii (2009) hanno evidenziato, inoltre, l'esistenza di sistemi listrici di faglie dirette, paralleli alla costa e radicati a bassa profondità, che tagliano i depositi costieri associati ai terrazzi marini e sono relazionati a processi gravitativi a grande scala derivanti da un basculamento della fascia costiera verso Est (aumento dei tassi di sollevamento verso i settori interni della catena Appenninica). Tali faglie dirette, dislocando i terrazzi marini, comportano la formazione di lembi di terrazzo non direttamente relazionabili ai cicli eustatici, da escludere nelle correlazioni laterali e nella ricostruzione delle paleo-linee di riva.

Sulla base di tali difficoltà, allo scopo di valutare con la massima accuratezza possibile le attuali quote delle paleo-linee di riva e l'incertezza verticale ad esse associata, è stato deciso di utilizzare un approccio multi-disciplinare attraverso un'analisi geomorfologica, sedimentologica e tettonica dei lembi di terrazzo rilevati (Bull, 1985; Ota, 1986; Muhs et alii, 1990; Lajoie et alii, 1991).

3.2.1 – Rilevamento dei terrazzi marini.

L'obiettivo principale del rilevamento dei terrazzi marini è la loro correlazione laterale, su basi geomorfologiche e sedimentologiche, allo scopo di ricostruire la forma attuale delle antiche linee di riva. A tal fine, sono state calcolate le quote (con la relativa incertezza verticale) dei margini interni reali dei terrazzi, ossia la linea di intersezione tra la sommità dei depositi costieri e la paleo-falesia che limita verso monte il terrazzo. Il margine interno del terrazzo è, infatti, considerato il migliore indicatore del massimo livello raggiunto dal mare durante la fase di alto stazionamento eustatico che ha portato

alla formazione della superficie marina. Nel caso in cui non sia stato possibile individuare un margine interno a causa dell'intensa erosione del terrazzo e la preservazione della sola piattaforma d'abrasione, è stata considerata la massima quota raggiunta da quest'ultima. Per una completa ricostruzione della forma in pianta dei terrazzi sono state, inoltre, misurate le quote dei margini esterni, in ogni caso non tenuti in considerazione nella ricostruzione delle paleo-linee di riva in quanto maggiormente esposti all'erosione del moto ondoso e delle correnti costiere, soprattutto durante la fase di formazione del terrazzo sottostante.

I terrazzi marini affioranti nell'area di studio, risultato di cicli erosivi-deposizionali associati alle oscillazioni eustatiche, affiorano come superfici rese discontinue dall'incisione delle fiumare e modificate nella forma dai processi erosivi di versante, con conseguente deposizione di materiale colluviale. Una preliminare correlazione laterale dei lembi di terrazzo è stata realizzata sulla base di parametri morfologici attraverso la foto-interpretazione (foto aree in scala 1:17000) e il rilevamento sul campo utilizzando mappe topografiche e ortofoto, in scala 1:10000 e 1:5000, rispettivamente.

Le correlazioni geomorfologiche sono state realizzate sulla base della distribuzione altimetrica (altezza dei margini interni morfologici), della pendenza delle paleo-piattaforme d'abrasione e del grado di erosione dei lembi di terrazzo (ampiezza delle paleo-piattaforme d'abrasione; tab. 3.1). Date le variazioni lungo costa nella morfologia dei lembi di terrazzo appartenenti ad uno stesso ordine, una correlazione puramente morfologica non garantisce una corretta correlazione laterale dei terrazzi. Per questo motivo, la misura dei principali parametri geomorfologici è stata accompagnata da dettagliate analisi sedimentologiche e di *facies* dei depositi costieri eventualmente preservati lungo i terrazzi. Particolare attenzione è stata dedicata alla ricostruzione della geometria 3D delle sequenze deposizionali associate a ciascun alto stazionamento del livello del mare (*highstand*) e alla identificazione dei cicli sedimentari, sia trasgressivi sia regressivi, ad esse associati.

Nel calcolo delle incertezze verticali relative alle quote dei margini interni reali dei terrazzi sono stati considerati errori nel posizionamento derivanti sia dall'accuratezza dell'identificazione del *marker* costiero sia dalla precisione delle misure altimetriche effettuate.

Tabella 3.1 - principali parametri morfologici e sedimentologici relativi ai terrazzi T0-T9 tra la Piana di San Nicola e il Massiccio della Sila. I limiti dei settori PSN, PLL, SB e SL sono riportati in figura 3.2. In rosso sono evidenziate le coppie di ordini di terrazzo caratterizzate dalla maggiore differenza in altezza, probabilmente come conseguenza di tassi di sollevamento relativamente maggiori.

Terrazzo	Intervallo altimetrico del margine interno reale (m)				Ampiezza media della piattaforma d'abrasione (m)					Pendenza media della piattaforna d'abrasione (gradi)				Massimo spessore dei depositi costieri (m)				Intervallo altimetrico medio tra ordini successivi di terrazzi (m)				
	PSN	PLL	SB	SL	PSN	PLL	SB	SL	Tot	PSN	PLL	SB	SL	PSN	PLL	SB	SL					
T0	X	5,5-9	X	X	X	204	X	X	204	X	1,1	X	X	X	X	X	X					
T1	X	12-21	X	X	X	211	X	X	211	X	1,2	X	X	X	9[a]	X	X	Terrazzi	PSN	PLL	SB	SL
T2	22-25	22-51	X	40-63	999	99	X	369	489	0,7	5,6	X	1,6	X	13	X	>12	T0-T1	X	7	X	X
T3	42-60	60-90	X	58-85	2849	235	X	392	1159	0,5	3,4	X	1,9	X	11	X	20	T1-T2	X	25	X	X
T4	80-90	90-130	95-125	110-130	2035	358	1516	1047	1239	1,0	3,1	1,2	1,8	8	45	>25	40	T2-T3	28	36	X	21
T5	115	120-205	143-215	147-180	893	266	489	614	566	1,5	4,0	2,0	1,6	20	23	50	>25	T3-T4	33	38	X	32
T6	170-175	180-275	187-295	178-233	1538	415	320	530	701	1,3	2,6	2,1	2,3	2	13	23	15	T4-T5	32	41	69	40
T7	245-250	240-355	215-350	233-275	1639	532	387	526	771	1,6	3,0	2,9	2,6	X	X	25	5	T6-T7	35	54	35	49
T8	275-355	303-435	260-445	265-335	969	686	273	390	580	1,3	3,5	2,8	3,0	X	X	>8	8	T7-T8	64	97	35	55
T9	X	470-570	400-663	395-440	X	796	1397	376	856	X	2,9	2,9	3,8	X	X	X	X	T8-T9	X	141	234	106

PSN	Piana di San Nicola
PLL	Catena del Pollino
SB	Piana di Sibari
SL	Massiccio della Sila
Tot	Intera area di studio

[a] Dati di pozzo

A tal proposito, considerando che le basi topografiche utilizzate in fase di rilevamento sono caratterizzate da un intervallo altimetrico delle isoipse di 10 e, localmente, di 5 m, l'incertezza verticale nella stima delle quote può essere valutata in ~10 m. Le misure delle quote delle piattaforme d'abrasione e dei margini interni ed esterni dei terrazzi sono state, inoltre, realizzate attraverso l'utilizzo di GPS e altimetri barometrici, con un'incertezza verticale ugualmente stimabile in ~10 m (tab. 3.2).

I terrazzi sono stati cartografati dall'attuale livello del mare sino ad una quota di ~600 m; terrazzi a maggiore altezza sono stati riconosciuti da Cucci (2004) ma, data la presenza di pochi lembi estremamente ridotti nelle dimensioni e, quindi, di difficile e incerta correlazione, essi sono stati esclusi dalla successiva analisi. I terrazzi rilevati e correlati sono stati analizzati nel contesto dell'evoluzione strutturale dell'area, includendo la possibile deformazione indotta dai sistemi di faglie oblique e normali che interessano l'area (Ferranti et alii, 2009). Nei settori dove sono state rilevate faglie dirette dislocanti i terrazzi marini le quote dei margini interni sono state corrette di quantità pari ai rigetti verticali in modo da evitare errori nelle correlazioni laterali.

3.2.2 – Calcolo della quota delle paleo-linee di riva (margini interni reali).

Allo scopo di ricostruire con la maggiore precisione possibile la forma delle antiche linee di riva, le quote dei margini interni morfologici sono state corrette tenendo in considerazione lo spessore delle coperture continentali e le eventuali erosioni dei depositi costieri; per ciascuna quota del margine interno reale è stata, inoltre, calcolata l'incertezza verticale, principalmente derivante dalla qualità del *marker* costiero (tab. 3.2). Dato il contesto morfologico, così come discusso nel precedente paragrafo, il migliore indicatore delle quote raggiunte dagli antichi livelli del mare è il margine interno dei terrazzi. Nel calcolo dell'incertezza verticale associata alla quota dei margini interni bisogna, anzitutto, considerare la difficoltà esistente nell'identificare la posizione di alcuni *marker* costieri a seguito di fenomeni di degradazione post-emergenza; tale errore è, comunque, stimato in pochi metri.

Una fonte di errore importante può essere, invece, rappresentata dalla copertura continentale che ricopre il terrazzo una volta che esso è stato sollevato ed esposto alle dinamiche di versante e all'azione erosiva delle fiumare. Le coperture continentali sono,

generalmente, caratterizzate da una geometria cuneiforme, con aumento degli spessori verso i margini interni dei terrazzi (fig. 3.1). Gli spessori sono altamente variabili ma, comunemente, non superiori ai 10 m (tab. 3.2). In questo lavoro, differenziandosi dalle stime generalizzate effettuate in precedenti studi (Cucci e Cinti, 1998; Amato et alii, 2000), il calcolo dello spessore delle coperture dei terrazzi è stato effettuato sito per sito (tab. 3.2), utilizzando tagli naturali e artificiali e dati di pozzo. Si ritiene che tale tipo di approccio sia di fondamentale importanza per una corretta ricostruzione delle quote dei margini interni reali, dato che esse possono essere sensibilmente modificate dalle coperture continentali che restituiscono in superficie un margine interno morfologico di minore precisione (fig. 3.1).

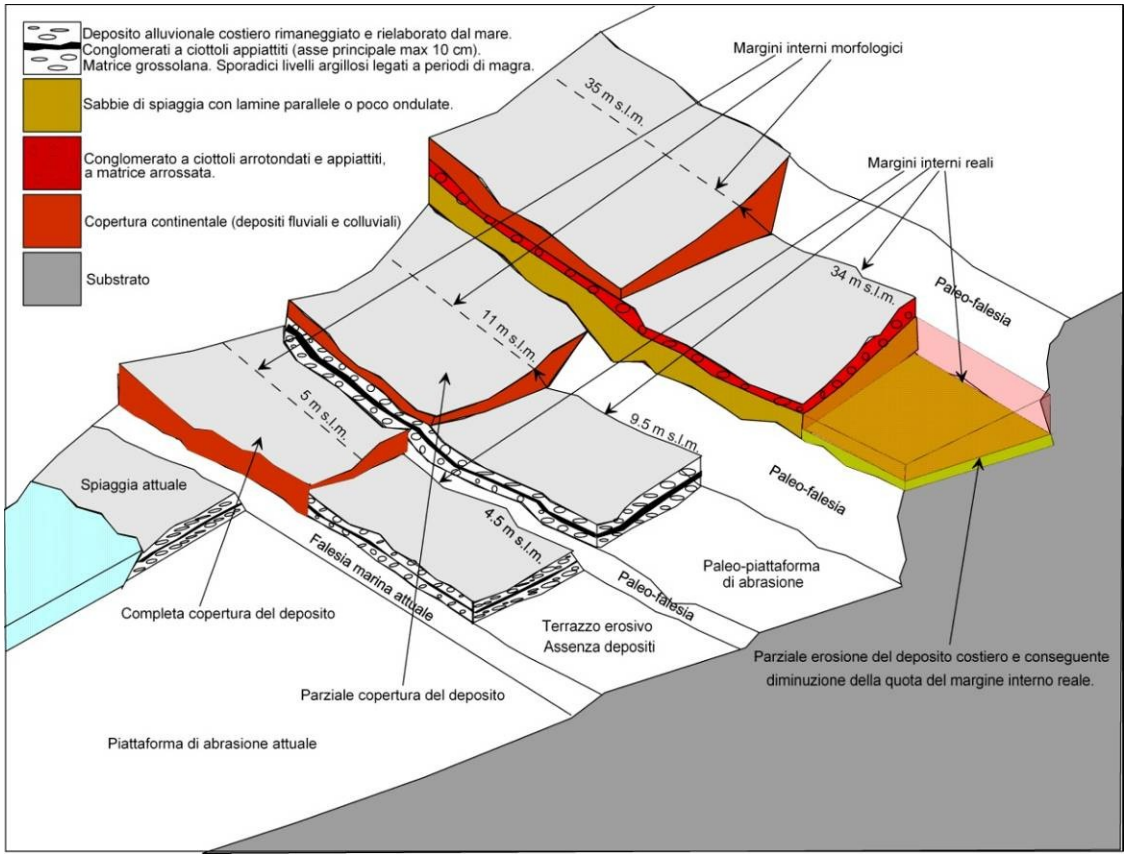


Figura 3.1 – illustrazione di terrazzi marini sollevati caratterizzati da una diversa qualità nell'ottica della determinazione della quota del margine interno reale. Fenomeni di erosione, parziale o completa, del deposito costiero associato al terrazzo e la presenza di coperture continentali possono fortemente inficiare una corretta determinazione della quota del margine interno reale.

Analisi sedimentologiche e di *facies* dei depositi costieri sono state realizzate non soltanto al fine di migliorare la correlazione laterale dei terrazzi ma anche per poter

determinare la quota dei margini interni reali con maggiore precisione. Sfruttando principalmente i tagli naturali legati alle incisioni vallive e i margini esterni dei terrazzi, maggiormente esposti all'erosione e, dunque, caratterizzati da minori spessori di copertura continentale, sono state realizzate ricostruzioni della geometria delle sequenze deposizionali associate ai cicli eustatici che hanno modellato i terrazzi. In alcuni casi, l'abbondanza e la qualità degli affioramenti ha consentito di raggiungere una risoluzione tale da identificare la presenza di diverse oscillazioni eustatiche, ad alta frequenza, all'interno di un singolo alto stazionamento del mare.

Il massimo livello raggiunto dal mare durante una fase interglaciale è stato considerato pari alla massima quota raggiunta dai depositi di spiaggia intertidale (*foreshore sediments*) all'interno dei depositi costieri. La massima quota dei *foreshore sediments* è generalmente differente da quella del margine interno morfologico (fig. 3.1) e non necessariamente coincide con l'altezza della sommità della sequenza deposizionale costiera che termina in *onlap* stratigrafico sulla paleo-falesia che limita verso monte il terrazzo. Il deposito costiero può, infatti, essere caratterizzato dal graduale passaggio, verso l'interno del terrazzo, a depositi alluvionali o di conoide costiera. La presenza di tali depositi presso il margine interno dei terrazzi, nel caso in cui gli affioramenti non permettano la determinazione della massima quota dei *foreshore sediments* in essi intercalati, può sensibilmente aumentare l'incertezza verticale della quota del margine interno reale. Per tali morivi, è stata realizzata una dettagliata analisi 3-D delle sequenze deposizionali costiere, in particolar modo per i terrazzi inferiori, più recenti e, quindi, caratterizzati da depositi di spiaggia meglio preservati dall'erosione e affioranti in diversi punti dell'area di studio.

Fenomeni di erosione del deposito costiero possono comportare una sottostima della quota del margine interno reale (fig. 3.1), con significative ricadute nel calcolo dei tassi di sollevamento, in particolar modo per i terrazzi più recenti. La ricostruzione geometrica 3D delle sequenze deposizionali e il calcolo dello spessore massimo dei depositi costieri in differenti settori dell'area di studio (tab. 3.1) sono stati, dunque, utilizzati anche per l'identificazione di fenomeni di erosione. Considerato un lembo di terrazzo, significative diminuzioni nello spessore dei depositi costieri e sequenze deposizionali incomplete rispetto alla geometria 3-D del relativo ordine, sono state considerate come chiari indizi di fenomeni di erosione post-emergenza del terrazzo. La

correzione verticale apportata al margine interno reale è stata fatta coincidere con la differenza tra lo spessore del deposito eroso e lo spessore massimo relativo alla sequenza sedimentaria tipo dell'ordine cui il terrazzo appartiene (tab. 3.2).

Tabella 3.2 - parametri considerati nella correzione della quota dei margini interni morfologici e incertezze verticali attribute alle altezze dei margini interni reali.

Terrazzo	Quota del margine interno morfologico (m)				Spessore della copertura continentale (m)				Correzione per erosione del deposito costiero (m)				Quota del margine interno reale (m)				Errore di misurazione (±m)				Incertezza paleo-batimetrica (m)			
	SL	PSB	PLL	PSN	SL	PSB	PLL	PSN	SL	PSB	PLL	PSN	SL	PSB	PLL	PSN	SL	PSB	PLL	PSN	SL	PSB	PLL	PSN
T0	X	X	9	X	X	X	1	X	X	X	0	X	X	X	8	X	X	X	5	X	X	X	±5	X
T1	X	X	16	X	X	X	1	X	X	X	0	X	X	X	15	X	X	X	5	X	X	X	±2	X
T2	54	X	43	27	4	X	3	3	0	X	0	0	50	X	40	24	5	X	5	5	±2	X	±2	±2
T3	77	X	74	55	6	X	7	4	0	X	9	0	71	X	76	51	5	X	5	5	±5	X	±5	±10
T4	128	104	112	90	7	4	5	5	0	5	7	0	121	105	114	85	5	5	5	5	±2	±2	±2	±2
T5	160	183	154	123	5	8	5	6	6	0	6	0	161	175	155	117	5	5	5	5	±10	±10	±2	±2
T6	215	233	234	169	9	6	7	5	0	0	0	8	206	227	227	172	5	5	5	5	±20	±5	±5	±10
T7	253	268	289	253	8	6	8	7	10	0	0	0	255	262	281	246	5	5	5	5	±10	±5	±10	±10
T8	320	306	388	319	10	8	10	9	0	0	0	0	310	298	378	310	5	5	5	5	±10	±10	±10	±10
T9	427	541	529	X	10	9	10	X	0	0	0	X	417	532	519	X	5	5	5	X	±10	+20	+20	X

SL = Sila
PSB = Piana di Sibari
PLL = Pollino
PSN = Piana di San Nicola

La maggiore incertezza nel calcolo della quota delle antiche linee di riva risiede nella determinazione, realizzata per ciascun lembo di terrazzo, dell'appropriata correzione batimetrica relativa ai *markers* costieri, erosionali e deposizionali, utilizzati (tab. 3.2). Al fine di calcolare oggettivamente l'incertezza verticale paleo-batimetrica è stato utilizzato il seguente schema, basato sullo stato di preservazione del terrazzo e del relativo deposito costiero e sulla qualità e posizione, relativamente al terrazzo, degli affioramenti:

1. incertezza paleo-batimetrica = ±2 m: completo affioramento del deposito costiero, ben preservato dall'erosione, oppure presenza di numerosi affioramenti, in diversi settori del terrazzo, sulla base dei quali è possibile una dettagliata ricostruzione della geometria della sequenza deposizionale e la determinazione della massima quota dei *foreshore sediments*;
2. incertezza paleo-batimetrica = ±5 m: ricostruzione incompleta della geometria della sequenza deposizionale costiera. Sono presenti soltanto limitati affioramenti dei depositi di spiaggia, non in prossimità del margine interno, a seguito di una parziale copertura continentale del terrazzo (fig. 3.1);
3. incertezza paleo-batimetrica = +10 m: il deposito costiero è completamente eroso; in questo caso la quota del margine interno del terrazzo, chiaramente sottostimata, viene calcolata sulla base della posizione della linea di intersezione tra la paleo-piattaforma di abrasione e la paleo-falesia (fig. 3.1), utilizzando affioramenti del substrato in cui è stato inciso il terrazzo;
4. incertezza paleo-batimetrica = ±10 m: è stata attribuita alla quota del margine interno sia nel caso di una completa copertura continentale del terrazzo sia per la presenza di sequenze deposizionali di conoide costiera, con limitati affioramenti che non permettono la precisa determinazione della massima quota dei *foreshore sediments*;
5. incertezza paleo-batimetrica = +20 m: tale incertezza è stata attribuita alla massima quota della piattaforma d'abrasione, considerata il migliore indicatore disponibile del paleo-livello del mare nel caso in cui il terrazzo è stato interessato da intensi processi erosivi, tanto da presentarsi come una superficie sommitale mancante di una paleo-falesia e, dunque, di un margine interno.

3.3 – Morfologia e sedimentologia dei terrazzi marini.

Come precedentemente anticipato, il rilevamento dei terrazzi marini ha portato all'individuazione di 10 ordini di terrazzi, con altezze da 5 a ~660 m, correlati tra il massiccio della Sila e la Piana di San Nicola, attraverso la Piana di Sibari e la dorsale del Pollino (fig. 3.2). I terrazzi sono stati numerati in ordine crescente, procedendo dai più recenti ai più antichi, dal T0 al T9; i risultati riguardanti le caratteristiche morfologiche e sedimentologiche dei terrazzi marini saranno presentati distinguendo l'area in quattro settori che, nello specifico, sono, da Nord verso Sud: Piana di San Nicola, dorsale del Pollino, Piana di Sibari e massiccio della Sila (limiti dei settori in fig. 3.2). In queste 4 differenti aree, i terrazzi si caratterizzano per morfologie (tab. 3.1) e *facies* sedimentarie variabili, a causa di cambiamenti della morfologia della costa, delle litologie affioranti e dei tassi di sollevamento. Nel settore Nord dell'area di studio i terrazzi sono principalmente incisi in calcari di bacino, in arenarie dell'Oligocene-Miocene e nella Formazione delle Argille Sub-Appenniniche (Pliocene-Pleistocene Medio), affiorante estesamente nell'area dell'avanfossa Bradanica e, limitatamente, lungo la dorsale del Pollino. Nel settore meridionale, invece, il substrato è principalmente costituito da sedimenti del Pliocene-Pleistocene, poco resistenti all'erosione e particolarmente diffusi lungo la Piana di Sibari. Sono, invece, limitati gli affioramenti di rocce bacinali resistenti all'erosione che ricoprono il basamento cristallino Calabride del massiccio della Sila. La Formazione delle Argille Sub-Appenniniche rappresenta la più recente unità sedimentaria, precedente la fase tettonica che ha portato al sollevamento dei terrazzi marini e alla sedimentazione, in discordanza, delle sequenze deposizionali costiere e continentali (Lanzafame e Tortorici, 1981). Sulla base di analisi biostratigrafiche, dello studio di sapropel, della stratigrafia dei rapporti isotopici dell'ossigeno e di studi magnetostratigrafici è stato definitivamente documentato che la sommità della successione delle Argille Sub-Appenniniche risale al Pleistocene Medio, ben oltre il limite Brunhes-Matuyama (780 ka; Ciaranfi et alii, 1996, 2001; Maiorano et alii, 2004, 2008; Stefanelli et alii, 2005; Joannin et alii, 2008). Sulla base di tali evidenze, i terrazzi più antichi preservati nell'area non possono andare oltre tale limite cronologico.

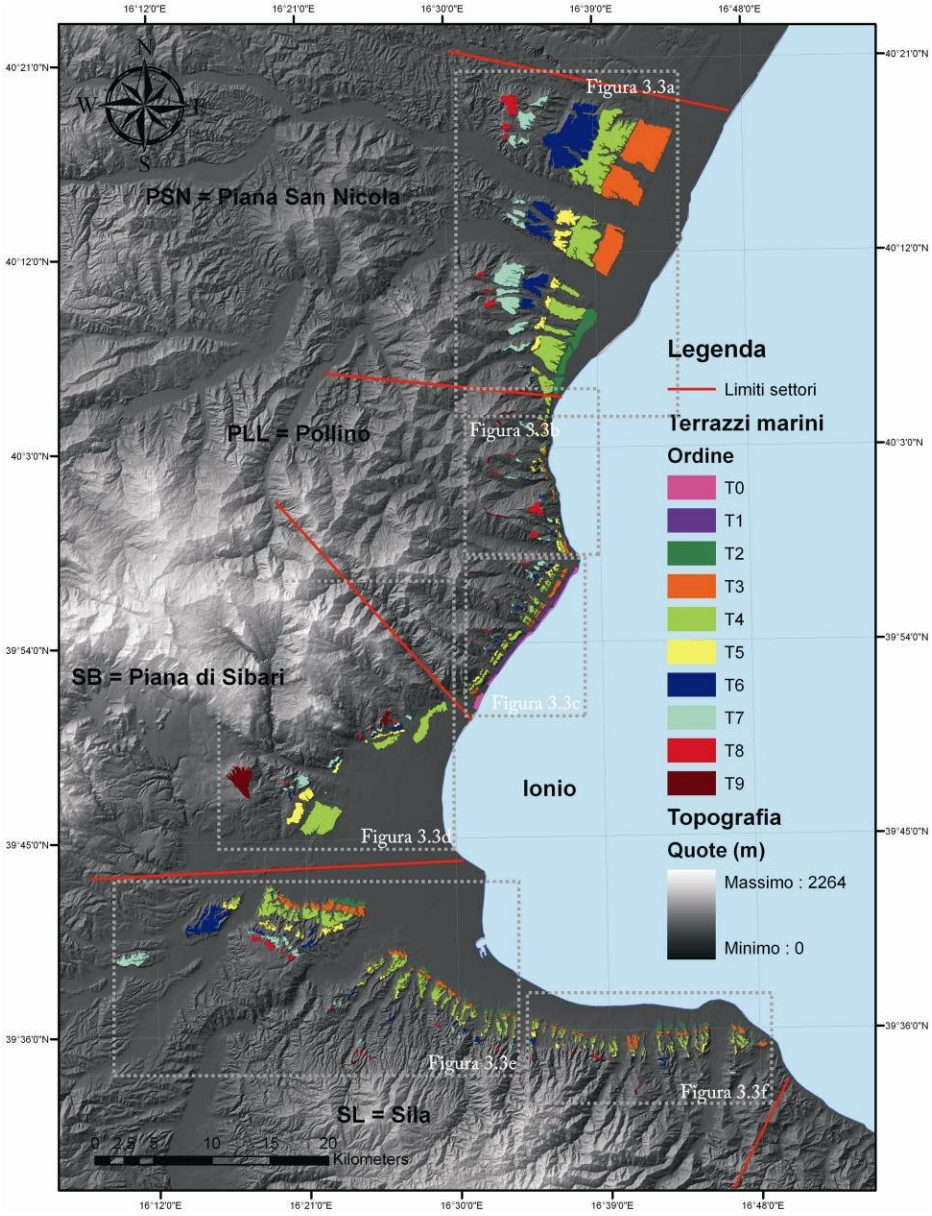


Figura 3.2 – carta morfologica dei terrazzi marini differenziati per ordine, dal basso verso l'alto, dal T0 al T9. Le linee rosse delimitano i settori utilizzati per la discussione dei parametri morfologici (tab. 3.1) e sedimentologici dei terrazzi. I rettangoli grigi tratteggiati delimitano le aree delle figure 3.3a-f.

La variazione lungo l'area di studio delle caratteristiche delle litologie affioranti è certamente una delle cause principali della non costanza lungo costa dei parametri morfologici dei terrazzi, riportati in tabella 3.1. L'ampiezza delle piattaforme d'abrasione è stata calcolata come la distanza planimetrica tra i margini interno ed esterno del terrazzo, utilizzando come base mappe topografiche e fotografie aeree. La pendenza delle piattaforme d'abrasione dei terrazzi è stata, invece, calcolata rimuovendo lo spessore di copertura continentale, stimato durante la fase di rilevamento

sul campo. Tale operazione consente di calcolare la pendenza della sommità dei corpi deposizionali costieri che si ritiene rappresenti adeguatamente la pendenza della discordanza erosiva alla base del deposito. Le maggiori ampiezze dei terrazzi sono costantemente raggiunte nell'area della Piana di San Nicola, probabilmente come conseguenza della facile erodibilità delle Argille Sub-Appenniniche e dei tassi di sollevamento relativamente minori, come dimostrato dalla diminuzione delle quote dei margini interni in questo settore (tab. 3.1). Tassi di sollevamento inferiori comportano, infatti, la possibile occupazione di uno stesso ordine di terrazzo da parte di differenti alti stazionamenti eustatici che tenderanno a formare superfici composite di maggiore estensione. Ciò è evidente in figura 3.3a in cui è riportata una carta morfologica di dettaglio relativa ai terrazzi marini della Piana di San Nicola (posizione geografica in fig. 3.2). Il numero di superfici marine risulta minore rispetto ai settori a Sud (figure 3.3b-f) e i margini interni morfologici dei terrazzi T2, T3 e T4 sono localmente compresi nella superficie del terrazzo di ordine superiore. Quanto detto è illustrato riportando l'andamento in pianta dei margini interni, tracciati attraverso il rilevamento sul campo di gradini morfologici interni ad alcuni terrazzi. Purtroppo, non esistono affioramenti tali da consentire l'individuazione, all'interno di uno stesso terrazzo, di discordanze stratigrafiche tra depositi costieri appartenenti a fasi interglaciali successive (con eventuale interposizione di sedimenti continentali relativi alla fase glaciale) che possano servire da verifica alle osservazioni morfologiche.

Le ampiezze minori, invece, sono, ad esclusione del terrazzo T9, concentrate nelle aree della dorsale del Pollino e della Piana di Sibari; in questo caso, sulla base dell'aumento delle quote dei margini interni e dell'intervallo altimetrico esistente tra ordini di terrazzo successivi (tab. 3.1), è possibile attribuire la diminuzione delle ampiezze ad un localizzato aumento dei tassi di sollevamento. Tale aumento, infatti, comporta un'occupazione della superficie del terrazzo da parte del mare per periodi di tempo relativamente minori e la conseguente formazione di superfici marine di limitate dimensioni. Maggiori tassi di sollevamento comportano, inoltre, tassi di erosione sostenuti e un significativo apporto di sedimenti lungo la fascia costiera con conseguente ricoprimento e protezione dall'erosione della piattaforma d'abrasione. Inoltre, il moto ondoso e le correnti costiere spenderanno una percentuale di energia maggiore nell'allontanamento e nella ridistribuzione dei sedimenti avendo, dunque, a

disposizione minore energia per portare avanti i processi erosivi e ampliare la piattaforma d'abrasione. Tale ipotesi trova conferma negli spessori massimi dei depositi costieri, riportati in tabella 3.1 e caratterizzati da valori costantemente maggiori lungo il Pollino e la Piana di Sibari.

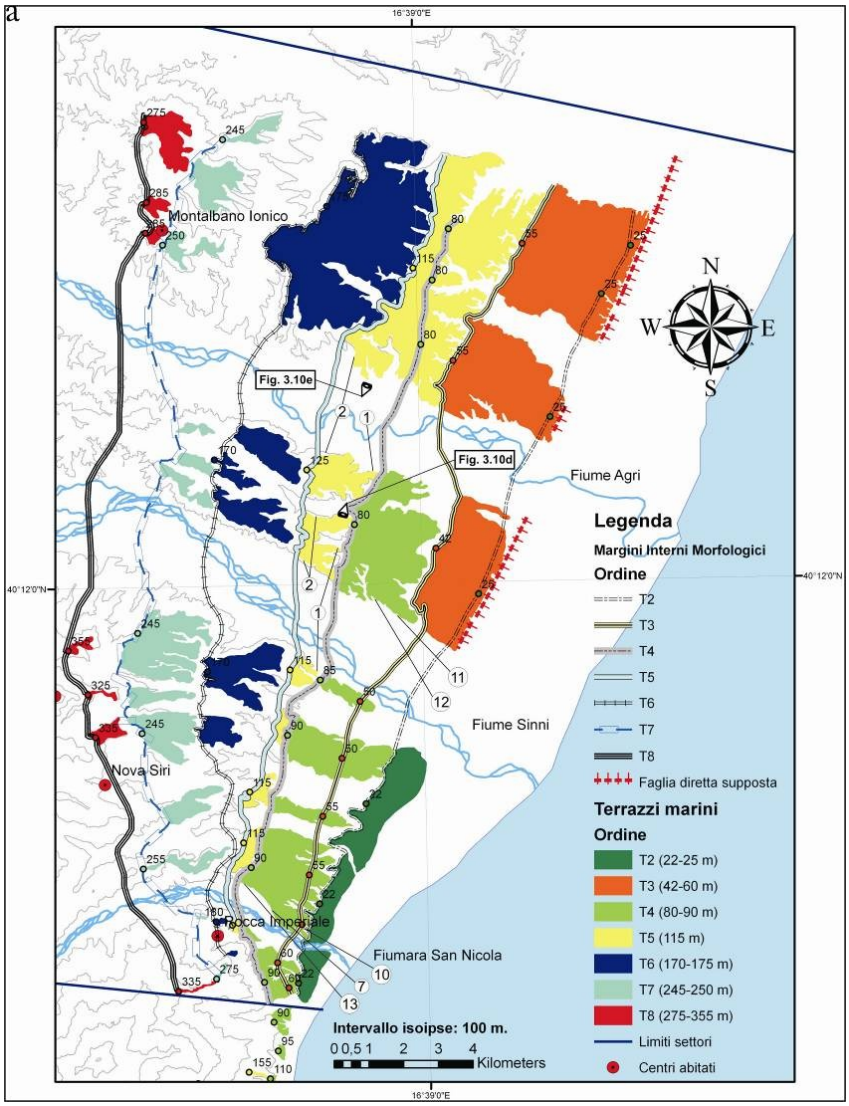


Figura 3.3 – Mappe morfologiche dettagliate dei terrazzi marini, Medio Pleistocenici – Olocenici in Calabria Nord-orientale e Basilicata orientale (localizzazioni in figura 3.2), con tracce dei margini interni morfologici (a) e quote dei margini interni reali (a-f). (a): Piana di San Nicola; (b) e (c): Pollino; (d): Piana di Sibari; (e) e (f): Sila. La base topografica è stata estratta da DEM 10X10 m. Sono riportate le faglie normali che dislocano i terrazzi marini. I numeri cerchiati localizzano gli affioramenti utilizzati per la ricostruzione delle sequenze deposizionali mostrate nelle figure 3.6, 3.9, 3.12 e 3.14. I rettangoli con i nomi delle figure localizzano le colonne stratigrafiche delle figure 3.4 e 3.11. I simboli degli occhi fanno riferimento alla posizione e alla visuale delle foto riportate nelle figure 3.5, 3.7, 3.8, 3.10 e 3.13. Si riportano, inoltre, stratigrafie dei depositi costieri ottenute da dati di pozzo (fig. 3.3d).

L'area del Pollino, inoltre, è l'unica ad essere caratterizzata dall'affioramento della serie completa dei terrazzi, dal T0 al T9. Ciò può essere, ragionevolmente, attribuito a tassi di sollevamento maggiori, in grado di sollevare più rapidamente i terrazzi proteggendoli dall'erosione esercitata dal moto ondoso. Presso il massiccio della Sila, infine, troviamo valori intermedi delle ampiezze dei terrazzi, probabile conseguenza di valori intermedi sia della resistenza delle rocce sia dei tassi di sollevamento.

La distribuzione delle pendenze delle piattaforme d'abrasione sostanzialmente conferma quanto detto a proposito delle ampiezze; i valori maggiori, riflesso di elevati tassi di sollevamento e basculamento dei terrazzi verso mare sono costantemente localizzati lungo la dorsale del Pollino. Viceversa, i bassi tassi di sollevamento e la facile erodibilità del substrato dei terrazzi comportano la preservazione di superfici a basso gradiente lungo la Piana di San Nicola.

Nei successivi paragrafi saranno descritte le caratteristiche sedimentologiche e morfologiche relative a ciascun ordine di terrazzo. Successivamente alla discussione inerente alla cronologia dei terrazzi, saranno presentati, infine, i risultati ottenuti dalla ricostruzione delle paleo-linee di riva e dal calcolo dei tassi di sollevamento.

3.3.1 – Terrazzo T9.

Il terrazzo T9, la più alta e antica superficie marina rilevata in questo lavoro, con quote dei margini interni comprese tra ~395 e ~663 m s.l.m. (tab. 3.1), è rappresentato da un limitato numero di superfici, rese discontinue dai prolungati e intensi processi di erosione e di incisione fluviale attivi nell'area (figure 3.2 e 3.3). I depositi costieri sono stati completamente erosi o coperti da spesse coperture continentali consentendo, dunque, correlazioni esclusivamente morfologiche, basate sull'ampiezza e sulla pendenza delle piattaforme d'abrasione e, principalmente, sulla quota dei margini interni reali. I lembi del terrazzo T9 si presentano, nell'area del Pollino e della Piana di Sibari (figure 3.3b, d), sottoforma di spianate sommitali mancanti di una falesia e, dunque, di un margine interno morfologico; ciò aumenta notevolmente l'incertezza verticale delle quote della relativa linea di riva (tab. 3.2). Le ampiezze delle piattaforme d'abrasione sono, generalmente, superiori rispetto a quelle

dei terrazzi dal T8 al T6 (tab. 3.1); data la più prolungata esposizione agli agenti esogeni, ciò indica probabilmente la formazione del terrazzo in corrispondenza di un picco interglaciale di maggiore durata. Le pendenze delle piattaforme d'abrasione non sono particolarmente elevate e appaiono inferiori a quelle dei terrazzi T8 e T7, contrariamente a quanto ci si potrebbe aspettare data la maggiore età. Tale incongruenza può comunque essere ragionevolmente spiegata dall'assenza, per i lembi di terrazzo preservati come spianate sommitali, della parte interna del terrazzo caratterizzata da un gradiente maggiore.

Dal punto di vista della distribuzione altimetrica, le quote dei margini interni aumentano regolarmente procedendo da Nord (margine settentrionale del Pollino: 480 m; fig. 3.3b) verso Sud (Piana di Sibari: 663 m; fig. 3.3d), con un massimo relativo in sinistra idrografica della Fiumara Ferro (570 m; fig. 3.3b) e un massimo assoluto in corrispondenza dell'abitato di Cassano allo Ionio (663 m; fig. 3.3d). Il T9 è, invece, caratterizzato da quote (395-440 m) e differenze altimetriche minori lungo il massiccio della Sila (figure 3.3e, f).

Il terrazzo a 663 m s.l.m. (Piana di Sibari; fig. 3.3d) si presenta come una spianata sommitale, basculata di 1,8° verso NO, ossia in direzione opposta rispetto al normale gradiente diretto verso la linea di riva. Ciò probabilmente sta ad indicare la presenza di deformazione tettonica del paesaggio legata ad una struttura locale, la cui attività è contemporanea al processo di sollevamento regionale.

3.3.2 – Terrazzo T8.

Il terrazzo T8, rispetto al T9, risulta essere più regolarmente distribuito lungo tutta l'area di studio (fig. 3.3), con locale preservazione dei depositi costieri e della morfologia originaria, ossia di una piattaforma d'abrasione limitata verso monte da una falesia. I margini di incertezza verticale delle quote dei margini interni, esclusi casi locali, sono, dunque, inferiori.

I valori delle ampiezze medie delle piattaforme d'abrasione relativi all'intera fascia costiera (tab. 3.1) mostrano che il T8 è uno dei terrazzi meno estesi, probabilmente riflettendo la breve durata della corrispondente trasgressione marina a causa dei relativi movimenti terra-mare (differenza tra i tassi di sollevamento e i tassi di

risalita eustatica). Le ampiezze diminuiscono procedendo da Nord verso Sud, con valori minimi alla Piana di Sibari e un leggero aumento in corrispondenza della Sila. I valori massimi delle pendenze, invece, sono concentrati lungo il Pollino; il valore medio della pendenza rimane generalmente elevato, riflettendo le degradazione subita dal *marker* costiero.

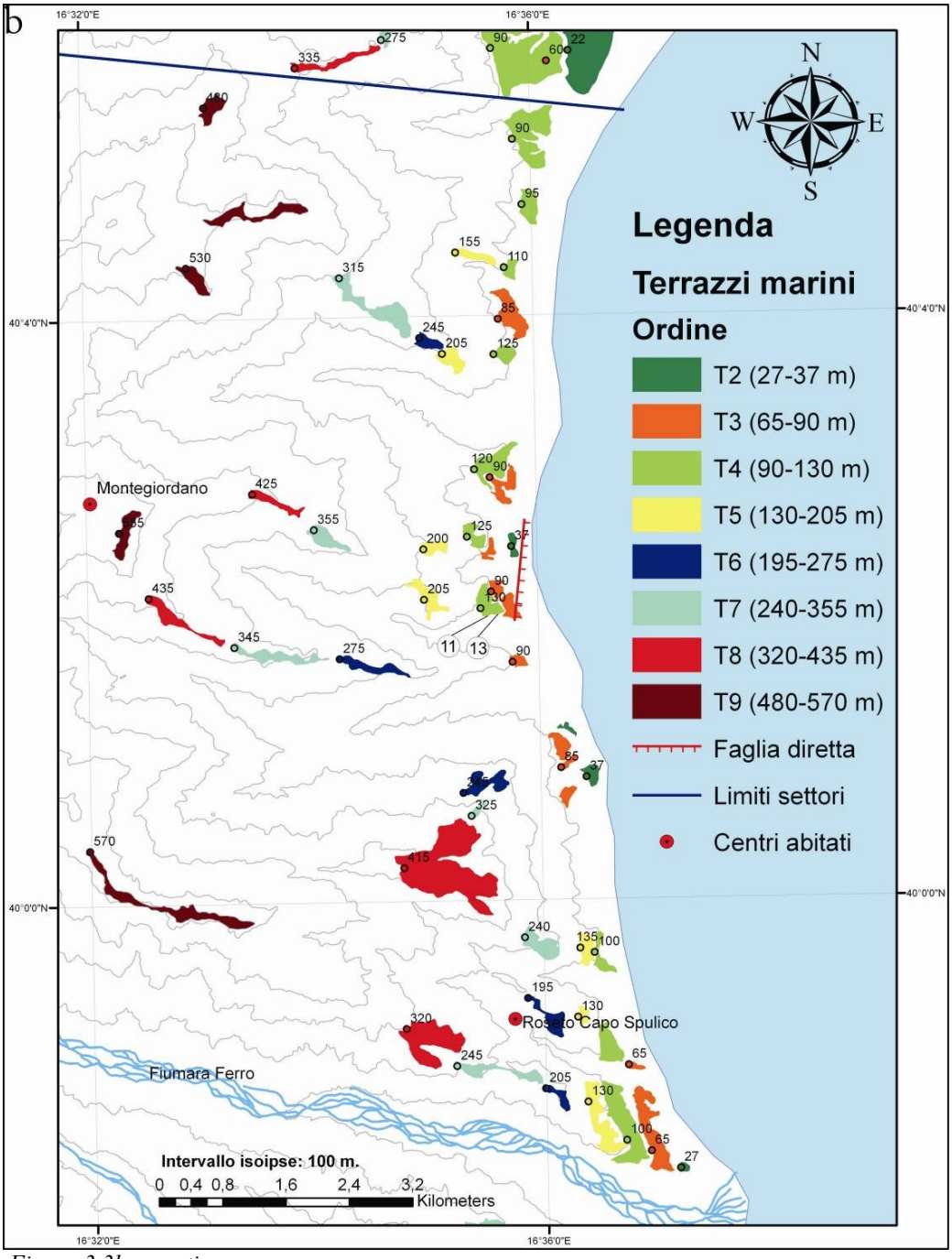


Figura 3.3b – continua.

Dal punto di vista altimetrico, il T8 è caratterizzato, lungo la Piana di San Nicola, da un progressivo aumento delle quote, procedendo verso la dorsale del Pollino, da 275 a 335 m s.l.m. (fig. 3.3a). La variabilità delle quote aumenta sensibilmente lungo il Pollino e la Piana di Sibari, con due massimi relativi nei pressi dell'abitato di Montegiordano (fig. 3.3b) e nel settore compreso tra le fiumare Avena e Pagliara (fig. 3.3c), rispettivamente a 435 e 420 m, e un massimo assoluto alla Piana di Sibari, presso Cassano allo Ionio, ad una quota di 445 m (fig. 3.3d). Appare interessante, inoltre, la diminuzione di quota, di ~160 m, al passaggio tra il Pollino e le Piana di Sibari (figure 3.3c,d). La variabilità altimetrica dei margini interni diminuisce lungo il massiccio della Sila, con quote che si mantengono intorno ai 335 m sino alla destra idrografica della Fiumara Coriglianeto e che subiscono una brusca diminuzione in prossimità del Comune di Rossano, fino ad un valore di 275 m, pressoché costante sino al limite Sud dell'area di studio (figure 3.3e, f).

I limitati affioramenti di depositi costieri presenti nell'area della Piana di Sibari e lungo il massiccio della Sila consentono di migliorare il calcolo delle incertezze verticali ma non di ricostruire la geometria delle sequenze deposizionali. In particolare, in destra idrografica della Fiumara Satanasso (fig. 3.3d) affiorano, con uno spessore minimo di 8 m, sabbie giallastre di spiaggia, a granulometria molto fine, poggianti in discordanza stratigrafica su conglomerati di conoide del Pleistocene Inferiore - Medio (Formazione delle Ghiaie di Lauropoli). Le sabbie, prive di strutture trattive e con intercalazioni di livelli argillosi, potrebbero indicare un ambiente di spiaggia sommersa (*shoreface*) o un ambiente protetto di retro spiaggia (*backshore*), in un sistema barriera-laguna. Sistemi deposizionali del tipo barriera-laguna sono stati riconosciuti da Carobene (2003) per diversi ordini di terrazzi preservati lungo la Sila, al limite Sud dell'area di studio. In ogni caso, come precedentemente anticipato, gli affioramenti appaiono limitati, generalmente ai margini esterni dei terrazzi, tanto da non consentire una completa ricostruzione delle geometria dei depositi.

Localmente i depositi di terrazzo sono costituiti in larga parte da sequenze di conoide alluvionale costiera, caratteristica che, come vedremo in seguito, risulta essere comune ai terrazzi prossimi al margine meridionale del Pollino e lungo i versanti della Sila, nei pressi del Comune di Rossano. In particolar modo, conoidi costiere tipo Gilbert hanno costituito a più riprese nel Pleistocene uno degli ambienti deposizionali di

maggiore importanza nella zona di transizione Pollino – Piana di Sibari (Colella et alii, 1987), in risposta ai processi di sollevamento che hanno interessato la regione.

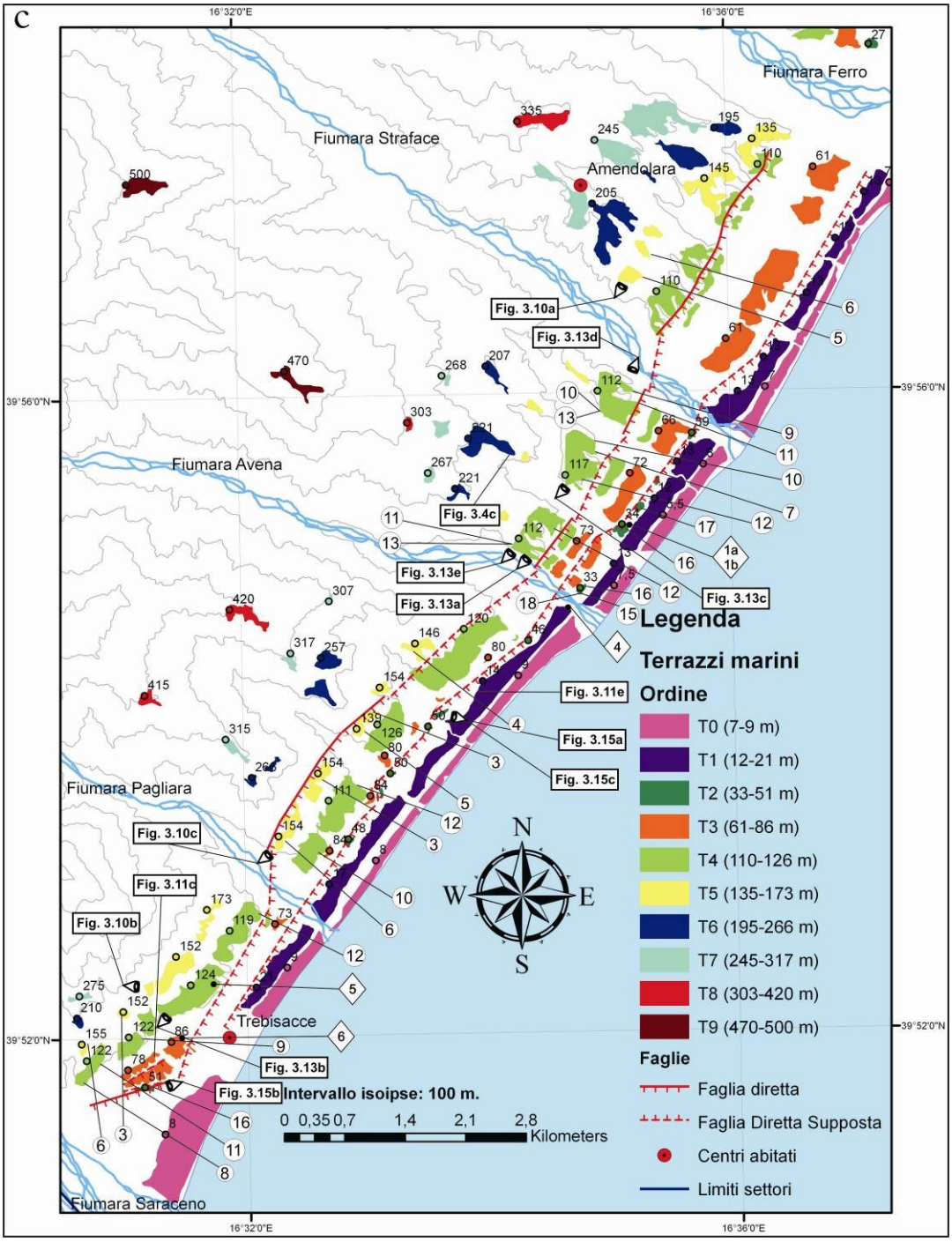


Figura 3.3c – continua.

Nel caso del T8, all'interno dei corpi alluvionali, i depositi costieri sono rappresentati da livelli a ciottoli appiattiti, indicanti la prossimità della linea di riva (contemporaneità tra

formazione del terrazzo e sedimentazione delle conoidi) e il continuo rimaneggiamento dei materiali alluvionali da parte del moto ondoso. In ogni caso, non esistono affioramenti in prossimità del margine interno del terrazzo tali da consentire il calcolo della massima quota raggiunta dai depositi di spiaggia; di conseguenza, l'incertezza verticale della quota dei margini interni è elevata.

Lungo la Sila i depositi costieri sono stati completamente erosi o coperti da coltri di materiale continentale, ad esclusione dei terrazzi prossimi all'abitato di Terranova di Sibari (fig. 3.3e) dove si osserva l'unico esempio di costruzione biohermale dell'intera fascia costiera. In generale, i forti tassi di sollevamento e di incisione verticale delle fiumare hanno comportato, infatti, un costante apporto di elevati carichi solidi lungo costa con il conseguente aumento della torbidità delle acque, non compatibile alla sopravvivenza e alla proliferazione degli organismi biohermali. Il deposito costiero, con uno spessore massimo pari a 8 m, poggia, al disopra di una discordanza erosiva, su sabbie gialle del Pliocene Superiore (vedi colonna stratigrafica in fig. 3.4a). La parte inferiore del deposito è caratterizzata da alternanze di sabbie fini e conglomerati di spiaggia (fig. 3.5a) passanti verso l'alto ad un livello a blocchi (spessore: 3 m), con asse maggiore dei clasti fino ad 1 m, rappresentativo di un ambiente deposizionale di conoide prossimale (fig. 3.5b). Anche in questa fase di intensa sedimentazione di materiale alluvionale, la prossimità della linea di riva è testimoniata dalla presenza di intercalazioni di livelli a ciottoli a appiattiti e dal ritrovamento di una fascia a Balanidi (*Chthamalus depressus*), organismi normalmente limitati alla zona intertidale (fig. 3.5c). Il terrazzo fu, dunque, interessato da una seconda oscillazione positiva del livello del mare (trasgressione), come dimostrato dalla diminuzione delle granulometrie verso l'alto (fig. 3.5b). Gli ultimi 2 m di deposito sono rappresentati da una costruzione biohermale, con coralli del genere *Cladocora Caespitosa*, in posizione vitale (fig. 3.5d,e). La nuova fase di trasgressione fu, quindi, probabilmente accompagnata da una diminuzione del carico sedimentario e della torbidità delle acque, consentendo la formazione di una barriera corallina, presumibilmente, di limitate dimensioni.

3.3.3 – Terrazzo T7.

I parametri morfologici del terrazzo T7 (variazione lungo costa delle quote dei margini interni, ampiezze e pendenze delle piattaforme d'abrasione) sono piuttosto simili a quelli relativi al terrazzo di ordine 8. L'ampiezza media, considerevole lungo la Piana di San Nicola (1639 m), diminuisce bruscamente al Pollino (532 m) per raggiungere i valori minimi in corrispondenza della Piana di Sibari (387 m; tab. 3.1).

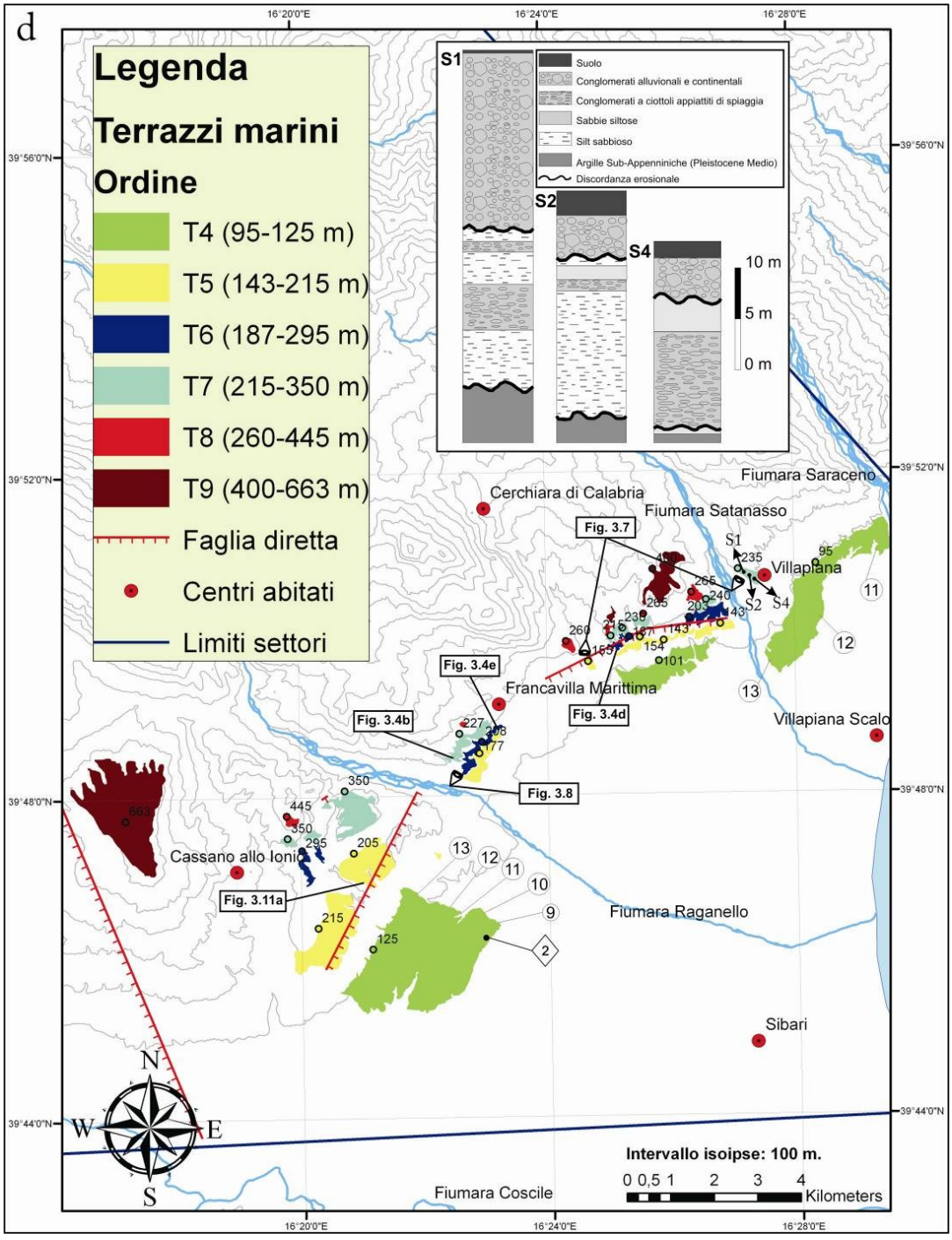
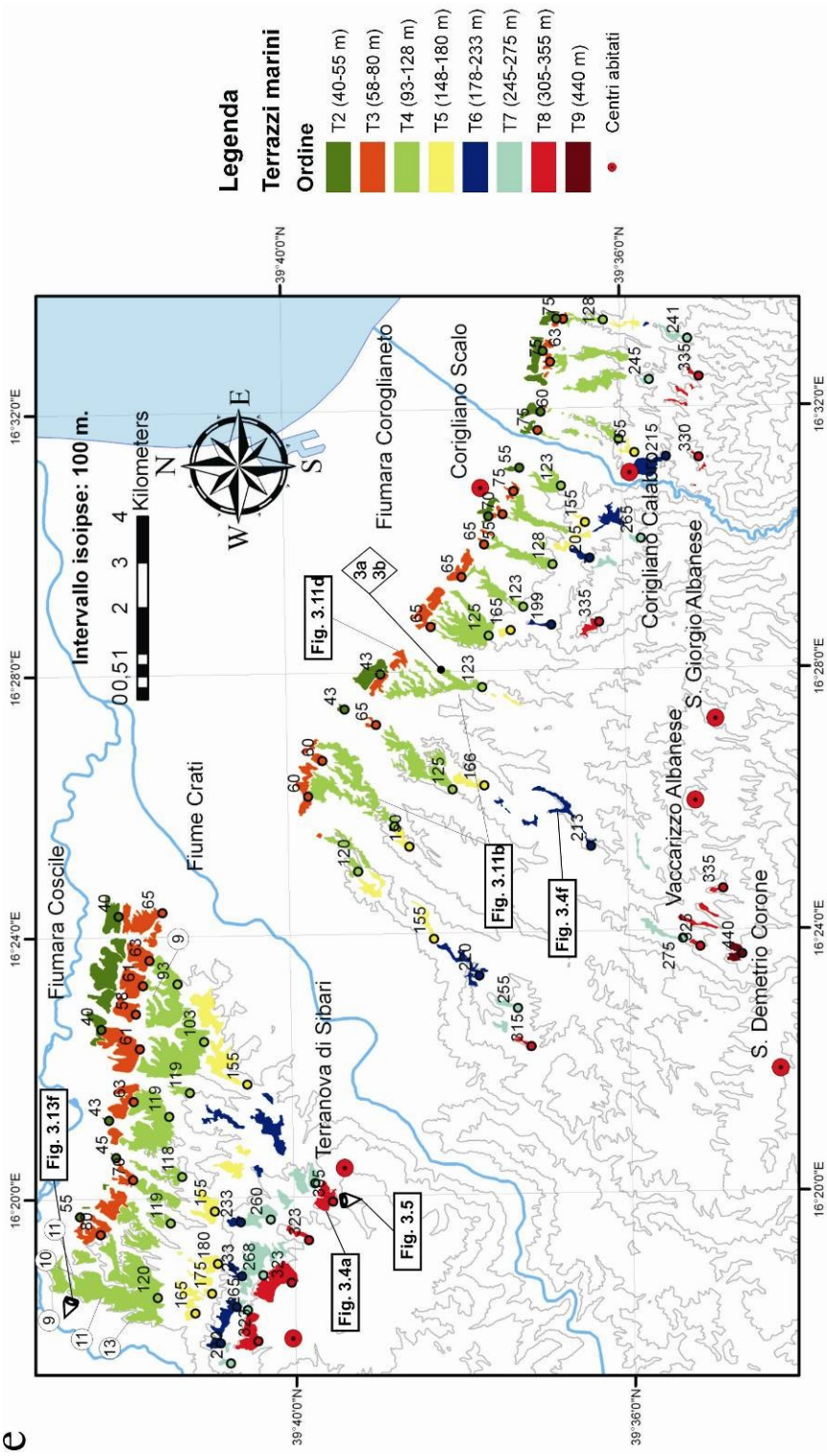


Figura 3.3d: continua.

Anche in questo caso, le aree a minore ampiezza sono anche caratterizzate dai maggiori valori delle pendenze e delle quote dei margini interni, evidenziano la possibilità che i terrazzi siano stati sottoposti, in questi settori, a maggiori tassi di sollevamento. Come il T8 anche il T7 è caratterizzato da importanti differenze altimetriche (fino a 135 m) tra i lembi rilevati lungo la aree del Pollino e della Piana di Sibari (figure 3.3b, c). L'altezza media dei margini interni diminuisce bruscamente nell'area della Sila dove si osserva, inoltre, una minore variabilità delle quote dei margini interni e valori minimi delle altezze all'estremo Sud dell'area di studio, esattamente come nel caso del T8 (fig. 3.3e).

I depositi, completamente assenti o coperti nelle aree della Piana di San Nicola e del Pollino, affiorano abbastanza diffusamente nei restanti settori. In corrispondenza del Comune di Villapiana il T7 è caratterizzato dalla presenza di spesse sequenze alluvionali costiere che, come detto in precedenza, sono tipiche dei terrazzi prossimi al margine meridionale del massiccio del Pollino. A differenza del T8, il maggior numero di affioramenti (fig. 3.7) e la disponibilità di dati di pozzo (S1, S2 e S4 in fig. 3.3d) hanno consentito la ricostruzione geometrica del corpo deposizionale alluvionale-costiero (fig. 3.6) e, conseguentemente, una più accurata determinazione della quota dei margini interni reali. Il deposito è costituito da una sequenza regressiva, poggiante attraverso una discordanza erosiva sulle argille Sub-Appenniniche, con alluvioni costiere, ben cementate e clinostratificate (fig. 3.7a), passanti verso mare a sabbie di spiaggia, progressivamente più fini, con laminazioni piano-parallele e intercalazioni di livelli a ciottoli appiattiti (figure 3.7b). Il ciclo deposizionale costiero è chiuso verso l'alto da depositi colluviali poco organizzati ed eterometrici (figure 3.6 e 3.7c). L'interpretazione della geometria del deposito (fig. 3.6) è supportata dai dati dei pozzi S1, S2 e S4 (fig. 3.3d), evidenzianti la diminuzione verso mare dello spessore dei depositi alluvionali e la presenza di depositi costieri, costituiti principalmente da sabbie siltose e conglomerati di spiaggia, con uno spessore massimo di 17 m. I livelli più ricchi in silt, sulla base delle osservazioni sul campo, possono essere attribuiti ai settori più distali della sequenza di spiaggia e, nello specifico, ad un ambiente di spiaggia sommersa (*foreshore*). Poco più a Sud, in sinistra idrografica della Fiumara Raganello, i depositi di spiaggia appaiono prevalenti, con uno spessore massimo di 25 m. In discordanza sulla Formazione delle Ghiaie di Lauropoli (Pleistocene Inferiore - Medio),

il corpo deposizionale costiero appare costituito da una monotona alternanza di sabbie e conglomerati di spiaggia emersa (*backshore*), seguiti verso l'alto da 5 m di sabbie ricche in fossili di *Pecten* (fig. 3.4b).



e

Figura 3.3e - continua.

Lungo la fascia costiera della Sila, ad Ovest della Fiumara Coriglianeto (fig. 3.3e), i depositi costieri, pur conservando *facies* sedimentarie simili alla Piana di Sibari, sono caratterizzati da minori spessori (~5 m), probabilmente a seguito di più intensi processi erosivi, e non sono possibili ricostruzioni geometriche dei corpi deposizionali. Infine, nell'area di Rossano (fig. 3.3e) divengono nuovamente prevalenti i depositi di conoide alluvionale costiera. Gli scarsi affioramenti, anche a causa dell'intensa antropizzazione nelle aree di Rossano e di Mirto (fig. 3.3e), e l'impossibilità di seguire all'interno dei terrazzi l'andamento dei livelli costieri aumentano sensibilmente l'incertezza delle quote dei margini interni.

3.3.4 – Terrazzo T6.

Le caratteristiche morfologiche del T6, compresa la variazione lungo costa delle quote dei margini interni, sono molto simili a quanto osservato per i terrazzi T7 e T8 (tab. 3.1). Il terrazzo raggiunge la massima estensione della piattaforma d'abrasione al limite Nord dell'area di studio, per poi diminuire sensibilmente in ampiezza e aumentare nella pendenza e nella quota dei margini interni approssimandosi alla dorsale del Pollino (fig. 3.3a). In questo settore e lungo la Piana di Sibari i lembi del T6 sono caratterizzati da un'estensione molto limitata, da pendenze sensibili della piattaforma d'abrasione e da un aumento, verso Sud, delle quote dei margini interni. Le quote, come per i terrazzi più alti, non aumentano regolarmente, data la presenza di massimi localizzati nel settore di Montegiordano (fig. 3.3b; 275 m), in sinistra idrografica della Fiumara Pagliara (fig. 3.3c; 266 m) e nei pressi di Cassano allo Ionio (fig. 3.3d; 295 m). Le differenze altimetriche tra i margini interni dei terrazzi diminuiscono sensibilmente nell'area della Sila, dove le quote decrescono regolarmente dai 233 m raggiunti in sinistra idrografica del Fiume Crati (fig. 3.3e) ai 201 m in corrispondenza dell'estremo Sud dell'area di studio (fig. 3.3f).

Nonostante il minore sollevamento totale, il T6 presenta un pendenza media alla Sila pari a 2,6°, tra le più alte di tutta la fascia costiera, probabilmente come conseguenza del cattivo stato di preservazione delle superfici. In questo settore, infatti, il T6 appare fortemente inciso dalla rete idrografica, con superfici marine ridotte ad una serie di lembi di limitate dimensioni, preservate come spianate sommitali lungo gli spartiacque

idrografici. Da questo consegue anche una minore precisione nel calcolo delle quote dei margini interni reali.

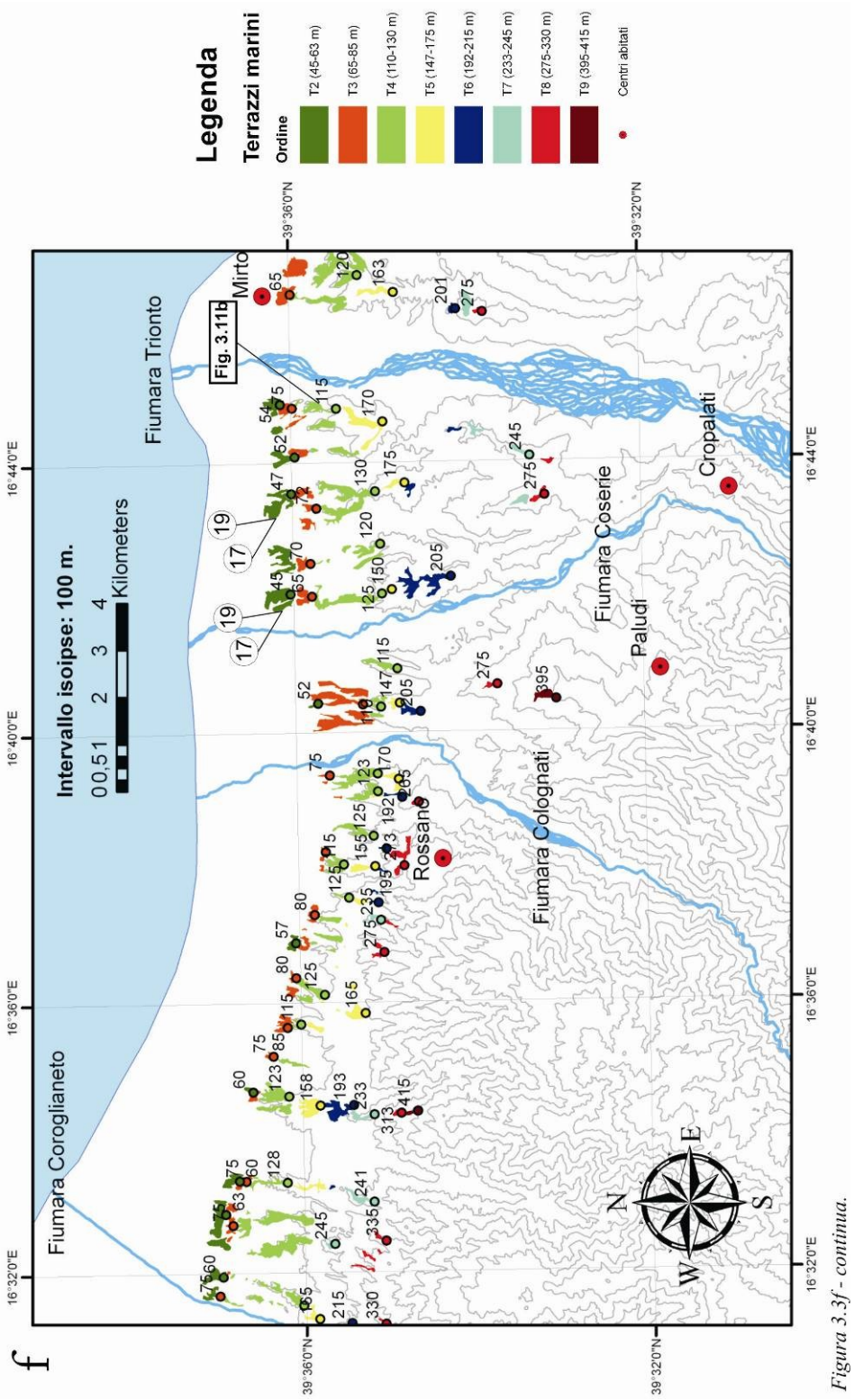


Figura 3.3f - continua.

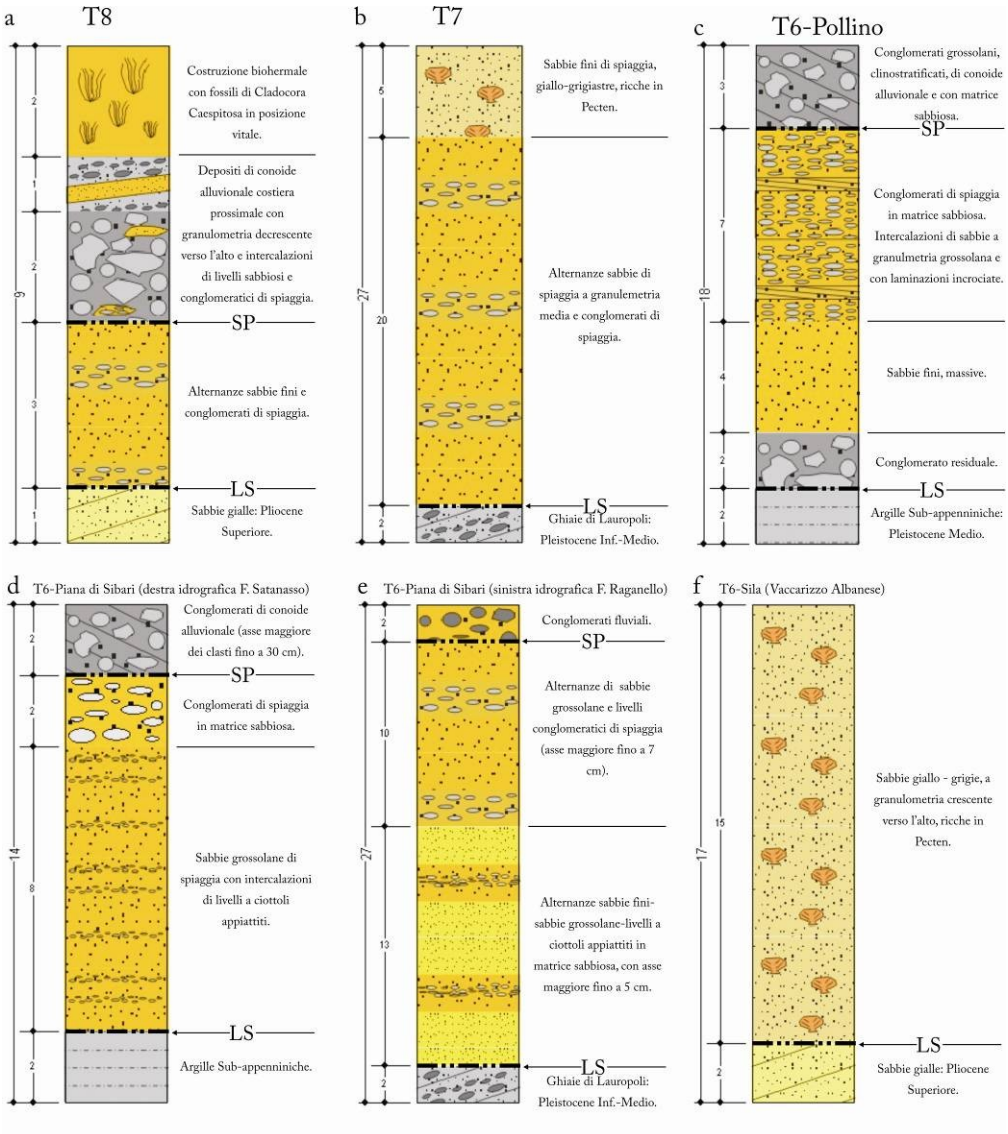


Figura 3.4 – colonne stratigrafiche relative ai terrazzi T8 (a), T7 (b) e T6 (c, d, e, f) ricostruite sulla base di diversi affioramenti. Le localizzazioni sono riportate nelle figure 3.3c (c), 3.3d (b, d, e) e 3.3e (a, f). SP= superficie di progradazione; LS= limite di sequenza costiera. Vedi testo per maggiori dettagli.

I depositi del T6, a differenza del T8 e del T7, sono preservati, con spessori variabili, lungo tutta la fascia costiera, anche se gli affioramenti sono limitati quasi esclusivamente ai margini esterni dei terrazzi non consentendo, dunque, la ricostruzione geometrica della sequenza deposizionale. Nella Piana di San Nicola i depositi costieri, rappresentati da conglomerati di spiaggia, appaiono fortemente erosi, spesso franati, con uno spessore massimo pari a 2 m. Anche i restanti ordini di terrazzi, ad esclusione del T5, sono caratterizzati, a Nord del Pollino, da depositi costieri di modesto spessore o

completamente assenti. Questo potrebbe essere una conseguenza dei minori tassi di sollevamento che comportano bassi tassi di incisione fluviale e, dunque, un minore apporto di sedimenti lungo la fascia costiera. Inoltre, l'elevata estensione dei terrazzi comporta la distribuzione dei corpi di spiaggia lungo piattaforme d'abrasione di maggiore superficie e, dunque, a parità di volume, un minore spessore massimo dei depositi.

In tutta l'area di studio, ad esclusione del Pollino, il T6 è caratterizzato da una singola sequenza regressiva di spiaggia (fig. 3.4 c, d, e, f). Al Pollino il deposito affiora esclusivamente lungo lo spartiacque comune alle fiumare Avena e Straface (fig. 3.3c), con un spessore massimo di 13 m e poggiante, attraverso una discordanza erosiva (LS = limite della sequenza costiera, in fig. 3.4c), sulle Argille Sub-Appenniniche. La parte bassa dell'affioramento è costituita da un conglomerato residuale, con blocchi decimetrici, derivante dalla fase trasgressiva del picco interglaciale. Durante l'ingressione marina il mare modellava la piattaforma d'abrasione e la falesia, erodendo i depositi del terrazzo sovrastante e ridistribuendo i sedimenti sulla piattaforma di neo-formazione. I successivi 11 m di deposito costiero sono costituiti da corpi deposizionali di spiaggia emersa (sabbie giallastre e conglomerati a ciottoli appiatti), con un progressivo aumento delle granulometrie verso l'alto (fig. 3.4c) indicativo di una fase regressiva del livello del mare. Il ciclo deposizionale è chiuso verso l'alto da conglomerati clino-stratificati di ambiente alluvionale, indicanti la definitiva emersione del terrazzo. I due corpi deposizionali sono separati da una discordanza erosiva o superficie di progradazione erosiva (SP in fig. 3.4).

Nelle aree della Piana di Sibari e della Sila (figure 3.4d, e, f) sono assenti sedimenti rappresentativi della fase trasgressiva, probabilmente come conseguenza del loro completo allontanamento durante l'ingressione marina. I corpi regressivi, con spessori da 10 a 25 m, hanno caratteristiche comuni, con sabbie, talora fossilifere, a granulometria crescente verso l'alto, e intercalazioni di livelli a ciottoli appiattiti, più abbondanti verso la sommità dei depositi. Le sequenze deposizionali di spiaggia sono comunemente chiuse verso l'alto da depositi alluvionali e colluviali. In figura 3.8 si riportano le foto di alcuni affioramenti rappresentativi delle *facies* dei depositi costieri del T6 lungo la Piana di Sibari (ubicazione in figura 3.3d). In particolare, in figura 3.8c è possibile osservare uno dei rari casi in cui è visibile il contatto tra i depositi del

terrazzo e il substrato, in questo caso rappresentato dalla Formazione delle Ghiaie di Lauropoli, affiorante lungo la paleo-falesia che limita a monte il terrazzo. E' evidente come i depositi di spiaggia (conglomerati a ciottoli appiattiti) terminino in *onlap* costiero sul substrato; affioramenti di questo tipo consentono di ottenere una maggiore precisione nella determinazione della quota di massima ingressione del livello del mare.

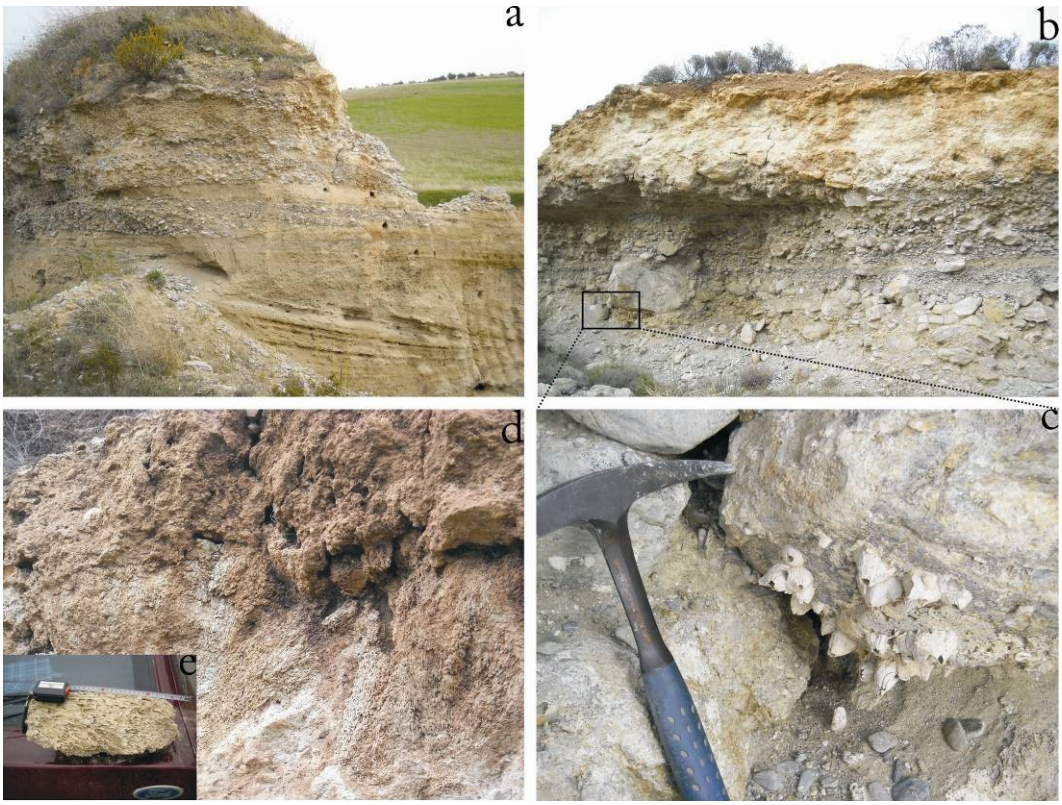


Figura 3.5 – deposito costiero del T8 in prossimità dell'abitato di Terranova di Sibari (localizzazione delle foto in figura 3.3e). Dal basso verso l'alto: a) alternanze di sabbie fini e conglomerati di spiaggia; b) deposito di conoide costiera con granulometria decrescente verso l'alto, intercalazioni di livelli a ciottoli appiattiti e presenza di una fascia a Balanidi (c); d) costruzione biohermale con fossili di Cladocora Caespitosa in posizione vitale; e) campione di corallo raccolto per eventuali datazioni U/Th.

3.3.5 – Terrazzo T5.

Il T5 è uno dei terrazzi caratterizzati dalle minori estensioni e maggiori pendenze delle piattaforme d'abrasione; dato il buono stato di preservazione dei depositi costieri, affioranti in tutta l'area di studio con spessori compresi tra 20 e 50 m (tab. 3.1), le limitate dimensioni sono ragionevolmente da attribuire non tanto ai processi erosivi

subiti ma ad una breve durata del picco interglaciale ad esso relativo e/o a maggiori tassi di sollevamento al momento della sua formazione.

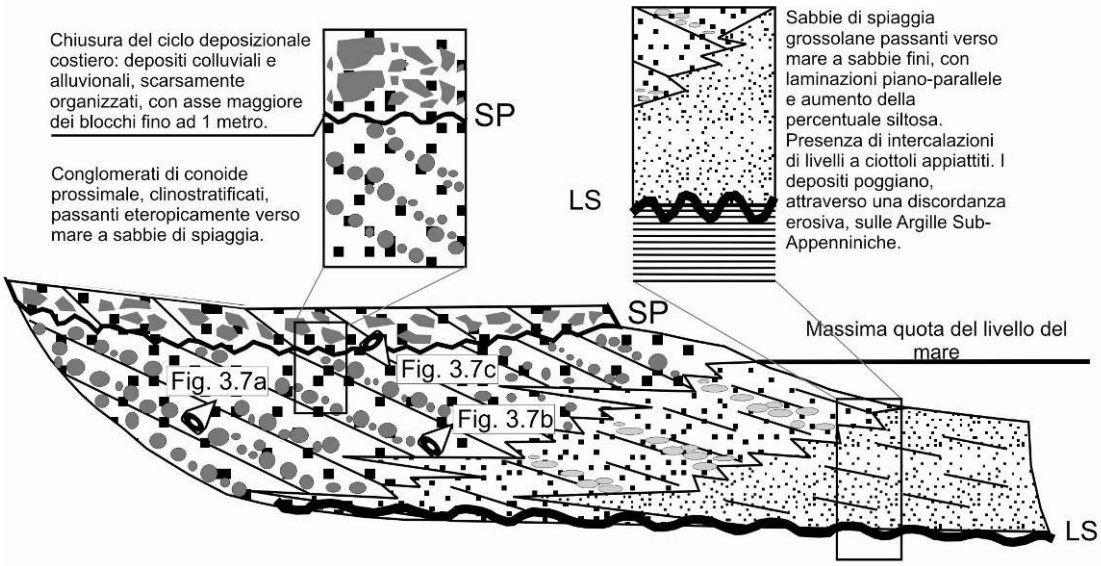


Figura 3.6 – geometria della sequenza deposizionale costiera dei terrazzi T7 e T5 nel settore della Piana di Sibari (localizzazione in fig. 3.3d). La ricostruzione è stata realizzata attraverso affioramenti e dati di pozzo presso i comuni di Villapiana (T8) e di Francavilla Marittima (T5). Il simbolo degli occhi si riferisce alla posizione idealizzata delle foto di figura 3.7.

Il T5 è l'unico terrazzo ad essere caratterizzato da estesi affioramenti di depositi nell'area della Piana di San Nicola e, in particolare, a Nord del Fiume Sinni, tanto da consentire la ricostruzione della geometria deposizionale (fig. 3.9a). In corrispondenza dei margini esterni la parte sommitale del deposito è costituita da *facies* di spiaggia emersa e di battigia, con alternanze di sabbie grossolane e di conglomerati a ciottoli appiattiti in matrice sabbiosa (fig. 3.10d). Verso la parte interna dei terrazzi, invece, diventano dominanti, con spessori massimi intorno ai 15 m, sabbie argillose, talora argille sabbiose, con rare intercalazioni di lingue di sabbie grossolane (fig. 3.10e), indicanti la presenza, verso terra, di un ambiente protetto e a bassa energia che permetteva la sedimentazione di materiale a granulometria fine. Verso il basso si passa ad un conglomerato residuale (spessore massimo: 1 m), mentre la parte sommitale del deposito è caratterizzata da sedimenti colluviali e di conoide alluvionale (chiusura del ciclo costiero). La litologia dei depositi e la reciproca posizione delle *facies* costituenti il corpo sedimentario di spiaggia possono essere interpretate come il risultato di una trasgressione marina che erose il substrato, qui rappresentato dalle Argille Sub-

Appenniniche, depositando sulla piattaforma d'abrasione di neo-formazione il conglomerato residuale (fig. 3.9a). In presenza di abbondanti apporti detritici, la linea di battigia e la spiaggia emersa migrarono verso mare consentendo la formazione di un ampio bacino di retro-spiaggia, probabilmente lagunare, in cui si depositarono sabbie argillose e argille sabbiose (fig. 3.9a).

Lungo la dorsale del Pollino, a Nord della Fiumara Ferro, il T5 appare fortemente eroso (fig. 3.3b), con pendenze della piattaforma d'abrasione anche superiori ai 4° e con depositi rappresentati da limitati spessori di sabbie e di conglomerati. Lo stato di conservazione risulta decisamente migliore a Sud della Fiumara Ferro, con affioramenti diffusi sia lungo i margini esterni sia nei settori più interni dei terrazzi, tanto da consentite la ricostruzione delle sequenze deposizionali anche in questo settore. Mancando esposizioni complete dell'intero deposito costiero, i diversi affioramenti sono stati proiettati in un'unica sezione qualitativa (fig. 3.9b) nel tentativo di interpretare la geometria della sequenza deposizionale. La parte inferiore del corpo deposizionale costiero è costituita da un conglomerato residuale, passante verso l'alto ad un conglomerato di spiaggia a granulometria decrescente verso l'alto; il deposito legato alla fase di trasgressione marina ricopre omogeneamente la sottostane piattaforma d'abrasione. Segue un corpo regressivo, con uno spessore massimo di 12 m, costituito, da terra verso mare, da conglomerati di spiaggia emersa (fig. 3.10b), da sabbie grossolane con strutture trattive, di spiaggia intertidale e di spiaggia sommersa superiore (fig. 3.10a), e da sabbie fini massive, ricche in bioturbazioni, di spiaggia sommersa inferiore. Conglomerati alluvionali clino-stratificati chiudono la sequenza di spiaggia al disopra di una discordanza erosiva (figura 3.9b). Corpi alluvionali lentiformi, intercalati ai depositi di spiaggia emersa nel settore interno dei terrazzi (fig. 3.9b), potrebbero indicare un sistema alluvionale costiero alimentato da una serie di canali fluviali divaganti in una pianura alluvionale.

I depositi costieri del T5 appaiono ben preservati dall'erosione anche nei settori della Piana di Sibari (spessore massimo: 50 m) e della Sila (spessore minimo: 25 m); contrariamente a quanto visto per il Pollino e la Piana di San Nicola, i depositi sono concentrati lungo i margini esterni dei terrazzi non consentendo la realizzazione di ricostruzioni geometriche. La colonna stratigrafica di figura 3.11a riassume le caratteristiche dei depositi costieri del T5 a Sud del Pollino, depositi costituiti da una

sequenza regressiva di spiaggia, con spessore massimi raggiunti in destra idrografica della Fiumara Raganello (fig. 3.3d).

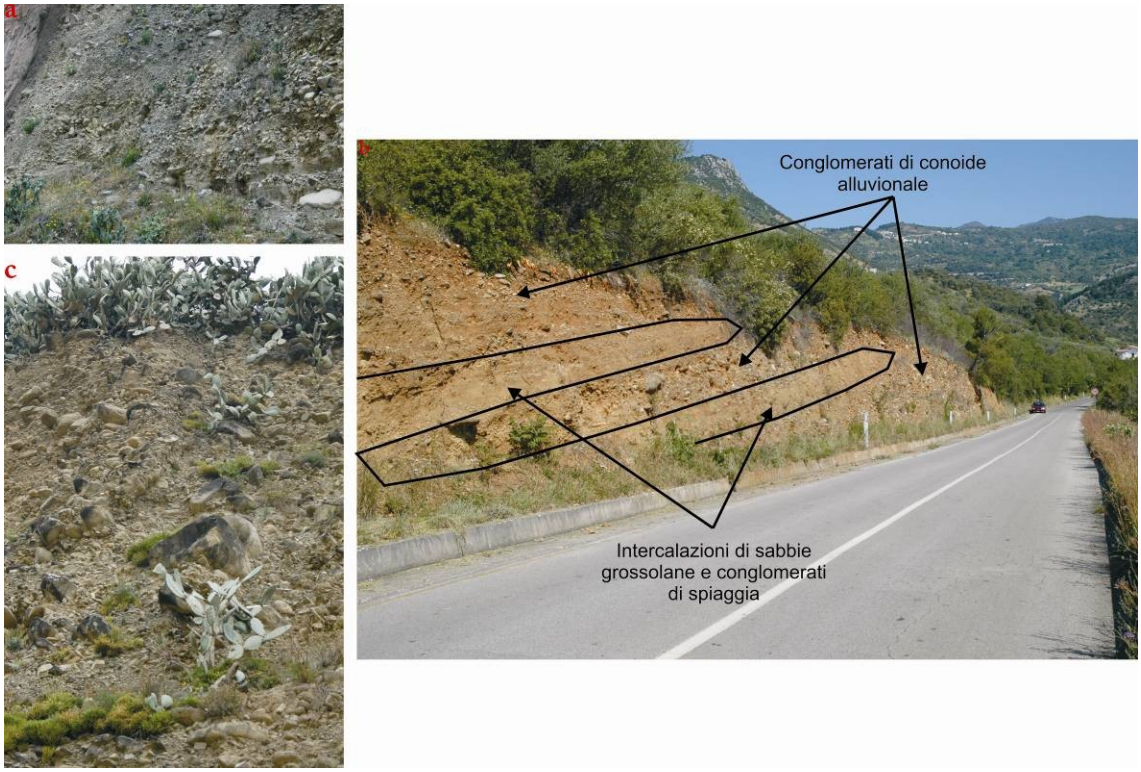


Figura 3.7 – Depositi del T7 e del T5 in prossimità di Villapiana e di Francavilla Marittima (localizzazione delle foto nelle figure 3.3d e 3.6). a) conglomerati di conoide prossimale affioranti verso la parte interna del terrazzo; b) passaggio laterale di facies tra i conglomerati di conoide alluvionale e i corpi di spiaggia (sabbie grossolane e conglomerati a ciottoli appiattiti). I depositi di spiaggia divengono progressivamente più abbondanti verso mare; c) chiusura continentale del ciclo deposizionale alluvionale-costiero: depositi alluvionali e colluviali, poco organizzati, eterometrici e con asse maggiore dei blocchi fino a 1 m.

La sequenza deposizionale è in gran parte rappresentata da sabbie gialle di spiaggia, a granulometria medio-fine, debolmente cementate e ricche di fossili di *Pecten* e di *Ostrea*. Nella parte intermedia dei depositi si trova costantemente un livello di sabbie grossolane grigiastre, ben cementate, con intercalazioni di corpi lentiformi di conglomerati alluvionali. Nel complesso, dunque, le *facies* sedimentarie del deposito costiero suggeriscono la possibilità che il terrazzo sia stato formato a seguito di almeno due distinte oscillazioni del livello del mare durante lo stesso ciclo interglaciale a seguito di variazioni eustatiche e/o dei tassi di sollevamento tettonici (movimenti relativi terra-mare), così come suggerito dalla sequenza deposizionale ricostruita per il Pollino (fig. 3.9b).

Unica eccezione ai depositi riportati in figura 3.11a è rappresentata dai lembi di T5 nei pressi di Francavilla Marittima (Piana di Sibari; fig. 3.3d) e di Rossano (Sila; fig. 3.3f). In queste due aree le caratteristiche sedimentologiche dei depositi costieri del T5 sono influenzate dalla presenza di estesi corpi alluvionali costieri; la geometria delle sequenze deposizionali è del tutto simile a quella descritta per il T7 nell'area di Villapiana (fig. 3.3d). Conglomerati di conoide alluvionale, con ciottoli decimetrici, spigolosi ed eterometrici (fig. 3.7a) passano progressivamente verso mare, con rapporti eteropici (fig. 3.7b), a depositi di spiaggia emersa, costituiti da sabbie grossolane laminate e conglomerati a ciottoli appiattiti, e a sabbie fini di spiaggia sommersa (fig. 3.6).

3.3.6 – Terrazzo T4.

Il terrazzo T4, fatta eccezione per la zona di Rossano (Sila), è caratterizzato da un buon stato di preservazione lungo tutta la fascia costiera analizzata. Come si osserva in tabella 3.1, i valori medi dell'ampiezza della piattaforma d'abrasione (1239 m), relativi all'intera area di studio, sono di gran lunga superiori rispetto ai restanti ordini di terrazzo. In generale, fatta eccezione per la Piana di San Nicola e alcuni limitati settori in cui appare più intensamente eroso, la maggiore estensione del T4 rende facile il suo riconoscimento. Le correlazioni laterali dei differenti lembi rilevati sono, inoltre, facilitate dall'ottimo stato di preservazione dei depositi costieri; in corrispondenza di cave e incisioni fluviali si osservano, nell'intera area analizzata, complete esposizioni dei corpi di spiaggia. Tali caratteristiche rendono particolarmente affidabile la correlazione laterale del T4, tanto da poterlo utilizzare come guida per la ricostruzione dell'andamento degli ordini di terrazzo superiori, maggiormente esposti all'erosione. Le quote dei margini interni aumentano dagli 80 m all'estremità Nord dell'area di studio (fig. 3.3a) ai 130 m nel settore dell'abitato di Montegiordano (fig. 3.3b); si osserva, quindi, una diminuzione fino ad un minimo di 100 m in sinistra idrografica della Fiumara Ferro (fig. 3.3b), per poi raggiungere un nuovo massimo (124-126 m) al margine meridionale del Pollino (fig. 3.3c). L'aumento delle quote al passaggio Piana di San Nicola – Pollino è accompagnato da una forte diminuzione delle ampiezze (da 2035 a 358 m) e da un aumento delle pendenze (da 1 a 3,1°).

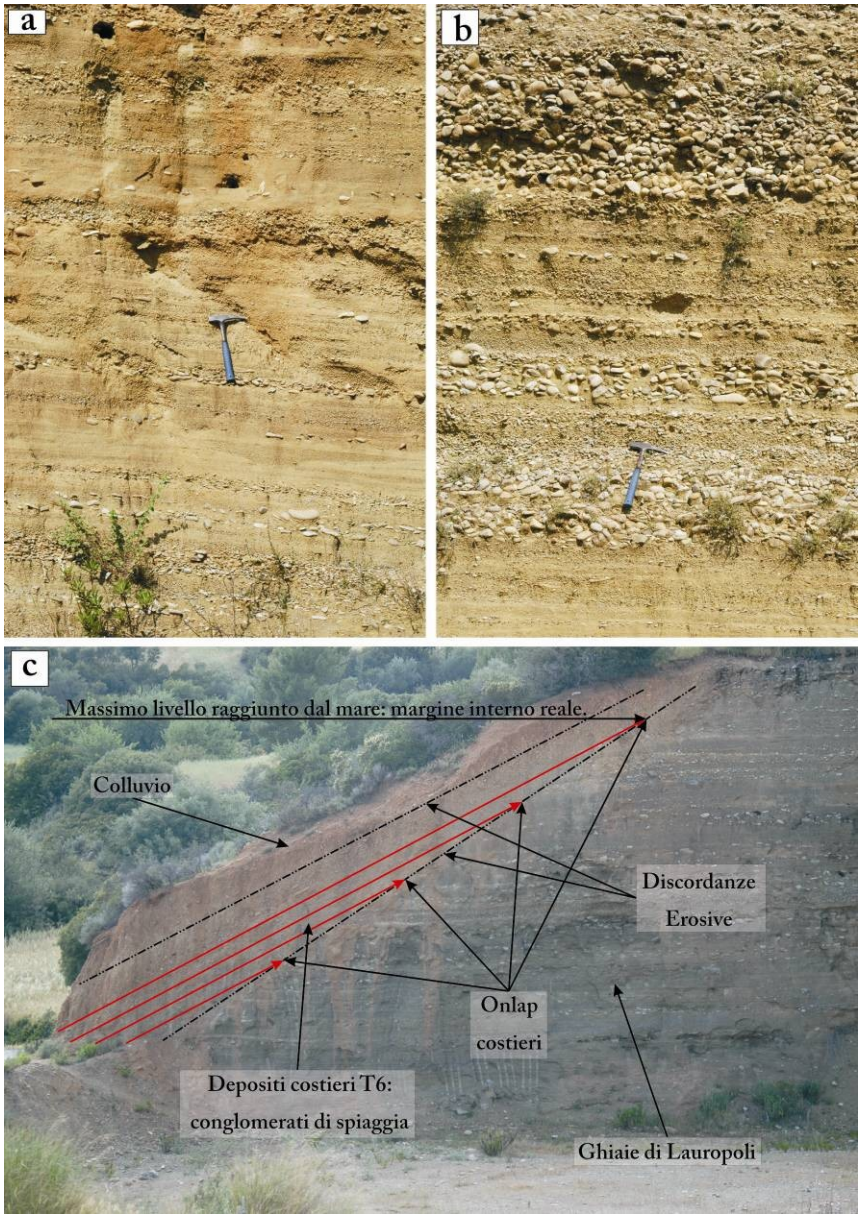


Figura 3.8 – depositi del terrazzo T6 nella Piana di Sibari (ubicazione in fig. 3.3d). a) alternanze sabbie fini - sabbie grossolane - conglomerati di spiaggia (asse maggiore dei clasti fino a 5 cm); b) la parte alta del deposito è caratterizzata da un aumento delle granulometrie e della percentuale dei conglomerati. Il deposito costiero è chiuso verso l'alto da conglomerati a ciottoli tondeggianti, di origine fluviale; c) in corrispondenza del margine interno del terrazzo, i depositi del T6 terminano in onlap costiero sul substrato (Ghiaie di Lauropoli), affiorante lungo la paleo-falesia che separa il T6 dal T7.

Una brusca diminuzione delle quote (da 124 a 95 m), corrispondente ad un aumento delle ampiezze e ad una diminuzione delle pendenze si osserva, invece, al passaggio dal Pollino alla Piana di Sibari, dove il T4 è il terrazzo più basso affiorante. Un ulteriore massimo nelle quote dei margini interni (125 m) si osserva, come per i terrazzi dal T9 al

T5, nell'area dell'abitato di Cassano allo Ionio (fig. 3.3d). Lungo la fascia costiera silana i terrazzi si mantengono a quote elevate ma con differenze altimetriche minori (20 m rispetto ai 30 m della Piana di Sibari e ai 40 m della dorsale del Pollino), che ricadono nell'intervallo di incertezza verticale delle quote dei margini interni. Ad est della Fiumara Coriglianeto il T4 appare ridotto nelle dimensioni, preservato sotto forma di piccoli lembi incisi dalle fiumare (fig. 3.3f).

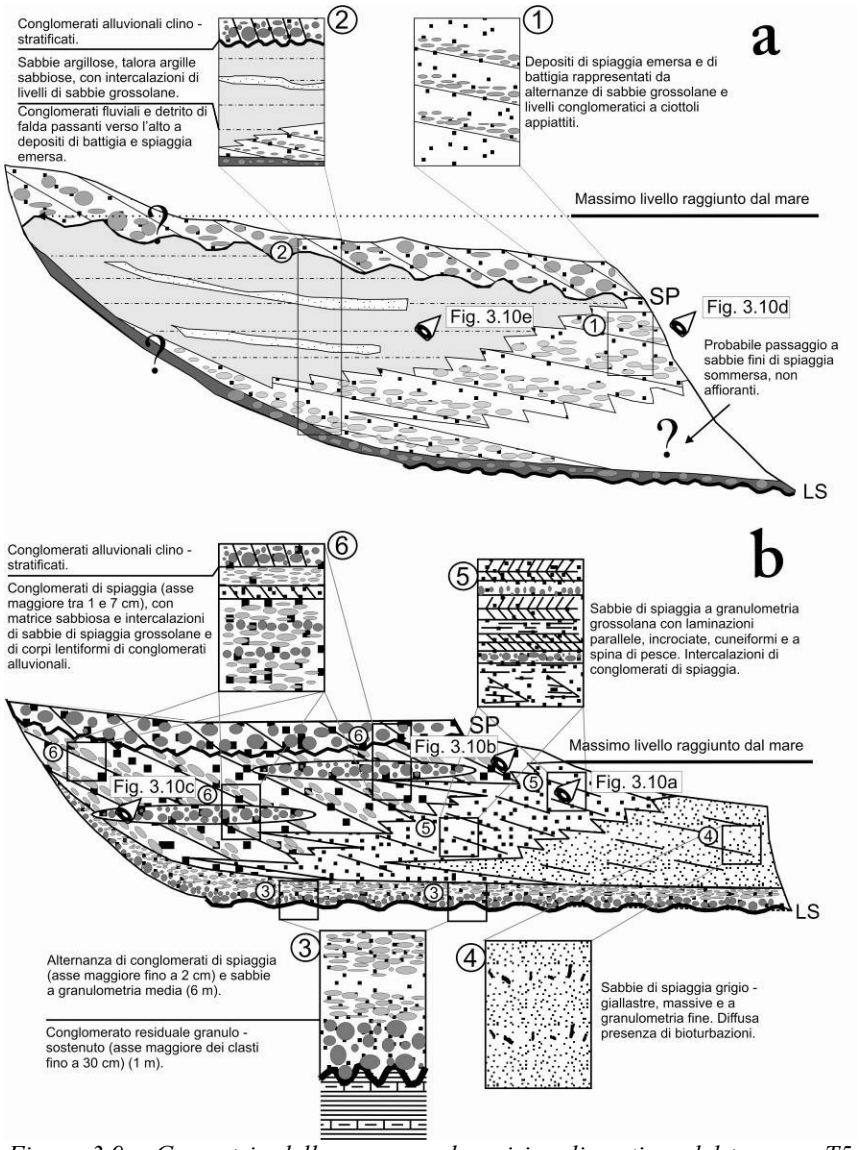


Figura 3.9 – Geometria delle sequenze deposizionali costiere del terrazzo T5 alla Piana di San Nicola (a) e al Pollino (b). Le sequenze sono state ricostruite sulla base di diversi affioramenti, localizzati attraverso i numeri cerchiati riportati nelle figure 3.3 a e c. Il simbolo degli occhi mostra la posizione idealizzata delle foto di figura 3.10. I punti interrogativi (a) si riferiscono a settori non affioranti in cui la ricostruzione geometrica è soltanto ipotizzata.

Per quanto riguarda i relativi depositi di spiaggia, i numerosi affioramenti distribuiti lungo gran parte della fascia costiera hanno permesso di ricostruire con estrema precisione la geometria della sequenza deposizionale costiera (fig. 3.12). Esposizioni complete dei corpi di spiaggia del T4 si osservano in sinistra idrografica della Fiumara San Nicola (Piana di San Nicola; fig. 3.3a), nell'area del Comune di Montegiordano (Pollino settentrionale; fig. 3.3b), in sinistra idrografica della Fiumara Avena (Pollino meridionale; figure 3.3c e 3.13a) e in prossimità dell'abitato di Terranova di Sibari (Sila Nord-occidentale; fig. 3.3d). Tali affioramenti, in cava o lungo i versanti vallivi, hanno fornito informazioni generali sulla geometria del deposito risultando, però, spesso non direttamente accessibili. Per questo motivo, allo scopo di completare la sezione di figura 3.12 sono stati utilizzati numerosi affioramenti puntuali (numerati da 7 a 14 nelle figure 3.12 e 3.3) in grado di fornire dettagliate informazioni sulla natura delle differenti *facies* sedimentarie e sui relativi rapporti stratigrafici che caratterizzano i corpi di spiaggia. La sequenza deposizionale, come nel caso del T5, inizia con un conglomerato residuale (figure 3.12 e 3.13b), granulo-sostenuto, con clasti di dimensioni decimetriche e spessori massimi di 1 m; la sequenza trasgressiva è caratterizzata da una diminuzione delle granulometrie verso l'alto, indicativa di un progressivo aumento del livello del mare al disopra della piattaforma d'abrasione. La sovrastante sequenza regressiva evidenzia il passaggio, da monte verso mare, da un ambiente tipicamente alluvionale ai sedimenti più fini di spiaggia sommersa. La parte più interna è costituita da conglomerati di ambiente alluvionale, passanti, verso mare, a conglomerati di spiaggia, a ciottoli appiattiti (fig. 3.12). Seguono sabbie di spiaggia emersa e sommersa superiore, a granulometria grossolana, con strutture trattive, intercalazioni di livelli a ciottoli appiattiti, talora fossilifere e con uno spessore massimo intorno ai 15 m (fig. 3.13c). I depositi ciottolosi e sabbiosi di spiaggia emersa sono spesso caratterizzati da intercalazioni di livelli conglomeratici alluvionali, di forme tabulari e a lente in sezioni, rispettivamente, trasversali (fig. 3.12) e parallele alla costa. Si passa da settori in cui i depositi alluvionali sono predominanti, ad indicare la presenza di canali fluviali stabili nel tempo, con sedimentazione di sabbie esclusivamente nelle fasi di magra, a settori in cui prevalgono i corpi sabbiosi di spiaggia, con sottili intercalazioni di conglomerati da relazionare alle fasi di piena

fluviale. Nel complesso è ragionevole ipotizzare l'esistenza di piane costiere alimentate da una serie di canali fluviali divaganti.

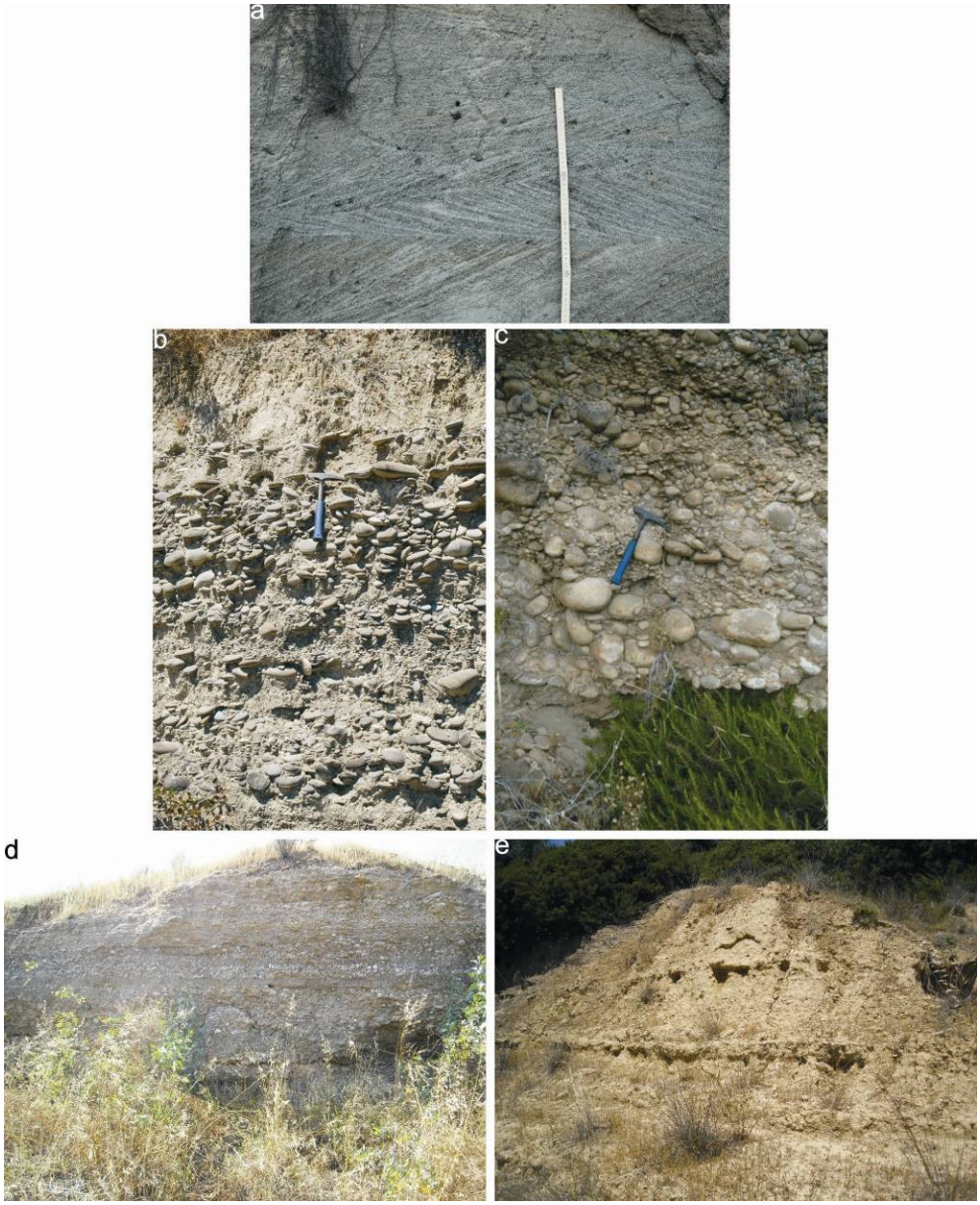


Figura 3.10 – facies sedimentarie rappresentative del deposito costiero del T5 alla Piana di San Nicola e al Pollino (localizzazione delle foto nelle figure 3.9 e 3.3a, c). a) sabbie grossolane grigiastre a laminazione incrociata e a spina di pesce; b) alternanze di sabbie grossolane giallastre e conglomerati di spiaggia; c) corpi conglomeratici alluvionali lentiformi; d) depositi di spiaggia emersa e di battigia costituiti da alternanze di sabbie grossolane e di conglomerati a ciottoli appiattiti; e) sabbie-argillose, talora argille-sabbiose, con intercalazioni di lingue di sabbie grossolane.

I corpi sabbiosi di spiaggia emersa passano, in eteropia di *facies*, a sabbie fini massive, con laminazioni piano-parallele (fig. 3.13d), di spiaggia sommersa inferiore (spessore

massimo: 10 m). Analisi micro-paleontologiche, realizzate presso l'Università degli Studi di Napoli Federico II sulle sabbie di spiaggia sommersa, hanno evidenziato la presenza di rari campioni di *Ammonia tepida* (Cushman), permettendo di ipotizzare un ambiente infra-littorale (Di Donato, comunicazione personale). La sequenza regressiva appena descritta è chiusa verso l'alto da una discordanza erosiva seguita da un secondo corpo di spiaggia, costituito da alternanze di sabbie grossolane e conglomerati a ciottoli appiattiti (fig. 3.12). I depositi coprono l'intero terrazzo con aumento degli spessori verso i margini esterni. E' possibile, dunque, ipotizzare, dopo il primo ciclo trasgressione-regressione che modellò il terrazzo e depositò la maggioranza dei depositi costieri, l'esistenza di una breve fase di emersione con relativa erosione sub-aerea dei depositi di spiaggia. Una seconda trasgressione, infine, depositò le sabbie e i conglomerati superiori che chiudono il ciclo costiero. Tale ipotesi è supportata, inoltre, da alcuni affioramenti delle sabbie di spiaggia sommersa lungo i margini esterni dei terrazzi, evidenzianti l'esistenza di un paleo-suolo brunastro all'interno della sequenza deposizionale costiera (fig. 3.13f). Il ciclo deposizionale è, infine, seguito verso l'alto da depositi colluviali e alluvionali clinostratificati (fig. 3.13e), depositatisi in seguito all'emersione definiva del terrazzo.

A Sud del Fiume Crati il peggior stato di conservazione dei terrazzi e l'interferenza di spessi depositi di conoide alluvionale costiera non consentono di verificare la continuità o meno delle geometrie deposizionali. Ciononostante, affioramenti concentrati lungo i margini esterni dei terrazzi evidenziano l'esistenza di importanti corpi regressivi (spessori fino a 40 m), in cui si alternano depositi tipici di spiaggia emersa e sommersa a seguito delle variazioni stagionali nelle posizioni dei diversi settori costituenti il profilo idrodinamico della spiaggia (fig. 3.11b).

3.3.7 – Terrazzo T3.

Escludendo la Piana di San Nicola, il T3, come i restanti ordini inferiori al T4, si presenta come un terrazzo di limitate dimensioni. Le quote dei margini interni aumentano, procedendo verso Sud, dai 42 m nel settore Nord della fascia costiera (fig. 3.3a) ai 90 m in prossimità dell'abitato di Montegiordano (fig. 3.3b) e agli 86 m lungo il versante meridionale del Pollino (fig. 3.3c). Come per i terrazzi di ordine superiore,

dunque, le quote maggiori sono raggiunte al Pollino, dove si osservano, inoltre le ampiezze minori (235 m) e le pendenze maggiori (3,4°) delle piattaforme d'abrasione (tab. 3.1).

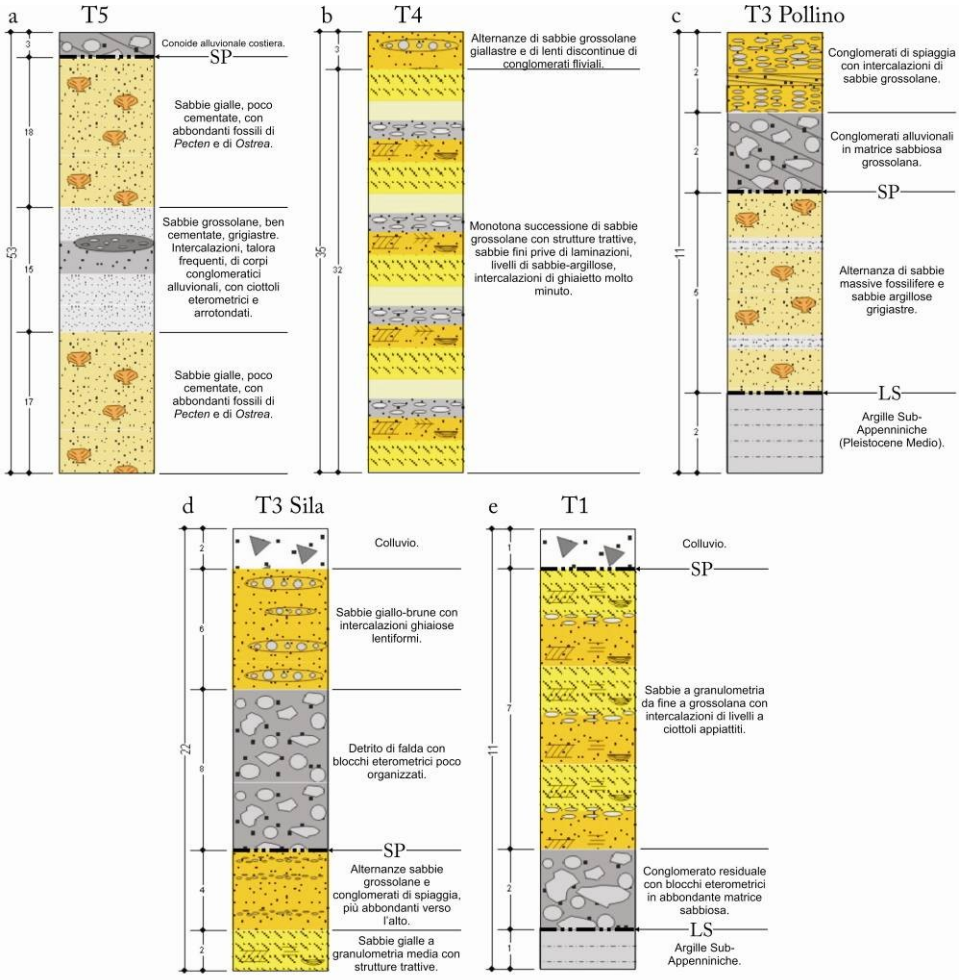


Figura 3.11 - colonne stratigrafiche relative ai terrazzi T5 (a), T4 (b), T3 al Pollino (c), T3 alla Sila (d) e T1 (e), ricostruite sulla base di diversi affioramenti e dati di pozzo (e). Localizzazioni in figura 3.3. SP= superficie di progradazione; LS= limite di sequenza costiera. Vedi testo per maggiori dettagli.

Il T3, come i restanti terrazzi di ordine inferiore, non affiora lungo la fascia costiera della Piana di Sibari, probabilmente coperto dalle spesse coperture continentali. In corrispondenza della Sila il terrazzo appare meglio preservato dall'erosione, con aumento delle ampiezze medie e diminuzione delle pendenze delle piattaforme d'abrasione rispetto alla fascia costiera a Nord. Dal punto di vista altimetrico, le quote dei margini interni sono simili rispetto ai settori a Nord ma con un andamento più regolare della paleo-linee di riva.

I depositi costieri affiorano lungo i margini esterni di numerosi terrazzi, sia al Pollino sia alla Sila, con spessori massimi di 11 e di 20 m, rispettivamente. Seppure non è possibile ricostruire la geometria dei corpi di spiaggia, gli affioramenti evidenziano l'esistenza di sequenze deposizionali con caratteri pressoché costanti, come si osserva dalle colonne stratigrafiche tipo per il Pollino e per la Sila, riportate nelle figure 3.11c e 3.11d, rispettivamente. In entrambe le aree le sabbie di spiaggia sommersa, superiore e inferiore, sono chiuse verso l'alto da depositi continentali, alluvionali e di versante, che raggiungono anche 8 m di spessore e indicano una fase di emersione del terrazzo. Una seconda trasgressione è evidenziata dalla presenza di sabbie medio-grossolane e di conglomerati di spiaggia che chiudono il ciclo deposizionale costiero. Anche in questo caso, come discusso precedentemente per il T4, è possibile ipotizzare la presenza di almeno due oscillazioni relative del livello marino durante il corrispondente picco interglaciale. Infine, analisi micro-paleontologiche delle sabbie affioranti al Pollino hanno evidenziato l'esistenza di un'associazione bentonica infra-littorale (Di Donato, comunicazione personale) composta da: *Ammonia beccarii* (Linneo); *Ammonia gaimardi* (d'Orbigny); *Cassidulina carinata* (Silvestri), e rari fossili di foraminiferi bentonici: *Globigerina bulloides* (d'Orbigny); *Globigerinoides sacculifer* (Brady); *Globorotalia inflata* (d'Orbigny); *Turborotalita quinqueloba* (Natland).

3.3.8 – Terrazzo T2.

Ben preservato nella Piana di San Nicola, il T2 appare nei restanti settori fortemente eroso e ridotto nelle dimensioni. Lungo il Pollino le piattaforme d'abrasione hanno ampiezze inferiori ai 100 m e pendenze fino a 5,6°; lo stato di preservazione è migliore in corrispondenza della Sila con ampiezze fino a 369 m e una pendenza media di 1,6° (tab. 3.1). Come il T3, anche il T2 è completamente coperto dalle alluvioni Pleistoceniche e Oloceniche della Piana di Sibari. Le quote maggiori dei margini interni sono raggiunte nel settore meridionale del Pollino (51 m; fig. 3.3c) e in destra idrografica della Fiumara Coriglianeto (63 m; fig. 3.3f).

I depositi costieri affiorano nel loro complesso, dal margine interno al margine esterno dei terrazzi, consentendo la ricostruzione geometrica della sequenza deposizionale (fig. 3.14), nei settori meridionali delle fasce costiere del Pollino (fig.

3.3c) e della Sila (fig. 3.3f). La discordanza erosiva che limita verso il basso i depositi di spiaggia è ricoperta omogeneamente da una sottile sequenza trasgressiva rappresentata, come per i terrazzi di ordine superiore, da un conglomerato residuale costituito da blocchi di notevoli dimensioni in matrice sabbiosa grossolana.

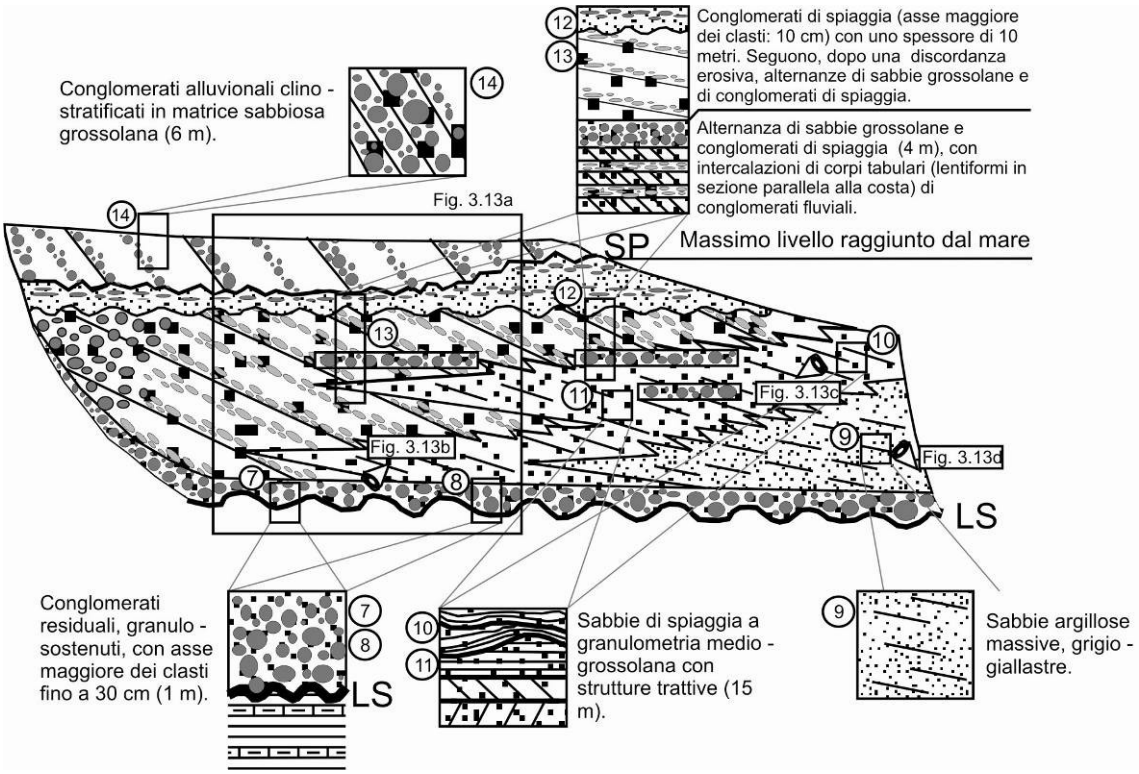


Figura 3.12 – geometria della sequenza deposizionale del T4 lungo l'intera fascia costiera. La sequenza è stata ricostruita sulla base di differenti siti di osservazione (localizzati attraverso l'utilizzo dei numeri cerchiati in figura 3.3). Gli occhi mostrano la posizione idealizzata delle fotografie di figura 3.13.

Segue verso l'alto una spessa sequenza regressiva con sabbie fini massive di spiaggia sommersa inferiore (fig. 3.15a) passanti verso terra a sabbie grossolane, con strutture trattive e intercalati livelli a ciottoli appiattiti (spiaggia sommersa superiore). I depositi di spiaggia emersa sono, invece, rappresentati da abbondanti conglomerati di spiaggia, con asse maggiore dei clasti fino a 20 cm, e intercalazioni di sabbie grossolane (fig. 3.15b). Questi ultimi verosimilmente costituivano delle barre parallele alla costa in grado di delimitare verso terra un ambiente a minore energia, dove era possibile la sedimentazione di sabbie a granulometria medio-fine (figure 3.14 e 3.15c). In ogni caso, non si instaurò un vero e proprio ambiente di laguna come nel caso del T6 nella Piana di San Nicola, dato che il settore di retro-spiaggia era comunicante con il sistema alluvionale in grado di depositare abbondanti conglomerati a granulometria media.

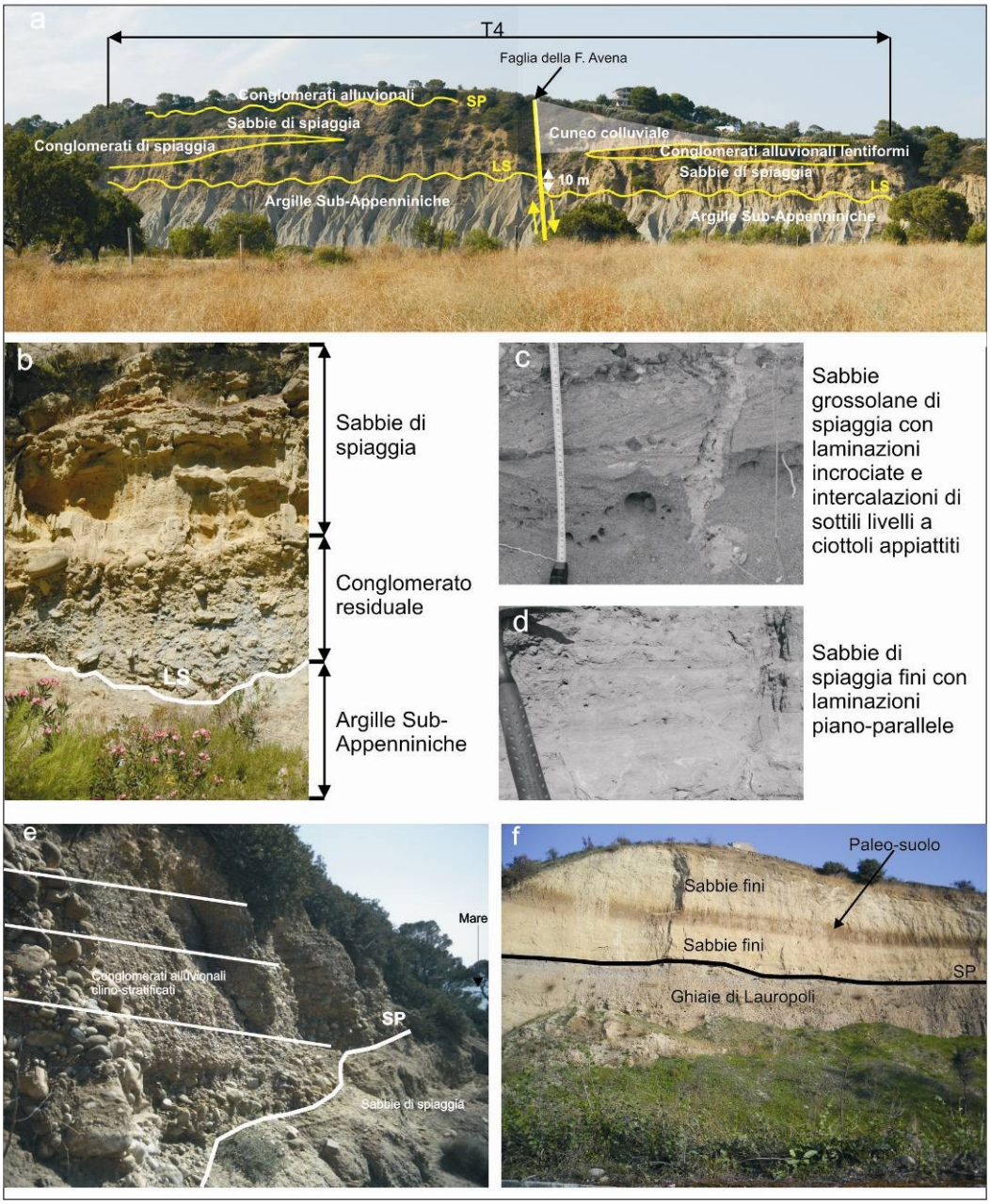


Figura 3.13 – rapporti stratigrafici e facies sedimentarie rappresentativi del terrazzo T4; localizzazione schematica delle foto nelle figure 3.3 e 3.12: a) interpretazione della sequenza deposizionale lungo il versante vallivo in sinistra idrografica della Fiumara Avena. La sequenza evidenzia la presenza della faglia diretta Avena-Lauropoli, con un rigetto verticale di ~10 m; b) parte basale della sequenza del T4, in discordanza sulle Argille Sub-Appenniniche; c) sabbie di spiaggia a laminazione incrociata; d) sabbie di spiaggia fini a laminazione piano-parallela; e) superficie di progradazione regressiva tra le sabbie di spiaggia sottostanti e i conglomerati continentali che chiudono il ciclo deposizionale costiero; f) paleo-suolo brunastro intercalato alle sabbie fini di spiaggia sommersa.

Le sabbie mostrano la seguente associazione di foraminiferi bentonici: *Ammonia beccarii* (Linneo); *Bolivina spathulata* (Williamson); *C. carinata* (Silvestri); *Cibicides*

lobatulus (Walzer e Jacob); *Cibicidoides pachiderma* (Rzehak); *Elphidium crispum* (Linneo); *Globocassidulina oblonga* (Reuss); *Hyalinea baltica* (Schroeter); *Melonis barleeanum* (Williamson); *Sphaeroidina bulloides* (d'Orbigny); *Uvigerina peregrina* (Cushman). Tale associazione è, quindi, costituita sia da taxa infra-littorali (*A. beccarii* e *E. crispum*) sia da taxa circa-littorali con alcune eccezioni batiali, come *C. pachiderma* e *S. bulloides*. I taxa di acque profonde potrebbero essere stati risedimentati nell'ambiente infra-littorale a seguito di tempeste o di tsunami.

Il sistema deposizionale regressivo è chiuso verso l'alto da un deposito continentale, spesso alcuni metri, costituito da alluvioni e detriti di falda, con blocchi eterometrici e poco organizzati. Tale deposito, affiorante in sinistra idrografica della Fiumara Trionto (fig. 3.3f), mette in evidenza una fase di ritiro della linea di riva che potrebbe essere legata ad un'oscillazione eustatica negativa, ad un aumento dei tassi di sollevamento o della quantità di sedimenti apportati dalle fiumare lungo la fascia costiera, in seguito ad un cambiamento climatico. In ogni caso, il deposito continentale è seguito verso l'alto da una seconda sequenza di spiaggia, con spessori di pochi metri, costituita da alternanze di sabbie grossolane e conglomerati di spiaggia (fig. 3.14). Anche in questo caso, come per i terrazzi T3, T4 e T5, è, dunque, possibile ipotizzare che il terrazzo si sia formato a seguito di almeno due distinte oscillazioni positive del livello del mare.

3.3.9 – Terrazzo T1.

Il terrazzo T1, come il sottostante T0, affiora esclusivamente tra le fiumare Ferro e Saraceno (fig. 3.3c), probabilmente a causa dei maggiori tassi di sollevamento che interessano questo settore della fascia costiera, come dimostrato dalle altezze dei margini interni (tab. 3.1). Il T1 è separato verso monte, dal sovrastante T2, da una ripida paleo-falesia, con una separazione altimetrica media tra i due terrazzi pari a 25 m (tab. 3.1). L'ampiezza media delle piattaforme d'abrasione e di 211 m, con una pendenza di 1,2° compatibile con la giovane età e la recente emersione (limitata degradazione superficiale) del terrazzo. Il T1 può essere seguito con continuità, con altezze che aumentano regolarmente verso Sud, dai 13 m in destra idrografica della Fiumara Ferro ai 21 m nei pressi dell'abitato di Trebisacce (fig. 3.3c).

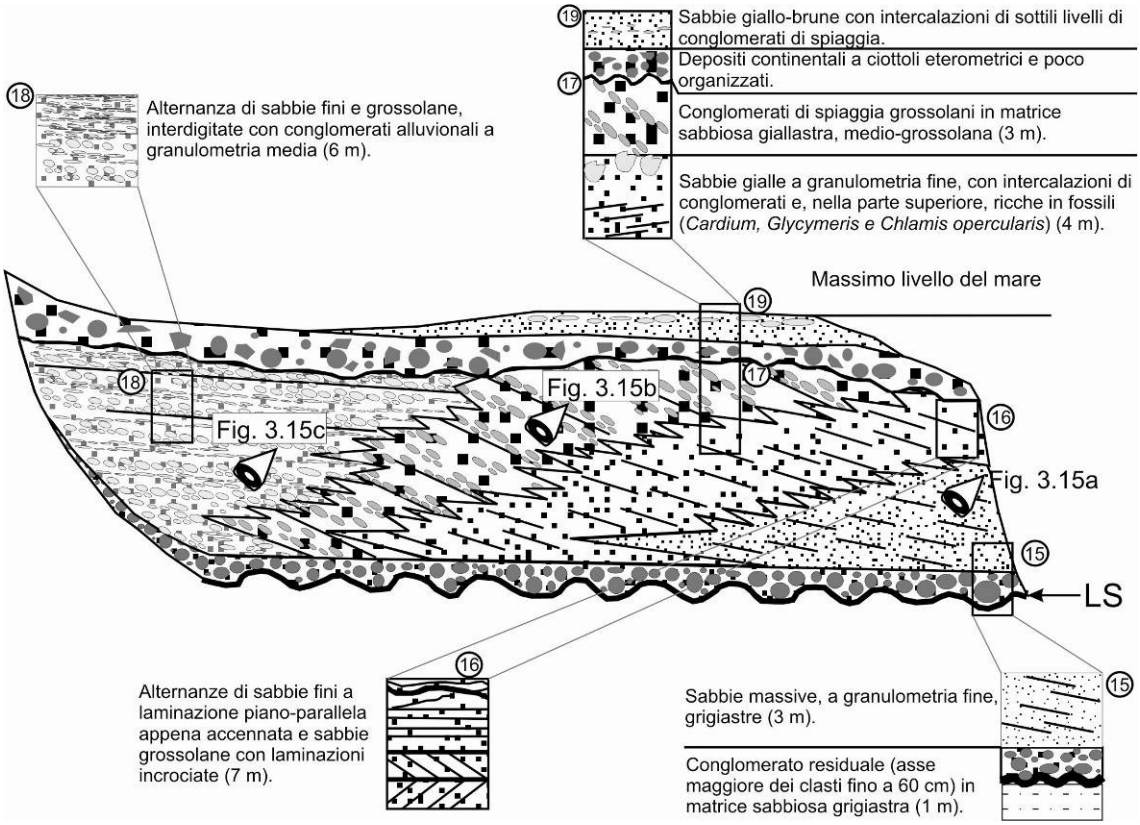


Figura 3.14 – geometria della sequenza deposizionale del T2 al Pollino e alla Sila. La sequenza è stata ricostruita sulla base di differenti siti di osservazione (localizzati attraverso l'utilizzo dei numeri cerchiati in figura 3.3). Gli occhi mostrano la posizione idealizzata delle fotografie di figura 3.15.

Nonostante la continuità del terrazzo, sia la copertura colluviale sia l'intensa antropizzazione della fascia costiera non consentono di analizzarne nel dettaglio i depositi di spiaggia. Dati stratigrafici ottenuti da pozzi realizzati lungo il margine interno del terrazzo, consentono di identificare una sequenza costiera (spessore: 9 m) costituita da un conglomerato residuale, in discordanza sulle Argille Sub-Appenniniche, seguito verso l'alto da sabbie di spiaggia con intercalazioni ghiaiose (fig. 3.11e; localizzazione del pozzo in fig. 3.3c). All'interno della Piana di Sibari, il T1 è rappresentato da un gradino morfologico che si mantiene ad un'altezza di ~15 m (Guerricchio e Melidoro, 1975; Guerricchio e Ronconi, 1997). Infine, lungo la Sila, esso è probabilmente coperto da alluvioni continentali recenti, particolarmente abbondanti lungo la fascia costiera; nonostante questo, potrebbe essere correlato con il terrazzo più basso rilevato da Carobene (2003), a ~25 m immediatamente ad Est dell'area di studio.

3.3.10 – Terrazzo T0.

Il terrazzo T0 è visibile, come il T1, soltanto lungo la costa del Pollino, a Sud della Fiumara Ferro (fig. 3.3c). Un piccolo gradino morfologico separa con continuità il T0 dal T1, con altezze del margine interno da 5,5 a 9 m (tab. 3.1). Limitati affioramenti, in corrispondenza di tagli antropici lungo la spiaggia attuale, consentono di individuare un deposito costiero caratterizzato da conglomerati di spiaggia, a granulometria media e in matrice sabbiosa, con frequenti intercalazioni di livelli argillosi (retro spiaggia?). In corrispondenza delle foci delle fiumare principali il deposito del T0 appare costituito principalmente da sequenze sedimentarie di conoide alluvionale costiera, poco organizzate, a granulometria grossolana e con una forte dispersione nelle direzioni di embricatura. La costante copertura colluviale e l'intensa antropizzazione rendono impossibile l'acquisizione di dati riguardanti la geometria e lo spessore del deposito.

3.4 – Datazioni dei depositi dei terrazzi marini.

3.4.1 – Datazioni radiometriche.

La determinazione attraverso i terrazzi marini della deformazione tettonica attiva e, in particolare, dei tassi di sollevamento nel tempo passa attraverso una corretta correlazione dei diversi ordini di terrazzo con i picchi interglaciali della curva eustatica globale. Allo scopo di ottenere informazioni riguardanti la cronologia dei terrazzi, sono state realizzate 16 analisi radiometriche assolute attraverso l'applicazione delle tecnica *Electron Spin Resonance* (ESR) sulle conchiglie di molluschi rinvenute nei depositi di diversi ordini di terrazzo, e una datazione al radio-carbonio su un campione fossile preservato nella sequenza deposizionale del T1 (tab. 3.3). Le analisi ESR e al ^{14}C sono state realizzate presso il *Geographisches Institut, Universität zu Köln*, Germania e presso il *Poznan Radiocarbon Lab*, Polonia, rispettivamente.

La tecnica ESR, anche denominata *Electron Paramagnetic Resonance* (EPR), può essere utilizzata per datare campioni fossili misurando la radiazione accumulata nel tempo nei minerali costituenti il guscio di un mollusco. Le radiazioni naturali, di derivazione extra-terrestre, sono costituite da particelle cariche elettricamente e ad alta

energia che, interagendo con i minerali presenti nei primi metri della superficie terrestre, possono indurre uno stato di eccitazione negli elettroni provocando il loro spostamento dalle cosiddette bande di valenza ai livelli energeticamente superiori.

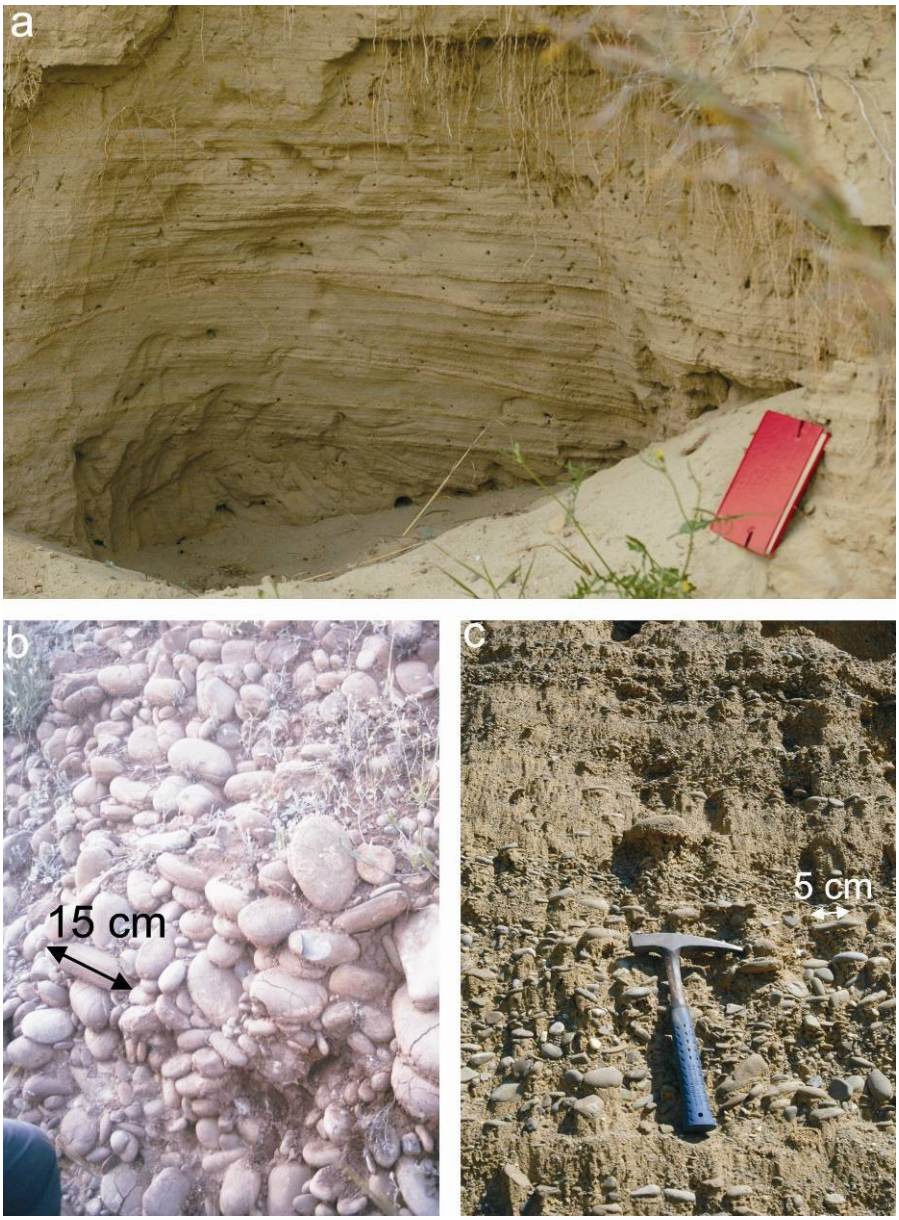


Figura 3.15 – facies sedimentarie rappresentative del deposito costiero del terrazzo T2 (localizzazione delle foto nelle figure 3.14 e 3.13c): a) sabbie fossilifere a granulometria fine con laminazioni piano-parallele; b) conglomerati di spiaggia grossolani in matrice sabbiosa brunastra; c) sabbie medio-fini con intercalazioni di conglomerati alluvionali a granulometria media.

Gli elettroni che tentano di ritornare allo stato energetico iniziale e più stabile possono essere intrappolati nei *charge-deficit sites*, ossia difetti del reticolo cristallino dei minerali. Un singolo elettrone formerà un debole centro paramagnetico a causa del suo

spin che potrà essere determinato attraverso la spettroscopia ESR. Il relativo segnale ESR può essere definito come una misura del numero di elettroni liberi e, dunque, del quantitativo di radiazione da essi ricevuta e accumulata nel tempo. I tempi di esposizione dei fossili campionati e, dunque, il tempo trascorso dall'emersione del terrazzo potranno essere determinati se oltre alla radiazione accumulata, anche denominata dose equivalente (De), è possibile determinare il tasso di radiazione annuale per il sito in esame (D), dipendente soprattutto dalla latitudine e dalla altitudine.

Dopo essere stati trattati con una soluzione di HCl al 2%, necessaria per eliminare minerali di origine meteorica depositatisi in seguito alla sedimentazione, i campioni sono stati triturati. La frazione con granulometria compresa tra 100 e 200 mm è stata irradiata tramite un Co-Source 60 presso la Università Clinic di Düsseldorf. Le misurazioni ESR sono state realizzate a temperatura ambiente con uno spettrometro Brucker ESP 300E x-band. Dopo aver determinato la dose equivalente (De) utilizzando il programma "Fit-sim" realizzato da Rainer Grün (versione 1993), la procedura "De-Dmax" (Schellmann e Radtke, 1999) è stata applicata a tutti i campioni in esame. I tassi di irradiazione sono stati, quindi, determinati attraverso l'utilizzo di uno spettrometro di massa ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) presso il dipartimento geologico dell'Università di Cologne in Germania. Le età sono state, infine, calcolate utilizzando il programma "Data IV" realizzato da Grün (versione 1990). A causa di fenomeni di interferenza osservati nel segnale di datazione ad un g = 2,0006 con segnali ad un g = 2,0018 e g = 2,0032 (Katzenberger e Willems, 1988), è stato possibile calcolare la dose equivalente (De) soltanto per 5 campioni.

I campioni 1a e 1b sono stati raccolti all'interno di una sequenza di spiaggia (sabbie) appartenente al terrazzo T2, ad una quota di ~23 m (fig. 3.3c). Dai campioni di questo affioramento sono state ottenute due datazioni, con età ESR di 162±12 e 98±10 Ka (tab. 3.3). La prima età corrisponderebbe allo stadio glaciale 6 (MIS6 – *Marine Isotopic Stage 6*) ed è probabilmente non realistica o indicatrice del rimaneggiamento di depositi glaciali durante le successive trasgressioni interglaciali. Il secondo campione testimonia l'emersione lungo il Pollino di depositi costieri correlabili allo stadio interglaciale 5, sebbene le conchiglie debbano essere considerate risedimentate all'interno dei depositi di un terrazzo più recente. Nella stessa area, nei pressi dell'abitato di Trebisacce, Cucci (2004) attribuiva un terrazzo con margine interno ad

una quota di ~130 m (T4) al MIS 5.5 (Tirreniano) sulla base della racemizzazione degli amminoacidi (AAR) determinata su conchiglie di *Glycimeris* (campione 5, tab. 3.3). Lo stesso Cucci (2004), inoltre, ottenne un'età AAR di ~139 Ka da una conchiglia di *Glycimeris* raccolta da un terrazzo inferiore, correlabile con il T3 (campione 6, tab. 3.3), e interpretata come risedimentata.

Tabella 3.3 - nuove ed esistenti datazioni radiometriche relative ai terrazzi marini della Calabria Nord-orientale e la Basilicata orientale.

Numero	Codice campione	Numero campione laboratorio	Quota (m s.l.m.)	Fossile	Coordinate geografiche	Località	Età (ka ± ka)	Terrazzo di provenienza	Stato del fossile	Attribuzione
1a	J2A	K-5313	23	*Cardium*	N39°55'13,0" E16°35'08,7"	Tarianni	162±12[a]	T2	Risedimentato	MIS 6 (6.5)
1b	J2A	K-5313a	23	*Cardium*	//	Tarianni	98 ± 10[a]	T2	Risedimentato	MIS 5 (5.3)
2	97	K-53553B	53	*Chlamys*	N39°46'24.06" E16°23'19.21"	Lauropoli	262 ± 46[a]	T4	Risedimentato	MIS 7-8-9 (7.3/7.5/8/9.1)
3a	128	K-5355A	125	*Cardium*	N39°36'39.66" E16°26'44.65"	Vaccarizzo Albanese	135 ± 20[a]	T4	In posto	MIS 5 (5.5)
3b	128	K-53553b	125	*Cardium*	//	Vaccarizzo Albanese	202 ± 16[a]	T4	Risedimentato	MIS 7 (7.1 - 7.3)
4	J14	Poz-21913	2.5	*Cardium*	N39°54'33,2" E16°34'47,9"	Avena	40 ± 0.4 (Cal 44 ± 0.39)[b]	T1	Risedimentato	MIS 3 (3.1)
5	–	–	114	*Glycymeris*	N39°52'39,92" E16°31'54,56"	Trebisacce	130[c]	T4	In posto	MIS 5 (5.5)
6	–	–	65	*Glycymeris*	N39°52'17,33" E16°31'53,32"	Trebisacce	139[c]	T3	Risedimentato	MIS 5 (5.5)

[a] Datazioni attraverso *Electron Spin Resonance* realizzate al *Geographisches Institut, Universität zu Köln*, Germania.

[b] Datazioni al Radiocarbonio realizzate al *Poznan Radiocarbon Lab.*, Polonia. Per la calibrazione delle età è stata utilizzata la curva di calibrazione di Fairbanks 0805 (Fairbanks et alii, 2005).

[c] Età predette dai valori di racemizzazione degli amminoacidi (Cucci, 2004).

Il campione 2 è una conchiglia di *Chlamys* raccolta lungo il margine esterno del T4 nell'area di Lauropoli (fig. 3.3d); sulla base dell'età ESR (262±46 Ka) e della sua significativa incertezza, il campione, ovviamente risedimentato, potrebbe essere attribuito sia al MIS 7 sia al MIS 9.

Nel settore meridionale, in sinistra idrografica della Fiumara Coriglianeto (fig. 3.3e), il campione 3a, con un'età ESR di 135±20 Ka, permette di attribuire il terrazzo T4 al MIS 5.5 (Tirreniano). Il ritrovamento del campione all'interno di depositi di spiaggia a bassa energia (sabbie fini) e il buon stato di preservazione inducono a pensare che esso non abbia subito un prolungato trasporto e, dunque, non sia stato interessato da rimaneggiamento post-morte. Nello stesso sito, il campione 3b con un'età di 202±16 Ka, compatibile con il MIS 7, è considerato risedimentato.

Oltre alle misurazioni ESR è stata realizzata una datazione al Radiocarbonio, presso il *Poznan Radiocarbon Laboratory* (Polonia), su di una conchiglia di *Cardium* proveniente dal deposito costiero del T1 nell'area del Pollino (campione 4; tab. 3.3 e fig. 3.3c). Il campione proviene dalla matrice sabbiosa di un deposito di conglomerati alluvionali, affiorante sul versante vallivo in destra idrografica della Fiumara Avena. L'età di ~44 Ka è stata corretta attraverso la curva di calibrazione di Fairbanks 0805 (Fairbanks et alii, 2005). Date le caratteristiche del deposito in cui è stato ritrovato, il campione è stato probabilmente risedimentato, eroso e trasportato a valle dalla Fiumara Avena; esso, in ogni caso, risulta di estrema importanza in quanto testimonia l'esistenza nelle serie di terrazzi sollevati dello stadio interglaciale 3 (tab. 3.3).

Infine, i campioni di *Cladocora Caespitosa* (figure 3.5d, e) appartenenti al terrazzo T8 furono precedentemente analizzati da Randisi (2007) allo scopo di ottenere datazioni attraverso il metodo U-Th; sfortunatamente l'elevato contenuto in calcite (dal 37 al 91%) rese inutile ogni successivo tentativo di analisi.

In definitiva, le datazioni ESR e al Radiocarbonio confermano l'esistenza di depositi costieri sollevati appartenenti agli stadi isotopici interglaciali 3, 5, 7 e 9, sebbene molti dei fossili raccolti sono stati probabilmente risedimentati in terrazzi più recenti non consentendo, dunque, la diretta correlazione di ciascun ordine con il relativo picco interglaciale. Fa eccezione il terrazzo T4 attribuito al Tirreniano (MIS 5.5; ~124 Ka) sulla base del campione 3a, confermando la datazione di Cucci (2004; campione 5) relativa allo stesso ordine di terrazzo al Pollino.

3.4.2 – Datazione attraverso il radio-nuclide cosmogenico ^{36}Cl.

Allo scopo di migliorare ulteriormente i vincoli cronologici dei terrazzi marini, sono state realizzate misure dell'età di esposizione del T4 ai raggi cosmici (età di emersione del terrazzo), calcolando la quantità di atomi del radionuclide cosmogenico ^{36}Cl all'interno di dodici campioni relativi al deposito costiero del T4 lungo il versante orientale del Pollino. I nuclidi cosmogenici (^{3}He, ^{21}Ne, ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{14}C), anche definiti nuclidi cosmogenici in situ (*terrestrial in situ cosmogenic nuclides*, TCNs), derivano dall'interazione dei raggi cosmici di derivazione extra-terrestre (particelle cariche elettricamente, tra le quali le più importanti sono i protoni e le particelle-α; Reedy et alii, 1983; Tuniz et alii, 1998) con i minerali presenti nei primi metri della litosfera. La massima concentrazione dei TCNs radioattivi dipende dal tempo essendo legata a: a) tempo di esposizione della superficie; b) tassi di erosione; c) tempo di dimezzamento dei TCNs. I principali fattori che possono influenzare i tassi di produzione dei TCNs sono:

a) composizione chimica del campione;
b) latitudine del sito campionato. Dato che le particelle costituenti il flusso cosmico sono elettricamente cariche, esse sono influenzate e deviate dal campo magnetico terrestre, con la conseguente diminuzione dell'intensità del flusso che raggiunge l'atmosfera e dei tassi di produzione dei TCNs procedendo dai poli verso l'equatore;
c) quota del campione. L'interazione tra il flusso di particelle cosmiche e l'atmosfera terrestre causa una serie di reazioni chimiche il cui risultato è la formazione di nuclidi cosmogenici atmosferici e di un flusso cosmico secondario che, infine, interagirà con i minerali della litosfera. Quanto minore è la quota del campione tanto maggiore è lo spessore di atmosfera che il flusso cosmico dovrà attraversare, raggiungendo la superficie terrestre con minore energia. I tassi di produzione dei TCNs saranno, quindi, minori;
d) effetto di schermatura dai raggi cosmici esercitato dai rilievi circostanti la superficie;

e) geometria della superficie. I tassi di produzione maggiori si hanno per una superficie piatta e orizzontale su cui il flusso cosmico incide perpendicolarmente;
f) spessore del suolo e del campione;
g) densità del campione. La densità delle litologie affioranti influenza sensibilmente la capacità penetrativa del flusso cosmico e l'andamento in profondità dei tassi di produzione dei TCNs.

Tra i diversi TCNs, in questo lavoro è stato utilizzato il ^{36}Cl (tempo di dimezzamento: ~301 Ka), principalmente prodotto dall'interazione delle particelle cosmiche con atomi di calcio, potassio e cloro, attraverso diverse reazioni chimiche (Stone et alii, 1996; Schimmelpfennig et alii, 2009), attive soprattutto nei primi 3 m della litosfera e con tassi di produzione decrescenti esponenzialmente con la profondità. Uno dei minerali più importanti per la produzione del ^{36}Cl cosmogenico in situ è la calcite; la vicinanza dei siti campionati al massiccio carbonatico del Pollino e l'abbondanza della calcite nei campioni raccolti costituiscono i motivi fondamentali che hanno indotto alla scelta del ^{36}Cl tra i diversi TCNs utilizzabili.

La fase di campionatura ha interessato 4 differenti lembi di terrazzo appartenenti al T4, preservati in prossimità delle fiumare Avena e Straface (fig. 3.16), e attribuiti, come discusso nel precedente paragrafo, al MIS 5.5 sulla base delle datazioni ESR realizzate in questo lavoro e della racemizzazione degli amminoacidi applicata da Cucci (2004) nell'area del Pollino. I 4 lembi di terrazzo campionati sono caratterizzati da una sequenza deposizionale costiera con uno spessore costante di 35 m e, sulla base di analisi sedimentologiche condotte in questa tesi e già oggetto di pubblicazione (Santoro et alii, 2009), non sono stati interessati da significativa erosione. In ogni caso, allo scopo di poter meglio valutare l'entità dei processi erosivi che hanno interessato le superfici marine analizzate, sono stati raccolti 5 campioni superficiali della sequenza alluvionale-costiera (conglomerati di transizione tra i sistemi deposizionali di spiaggia e fluviali). Generalmente, i campioni sono stati raccolti, per quanto possibile, in prossimità dei margini interni; infatti, il margine esterno dei terrazzi è maggiormente esposto all'erosione, in particolar modo durante la trasgressione marina che porta alla formazione del terrazzo sottostante. Nonostante ciò, i campioni CLJ1 e CLJ2 sono stati raccolti in corrispondenza dei margini esterni (dopo aver controllato l'integrità della

sequenza deposizionale) a causa della presenza di spesse coperture colluviali (~10 m) presso il settore interno dei terrazzi, coperture che possono esercitare un'importante effetto di schermatura contro il flusso cosmico e diminuire sensibilmente i tassi di produzione dei TCNs. Sono stati raccolti, inoltre, 7 campioni ad intervalli altimetrici di 50 cm lungo un profilo alto 3 m in modo tale da ottenere la distribuzione in profondità del ^{36}Cl e di calcolare, attraverso la comparazione con distribuzioni teoriche, le età di esposizione, i tassi di erosione e la componente di ^{36}Cl ereditata, ossia relativa alla storia pre-deposizionale del campione, assunta essere uguale alla concentrazione di ^{36}Cl nelle parti più profonde del profilo (Braucher et alii, 2009). Ciascun campione, con un peso di 1 Kg, è stato raccolto lungo livelli stratigrafici non più spessi di 15 cm, procedendo in orizzontale, dopo aver descritto nel dettaglio le caratteristiche sedimentologiche dell'affioramento, includendo tutte le informazioni potenzialmente utili durante la fase di interpretazione dei dati. Infine, sono stati annotati latitudine, quota, eventuale effetto di schermatura da parte dei rilievi circostanti, geometria della superficie e spessore del suolo, data l'influenza che tali parametri possono esercitare sui tassi di produzione dei TCNs (vedi la discussione precedente).

Tabella 3.4 – età di esposizione del T4 per un tasso di erosione costante pari 0,25 mm/a.

Campione	Spessore del suolo (m)	Coefficiente di shermatura dei rilievi	Correzione neutroni	Correzione muoni	^{36}Cl/g roccia	^{36}Cl (ppm)	Età di esposizione apparente (erosione nulla)	Età (tasso di erosione costante: 0,25 mm/a)
CLJ1-1	1,1	0,997	1,031	0,979	726841,061	11,917	45 ka	84 ka
CLJ1-2	1,1	0,997	1,031	0,979	762202,901	10,032	47 ka	89 ka
CLJ2	0,1	0,990	1,032	0,979	357784,794	17,212	19 ka	35 ka
CLJ3	1,2	0,985	1,036	0,981	417281,779	10,530	24 ka	45 ka
CLJ4	0,23	0,986	1,036	0,981	570093,946	19,024	32 ka	60 ka
CLJ5	0,6	0,999	1,043	0,985	580623,631	18,264	35 ka	66 ka

I campioni sono stati preparati chimicamente al CEREGE (*Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement*, Aix en Provence, Francia) seguendo la procedura proposta da Stone et alii (1996) e da Benedetti et alii (2003). Il protocollo chimico è stato applicato alla frazione con granulometria compresa tra 125 e 250 μm, ottenuta attraverso la frantumazione dei campioni; ulteriori aliquote dei campioni sono state conservate per realizzare analisi delle composizioni chimiche e della densità. La scelta della frazione con granulometria compresa tra 125 e 250 μm deriva dal fatto che essa è considerata generalmente rappresentativa dei cristalli di calcite che sono tra i minerali più importanti per la produzione in situ del ^{36}Cl

cosmogenico. Inoltre, questo permette anche una prima grossolana eliminazione del ^{36}Cl atmosferico, derivato dall'interazione tra l'atmosfera e il flusso di particelle cosmiche; il ^{36}Cl atmosferico, infatti, essendo altamente idrofilo, entra facilmente nel deposito attraverso le precipitazioni ed è caratterizzato da tassi di produzione maggiori rispetto al ^{36}Cl cosmogenico prodotto in situ. Per tali ragioni, se non eliminato dal campione può fortemente influenzare la determinazione delle età di esposizione. Allo scopo di evitare importanti contaminazioni di ^{36}Cl atmosferico, sono stati esclusi dal protocollo chimico parti dei campioni caratterizzate da vene e/o incrostazioni di calcite riconducibili a precipitazioni secondarie dovute alla circolazione delle acque meteoriche. Inoltre, le prime fasi del protocollo chimico sono dedicate alla completa eliminazione del ^{36}Cl atmosferico attraverso due cicli, ciascuno della durata di 5 ore, di agitazione dei campioni in acqua pura e una parziale dissoluzione (5-10%) dei campioni in una soluzione di HNO_3 al fine di eliminare tutto il rimanente ^{36}Cl atmosferico dalla superficie dei clasti.

Le successive fasi del trattamento chimico hanno essenzialmente lo scopo di estrarre dai campioni il ^{36}Cl come AgCl e di eliminare lo ^{36}S che, essendo un isobaro del ^{36}Cl, può interferire nelle successive misurazioni all'AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*).

In tabella 3.4 sono riportate le età di esposizione preliminari ottenute attraverso le misurazioni AMS realizzate al CEREGE, corrette per latitudine, altitudine ed effetti di schermatura dei rilievi. In questo caso, la geometria delle superfici è considerata poco importante essendo le piattaforme d'abrasione piatte e poco inclinate verso mare; i risultati sono considerati preliminari per la mancanza di analisi chimiche dei campioni e di misure delle densità dei depositi lungo il profilo di profondità (analisi attualmente in corso). La determinazione della composizione chimica può essere, infatti, importante per l'interpretazione dei risultati ottenuti in quanto consente di determinare la relativa abbondanza dei minerali che, interagendo con le particelle cosmiche, possono portare alla produzione del ^{36}Cl. In altre parole, è possibile avere un'idea più precisa dei tassi di produzione nell'area campionata. Inoltre, le analisi chimiche consentono di individuare la presenza di minerali radioattivi che possono portare alla produzione di ^{36}Cl in situ ma non relazionato all'esposizione al flusso cosmico. La densità del deposito, infine, può fortemente influenzare la distribuzione in profondità del ^{36}Cl.

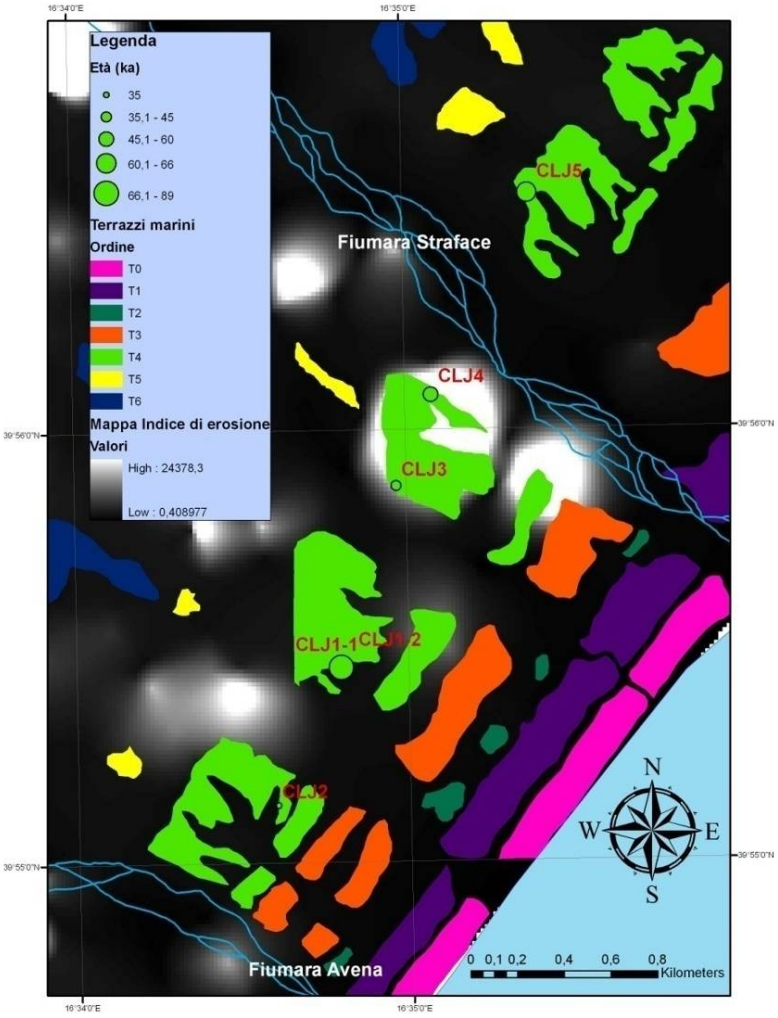


Figura 3.16 – posizione dei campioni per cui si hanno a disposizione età preliminari di esposizione dei terrazzi. Le dimensioni del simbolo dei campioni sono state differenziate sulla base del valore dell'età. Sullo sfondo si riporta la mappa dell'indice di erosione delle aste fluviali (EI). Vedi testo per maggiori dettagli.

Tra le diverse età preliminari ottenute, supponendo un tasso di erosione costante pari a 0,25 mm/a (tab. 3.4), si preferisce l'intervallo 84-89 Ka (campioni CLJ1-1 e CLJ1-2; fig. 3.16) sulla base delle seguenti considerazioni:

a) al disotto del terrazzo T4 sono stati individuati 4 ordini di terrazzo che, al massimo, possono essere attribuiti ai 3 principali picchi dello stadio interglaciale 3 e alla trasgressione Olocenica. In altre parole, età uguali o minori a 60 Ka non lascerebbero spazio ai terrazzi inferiori;
b) il campione CLJ2 è ricoperto da uno spessore di suolo pari a 0,1 m (tab. 3.4), inusuale per l'area di studio, caratterizzata da coperture continentali con

spessori, generalmente, compresi tra 1 e 10 m (tab. 3.2). Questo potrebbe essere indicativo di un maggiore tasso di erosione;

c) la mappa dell'indice di erosione delle aste fluviali evidenzia una maggiore incisione verticale dei corsi d'acqua nelle aree in cui ricadono i campioni CLJ3 e CLJ4 (fig. 3.16). L'indice di erosione (*EI*) è stato calcolato sulla base dell'equazione: $EI = Q^{5/8}S^{19/16}$, dove *Q* è la portata (prodotto tra l'area del bacino di drenaggio a monte del punto di misurazione e i valori medi delle precipitazioni annuali) e *S* è il gradiente del corso d'acqua (Montgomery e Stolar, 2006; Finnegan et alii, 2005). Sulla base della distribuzione dei valori dell'indice *EI*, è ragionevole ipotizzare che i terrazzi da cui sono stati raccolti i campioni CLJ3 e CLJ4 sono sottoposti a maggiore erosione da parte del reticolo idrografico;

d) due datazioni indipendenti effettuate sul campione CLJ1 (CLJ1-1 e CLJ1-2) forniscono risultati comparabili tra di loro (tab. 3.4 e fig. 3.16).

La determinazione della composizione chimica dei campioni e della densità del deposito lungo il profilo di profondità serviranno a confermare o meno le età preliminari qui proposte.

Le età del T4 ottenute attraverso le datazioni ESR (MIS 5.5; ~124 Ka) e i quantitativi di ^{36}Cl cosmogenico in situ (MIS 5.1; ~80 Ka) comportano sostanziali differenze nei tassi di sollevamento che hanno interessato l'area. Per questo motivo, nella discussione riguardante la cronologia dei terrazzi, riportata nel successivo paragrafo, saranno proposti due differenti schemi di correlazione delle superfici marine ai picchi interglaciali della curva eustatica globale.

3.4.3 – Cronologia dei terrazzi marini.

Lo schema cronologico dei terrazzi marini nella regione del Mediterraneo Centrale è tipicamente basato sull' individuazione del *marker* costiero appartenente al MIS 5.5 (~124 Ka), attraverso il ritrovamento dei fossili della cosiddetta "fauna senegalensis" e, in particolar modo, dello *Strombus bubonius* (Ferranti et alii, 2006). Sfortunatamente, nell'area di studio tale associazione macro-faunistica non è stata mai ritrovata, probabilmente a causa del forte apporto clastico lungo la fascia costiera da

parte delle fiumare. L'elevato carico di sedimenti comportava l'esistenza di acque particolarmente torbide e lo stabilirsi di condizioni idrodinamiche non favorevoli alla vita di tali organismi, normalmente diffusi in acque calde e limpide. Di conseguenza, nell'area di studio manca una definitiva identificazione del MIS 5.5 (Tirreniano) sulla base di evidenze paleontologiche. A Nord della dorsale del Pollino e della presente area di studio, lungo il margine meridionale del bacino del Bradano, Dai Pra e Hearty (1988) e Amato et alii (1997) attribuirono al Tirreniano, sulla base di datazioni radiometriche, un terrazzo con margine interno a ~115 m s.l.m. Sebbene tale terrazzo fu geomorfologicamente correlato al T5 lungo il Pollino (160-170 m) da Cucci e Cinti (1998), tale correlazione fu modificata da Cucci (2004) che attribuì il terrazzo T4 (~110-130 m) al Tirreniano sulla base della racemizzazione degli amminoacidi misurata su campioni di *Glycymeris* (campione 5 in tab. 3.3). Verso Sud, immediatamente ad Est delle presente area di studio, lungo la fascia costiera della Sila, Carobene (2003) attribuiva al MIS 5.5 un deposito ubicato ad una quota di ~68 m s.l.m. (correlabile con il T2 del presente lavoro) in assenza di datazioni radiometriche. Di conseguenza, il primo passo fondamentale per la definizione della cronologia dei terrazzi rilevati e dei tassi della deformazione verticale che interessa la regione consiste nell'individuazione del terrazzo Tirreniano.

Le datazioni radiometriche ESR e al ^{14}C e le età di esposizione dei depositi costieri del T4 attraverso il calcolo delle concentrazioni di ^{36}Cl cosmogenico in situ, discusse nei precedenti paragrafi, conducono a 2 differenti schemi cronologici dei terrazzi (schemi 1 e 2 in tab. 3.6). La differenza principale, derivante dalla diversa datazione del T4 (MIS 5.5, ~124 Ka, sulla base delle datazioni ESR e MIS 5.1, ~81 Ka, sulla base del ^{36}Cl), riguarda i tassi di sollevamento medi, Pleistocenici e Olocenici, che hanno interessato l'area in esame.

La datazione ESR di un fossile di *Cardium* lungo la costa della Sila (campione 3a) supporta l'attribuzione di Cucci (2004) al MIS 5.5 del terrazzo T4, in prossimità dell'abitato di Trebisacce (tab. 3.3; figure 3.3c, e). La correlazione del T4 con il MIS 5.5 è, inoltre, supportata da osservazioni riguardanti la morfologia del terrazzo; come già evidenziato da Cucci (2004), il T4 è, infatti, caratterizzato dalla maggiore ampiezza media delle piattaforme d'abrasione (tab. 3.1), in accordo con osservazioni effettuate nell'intera regione del Mediterraneo centrale (Ferranti et alii, 2006). Tale caratteristica

del *marker* costiero Tirreniano deriva dal fatto che il MIS 5.5 è l'ultimo picco interglaciale ad aver raggiunto un paleo-livello del mare superiore all'attuale (~+6 m). Ciò ha comportato che, in regioni stabili e, a maggior ragione, lungo settori costieri sollevati tettonicamente, il terrazzo sia stato sempre al disopra dei livelli successivi del mare e, quindi, non abbia subito processi erosivi da parte del moto ondoso.

Tabella 3.5 - modificata da Ferranti et alii, 2006. Altezze e relativi tassi di sollevamento del marker Tirreniano lungo la costa settentrionale del Golfo di Taranto.

Codice del sito	Località	Longitudine	Latitudine	Tipo di *Marker* costiero	Incertezza verticale (m)	Quota della linea di riva (m s.l.m.)	Tasso di dislocazione verticale (mm/a)	Associazione macro-faunistica	Tecnica di datazione	Età (Ka)	Bibliografia
1	Castellaneta - Ponte del Re	16,947	40,520	Margine interno terrazzo	20	45	0,31	*Strombus bubonius*	Paleontologia, amminostratigrafia	X	Boenzi et alii, 1985; Caldara, 1988; Dai Pra e Hearty, 1988; Hearty e Dai Pra, 1992
2	Taranto - Ponte Romano	17,172	40,530	Margine interno terrazzo	20	37	0,25	*Cladocora Caespitosa*	U-Th	107,7±1,5	Mastronuzzi e Sansò, 2003
3	Masseria Santa Teresiola	17,257	40,508	Depositi di spiaggia	5	28	0,18	*Strombus bubonius*, *Cladocora Caespitosa*	Paleontologia, U-Th	125±6, 205±20, 162+23/-18, 89,8±4,8, 93+8,8/-8,1	Dai Pra e Stearns, 1977; Hearty e Dai Pra 1992; Mastronuzzi e Sansò, 2003
4	Masseria Tuglia - Masseria Pantaleo	17,292	40,468	Depositi di spiaggia	3	24	0,14	*Strombus bubonius*, *fauna senegalensis*	Paleontologia	X	Dai Pra e Stearns, 1977; Mastronuzzi, 2001; Mastronuzzi e Sansò, 2003
5	Masseria Abate Rasta	17,274	40,425	Depositi di spiaggia	3	24	0,14	*Strombus bubonius*	Paleontologia	X	Mastronuzzi e Sansò, 2003
6	Lizzano - Canale dei Lupi	17,432	40,377	Depositi di spiaggia	3	26	0,16	*Strombus bubonius*	Paleontologia	X	Cotecchia et alii, 1971; Hearty e Dai Pra, 1992
7	Torre Castiglione	17,820	40,288	Depositi di spiaggia	3	2	-0,03	*Strombus bubonius*	Paleontologia, U-Th	156±20	Dai Pra e Stearns, 1977; Dai Pra, 1982; Hearty e Dai Pra, 1992
8	Gallipoli	17,996	40,065	Depositi di spiaggia	3	5	-0,01	*Strombus bubonius*	Amminostratigrafia	X	Cotecchia et alii, 1971; Hearty e Dai Pra, 1985, Hearty e Dai Pra, 1992
9	Grotta del Diavolo/Capo Santa Maria di Leuca	18,347	39,792	Depositi di spiaggia - speleote	2	6	0	X	Correlazioni morfo-stratigrafiche	X	Mastronuzzi e Sansò, 2003

Bisogna, inoltre, sottolineare che il T4 è caratterizzato dai maggiori spessori delle sequenze deposizionali costiere (fino a 45 m; tab. 3.1), in accordo con l'elevata durata del picco interglaciale Tirreniano (Chen et alii, 1991: 12 Ka; Stein et alii, 1991: 12 Ka; Sherman et alii, 1993: 7 Ka; Stirling et alii, 1998: 12 Ka; Hillaire-Marcel et alii, 1996: 11 Ka; McCulloch e Esat, 2000: 10 Ka; Lambeck et alii, 2002: 9 Ka). L'unico terrazzo ad essere caratterizzato da spessori comparabili dei depositi costieri è il T5, il che potrebbe spiegare l'incertezza dell'attribuzione del Tirreniano tra i lavori di Cucci e Cinti (1998; T5) e di Cucci (2004; T4).

Utilizzando la quota dei margini interni reali del T4 (MIS 5.5) e combinando i dati delle ulteriori datazioni disponibili (ESR e ^{14}C) con osservazioni morfologiche raccolte sul campo, è adesso possibile fornire uno schema cronologico completo per l'intera serie di terrazzi (schema cronologico 1 in tab. 3.6). Tale schema differisce da quello proposto da Cucci (2004) soprattutto per il diverso numero di ordini di terrazzo riconosciuti; Cucci (2004) individuava, infatti, un singolo ordine di terrazzo, con quote del margine interno comprese tra 60 e 90 m, tra il Tirreniano e la linea di riva Olocenica. Utilizzando un tasso di sollevamento costante, pari a ~1 mm/a, derivato dall'altezza del Tirreniano lungo la Piana di Sibari, l'autore attribuiva il sottostante terrazzo al MIS 5.3. L'assenza di terrazzi correlabili ai più recenti picchi interglaciali (MIS 5.1 e 3) era attribuita alla loro breve durata e a successivi fenomeni di erosione e di copertura continentale. Al contrario, in questo lavoro il rilevamento di dettaglio delle superfici marine ha consentito l'individuazione di 4 ordini di terrazzo al disotto del T4, attribuibili ad altrettanti picchi interglaciali successivi al Tirreniano (tab. 3.6).

La datazione dei diversi ordini di terrazzo è stata ottenuta indirettamente, come da Cucci (2004), applicando alla fascia costiera un tasso di sollevamento costante pari a ~0,9 mm/a, ricavato dalle altezze del terrazzo Tirreniano (T4) al Pollino. La scelta di questo settore deriva dal fatto che soltanto lungo di esso si osserva la serie completa delle superfici marine, dal T0 al T9. Come sottolineato dal gruppo di ricerca nel quale si inserisce la presente tesi di Dottorato, in precedenti lavori riguardanti i terrazzi marini preservati lungo la fascia costiera Ionica della Calabria Settentrionale (Ferranti et alii, 2009; Santoro et alii, 2009), la costa del Pollino si caratterizza per la combinazione di processi di sollevamento a scala regionale e locale. Le attribuzioni dei terrazzi ai diversi picchi interglaciali attraverso il tasso di sollevamento tirreniano è stata, dunque,

realizzata ponendo il seguente vincolo: i tassi di sollevamento ricavati dalle correlazioni terrazzo – picco interglaciale non possono essere inferiori al tasso regionale che interessa la dorsale del Pollino. L'eventuale variabilità dei tassi di sollevamento nel tempo, infatti, deve essere ragionevolmente attribuita a strutture locali che deformano il paesaggio; la componente regionale, invece, legata a processi geodinamici alla scala della catena calabro-lucana, difficilmente è interessata da variabilità sostanziali in intervalli di tempo nell'ordine di 10^2 Ka e deve essere, dunque, considerata costante nel periodo di tempo Pleistocene Medio – Olocene.

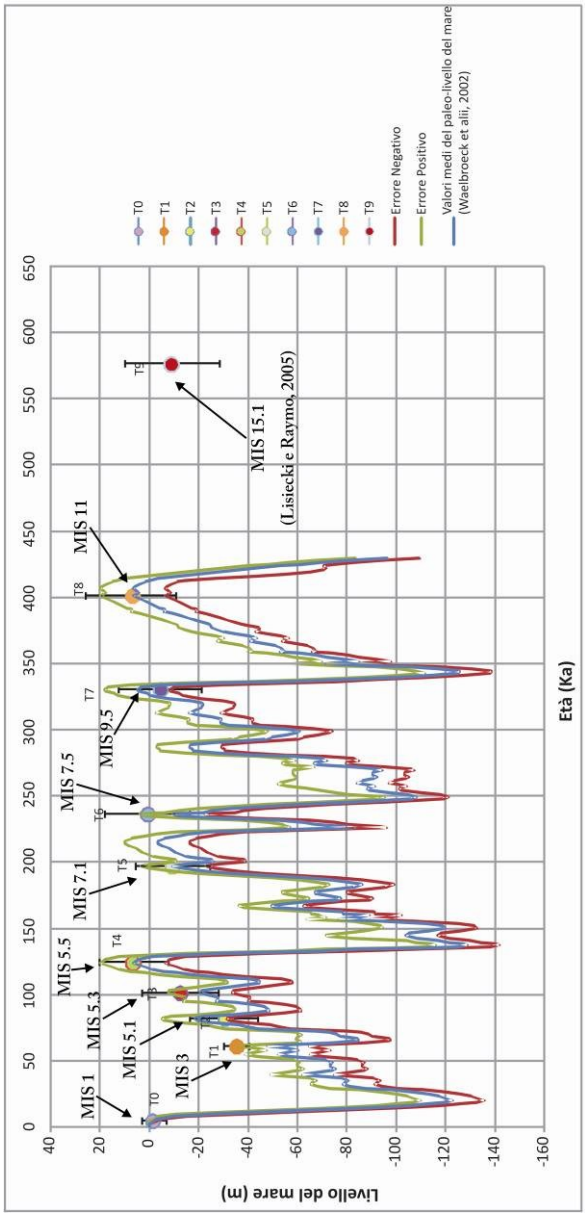


Figura 3-17 - età e paleo-livello del mare dei picchi interglaciali relativi ai 10 ordini di terrazzi rilevati. Le curve rosse e verde definiscono l'intervallo di incertezza verticale associato alla curva eustatica di Waelbroeck et alii (2002). I dati del picco interglaciale relativi al T9 sono stati ricavati dalla curva isotopica dell'ossigeno di Lisiecki e Raymo (2005), non riportata in figura.

Il tasso regionale cui è sottoposta la fascia costiera del Pollino è stato ricavato dall'altezza della linea di riva Tirreniana lungo il margine settentrionale del Golfo di Taranto, a Nord dell'area di studio (tab. 3.5). In questo settore, il riconoscimento del Tirreniano è reso più affidabile dal comune rinvenimento di fossili appartenenti alla *fauna senegalensis* (tab. 3.5); i diversi gruppi di ricerca che hanno lavorato in questo settore, inoltre, non hanno rinvenuto deformazioni locali delle paleo-linee di riva. Di conseguenza, l'altezza dei *marker* costieri Tirreniani è da imputarsi esclusivamente alla deformazione tettonica verticale a scala regionale. Dalla distribuzione lungo costa delle altezze del Tirreniano si ottiene, come sottolineato da diversi autori (Cucci e Cinti, 1998; Cucci, 2004; Ferranti et alii, 2009; Caputo et alii, 2010) un progressivo aumento dei tassi di sollevamento procedendo dall'area di avanfossa verso la Catena Appenninica (dal sito 9 al sito 1 in tab. 3.5). In particolare, la curva rappresentativa del processo di sollevamento regionale aumenta di quota con un gradiente pari a 0,27 m/km. Utilizzando tale gradiente e considerando l'altezza dei terrazzi alla Piana di San Nicola come il risultato del solo processo di sollevamento regionale, data l'assenza di significative deformazioni delle linee di riva (fig. 3.19), si ottiene per il Pollino un tasso regionale pari a ~0,7 mm/a.

Per quanto riguarda i dati relativi ai picchi interglaciali (età e paleo-livello del mare) da attribuire ai terrazzi, sono state utilizzate le curve eustatiche di Waelbroeck et alii (2002; fig. 3.17) per i terrazzi dal T1 al T8 e la curva di Lisiecki e Raymo (2005) per il T9. Entrambe le curve sono state ottenute dai dati del $\delta^{18}O$ estratti dall'analisi dei gusci di foraminiferi bentonici in carotaggi di mare profondo. La procedura seguita per la determinazione delle età e dei paleo-livelli del mare dei picchi interglaciali da attribuire a ciascun ordine di terrazzo è la seguente:

a) applicando il tasso di sollevamento medio al Pollino del Tirreniano (~0,9 mm/a) è stato individuato il picco interglaciale meglio correlabile con ciascun ordine di terrazzo;
b) nel caso in cui l'attribuzione comportasse un tasso di sollevamento medio inferiore al tasso regionale calcolato per il Pollino (~0,7 mm/a), il relativo paleo-livello del mare è stato modificato affinché la regola venisse rispettata. Il risultato è stato considerato accettabile se il paleo-livello del mare così

calcolato ricadeva all'interno dell'incertezza eustatica verticale ipotizzata da Waelbroeck et alii (2002; fig. 3.17).

In figura 3.17 e in tabella 3.6 si riportano le età e i paleo-livelli del mare dei picchi interglaciali attribuiti a ciascun ordine di terrazzo.

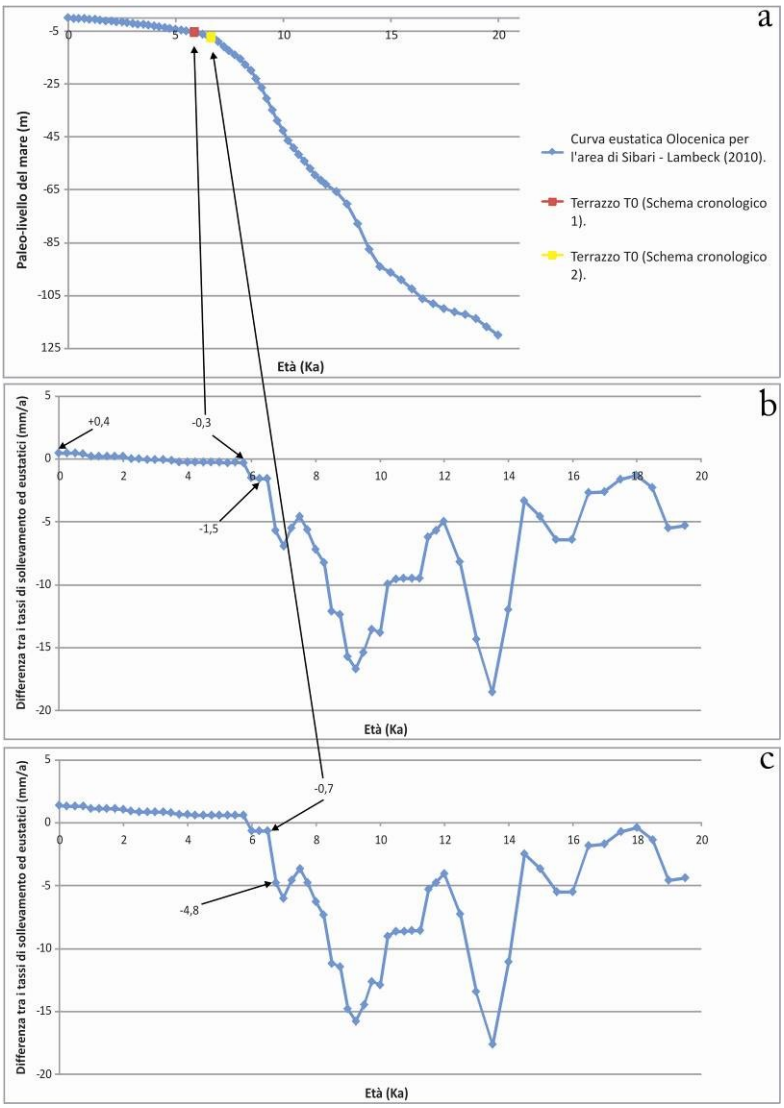


Figura 3-18 – a) curva della risalita eustatica Olocenica per l'area di Sibari (Lambeck, 2010). Si ipotizza che il T0 si sia formato in corrispondenza di una brusca decelerazione delle risalita eustatica che ha reso minimi i movimenti relativi terra-mare consentendo la formazione del T0; b) differenze tra i tassi di sollevamento e i tassi di risalita eustatica per lo schema cronologico 1. Al momento della ipotizzata formazione del T0 le differenze diminuiscono da -1,5 a -0,3 mm/a; c) differenze tra i tassi di sollevamento e i tassi di risalita eustatica per lo schema cronologico 2. Al momento della ipotizzata formazione del T0 le differenze diminuiscono da -4,8 a -0,7 mm/a. Valori negativi delle differenze indicando tassi di variazione eustatica maggiori dei tassi di sollevamento tettonico, e viceversa.

In accordo con Cucci (2004), il terrazzo T3 è attribuito al MIS 5.3 (età: ~100 Ka; paleo-livello del mare: ~-13 m); l'esposizione sub-area dei depositi costieri attribuibili a tale picco interglaciale è, inoltre, confermata dall'età di ~98 Ka ottenuta dal campione 1a (tab. 3.3). Il terrazzo T2 è ragionevolmente attribuito al MIS 5.1 con un'età di ~81,5 Ka e un paleo-livello del mare pari a ~-31 m (tab. 3.6). Applicando il tasso di sollevamento medio Tirreniano (~0,9 mm/a) il T3 e il T2, lungo il Pollino, dovrebbero trovarsi a quote pari a 78 e 42 m, rispettivamente; tali altezze teoriche rientrano ampiamente nell'intervallo delle quote dei margini interni reali dei 2 terrazzi al Pollino (tab. 3.1). Il T2 è morfologicamente caratterizzato da una piattaforma d'abrasione di un ordine di grandezza inferiore rispetto al T3; anche i depositi costieri hanno spessori generalmente inferiori (tab. 3.1). Tali differenze potrebbero essere attribuite alla maggiore durata del picco interglaciale del MIS 5.3 rispetto a quello del MIS 5.1, come sottolineato da diverse curve eustatiche (Waelbroeck et alii, 2002; Lea et alii, 2002; Siddall et alii, 2003; Thompson e Goldstein, 2005).

Il successivo terrazzo, il T1, è attribuito allo stadio 3 (tab. 3.6); come per il T3 anche questa attribuzione trova conferma nell'età di ~44 Ka ottenuta dal campione 4 (tab. 3.2) che, seppure risedimentato in un deposito alluvionale, evidenzia l'emersione lungo costa di superfici marine attribuibili al MIS 3.1 (Shackleton, 2000; Waelbroeck et alii, 2002). Il terrazzo T1 è, probabilmente, policiclico, ossia è stato più volte occupato dal mare durante i diversi picchi dello stadio 3. Per questo motivo gli viene attribuita l'età del picco eustatico 3.5 (~61 Ka), considerando, però, la successiva rioccupazione della superficie terrazzata, in diversi momenti e almeno fino ai ~40 Ka. Con un tasso di sollevamento di ~0,9 mm/a e un paleo-livello del mare pari a -36 m (tab. 3.6), il rispettivo terrazzo dovrebbe trovarsi ad un'altezza di ~19 m, compatibile con le quote dei margini interni reali del T1 al Pollino (12-21 m; tab. 3.1).

L'emersione di depositi costieri attribuibili ai MIS 7 e 9, suggerita dai campioni 2 e 3b (tab. 3.3), trova conferma nell'attribuzione dei terrazzi T5, T6 e T7 ai MIS 7.1, 7.5 e 9.5, rispettivamente. Il sollevamento al disopra del livello del mare dei depositi della fase glaciale del MIS 6, ipotizzabile sulla base dell'età del campione 1a (tab. 3.2), è, invece, considerata come la conseguenza del rimaneggiamento di tali depositi durante le successive fasi interglaciali. Infine, l'età del terrazzo T9 (MIS 15.1; ~576 Ka) è

compatibile con il limite cronologico massimo imposto alla serie di superfici marine dall'età della sommità della sequenza deposizionale delle Argille Sub-Appenniniche (Pleistocene Medio), la litologia più recente tra quelle costituenti il substrato dei terrazzi.

Tabella 3.6 - cronologia dei terrazzi marini. Si riportano due differenti schemi cronologici basati sulle datazioni radiometriche (Schema 1; S1) e sulle concentrazioni di ^{36}Cl cosmogenico in-situ (Schema 2; S2).

Terrazzo	Quota media del margine interno reale (m)				MIS		Età (Ka)		Paleo-livello del mare (m)		Bibliografia	Sollevamento totale (m)										Andamento del tasso di sollevamento nel tempo intercorso tra la formazione di due ordini di terrazzo successivi (mm/a)								Coppie di terrazzi considerate per il calcolo dei tassi di sollevamento nel tempo			
	Sila	Piana di Sibari	Pollino	Piana di San Nicola								Sila		Piana di Sibari		Pollino		Piana di San Nicola			Sila		Piana di Sibari		Pollino		Piana di San Nicola				
					S1[a]	S2[b]	S1[a]	S2[b]	S1[a]	S2[b]		S1[a]	S2[b]	S1[a]	S2[b]	S1[a]	S2[b]	S1[a]	S2[b]			S1[a]	S2[b]	S1[a]	S2[b]	S1[a]	S2[b]	S1[a]	S2[b]				
T0	X	X	8	X	1	1	5,9	6,5	-5,3	-6,7	Lambeck et alii, 2010	X	X	X	X	13	15	X	X			X	X	X	X	2,2	2,2	X	X			T0/Sea level	X
T1	X	X	15	X	3,5	3,1	60,5	39,5	-35,7	-62,1	Waelbroeck et al., 2002	X	X	X	X	50	77	X	X			X	X	X	X	0,7	1,9	X	X			T1/T0	X
T2	50	X	40	24	5,1	3,3	81,5	54,5	-31,0	-52,1		81	102	X	X	71	92	55	76	1,0	1,9	X	X	X	X	1,0	1,0	0,7	2,3	T2/Sea level		T2/T1	T2/Sea level
T3	71	X	76	51	5,3	3,5	101,0	60,5	-12,9	-35,7		84	107	X	X	89	112	64	87	0,8	0,8	X	X	X	X	0,9	3,3	0,5	1,9	T3/T2	X	T3/T2	T3/T2
T4	121	105	114	85	5,5	5,1	123,9	81,5	6,3	-31,0		115	152	99	136	108	145	78	116	1,3	2,1	0,8	2,1	0,8	2,1	0,8	1,6	0,6	1,4	T4/T3	T4/Sea level	T4/T3	T4/T3
T5	161	175	155	117	7,1	5,3	197,0	101,0	-9,7	-12,9		171	174	184	188	164	168	126	130	0,8	1,1	1,2	2,6	0,8	1,2	0,7	0,7	T5/T4	T5/T4	T5/T4	T5/T4
T6	206	227	227	172	7,5	5,5	236,0	123,9	0,3	6,3		206	200	227	221	227	221	172	166	0,9	1,1	1,1	1,5	1,6	2,3	1,2	1,6	T6/T5	T6/T5	T6/T5	T6/T5
T7	255	262	281	246	9,5	6,57	330,5	177,5	-5,0	-67,0		260	322	267	329	286	348	251	313	0,7	2,3	0,7	2,0	0,7	2,4	0,8	2,7	T7/T6	T7/T6	T7/T6	T7/T6
T8	310	298	378	310	11	7,3	401,0	215,0	6,5	-18,0		304	328	291	316	372	396	304	328	0,7	0,2	0,8	0,0	1,2	1,3	0,7	0,7	T8/T7	T8/T7	T8/T7	T8/T7
T9	417	532	519	X	15,1	9,1	576,4	287,0	-9,2	-16,0	Lisiecki e Raymo, 2005	426	433	541	548	529	535	X	X	0,7	1,4	1,4	3,2	0,9	1,9	X	X	T9/T8	T9/T8	T9/T8	X

[a] S1 = schema cronologico dei terrazzi basato sulle datazioni radiometriche ESR e ^{14}C.
[b] S2 = schema cronologico dei terrazzi basato sull'età di esposizione dei terrazzo T4 misurata dalla concentrazione di ^{36}Cl cosmogenico in-situ nei depositi costieri.

Per quanto riguarda il T0 l'applicazione della metodologia sopra descritta non ha permesso l'attribuzione del terrazzo ai picchi interglaciali 3.3 e 3.1; l'unica possibilità è, quindi, rappresentata dalla formazione del terrazzo in un determinato momento della risalita eustatica Olocenica. Per poter determinare età e paleo-livello del mare corrispondenti al T0 è stata utilizzata la curva eustatica Olocenica di Lambeck et alii (2010), realizzata specificatamente per la costa Ionica della Calabria Settentrionale (fig. 3.18a). Caratteristica fondamentale di tale curva è quella di essere costruita non soltanto tenendo in considerazione i movimenti tettonici verticali che interessano la fascia costiera ma anche le compensazioni glacio-idro-isostatiche derivanti dalle variazioni dei volumi delle calotte glaciali nell'emisfero settentrionale e dalla conseguente variazione del volume delle acque immagazzinate nei mari e, quindi, del peso da esse esercitato sulle piattaforme continentali. La componente glacio-idro-isostatica può comportare variazioni nella quota del margine interno dei terrazzi nell'ordine della decina di metri; da ciò deriva l'importanza di considerare tale componente, soprattutto nello studio dei *marker* costieri Olocenici, per i quali variazioni di pochi metri della quota della paleo-linea di riva si traducono in importanti differenze nei tassi di dislocazione verticale. Potter e Lambeck (2003), ad esempio, attribuiscono un dislivello di oltre 20 m del terrazzo appartenente al MIS 5.1 affiorante tra le Barbados e la Virginia (costa Atlantica degli Stati Uniti) alle compensazioni isostatiche derivanti dalle variazioni nell'estensione e nei volumi della calotta glaciale Nord-Americana.

Per poter determinare età e paleo-livello del mare attribuibili al T0 sono stati messi a confronto il tasso di sollevamento medio Tirreniano (~0,9 mm/a) con il tasso di risalita eustatica Olocenico, calcolato a partire dalla curva di Lambeck (2010) di figura 3.18a. L'età e il paleo-livello del mare riportati in tabella 3.6 e in figura 3.18a per il T0 (5,9 Ka; -5,3 m) corrispondono ad una fase di brusca decelerazione della risalita del mare durante la trasgressione Olocenica. Da questo momento in poi, le differenze tra i tassi eustatici e tettonici diventano trascurabili (~0,3 mm/a) rendendo possibile la formazione di un terrazzo marino (fig. 3.18b). L'esistenza di terrazzi Olocenici attribuibili ad un cambiamento dei tassi eustatici tra 5 e 7 Ka è stata riconosciuta in diverse parti del mondo: Bahamas (Kindler e Hearty, 1996); Papua Nuova Guinea

(Bloom et alii, 1974; Lambeck et alii, 2002; Ota e Yamaguchi, 2004); Australia (Lambeck et alii, 2002); Nuova Zelanda (Ota e Yamaguchi, 2004).

Per quanto riguarda il secondo schema di correlazione cronologica dei terrazzi (tab. 3.6), basato sull'età di esposizione dei depositi costieri del T4, i tassi di sollevamento risultano essere costantemente superiori rispetto a quanto ricavato attraverso lo schema 1 (tab. 3.6). La cronologia dei terrazzi è stata ottenuta applicando gli stessi principi seguiti per lo schema 1 ma utilizzando un tasso di sollevamento medio maggiore, pari a ~1,8 mm/a, derivante dall'attribuzione del T4 al MIS 5.1. Sulla base di tale attribuzione, risulta essere obbligatoria la correlazione dei terrazzi T3, T2 e T1 ai MIS 3.5, 3.3 e 3.1, rispettivamente. In particolare, la correlazione T1 – MIS 3.1 (39,5 Ka; -61,1 m) sarebbe confermata dall'età del campione 4 (~40 Ka; tab. 3.3), rinvenuto, seppur risedimentato in depositi alluvionali, in corrispondenza del T1 al Pollino (fig. 3.3c). Dal punto di vista morfologico, se le ridotte dimensioni del T2 rispetto al T3 (tab. 3.1) possono essere giustificate da un paleo-livello del mare del MIS 3.3 (~-52 m) inferiore a quello del MIS 3.5 (~-36 m), la stessa ragione non può essere invocata per spiegare l'ampiezza delle piattaforme d'abrasione del T1, comparabili con quelle del T3 al Pollino (tab. 3.1). Il T1, infatti, sulla base del secondo schema di correlazione, dovrebbe essersi formato in corrispondenza di un picco interglaciale di breve durata, con un paleo-livello del mare (~-62 m) nettamente inferiore rispetto al T3.

Per quanto riguarda il T0 è stata utilizzata la stessa procedura adottata per lo schema cronologico 1. I corrispondenti valori di età a paleo-livello del mare (6,5 Ka e -6,7 m; tab. 3.6), ricavati dalla curva di Lambeck (2010), corrispondono al momento in cui la differenza, in valore assoluto, tra i tassi di risalita eustatica e il tasso di sollevamento passa da 4,8 a 0,7 mm/a (fig. 3.18c), rendendo ragionevolmente possibile la formazione di un terrazzo marino. In questo caso esistono poche differenze rispetto allo schema 1, con nessuna variazione nel tasso di sollevamento previsto nel periodo di tempo compreso tra la formazione del T0 e l'attuale (~2,2 mm/a; tab. 3.6).

Sempre dal punto di vista morfologico, non sembrano avere una chiara spiegazione le attribuzioni del T5 e del T6 ai MIS 5.3 e 5.5, rispettivamente. Tali picchi eustatici sono, infatti, caratterizzati da maggiori durate e paleo-livelli del mare rispetto al MIS 5.1 e, nonostante ciò, sarebbero associati a terrazzi di minori dimensioni (tabelle 3.1 e 3.6). Anche in questo caso, come per lo schema cronologico 1, sarebbe confermata

l'emersione dei MIS 7 e 9 come suggerito dall'età dei campioni 2 e 3b (tab. 3.3). Inoltre, gli alti tassi di sollevamento imposti dall'attribuzione del T4 al MIS 5.1 consentirebbero l'emersione di deposi costieri depositatisi durante il basso eustatico associato alla fase glaciale 6.5 (terrazzo T7; tab. 3.6), confermando la validità della datazione del campione 1a (tab. 3.3).

Come detto in precedenza, la differenza sostanziale tra i due schemi cronologici proposti riguarda i valori assoluti dei tassi di sollevamento (tab. 3.6). In ogni caso, nel proseguo della discussione, pur considerando l'incertezza nella determinazione dei tassi di sollevamento medi che interessano la fascia costiera, incertezza derivante da una cronologia dei terrazzi tuttora non definitiva, sarà utilizzato come riferimento lo schema 1. Tale scelta deriva sostanzialmente da:

a) la concordanza tra la datazione ESR del T4 realizzata in questo lavoro (campione 3a) e i risultati dell'analisi amminostratigrafica realizzata da Cucci (2004) sullo stesso ordine di terrazzo (campione 5; tab. 3.3);
b) il migliore stato di preservazione del terrazzo T4, compatibile con la sua attribuzione al Tirreniano;
c) lo stato preliminare delle datazioni al ^{36}Cl, tuttora mancanti di analisi chimiche dei campioni e del calcolo della densità dei depositi.

In ogni caso, la preferenza di uno schema cronologico rispetto all'altro, pur implicando variazioni nei valori assoluti dei tassi di sollevamento, non comporta sostanziali differenze nei risultati delle analisi che saranno di seguito presentati.

3.5 – Variazioni relative del livello del mare.

Negli ultimi decenni, il miglioramento delle curve eustatiche e l'acquisizione di dati peleo-climatici con un maggiore grado di risoluzione ha consentito l'individuazione, in corrispondenza di diverse fasi interglaciali, di oscillazioni eustatiche ad alta frequenza, con periodi inferiori rispetto ai cicli eustatici principali (periodi di ritorno di 20, 40 e 100 Ka) previsti dalla teoria orbitale di Milankovitch. Le variazioni dei parametri orbitali terrestri alla base della teoria di Milankovitch (Berger, 1988), in grado di giustificare i cambiamenti dell'insolazione massima estiva nell'emisfero settentrionale e i grandi cicli glaciali-interglaciali Quaternari, non possono

essere alla base di oscillazioni eustatiche con periodi di ritorno di poche migliaia di anni. Per questo motivo, i cicli eustatici minori, anche detti sub-orbitali, sono attribuiti a cambiamenti nei sistemi di circolazione atmosferica e oceanica capaci di provocare improvvise destabilizzazioni delle calotte glaciali e veloci risalite del livello del mare. Le oscillazioni eustatiche sub-orbitali possono avere un'ampiezza superiore ai 30 m, con tassi di variazione del livello del mare che possono raggiungere i 10 mm/a (Esat et alii, 1999; Schellmann e Radtke, 2003; Potter et alii, 2004; Radtke et alii, 2004; Thompson e Goldstein, 2005), risultando, dunque, largamente superiori a qualsiasi segnale tettonico.

Analisi geochimiche di carote della calotta glaciale groenlandese, realizzate nell'ambito del progetto GRIP (*Greenland Ice-core Project*; 1993), hanno evidenziato un'estrema variabilità del clima durante la fase interglaciale Tirreniana, caratterizzata da fasi climatiche pienamente interglaciali intervallate a periodi con condizioni climatiche di transizione tra il glaciale e l'interglaciale. Le oscillazioni climatiche minori hanno periodi di ritorno compresi tra le poche decine di anni e i 5 Ka; in particolare, si riconoscono tre picchi interglaciali principali con età di 115, 120 e 130 Ka. Anche Schellmann e Radtke (2004), attraverso lo studio dei terrazzi carbonatici delle Barbados, hanno evidenziato l'esistenza di tre picchi eustatici positivi durante il MIS 5.5, con età di 118, 128 e 132 Ka. L'instabilità del clima e del livello del mare Tirreniano è stata, inoltre, riconosciuta in diverse parti del mondo attraverso lo studio dei terrazzi marini, carbonatici e clastici, che hanno evidenziato l'esistenza di almeno due picchi interglaciali principali, con età di 124 e 135 Ka: Australia (Stirling et alii, 1998; McCulloch e Esat, 2000; Lambeck et alii, 2002); Bahamas (Kindler e Hearty, 1996; McCulloch e Esat, 2000); Huon Peninsula (Bloom et alii, 1974; Stein et alii, 1992; McCulloch e Esat, 2000; Lambeck et alii, 2002); Barbados (McCulloch e Esat, 2000); California (Stein et alii, 1991); Timor (Chappell e Veeh, 1978). Per quanto riguarda il Mediterraneo centrale, Kindler et alii (1997) documentarono all'interno della sequenza deposizionale Tirreniana affiorante lungo le coste della Sardegna la diffusa presenza di due cicli regressivi di spiaggia, separati da una discordanza erosiva conseguente da una fase di emersione subaerea. Data l'assenza di movimenti tettonici verticali negli ultimi 124 Ka, dimostrata dal ritrovamento del *marker* Tirreniano ad una quota prossima al relativo paleo-livello del mare (~+6 m), le caratteristiche dei depositi

furono interpretate come la prova della presenza di almeno 2 oscillazioni eustatiche principali durante il MIS 5.5. Evidenze stratigrafiche (depositi di spiaggia Tirreniani separati da discordanze erosive e da depositi continentali) dell'esistenza di due oscillazioni principali durante il MIS 5.5 furono, inoltre, ritrovate da Hillaire-Marcel et alii (1996) lungo le coste dell'Isola di Maiorca e da Jedoui et alii (2003) in Tunisia (Djerba).

La sequenza deposizionale del T4 (MIS 5.5; fig. 3.12) nell'area di studio presenta caratteristiche sedimentologiche molto simili ai depositi Tirreniani sopra descritti; si osservano, infatti, due corpi regressivi di spiaggia separati da una netta discordanza erosiva indicatrice di una temporanea emersione del terrazzo (fig. 3.12). I due corpi di spiaggia potrebbero essere relazionati alle due principali trasgressioni marine Tirreniane, a 124 e a 135 Ka. All'interno della sequenza regressiva inferiore, la presenza di interdigitazioni a grande scala tra i sedimenti relativi ai diversi ambienti deposizionali di spiaggia, sebbene potenzialmente legata a cambiamenti nelle dinamiche dell'ambiente di sedimentazione, potrebbe, in parte, riflettere l'esistenza di oscillazioni metriche nel livello del mare, in accordo con i bruschi e brevi mutamenti climatici evidenziati dal progetto GRIP (1993). Risultati simili furono raggiunti da Carobene (2003) lungo la fascia costiera silana, immediatamente ad Est dell'area di studio; l'autore evidenziò l'esistenza di cicli deposizionali multipli all'interno dei terrazzi II e III, attribuiti ai MIS 5.5 e 7.

La ricostruzione geometrica della sequenza deposizionale del T5 al Pollino (fig. 3.9b) evidenzia l'esistenza di corpi alluvionali intercalati nei depositi di spiaggia emersa. Sebbene la presenza dei depositi fluviali potrebbe essere rappresentativa di un ambiente deposizionale di transizione (continentale-costiero), essi potrebbero anche essere la conseguenza di oscillazioni eustatiche minori contemporanee alla formazione del terrazzo. Tale interpretazione è consistente con l'instabilità del livello del mare durante il MIS 7 evidenziata dalla curva eustatica di Thompson e Goldstein (2005).

L'esistenza di almeno due oscillazioni eustatiche sub-orbitali è ancora più evidente per i terrazzi T3 (MIS 5.3) e T2 (MIS 5.1); i depositi sono, infatti, formati da due sequenze regressive separate da spessi depositi alluvionali, indicanti una prolungata fase di emersione (figure 3.11c, 3.11d e 3.14). Anche in questo caso, l'ipotesi è supportata da studi condotti sui terrazzi marini preservati in diverse parti del mondo,

evidenzianti il carattere incostante del livello del mare durante le fasi interglaciali dei MIS 5.3 e 5.1: Australia (Lambeck et alii, 2002: due picchi eustatici durante il MIS 5.3, a 100 e 107 Ka); Barbados (Potter et alii, 2004: due oscillazioni durante il MIS 5.1, a 84 e 77 Ka; Schellmann e Radtke, 2004: due picchi eustatici durante il MIS 5.3, a 103 e 105 Ka).

Le suddette caratteristiche delle sequenze deposizionali costiere potrebbero anche essere attribuite a cambiamenti nei tassi di sollevamento occorsi durante la formazione dei terrazzi; la variabilità dei tassi di sollevamento nel tempo, oggetto di discussione nel paragrafo 3.7, è stata già evidenziata dal gruppo di ricerca in cui si inserisce la presente tesi di Dottorato in precedenti lavori riguardanti i terrazzi marini preservati lungo la costa Ionica della Calabria Settentrionale (Ferranti et alii, 2009; Santoro et alii, 2009). Tuttavia, è chiaro che tassi di sollevamento di ~1 mm/a, controllati da dinamiche a scala crostale o litosferica, anche in un contesto tettonico a rapida deformazione come la regione dell'Arco Calabro (Westaway, 1993; Ferranti et alii, 2006, 2007; Westaway e Bridgland, 2007), non sono paragonabili ai tassi di variazione del livello del mare (fino a ~10 mm/a) attribuiti ai cicli sub-orbitali (Lea et alii, 2002; Schellmann e Radtke, 2003; Potter et alii, 2004; Radtke et alii, 2004). Sulla base di ciò si ritiene ragionevole attribuire le suddette caratteristiche dei depositi di spiaggia alla sovrapposizione di differenti cicli sub-orbitali eustatici all'interno di uno stesso picco interglaciale responsabile della formazione di un dato terrazzo.

3.6 – Profili di deformazione delle paleo-linee di riva Pleistoceniche.

Il rilevamento di dettaglio dei margini interni dei terrazzi e lo studio delle sequenze deposizionali costiere rappresentano gli elementi fondamentali per ricostruire l'andamento delle paleo-linee di riva Pleistoceniche lungo profili 2-D paralleli alla linea di costa (fig. 3.19). Avendo a disposizione un gran numero di lembi di terrazzo, rilevati direttamente sul campo e rappresentati in figura 3.19 dai punti con le relative barre di errore verticale, è stato possibile ricostruire l'attuale forma della antiche linee di riva e, attraverso il confronto con la forma originaria, assunta ragionevolmente come una linea perfettamente orizzontale, ottenere informazioni riguardanti il contributo di strutture locali alla deformazione tettonica attiva che interessa l'area di studio. I profili delle

paleo-linee di riva sono stati ottenuti proiettando i punti di misurazione delle quote dei margini interni lungo il profilo A-B-C riportato in figura 3.20.

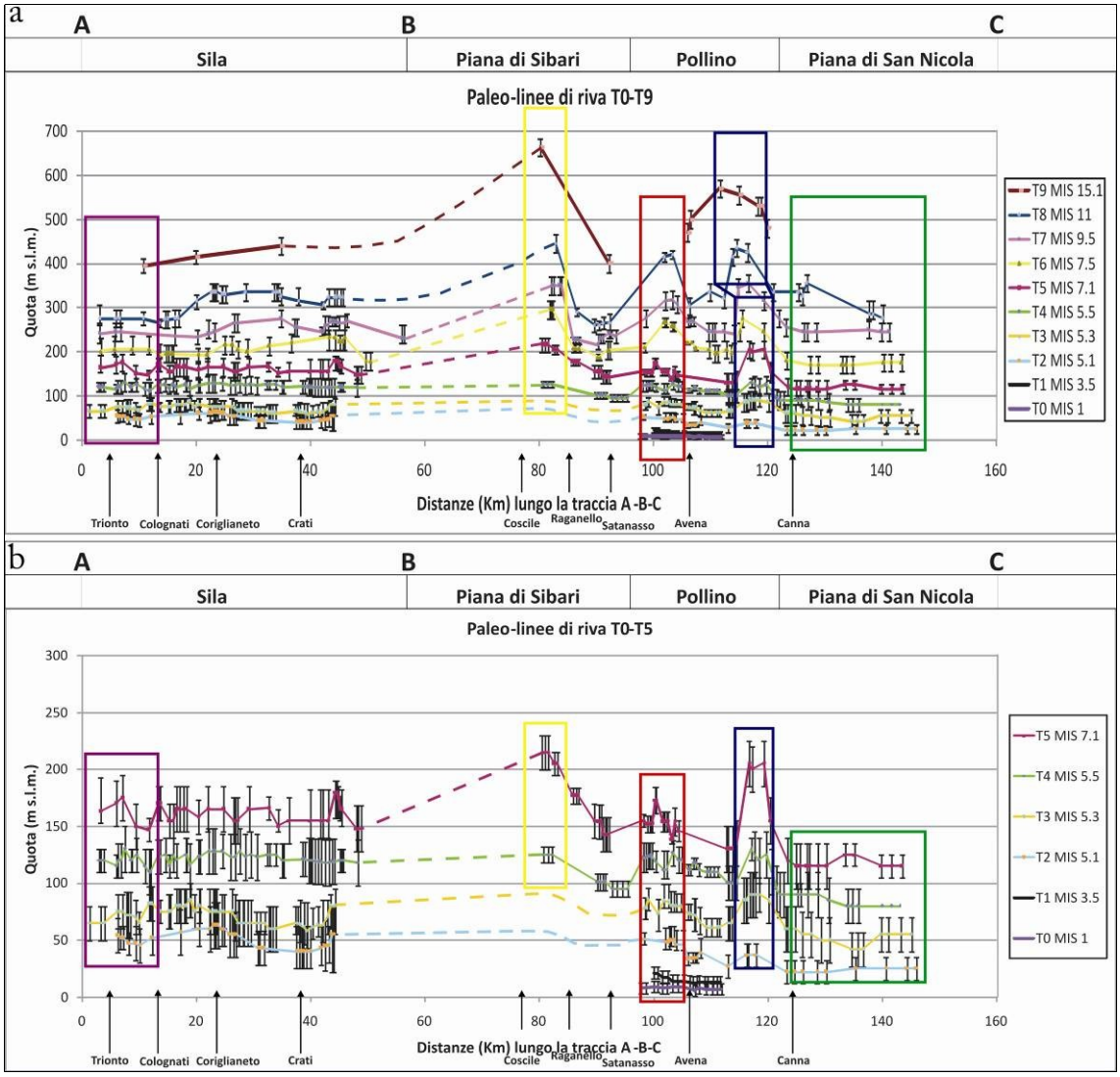


Figura 3.19 – profili, paralleli alla costa, del margine interno reale (corretto per le coperture continentali e per l'erosione dei depositi costieri) dei terrazzi Medio Pleistocenici – Olocenici della Calabria Nord-orientale e della Basilicata orientale, dal T0 al T9 (a) e dal T0 al T5 (b). I profili hanno direzioni NO-SE e NE-SO a Sud e a Nord del Fiume Coscile, rispettivamente. La traccia del profilo A-B-C lungo cui sono stati proiettati i margini interni dei terrazzi è riportata in fig. 3.20. I rettangoli verticali si riferiscono ai diversi settori della fascia costiera dove sono stati calcolati i tassi di sollevamento nel tempo, riportati in figura 3.22.

Come si osserva in figura 3.19, le misurazioni dirette dei margini interni dei terrazzi sono particolarmente abbondanti a Nord e a Sud della Piana di Sibari, consentendo di ottenere una ricostruzione di estremo dettaglio dei profili di deformazione 2-D delle paleo-linee di riva. Nel settore centrale della Piana di Sibari,

invece, esistono maggiori incertezze riguardo l'andamento dei margini interni, soprattutto per i terrazzi di ordine superiore e inferiore. L'incertezza deriva da una parte dalla maggiore erosione dei terrazzi più antichi (T7-T9), in particolar modo nel settore centrale sottoposto ai maggiori tassi di sollevamento, dall'altra dalla completa copertura, ad opera di spesse alluvioni Quaternarie, dei terrazzi più recenti (dal T3 al T0). Le linee tratteggiate in figura 3.19 si riferiscono ad aree caratterizzate da una minore densità o dalla completa assenza di punti di misurazione delle quote dei margini interni, dove l'andamento delle paleo-linee di riva può essere soltanto ipotizzato. A questo proposito, i profili dei terrazzi meglio preservati (T4, T5 e T6) e caratterizzati da un buon grado di affidabilità delle correlazioni laterali sono stati utilizzati per ottenere profili geologicamente coerenti per i terrazzi inferiori e superiori.

Come risulta evidente dalla figura 3.19, i tassi di sollevamento che hanno interessato la fascia costiera non sono omogeneamente distribuiti nello spazio; al processo di sollevamento regionale deve essere necessariamente sovrapposta una componente di deformazione locale, legata a strutture tuttora attive che deformano il paesaggio, imponendo tassi di sollevamento maggiori in settori localizzati dell'area di studio. La maggiore quota dei margini interni dei terrazzi lungo la dorsale del Pollino e il margine occidentale della Piana di Sibari permette di individuare queste aree come i settori caratterizzati dai maggiori tassi di sollevamento.

Al contrario, nella Piana di San Nicola i terrazzi raggiungono la quota minima dell'intera area di studio (fig. 3.19); come precedentemente sottolineato, la maggiore ampiezza e il minor numero delle superfici marine nel settore Nord della fascia costiera (fig. 3.3a; tab. 3.1) possono essere considerati una diretta conseguenza dei minori tassi di sollevamento. I terrazzi appaiono spesso compositi (fig. 3.3a), ossia formati a seguito di almeno due stazionamenti alti del livello del mare. L'occupazione della superficie del terrazzo da parte di picchi interglaciali successivi era consentita dai bassi tassi di sollevamento e dalla conseguente non definitiva emersione del terrazzo precedentemente alla successiva trasgressione. Procedendo verso Sud, ossia verso la dorsale del Pollino, interessata da maggiori tassi di sollevamento, si osserva un progressivo aumento delle quote dei margini interni (fig. 3.19) e una diminuzione dell'ampiezza delle piattaforme d'abrasione (fig. 3.3a). Il maggiore sollevamento totale che ha interessato la dorsale del Pollino si riflette nell'aumento delle quote dei terrazzi

(fig. 3.19) che appaiono, inoltre, maggiormente erosi, ridotti a piccoli lembi isolati di limitate dimensioni. La maggiore erosione delle superfici marine è testimoniata dalla brusca diminuzione dell'ampiezza e dall'aumento delle pendenze delle piattaforme d'abrasione rispetto alla Piana di San Nicola (figure 3.3a, b; tab. 3.1).

Lungo la Piana di Sibari, invece, nonostante i sostenuti tassi di sollevamento, testimoniati dal raggiungimento delle quote massime dei margini interni (fig. 3.19), i terrazzi appaiono meglio preservati, con maggiori ampiezze rispetto al Pollino (tab. 3.1). Tale discrepanza può essere spiegata dalla facile erodibilità del substrato dei terrazzi, costituito da depositi marini e continentali, Pliocenici e Pleistocenici, facilmente incisi dalle trasgressioni marine che, di conseguenza, portavano alla formazione di ampie piattaforme d'abrasione. I maggiori tassi di sollevamento che hanno interessato il Pollino e la Piana di Sibari non sono omogeneamente distribuiti nello spazio (fig. 3.19); si osservano, infatti, tre massimi nelle quote dei margini interni, localizzati ai limiti settentrionale e meridionale del Pollino e tra le fiumare Coscile e Raganello, lungo la Piana di Sibari (fig. 3.19). Risulta, dunque, evidente la sovrapposizione di processi di sollevamento a carattere locale al sollevamento regionale che interessa la Catena Appenninica. La corrispondenza nello spazio tra le culminazioni topografiche delle paleo-linee di riva con le strutture transpressive sinistre che tagliano la dorsale del Pollino e, in particolar modo, con le zone di faglia del Satanasso, del Pagliara e di Valsinni (STFZ, PFZ e VFZ, rispettivamente; fig. 3.20) suggerisce la possibilità che la deformazione dei terrazzi marini sia da relazionarsi al regime tettonico transpressivo che ha interessato la regione almeno fino al Pleistocene Medio (Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1998). Le ondulazioni delle paleo-linee di riva potrebbero, dunque, essere interpretate come pieghe per propagazione di faglie inverse relazionate al suddetto regime tettonico. I massimi nelle quote dei margini interni corrispondono, inoltre, alle aree caratterizzate dai maggiori valori dell'indice SL (fig. 3.21a) e del rilievo (figure 3.21b, c); data la rapidità della risposta del sistema idrografico agli impulsi di natura tettonica (tempo di risposta dei corsi d'acqua: $\sim 10^5$ anni) ciò potrebbe indicare che il regime deformativo ipotizzato sia tuttora attivo. Il progressivo aumento delle quote dei margini interni dei terrazzi più recenti (T1: MIS 3 e T0: MIS 1) verso il Pollino meridionale conferma tale ipotesi.

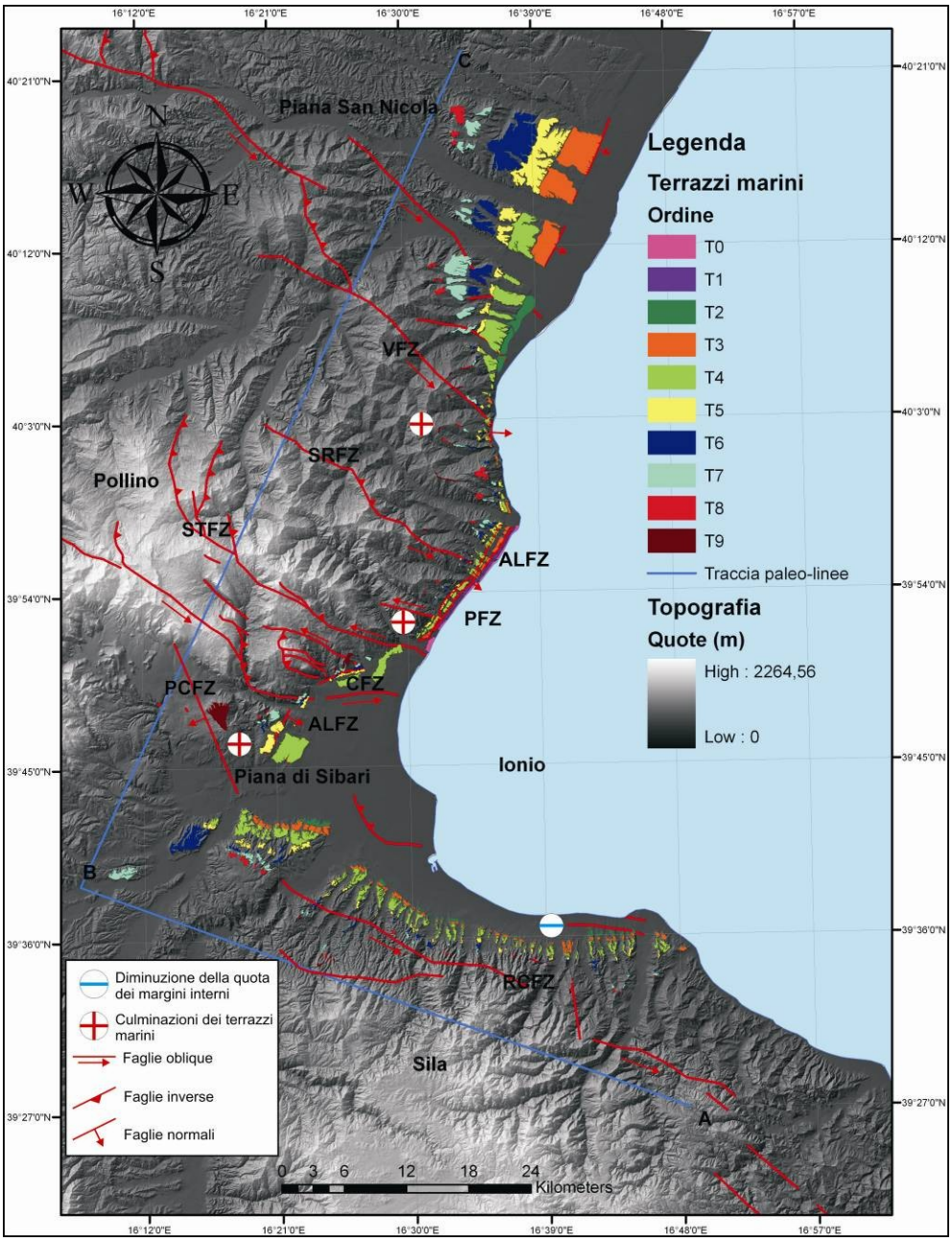


Figura 3.20 – posizione delle culminazioni delle paleo-linee di riva (croci rosse cerchiate in bianco) rispetto alle principali strutture tettoniche. Il segno meno di colore azzurro evidenzia il settore lungo la Sila in cui si osserva una diminuzione della quota dei terrazzi. I profili di deformazione dei terrazzi riportati in figura 3.19 sono stati ottenuti proiettando i punti di misurazione delle quote dei margini interni lungo le tracce A-B (Sila) e B-C (Piana di Sibari, Pollino e Piana di San Nicola). Sigle: ALFZ: Avena-Lauropoli Fault Zone; CFZ: Civita Fault Zone; PCFZ: Pollino-Castrovillari Fault Zone; PFZ: Pagliara Fault Zone; RCFZ: Rossano-Corigliano Fault Zone; SRFZ: Saraceno Fault Zone; STFZ: Satanasso Fault Zone; VFZ: Valsinni Fault Zone.

Merita un discorso a parte l'anomalia positiva dei margini interni localizzata lungo il bordo occidentale della Piana di Sibari, dove i diversi ordini di terrazzo raggiungono le quote massime dell'intera area di studio; un simile aumento delle quote

delle linee di riva era stato già precedentemente individuato da Cucci e Cinti (1998). L'anomalia ricade nel blocco a letto della faglia normale Pollino-Castrovillari (PCFZ; fig. 3.20) che taglia il margine Sud-occidentale del Pollino e presenta evidenze paleo-sismologiche di attività recente (Cinti et alii, 1997). Non sono note, invece, strutture oblique del tipo riportato lungo il Pollino, probabilmente sepolte al disotto delle spesse coperture continentali della Piana di Sibari. Cucci e Cinti (1998) interpretarono la deformazione delle linee di riva come la conseguenza del sollevamento del blocco a letto della faglia Pollino-Castrovillari; nel prossimo capitolo, facendo uso di un modello numerico della faglia, tale ipotesi sarà testata in riferimento alle superfici marine rilevate in questo lavoro.

Lungo il Pollino e la Piana di Sibari, l'andamento delle antiche linee di riva è, inoltre, localmente influenzato dalla presenza di un sistema di faglie dirette, parallelo alla costa e immergente verso mare (sistema di faglie Avena-Lauropoli, ALFZ in fig. 2.20). Dato che alcuni terrazzi vengono ribassati dall'ALFZ (figure 3.3a, b, c, d), le relative quote dei margini interni reali, riportate in figura 3.19, sono state corrette di una quantità pari al rigetto verticale, compreso tra 15 e 50 m. Il fatto che il sistema di faglia ALFZ appaia localizzato nei settori interessati dai maggiori tassi di sollevamento supporta l'ipotesi che esso sia relazionato a collassi gravitativi profondi, innescati dal processo di sollevamento stesso (Ferranti et alii, 2009). Una discussione più approfondita sarà, comunque, affrontata nel prossimo capitolo.

Procedendo verso la Sila si osserva una brusca diminuzione delle quote delle paleo-linee di riva (fig. 3.19); in questo settore i terrazzi si mantengono a quote pressoché costanti, con una variabilità in gran parte compresa nell'intervallo di incertezza verticale associato alla quota dei margini interni. La fascia costiera della Sila sembra, dunque, essere interessata da un sollevamento più omogeneamente distribuito rispetto ai settori della Piana di Sibari e del Pollino. Tale ipotesi sembra essere confermata dall'omogenea distribuzione delle anomalie del gradiente dei corsi d'acqua e del rilievo, a differenza del Pollino dove esse appaiono allungate nella stessa direzione (NO-SE) dei sistemi di faglia transpressivi (fig. 3.21). L'unica tendenza realmente apprezzabile nelle paleo-linee di riva è la brusca diminuzione delle quote a Sud della Fiumara Coriglianeto (fig. 3.19).

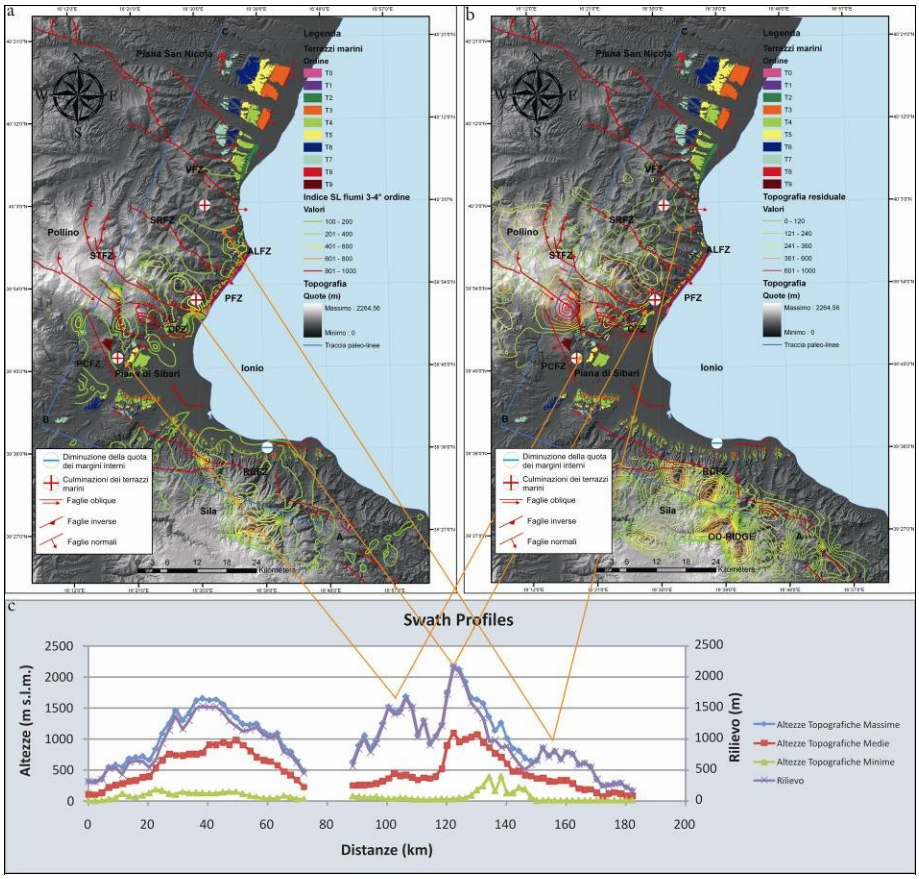


Figura 3.21 – confronto tra la posizione delle culminazioni topografiche dei profili di deformazione dei terrazzi (croci rosse cerchiate in bianco) e i valori dell'indice SL delle aste fluviali di 3°-4° ordine (a), della topografia residuale (b) e del rilievo calcolato attraverso gli Swath profiles (c). Il segno meno di colore azzurro indica la progressiva diminuzione delle quote dei margini interni al limite Sud dell'area di studio. Sigle come in figura 3.20.

Il margine Nord-orientale del massiccio della Sila è delimitato dal sistema di faglie Rossano-Corigliano (RCFZ in fig. 3.20) a direzione NO-SE e immergente verso NE, che agì come un sistema trascorrente sinistro nel periodo Pliocene-Quaternario e la cui recente attività è tuttora dibattuta (Galadini et alii, 2000; Cucci, 2004). Dettagliate analisi geomorfologiche hanno portato Molin et alii (2004) a supporre una recente riattivazione della zona di faglia in senso normale; altri autori supportano l'ipotesi dell'esistenza di recenti movimenti normali-obliqui (Ciaranfi et alii, 1983; Moussat et alii, 1986; Knott e Turco, 1991; Sorriso-Valvo, 1993; Galli et alii, 2010). Al contrario, evidenze di trascorrenza sinistra sono state trovate sia a terra (Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007) sia a mare (Del Ben et alii, 2007). In ogni caso, i terrazzi preservati lungo la fascia costiera della Sila, sul blocco a tetto della RCFZ, non evidenziano l'esistenza di significative deformazioni del paesaggio che possano essere ricondotte a

tale sistema di faglie. Soltanto nel settore più a Sud, la diminuzione delle quote dei margini interni potrebbe derivare dalla presenza di faglie normali parallele alla costa, immergenti verso Nord, come documentato in un precedente lavoro da Randisi (2007). Come lungo il Pollino e la Piana di Sibari, l'attivazione di faglie dirette parallele alla costa e immergenti verso mare potrebbe essere la diretta conseguenza di un aumento dei tassi di sollevamento. Tale ipotesi è confermata dalla presenza, a monte del tratto di costa caratterizzato dalla diminuzione delle quote dei terrazzi, delle maggiori anomalie sia nel gradiente dei corsi d'acqua sia nel rilievo (fig. 3.21), probabilmente a causa di un tasso di abbassamento del livello di base del sistema idrografico relativamente più alto. Nello stesso settore Molin et alii (2004) hanno evidenziato l'esistenza di una culminazione strutturale (OD-RIDGE, fig. 3.21b), dove depositi torbiditici e rocce carbonatiche affiorano in finestra tettonica al disotto delle rocce cristalline del massiccio della Sila, probabilmente a seguito di intensi processi erosivi alimentati da un sollevamento relativamente maggiore. In definitiva, i maggiori tassi di sollevamento concentrati verso il Plateau della Sila comporterebbero un basculamento della fascia costiera verso Nord e il conseguente innescarsi di movimenti gravitativi profondi lungo faglie normali listriche parallele alla costa.

3.7 – Andamento dei tassi di sollevamento nel tempo.

Oltre alle deformazioni della fascia costiera, documentate dai profili 2-D delle paleo-linee di riva, la correlazione laterale e l'analisi cronologica delle superfici marine ha consentito di valutare l'andamento nel tempo dei tassi di sollevamento (fig. 3.22), calcolato lungo cinque transetti perpendicolari alla linea di riva (fig. 3.19) in modo tale da evidenziare le differenze esistenti tra i diversi settori dell'area analizzata. I transetti agli estremi Nord e Sud della fascia costiera riguardano i settori che, sulla base delle quote dei margini interni, sono stati interessati dai minori tassi di sollevamento (Piana di San Nicola e margine orientale della Sila, rispettivamente; fig. 3.19). Lungo il Pollino e la Piana di Sibari sono state analizzate le aree interessate da deformazione delle antiche linee di riva, ossia dove si riscontrano le massime altezze dei terrazzi marini (fig. 3.19). La ricostruzione della storia dei tassi di dislocazione verticale è stata realizzata calcolando il sollevamento totale che ha interessato ciascun ordine di terrazzo

preservato lungo i cinque transetti considerati (tab. 3.6). Per ciascun lembo di terrazzo rilevato, il calcolo dei tassi di sollevamento si basa sulla correzione della quota del margine interno morfologico attraverso l'applicazione della metodologia precedentemente descritta nel paragrafo 3.2.2. La correzioni apportate, effettuate sito per sito, tengono in considerazione lo spessore delle coperture continentali presenti lungo il margine interno dei terrazzi e l'entità di eventuali fenomeni di erosione dei depositi costieri che comportano una sottostima della quota del margine interno reale (tab. 3.2), considerato essere equivalente all'altezza della sommità dei depositi di spiaggia intertidale. L'incertezza verticale associata a ciascuna stima della quota del margine interno reale, rappresentata dalle barre di errore in figura 3.19, deriva, invece, da errori nella misurazione delle quote sul campo e dall'incertezza della quota paleo-batimetrica di sedimentazione dei depositi di spiaggia rilevati (tab. 3.2). Utilizzando, dunque, la cronologia dei terrazzi ottenuta attraverso le datazioni radiometriche (schema cronologico 1; tab. 3.6) è possibile calcolare il sollevamento totale che ha interessato ciascun ordine di terrazzo, addizionando o sottraendo alla quota del margine interno reale la differenza tra il livello del mare attuale e il livello eustatico relativo al corrispondente picco interglaciale (tab. 3.6). Le età e i paleo-livelli del mare dei picchi interglaciali attribuiti ai terrazzi marini sono stati ricavati dalle curve eustatiche di Lambeck et alii (2010) per il T0, di Waelbroeck et alii (2002) per i terrazzi dal T1 al T8 e di Lisiecki e Raymo (2005) per il T9.

Dalla figura 3.22 risulta evidente che i tassi di sollevamento non sono stati costanti nel tempo ma caratterizzati dall'alternanza di periodi di maggiore (fino a ~2,2 mm/a) e di minore (fino a ~0,7 mm/a) dislocazione verticale (schema cronologico 1 in tab. 3.6; fig. 3.22). Questa prima conclusione sostiene l'ipotesi dell'esistenza di processi di deformazione legati a strutture locali che sovrappongono il loro effetto al sollevamento regionale derivante da dinamiche a scala litosferica, come già evidenziato dai profili di deformazione dei terrazzi (fig. 3.19). E' lecito, infatti, supporre che i processi a scala regionale non abbiano la capacità di mutare tanto rapidamente così come mostrato in figura 3.22, in intervalli di tempo nell'ordine delle poche decine di migliaia di anni. Tale conclusione è, inoltre, consistente con le numerose evidenze di attività sismica concentrata (*cluster* di eventi sismici) lungo faglie crostali (Friedrich et alii, 2003; Ferranti et alii, 2007; Oldow e Singleton, 2008). L'ipotesi della variabilità dei

tassi di sollevamento nel tempo differisce da precedenti interpretazioni (Bordoni e Valensise, 1998; Cucci e Cinti, 1998; Cucci; 2004) dei terrazzi della Calabria Settentrionale in cui veniva sostenuta l'esistenza di tassi di sollevamento costanti (~1 mm/a) a partire dal Pleistocene Medio. Sebbene il tasso di sollevamento medio ricavato nel presente lavoro sia identico a quanto riportato in precedenti studi, il riconoscimento di un maggior numero di terrazzi, in particolar modo al disotto della superficie Tirreniana, ha consentito di mettere in evidenza l'esistenza di un andamento più complesso dei tassi di sollevamento. Simili perplessità riguardanti la costanza dei tassi di sollevamento Pleistocenici sono state sollevate in diversi settori dell'Arco Calabro (Miyauchi et alii, 1994; Antonioli et alii, 2006).

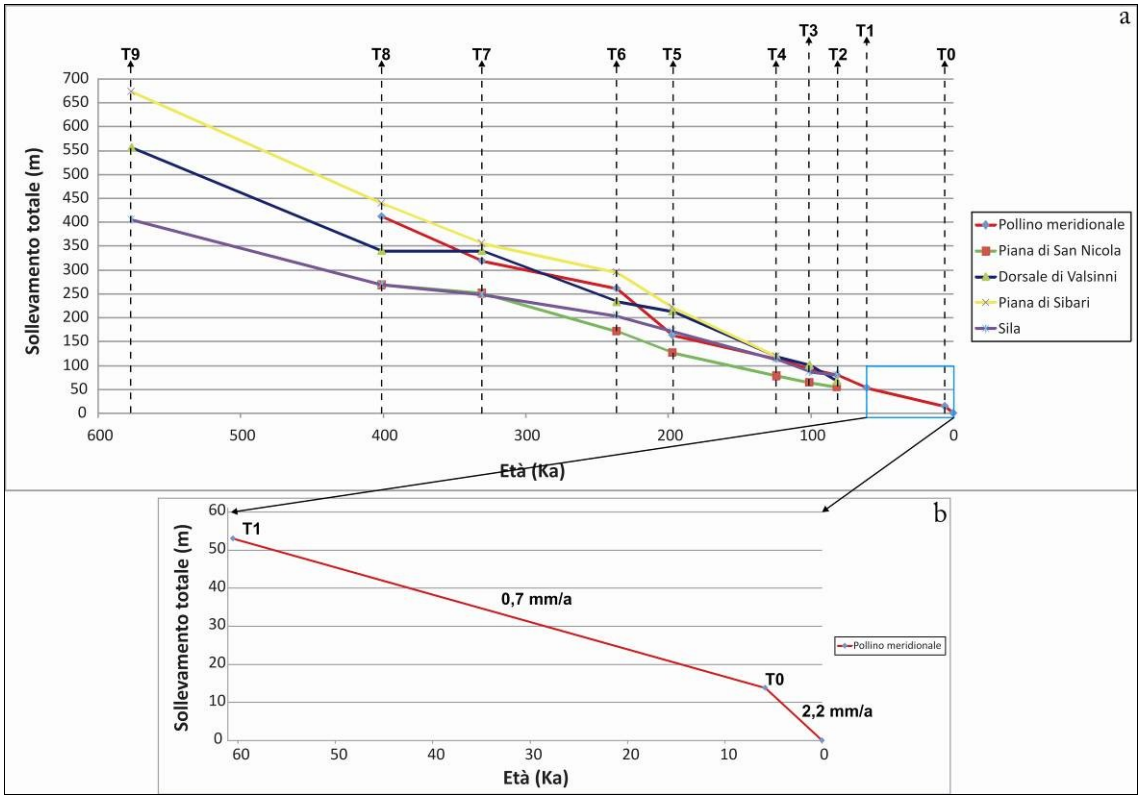


Figura 3.22 – a) andamento dei tassi di sollevamento nel tempo da ~576 Ka all'Olocene lungo cinque transetti estesi lungo l'intera fascia costiera analizzata (localizzazione in figura 3.19). I valori dei tassi di sollevamento nel tempo intercorso tra la formazione di due successivi terrazzi sono riportati in tabella 3.6 (schema cronologico 1); b) tassi di sollevamento lungo il Pollino dal MIS 3 all'attuale.

In figura 3.22 si osserva che le aree caratterizzate dai minori tassi di sollevamento sono la Sila e la Piana di San Nicola (valori medi pari a ~0,8 e ~0,7 mm/a, rispettivamente). Le relative curve sono caratterizzate, inoltre, da un andamento nel

tempo più regolare rispetto alle curve ricostruite per il Pollino e per la Piana di Sibari; in altre parole, in questi settori i tassi di sollevamento appaiono più costanti nel tempo. Ciò potrebbe indicare che le relative fasce costiere sono interessate esclusivamente dal sollevamento regionale, come d'altronde evidenziato dall'assenza di significative deformazioni delle paleo-linee di riva (fig. 3.19) e dalla similitudine tra i suddetti tassi medi di sollevamento e il tasso regionale (Piana San Nicola: ~0,7 mm/a; Sila: ~0,9 mm/a) calcolato dai dati di letteratura riguardanti l'altezza del Tirreniano lungo il Golfo di Taranto (vedi paragrafo 3.4.3).

Le aree interessate dai maggiori tassi di sollevamento sono, invece, la Piana di Sibari, il Pollino meridionale e il Pollino settentrionale (dorsale di Valsinni; fig. 3.22) con valori medi da ~1,2 a ~1,1 mm/a. Lungo la fascia costiera del Pollino, i maggiori tassi di sollevamento medi del settore meridionale concordano con l'esistenza in quest'area delle maggiori anomalie morfotettoniche (fig. 3.21). La variabilità dei tassi di sollevamento e la non contemporaneità delle variazioni lungo i 3 transetti compresi tra la Piana di Sibari e il margine settentrionale del Pollino (fig. 3.22) sostengono l'ipotesi dell'esistenza di deformazione verticale del paesaggio legata a strutture crostali locali, suggerita precedentemente anche dalla deformazione delle paleo-linee di riva (fig. 3.19).

Il transetto realizzato lungo il margine meridionale del Pollino, l'unico a conservare una serie completa dei terrazzi al disotto del Tirreniano, evidenzia la possibilità di un incremento dei tassi di sollevamento, da ~0,7 a ~2,2 mm/a, nel periodo Olocenico (fig. 3.22b). Se da una parte ciò potrebbe essere interpretato come l'evidenza di un recente aumento dei tassi di deformazione verticale legati all'attività delle strutture oblique che tagliano il Pollino, i minori valori dei tassi di sollevamento medi nel precedente periodo Pleistocenico potrebbero derivare da una minore risoluzione temporale e, quindi, dalla mediazione di periodi di accelerata deformazione verticale con fasi prevalenti di quiete tettonica.

Capitolo 4 – Modelli numerici dei sistemi di faglia obliqui del Pollino.

Come discusso nei capitoli 2 e 3, le anomalie individuate nel reticolo idrografico e nel paesaggio e l'andamento delle antiche linee di riva hanno evidenziato l'esistenza, all'interno della fascia costiera analizzata, di settori caratterizzati da maggiori tassi di sollevamento. In particolare, la ricostruzione delle paleo-linee di riva ha consentito di individuare deformazioni plicative del paesaggio lungo la dorsale del Pollino e lungo il margine occidentale della Piana di Sibari, in corrispondenza delle strutture transpressive sinistre, attive in tale settore della catena almeno fino al Pleistocene Medio (Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1998). L'analisi morfotettonica fin qui discussa sembra, quindi, suggerire la possibilità che tale stile deformativo sia stato attivo in tempi successivi e fino all'Attuale. Allo scopo di verificare questa ipotesi, nel presente capitolo saranno presentati i risultati riguardanti la modellazione numerica della deformazione cosismica verticale associata ad alcuni segmenti di faglia appartenenti ai suddetti sistemi transpressivi. I risultati dei modelli saranno confrontati con i profili delle antiche linee di riva in modo tale da verificare la compatibilità o meno tra la deformazione ricavata dallo studio dei terrazzi marini e quella teorica ottenuta dai modelli matematici.

Nella prima parte del capitolo saranno, inoltre, presentati i risultati ottenuti da un approccio geologico-strutturale e dall'analisi della sismicità allo scopo di avere un quadro più dettagliato riguardo lo stile della deformazione e testare ulteriormente la suddetta ipotesi. I risultati ottenuti dal gruppo di ricerca nel quale si inserisce il presente studio (vedi Ferranti et alii, 2009) saranno integrati con dati di letteratura e con l'analisi dei profili di sismica a riflessione dell'*offshore* realizzata dalla Dottoressa Mazzella M.E. nell'ambito del dottorato in Geologia e Geodinamica del Quaternario, XXIII ciclo, dell'Università degli Studi di Napoli Federico II.

4.1 – Analisi strutturale.

In questo paragrafo saranno presentati i risultati dell'analisi strutturale realizzata lungo il versante Sud-orientale del Pollino, ad Est del sistema di faglie normali Pollino-Castrovillari (PCFZ in fig. 4.1), facente parte della fascia sismogenetica che taglia il

settore assiale dell'Appennino Meridionale e dell'Arco Calabro. L'obiettivo dell'analisi era la verifica della coincidenza nello spazio tra le anomalie morfotettoniche individuate e le strutture plicative e fragili (faglie transpressive sinistre e retroscorrimenti) derivanti dall'ultima fase tettonica (Pleistocene Inferiore - Medio) allo scopo di valutare la possibilità che tale stile deformativo abbia contribuito o meno all'evoluzione del paesaggio anche nel Pleistocene Superiore – Olocene.

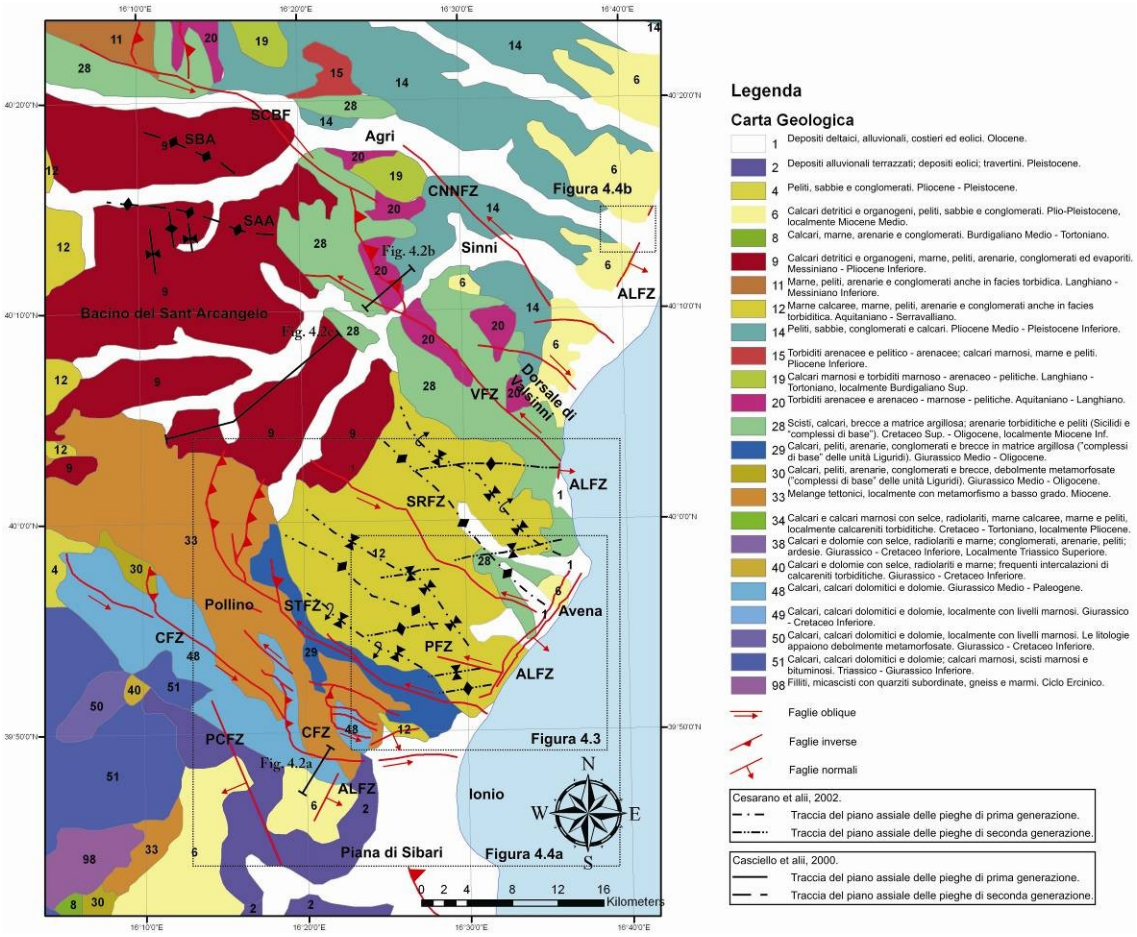


Figura 4.1 – mappa strutturale del versante orientale del Pollino e della dorsale di Valsinni. Si riportano i rapporti spaziali esistenti tra due fasi di deformazioni plicative che hanno interessato la fascia costiera della dorsale del Pollino (Cesarano et alii, 2002) e il margine settentrionale del Bacino del Sant'Arcangelo (Casciello et alii, 2000). Le tracce riportate in figura si riferiscono alle sezioni geologiche (figure 4.2a, c) e al profilo di sismica a riflessione (figura 4.2b) riportati in figura 4.2. I rettangoli neri tratteggiati delimitano le aree cui si riferiscono le figure 4.3 e 4.4. Sigle: ALFZ: Avena-Lauropoli Fault Zone; CFZ: Civita Fault Zone; CNNFZ: Canna Fault Zone; PCFZ: Pollino-Castrovillari Fault Zone; PFZ: Pagliara Fault Zone; SAA: anticlinale di Sant'Arcangelo; SBA: anticlinale di Serra Battaglia; SCBF: faglia di Scorciabuoi; SRFZ: Saraceno Fault Zone; STFZ: Satanasso Fault Zone; VFZ: Valsinni Fault Zone.

Il lavoro condotto sul campo è stato principalmente orientato verso lo studio delle direzioni dei piani assiali delle pieghe e degli indicatori cinematici lungo i piani di

faglia, avvalendosi, inoltre, dei risultati presentati in precedenti pubblicazioni. I dati cinematici riguardanti le zone di faglia investigate sono stati interpretati attraverso la tecnica di inversione proposta da Marrett e Almendinger (1990) allo scopo di calcolare la direzione dei principali assi cinematici. Per ogni sito di misurazione, il calcolo della direzione delle componenti del tensore degli sforzi è stata realizzata utilizzando i dati raccolti in corrispondenza di almeno 3 piani di faglia non paralleli tra di loro (fig. 4.5). I risultati dell'analisi strutturale hanno evidenziato l'esistenza di deformazioni tettoniche sia transpressive sia estensionali, delimitate in differenti livelli strutturali, con le faglie normali che interessano quasi esclusivamente le Argille Sub-appenniniche (Pleistocene Inferiore - Medio) e i sovrastanti depositi costieri e continentali (Pleistocene Superiore), lungo la fascia costiera; le strutture transpressive sono, invece, principalmente concentrate lungo la dorsale del Pollino e ai suoi margini (figure 4.1, 4.2 e 4.4).

4.1.1 – Pieghe e faglie transpressive sinistre.

Cesarano et alii (2002) hanno individuato, attraverso l'analisi strutturale delle rocce pre-Quaternarie della dorsale del Pollino e, in particolar modo, dei depositi di bacino delle Unità Liguridi e Sicilidi, una storia deformativa polifasica derivante dalla sovrapposizione di due diversi eventi compressivi che hanno portato alla formazione di due sistemi di pieghe con differente direzione dei piani assiali (figure 4.1 e 4.3). La prima fase, con direzione NE-SO dell'asse di massima compressione, è caratterizzata da due episodi compressivi coassiali responsabili della maggior parte del raccorciamento noto nella Formazione di Albidona (successioni torbiditiche sinorogeniche; formazione n.12 in fig. 4.1). Il primo episodio è caratterizzato dalla formazione di pieghe isoclinali coricate a vergenza Nord-orientale, riconoscibili a diverse scale; il secondo episodio determinò il ripiegamento delle strutture di prima generazione con la formazione di strutture plicative con piani assiali sub-verticali (Cesarano et alii, 2002). Le pieghe derivanti dai primi due episodi compressivi sono sub-parallele ai principali contatti tettonici tra le unità affioranti nell'area, formando il *pattern* strutturale dominante (fig. 4.1), così come generalmente osservato lungo tutta la Catena Appenninica. L'ultimo evento compressivo è caratterizzato da un'asse di massimo raccorciamento ortogonale al precedente (NNO-SSE); la sovrapposizione delle relative strutture plicative (pieghe

isoclinali con direzione dei piani assiali da E ad ENE; fig. 4.1) alle precedenti portò alla formazione di figure di interferenza del tipo domi e bacini (Cesarano et alii, 2002). Il più recente sistema di pieghe può essere tracciato attraverso l'analisi cartografica e ha debolmente deformato il precedente *pattern* orogenico, come è dimostrato dal ripiegamento degli antichi contatti tettonici e dalla dispersione delle giaciture degli strati derivante dalla storia deformativa polifasica delle regione (fig. 4.3).

Cesarano et alii (2002) limitarono la loro analisi strutturale alle rocce pre-Plioceniche e datarono al post-Pliocene Inferiore la seconda generazione di strutture plicative. L'analisi condotta dal presente gruppo di ricerca (Ferranti et alii, 2009) non soltanto conferma l'esistenza del più recente sistema di pieghe ma dimostra anche il coinvolgimento di depositi Pleistocenici nella seconda fase deformativa. Sedimenti di conoide alluvionale costiera risalenti al Pleistocene Inferiore - Medio (Vezzani, 1968) e affioranti lungo il margine meridionale del Pollino formano una sinclinale di scala chilometrica, asimmetrica verso Sud. La contemporaneità tra la crescita della piega e la sedimentazione dei conglomerati è dimostrata dall'andamento degli strati che appaiono verticali e localmente rovesciati in corrispondenza del fronte montuoso del Pollino e, progressivamente, meno deformati verso Sud, procedendo verso la Piana di Sibari (fig. 4.2a). I sedimenti coinvolti nella deformazione sono stati interessati da faglie inverse e trascorrenti, osservabili alla meso-scala, che sono state basculate, contemporaneamente agli strati, durante un episodio di compressione in direzione ~N-S (siti Hi1 e Hi2 nelle figure 4.4 e 4.5; Hippolyte et alii, 1992). Analisi del nannoplankton realizzate da Hippolyte et alii (1992) hanno dimostrato che parte dei sedimenti deformati sono più recenti di 460 Ka. I sedimenti delle conoidi alluvionali costiere affioranti lungo il margine meridionale del Pollino sono, inoltre, caratterizzati da una progressiva migrazione verso Sud dei depocentri e dalla presenza di strati troncati e basculati, i quali dimostrano che la sedimentazione avvenne contemporaneamente al sollevamento del fronte montuoso, strutturalmente controllato da retroscorrimenti verso i quadranti meridionali (fig. 4.6a). Lungo il versante meridionale del Pollino, in corrispondenza della zona di faglia di Civita (CFZ in fig. 4.4), sedimenti di conoide alluvionale costiera, lateralmente correlabili con il terrazzo T6, attribuito al MIS 7.5 (~236 Ka), sono basculati e deformati da zone di taglio inverse (fig. 4.6); molteplici misure riguardanti

l'orientazione delle strie ritrovate sulla superficie dei clasti collegano tali strutture ad un raccorciamento lungo la direzione NO-SE (sito 17 nelle figure 4.4 e 4.5).

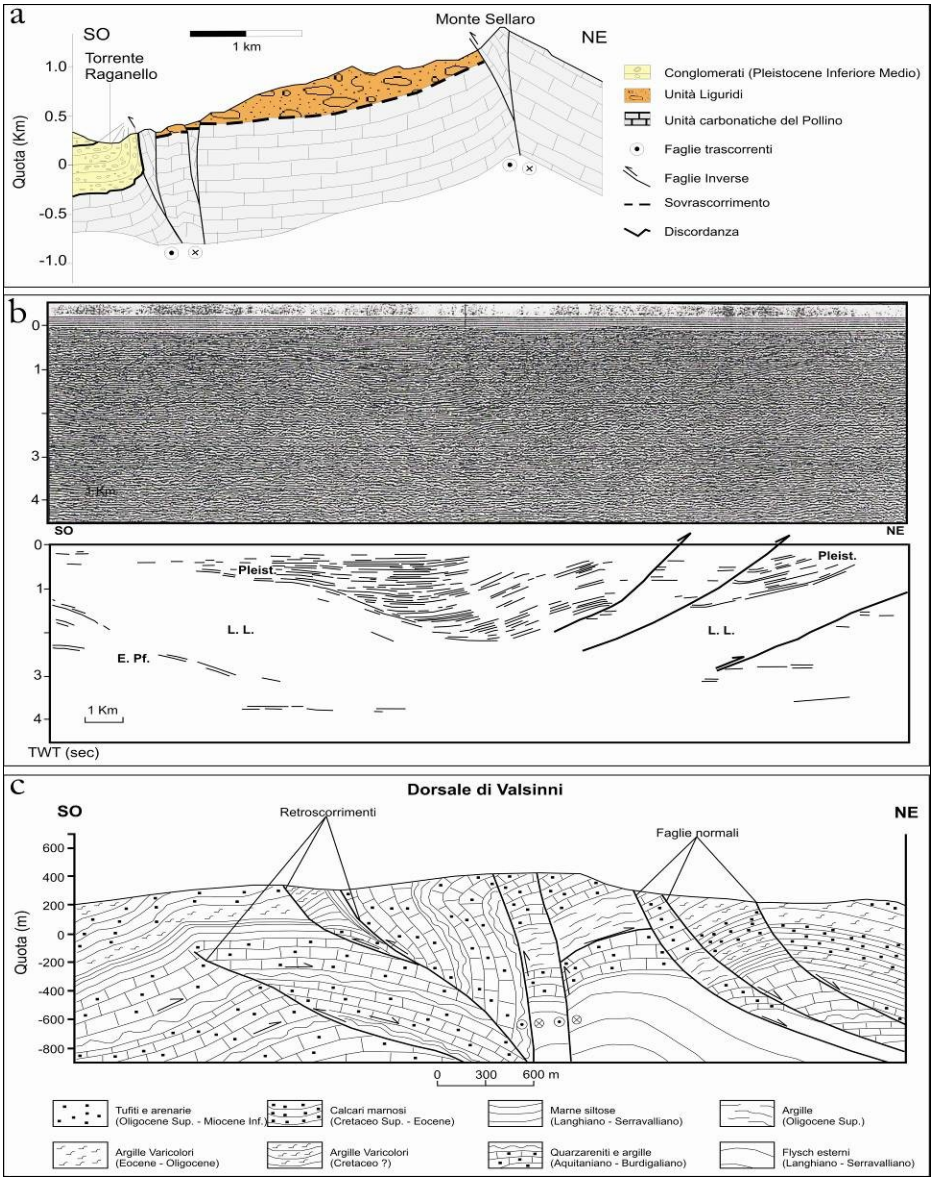


Figura 4.2 – a) modificata da Monaco et alii (1998). Sezione geologica lungo il margine meridionale del Pollino; è evidente la deformazione verso SO dei depositi Pleistocenici a seguito della crescita di un'anticlinale per propagazione di retroscorrimenti SO-vergenti; b) da Hippolyte et alii (1994b). La sismica a riflessione evidenzia i sovrascorrimenti NE-vergenti che hanno portato al sollevamento della dorsale di Valsinni e alla deformazione dei depositi Pleistocenici del bacino del Sant'Arcangelo. Sigle: Pleist. = sedimenti Pleistocenici; L.L. = unità Liguridi e Lagonegresi; E. Pf. = carbonati della Piattaforma Apula; c) modificata da Lentini et alii (2002). Sezione geologica lungo la dorsale di Valsinni. Sono evidenti i sistemi trascorrenti sinistri ad alto angolo e i retroscorrimenti che hanno portato al sollevamento della dorsale di Valsinni deformata, inoltre, da faglie normali listriche, immergenti verso NE.

Anche all'interno del bacino del Sant'Arcangelo, ad Ovest del settore Nord della fascia costiera analizzata, si osservano due differenti fasi di deformazione compressiva (fig. 4.1) rappresentate da strutture plicative, essenzialmente blande e poco evidenti, accompagnate da strutture di taglio meno frequenti. Casciello et alii (2000) individuarono blande deformazioni legate ad una fase compressiva, con direzione di massimo raccorciamento ~N-S, anche all'interno dei depositi dei Conglomerati e Sabbie di Serra Corneta, attribuibili al Pleistocene Medio e rappresentanti la fase di chiusura continentale del sistema deposizionale del Bacino di Sant'Arcangelo a seguito del suo isolamento dall'avanfossa Bradanica causato dal sollevamento di una soglia tettonica (dorsale di Valsinni) tra il Pleistocene Inferiore e Medio (Camarlinghi, 1992; Patacca e Scandone, 2001; Hippolyte et alii, 1994b; Pieri et alii, 1994; Zavala e Mutti, 1996; Casciello, 1999). In particolare, Casciello et alii (2000) individuarono due ordini di strutture plicative non coassiali, entrambi mostranti caratteri di crescita sindeposizionali. Un primo sistema di strutture plicative, largamente diffuso nel settore Nord del bacino, è costituito da ampie pieghe con orientazione media degli assi NNO-SSE (fig. 4.1), parallela all'asse longitudinale del bacino e consistente con il campo di stress compressivo, orientato N70°±11°, calcolato da Hippolyte et alii (1994b) attraverso l'analisi strutturale di piani di faglia all'interno dei depositi del Pleistocene Inferiore. E' probabile che tale fase deformativa sia associata dalla traslazione verso E-NE del substrato alloctono del Bacino di Sant'Arcangelo; tali traslazioni indussero deformazioni nei depositi, soprattutto nelle aree prossimali, producendo discordanze di tipo sin-tettonico tra i tre cicli marini del bacino (Ciclo di Caliandro, Ciclo dell'Agri, Ciclo del Sauro; Pieri et alii, 1994). Tra le diverse pieghe legate al suddetto evento compressivo, l'anticlinale di Alianello e l'anticlinale del Torrente Alvaro mostrano caratteristiche di crescita sin-deposizionali (discordanze angolari e variazioni nello spessore degli strati) all'interno dei Conglomerati di Aliano, attribuibili al Pleistocene Inferiore (Casciello et alii, 2000). Il sincronismo tra tettonica e sedimentazione è anche documentato dalla separazione del Bacino di Sant'Arcangelo in due sub-bacini ad opera dell'anticlinale di Alianello (sub-bacini di San Lorenzo e del Sauro; Pieri et alii, 1994). Il secondo episodio compressivo portò alla formazione di pieghe, con direzioni assiali ONO-ESE (fig. 4.1), caratterizzate da estensione e lunghezza d'onda pluri-chilometrica (Casciello et alii, 2000).

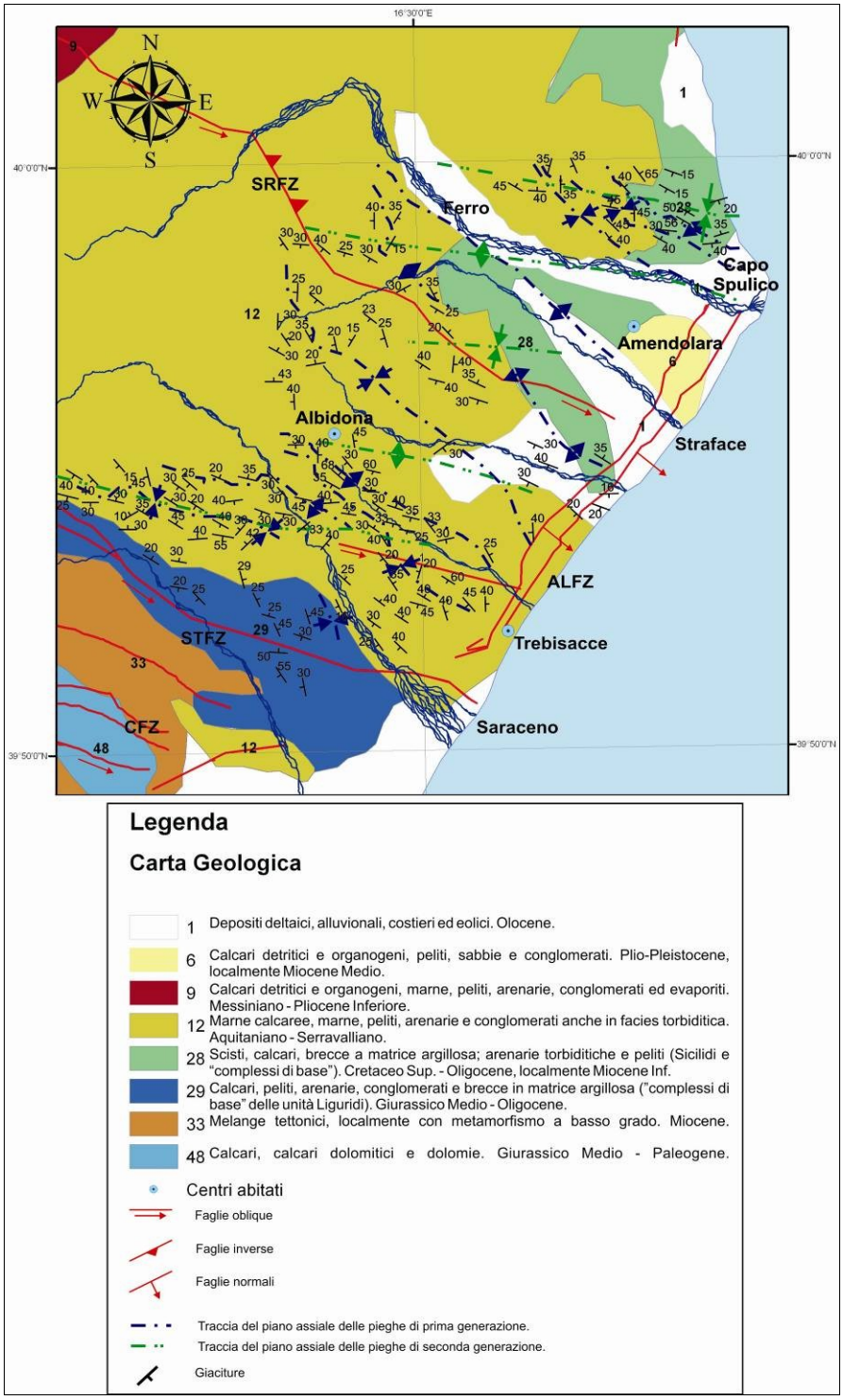


Figura 4.3 – Modificata da Ferranti et alii, 2009. Mappa strutturale dell'area compresa tra l'abitato di Trebisacce e Capo Spulico (localizzazione in fig. 4.1); si osserva la presenza di due generazioni di pieghe tracciate utilizzando l'andamento degli strati. Sigle delle faglie come in figura 4.1.

La crescita di queste ampie strutture plicative influenzò fortemente la sedimentazione dei depositi lacustri del Ciclo di San Lorenzo (Pleistocene Inferiore - Medio), dimostrando che il relativo episodio compressivo è da considerarsi successivo alla deformazione legata al primo sistema di pieghe. I depositi di San Lorenzo sono, infatti, limitati verso NE dall'anticlinale di Serra Battaglia (SBA in fig. 4.1); depositandosi sul fianco meridionale di questa struttura in crescita essi mostrano una progressiva diminuzione dell'angolo di immersione procedendo verso SE. Inoltre, la mancanza di depositi lacustri a Sud del Fiume Agri potrebbe indicare che il bacino di San Lorenzo era limitato verso Sud dall'anticlinale di Sant'Arcangelo (SAA in fig. 4.1; Casciello et alii, 2000). La seconda generazione di pieghe potrebbe essere relazionata alla dislocazione accumulata lungo sistemi di faglie inverse cieche che, come dimostrato da alcuni profili di sismica a riflessione (Hippolyte et alii, 1994b; fig. 4.2b) si propagano, probabilmente dalla sommità della piattaforma Apula, attraverso le coltri alloctone della Catena Appenninica deformando i depositi Plio-Pleistocenici del Bacino del Sant'Arcangelo. Le elevate ampiezze e lunghezze d'onda delle pieghe a direzione ONO-ESE confermerebbero l'origine profonda della relativa deformazione.

Il secondo episodio compressivo, con direzione di massimo raccorciamento ~N-S, è compatibile con i dati strutturali di Hippolyte et alii (1992) relativi ai depositi del Pleistocene Medio affioranti lungo il margine meridionale del Pollino (figure 4.4 e 4.5); è possibile che l'intera area di studio, a partire dal Pleistocene Inferiore - Medio, sia stata interessata da una fase compressiva a direzione ~N-S come indicato, inoltre, dai dati della rete GPS PTGA nel settore della dorsale di Valsinni (fig. 1.3).

Ritornando al Pollino, la deformazione tettonica fragile è principalmente rappresentata da sistemi di faglie oblique sinistre ad alto angolo, con distribuzione *en-chelon* destra dei segmenti di faglia, direzione prevalente ~ONO-ESE e immersione verso Nord. Le faglie trascorrenti sono organizzate in una serie di sistemi di faglia (CFZ, STFZ, PFZ e SRFZ in fig. 4.1) che hanno controllato le ultime fasi evolutive della dorsale del Pollino (Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1998). I sistemi di faglie trascorrenti sono associati con sovrascorrimenti a direzione ~N-S e vergenza occidentale (fig. 4.1). Lungo le zone di faglia di Civita e del Saraceno conglomerati risalenti al Pleistocene Inferiore - Medio sono stati ripetutamente dislocati da strutture transpressive sinistre (Monaco, 1993). Analisi cinematiche dei piani di faglia in rocce

pre-Pleistoceniche dislocate lungo la zona di taglio di Civita indicano che la deformazione è stata ripartita tra le faglie oblique sinistre e i sovrascorrimenti che registrano direzioni di raccorciamento ENE-OSO ed ESE-ONO, rispettivamente (siti Se1 e Se2 nelle figure 4.4 e 4.5a).

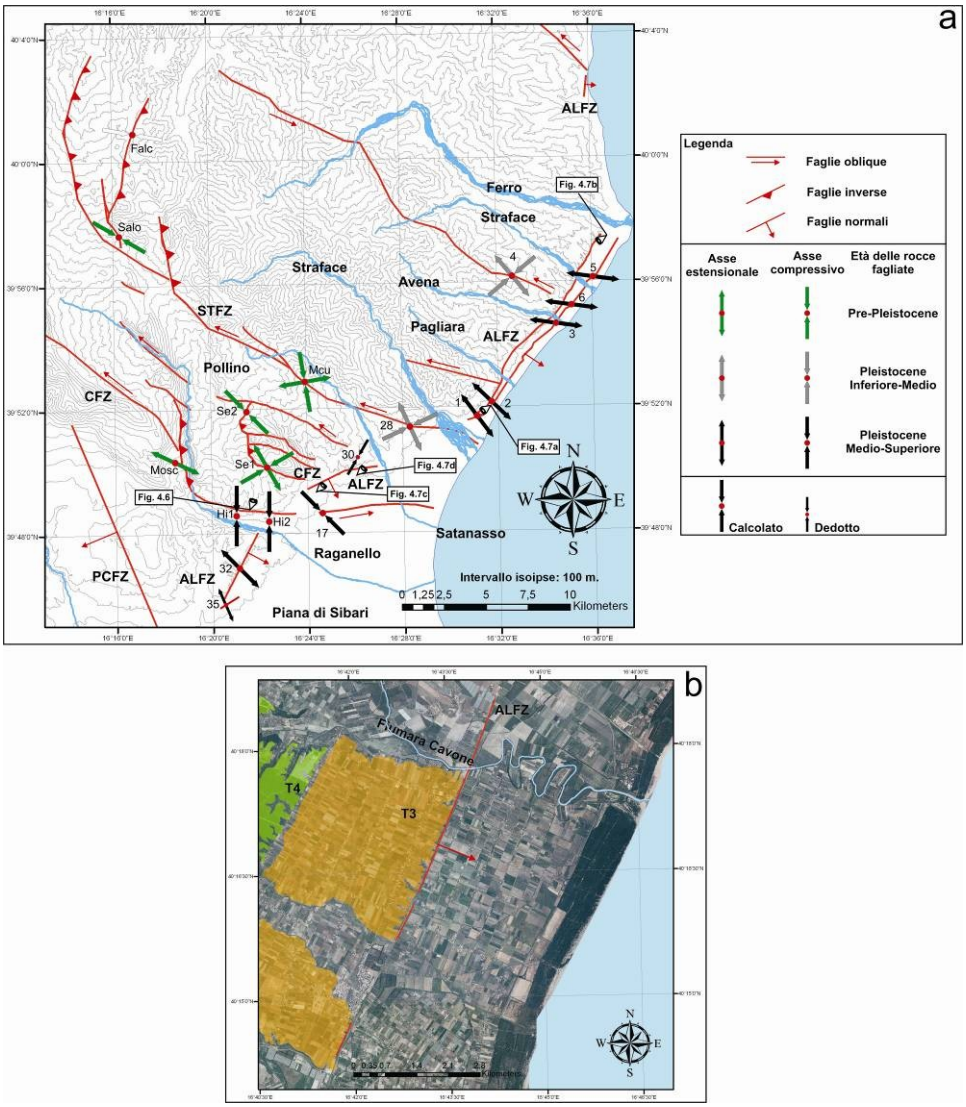


Figura 4.4 – a) modificata da Ferranti et alii (2009). Mappa cinematica del versante Sud-orientale del Pollino (ubicazione area in fig. 4.1). Si riportano le direzioni delle principali componenti orizzontali del campo di stress (regimi tettonici compressivi, estensionali e trascorrenti) calcolate attraverso l'inversione dei dati cinematici misurati sui piani di faglia rinvenuti nei siti riportati in figura. I diagrammi relativi ai dati cinematici sono riportati nelle figure 4.5a (strutture transpressive) e 4.5b (strutture estensionali). I simboli degli occhi indicano la posizione e l'angolo di visuale delle foto delle figure 4.6 e 4.7. Sigle delle faglie come in figura 4.1; b) segmento Nord del sistema di faglie dirette ALFZ (ubicazione area in fig. 4.1); si nota l'andamento rettilineo del margine esterno del T3 e il forte aumento della sinuosità della Fiumara Cavone in corrispondenza del blocco a tetto della presunta faglia diretta.

Questo primo episodio compressivo è compatibile con la formazione della prima generazione di strutture plicative individuate lungo il versante orientale del Pollino (figure 4.1 e 4.3) e nel Bacino di Sant'Arcangelo (fig. 4.1).

Verso Est, ai margini meridionali delle zone di faglia del Satanasso e del Saraceno, argille del Pleistocene Inferiore appaiono dislocate da faglie sinistre oblique a seguito di un episodio di raccorciamento a direzione NE-SO (siti 28 e 4 nelle figure 4.4 e 4.5a); deformazioni simili si osservano presso litologie pre-Pleistoceniche lungo la zona di faglia di Civita. A Sud di questi siti, sabbie e conglomerati Pleistocenici, seguiti in discordanza dai depositi costieri del T6 (~236 Ka) sono chiaramente basculati e interessati da faglie inverse metriche relative ad un raccorciamento in direzione NE-SO (sito 30 nelle figure 4.4 e 4.5a).

Nel complesso, l'analisi strutturale sottolinea che il settore Sud-orientale del Pollino è stato interessato da un complesso *pattern* 3-D di raccorciamenti e di transpressioni. Sebbene le principali zone di taglio agirono come sistemi obliqui sinistri durante un episodio di raccorciamento in direzione ~NE-SO (vedi anche Monaco, 1993), le analisi strutturali evidenziano l'esistenza di una successiva fase di raccorciamento, in direzione ~N-S, lungo il margine meridionale del Pollino. In questo settore, il fronte montuoso ad Est del sistema di faglie Pollino Castrovillari (PCFZ in fig. 4.1) non è controllato da faglie normali; esso, piuttosto, rappresenta il fianco frontale e pendente di un'anticlinale a vergenza meridionale, la cui geometria è controllata da sistemi di faglie transpressive che deformano i carbonati della piattaforma Apula fino a coinvolgere depositi del Pleistocene Medio - Superiore (fig. 4.2a e 4.9).

L'evoluzione tettonica recente della dorsale di Valsinni, settore in cui le paleo-linee di riva appaiono chiaramente deformate dalla crescita di un'anticlinale (fig. 3.19), è molto simile a quanto appena descritto per la dorsale del Pollino. La dorsale appare attualmente come una monoclinale, a direzione NO-SE, definitivamente emersa nel Pleistocene Medio quando il bacino di Sant'arcangelo fu isolato dall'area di avanfossa e interessato dalla sedimentazione dei depositi continentali delle Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta. L'evoluzione della dorsale è stata controllata da faglie inverse e da faglie oblique sinistre ad alto angolo (figure 4.2b, c) che coinvolgono il basamento Apulo e tagliano le precedenti strutture legate al sovrascorrimento delle coltri appenniniche, verso ENE, al disopra della Piattaforma Apula. Il coinvolgimento del

basamento Apulo, come indicato dai dati stratigrafici del pozzo Tursi 1 Castelgrande (Balduzzi et alii, 1982; Monaco et alii, 1998), suggerisce che le suddette strutture sono radicate al *sole thrust* della catena.

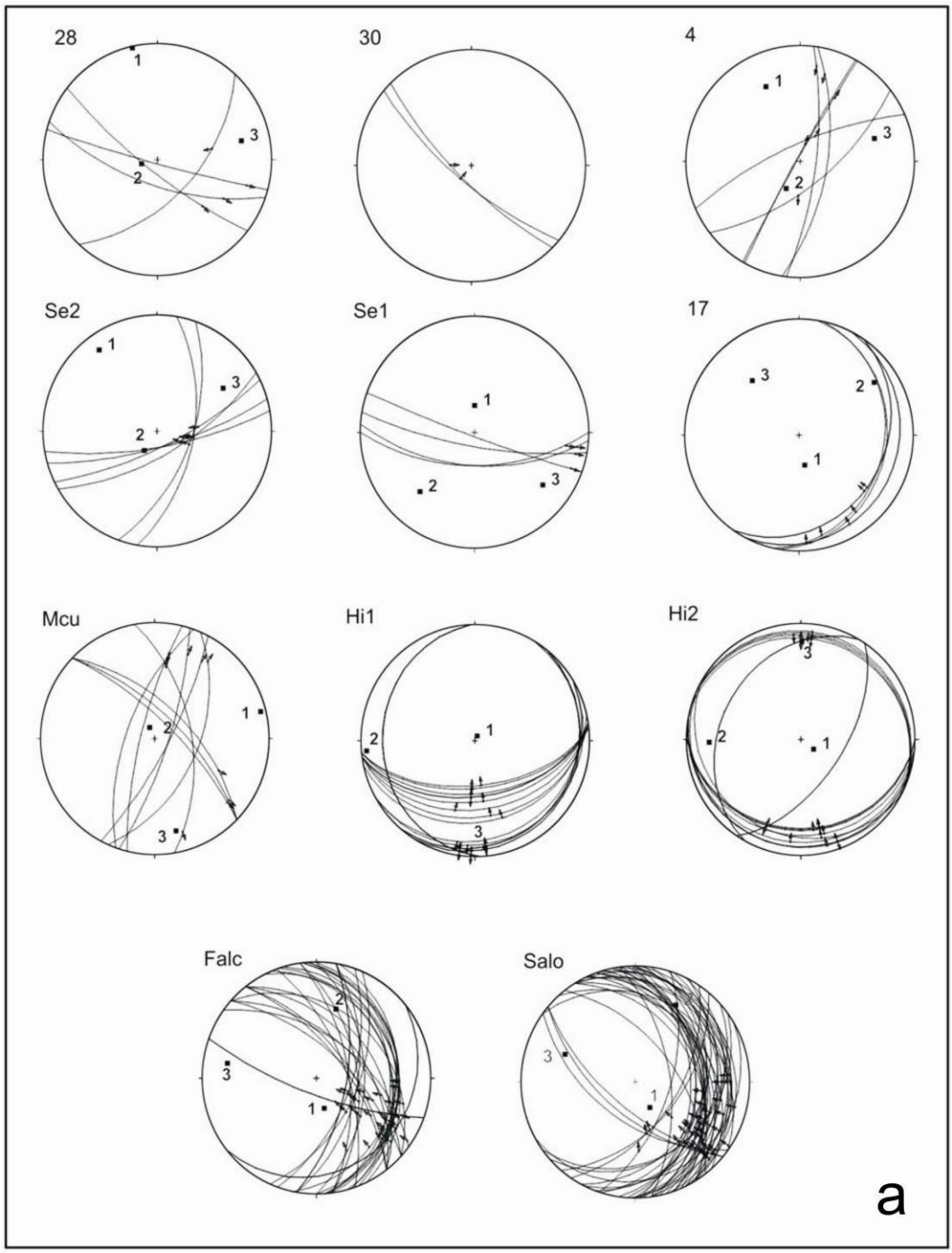


Figura 4.5a - continua

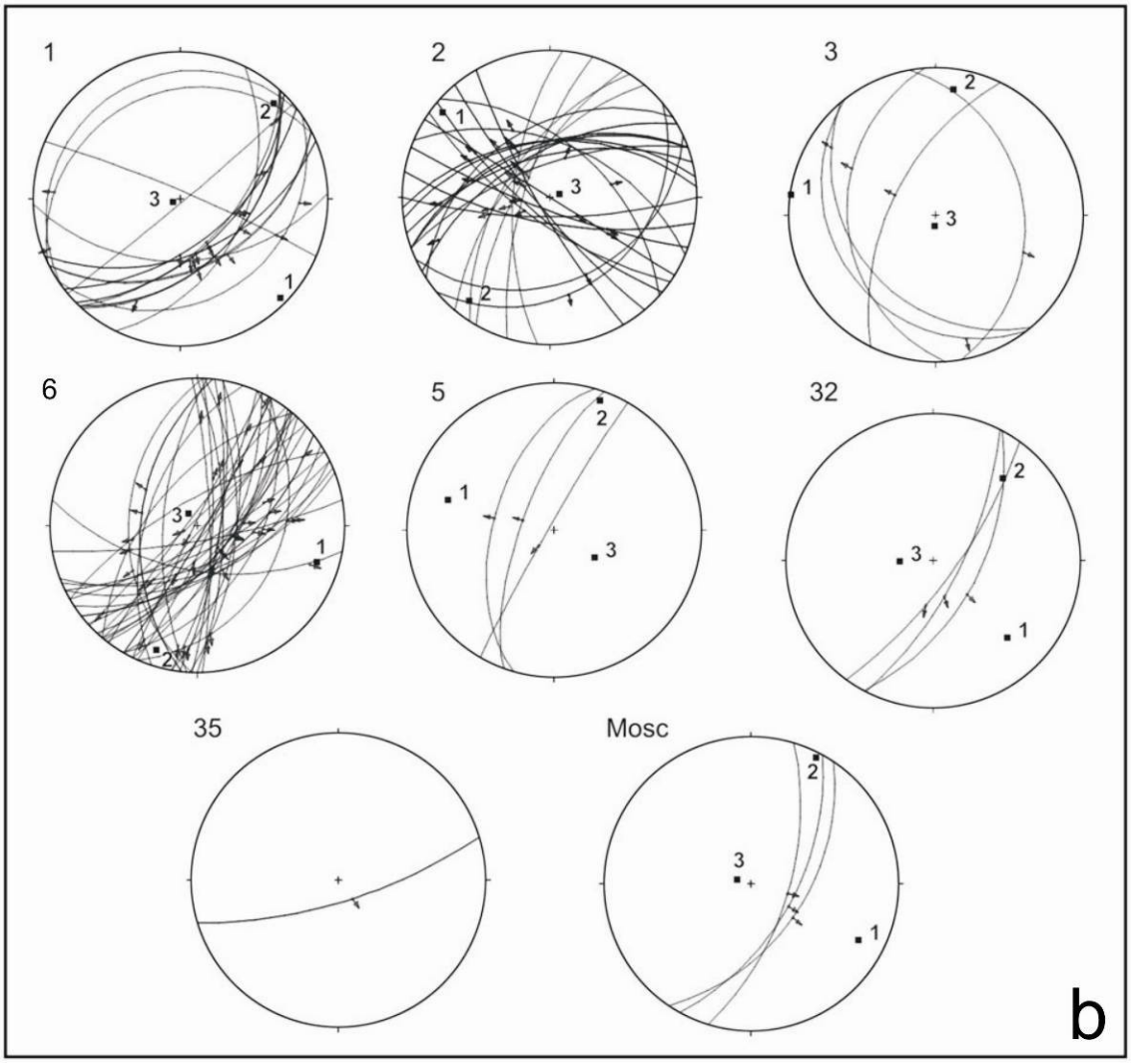


Figura 4.5 – modificata da Ferranti et alii (2009). Dati cinematici di faglia relativi alle strutture transpressive (a) ed estensionali (b) proiettati lungo l'emisfero inferiore della sfera di Wulff. L'ubicazione dei siti di misurazione è riportata in figura 4.4. Le frecce sui piani di faglia indicano la direzione di movimento del blocco a tetto. I quadrati neri, numerati da 1 a 3, rappresentano i tre assi principali dello strain calcolati utilizzando il software Faultkin 1.2 (Marrett e Allmendinger, 1990): 1, massima tensione; 2, tensione intermedia; 3, minima tensione (compressione).

Nello stesso settore la faglia di Scorciabuoi (SCBF in fig. 4.1) è una discontinuità tettonica di significato regionale che taglia con andamento ONO-ESE i sovrascorrimenti di età Miocenica e Pliocenica e le coperture sedimentarie Plio-Pleistoceniche (Carbone et alii, 1991; Patacca e Scandone, 1999). La SCBF è, generalmente, considerata una faglia di trasferimento, con caratteristiche di prevalente trascorrenza, per le dislocazioni differenziali tra l'edificio a scaglie di Stigliano e i raccorciamenti assorbiti in posizione più esterna dalla dorsale di Valsinni. Nel Pleistocene Inferiore la SCBF fu attiva come transpressiva sinistra, in accordo con l'episodio compressivo, con direzione di massimo

raccorciamento ~OSO-ENE, evidenziato dalle analisi strutturali di Hippolyte et alii (1994b) e di Casciello et alii (2000) nel bacino di Sant'Arcangelo. A conferma di ciò, la SCBF è associata ad un'anticlinale a direzione ~N-S che deforma i terrazzi fluviali del fiume Agri come evidenziato dall'analisi morfotettonica di Bianca e Caputo (2003; fig. 4.8).

In conclusione, sulla base dei risultati dell'analisi strutturale realizzata lungo il versante Sud-orientale del Pollino è possibile ipotizzare una continuazione della tettonica transpressiva anche nel Pleistocene Superiore a seguito di una rotazione, da ENE-OSO a N-S, della direzione di massimo raccorciamento. Tale ipotesi è confermata dalla corrispondenza nello spazio delle strutture plicative di seconda generazione con le anticlinali individuate attraverso la ricostruzione delle paleo-linee di riva e con le anomalie morfotettoniche (fig. 4.8).

4.1.2 – Faglie normali.

Faglie normali pure o con una leggera componente orizzontale destra, sono state individuate tra la Piana di San Nicola e la Piana di Sibari, con direzione NE-SO e immersione verso SE (sistema di faglie Avena-Lauropoli: ALFZ in fig. 4.1). Le faglie dislocano i depositi costieri dei terrazzi, il più recente dei quali è il T2 (MIS 5.1, ~80 Ka; figure 3.3 e 4.7a). Le maggiori dislocazioni verticali si osservano lungo la dorsale del Pollino e il margine occidentale della Piana di Sibari. L'estremo meridionale della ALFZ sembra non andare oltre la Fiumara Coscile (fig. 3.3); come nel caso dei sistemi transpressivi, anche la ALFZ è confinata nel settore ad Est della zona di faglie normali Pollino-Castrovillari (fig. 4.8a). Complessivamente, il sistema di faglie Avena-Lauropoli è costituito da una serie di segmenti di limitate dimensioni, separati da ampi settori non interessati da fagliazione normale, estendendosi nel complesso per un tratto di costa di ~75 km (fig. 4.8a). Le maggiori dislocazioni verticali si osservano tra la Fiumara Avena e la Piana di Sibari (fig. 4.1); nel settore Nord, lungo la Piana di San Nicola, la ALFZ è stata tracciata esclusivamente sulla base di osservazioni morfologiche realizzate attraverso l'utilizzo di foto aeree in scala 1:17000 e di ortofoto in scala 1:5000. A differenza di quanto generalmente osservato per le superfici marine rilevate in questo lavoro, il margine esterno del T3 al limite Nord dell'area di studio

appare anormalmente rettilineo, come se fosse controllato da un lineamento tettonico attivo (fig. 4.4b).

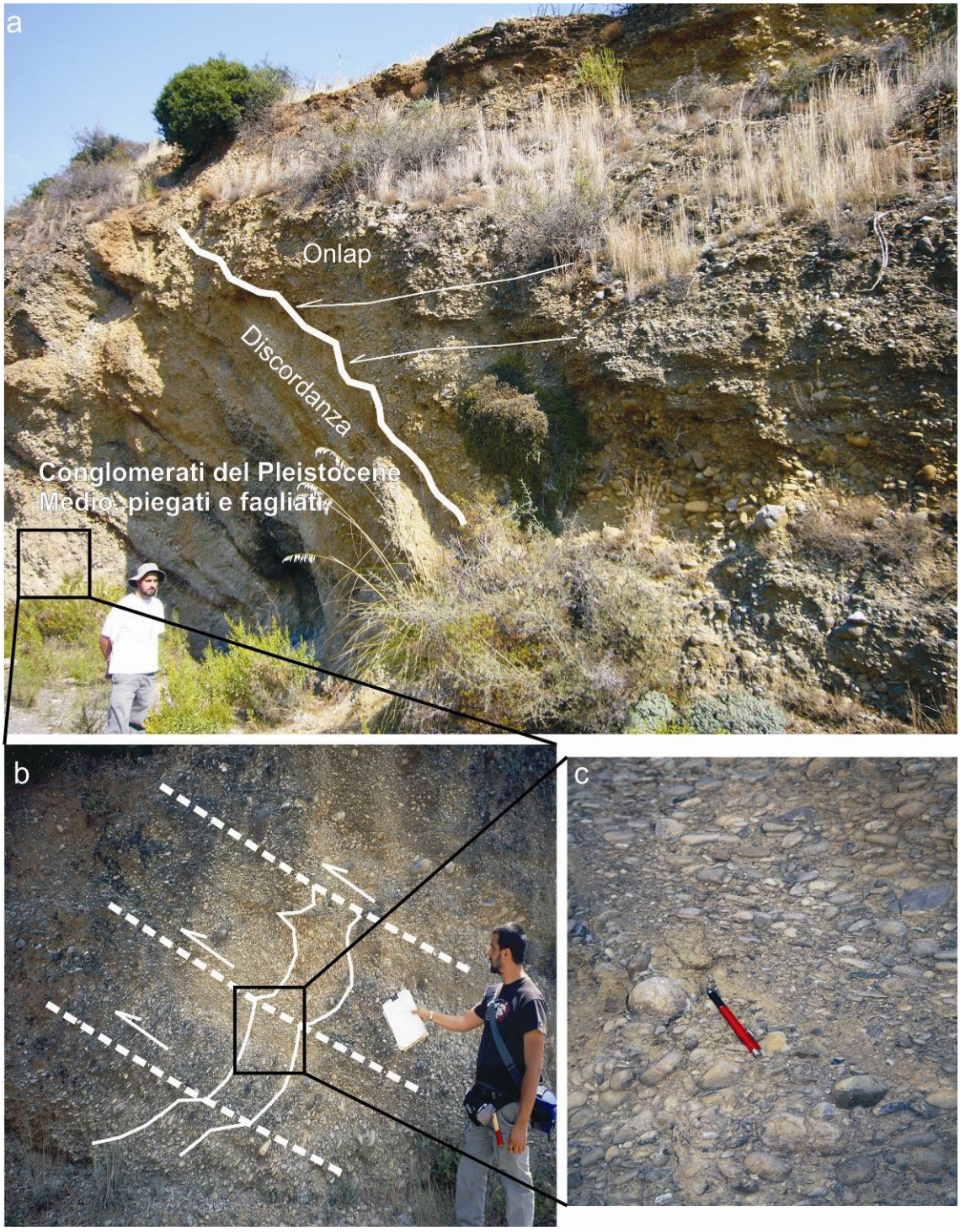


Figura 4.6 – Modificata da Ferranti et alii (2009). a) conglomerati fluviali piegati del Pleistocene Medio, affioranti lungo la Fiumara Raganello e al margine meridionale della Catena del Pollino (localizzazione delle foto in figura 4.4a); b) e c): dettaglio delle zone di taglio che deformano i conglomerati.

In corrispondenza dell'ipotizzato segmento di faglia normale si osserva, inoltre, un brusco aumento della sinuosità della Fiumara Cavone, probabilmente a causa del ribassamento del tratto più a valle ad opera della ALFZ (fig. 4.4b). Il fiume entra in una zona in subsidenza subendo un aumento del gradiente longitudinale dell'alveo e reagisce a tale cambiamento nello stato di equilibrio aumentando la sinuosità, ossia aumentando la lunghezza percorsa in modo tale da conservare il gradiente originario.

Gli affioramenti di depositi costieri dislocati dalla ALFZ diventano numerosi tra la Fiumara Avena e la Piana di Sibari (figure 4.1 e 4.7); nel settore compreso tra la Fiumara Avena e la Piana di San Nicola si osserva un solo segmento di faglia in corrispondenza della dorsale di Valsinni, dove le antiche linee di riva appaiono chiaramente deformate. Lungo il versante orientale del Pollino il rigetto verticale totale, calcolato sulla base della dislocazione dei depositi di terrazzo e di evidenze morfologiche (repentine variazioni nel dislivello esistente tra due ordini di terrazzo successivi) è compresa tra 15 e 20 metri. Nella Piana di Sibari, nel settore meridionale della ALFZ, il rigetto verticale calcolato sulla base della quota prevista per il T5 e il T4 dall'andamento delle paleo-linee di riva, raggiunge un valore massimo di 50 m. Data l'età dei terrazzi interessati dalla ALFZ (fig. 4.7) è possibile calcolare un tasso di dislocazione verticale pari a 0,2-0,5 mm/a. Le superfici di faglia affioranti (figure 3.13a e 4.7) mostrano angoli di immersione da bassi (~30°) ad alti (~50°-60°). Dislocazioni verticali di pochi metri lungo i segmenti a basso angolo sono spesso associate ad un forte basculamento dei depositi costieri verso terra (figure 4.7a, b); inoltre, le scarpate di faglia possono presentare in pianta un andamento curvilineo (fig. 4.7d) e perdere qualsiasi evidenza morfologica dopo alcune centinaia di metri. L'analisi degli indicatori cinematici lungo i piani di faglia affioranti indicano movimenti normali prevalenti con direzione di massima estensione ~NO-SE (figure 4.4a e 4.5).

In conclusione, l'estensione lungo la fascia costiera non è controllata da un unico e continuo sistema di faglie normali; le dislocazioni avvengono, infatti, in corrispondenza di una serie di discontinuità separate tra di loro e radicate a diversa profondità, come sembra essere dimostrato dalla limitata estensione dei segmenti di faglia e dalle brusche variazioni nell'inclinazione dei relativi piani. La presenza di rigetti verticali significativi nelle sole aree caratterizzate dai maggiori tassi di

sollevamento (Pollino, Piana di Sibari e dorsale di Valsinni) sostiene l'ipotesi, già precedentemente avanzata da Bentivenga et alii (2004) e da Ferranti et alii (2009), secondo la quale le faglie normali deriverebbero da movimenti gravitativi profondi, innescati dal progressivo aumento dei tassi di sollevamento procedendo verso la Catena Appenninica e dal conseguente basculamento della fascia costiera verso Est. Anche la sezione geologica di figura 4.2c , in corrispondenza della dorsale di Valsinni, evidenzia l'esistenza di faglie normali listriche che immergono verso l'avampaese, radicate a profondità minori rispetto ai sistemi di faglie trascorrenti e inverse; come detto in precedenza, è possibile che i movimenti normali siano la manifestazione di deformazioni più superficiali in risposta agli alti tassi di sollevamento.

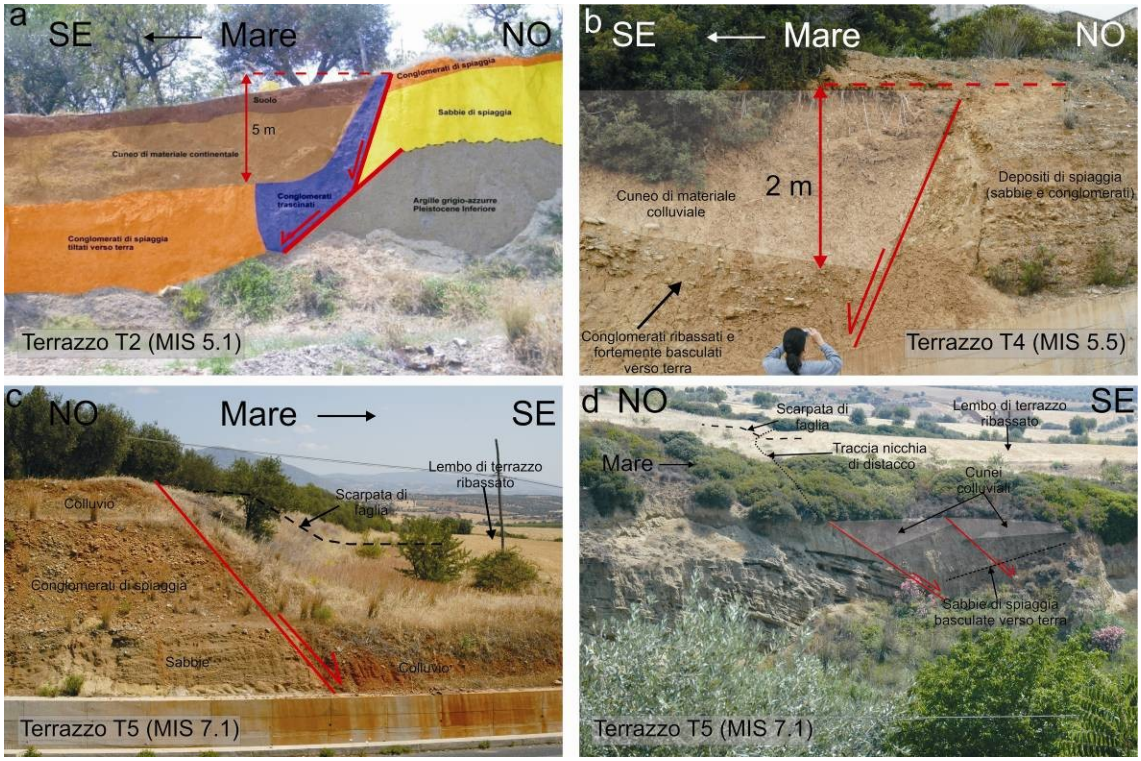


Figura 4.7 – affioramenti delle scarpate di faglia della ALFZ che dislocano i depositi costieri dei terrazzi (localizzazione delle foto in figura 4.4a). a) una faglia normale a basso angolo disloca i depositi del T2 e il relativo substrato (Argille Sub-Appenniniche) nei pressi dell'abitato di Trebisacce, con un rigetto verticale di ~5 m e un forte basculamento dei depositi costieri verso terra; b) depositi Tirreniani dislocati tra le fiumare Straface e Ferro; i depositi di spiaggia sono chiaramente basculati verso terra. Lungo il piano di faglia si osserva uno spesso cuneo di materiale colluviale. c) e d): depositi del T5 dislocati da faglie dirette ad alto angolo tra le fiumare Satanasso e Raganello. La dislocazione ha portato alla formazione di lembi di terrazzo di origine tettonica. Le scarpate di faglia, spesso caratterizzate da un andamento irregolare, possono essere seguite per appena alcune centinaia di metri.

4.2 – Stile della deformazione a largo della Piana di Sibari: profili di sismica a riflessione.

In questo paragrafo saranno sintetizzati alcuni dei risultati raggiunti dalla dottoressa Maria Enrica Mazzella nell'ambito del XXIII ciclo del dottorato in Geologia e Geodinamica del Quaternario (Università degli Studi di Napoli Federico II), al quale lavoro si rimanda per una descrizione dettagliata del *processing* dei dati sismici e della loro interpretazione. Parte dei risultati sono stati già pubblicati dal presente gruppo di ricerca (Ferranti et alii, 2009). L'interpretazione dei profili di sismica a riflessione multi-canale e dei dati stratigrafici di pozzi petroliferi (fig. 4.8; disponibili sul sito internet: http://www.socgeol.info/pozzi/index.asp) ha consentito di ottenere ulteriori dati riguardanti la geometria e l'età delle principali strutture già precedentemente analizzate a terra. In particolare, saranno presentati i risultati riguardanti l'interpretazione del profillo sismico F75-89 (fig. 4.9a; localizzazione della traccia del profilo in fig. 4.8b); l'analisi congiunta dei dati sismici e crono-stratigrafici ha consentito di individuare diversi orizzonti stratigrafici lateralmente correlabili lungo il profilo. Il riflettore meglio sviluppato è rappresentato dalla discordanza che tronca superiormente le rocce clastiche ed evaporitiche del Messiniano (Miocene Superiore) che forma la base di una sequenza deposizionale Pliocenico-Quaternaria, con spessori massimi fino a ~4,5 km (fig. 4.9a). Localmente, il passaggio dalla argille del Pleistocene Inferiore alle sovrastanti sequenze clastiche grossolane del Pleistocene Medio - Superiore è rappresentato da un riflettore ben definito che consente una più dettagliata analisi della recente evoluzione strutturale dell'area. Utilizzando una densa griglia di profili di sismica a riflessione, Ferranti et alii (2009) mostrarono che il settore Sud-occidentale del Golfo di Taranto è strutturalmente controllato da sovrascorrimenti e faglie transpressive che delimitano e controllano l'evoluzione di alti e di bassi strutturali (fig. 4.8a). La dorsale frontale è delimitata verso Est dal fronte curvilineo dei sovrascorrimenti Appenninici e verso NE dal bacino di Avanfossa (fig. 4.8a). Il bacino satellite del Sinni separa la dorsale frontale dalla dorsale di Amendolara (figure 4.8a e 4.9a), un alto strutturale chiaramente identificabile attraverso i profili sismici a disposizione (fig. 4.9). In figura 4.8a si osserva come anche la batimetria consente di

individuare tale alto strutturale (AR: *Amendolara Ridge*), con direzione prevalente NO-SE; esso rappresenta la continuazione nell'*offshore* della dorsale del Pollino.

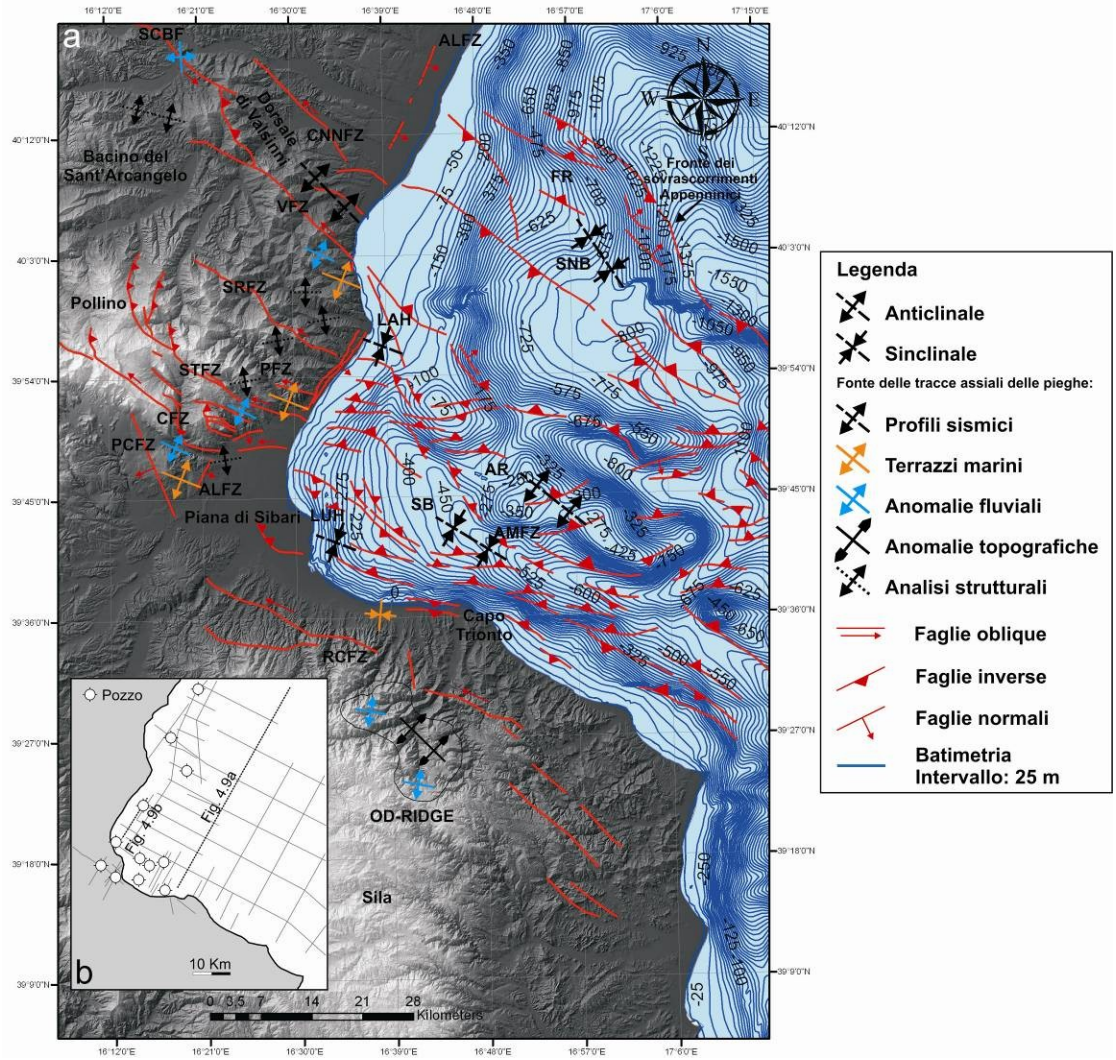


Figura 4.8 – a) modificata da Ferranti et alii (2009): mappa strutturale della Calabria Nord-orientale. Sono riportate le principali strutture Pliocenico-Quaternarie rilevate a terra e nell'offshore attraverso l'interpretazione dei profili di sismica a riflessione. Si riportano, inoltre, le reciproche posizioni delle strutture plicative ricavate dai terrazzi marini, dall'analisi morfotettonica, dalla sismica a riflessione e dalle analisi strutturali discusse nei precedenti paragrafi. Posizione dell'anomalia topografica della OD-RIDGE da Molin et alii (2004). Sigle delle faglie come in figura 4.1. Sigle: AMFZ = Amendolara Fault Zone; AR = Amendolara Ridge; FR = Frontal Ridge; LAH = Larissa High; LUH = Luana High; SB = Sibari Basin; SNB = Sinni Basin; b) localizzazione delle tracce dei profili di sismica a riflessione e dei pozzi utilizzati per la costruzione della mappa strutturale di figura 4.8a. Si riportano le posizioni delle sezioni sismiche interpretate nelle figure 4.9a, b.

Riflettori profondi sono individuati all'interno della Piattaforma Apula che costituisce l'avampaese della catena verso NE e si immerge, verso SO, al disotto delle falde alloctone della Catena Appenninica e dell'Arco Calabro. Le più recenti strutture sono

rappresentate da faglie inverse e da strutture transpressive ad alto angolo che, con direzione prevalente di trasporto verso SO, possono essere considerate dei retroscorrimenti nel contesto evolutivo della Catena Appenninica (fig. 4.9a). I retroscorrimenti deformano la sottostante Piattaforma Apula e si suddividono in una serie di segmenti di faglia minori in corrispondenza delle evaporiti Messiniane che costituiscono un livello di scollamento preferenziale (fig. 4.9a). Le faglie più recenti dislocano chiaramente la discordanza esistente tra le argille del Pleistocene Inferiore e i più recenti depositi clastici grossolani; basculamenti e migrazione dei depocentri (fig. 4.9b) all'interno della sequenza deposizionale del Quaternario Superiore forniscono ulteriori evidenze di attività tettonica recente lungo alcuni dei segmenti di faglia individuati (figure 4.9a, b). Dall'interpretazione della linea sismica F75-89 (fig. 4.9a) è evidente che le faglie transpressive e i retroscorrimenti hanno controllato l'evoluzione dell'*offshore*, caratterizzato da una morfologia composta da alti strutturali e bacini. Il fianco meridionale della dorsale di Amendolara è controllato da significative traslazioni lungo i retroscorrimenti, raggruppati nella zona di faglia di Amendolara (AMFZ in fig. 4.8a), a direzione NO-SE e vergenza verso SO. Questo sistema di faglie ha portato, inoltre, alla formazione del bacino di Sibari (SB in fig. 4.8a) interessato da una forte subsidenza come dimostrato dalla presenza di una sequenza sedimentaria del Pliocene Superiore – Quaternario dello spessore di ~4 km. E' bene ricordare che sebbene parte della subsidenza sia certamente da attribuire a cause tettoniche, una certa percentuale sarà certamente legata alla compattazione dei sedimenti deposti nel bacino. Gran parte dei ~2 km di dislocazione verticale attribuibili alla zona di faglia di Amendolara sono stati accumulati nel Pleistocene come è dimostrato dalle strutture di crescita evidenti nei relativi sedimenti lungo il fianco meridionale della dorsale (fig. 4.9a).

Un alto strutturale più interno (Luana High, LUH in fig. 4.8a) è localizzato a SO del Bacino di Sibari e si caratterizza per un andamento NO-SE.

Nel dettaglio le strutture individuate nell'*offshore* attraverso l'interpretazione dei dati di sismica a riflessione hanno caratteristiche molto simili a quanto osservato attraverso l'analisi strutturale condotta lungo la dorsale del Pollino. La AMFZ con una direzione NO-SE nel settore orientale, gira in direzione NNO-SSE a Nord di Capo Trionto per poi ruotare fino ad una direzione ~E-O in prossimità della costa (fig. 4.8a).

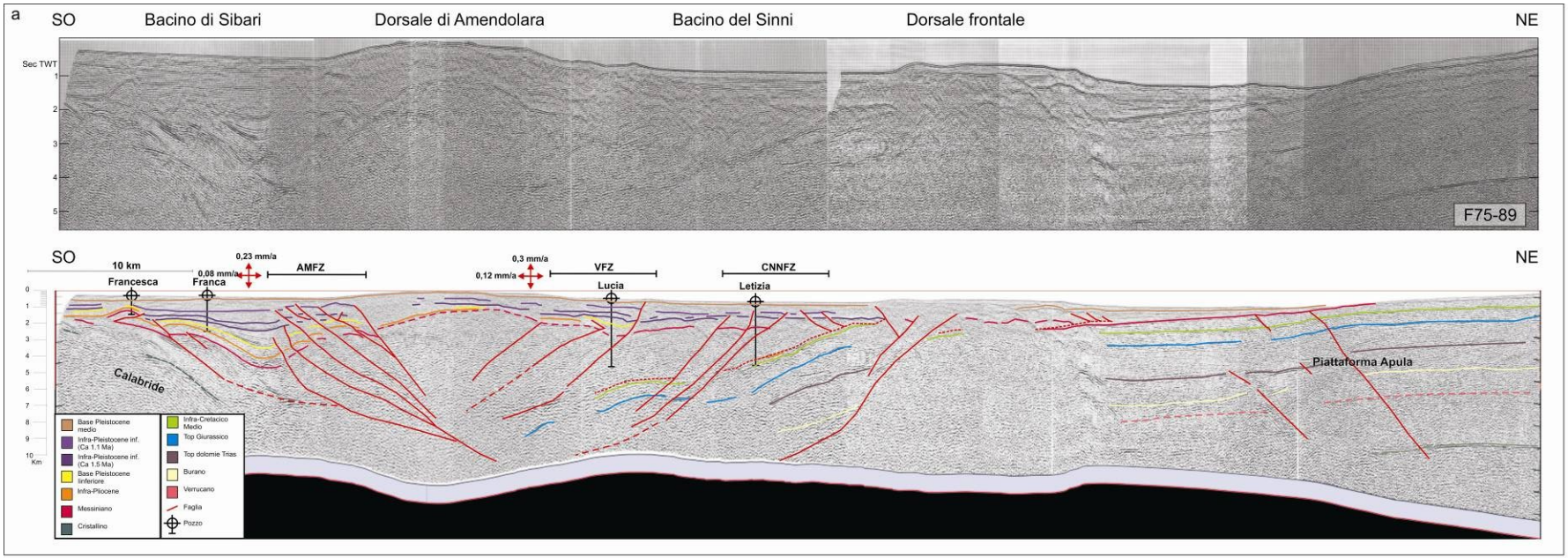


Figura 4.9 - modificata dalla tesi di dottorato in Geologia e Geodinamica del Quaternario, ciclo XXIII, Università degli Studi di Napoli Federico II, della dottoressa Maria Enrica Mazzella. Interpretazione dei profili sismici F75-89 (a) e F75-93 (b); localizzazione delle tracce dei profili in figura 4.8b. Sigle come nelle figure 4.1 e 4.8.

Nel settore occidentale della AMFZ, in prossimità della linea di riva, un retroscorrimento attivo nel Pleistocene Medio – Superiore, che limita verso SO l'alto di Larissa (fig. 4.9b), può essere direttamente collegato con la zona di faglia del Satanasso verso Ovest (fig. 4.8a). Verso Sud, il sovrascorrimento che limita l'alto strutturale di Luana può essere considerato parte della zona di faglia di Civita che controlla il bordo meridionale del Pollino.

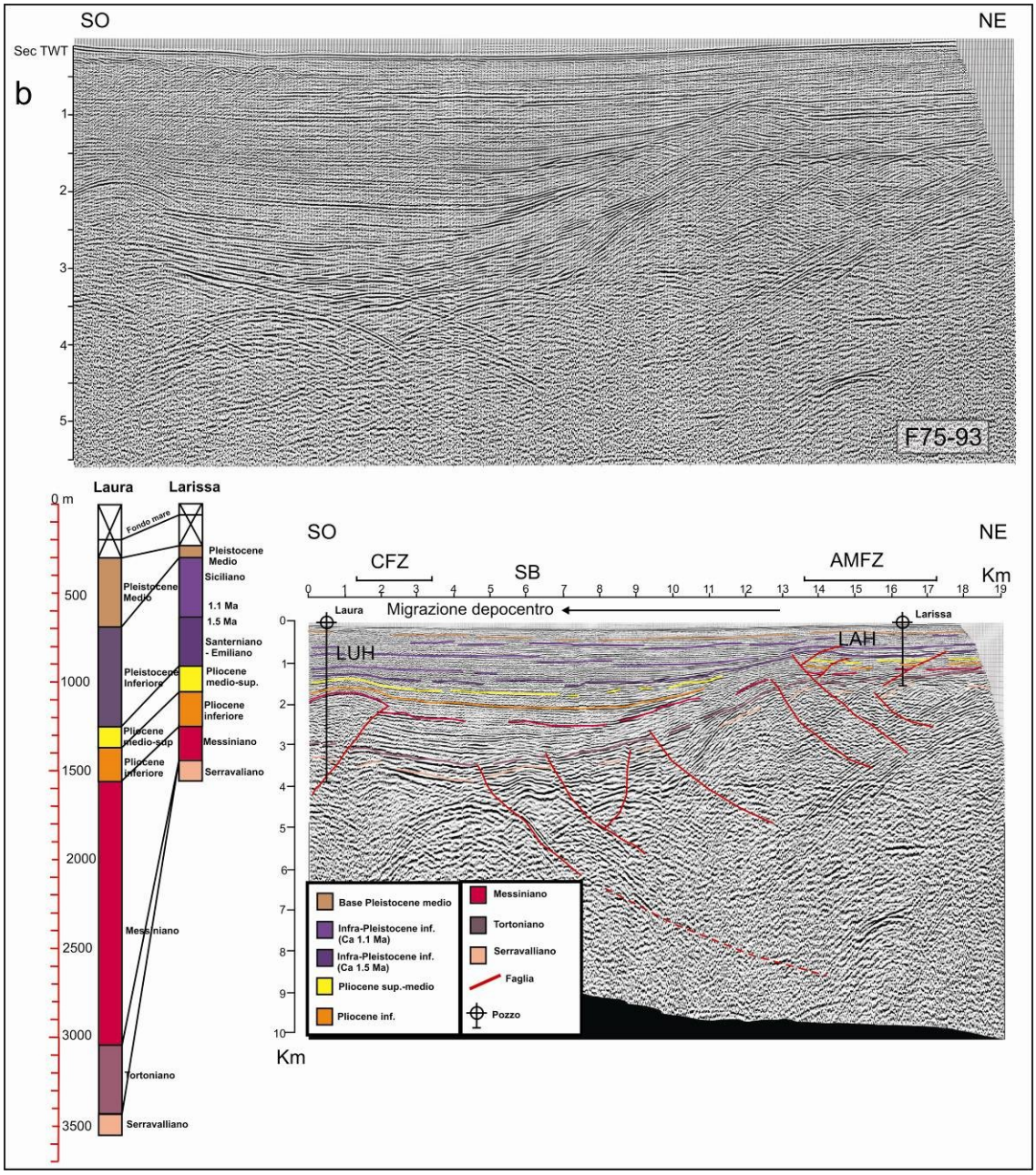


Figura 4.9b.

Altri sistemi di faglie transpressivi individuati nell'*offshore* a Nord della dorsale di Amendolara possono essere correlati con le zone di faglia del Saraceno, di Valsinni e del Canna (SRFZ, VFZ e CNNFZ, rispettivamente, fig. 4.8a).

In definitiva, i profili di sismica a riflessione, interpretati attraverso i dati crono-stratigrafici dei pozzi petroliferi, hanno consentito di documentare nell'*offshore* dell'area di studio l'esistenza di raccorciamenti attivi almeno fino al Pleistocene Superiore, confermando i risultati dell'analisi strutturale realizzata lungo il margine Sud-orientale del Pollino e discussa nei precedenti paragrafi.

Infine, lungo i fianchi ad elevata pendenza delle dorsali Frontale e di Amendolara si osservano scivolamenti gravitativi profondi (*slumping*) lungo faglie normali listriche (figure 4.8); lungo il fianco meridionale dell'alto di Larissa si osserva che le faglie normali sono radicate a profondità non superiori ai 2 km, all'interno delle argille del Pleistocene Inferiore. Tali evidenze supportano l'interpretazione delle faglie normali del sistema Avena – Lauropoli come conseguenza di scivolamenti gravitativi conseguenti dal processo di sollevamento.

4.3 – Analisi della sismicità.

Sebbene la Calabria settentrionale sia stata devastata da terremoti storici di notevoli dimensioni (Galli e Bosi, 2003), la regione investigata non è stata interessata da eventi sismici significativi in epoca strumentale. Nonostante ciò, terremoti di magnitudo da moderata a bassa possono essere utilizzati allo scopo di investigare l'attuale quadro della deformazione che interessa l'area di studio. Sono stati, quindi, utilizzati i meccanismi focali relativi ad eventi compresi nel periodo 2005-2007 ($3{,}0 \leq Ml \leq 4{,}0$) calcolati da Mucciarelli (2007), integrati da soluzioni focali del catalogo Regionale CMT ($4{,}0 \leq Ml \leq 4{,}7$; catalogo MEDNET: http://earthquake.usgs.gov/research/monitoring/anss) e dai risultati ottenuti da Frepoli e Amato (2000) sulla base dei primi tempi di arrivo delle onde sismiche ($3{,}2 \leq Ml \leq 3{,}9$: tabella 4.1). Sebbene ad una prima analisi il quadro della cinematica appaia complesso e, talora, contraddittorio, lo studio della sismicità in funzione dei dati strutturali precedentemente discussi consente di evidenziare alcune

relazioni sistematiche tra le strutture individuate e le soluzioni dei meccanismi focali (fig. 4.10).

Tabella 4.1 - parametri e soluzioni focali per i terremoti crostali in Calabria Nord-orientale.

Numero	Longitudine	Latitudine	Profondità (km)	Mw	Data (aammgg)	Cinematica	Bibliografia[a]
1	16,8600	39,9000	2,5	3,5	920530	Normale	FA00
2	17,0100	39,5800	8,6	3,8	930810	Normale	FA00
3	16,8600	39,5800	7,6	3,2	950815	Sovrascorrimento	FA00
4	16,7100	39,5600	10,2	3,4	951202	Normale	FA00
5	16,7100	39,3500	17,0	4,7[b]	020417	Trascorrente	RCMT
6	16,9800	39,2600	12,0	3,9	070326	Trascorrente	RCMT
7	16,7333	39,4837	18,4	3,5	050423	Normale	Mu07
8	16,7138	39,4872	26,6	4,0	050423	Trascorrente	Mu07
9	17,0798	39,2371	14,0	3,6	051203	Sovrascorrimento	Mu07
10	16,4864	39,4920	7,9	3,3	051211	Sovrascorrimento	Mu07
11	17,2223	39,1928	12,3	3,4	060117	Trascorrente[d]	Mu07
12	17,1153	39,5967	12,0	4,7[c]	060417	Trascorrente[d]	Mu07
13	16,6338	39,7345	6,8	3,8	060622	Sovrascorrimento	Mu07
14	16,7991	39,6625	24,6	3,8	070525	Trascorrente	Mu07

[a] FA00 = Frepoli e Amato, 2000; RCMT = *Mednet Regional Centroid Moment Tensor* , INGV; Mu07 = Mucciarelli, 2007.

[b] Mb dal catalogo MEDNET RCMT.

[c] MI dal catalogo MEDNET RCMT.

[d] Soluzione focale e profondità dal catalogo MEDNET RCMT.

Le scosse caratterizzate dal maggior rilascio di energia sono concentrate lungo la costa della Sila e nell'immediato *offshore*. Al largo della Piana di Sibari una fascia di terremoti trascorrenti e inversi è allineata con la AMFZ lungo il fianco meridionale della dorsale di Amendolara (fig. 4.10). Una seconda fascia di soluzioni focali inverse e trascorrenti è ben delineata lungo il versante Nord-orientale della Sila, allineata con la zona di faglia Rossano - Corigliano (RCFZ; fig. 4.10). In entrambe le fasce a direzione NO-SE i piani nodali sono paralleli alle principali strutture individuate nel substrato e sono consistenti con i dati strutturali ricavati dai profili sismici e dall'analisi cinematica dei piani di faglia rilevati lungo la dorsale del Pollino. L'asse P del tensore degli stress è costantemente diretto ~ENE-OSO e indica l'attivazione delle discontinuità crostali a direzione NO-SE come faglie inverse e transpressive sinistre (fig. 4.10). Si osservano, inoltre, pochi terremoti estensionali, compresi tra le due fasce sottoposte a tettonica transpressiva, alla latitudine di Capo Trionto (fig. 4.10). Nello stesso settore costiero,

Randisi (2007) individuò una serie di faglie normali caratterizzate da una direzione simile. Bisogna sottolineare che 3 dei 4 meccanismi focali estensionali riportati in figura 4.1 derivano dallo studio realizzato da Frepoli e Amato (2000), basato sui dati di una rete sismica caratterizzata da una copertura territoriale inferiore all'attuale e, dunque, maggiormente esposto ad errori di localizzazione e di soluzione dei piani di faglia.

Molti degli eventi riportati in tabella 4.1 e in figura 4.10 si sono enucleati all'interno della crosta superiore, a profondità comprese tra 15 e 25 km. Tale profondità corrisponde alla base dei carbonati della Piattaforma Apula, il cui spessore è di ~6 km (Catalano et alii, 2001); l'avampaese Apulo si immerge, in direzione SO, al disotto del prisma d'accrezione, caratterizzato da un aumento dello spessore da NE (~10 km al disotto della dorsale di Amendolara) a SO (~20 km al disotto del massiccio della Sila; Cello et alii, 1982; Van Dijk et alii, 2000). I terremoti estensionali sono localizzati all'interno del prisma d'accrezione, con profondità generalmente inferiori ai 10 km. Il terremoto estensionale riportato all'interno del Bacino del Sinni ha un ipocentro ad una profondità di appena 2,5 km (terremoto n. 1 in tab. 4.1 e in fig. 4.10) consistente con le faglie normali listriche radicate alla profondità di pochi chilometri evidenziate dai profili sismici (fig. 4.8) e dall'anali strutturale della fascia costiera. Gli eventi sismici a maggiore energia, con meccanismi focali trascorrenti e inversi, hanno profondità ipocentrali comprese tra 15 e 25 km, all'interno dei carbonati della Piattaforma Apula (fig. 4.10). L'evento sismico n. 13, con una soluzione focale tipica di una faglia inversa pura, è localizzato al disotto dell'alto strutturale di Luana, al limite occidentale del Bacino di Sibari; con un profondità dell'ipocentro di ~7 km esso è probabilmente da relazionarsi ad uno dei retroscorrimenti del settore occidentale della sezione sismica F75-89 (fig. 4.9a), generalmente caratterizzati da profondità di scollamento comprese tra 7 e 10 km.

Gli epicentri riportati in figura 4.10 si riferiscono al Catalogo della Sismicità Italiana 1981-2002 (CSI 1.1; http://csi.rm.ingv.it) e al Bollettino della sismicità strumentale 2002-2009 (http://bollettinosismico.rm.ingv.it; cataloghi INGV); i simboli degli epicentri sono stati differenziati per magnitudo, così come è possibile osservare in legenda. Sebbene gran parte dei terremoti nel settore occidentale devono essere attribuiti ai sistemi di faglie normali che tagliano il settore assiale della Catena Appenninica, si osservano due principali fasce, a direzione NO-SE, caratterizzate dal rilascio di

maggiore energia sismica e allineate lungo le zone di faglia di Rossano – Corigliano (RCFZ) e di Amendolara (AMFZ; fig. 4.10).

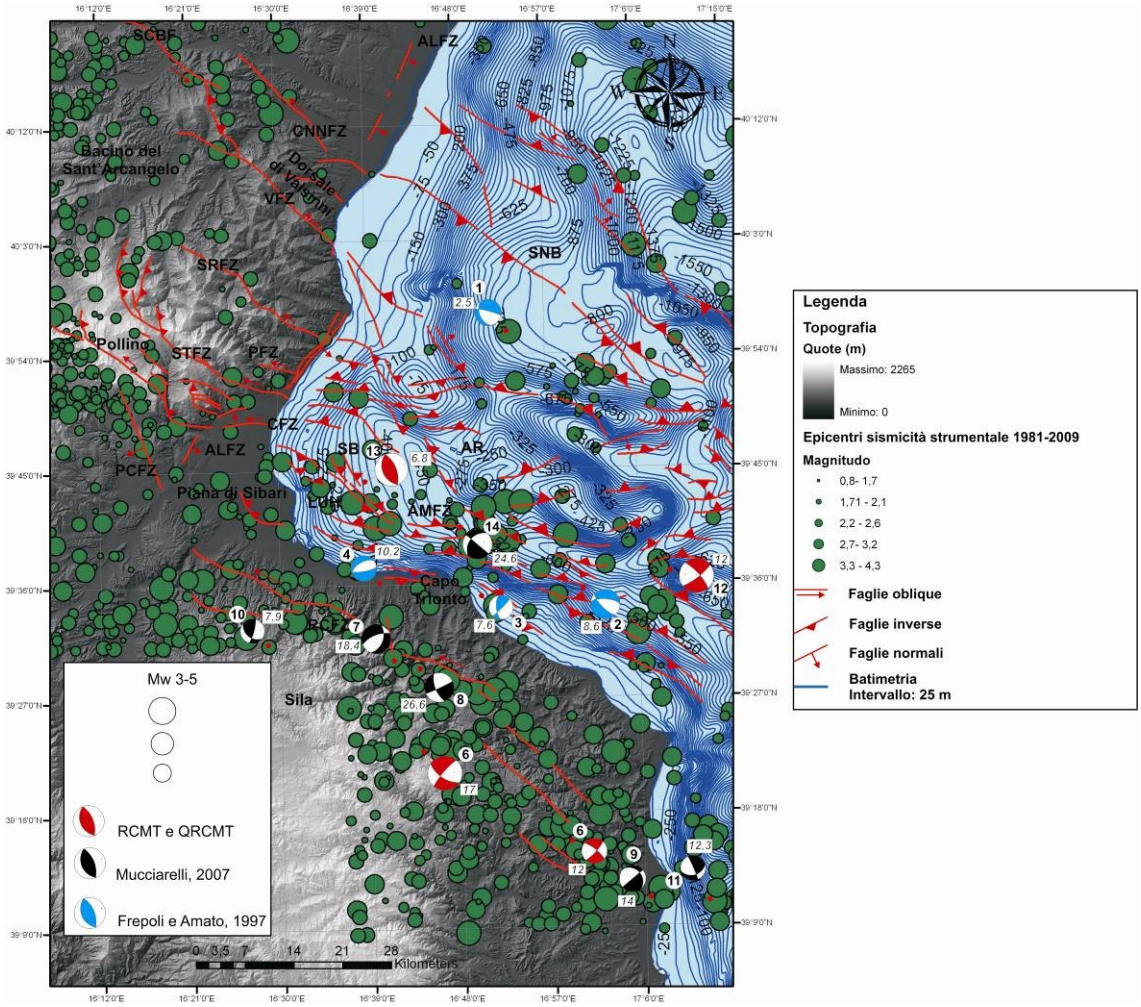


Figura 4.10 – inquadramento sismotettonico della Calabria Nord-orientale. I cerchi di colore verde si riferiscono agli epicentri degli eventi sismici contenuti nel Catalogo della Sismicità Italiana 1981-2002 (CSI 1.1; http://csi.rm.ingv.it) e nel Bollettino della Sismicità Strumentale 2002-2009 (http://bollettinosismico.rm.ingv.it) del database dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). I meccanismi focali relativi ai terremoti di magnitudo moderata (2,3≤M≤4,1) sono ricavati da Frepoli e Amato (2000; azzurro), dal catalogo MEDNET RCMT e QRCMT (rosso; http://earthquake.usgs.gov/research/monitoring/anss) e da Mucciarelli (2007; nero). I numeri nei rettangoli bianchi indicano le profondità ipocentrali; i numeri cerchiati legano il meccanismo focale ai parametri riportati in tabella 4.1. Sigle come nelle figure 4.1 e 4.8.

Nel complesso, l'analisi della sismicità suggerisce che la deformazione transpressiva che, sulla base dei dati strutturali e geofisici, ha interessato la regione almeno fino al Pleistocene Superiore, è forse tuttora attiva. La sismicità, inoltre, consente di individuare due aree caratterizzate da una maggiore deformazione, localizzate nella Sila Nord-orientale e in una fascia NO-SE che corre lungo i fianchi

meridionali delle dorsali di Amendolara e del Pollino. L'ipotesi della presenza di deformazioni recenti, legate alle strutture oblique che tagliano questi settori, sono avvalorate dall'individuazione nelle stesse aree delle maggiori anomalie morfotettoniche del reticolo idrografico e del paesaggio (figure 2.29, 2.31, 2.34 e 2.47). Per quanto riguarda il Pollino l'esistenza di deformazioni recenti derivanti dal regime transpressivo trova conferma anche nella deformazione, sottoforma di treni di anticlinali e di sinclinali, delle paleo-linee di riva; tali deformazioni potrebbero essere connesse ai retroscorrimenti che controllano la batimetria dell'*offshore*, evidenziati dal profilo sismico F75-89 (fig. 4.9a). L'assenza lungo il versante Nord-orientale della Sila di apprezzabili deformazioni delle paleo-linee di riva, nonostante l'evidenza sismica di una tettonica transpressiva tuttora attiva, potrebbe derivare da una maggiore profondità dei segmenti di faglia attivi e conseguentemente da deformazioni verticali di minore entità, distribuite lungo aree di maggiore estensione. Un'ulteriore possibilità è che i tassi di deformazione siano stati interessati da una recente accelerazione rispetto al periodo di formazione dei terrazzi marini (Pleistocene Medio – Olocene). Sulla base dei dati geofisici e sismici è comunque ragionevole ipotizzare l'esistenza di retroscorrimenti ciechi che contribuiscono al processo di sollevamento regionale. L'esistenza lungo il versante orientale della Sila di un'area caratterizzata da tassi di sollevamento relativamente maggiori fu per la prima volta evidenziata da Molin et alii (2004) attraverso una dettagliata analisi morfotettonica (OD-RIDGE in fig. 4.8). L'utilizzo in questo lavoro delle tecniche morfometriche ha confermato l'esistenza di importanti anomalie idrografiche nello stesso settore. Tale dorsale potrebbe, dunque, essere la conseguenza della sovrapposizione del sollevamento regionale e delle dislocazioni verticali indotte dalla tettonica transpressiva.

4.4 – Modelli numerici delle strutture oblique.

L'analisi morfotettonica realizzata attraverso il rilevamento dei terrazzi marini e lo studio delle anomalie del reticolo idrografico e del paesaggio ha evidenziato l'esistenza di deformazione, probabilmente legata a strutture tuttora attive. L'analisi strutturale e della sismicità e i dati geofisici riguardanti l'*offshore* sottolineano come la deformazione transpressiva che ha interessato la regione a partire dal Pleistocene

Inferiore (Knott e Turco, 1991; Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1998; Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007) possa essere considerata attiva almeno fino al Pleistocene Superiore. Sulla base di tali evidenze e della corrispondenza dell'ultima generazione di strutture plicative e delle zone di faglia oblique con le anticlinali evidenti nei profili delle antiche linee di riva (fig. 4.8) è ragionevole ipotizzare che parte della deformazione dei terrazzi marini derivi dal suddetto regime tettonico transpressivo. Tale deformazione potrebbe, dunque, essere interpretata come la conseguenza della crescita di anticlinali, con direzione approssimativa NO-SE, in conseguenza dell'accumulo di dislocazione e della propagazione verso l'alto di faglie inverse cieche del tutto simili a quelle riconosciute nei profili sismici F75-89 e F75-93 (fig. 4.9).

Negli ultimi decenni, l'esponenziale aumento della densità delle reti sismiche in alcune regioni del mondo ha evidenziato che molti terremoti si enucleano lungo faglie che non tagliano la superficie, le cosiddette faglie cieche; in molti casi si tratta di sovrascorrimenti associati in superficie ad anticlinali di crescita derivanti dalla deformazione del paesaggio in conseguenza dell'accumulo di dislocazione lungo le sottostanti strutture che, progressivamente, si propagano verso l'alto. Negli ultimi 30 anni almeno 6 grandi terremoti possono essere attribuiti a faglie inverse cieche (Stein e Yeats, 1989): El Asnam (Algeria, 1980), M_w = 7.3; Coalinga (California, 1983), M = 6.5; Hettleman Hills (California, 1985), M = 6.1; Bacino di Los Angeles (California, 1987), M = 6.0; Spitak (Armenia, 1988), M = 6.8; Northridge (California, 1994), M_w = 6.7. In tutti questi casi non è stata osservata fagliazione superficiale significativa e le strutture responsabili degli eventi sismici appaiono correlate ad anticlinali recenti, interessate da sollevamento durante la fase cosismica. Nel caso del terremoto Algerino furono osservati fenomeni di fagliazione superficiale, anche se l'entità della dislocazione accumulata lungo tali strutture è di gran lunga inferiore alla dislocazione cosismica calcolata all'ipocentro del terremoto, ad una profondità di circa 10 km. Inoltre, in molti casi si tratta di strutture superficiali minori, tra le quali anche faglie normali di collasso gravitativo che hanno portato alla formazione di piccoli graben. Nel caso del terremoto Armeno, invece, la fagliazione superficiale si estende per una lunghezza di 8-12 km, inferiore all'area di ~50 km lungo cui si concentrarono gli *aftershocks*. Entrambi i casi suggeriscono che la dislocazione cosismica tende a diminuire dal punto di enucleazione del sisma verso la superficie, causando la quasi

completa assenza di rotture superficiali. Tale caratteristica, comune agli eventi associati a faglie inverse cieche, evidenzia l'importanza dello studio delle anticlinali di crescita finalizzato all'acquisizione di maggiori informazioni riguardo la geometria, la cinematica, i tassi di dislocazione e i tempi di ricorrenza delle relative strutture sepolte e, quindi, ad un più preciso calcolo del rischio sismico associato ad una determinata regione. La pericolosità sismica può essere particolarmente elevata lungo aree pianeggianti adiacenti ai fronti di catene montuose tuttora sottoposte ad un'attiva compressione. Ne sono un esempio il bacino di Los Angeles, prossimo al margine trasforme Pacifico della Placca Nord Americana (Wright, 1991) e la Pianura del Po, adiacente ai fronti montuosi attivi e ad opposta vergenza dell'Appennino Settentrionale e delle Alpi Meridionali. In queste regioni, spesso densamente popolate, le faglie inverse lungo cui si accumula parte della deformazione compressiva appaiono spesso sepolte a causa del forte apporto di sedimenti dalle adiacenti aree montuose.

L'analisi delle strutture sismogenetiche cieche può essere realizzato attraverso l'applicazione di differenti metodologie, quali lo studio degli strati di crescita (Suppe et alii, 1992), la geodesia (Lin e Stein, 1989; Massonet et alii, 1993) e la morfotettonica (Bullard e Lettis, 1993). Gli esempi in letteratura di studi dedicati alle strutture cieche sono di gran lunga inferiori rispetto a quelli relativi alle faglie che intersecano la superficie terrestre. Faglie di limitata estensione (~10 km), capaci di generare terremoti di M = ~6, ricevono anche minore attenzione sebbene esse possano essere prossime ad aree densamente popolate. Nonostante ciò, negli ultimi decenni l'attenzione di molti gruppi di ricerca si è progressivamente spostata dalle maggiori faglie caratterizzate dalla migliore esposizione superficiale verso casi più problematici presenti in diverse parti del mondo; un esempio è rappresentato dal progetto SAFE (*Slow Active Faults in Europe*) della Comunità Europea (Sebrier et alii, 2003). Faglie cieche di limitate dimensioni e capaci di generare sismi infrequenti e di moderate dimensioni spesso comportano dislocazioni superficiali di pochi centimetri. Non è, quindi, sorprendente che i classici metodi di investigazione geologica non siano in grado di individuare tali deformazioni, anche se accumulate durante diversi cicli sismici. L'utilizzo di analisi morfotettoniche dedicate ai sistemi fluviali e costieri può essere la risposta a questo genere di problemi; è, infatti, noto che tali sistemi geomorfologici possono essere particolarmente sensibili anche alle limitate deformazioni verticali indotte da strutture cieche. Le caratteristiche

geometriche e cinematiche di tali strutture possono essere ricavate dall'analisi delle anomalie del reticolo idrografico (diversioni dei canali, cambiamenti del *pattern* fluviale, gradienti longitudinali anomali, processi di erosione e di sedimentazione, etc.) e della geometria di superfici erosionali o deposizionali. Questo tipo di approccio può essere particolarmente utile nel calcolo del rischio sismico in quanto la tipica scala di questi indicatori geomorfologici e le loro fluttuazioni (~5-10 km) filtra in modo naturale le deformazioni associate a strutture troppo piccole o troppo poco profonde per essere sismogenetiche. Lo studio delle caratteristiche geometriche dei suddetti *marker* geomorfologici è spesso affiancato dalla modellazione numerica di strutture note nell'area, direttamente o indirettamente, allo scopo di vincolarne i parametri geometrici e cinematici attraverso il confronto del modello teorico di deformazione superficiale con i dati morfotettonici. Un simile approccio è stato applicato con successo per la ricostruzione della geometria di importanti faglie cieche in California meridionale (Keller et alii, 1998; Rockwell et alii, 1988) e per la predizione della dimensione e del tasso di dislocazione di un sovrascorrimento cieco nell'*offshore* della California (Valensise e Ward, 1991; Ward e Valensise, 1996). In Italia, nella Pianura del Po, Benedetti et alii (2000), ricavarono i parametri geometrici e cinematici del sovrascorrimento cieco responsabile del sollevamento dell'anticlinale del Montello attraverso lo studio di anomalie idrografiche e la correlazione e la datazione di terrazzi fluviali lungo una valle abbandonata (*wind gap*) incisa nell'anticlinale. Burrato et alii (2003), attraverso una dettagliata analisi del corso dei fiumi (diversioni), dell'incisione fluviale e della sinuosità individuarono lungo la pianura del Po diverse anomalie potenzialmente legate a sovrascorrimenti ciechi, Alpini e Appenninici, e a terremoti riportati nei cataloghi storici. Lungo la costa delle Marche, infine, Vannoli et alii (2004), attraverso correlazioni laterali dei terrazzi fluviali e delle superfici marine determinarono la geometria dei sovrascorrimenti attivi e sepolti al fronte dell'Appennino Centrale.

Nei prossimi paragrafi saranno presentati i risultati della modellazione numerica delle strutture oblique che intersecano la fascia costiera analizzata nel settore in cui sono preservati i terrazzi marini. I modelli di deformazione cosismica verticale saranno confrontati con i profili deformati delle antiche linee di riva allo scopo di:

1. verificare l'ipotesi precedentemente avanzata dell'esistenza di un legame tra la deformazione plicativa delle peleo-linee di riva e il regime tettonico transpressivo che ha interessato la regione almeno fino al Pleistocene Superiore;
2. vincolare i parametri geometrici e cinematici dei sovrascorrimenti ciechi che deformano i depositi Pleistocenici nell'*offshore* della regione (fig. 4.9);
3. calcolare la massima magnitudo attesa, lo *slip rate* e i tassi di deformazione verticale e orizzontale associati alle strutture modellate;
4. calcolare il contributo relativo dei processi geodinamici regionali e delle strutture modellate al sollevamento che interessa la fascia costiera.

4.4.1 – Modelli numerici delle strutture transpressive rilevate in corrispondenza del Pollino.

Le maggiori deformazioni delle paleo-linee di riva sono concentrate lungo la fascia costiera dei versanti orientale e meridionale del Pollino (fig. 3.19); in questo paragrafo saranno presentati i risultati relativi alla modellazione numerica della deformazione cosismica verticale delle strutture transpressive che tagliano in senso NO-SE tale settore dell'area di studio. In particolare, sono state prese in considerazione le zone di faglia che intersecano la zona di affioramento dei terrazzi marini e che spazialmente coincidono con le maggiori anticlinali rilevate nei profili delle antiche linee di riva (fig. 4.8) e che deformano significativamente i riflettori Pleistocenici della sezione F75-89 (fig. 4.9a).

Per calcolare i modelli di deformazione è stato utilizzato il programma FaultStudio 1.2, realizzato e gentilmente messo a disposizione dal Dott. Roberto Basili della sezione di sismologia e tettonofisica dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) di Roma. Il programma lavora in ambiente GIS e consente, dunque, di confrontare rapidamente i modelli di deformazione ottenuti con i dati georiferiti riguardanti la deformazione del paesaggio o qualsiasi altra informazione geologica. Il calcolo dei modelli di deformazione è basato sulle equazioni proposte da Okada (1985) relative alla distribuzione della dislocazione superficiale, delle deformazioni e dei basculamenti indotti dal movimento lungo superfici di faglia rettangolari in un semi-spazio elastico. La struttura che si intendente modellare può

essere dimensionata cambiando i relativi parametri geometrici (direzione, direzione di immersione, angolo di immersione, lunghezza, larghezza, area, profondità minime e massime del piano di faglia) e cinematici (entità dello scivolamento cosismico e *rake*).

Tabella 4.2 - parametri geometrici e cinematici dei segmenti di faglia considerati nel modello numerico della deformazione verticale cosismica. Si riportano, inoltre, i tassi medi di slip negli ultimi 401 Ka e i tassi di deformazione verticale legati alle strutture transpressive nei periodi compresi tra la formazione di due successivi terrazzi. L'ubicazione dei segmenti di faglia modellati è mostrata in figura 4.13 attraverso l'utilizzo delle medesime sigle riportate in tabella.

Nome della zona di faglia	Sigla segmento di faglia modellato	Coordinate centroide: Longitudine	Coordinate centroide: Latitudine	Direzione (gradi)	Direzione di immersione (gradi)[b]	Angolo di immersione[b] (gradi)	Rake (gradi)[a]	Dislocazione cosismica (m)	Lunghezza (Km)	Larghezza (Km)	Area (Km^2)	Profondità minima (Km)[b]	Profondità massima (km)[b]	Mw (Wells e Coppersmith, 1994)	Numero eventi sismici ipotizzati dal modello numerico	Tempo di ricorrenza (anni)	Dislocazione verticale totale (m)	Slip rate (mm/a) negli ultimi 401 Ka	Tasso di dislocazione verticale (mm/a)	Intervallo di tempo
Zona di faglia di Valsinni (VFZ)	VFZ1	16,5892	40,0253	135	225	52(+3/-24)	120±15	1	6,4	4,7	30,1	2,3(-1,3)	6(+2)	5,7	770	521	221,9	1,92	1,27	T8-T7 (401-330 Ka)
																			0,00	T7-T6 (330-236 Ka)
																			1,05	T6-T5 (236-197 Ka)
																			0,41	T5-T4(236-124 Ka)
																			0,54	T4-T3 (124-101 Ka)
																			0,92	T3-T2 (101-81 Ka)
																			0,18	T2-Oggi (81-0 Ka)
Zona di faglia di Amendolara (AMFZ)	PFZ1	16,5292	39,917	281	11	53(+3/-25)	83±15	1	9,7	6,3	61,1	1(+2)	6(+3)	5,9	66	6076	38	0,16	0,00	T8-T7 (401-330 Ka)
																			0,00	T7-T6 (330-236 Ka)
																			0,38	T6-T5 (236-197 Ka)
																			0,00	T5-T4(236-124 Ka)
																			0,83	T4-T3 (124-101 Ka)
																			0,00	T3-T2 (101-81 Ka)
																			0,05	T2-Oggi (81-0 Ka)
	STFZ2	16,521	39,8861	300	30	53(+3/-25)	102±15	1	8	5,5	44	1,6(+1,4/-0,6)	6(+3)	5,8	397	1010	176,5	0,99	0,56	T8-T7 (401-330 Ka)
																			0,00	T7-T6 (330-236 Ka)
																			2,67	T6-T5 (236-197 Ka)
																			0,00	T5-T4(236-124 Ka)
																			0,65	T4-T3 (124-101 Ka)
																			0,00	T3-T2 (101-81 Ka)
																			0,21	T2-Oggi (81-0 Ka)
	STFZ3	16,4365	39,9213	297	27	53(+3/-25)	99±15	1	8	5,5	44	1,6(+1,4/-0,6)	6(+3)	5,8	253	1585	113,6	0,63	0,38	T8-T7 (401-330 Ka)
																			0,00	T7-T6 (330-236 Ka)
																			0,00	T6-T5 (236-197 Ka)
																			0,00	T5-T4(236-124 Ka)
																			0,00	T4-T3 (124-101 Ka)
																			0,00	T3-T2 (101-81 Ka)
																			1,06	T2-Oggi (81-0 Ka)

[a] Ricavato dai meccanismi focali, dalle analisi strutturali e dai dati della rete GPS PTGA (Mazzella M.E., tesi di dottorato in Geologia e Geodinamica del Quaternario, XXIII ciclo, Università degli Studi di Napoli).
[b] Dati ricavati dalle sezioni di sismica a riflessione F75-89 e F75-93

I diversi parametri geometrici e la massima magnitudo momento attesa possono essere ricavati a partire dalla determinazione di un singolo parametro essendo calcolati sulla base delle relazioni analitiche ed empiriche proposte da Kanamori e Anderson (1975) e Wells e Coppersmith (1994). Ciò consente di poter dimensionare il piano di faglia vincolando un singolo parametro geometrico. I parametri geometrici e cinematici delle faglie modellate in questo lavoro sono stati ricavati dalla sezione sismica F75-89 (Mazzella, 2010-2011) e dai dati di velocità della rete GPS PTGA (Ferranti et alii, 2008; Mazzella, 2010-2011), dai meccanismi focali e dai dati strutturali, rispettivamente (tab. 4.2). I parametri geometrici sono stati vincolati a partire dall'ampiezza del piano di faglia e, in particolare, dall'entità delle profondità minime e massime delle superfici di faglia (tab. 4.2), utilizzando le suddette relazioni di scala (Kanamori e Anderson, 1975; Wells e Coppersmith, 1994).

Una delle principali incertezze nel dimensionamento delle strutture e, quindi, nel calcolo dei modelli di deformazione cosismica verticale deriva dalla necessità di scomporre il sollevamento totale che ha interessato ciascuna superficie marina rilevata nelle componenti relative ai processi geodinamici regionali e alle strutture transpressive locali. E', infatti, necessario confrontare il modello numerico ottenuto con la sola dislocazione verticale attribuibile alle zone di faglia oblique. Il calcolo della componente regionale è stato realizzato a partire dal:

1. calcolo del gradiente del regionale basato sull'altezza del *marker* Tirreniano lungo la costa settentrionale del Golfo di Taranto; in questo settore le paleo-linee di riva non sono deformate e, dunque, il tasso di sollevamento calcolato a partire dalla quota dei terrazzi può essere attribuito esclusivamente alla componente regionale. Il gradiente della curva regionale ottenuto (~0,27 m/km), con aumento progressivo delle quote dei terrazzi procedendo da NE verso SO, e l'altezza del Tirreniano lungo la Piana di San Nicola (~80 m), settore in cui le linee di riva non appaiono deformate da strutture locali (fig. 3.19), consentono di calcolare per il Pollino (limite Nord dell'area di studio) un tasso di sollevamento regionale pari a ~0,7 mm/a;
2. calcolo delle percentuali relative di sollevamento e di subsidenza (84 e 16%, rispettivamente) sulla base del modello di deformazione elastico proposto da

Stein e Yeats (1989) per zone di taglio inclinate e cieche (fig. 4.11c). Sebbene tali percentuali possano cambiare variando i valori dei parametri elastici del mezzo deformato e la geometria del piano di faglia, differenti prove realizzate in questo lavoro, sulla base del modello elastico di Okada (1985) e per differenti geometrie dei segmenti di faglia modellati, hanno dimostrato l'esistenza di variazioni poco significative delle suddette stime, pari a pochi punti percentuali. Un esempio, riguardante la modellazione della deformazione verticale associata ad un segmento della PFZ è riportato in figura 4.11d. In definitiva, la curva di sollevamento regionale viene fatta passare per il punto di flesso tra l'area in sollevamento e l'area in subsidenza della curva di deformazione dei terrazzi marini (figure 4.14 e 4.15).

Il primo passo della modellazione ha coinvolto le zone di faglia prossime alle principali deformazioni individuate nelle paleo-linee di riva al Pollino (CFZ, STFZ, PFZ, SRFZ, VFZ e CNNFZ; figure 4.12a e 4.8). Ciascun segmento di faglia è stato correlato lateralmente con le strutture individuate lungo il profilo sismico F75-89 attraverso l'utilizzo della mappa strutturale di figura 4.8 (Ferranti et alii, 2009), allo scopo di determinare la geometria dei piani di faglia. In questa prima fase a ciascun segmento di faglia sono stati attribuiti parametri geometrici e cinematici medi non essendo essi ancora vincolati attraverso il confronto iterativo del modello della deformazione verticale con l'andamento delle paleo-linee di riva. Lo scopo di questa prima fase era, infatti, quello di individuare le zone di faglia che hanno avuto un ruolo significativo nella deformazione dei terrazzi marini. I risultati della modellazione hanno dimostrato che le zone di faglia del Satanasso (STFZ), del Pagliara (PFZ) e di Valsinni (VFZ) sono quelle che hanno maggiormente contribuito alla deformazione verticale osservata; per questo motivo le restanti fasi della modellazione sono state dedicate esclusivamente a queste strutture. Il fatto che le zone di faglia di Civita (CFZ), del Saraceno (SRFZ) e del Canna (CNNFZ) non abbiano contribuito in maniera apprezzabile alla deformazione dei terrazzi marini non significa che esse debbano essere considerate non attive. Il risultato della prima fase della modellazione indica semplicemente che i segmenti di faglia a ridosso della fascia costiera non hanno accumulato significativa dislocazione durante il periodo di formazione dei terrazzi marini (Pleistocene Medio – Olocene). Ad esempio, analisi strutturali lungo il fronte meridionale del Pollino (Hippolyte et alii, 1992) e

l'interpretazione proposta per la sezione sismica F75-89 indicano che la CFZ è stata attiva, sia ad Ovest sia ad Est della fascia costiera, almeno fino al Pleistocene Superiore. Inoltre, nell'ambito dell'analisi morfotettonica di dettaglio del reticolo idrografico discussa nel Capitolo 5 saranno presentate evidenze di attività recente della SRFZ, della VFZ e della CNNFZ a monte dell'area di affioramento dei terrazzi marini.

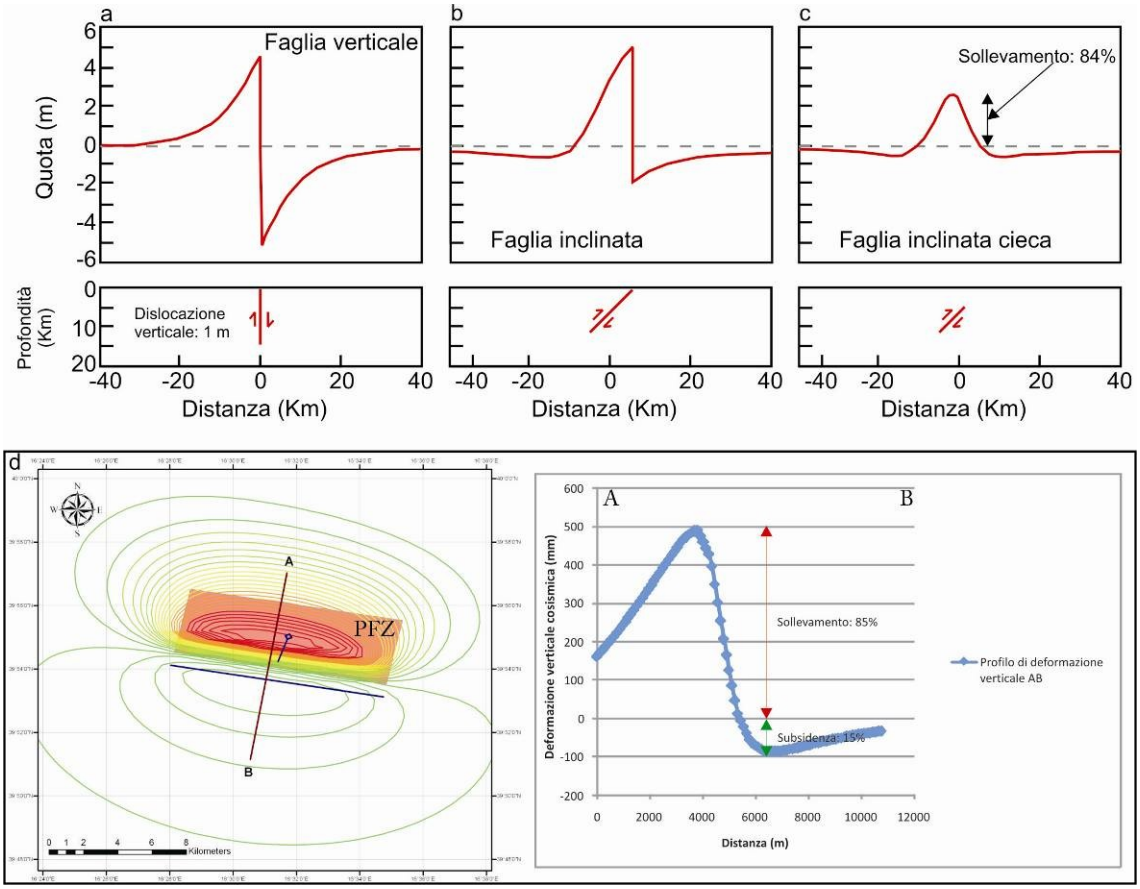


Figura 4.11 – a, b, c: modificata da Stein e Yeats, 1989. Il modello elastico è utilizzato per calcolare le deformazioni indotte in superficie per differenti geometrie della sottostante struttura. Nel modello le faglie hanno un profondità fino a 15 km e il lato sinistro si muove verso l'alto di un metro rispetto al lato destro. Se la faglia è verticale (a) e si estende sino alla superficie della terra la deformazione superficiale è di ~1 m in corrispondenza dell'asse della faglia e diminuisce asintoticamente allontanandosi da essa. Se la faglia è inclinata di 45° e interseca la superficie (b), la deformazione superficiale è pari a circa il 70% della deformazione totale. Se la faglia è cieca e inclinata di 45° (c) si formerà una piega in superficie; la dislocazione verticale totale è costituita da ~84% di sollevamento e ~16% di subsidenza. d) deformazione superficiale verticale associata ad un segmento della PFZ, derivata dai modelli di deformazione elastica di Okada (1985); il profilo AB, perpendicolare all'asse dell'anticlinale, mostra che il sollevamento è ~85% della dislocazione verticale, compatibilmente con i risultati di Stein e Yeats, 1989.

Nella seconda fase della modellazione sono stati definiti i parametri geometrici e cinematici dei segmenti di faglia appartenenti alla STFZ, alla PFZ e alla VFZ; la

direzione e la direzione di immersione dei piani di faglia sono stati determinati a partire dalle faglie cartografate in figura 4.8 e dalle sezioni sismiche (fig. 4.9), rispettivamente. Per quanto riguarda gli angoli di immersione, come si osserva in figura 4.9a e in tabella 4.2, i sovrascorrimenti delle zone di faglia di Amendolara e di Valsinni sono caratterizzati da angoli variabili tra 58 e 28°. Allo scopo di trovare gli angoli di immersione che minimizzassero le differenze tra modello di deformazione teorica e profili delle paleo-linee di riva si è proceduto iterativamente variando gli angoli delle faglie modellate tra 58 e 28°, procedendo con un passo di 1°. In particolare, è stata considerata la possibilità che le tre zone di faglia potessero avere un differente angolo di immersione; nel complesso, dunque, le soluzioni possibili sono 21952. Dato l'elevato numero di combinazioni, non soltanto per l'individuazione dell'angolo di immersione ottimale ma, come vedremo in seguito, anche per la definizione della posizione e dei restanti parametri delle faglie, l'utilizzo di una procedura manuale avrebbe significato mesi di lavoro che, probabilmente, non avrebbero comunque portato alla soluzione matematica migliore.

Per questo motivo è stato realizzato un programma in Visual Basic capace, per ciascuna geometria delle zone di faglia, di calcolare il numero di eventi sismici lungo ciascuna faglia modellata che minimizza la differenza tra la curva di deformazione cosismica e il profilo di qualsiasi paleo-linea di riva. In pratica, sia i modelli di deformazione sia i profili dei terrazzi marini sono importati nel programma come *file* di testo in cui sono contenute le coordinate chilometriche di ciascun punto e l'entità della deformazione verticale o l'altezza dei terrazzi rilevati, rispettivamente. Il programma trova, dunque, per ciascuna faglia il numero di dislocazioni che matematicamente riesce meglio a spiegare la forma di ciascuna paleo-linea di riva, restituendo il risultato in forma grafica (confronto tra la linea di riva importata e i valori della dislocazione verticale in ciascun punto di misurazione delle quote dei margini interni reali) oltre che con un coefficiente il cui valore esprime il grado di attendibilità del risultato.

Di seguito è riportata una breve descrizione della matematica su cui il programma è basato. Dati una linea di riva di *np* punti e i *Layers* (*L*; modelli di deformazione verticale) di numero *nL*, si vogliono trovare i coefficienti (numero di eventi sismici) della combinazione lineare dei *Layers* che approssima meglio le quote su tutti i punti della linea di riva data.

Siano (x_i, y_i) i punti della linea di riva e R_i la quota della linea di riva nel punto *i*-esimo. Sia L_{ij} la quota del *layer j*-esimo nel punto *i*-seimo. Siano α_1, α_2, …… α_{nl} i coefficienti della combinazione che si intende individuare.

Data la funzione:

$$F(\alpha_1,\alpha_2,....\alpha_{nl}) = \sum_{p=1}^{np}\left(\sum_{l=1}^{nl}\alpha_l L_{l,p} - R_p\right)^2 \qquad \textbf{(4.1)}$$

il problema è risolto dal minimo (possibilmente assoluto) della stessa funzione. In realtà, poiché quella in questione è la funzione di un iper-paraboloide in uno spazio a *nl* + 1 dimensioni, essa certamente non presenta massimi ed è caratterizzata da un solo minimo che, dunque, è il minimo assoluto.

Si è scelto come funzione di minimizzazione l'equazione 4.1 per la comodità relativa al calcolo del minimo. Ad esempio la funzione:

$$G(\alpha_1,\alpha_2,....\alpha_{nl}) = \sum_{p=1}^{np}\left(\left|\sum_{l=1}^{nl}\alpha_l L_{l,p} - R_p\right|\right) \qquad \textbf{(4.2)}$$

fornisce un altro minimo ma presenta notevoli difficoltà per la sua soluzione. La funzione *G* è stata utilizzata, invece, per il calcolo dell'errore relativo alla migliore soluzione trovata.

Per determinare il minimo assoluto della funzione *F* si è proceduto nel seguente modo:

1. per ogni $l = 1…..nl$, si calcola la derivata parziale della funzione *F*:

$$\frac{\partial F}{\partial \alpha_l} = \sum_{p=1}^{np}\left(L_{k,p}\,2\left(\sum_{l=1}^{nl}\alpha_l L_{l,p} - R_p\right)\right) = 2\sum_{p=1}^{np}\left(\sum_{l=1}^{nl}\alpha_l L_{k,p}L_{l,p} - L_{k,p}R_p\right) = 2\left(\sum_{p=1}^{np}\sum_{l=1}^{nl}\alpha_l L_{k,p}L_{l,p} - \sum_{p=1}^{np}L_{k,p}R_p\right) \textbf{(4.3)}$$

2. si ottiene in questo modo un sistema di *nl* equazioni in *nl* incognite. Il risultato cercato è la soluzione di questo sistema:

$$\begin{cases} \sum_{p=1}^{np}\sum_{l=1}^{nl}\alpha_l L_{1,p}L_{l,p} - \sum_{p=1}^{np}L_{1,p}R_p = 0 \\ \sum_{p=1}^{np}\sum_{l=1}^{nl}\alpha_l L_{2,p}L_{l,p} - \sum_{p=1}^{np}L_{2,p}R_p = 0 \\ \qquad\qquad ..... \\ \sum_{p=1}^{np}\sum_{l=1}^{nl}\alpha_l L_{nl,p}L_{l,p} - \sum_{p=1}^{np}L_{nl,p}R_p = 0 \end{cases} \qquad \textbf{(4.4)}$$

Per quanto detto sopra la soluzione certamente esiste. Il programma consente, inoltre, di porre dei vincoli al numero di eventi sismici ipotizzati per una data struttura. Ad esempio, dato un segmento di faglia si impone che il numero di eventi responsabili della

deformazione di un dato terrazzo sia maggiore o uguale rispetto a quelli calcolati per il terrazzo sottostante e, dunque, più recente. Per il calcolo dei minimi in presenza di vincoli si cerca la soluzione che annulli il sistema delle derivate parziali prima sul dominio imposto dai vincoli e, quindi, sull'intera frontiera di tale dominio, controllando quale sia la "migliore" delle soluzioni che soddisfa i vincoli imposti. Siccome sia sul dominio imposto dai vincoli sia sulla sua frontiera la funzione continua ovviamente a rappresentare un iper-paraboloide in uno spazio di una qualche dimensione $d \leq nl + 1$, essa ammette certamente un solo minimo sia sul dominio imposto dai vincoli sia sulla frontiera di tale dominio.

L'utilizzo del programma ha consentito, dunque, di calcolare in un tempo relativamente limitato gli angoli di immersione (tab. 4.1) che consentono di ottenere il miglior grado di corrispondenza tra modello di deformazione verticale e l'andamento delle linee di riva, considerando ciascuna delle 21952 combinazioni possibili. Bisogna sottolineare che in questo caso, come nella ricerca della posizione e dei restanti parametri geometrici ottimali delle faglie è stata scelta la soluzione che migliorasse la correlazione linea di riva – curva di deformazione per ciascun ordine di terrazzo.

Per quanto riguarda i restanti parametri geometrici, a partire dalla sezione F75-89 (fig. 4.9a), sono state calcolate le profondità minime e massime per ciascuna zona di faglia. Per la STFZ e la PFZ la profondità minima varia da 1 a 3 km, mentre quella massima va da 6 a 9 km. Per quanto riguarda la VFZ la profondità minima varia da 1 a 2,3 km, mentre quella massima da 6 a 8 km. Anche in questo caso l'utilizzo del programma realizzato in Visual Basic e la relativa base matematica hanno consentito di ottenere le soluzioni ottimali (tab. 4.1) scelte tra le 531441 combinazioni possibili. Il calcolo delle profondità minime e massime matematicamente ottimali hanno permesso di calcolare la larghezza dei piani di faglia modellati e, attraverso le relazioni di scala (Kanamori e Anderson, 1975; Wells e Coppersmith, 1994), la lunghezza dei segmenti di faglia.

Per quanto riguarda il *rake* sono state utilizzati i dati della rete GPS PTGA (Mazzella, 2010-2011), i meccanismi focali e i risultati dell'analisi strutturale precedentemente descritta.

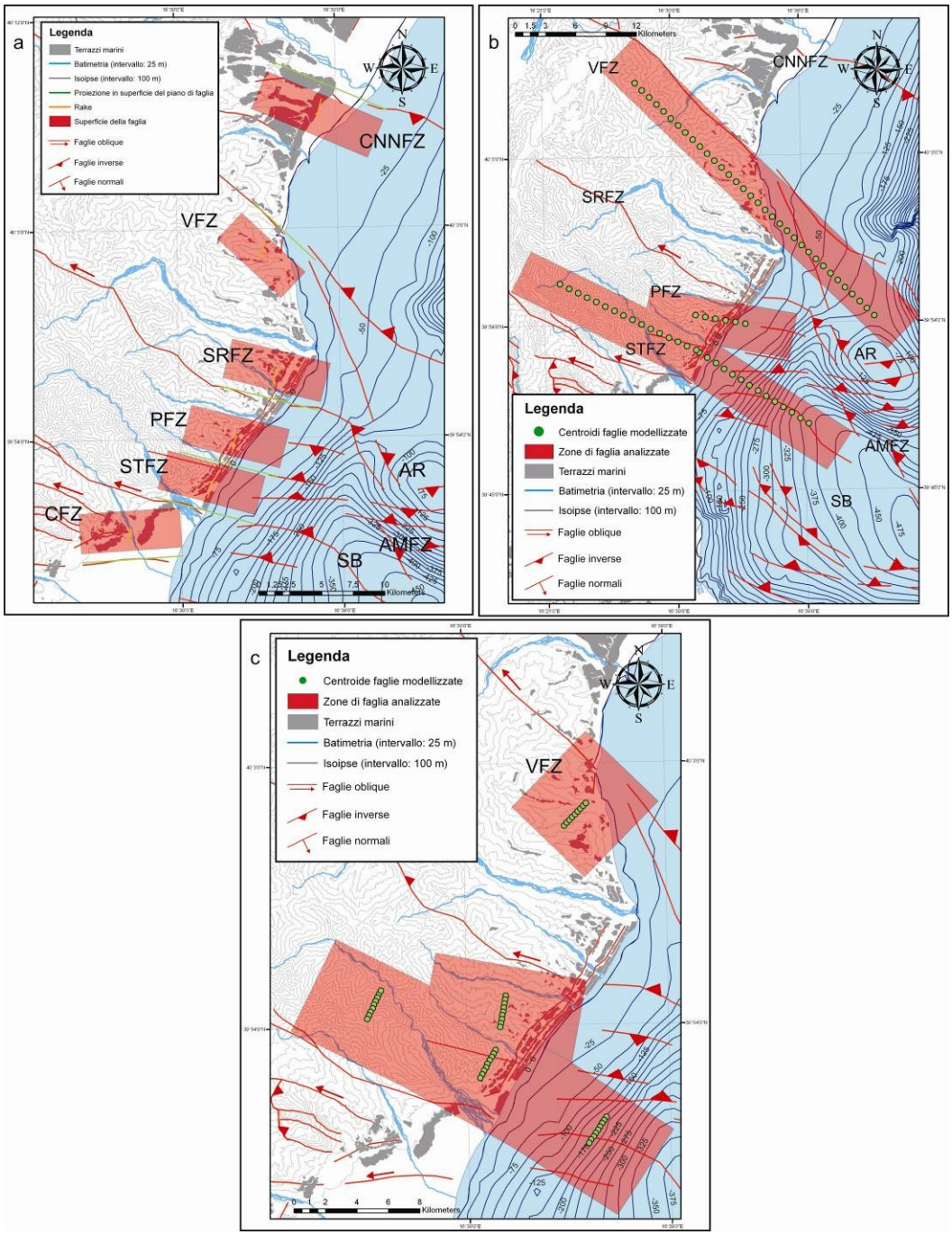


Figura 4.12 – a) segmenti di faglia considerati nella prima fase della modellazione numerica. Le sole zone di faglia che possono contribuire significativamente alla deformazione dei terrazzi marini sono la STFZ, la PFZ e la VFZ; b) e c): zone lungo le quali sono stati traslati, con un passo di 1 km in direzione NO-SE (b) e di 250 m in direzione NE-SO (c), i segmenti di faglia allo scopo di determinarne la posizione ottimale. I cerchi verdi indicano le posizioni dei centroidi delle faglie modellate. Sigle come in figura 4.1.

Una volta calcolati i parametri geometrici e cinematici sono stati determinati il numero e la posizione dei segmenti di faglia. La migliore posizione in senso NO-SE è stata ottenuta facendo migrare indipendentemente i segmenti delle tre zone di faglia

lungo le tracce di figura 4.8, procedendo con un passo di 1 km e per un numero totale di combinazioni pari a 4488 (fig. 4.12b). La scelta di determinare anche il migliore posizionamento in senso NE-SO (fig. 4.12c) deriva dalla possibilità che le strutture che deformano i terrazzi non intersechino la superficie e, dunque, che i piani di faglia cartografati a terra siano l'espressione di sovrascorrimenti minori, radicati a bassa profondità e di minore interesse dal punto di vista sismogenetico. Una volta determinata la migliore posizione in senso NO-SE, i modelli di faglia sono stati traslati in direzione NE-SO fino ad una distanza massima di 1 km, sia a NE sia a SO, delle tracce di figura 4.8, procedendo con un passo di 250 m per un totale di 729 combinazioni.

Il risultato finale dell'analisi iterativa dei parametri geometrici e cinematici e del numero e della posizione dei modelli di faglia, frutto del confronto di 558613 differenti combinazioni, è riportato in figura 4.13 e in tabella 4.2. La migliore corrispondenza tra i modelli di deformazione verticale e l'andamento delle paleo-linee di riva al Pollino è ottenuta con due segmenti di faglia lungo la STFZ e un segmento ciascuno per le zone di faglia PFZ e VFZ. La posizione dei modelli di faglia immediatamente a ridosso della linea di costa (fig. 4.13) è certamente una conseguenza della posizione dei terrazzi marini utilizzati come *marker* geomorfologico rispetto al quale è stata valutata la qualità dei diversi modelli di deformazione generati. Ciò non significa che le diverse zone di faglia oblique che tagliano in direzione NO-SE la dorsale del Pollino non possano essere attive nei settori a monte e/o a mare rispetto all'area di affioramento delle superfici marine. Come sarà discusso nel Capitolo 5, alcune zone di faglia e, in particolare, la SRFZ, la VFZ e la CNNFZ sono caratterizzate da evidenze di attività tettonica recente nel settore a monte dei terrazzi marini dove esse influenzano in modo chiaro lo sviluppo del reticolo idrografico.

La qualità dei 558613 modelli di deformazione cosismica verticale analizzati matematicamente in questo lavoro è stata valutata attraverso il confronto con le paleo-linee di riva dei terrazzi dal T8 al T2 (tab. 4.2). I terrazzi T9, T1 e T0, infatti, affiorano solo limitatamente lungo la fascia costiera del Pollino (fig. 3.19) non consentendo il confronto con la deformazione verticale cosismica.

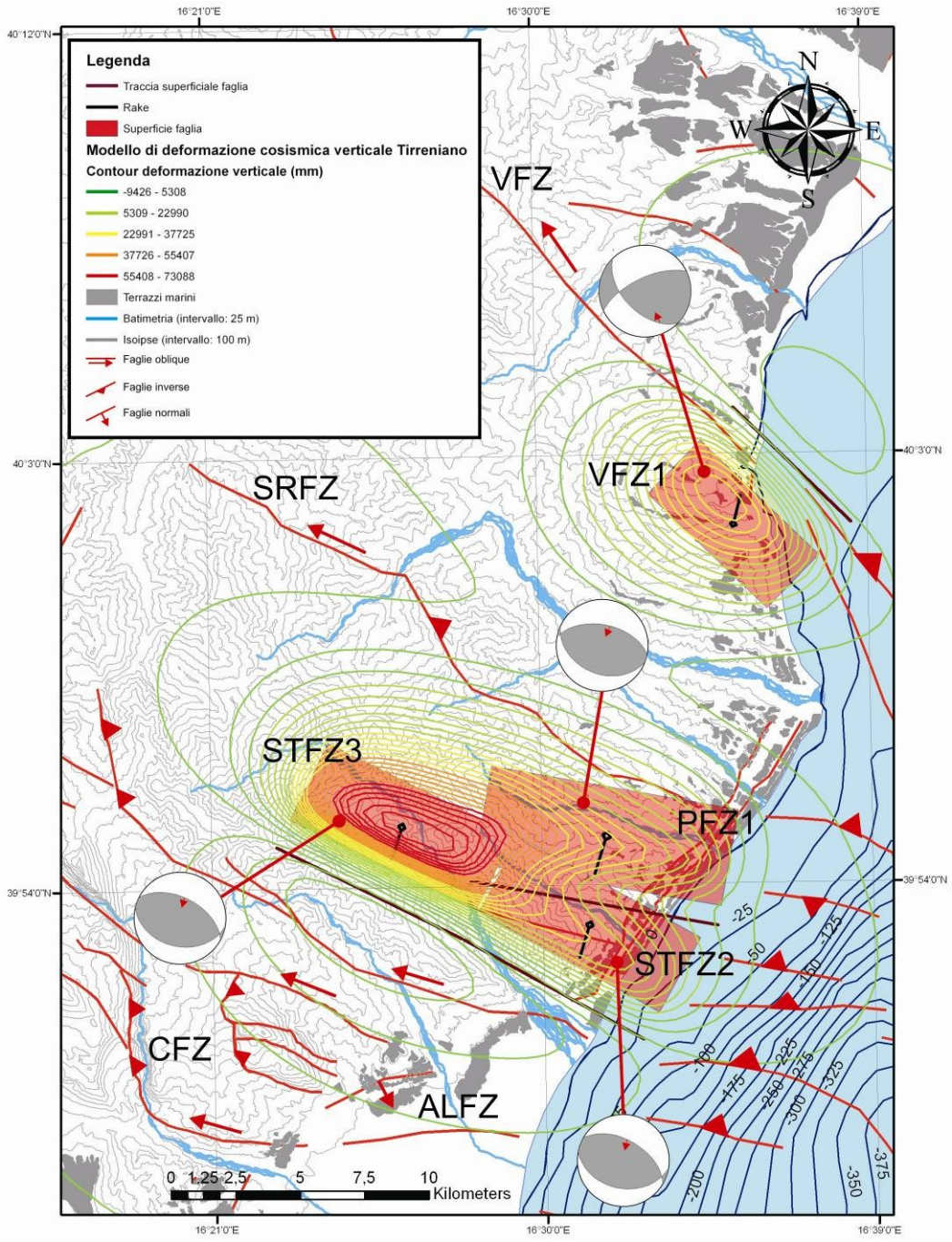


Figura 4.13 – segmenti di faglie oblique che forniscono la migliore correlazione tra il modello di deformazione verticale cosismica e la deformazione delle antiche linee di riva. Le sigle delle faglie sono le stesse utilizzate in tabella 4.1 dove sono riportati i relativi parametri. Le linee di iso-deformazione verticale si riferiscono al modello costruito sulla base della deformazione del terrazzo Tirreniano. Si riportano, inoltre, i meccanismi focali teorici dei modelli di faglia; la freccia rossa indica il movimento del blocco a tetto.

Nonostante ciò il T9 è chiaramente deformato da un'anticlinale in corrispondenza della zona di faglia di Valsinni e i terrazzi T1 e T0 mostrano un chiaro aumento delle quote procedendo verso la zona di faglia del Satanasso (fig. 3.19). I modelli di deformazione

sono stati valutati, in prima analisi, rispetto al *marker* geomorfologico Tirreniano, caratterizzato dal migliore stato di preservazione e, quindi, da una maggiore affidabilità delle correlazioni laterali (vedi paragrafo 3.3.6). Come si osserva in figura 4.14, la deformazione verticale prodotta dai modelli di faglia di figura 4.13 riesce a riprodurre con un buon grado di correlazione la deformazione che interessa il terrazzo Tirreniano al Pollino.

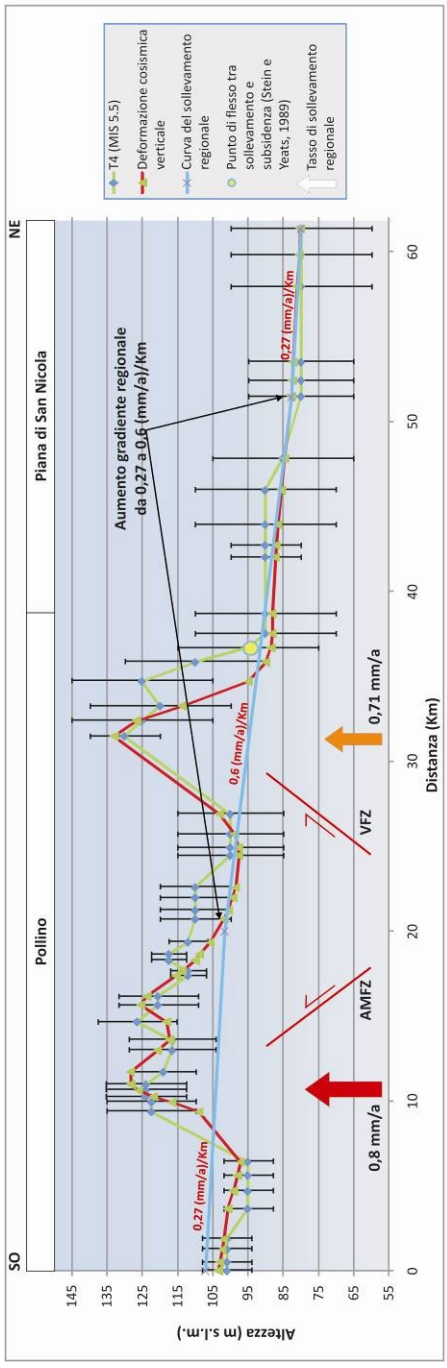


Figura 4.14 - confronto tra il profilo della paleo-linea di riva Tirreniana (curva verde) al Pollino e l'andamento della deformazione cosismica verticale (curva rossa) ottenuto dai modelli di faglia riportati in figura 4.13. L'aumento del gradiente del tasso di sollevamento regionale, da 0,27 a 0,6 (mm/a)/Km, è dovuto alla necessità di imporre il passaggio della curva regionale per il punto di flesso tra subsidenza e sollevamento lungo l'anticlinale di Valsinni (cerchio giallo) e per ottenere una migliore corrispondenza tra le due curve. Vedi testo per maggiori dettagli. Le sezioni dei sovrascorrimenti della AMFZ e della VFZ sono riportati per motivi puramente grafici.

Tranne alcuni settori, come, ad esempio, lungo il fianco Nord dell'anticlinale di Valsinni, la curva di deformazione cosismica verticale segue la linea di riva Tirreniana oppure passa attraverso le barre di errore relative al margine di incertezza verticale delle quote dei margini interni reali. Le differenze possono essere legate ad errori nella parametrizzazione delle faglie modellate o nel calcolo delle quote dei margini interni reali e alla presenza di deformazioni superficiali a più piccola lunghezza d'onda indotte da faglie inverse superficiali o da faglie dirette, di trascurabile significato sismogenetico.

Come precedentemente discusso, i modelli numerici delle faglie sono stati costruiti esclusivamente considerando la deformazione verticale imputabile all'attività delle zone di faglie oblique. In altre parole, è stato necessario calcolare, per ciascun ordine di terrazzo considerato, l'andamento della curva del sollevamento regionale; in particolare, la forma generale della curva è stata ottenuta dalla linea di riva Tirreniana e applicata successivamente ai restanti terrazzi valutandone di volta in volta la qualità in funzione del grado di correlazione finale tra curva di deformazione e linea di riva. Come si osserva in figura 4.14, l'estremo Nord della curva regionale viene fatto coincidere con i lembi del terrazzo Tirreniano alla Piana di San Nicola; in questo settore, infatti, non si osservano significative deformazioni delle paleo-linee di riva (fig. 3.19) ed è, quindi, possibile ipotizzare che il sollevamento sia esclusivamente legato ai processi geodinamici regionali. Come si osserva in figura 4.14, la necessità di far passare la curva di sollevamento regionale in prossimità del punto di flesso tra subsidenza e sollevamento cosismici, la cui posizione è stata calcolata per l'anticlinale di Valsinni sulla base dei modelli elastici di Okada (1985) e di Stein e Yeats (1989), rende necessario un aumento del gradiente del regionale, da 0,27 a 0,6 m/km, nell'area compresa tra il margine settentrionale e il settore centrale del Pollino. E' stato verificato, inoltre, che tale aumento consente una migliore correlazione tra la curva di deformazione verticale e le paleo-linee di riva per tutti i terrazzi dal T2 al T8. L'aumento del gradiente del regionale potrebbe essere una diretta conseguenza della deformazione imposta dalle strutture oblique; i maggiori tassi di sollevamento del Pollino causati dall'attività di tali strutture comportano certamente un aumento dei tassi di erosione areale e dei tassi di incisione verticale delle fiumare. Come sarà ampiamente

discusso nell'analisi morfotettonica del Capitolo 5, i tassi di incisione verticale delle fiumare aumentano da 0,4 a 0,7 mm/a, procedendo dalla Piana di San Nicola al Pollino meridionale. Tale aumento dell'incisione fluviale come dell'erosione prodotta dai processi di versante a causa del generalizzato aumento dei gradienti dei versanti (fig. 2.31a) potrebbe aver innescato un processo di compensazione isostatica dovuto a flussi di materiale della crosta inferiore dalle aree a forte sedimentazione nell'*offshore* verso la dorsale del Pollino, sottoposta ad elevati tassi di erosione. I meccanismi di *feedback* tra tettonica, clima, erosione superficiale e processi di compensazione isostatica sono stati ritenuti di fondamentale importanza nell'evoluzione geomorfologica e strutturale di catene montuose in diverse parti della terra (Zeitler et alii, 1993; Westaway, 2002; Reiners et alii, 2003; Westaway et alii, 2003, 2004, 2006a; Westaway e Bridgland, 2007). In definitiva, è ragionevole ipotizzare che la componente regionale del sollevamento nel settore centrale del Pollino sia la conseguenza della sovrapposizione dei processi geodinamici che causano il sollevamento della Catena Appenninica e di processi locali di compensazione isostatica, indotti dagli elevati tassi di erosione cui il Pollino è sottoposto. Un'ulteriore possibilità è rappresentata dall'attivazione di uno scollamento profondo su cui sarebbero radicate le strutture modellate; dislocazioni lungo tale struttura comporterebbero sollevamenti caratterizzati da una maggiore lunghezza d'onda rispetto alle deformazioni dei terrazzi marini e che potrebbero interessare l'intera dorsale del Pollino. Un meccanismo simile è stato proposto nel settore della dorsale di Valsinni da Caputo et alii (2010).

In figura 4.15 si riportano i risultati del modello numerico per i terrazzi T2 (a), T3 (b), T5 (c), T6 (d), T7 (e) e T8 (f); la deformazione cosismica verticale calcolata a partire dai modelli di faglia di figura 4.13 e tabella 4.2 riesce a spiegare con un buon grado di approssimazione anche la deformazione di questi terrazzi. La curva del sollevamento regionale è stata costruita seguendo gli stessi principi precedentemente discussi per il Tirreniano. Una maggiore imprecisione si osserva per i terrazzi T7 e T8 (figure 4.15e, f) dove la linea spezzata di colore azzurro che rappresenta l'andamento della componente regionale passa al disotto del punto di flesso tra sollevamento e subsidenza cosismici dell'anticlinale di Valsinni. E' possibile che questo derivi dalla maggiore imprecisione della ricostruzione del profilo delle relative paleo-linee di riva come conseguenza del minor numero di lembi di terrazzo preservati dall'erosione

rispetto alle superfici marine inferiori (fig. 4.15). Il minor numero di punti di misurazione delle quote dei margini interni reali determina, probabilmente, anche una non corretta ricostruzione della geometria dell'anticlinale di Valsinni e, dunque, una maggiore imprecisione nel calcolo della posizione del punto di flesso. In ogni caso, anche per il T7 e il T8 si osserva una buona correlazione tra le geometrie delle linee di riva e la curva della deformazione verticale cosismica calcolata nei punti di misurazione dei margini interni.

Figura 4.15 - confronto tra il profilo delle paleo-linee di riva (curve verdi) dei terrazzi T2 (a), T3 (b), T5 (c), T6 (d), T7 (e) e T8 (f) e le curve di deformazione cosismica verticale (curve rosse) calcolate dai modelli di faglia di figura 4.13. La linea spezzata di colore azzurro rappresenta l'andamento del sollevamento regionale; è evidente l'aumento del gradiente della linea tra il margine settentrionale e il settore centrale del Pollino come nel caso del Tirreniano (fig. 4.14). Il cerchio di colore giallo rappresenta il punto di flesso tra sollevamento e subsidenza calcolato per l'anticlinale di Valsinni a partire dai modelli elastici di deformazione di Okada (1985) e di Stein e Yeats (1989).

I risultati ottenuti per i terrazzi dal T8 al T2 (figure 4.14 e 4.15) costituiscono l'evidenza dell'attività delle strutture transpressive modellate nel Pleistocene Medio -

Superiore e, probabilmente, anche nell'Olocene come è dimostrato dal brusco aumento delle quote del T0 (MIS 1) verso la zona di faglia del Satanasso (fig. 3.19) e dalle anomalie morfotettoniche evidenziate dall'analisi discussa nel Capitolo 2.

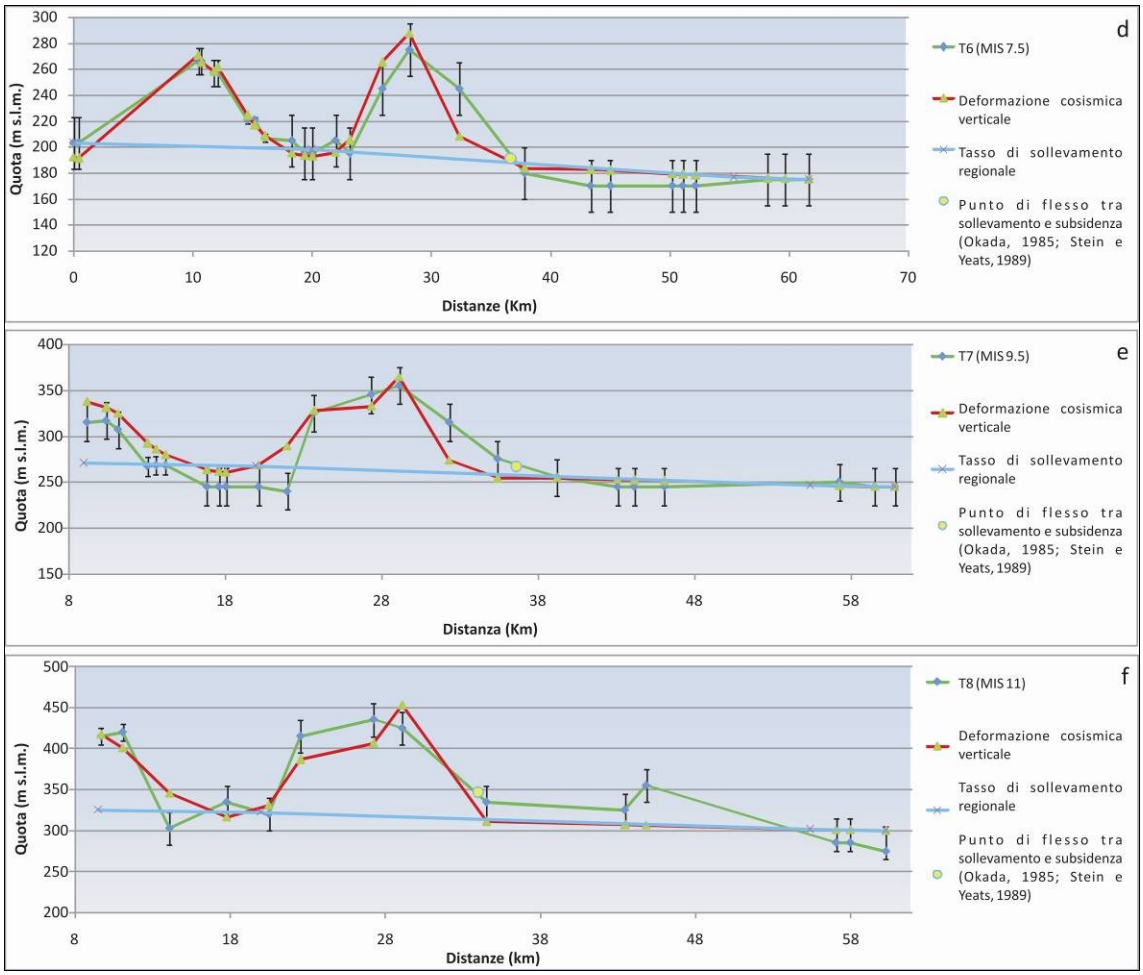


Figura 4.15 – continuata.

Il calcolo dei modelli di deformazione per i terrazzi dal T8 al T2 ha, inoltre, consentito di valutare i tassi di dislocazione verticale per ciascun modello di faglia negli intervalli di tempo compresi tra la formazione di due successivi ordini di terrazzo (tab. 4.2). Come è evidente in tabella 4.2 e in figura 4.16, la deformazione verticale associata alle strutture oblique non è stata costante nel tempo essendo caratterizzata dall'alternanza di fasi di alto sollevamento (fino a ~2,7 mm/a) e di fasi di quiescenza tettonica. Evidenze di attività concentrata (riferita a *cluster* di eventi sismici) nell'arco di alcune decine di migliaia di anni lungo faglie crostali sono state riconosciute da diversi autori (Marco et alii, 1996; Friedrich et alii, 2003; Ferranti et alii, 2007; Oldow e

Singleton, 2008). La variabilità nel tempo dei tassi di dislocazione verticale delle strutture oblique potrebbe essere la causa della non costanza nel tempo dei tassi di sollevamento calcolati a partire dalle quote dei margini interni dei terrazzi (fig. 3.22). Si può, dunque, ipotizzare l'esistenza di un tasso di sollevamento regionale costante su cui è sovrapposta la deformazione verticale, variabile nel tempo, delle strutture oblique modellate.

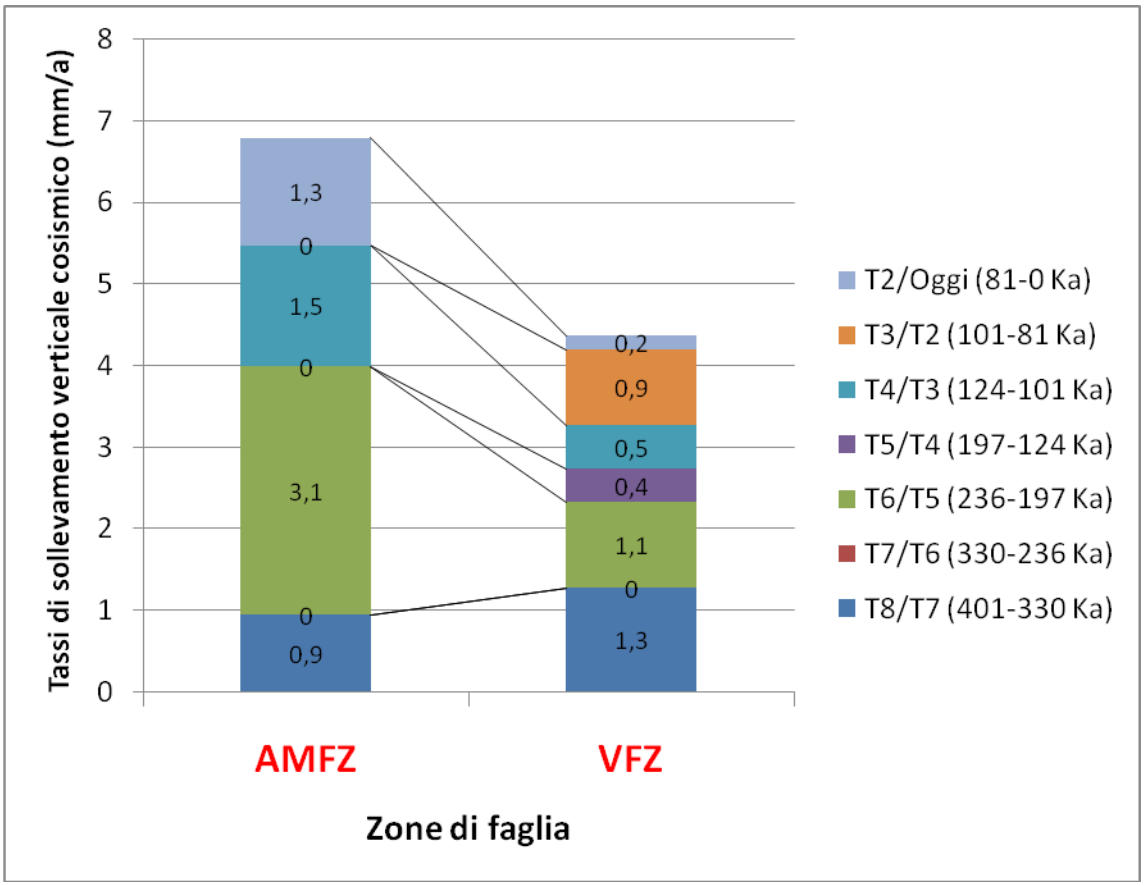


Figura 4.16 – variazione dei tassi di dislocazione verticale nel tempo associati alle zone di faglia di Amendolara (AMFZ) e di Valsinni (VFZ). I tassi della AMFZ sono ottenuti dalla somma dei tassi relativi ai segmenti di faglia PFZ, STFZ2 e STFZ3 (vedi tabella 4.2).

Dalla figura 4.16 risulta evidente che i tassi di dislocazione verticale legati all'attività delle strutture oblique non sono variati soltanto per i singoli segmenti di faglia modellati (tab. 4.2) ma anche per le zone di faglia AMFZ e VFZ nel loro complesso; l'attività tettonica è stata nel tempo trasferita tra le due zone di faglia analizzate. In particolare, i tassi relativi alla AMFZ, riportati in figura 4.16, sono stati ottenuti dalla somma dei tassi associati ai segmenti di faglia PFZ, STFZ2 e STFZ3 (tab.

4.2). E' interessante l'evidenza, negli ultimi ~81 Ka, di tassi di deformazione verticale maggiori presso la AMFZ (~1,3 mm/a) rispetto alla VFZ (~0,2 mm/a); questo risultato è compatibile con la maggiore sismicità osservata presso il versante meridionale della dorsale di Amendolara rispetto alla dorsale di Valsinni (fig. 4.10) e con le anomalie morfotettoniche individuate presso il Pollino meridionale (figure 2.29, 2.34, 2.45, 2.47 e 2.48). Sommando il tasso di dislocazione verticale relativo alla AMFZ negli ultimi 81 Ka (~1,3 mm/a) al sollevamento regionale calcolato per il Pollino (~0,7 mm/a) si ottiene un sollevamento totale pari a ~2 mm/a. Tale valore è compatibile con il tasso di sollevamento Olocenico (~2,2 mm/a) calcolato nella stessa area a partire dalla quota dei margini interni reali del T0 (fig. 3.22b), per entrambi gli schemi cronologici delle superfici marine proposti nel capitolo 3 (tab. 3.6). Ciò indica che l'incremento del tasso Olocenico potrebbe essere una diretta conseguenza dell'aumento della dislocazione verticale associata alla AMFZ; a sostegno di tale ipotesi esiste l'evidenza della preservazione del T0 nella sola area interessata da tale zona di faglia.

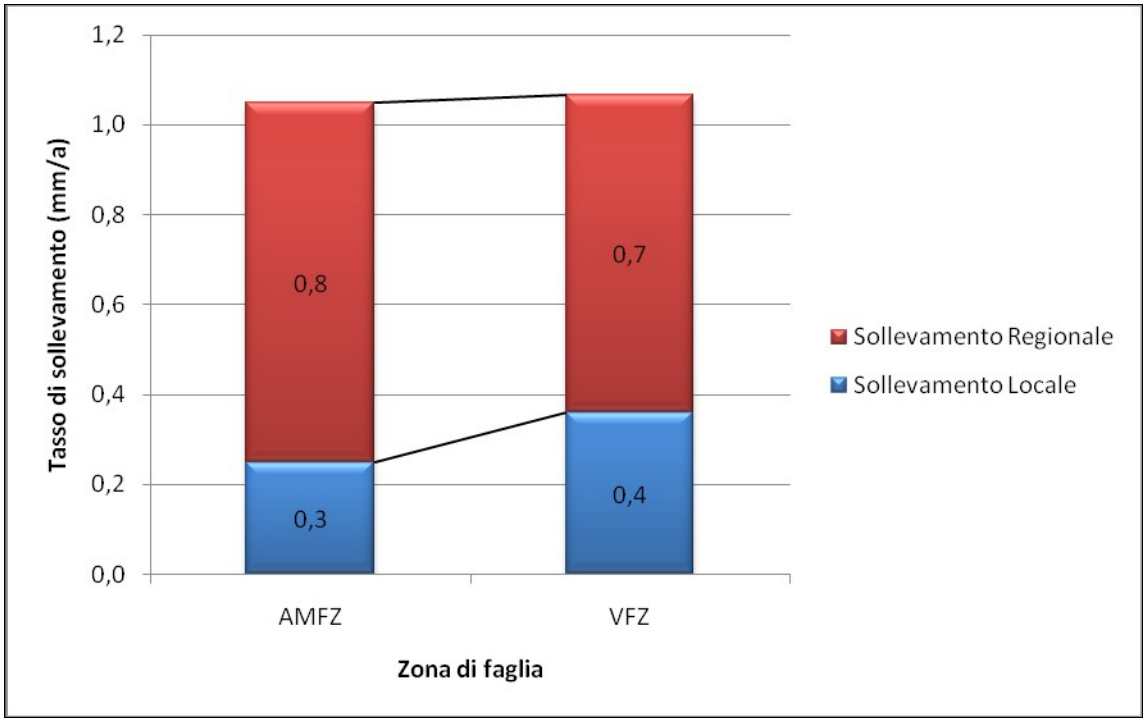


Figura 4.17 – quantificazione del contributo delle componenti tettoniche locali e regionali al sollevamento totale che interessa il Pollino sulla base del modello di deformazione Tirreniano.

Utilizzando il modello di deformazione calcolato a partire dalla paleo-linea di riva Tirreniana sono stati, inoltre, stabiliti quantitativamente i contributi delle

componenti tettoniche locali e regionali al processo di sollevamento. Come si osserva in figura 4.17, le dislocazioni verticali associate alla AMFZ e alla VFZ non costituiscono in media più del 34% del sollevamento totale; in altre parole, nonostante l'evidente influenza esercitata dalle strutture transpressive sinistre nell'evoluzione morfologica e strutturale dell'area, i processi geodinamici regionali costituiscono di gran lunga la componente tettonica dominante.

In tabella 4.3 sono stati riportati i tassi di dislocazione medi, verticali e orizzontali, relativi alla AMFZ e alla VFZ ottenuti dai modelli di faglia proposti e dalla deformazione dei riflettori del Pleistocene Medio della sezione sismica F75-89 (fig. 4.9a; Mazzella, 2010-2011); i risultati ottenuti attraverso le due metodologie sono molto simili tra di loro. Il tasso di raccorciamento orizzontale è comparabile, sebbene risulti leggermente inferiore, con quello stimato dai dati geodetici tra il bordo Nord del Pollino e Matera (0,4 ±0,2 mm/a; fig. 1.3; Mazzella, M.E., 2010-2011), suggerendo che ulteriori zone di faglia accumulano deformazione a Nord dell'area di studio oppure che i tassi di deformazione sul breve e lungo termine sono differenti tra loro.

Tabella 4.3 - confronto tra i tassi medi di dislocazione verticale e orizzontale calcolati per le zone di faglia di Amendolara e di Valsinni attraverso i modelli numerici delle faglie transpressive e l'analisi della deformazione che interessa i riflettori Pleistocenici della sezione sismica F75-89.

Zona di faglia	Tasso di dislocazione verticale media (mm/a)		Tasso di dislocazione orizzontale media (mm/a)	
	Modello numerico	Sezione sismica F75-89	Modello numerico	Sezione sismica F75-89
VFZ	0,36	0,30	0,22	0,12
AMFZ	0,25	0,23	0,15	0,08

Per quanto riguarda la magnitudo attesa lungo i segmenti di faglia modellati, i valori della magnitudo momento (Mw), calcolata dalle relazioni di scala di Wells e Coppersmith (1994), variano dai 5,7 della VFZ ai 5,9 della PFZ (tab. 4.2), ben superiori ai valori della magnitudo caratteristici degli eventi sismici registrati in epoca strumentale (tab. 4.1). Bisogna in ogni caso sottolineare che i valori della Mw teorica riportati in tabella 4.2 vanno considerati come la massima magnitudo attesa, ossia essi si riferiscono al caso in cui tutta l'energia accumulata nel tempo viene rilasciata durante la fase cosismica. Come si osserva in diversi casi reali è possibile, invece, che una parte

della deformazione accumulata, non quantificabile sulla base dei dati acquisiti, è rilasciata in maniera microsismica o asismica (*creep*). Ciò comporterebbe una diminuzione dei valori della Mw rendendoli probabilmente comparabili con le magnitudo calcolate in epoca strumentale (tab. 4.1). Un'ulteriore possibile spiegazione della discrepanza tra magnitudo teoriche e strumentali è la non completa copertura temporale dei cataloghi strumentali rispetto al ciclo sismico delle strutture modellate. Queste potrebbero, dunque, essere caratterizzate da tempi di ritorno maggiori rispetto all'intervallo temporale coperto dai cataloghi.

Tabella 4.4 – intensità di sito relative all'evento sismico del 1836.

Località	Latitudine (ED50)	Longitudine (ED50)	Intensità di sito (MCS)
Acri	39,491	16,386	7-8
Bisignano	39,513	16,285	8
Bocchigliero	39,418	16,751	8
Calopezzati	39,560	16,802	9
Caloveto	39,505	16,760	8
Campana	39,411	16,824	8
Cariati	39,497	16,949	8
Castiglione Cosentino	39,351	16,288	6-7
Castrovillari	39,814	16,202	5
Catanzaro	38,914	16,586	5
Cirò	39,380	17,064	6
Corigliano Calabro	39,596	16,519	8
Cosenza	39,303	16,252	6-7
Craco (Peschiera)	40,377	16,439	6-7
Cropalati	39,516	16,726	8
Crosia	39,566	16,773	10
Crotone [Cotrone]	39,080	17,127	5
Donnici Inferiore	39,251	16,290	6-7
Donnici Superiore	39,252	16,301	6-7
Ginosa	40,578	16,758	6
Lagonegro	40,124	15,764	4-5
Lecce	40,351	18,169	4
Longobucco	39,449	16,611	8
Marina Schiavonea	39,652	16,541	7-8
Matera	40,665	16,607	5
Motta	39,305	16,314	6-7
Napoli	40,855	14,260	3-4
Nicastro	38,974	16,318	4
Paludi	39,529	16,682	8
Rose	39,399	16,288	6-7
Rossano	39,574	16,635	9
Rovella	39,303	16,288	6-7
Rovito	39,308	16,321	6-7
San Demetrio Corone	39,568	16,362	7-8
San Giorgio Albanese	39,582	16,454	7-8
San Mauro Marchesato	39,103	16,925	5
San Pietro in Guarano	39,342	16,311	6-7
Santa Severina	39,147	16,913	5
Scala Coeli	39,445	16,890	8
Scandale	39,121	16,960	5
Strongoli	39,265	17,050	5
Zumpano	39,310	16,291	6-7

Data questa possibilità, è interessante analizzare i cataloghi storici alla ricerca di eventi di dimensioni compatibili con quelli che potenzialmente potrebbero essere generati dalle strutture modellate. L'area di studio, in particolare, è stata interessata dal terremoto del 1836, caratterizzato da una magnitudo equivalente pari a 6,16±0,13 (Stucchi et alii, 2007) e, quindi, comparabile con le Mw teoriche relative ai segmenti di faglia modellati. Le intensità di sito su cui è basata la mappa delle intensità macrosismiche (figura 4.18) sono riportate in tabella 4.4, estratte dal database macrosismico italiano 2004 (Dbmi04: http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/). Galli et alii (2010), sulla base del campo macrosismico e di analisi geologiche, geomorfologiche, strutturali e paleosismologiche, hanno attribuito l'evento alla zona di faglie normali Rossano-Corigliano. Bisogna però sottolineare che l'ubicazione della zona di massimo danneggiamento del terremoto del 1836, in corrispondenza degli abitati di Rossano, Crosia e Calopezzati (tab. 4.4; fig. 4.18), potrebbe essere significativamente inficiata dalla vicinanza del mare; in altre parole, la mancanza di siti di danneggiamento nei quadranti orientali potrebbe influenzare in modo determinante la mappa delle intensità. Quest'ultima, inoltre, è caratterizzata da intensità di sito moderate anche nei quadranti settentrionali, in corrispondenza degli abitati di Craco (Is = 6,5), Matera (Is = 5), Ginosa (Is = 6) e Lecce (Is = 4), lungo la costa Nord del Golfo di Taranto (tab.4.4; fig. 4.18). Non è, dunque, remota la possibilità che il sisma sia da attribuire ad una struttura ubicata nell'*offshore* e, in particolare, ad una delle faglie inverse individuate attraverso le sezioni di sismica a riflessione nel settore al largo dell'area di studio (Ferranti et alii, 2009; fig. 4.8).

I tassi medi di *slip* relativi agli ultimi 401 Ka, riportati in tabella 4.2 e calcolati a partire dalla dislocazione verticale cosismica e dalla dislocazione verticale totale che interessa il T8, sono caratterizzati da valori compresi tra 0,16 (PFZ1) e 1,92 mm/a (VFZ1). I valori molto elevati lungo le zone di faglia di Valsinni e del Satanasso (~1 mm/a) indicano probabilmente che una parte significativa della deformazione è rilasciata in maniera microsismica o asismica.

Per quanto riguarda, infine, i tempi di ricorrenza riportati in tabella 4.2 essi vanno considerati come valori indicativi, non calcolati a partire da misurazioni dirette. Essi, infatti, derivano dalla scelta di attribuire una dislocazione unitaria a ciascun evento

sismico in assenza di misurazioni strumentali o di stime paleo-sismiche di tale parametro. I tempi di ricorrenza sono, inoltre, influenzati dall'assunzione del rilascio dell'energia accumulata dalle strutture esclusivamente nella fase cosismica.

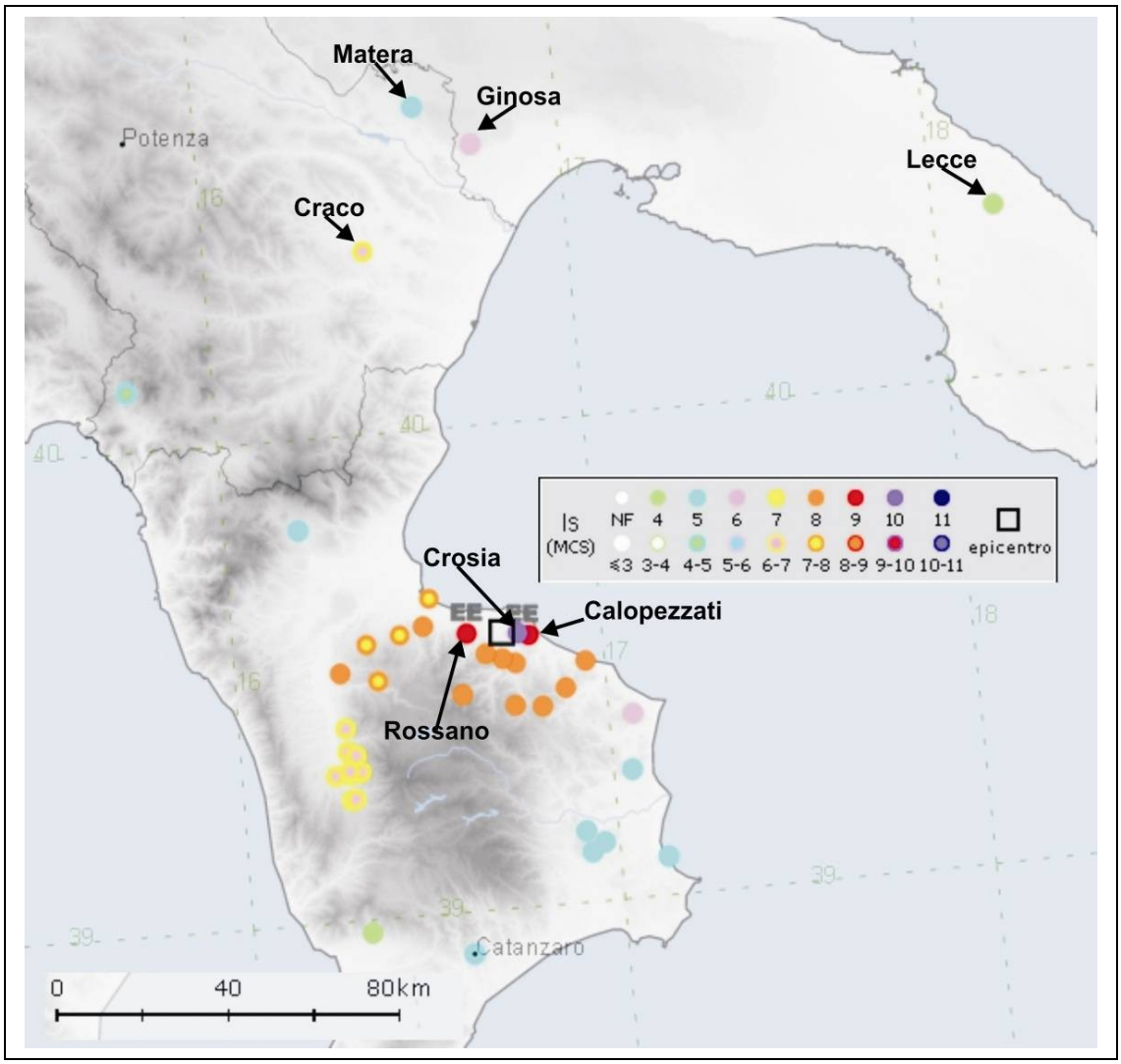


Figura 4.18 – mappa delle intensità di sito (MCS) relativa al terremoto storico del 1836 (database macrosismico italiano 2004, Dbmi04: http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/).

4.4.2 – Modelli numerici delle faglie Pollino-Castrovillari e Rossano-Corigliano.

Come già discusso nel paragrafo 3.6, le paleo-linee di riva sono caratterizzate da una chiara ondulazione positiva in corrispondenza del margine occidentale della Piana di Sibari (figure 3.19 e 4.19a). Tale anomalia era stata già precedentemente individuata da Cucci e Cinti (1998) e attribuita al sollevamento del blocco a letto della faglia

normale Pollino-Castrovillari. La culminazione positiva dei terrazzi marini è ubicata, difatti, nel settore interessato da sollevamento per la dislocazione lungo la Pollino-Castrovillari (PCFZ), una faglia normale, che delimita il bordo occidentale della Piana di Sibari, con direzione NO-SE e immersione verso SO. Sulla base di evidenze geologiche e paleosismologiche (Cinti et alii, 1997) la PCFZ è ritenuta una faglia normale pura e tuttora attiva, caratterizzata da almeno 2 eventi sismici significativi negli ultimi ~3 Ka (Cinti et alii, 1997; 530-900 A.D. e 410-6860 B.C.). I tassi di *slip* sono di circa 0,2-0,6 mm/a, con uno *slip* cosismico di 0,5 m, una massima magnitudo momento attesa pari a 6,2 e tempi di ricorrenza compresi tra 833 e 2500 anni. La lista completa dei parametri noti per la PCFZ, estratta dal DISS 3.1.1 (http://diss.rm.ingv.it/diss/) e utilizzata per la realizzazione del modello di deformazione di figura 4.19, è riportata in tabella 4.5.

Tabella 4.5 – parametri della faglia Pollino-Castrovillari estratti dal DISS 3.1.1 : http://diss.rm.ingv.it/diss/.

Parametri		Tipologia della fonte	Fonte
Coordinate (Lat/Lon; ED50)	39,7841/16,237	LD	Basate su dati geologici (Cinti et alii, 1995)
Lunghezza (km)	15,6	LD	Basata su dati geologici (Cinti et alii, 1995)
Larghezza (km)	10,3	ER	Calcolata usando le relazioni di scala di Wells e Coppersmith (1994)
Profondità minima (km)	1	LD	Basata su dati geologici (Cinti et alii, 1995)
Profondità massima (km)	9,9	AR	Derivata dall'angolo di immersione, dalla larghezza e dalla profondità minima
Direzione (gradi)	158	LD	Basata su dati geologici (Cinti et alii, 1995)
Angolo di immersione (gradi)	60	LD	Basato su dati geologici (Cinti et alii, 1995)
Rake (gradi)	270	LD	Basato su osservazioni geologiche e sismotettoniche
Slip per evento (m)	0,5	ER	Calcolato da Mo usando le relazioni di Hanks e Kanamori (1979)
Tasso di slip (mm/a)	0,2 - 0,6	LD	Basato su osservazioni geologiche e dislocazione di *markers*
Tempo di ricorrenza (anni)	833 - 2500	EJ	Dedotto dal tasso di slip e dalla dislocazione media
Magnitudo (Mw)	6,2	ER	Calcolata usando le relazioni di scala di Wells e Coppersmith (1994)

Sigle: LD = dati di letteratura; ER = relazioni empiriche; AR = relazioni analitiche; EJ = giudizio di un esperto.

Allo scopo di verificare l'ipotesi di Cucci e Cinti (1998) è stato, dunque, realizzato un modello numerico della deformazione cosismica verticale della PCFZ (fig. 4.19). Il modello è stato testato in relazione all'andamento del migliore *marker* marino a disposizione, ossia la linea di riva Tirreniana (fig. 4.19). Anche in questo caso l'attività delle zone di faglia è stata valutata tenendo conto della sola percentuale del sollevamento che può essere attribuita alle strutture locali. In altre parole, seguendo la procedura descritta nel precedente paragrafo, è stata calcolata la curva del sollevamento regionale (fig. 4.19b), successivamente sottratta alla quota dei margini interni allo scopo di ottenere la percentuale di sollevamento potenzialmente attribuibile alle deformazioni tettoniche locali.

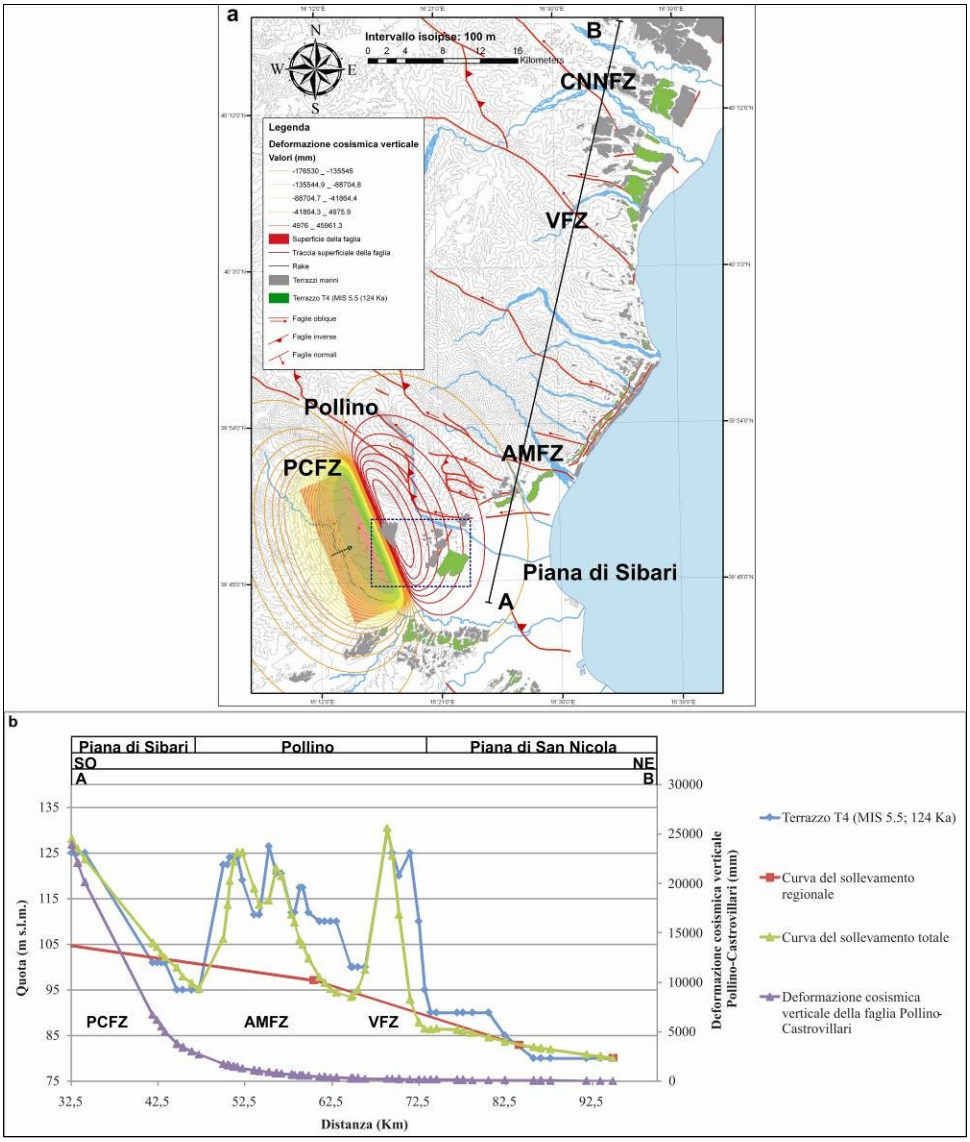


Figura 4.19 – a) modello di deformazione cosismica della faglia Pollino-Castrovillari. Si riportano le superfici marine rilevate tra le piane di Sibari e di San Nicola; in verde è stato evidenziato il terrazzo Tirreniano rispetto al quale è stato testato il modello di deformazione della faglia. Il rettangolo viola tratteggiato delimita il settore dove è ubicata l'anticlinale della Piana di Sibari. Sia le altezze dei margini interni del T4 (Tirreniano) sia i dati del modello di deformazione (b) sono stati proiettati lungo la traccia A-B. b) confronto tra l'andamento della linea di riva Tirreniana (blu) rispetto alla curva del sollevamento totale (verde), ottenuta dalla somma della curva del sollevamento regionale (rossa) e della deformazione cosismica verticale attribuibile alle zone di faglia del Pollino-Castrovillari (PCFZ), di Amendolara (AMFZ) e di Valsinni (VFZ). Si riporta, inoltre, la curva rappresentativa della deformazione cosismica verticale cumulativa (riferita al terrazzo Tirreniano; ultimi 124 Ka) lungo il blocco a letto della faglia Pollino-Castrovillari (viola). Sigle delle faglie come in figura 4.1.

Come si osserva in figura 4.19b, il sollevamento del blocco a letto della Pollino-Castrovillari è compatibile con l'aumento delle quote dei margini interni lungo la Piana

di Sibari. La deformazione cosismica verticale della PCFZ, cumulata negli ultimi 124 Ka, è riportata in viola nella figura 4.19b; è evidente che essa non può avere nessuna influenza sulle linee di riva deformate affioranti lungo il Pollino e la Piana di San Nicola. Di conseguenza, per questo settore dell'area restano valide le conclusioni ottenute nel precedente paragrafo. Se, dunque, le strutture oblique che tagliano il Pollino e la PCFZ sono entrambe attive e compartecipi della deformazione delle linee di riva, si deve necessariamente ipotizzare che esse siano l'espressione di processi geodinamici radicati a diversi livelli strutturali. Tale ipotesi sembra essere confermata dalle profondità ipocentrali dei terremoti strumentali riportati in tabella 4.1; gli eventi con soluzioni focali inverse e trascorrenti sono, infatti, caratterizzati da profondità in media superiori rispetto a quelle relative alla fagliazione normale. Applicando il modello matematico descritto nel precedente paragrafo, la faglia Pollino-Castrovillari dovrebbe essere stata interessata, negli ultimi 124 Ka, da 600 eventi sismici, il che comporterebbe un tempo di ricorrenza pari a ~207 anni, ben inferiore alle stime ottenute sulla base dei dati paleosismologici (833-2500 anni; tab. 4.5; Cinti et alii, 1997). La discrepanza tra i valori teorici dedotti dal modello numerico e i valori misurati potrebbe derivare da: 1) una non corretta ricostruzione della curva del sollevamento regionale; valori maggiori della componente regionale lungo la Piana di Sibari significherebbero, infatti, una minore percentuale del sollevamento totale da attribuire alla deformazione del blocco a letto della PCFZ. Ciò comporterebbe un minor numero di eventi lungo la Pollino-Castrovillari e, dunque, maggiori tempi di ricorrenza; 2) la presenza al disotto della culminazione positiva delle linee di riva della Piana di Sibari di una struttura inversa e cieca del tutto simile alle zone di faglia modellate al Pollino. Ciò comporterebbe un ulteriore contributo al sollevamento totale e diminuirebbe la deformazione da attribuire alla PCFZ. Faglie inverse cieche sono presenti lungo la fascia costiera della Piana di Sibari (fig. 4.19a) così come documentato da Ferranti et alii (2009) attraverso l'interpretazione della sismica a riflessione disponibile. E', dunque, possibile che tali strutture continuino anche verso terra; future ricerche dovranno essere finalizzate all'interpretazione dei dati sismici a disposizione allo scopo di verificare tale ipotesi.

Come già evidenziato nel paragrafo 3.6, le antiche linee di riva non presentano chiare deformazioni lungo il versante orientale della Sila; viceversa, esse sono caratterizzate da altimetrie pressoché regolari, con oscillazioni delle quote che rientrano

nel margine di incertezza verticale delle misurazioni effettuate (fig. 3.19). Questo settore dell'area di studio è tagliato, in direzione NNO-SSE, dal sistema di faglie normali Rossano-Corigliano (RCFZ) che, sulla base di recenti studi multi-disciplinari (Galli et alii, 2000), è ritenuto tuttora attivo. La faglia, con una lunghezza della traccia superficiale di ~12 km, è caratterizzata da scarpate di faglia e faccette triangolari ben evidenti tra gli abitati di Rossano e di Corigliano Calabro. L'altezza massima della scarpata di faglia affiorante è di ~100 m, anche se, come sottolineato dagli stessi autori, una parte non quantificabile del dislivello potrebbe essere attribuita ad esumazione per erosione sub-area. Indicatori cinematici evidenziano un movimento normale quasi interamente nella direzione d'immersione del piano di faglia (verso NNE); analisi paleosismologiche non hanno, invece, consentito di individuare indizi di paleo-eventi. Esistono, in ogni caso, deboli evidenze morfologiche di una riattivazione negli ultimi 3 Ka.

Il rilevamento delle superfici marine nel settore costiero interessato dalla faglia di Rossano-Corigliano offre la possibilità di verificarne la recente attività attraverso la realizzazione di un modello numerico della faglia (fig. 4.20). I parametri necessari alla modellazione sono stati ricavati dal lavoro di Galli et alii (2000) e sono riportati in tabella 4.6.

Tabella 4.6 – parametri della faglia Rossano-Corigliano. Vedi testo per maggiori dettagli.

Parametri	
Coordinate centroide (Lat/Lon; ED50)	39,6085/16,5716
Lunghezza (km)	12,4
Larghezza (km)	8,7
Profondità minima (km)	1
Profondità massima (km)	9,2
Direzione (gradi)	283
Angolo di immersione (gradi)	70
Rake (gradi)	283
Slip per evento (m)	0,5
Tasso di slip (mm/a)	0,5
Tempo di ricorrenza (anni)	----------
Magnitudo (Mw)	6

Per quanto riguarda l'ampiezza in profondità del piano di faglia il relativo valore è stato ottenuto partendo dalla lunghezza della traccia in superficie e applicando le relazioni di scala di Wells e Coppersmith (1994).

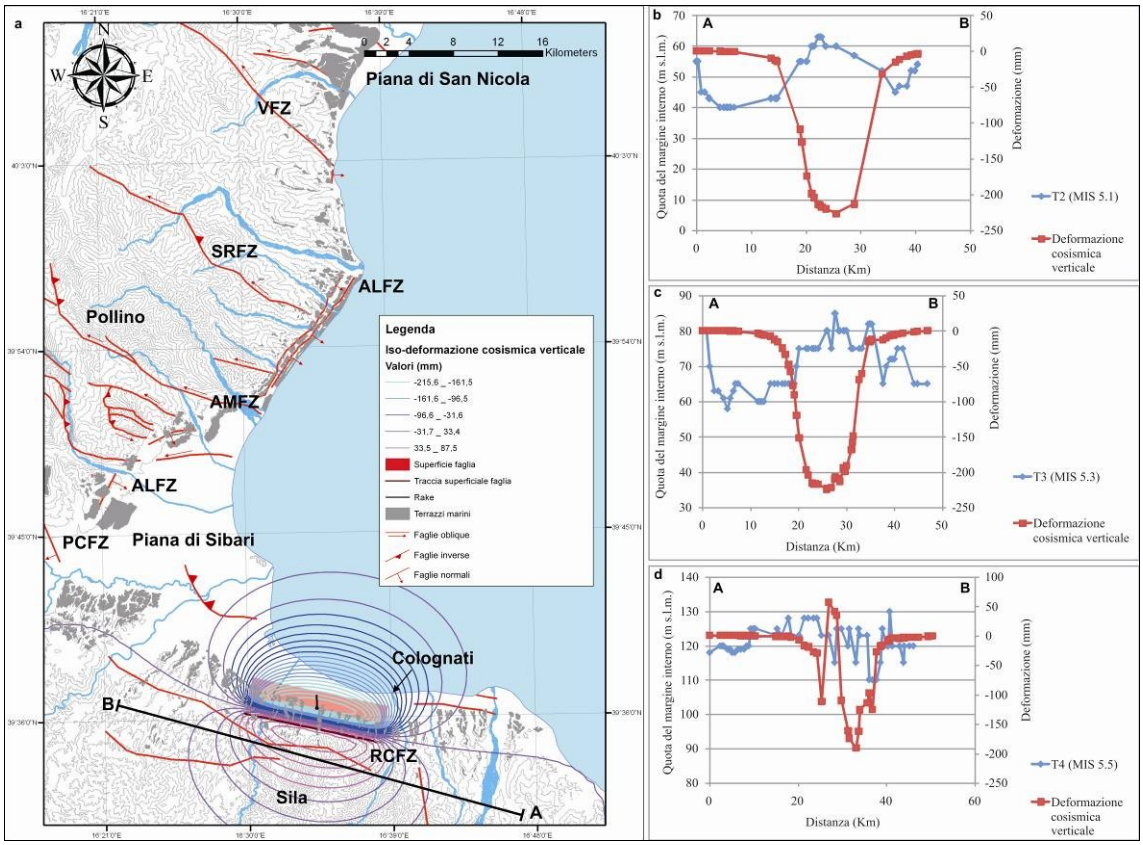


Figura 4.20 – a) modello numerico della zona di faglie normali Rossano-Corigliano (RCFZ). Le antiche linee di riva relative ai terrazzi T2 (b), T3(c) e T4 (d) sono state proiettate lungo la traccia A-B e messe in relazione con l'andamento della deformazione cosismica verticale relativa ad un singolo evento lungo la RCFZ. Sigle delle faglie come in figura 4.1.

I terrazzi T2 (MIS 5.1), T3 (MIS 5.3) e T4 (MIS 5.5) passano in corrispondenza del blocco a tetto della faglia normale; i relativi margini interni sono stati proiettati lungo la traccia A-B di figura 4.20a e messi in relazione con l'andamento della deformazione cosismica verticale relativa alla RCFZ. Come si osserva nelle figure 4.20b, 4.20c e 4.20d, nessuno dei terrazzi è caratterizzato da una diminuzione di quota in corrispondenza del settore in subsidenza previsto dal modello numerico. L'andamento dei terrazzi marini, dunque, contrasta l'ipotesi di una recente attivazione del sistema di faglie normali; alternativamente le dislocazioni potrebbero essere ben più inferiori ai 100 m di scarpata totale attualmente osservabili. Parte di questo rigetto potrebbe effettivamente risultare dall'erosione differenziale; difatti, la faglia mette a contatto le

rocce cristalline del basamento Calabride (blocco a letto) con i depositi marini Pleistocenici (sabbie, argille e conglomerati; blocco a tetto) caratterizzati da un'erodibilità certamente superiore. In definitiva, il rigetto verticale potrebbe anche essere dell'ordine di poche decine di metri e perdersi nel margine di incertezza verticale associato alle quote dei margini interni dei terrazzi rilevati.

Come già sottolineato nel paragrafo 3.6, l'unico *trend* significativo che è possibile osservare nell'andamento delle paleo linee di riva lungo la Sila è rappresentato da una diminuzione delle quote dei margini interni ad Est della fiumara Colognati (figure 3.19 e 4.20a). E' possibile, dunque, che in questo settore faglie normali, immergenti verso mare, siano state attive almeno a partire dal Pleistocene Medio; nel quadro tettonico fin qui ricostruito e considerando le caratteristiche del sistema di faglie Avena-Lauropoli (ALFZ in figura 4.20a), descritto nel paragrafo 4.1.2, esse sono probabilmente l'espressione di scollamenti gravitativi profondi innescati dal processo di sollevamento.

Capitolo 5 – Analisi morfotettonica di dettaglio del versante orientale del Pollino.

Come discusso nei precedenti capitoli, l'analisi morfotettonica e strutturale ha consentito di formulare l'ipotesi secondo la quale la tettonica transpressiva che ha interessato la regione a partire dal Pleistocene Inferiore ha svolto un ruolo importante nell'evoluzione del paesaggio anche nel Pleistocene Medio – Superiore e che, probabilmente, è tuttora attiva. A supporto di quest'ultima affermazione, le analisi morfometriche applicate al reticolo di drenaggio e già ampiamente discusse nel capitolo 2 hanno evidenziato significative anomalie del reticolo idrografico in corrispondenza del fronte meridionale del Pollino, laddove sono, inoltre, evidenti deformazioni delle antiche linee di riva e deformazioni nei depositi di conoide alluvionale costiera del Pleistocene Medio. In particolare, le anomalie nel gradiente e nella forma dei bacini idrografici delle fiumare, data l'assenza di un controllo climatico e/o litologico di primo ordine, possono essere ragionevolmente attribuite ad una deformazione tettonica attiva del paesaggio e, in particolare, alla presenza di settori dell'area di studio interessati da tassi di sollevamento relativamente maggiori e, conseguentemente, da un più rapido abbassamento del livello di base del sistema idrografico. La rapidità (~10^5 anni) di quest'ultimo nel rispondere a cambiamenti dei parametri che controllano il sistema fluviale, di qualsiasi natura essi siano, attraverso processi di aggradazione e di incisione verticale volti a ristabilire un profilo longitudinale in equilibrio, giustificano l'ipotesi fin qui avanzata dell'esistenza di una deformazione tettonica tuttora attiva. Infine, l'analisi strutturale dei depositi Pleistocenici affioranti lungo il bordo meridionale del Pollino e la coincidenza spaziale tra le anomalie del reticolo idrografico, del rilievo (incisione fluviale) e della deformazione delle antiche linee di riva con le zone di faglia transpressive che tagliano in senso NO-SE l'area di studio, supportano l'ipotesi secondo la quale i tassi di sollevamento differenziali sono da attribuirsi alla crescita di anticlinali per accumulo di dislocazione lungo faglie inverse cieche appartenenti alle zone di faglia di Amendolara e di Valsinni. Il ruolo giocato da queste ultime nell'evoluzione morfologica e strutturale del Pollino è, inoltre, evidente dalla morfologia dell'*offshore*, caratterizzata da una serie di alti e di bassi strutturali che, come evidenziato dalle sezioni sismiche a disposizione, appaiono controllati da faglie inverse cieche che

deformano depositi del Pleistocene Medio – Superiore. L'esistenza di un regime tettonico transpressivo tuttora attivo trova, tra l'altro, un indipendente conferma dalle soluzioni focali dei principali eventi sismici che hanno interessato la regione in epoca strumentale.

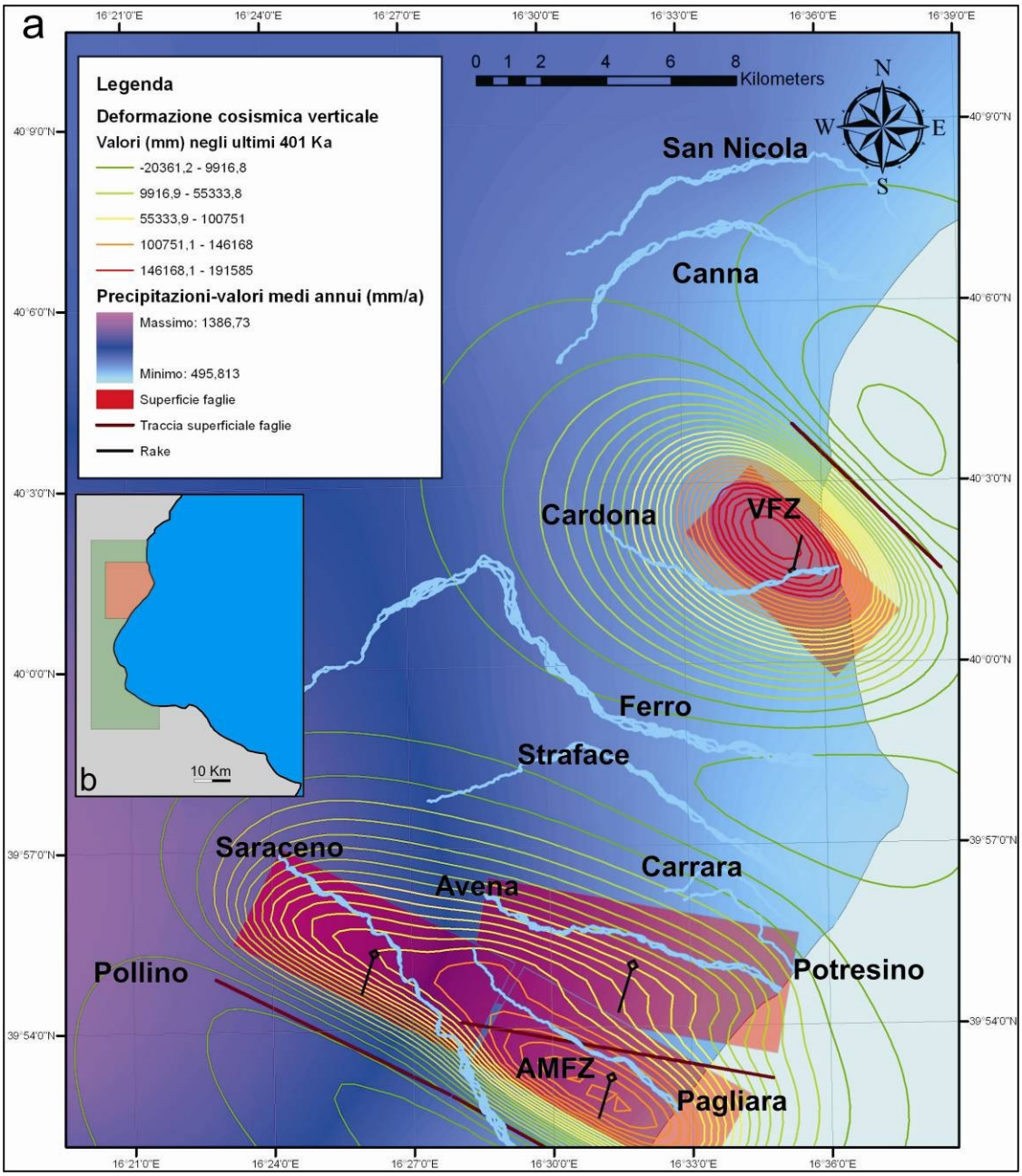


Figura 5.1 – a) posizione geografica delle fiumare analizzate rispetto al modello di deformazione calcolato sulla base del terrazzo T8 (MIS 11; ~401 Ka). Si riporta, inoltre, la distribuzione delle precipitazioni medie annue in mm/a. Sigle: AMFZ: Amendolara Fault Zone; VFZ: Valsinni Fault Zone; b) ubicazione del settore analizzato (evidenziato in rosso) rispetto all'intera area di studio (evidenziata in verde).

Allo scopo di verificare le suddette ipotesi, la seconda parte del capitolo 4 è stata dedicata alla realizzazione di un modello numerico della deformazione cosismica verticale delle zone di faglie transpressive che tagliano la fascia costiera analizzata. In questo modo è stato possibile dimostrare che la deformazione superficiale indotta da tali strutture è del tutto compatibile con le anomalie morfotettoniche individuate e, in particolare, con i profili di deformazione delle antiche linee di riva. Il risultato dei modelli numerici prevede l'esistenza, lungo il versante orientale del Pollino, di due anticlinali controllate dall'accumulo di deformazione lungo le zone di faglia di Amendolara (AMFZ) e di Valsinni (VFZ).

Partendo da tali evidenze, in questo capitolo sono presentati i risultati di un analisi morfotettonica di dettaglio dedicata alle principali fiumare che drenano il versante orientale del Pollino e che attraversano il settore in cui si ipotizza l'esistenza delle suddette anticlinali (fig. 5.1). L'obiettivo di questa parte della ricerca è quella di verificare, attraverso la raccolta di dati assolutamente indipendenti da quelli finora discussi, la ragionevolezza del modello di deformazione proposto e, possibilmente, di implementarlo. In altre parole, se è vera l'ipotesi dell'attivo sollevamento delle anticlinali del Pollino e di Valsinni, derivanti dalla dislocazione accumulata, rispettivamente, lungo la AMFZ e la VFZ, i corsi d'acqua, data la loro elevata sensibilità a variazioni di gradiente, longitudinali o trasversali all'alveo, dovrebbero essere caratterizzati da anomalie che li discostano da un profilo idrodinamico di "equilibrio". Si è, dunque, partiti dai seguenti interrogativi: 1. la crescita delle anticlinali comporta anomalie dei gradienti longitudinali e delle ampiezze delle pianure alluvionali?; 2. laddove un fiume interseca una delle zone di faglia o una delle anticlinali che si ritiene siano attive si osservano variazioni nel *pattern* conseguenti da attivi processi di sedimentazione o, viceversa, di incisione verticale dell'alveo?; 3. i tassi di incisione verticale delle fiumare sono compatibili con la presenza di aree, lungo la fascia costiera analizzata, sottoposte a maggiori tassi di sollevamento?

Bisogna, inoltre, sottolineare, che l'utilizzo dei terrazzi marini, seppure fondamentale nella realizzazione del modello di deformazione presentato nel capitolo 4, vincola lo studio delle zone di faglia alla sola fascia costiera non consentendo di ottenere informazioni riguardo i settori a monte e a valle. In altre parole, una volta dimostrato che i segmenti di faglia modellati possono aver giocato un ruolo

fondamentale nella deformazione delle antiche linee di riva è ragionevole ipotizzare che ulteriori segmenti, a monte della zona di rilevamento dei terrazzi marini e abbastanza distanti da essi tanto da non deformarli, siano tuttora attivi. Tale ipotesi è stata testata analizzando le caratteristiche delle fiumare nei settori in cui intersecano le zone di faglia di Amendolara e di Valsinni.

5.1 – Concetto di *graded river*.

Dato che gran parte dei risultati ottenuti dall'analisi morfometrica di seguito discussa saranno interpretati rispetto alle caratteristiche di un sistema idrografico in equilibrio dinamico con le condizioni al contorno, si ritiene utile affrontare in questo paragrafo il concetto di *graded river*. Utilizzando come riferimento il lavoro di Mackin (1948) che offre un'estesa discussione e un ampliamento delle teorie originariamente formulate da Gilbert e Davis riguardo il concetto di fiume in equilibrio, possiamo definire un *graded river* come: "*un corso d'acqua in cui, in un periodo di tempo di alcuni anni, il gradiente longitudinale dell'alveo è gradualmente modificato in modo da produrre, data una determinata portata e determinate caratteristiche del canale, l'energia sufficiente per il trasporto di tutto il carico di sedimenti conferito nel corso d'acqua dai processi erosivi che interessano il bacino di drenaggio. Il graded river è un sistema naturale in equilibrio; la caratteristica diagnostica di tale stato consiste nel fatto che ogni cambiamento dei fattori che controllano il sistema naturale di cui fa parte comporta una modifica dello stato di equilibrio nella direzione che tende verso l'assorbimento dell'effetto causato dal cambiamento*". In realtà, gran parte dei corsi d'acqua naturali appaiono come un mosaico di segmenti sia *graded* (in equilibrio) sia *ungraded* (non in equilibrio). Ad esempio, un impulso tettonico positivo in un dato punto dell'alveo innescherà un'immediata reazione, in tempi geologici, del sistema fluviale che tenderà progressivamente ad essere trasmessa verso monte e verso valle a partire dal suddetto punto. Prima del raggiungimento del nuovo stato di equilibrio il fiume apparirà come un mosaico di forme sia in equilibrio sia in disequilibrio rispetto alle nuove condizioni imposte dall'esterno. Nella definizione viene data particolare importanza alla portata e al carico di sedimenti non perché essi rappresentano gli unici fattori o i fattori più importanti nel controllo del gradiente ma bensì perché essi sono gli

unici parametri originariamente indipendenti dal fiume. L'espressione "in un periodo di tempo di alcuni anni" utilizzata nella definizione tende ad escludere le fluttuazioni stagionali del sistema idrografico. Ad esempio, le fiumare analizzate in questo lavoro sono caratterizzate da una distribuzione altamente irregolare delle portate; periodi di magra che possono durare anche alcuni anni sono interrotti da fasi di piena tanto violente quanto improvvise. In questo contesto, è indubbio che gran parte dei processi erosivi, di trasporto e di sedimentazione sono realizzati durante le fasi di piena. Ragionando però in termini di equilibrio del sistema idrografico non è importante se il gradiente e la forma generale del profilo longitudinale sono determinati durante la sporadiche fasi di piena; ciò che interessa non sono i particolari stati che caratterizzano il fiume durante la fasi di magra o di piena ma la forma acquisita dal fiume "in un periodo di tempo di alcuni anni", ossia in un intervallo temporale tale da considerare trascurabili, perché perfettamente bilanciati tra loro, gli effetti delle variazioni stagionali del sistema idrografico. Escluse, dunque, le variazioni stagionali con l'espressione "in un periodo di tempo di alcuni anni", ciò che veramente conta nel concetto di *graded river* è la costanza dei fattori che controllano l'evoluzione del sistema idrografico, tra cui sono preponderanti il clima, la tettonica e la litologia. Tutti i fattori sono soggetti a cambiamenti in una scala temporale geologica con tassi che possono essere sia estremamente elevati sia bassi e comparabili con la lenta evoluzione del ciclo di erosione. La tipologia di risposta del sistema idrografico è fortemente influenzata dalla velocità del cambiamento. Ad esempio, un fiume in equilibrio che incontra una soglia tettonica in lento sollevamento risponde alla diminuzione di gradiente depositando parte del materiale trasportato; l'alveo tende verso quote sempre maggiori e può essere considerato in uno stato di *quasi equilibrio* rispetto alle condizioni circostanti. In altre parole, lo stato di equilibrio iniziale tende a modificarsi lentamente attraverso una serie infinita di differenti stadi di equilibrio, ciascuno dei quali può essere considerato adeguato alle condizioni esistenti. Nel caso in cui il tasso di sollevamento della soglia tettonica supera la velocità di risposta del corso d'acqua è possibile la formazione di un lago e lo stabilirsi, dunque, di un chiaro stato di disequilibrio. Il fiume raggiungerà un nuovo stato di equilibrio solo in seguito alla costruzione di un delta propagante all'interno del lago e all'estinguersi del processo di sollevamento.

Il profilo longitudinale di un *graded river* è una curva concava verso l'alto caratterizzata da una progressiva diminuzione del gradiente verso valle. Il fiume riceve contributi di acqua e di detriti a partire da ciascuna parte del bacino di drenaggio e, in particolare, in corrispondenza della giunzione con i maggiori tributari, dove il rapporto tra portate liquide e solide può essere soggetto ad importanti variazioni che possono tradursi in sostanziali cambiamenti delle caratteristiche del canale. Mentre la velocità, l'energia e la portata solida possono variare in segmenti fluviali adiacenti, la stretta interdipendenza di questi ultimi e la capacità di "comunicare" tra loro le fasi di erosione e di sedimentazione da cui il fiume è interessato, in condizioni di stabilità dei parametri di controllo, fa sì che essi possano essere considerati parte di un sistema ben definito.

Uno dei parametri di maggiore importanza nel determinare la diminuzione del gradiente verso valle di un *graded river* è il progressivo aumento nella stessa direzione della portata; diverse osservazioni empiriche dimostrano che il gradiente medio di un *graded river* è inversamente proporzionale all'area del suo bacino di drenaggio. Allo stesso modo, un *graded river* formato alla confluenza di due affluenti in equilibrio è generalmente caratterizzato da un gradiente inferiore a quello degli affluenti stessi. Ciò deriva, fondamentalmente, dall'aumento delle dimensioni del canale e, dunque, della sezione trasversale dello stesso rispetto al perimetro bagnato, il che causa una diminuzione delle forze di attrito che ritardano il flusso. Il risultato è che corsi d'acqua di grandi dimensioni saranno caratterizzati da velocità del flusso maggiori rispetto a corsi d'acqua di minori dimensioni, a parità di gradiente longitudinale. Allo stesso modo, il segmento più a valle di un dato fiume potrà mantenere velocità maggiori del flusso rispetto a un segmento posto più a monte pur possedendo un gradiente inferiore. Dunque, un semplice aumento della portata verso valle consente una corrispondente diminuzione della pendenza di un *graded river* nella stessa direzione. Nella storia evolutiva di un corso d'acqua le variazioni delle portate, causate ad esempio da fenomeni di diversione o di cattura di parte del reticolo di drenaggio o, più semplicemente, da mutamenti climatici, possono comportare importanti fenomeni sia di erosione sia di aggradazione. La più immediata reazione di un fiume ad una variazione delle portate è un modifica del gradiente longitudinale dell'alveo. Ad esempio, una diminuzione della portata, a parità di carico solido, richiede un aumento della pendenza in quanto i detriti devono muoversi più velocemente attraverso un canale di minori

dimensioni; una minore sezione trasversale comporta, infatti, maggiori forze di attrito che tendono a rallentare il flusso. Di conseguenza, il fiume interessato da una diminuzione delle portate, non essendo più capace di trasportare tutti i detriti presi in carico, tende a depositare parte del carico solido in modo tale da aumentare la pendenza dell'alveo e, dunque, l'energia a disposizione. Il processo continuerà finché il fiume non sarà in equilibrio con le nuove condizioni cui è sottoposto e, dunque, finché il gradiente non garantirà il trasporto di tutti i detriti immessi nel sistema fluviale. Un aumento delle portate comporterà ovviamente una reazione opposta del corso d'acqua; in questo caso, infatti, il fiume sarà caratterizzato da un eccesso di energia rispetto al quantitativo di materiale da trasportare e tale eccesso sarà utilizzato per incidere l'alveo e diminuire il gradiente longitudinale.

Il gradiente di un *graded river* può essere significativamente influenzato da variazioni lungo il suo percorso del rapporto tra carico solido e portata che possono essere causati da perdite sub-superficiali di acqua o da importanti aumenti del carico di detriti in corrispondenza della giunzione con un tributario o di una zona in frana. Un *graded river* reagirà ad un incremento del carico solido aumentando il gradiente longitudinale attraverso la sedimentazione di parte del materiale trasportato in modo tale da acquisire la velocità di flusso e l'energia sufficienti a trasportare il nuovo materiale preso in carico. Un caso reale, ampiamente studiato da Straub (1935) e da Whipple (1942), è rappresentato dal fiume Missouri negli Stati Uniti, caratterizzato da un aumento del gradiente in corrispondenza e a valle della giunzione con il fiume Platte. La variazione del gradiente è attribuita dagli autori all'immissione di un importante quantitativo di ghiaia nel Missouri che a monte della giunzione con il suo tributario trasporta essenzialmente sabbia e silt. Bisogna sottolineare che l'immissione delle ghiaie da parte del fiume Platte nel Missouri non consegue da un recente cambiamento dei parametri che controllano il sistema fluviale. L'aumento della pendenza del fiume Missouri non è dovuta ad una sua incapacità nel trasportare le ghiaie; questo, infatti causerebbe una fase di intensa sedimentazione nei due fiumi, fenomeno che non è osservato. Il profilo del fiume Missouri a valle della giunzione ha semplicemente acquisito la pendenza necessaria a trasportare tutto il materiale grossolano immesso. La rottura nel gradiente longitudinale sarà, dunque, mantenuta finché le condizioni al contorno rimarranno invariate, il che significa dire che il fiume Missouri deve essere

considerato in equilibrio sia a monte sia a valle della giunzione con il suo affluente. Immissioni di importanti quantitativi di detriti in un corso d'acqua possono anche comportare variazioni del *pattern*; lo stesso Missouri a valle della giunzione con il suo tributario passa da un tipico *pattern* meandriforme ad un ampio canale, irregolare e caratterizzato da numerose barre. Ciò comporta indirettamente un'ulteriore aumento delle pendenze necessario a compensare la maggiore perdita di energia per attrito causata dalle nuove caratteristiche del canale. Esistono in letteratura molti altri esempi in cui i corsi d'acqua reagiscono all'aumento, naturale o artificiale, del rapporto tra carico solido e portata attraverso processi simili a quelli descritti per il Missouri. In generale, tale aumento comporta una maggiore pendenza del letto del fiume acquisita, in corrispondenza e a valle del punto di immissione dei detriti, attraverso la deposizione di parte dei materiali in eccesso. L'aumento del gradiente in un segmento fluviale garantisce il trasporto dei detriti verso il segmento a valle che, a sua volta, aumenterà il gradiente attraverso l'attivazione di processi di sedimentazione. In questo modo l'aumento del carico solido può comportare lo stabilirsi di una fase di sedimentazione che tende a propagarsi verso valle e che può interessare tutto il settore a valle del punto di immissione finché l'intero corso d'acqua non avrà il gradiente e, dunque, l'energia necessari per il trasporto del materiale preso in carico.

Uno dei fattori più importanti che determina il progressivo decrescere del gradiente verso valle di un *graded river* è la diminuzione, nella stessa direzione, della granulometria dei sedimenti trasportati. Tale diminuzione è generalmente osservata in molti casi naturali ed è generalmente attribuita alla comminuzione dei detriti trasportati attraverso fenomeni di abrasione attivi durante il trasporto. Una minore granulometria significa la necessità, a parità di altri fattori, di minori velocità e pendenze dell'alveo per il trasporto dei detriti. Come discusso precedentemente per il caso del Missouri, improvvise variazioni delle granulometrie sono comuni in corrispondenza della giunzione con tributari o di versanti vallivi interessati da movimenti franosi. In questi settori un fiume tenderà a stabilire un gradiente maggiore in modo tale da avere l'energia sufficiente per trasportare il materiale grossolano immesso nel sistema fluviale. Nonostante l'importante controllo esercitato sulla forma del profilo longitudinale di un corso d'acqua dalla diminuzione della granulometria del carico solido verso valle è sempre bene sottolineare che tale parametro, così come tutti gli altri

che sono stati e saranno discussi in questo paragrafo, è solo uno di una serie di fattori di controllo, parzialmente o completamente indipendenti tra loro, che possono risultare determinanti nella geometria dell'alveo di un corso d'acqua.

Tra i parametri che controllano il profilo longitudinale di un fiume bisogna, infatti, ricordare la resistenza all'erosione che caratterizza le formazioni affioranti lungo l'alveo. E' intuitivo che litologie maggiormente resistenti all'erosione comportano un maggiore gradiente longitudinale; nel caso di un fiume che attualmente scorre interamente in una pianura alluvionale l'effetto litologico è naturalmente minore. In ogni caso, variazioni litologiche all'interno del bacino di drenaggio possono comportare cambiamenti sia del carico solido sia della granulometria dei sedimenti trasportati dagli affluenti.

Uno dei fattori di maggiore importanza, infine, nell'evoluzione di un *graded river* è rappresentato dal suo livello di base e, in particolare, dalle variazioni (tettoniche, climatiche e antropiche) che esso può subire. Un innalzamento del livello di base può essere considerato equivalente al sollevamento di una soglia tettonica lungo il percorso di un fiume e causa, dunque, una diminuzione della pendenza del tratto più a valle. In questo settore il fiume, non avendo più l'energia necessaria a trasportare il carico di detriti, tenderà a depositare parte del materiale al fine di ristabilire il gradiente originario. La diminuzione di pendenza sarà, quindi, progressivamente trasferita verso monte parallelamente con il processo di sedimentazione. Nel caso si abbia, invece, un abbassamento del livello di base il tratto più a valle può essere interessato da un aumento della pendenza e, quindi, dell'energia di flusso. L'eccesso di energia sarà utilizzato attraverso l'incisione verticale dell'alveo finalizzata a ristabilire un gradiente sufficiente al trasporto di tutti i detriti presi in carico.

Sulla base di quanto discusso, i risultati dall'analisi morfometrica di seguito riportata terranno conto dei diversi parametri che possono influenzare lo stato di equilibrio del sistema fluviale. Evidenze di stati di disequilibrio o di *quasi* equilibrio (progressiva transizione di un corso d'acqua verso un nuovo stato di equilibrio in accordo con le mutanti condizioni circostanti) manifestate da variazioni di gradiente, fenomeni di incisione e/o di aggradazione, anomalie nell'ampiezza delle pianure alluvionali e da cambiamenti nel *pattern* del fiume saranno interpretate in funzione della

portata, del carico solido, del clima, delle litologie, della tettonica e dell'influenza antropica.

5.2 – Metodologia.

La base topografica utilizzata per l'analisi delle fiumare riportate in figura 5.1 è il DEM con celle quadrate di lato pari a 10 m, le cui caratteristiche tecniche sono state già ampiamente discusse nel paragrafo 2.2. Allo stesso paragrafo si può fare riferimento per le modalità di estrazione del reticolo idrografico. L'unica sostanziale differenza rispetto all'analisi morfotettonica discussa nel capitolo 2 è l'elaborazione di un *Flow Accumulation* attraverso l'utilizzo sia di un *raster* delle direzioni di flusso sia di un *raster* della distribuzione delle precipitazioni medie annue (vedi paragrafo 2.2.3 per maggiori dettagli). Ciò consente di ottenere, per ciascuna cella del DEM, un valore rappresentativo del flusso d'acqua, che tiene conto dell'area del bacino di drenaggio e delle precipitazioni medie annue a monte di ciascuna cella per cui passa il fiume analizzato. Pur trattandosi di una semplificazione (si ipotizza che tutta la pioggia caduta al suolo scorra in superficie escludendo, dunque, le perdite per infiltrazione, evaporazione ed evapotraspirazione) tale procedura sopperisce, almeno in parte, alla mancanza di misure dirette delle portate nell'area di studio e consente di includere nell'analisi morfometrica, in termini quantitativi, uno dei parametri di maggiore importanza nell'evoluzione del sistema idrografico, ossia la distribuzione delle precipitazioni. Si ritiene che tale accorgimento sia necessario in aree che, come il versante orientale del Pollino, sono caratterizzate da un forte controllo orografico sulle precipitazioni. Come discusso nel paragrafo 2.3 ed evidente in figura 5.1, la fascia costiera del Pollino è interessata da un forte gradiente positivo delle precipitazioni dalla linea di riva verso le zone montuose. L'aria umida proveniente dallo Ionio tende a risalire lungo il versante orientale del Pollino concentrando gran parte delle precipitazioni in questo settore dell'area di studio. Non considerare, dunque, in termini quantitativi la maggiore portata che probabilmente caratterizza fiumare come il Saraceno, il Pagliara e il Ferro, immediatamente a ridosso del Pollino, rispetto alle fiumare Canna e San Nicola, che occupano il settore caratterizzato da minori

precipitazioni (fig. 5.1), potrebbe comportare significativi errori nell'interpretazione dell'analisi morfotettonica.

5.2.1 – Analisi quantitativa del profilo longitudinale dei corsi d'acqua: calcolo della concavità (θ) e dell'indice della pendenza (k_s).

I tassi e il *pattern* della deformazione tettonica attiva rappresentano la base fondamentale per la comprensione dei processi geodinamici. In molti casi, la comprensione dello stile tettonico di regioni caratterizzate da bassi tassi di deformazione, come ad esempio il settore di Catena Appenninica oggetto del presente studio, risulta alquanto complicata. In questo contesto, data la sensibilità e i bassi tempi di risposta di molte forme del paesaggio ai processi deformativi superficiali, l'analisi quantitativa del paesaggio può risultare uno strumento di estrema utilità finalizzato ad ottenere informazioni riguardo il quadro tettonico generale di una regione. Il sistema idrografico, in particolare, gioca un ruolo fondamentale nell'evoluzione del paesaggio; l'abilità dei corsi d'acqua di incidere verticalmente le litologie che ne costituiscono il substrato determina il tasso di abbassamento del paesaggio, l'entità del rilievo e, dunque, il quantitativo di materiali rimossi in regioni montuose interessate da un attivo sollevamento tettonico. Molti studi recenti mostrano che i *bedrock channell*, ossia corsi d'acqua impostati direttamente sul substrato o con limitate e discontinue coperture dell'alveo da parte di depositi alluvionali grossolani, rappresentano un fattore di controllo di primo ordine rispetto al rilievo, alle quote e ai tassi di denudazione in zone montuose tettonicamente attive (Howard, 1994; Howard et alii, 1994; Whipple e Tucker, 1999). Inoltre, sebbene le forme di versante risultano essere poco sensibili a tassi di sollevamento al disotto di un determinato valore (Schmidt e Montgomery, 1995; Burbank et alii, 1996; Montgomery e Brandon, 2002), diverse ricerche hanno dimostrato che i profili longitudinali dei *bedrock channell* possono fornire utili informazioni riguardo alla distribuzione della deformazione recente in una data regione (Hack, 1957; Seeber e Gornitz, 1983; Keller, 1986; Merritts e Vincent, 1989; Lavé e Avouac, 2000, 2001). Il profilo longitudinale di un corso d'acqua è un parametro fondamentale nell'idrologia e nella geomorfologia fluviali, essendo causa ed effetto dell'energia del sistema idrografico ed è ormai ampiamente utilizzato in geologia come

fattore diagnostico dell'evoluzione del paesaggio, dei processi di sollevamento e di subsidenza tettonici (Snyder et alii, 2000; Duvall et alii, 2004; Whipple, 2004; Larue, 2008), delle variazioni nella resistenza all'erosione delle litologie (Snyder et alii, 2000; Duvall et alii, 2004; Whipple, 2004; Larue, 2008), delle oscillazioni del livello di base (Tornqvist, 1998; Van Heijst e Postma, 2001; Bowman et alii, 2007) e degli effetti del clima e di altre variabili ambientali sul paesaggio. Studi pioneristici risalgono a Playfair (1802), mentre, recentemente, Goldrick e Bishop (2007) hanno analizzato i diversi utilizzi dei profili longitudinali nell'interpretazione della storia evolutiva del paesaggio.

Analisi quantitative dei profili longitudinali restano, in ogni caso, limitate soltanto a determinate aree in cui è stato possibile vincolare i diversi parametri alla base dei modelli evolutivi dei sistemi idrografici (Kirby e Whipple, 2001). In gran parte, questo deriva dalla nostra incompleta conoscenza delle dinamiche dei processi di incisione fluviale guidati dal flusso di acqua e di sedimenti nei sistemi naturali. Diversamente dai corsi d'acqua alluvionali, solo recentemente è stata dedicata particolare attenzione alle dinamiche di incisione fluviale dei *bedrock channell* (Howard e Kerby, 1983; Hancock et alii, 1998; Sklar e Dietrich, 1998; Tinkler e Wohl, 1998; Snyder et alii, 2000; Whipple et alii, 2000; Kirby e Whipple, 2001). A tal proposito, sono stati elaborati diversi modelli (vedi Whipple, 2004), molti dei quali sono basati sulla parametrizzazione dell'incisione fluviale in funzione di fattori topografici, quali l'area del drenaggio e il gradiente longitudinale dei corsi d'acqua. Tali modelli hanno ricevuto particolare successo sia per la loro semplicità sia per le basi fisiche su cui sono fondati e sono stati applicati in numerose simulazioni numeriche riguardanti l'evoluzione del paesaggio (Anderson, 1994; Howard, 1994; Tucker e Slingerland, 1996; Willett, 1999). Nonostante ciò, i dati necessari alla calibrazione dei diversi parametri dei modelli sono spesso insufficienti (Howard e Kerby, 1983; Seidl e Dietrich, 1992; Stock e Montgomery, 1999; Snyder et alii, 2000; Whipple et alii, 2000; Kirby e Whipple, 2001) e mancano test che possano valutare la qualità e l'applicabilità dei diversi modelli proposti (Tomkin et alii, 2003; Van der Beek e Bishop, 2003). La nostra capacità di estrarre informazioni tettoniche direttamente dai profili longitudinali dei corsi d'acqua richiede la comprensione delle relazioni quantitative esistenti tra fattori quali il gradiente dei corsi d'acqua, l'ampiezza dei canali, la resistenza all'erosione delle rocce, i parametri climatici e i tassi di sollevamento. L'applicabilità

dei modelli di incisione fluviale e di evoluzione del paesaggio dipende, dunque, dalla nostra capacità di isolare l'influenza esercitata da ciascuno dei suddetti fattori attraverso studi realizzati direttamente sul campo (Snyder et alii, 2000).

Nella fascia costiera del Pollino, oggetto dell'analisi morfotettonica discussa nel presente capitolo, si ritiene che la buona conoscenza dei parametri climatici (paragrafo 2.3), dei tassi di sollevamento ricavati dai terrazzi marini e dai modelli di deformazione (capitoli 3 e 4) e delle oscillazioni eustatiche Pleistoceniche consenta di estrarre il segnale tettonico dallo studio delle caratteristiche del reticolo idrografico. In particolare, sarà utilizzato un modello fisico di incisione fluviale basato sullo stress di taglio esercitato dal flusso d'acqua di un *bedrock channell*. Di seguito si riporta una breve descrizione delle basi matematiche e fisiche di tale modello, spesso utilizzato per descrivere l'evoluzione dei profili longitudinali dei corsi d'acqua in aree tettonicamente attive.

I modelli di incisione fluviale basati sullo stress di taglio esercitato dalle acque si originano dall'ipotesi che il tasso di erosione del substrato su cui il canale è impostato (E), in volume per una superficie del canale unitaria e in un dato tempo, sia relazionato allo stress di taglio (τ_b) secondo la seguente relazione:

$$E = k_b \tau_b^a, \tag{5.1}$$

dove k_b è un coefficiente dimensionale dipendente dal processo di erosione dominante, dalla resistenza delle rocce e dal carico di sedimenti e a è una costante positiva dipendente dal processo di erosione. Modelli teorici prevedono per a un valore che varia da 1, per processi di erosione lineari in materiali facilmente erodibili (Howard e Kerby, 1983), a ~5/2, per processi di abrasione da impatto (Foley, 1980; Hancock et alii, 1998; Whipple et alii, 2000). Combinando le assunzioni di conservazione di massa (acqua) e di un flusso uniforme e stazionario si ottiene per lo stress di taglio (τ_b) la seguente relazione:

$$\tau_b = \rho C_f^{1/3} \left(\frac{gSQ}{W} \right)^{2/3}, \tag{5.2}$$

dove ρ è la densità dell'acqua, C_f è un fattore di frizione adimensionale, g è l'accelerazione gravitazionale, S è la locale pendenza del canale (dz/dx), Q è la portata caratteristica per un dato fiume (Wolman e Miller, 1960) e W è la caratteristica

larghezza del canale fluviale. Si assume, inoltre, la seguente relazione riguardo la portata (Q):

$$\boldsymbol{Q = k_q A^c}, \quad \textbf{(5.3)}$$

dove A è l'area del bacino di drenaggio a monte di un dato punto lungo il fiume, k_q è un coefficiente dimensionale e c è una costante positiva il cui valore è approssimativamente unitario o leggermente inferiore ad 1 (Dunne e Leopold, 1978; Pazzaglia et alii, 1998), in particolar modo per piccoli bacini di drenaggio caratterizzati da un alto rilievo, simili a quelli analizzati in questo lavoro. Sulla base di modelli teorici e osservazioni di casi reali si assume, quindi, una relazione di tipo diretto tra l'aumento della larghezza del canale fluviale verso valle e la portata; combinando con l'equazione 5.3 si ottiene:

$$\boldsymbol{W = k_w Q^b = k_w k_q^b A^{bc}}, \quad \textbf{(5.4)}$$

dove k_w è un coefficiente dimensionale e b è una costante positiva il cui valore, pari a ~0,5, è stato ricavato empiricamente per corsi d'acqua alluvionali (Leopold e Miller, 1956). I valori dei prodotti $k_w k_q^b$ e bc possono essere ricavati dai dati dell'area del bacino di drenaggio e da misure sul campo dell'ampiezza del canale fluviale. Infine, le equazioni 5.1-5.4 sono combinate per ottenere la legge di incisione basata sullo stress di taglio:

$$\boldsymbol{E = KA^m S^n}, \quad \textbf{(5.5)}$$

utilizzando le seguenti relazioni:

$$\boldsymbol{K = k_b k_w^{-2a/3} k_q^{2a(1-b)/3} \rho^a g^{2a/3}}; \quad \textbf{(5.6)}$$

$$\boldsymbol{m = (2ac/3)(1-b)}; \quad \textbf{(5.7)}$$

$$\boldsymbol{n = 2a/3}; \quad \textbf{(5.8)}$$

e

$$\boldsymbol{m/n = c(1-b)}. \quad \textbf{(5.9)}$$

Le equazioni 5.5-5.9 mettono in evidenza i diversi parametri che è necessario vincolare nel modello erosivo dello stress di taglio. In particolare, l'equazione 5.9 mostra che il rapporto m/n può essere considerato costante per diversi processi di incisione fluviale basati sullo stress di taglio (Whipple e Tucker, 1999), così come è stato dimostrato in diversi casi reali. Sulla base dei valori dei parametri b e c, empiricamente determinati (equazioni 5.3 e 5.4), il rapporto m/n è pari a ~0,5. In ogni caso, il valore di b è ben determinato solo per i corsi d'acqua alluvionali. Sulla base di quanto detto, il problema

della soluzione del modello di erosione fluviale si riduce a due incognite chiave: K e n. L'esponente del gradiente (n) dipende dalla meccanica dei processi di erosione (a); Whipple e Tucker (1999) hanno mostrato che il valore di n esercita un forte controllo sulla pendenza del canale in equilibrio, sul rilievo topografico in condizioni di equilibrio, sulla forma dei profili longitudinali transienti (condizioni di *quasi equilibrio*) e sui tempi di risposta del sistema fluviale.

Il coefficiente dimensionale di erosione (K), espresso in metri^{1-2m}anni^{-1}, non è ben calibrato; Stock e Montgomery (1999) hanno presentato evidenze di una variabilità di K di diversi ordini di grandezza in differenti aree di studio. Il fattore K, in particolare, è probabilmente controllato da un'ampia varietà di parametri tra cui si ricorda la resistenza all'erosione delle rocce, l'influenza nel processo erosivo esercitata dal materiale grossolano trasportato sul letto del fiume, l'ampiezza del canale, la portata e la frequenza dei flussi di detrito all'interno del bacino di drenaggio. Sebbene la frequenza dei flussi di detrito in canali dominati da processi fluviali può influenzare il valore di K, è probabile che i modelli di incisione fluviale basati sullo stress di taglio siano inadeguati in canali dominati da fenomeni gravitativi di versante (Howard, 1998; Stock e Dietrich, 1998). Inoltre, il valore di K, o specificatamente di k_b (equazione 5.1), può essere influenzato dal carico di sedimenti che, a seconda della quantità dei detriti e della loro granulometria, possono essere utilizzati come strumenti d'erosione dal flusso d'acqua oppure come schermo protettivo a difesa del substrato (Sklar e Dietrich, 1998). In aree caratterizzate da litologie relativamente uniformi, ovvero in studi a sostanziale carattere regionale, K o analoghi parametri di erodibilità sono stati spesso considerati costanti, sia nello spazio sia nel tempo, nei modelli di evoluzione del paesaggio (Seidl e Dietrich, 1992; Anderson, 1994; Kooi e Beaumont, 1996). Mantenere K costante in un modello di evoluzione del paesaggio interessato da deformazioni tettoniche significa assumere implicitamente che il gradiente dei corsi d'acqua sia l'unico parametro libero di modificarsi per reagire ai cambiamenti dei tassi di sollevamento. In realtà, come evidenziato da diversi autori (Snyder et alii, 2000; Duvall et alii, 2004), molti dei parametri che controllano K hanno la possibilità di modificarsi durante l'evoluzione di una catena montuosa. Ad esempio, maggiori tassi di sollevamento comportano, probabilmente, un incremento della topografia e, dunque, maggiori precipitazioni che portano ad un aumento di k_q e, dunque, di K (equazione 5.6). Una simile variazione di K

nell'area di studio è probabile nel settore della zona di faglia di Amendolara dove, come detto in precedenza, è forte l'effetto orografico esercitato sulle precipitazioni dal Pollino (fig. 5.1); in questo settore è lecito aspettarsi un incremento dei tassi di incisione fluviale. Come vedremo in seguito, l'analisi dell'incisione fluviale attraverso l'utilizzo dei *knickpoints* e la ricostruzione dei paleo-profili longitudinali dei corsi d'acqua conferma tale ipotesi. Inoltre, i canali fluviali possono essere interessati da una diminuzione dell'ampiezza dell'alveo in risposta ad un maggiore tasso di sollevamento e, dunque, di un abbassamento del livello di base. Una minore sezione trasversale del canale comporta, infatti, la concentrazione dell'energia del flusso su una superficie minore garantendo una maggiore efficacia dei processi erosivi che agiscono allo scopo di riequilibrare il corso d'acqua al nuovo livello di base. La diminuzione dell'ampiezza dell'alveo comporta un minor valore di k_w e, dunque, di K (equazione 5.6). Un aumento del flusso di sedimenti immessi nel sistema idrografico può innescare, infine, una fase di sedimentazione e, in alcuni casi, una diminuzione di k_b e, dunque, di K (equazione 5.6). Come vedremo in seguito, nella discussione dell'analisi morfotettonica, i corsi d'acqua analizzati reagiscono al sollevamento differenziale della fascia costiera attraverso variazioni di gradiente e di ampiezza del canale e attraverso processi di erosione e di aggradazione che certamente influenzano il parametro K.

Il modello di incisione fluviale basato sullo stress di taglio può essere combinato con la legge di conservazione di massa al fine di analizzare il tasso di cambiamento della quota del letto di un fiume (dz/dt), dati i tassi di sollevamento e di erosione di una regione (Howard, 1994):

$$\boldsymbol{dz/dt = U - E = U - KA^m S^n,} \qquad \textbf{(5.10)}$$

dove U è il tasso di sollevamento delle rocce relativamente al livello di base del sistema idrografico. Nel caso in cui i processi di sollevamento e di erosione sono bilanciati tra di loro ($dz/dt = 0$), l'equazione 5.10 può essere risolta rispetto al gradiente longitudinale all'equilibrio (S_e):

$$\boldsymbol{S_e = (U/K)^{1/n} A^{-m/n},} \qquad \textbf{(5.11)}$$

dove, se i parametri U e K possono essere considerati costanti, m/n e $(U/K)^{1/n}$ rappresentano, rispettivamente, la concavità e il gradiente del profilo longitudinale all'equilibrio. La relazione esponenziale implicita nell'equazione 5.11 è stata osservata

empiricamente in diversi contesti geologici, con il gradiente longitudinale di un fiume che può essere descritto attraverso la relazione:

$$S = k_s A^{-\theta}. \quad (5.12)$$

L'indice di concavità (θ) è generalmente compreso tra 0,3 e 0,6 (Hack, 1957; Flint, 1974; Willgoose et alii, 1990; Tarboton et alii, 1991; Moglen e Bras, 1995; Slingerland et alii, 1998), ma valori fino a 1,1 sono stati osservati in alcuni casi naturali (Sklar e Dietrich, 1998). Il coefficiente k_s può essere considerato equivalente all'indice SL di Hack (1973), ampiamente descritto nel paragrafo 2.5, anche se più generale. In ciascuna analisi riguardante i profili longitudinali dei corsi d'acqua le relazioni implicite nelle equazioni 5.11 e 5.12:

$$\theta = m/n, \quad (5.13)$$

e

$$k_s = (U/K)^{1/n}, \quad (5.14)$$

sono valide nel solo caso in cui (1) il profilo del corso d'acqua è in uno stato di equilibrio rispetto ai tassi di sollevamento e al clima e (2) sia il tasso di sollevamento (U) sia il coefficiente di erosione (K) sono uniformi attraverso il fiume. L'applicabilità del modello di incisione fluviale descritto deve, quindi, necessariamente passare attraverso la verifica dell'esistenza di uno stato di equilibrio tra il profilo longitudinale dei fiumi che si intendono analizzare e i processi tettonici e le condizioni climatiche che interessano la regione in esame. Come sarà ampiamente discusso in seguito, i diversi parametri morfometrici considerati mostrano l'esistenza di un sistema idrografico le cui caratteristiche sono strettamente relazionate sia ai processi tettonici in atto sia al regime climatico della regione. In altre parole, parametri come il gradiente longitudinale, l'ampiezza delle pianure alluvionali e la forma dei profili longitudinali (concavità) variano lungo la fascia costiera e all'interno di uno stesso fiume in accordo con le variazioni dei tassi di sollevamento e la quantità di precipitazioni medie annue ricevute da ciascun bacino di drenaggio. Per questo motivo si ritiene che i corsi d'acqua analizzati siano "in equilibrio" con le condizioni al contorno adattandosi alle variazioni degli impulsi tettonici e climatici attraverso processi di aggradazione e di incisione verticale. Seppure non si possa parlare di *graded rivers* nel senso classico della definizione, i fiumi considerati mostrano di essere in uno stato di equilibrio dinamico assolutamente in accordo con le forze esterne che influenzano il sistema fluviale.

Inoltre, come discusso nel paragrafo 4.4.1, riguardo i risultati dei modelli di deformazione cosismica verticale, i tassi di sollevamento associati alle zone di faglia di Amendolara e di Valsinni possono variare di un ordine di grandezza in poche decine di migliaia di anni (fig. 4.16).

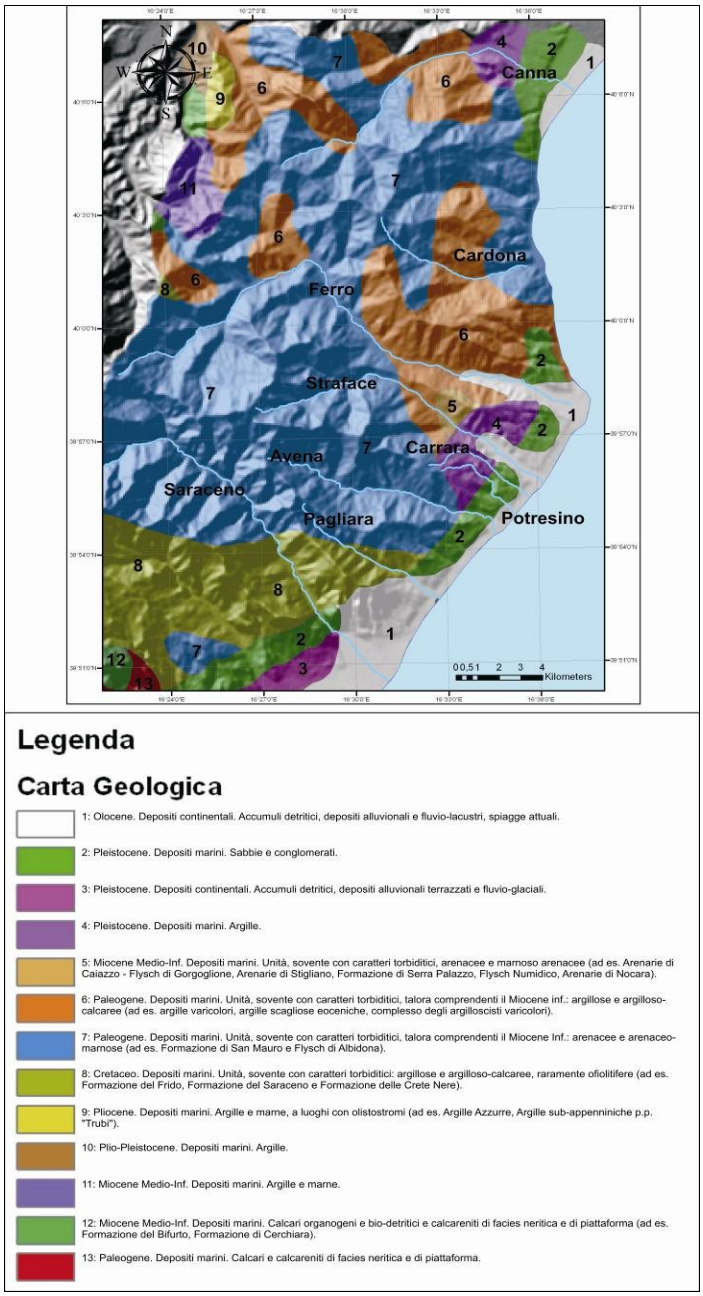


Figura 5.2 – descrizione delle litologie su cui sono impostati i bacini di drenaggio delle fiumare analizzate. La base geologica è stata ottenuta attraverso la digitalizzazione della carta geologica della Regione Calabria in scala 1:250000, disponibile all'indirizzo: http://www.centrocartografico.it/servizi.

Nonostante tale variabilità, come sarà discusso nel proseguo del capitolo, parametri come i tassi di incisione verticale e i gradienti longitudinali appaiono essere in assoluto accordo con il modello di deformazione proposto. Da questo si evince che i corsi d'acqua analizzati sono caratterizzati da tempi di risposta estremamente rapidi agli impulsi tettonici, modificando le proprie caratteristiche allo scopo di adattarsi ai fattori di controllo esterni, altamente mutevoli. D'altronde, tale rapidità del sistema idrografico nel rispondere agli impulsi tettonici verticali era stata già sottolineata nel paragrafo 2.5.3 evidenziando che i segnali di alti tassi di sollevamento, sottoforma di aumenti dei gradienti longitudinali, sono stati già trasmessi interamente ai bacini di drenaggio, sino alle aste fluviali di ordine inferiore (fig. 2.29), nonostante il processo di sollevamento che interessa la regione sia solo di recente attivazione. I bassi tempi di risposta del reticolo di drenaggio potrebbero essere attribuiti agli elevati valori delle precipitazioni medie annuali (fig. 5.1) e alla bassa resistenza all'erosione delle litologie affioranti lungo la fascia costiera analizzata (fig. 5.2). Il settore montano dei bacini di drenaggio presi in considerazione è, infatti, costantemente impostato su formazioni flyschoidi ad elevata componente argillosa e altamente fratturate. Verso valle, similmente, i corsi d'acqua scorrono attraverso formazioni sabbiose e argillose facilmente erodibili (fig. 5.2). Sulla base di tali osservazioni l'ipotesi dell'esistenza di uno stato di equilibrio dinamico con il contesto climatico e tettonico può essere considerata ragionevole. Ma per l'applicabilità del modello di incisione fluviale descritto devono essere rispettati due criteri addizionali: sia *U* sia *K* devono essere costanti all'interno di ciascun bacino di drenaggio. La semplice osservazione che la pendenza delle piattaforme d'abrasione dei terrazzi marini Pleistocenici e Olocenici non si discosta significativamente dall'originaria pendenza naturale verso mare (tabella 3.1) supporta l'ipotesi che i tassi di sollevamento sono costanti all'interno di ciascun bacino di drenaggio. Evidentemente tale assunzione si scontra con la presenza delle anticlinali del Pollino e di Valsinni che implicitamente comportano un modello di sollevamento differenziale. Ma se consideriamo le limitate dimensioni dei bacini di drenaggio analizzati (in media ~41 km^2) e il fatto che la deformazione verticale associata alle zone di faglia modellate è significativamente inferiore al processo di sollevamento regionale (fig. 4.17), pressoché costante lungo la fascia costiera del Pollino (da ~0,6 a ~0,8 mm/a), l'ipotesi di un sollevamento costante per ciascun bacino può comunque essere considerata valida. Per

quanto concerne il parametro *K*, l'esistenza di una notevole uniformità delle litologie nell'area di studio supporta la possibilità che i tassi di erosione siano costanti in ciascun bacino di drenaggio. Bisogna però sottolineare che i corsi d'acqua analizzati sono, generalmente, caratterizzati da un tratto montano direttamente impostato sul substrato (*bedrock channell*) che passa verso valle ad ampie pianure alluvionali e ad un tipico fiume *braided*. Sulla base di quanto discusso nel paragrafo 5.1, questo certamente influenza la forma e l'evoluzione del profilo longitudinale delle fiumare e, come recentemente sottolineato da Sklar e Dietrich (2001), i tassi di incisione verticale. I detriti trasportati dai corsi d'acqua, infatti, a seconda della quantità e della granulometria, possono sia agire come strumenti utilizzati dal flusso d'acqua nel processo di erosione sia ricoprire e proteggere le litologie in cui è inciso il canale (Sklar e Dietrich, 2001). In ogni caso, è ragionevole supporre che l'attuale copertura alluvionale dei letti dei fiumi sia una diretta conseguenza della risalita eustatica Olocenica che certamente ha provocato una fase di sedimentazione progressivamente migrata verso monte (paragrafo 5.1). Inoltre, dai risultati ottenuti attraverso la ricostruzione dei paleo-profili longitudinali degli alvei, risultati che saranno discussi nel proseguo del capitolo, si evince l'esistenza di significative incisioni fluviali nel Pleistocene Medio - Superiore. In altre parole, i corsi d'acqua sembrano essere stati interessati recentemente da fenomeni di incisione verticale delle litologie su cui sono impostati; durante questi episodi è ragionevole supporre una forte riduzione delle coperture alluvionali. Di conseguenza, l'attuale *pattern* del reticolo idrografico e, in particolare, le estese coperture alluvionali potrebbero essere una conseguenza dell'attuale fase interglaciale e non essere rappresentativi del comportamento a lungo termine delle fiumare analizzate. In ogni caso, una variabilità del fattore *K* all'interno dei bacini di drenaggio che possa influenzare i risultati del modello di incisione prescelto non può essere completamente esclusa e futuri studi di dettaglio sul campo saranno necessari per una sua più corretta determinazione.

L'analisi quantitativa della forma dei profili longitudinali delle fiumare è stata realizzata calcolando i valori di θ (concavità) e di k_s (indice della pendenza) sulla base dell'equazione 5.12. I suddetti parametri sono stati estratti attraverso regressioni lineari dei logaritmi, in base 10, del gradiente longitudinale e dell'area del drenaggio (fig. 5.3). La concavità rappresenta la pendenza della retta di regressione e, dunque, la velocità

con cui varia il gradiente lungo il profilo longitudinale; valori positivi indicano l'esistenza di un tratto fluviale concavo verso l'alto, mentre valori negativi sono rappresentativi di un segmento fluviale convesso verso l'alto e, dunque, di un *knickpoint* (fig. 5.3).

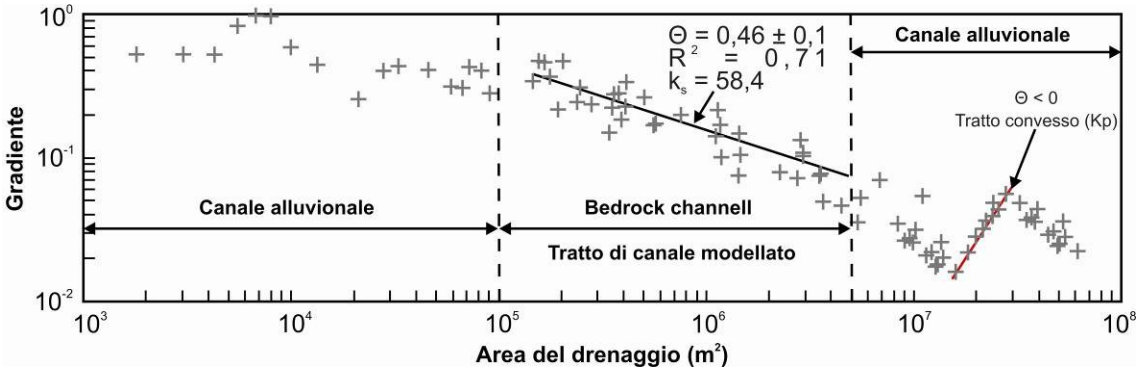


Figura 5.3 – Esempio di estrazione dei parametri θ e k_s dai valori logaritmici del gradiente e dell'area del drenaggio di un bedrock channell. E' stato delimitato il tratto di canale analizzato escludendo i settori del bacino dominati dai processi colluviali e di versante e il tratto caratterizzato da dinamiche alluvionali. La retta rossa rappresenta la linea di regressione in un tratto fluviale in cui si osserva un aumento del gradiente verso valle; si tratta di un segmento convesso verso l'alto e, dunque, di un knickpoint.

L'indice k_s è, invece, l'intercetta della retta di regressione con l'asse dei gradienti. I valori del gradiente e dell'area del drenaggio per ciascun segmento fluviale analizzato sono stati ricavati, rispettivamente, dai DEM 10X10 m e dal *raster* del *Flow Accumulation*, "pesato" attraverso il *raster* delle precipitazioni. Uno dei problemi emersi durante l'analisi è le presenza di frequenti irregolarità nei profili longitudinali delle fiumare estratti dai DEM; i profili appaiono in alcuni casi composti da una serie di scalini e questo, naturalmente, comporta errori nel calcolo delle pendenze (fig. 5.4a) e una forte dispersione dei dati nei grafici logaritmici area del drenaggio-gradiente. Tali errori derivano dalle presenza di artefatti e di anomalie nel modello digitale del terreno. Per risolvere questo problema i corsi d'acqua sono stati campionati ad intervalli regolari di lunghezza pari a 100 m (fig. 5.4b) e, dunque, superiore alla dimensione del lato delle celle del DEM (10 m). Questo consente di eliminare le maggiori anomalie dei profili longitudinali e di diminuire la dispersione dei valori del gradiente (fig. 5.4b). Inoltre, i profili longitudinali così estratti sono stati corretti mediando le quote attraverso l'utilizzo di una finestra mobile della lunghezza di 200 m (fig. 5.4c). Ciò ha consentito

di eliminare le irregolarità nel profilo pur conservando nell'insieme la forma originale (fig. 5.4d).

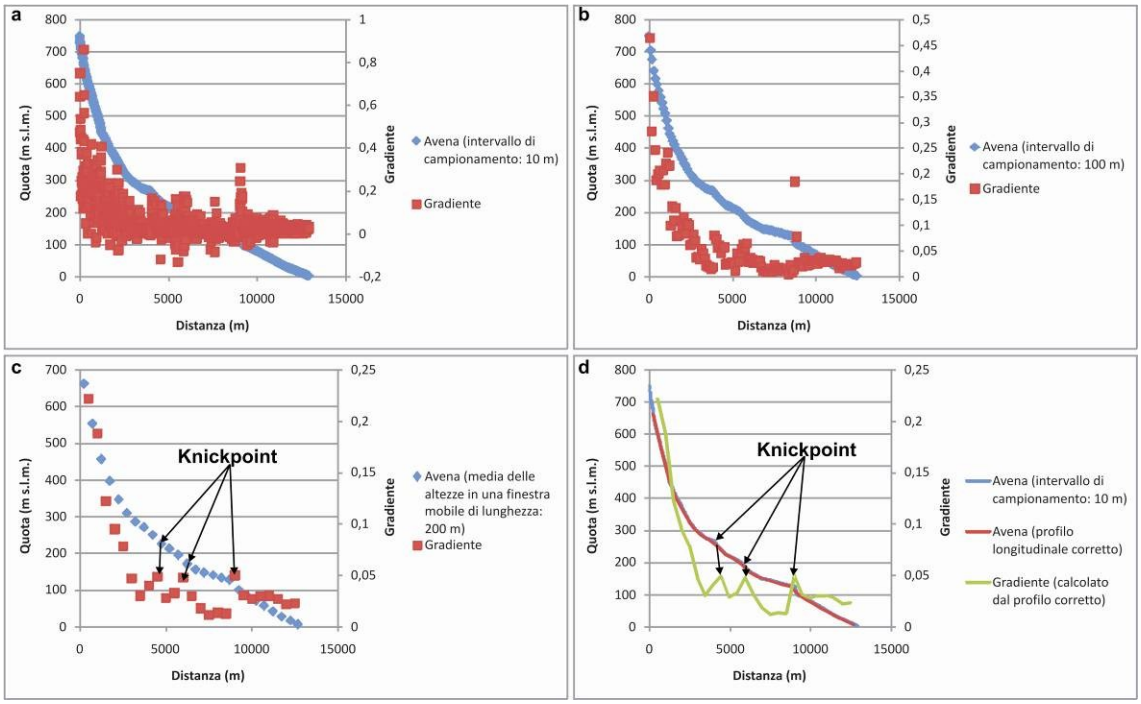


Figura 5.4 – si riporta un esempio delle correzioni apportate al profilo longitudinale della Fiumara Avena (ubicazione in figura 5.1), estratto dal DEM 10X10 m. Un campionamento del DEM ogni 10 m (a) e, quindi, ad intervalli di lunghezza pari alle dimensioni delle celle, comporta notevoli irregolarità del profilo e una forte dispersione dei valori del gradiente. La scelta di un intervallo di campionamento 10 volte superiore alla dimensione delle celle del DEM (100 m) elimina gran parte delle anomalie consentendo di mettere maggiormente in evidenza il trend del gradiente verso valle (b). Mediando i valori delle quote attraverso l'utilizzo di una finestra mobile di lunghezza pari a 200 m (c) si eliminano le irregolarità del DEM, ottenendo un profilo longitudinale corretto che mantiene la forma originale, conservando le maggiori anomalie del gradiente legate alla presenza di convessità (d).

Le relazioni tra il gradiente e l'area di drenaggio (equazioni 5.3, 5.11 e 5.12) sono valide solo nel caso dei *bedrock channell* in cui l'incisione fluviale è controllata dallo stress di taglio esercitato dal flusso d'acqua sulle litologie affioranti lungo l'alveo. Le regressioni lineari attraverso i settori del bacino di drenaggio dominati dai processi colluviali e di versante e da corsi d'acqua caratterizzati da una piana alluvionale ben sviluppata non forniscono informazioni utili. I segmenti da analizzare (*bedrock channell*) sono stati, dunque, isolati, attraverso osservazioni sul campo, analisi di foto aeree (scala 1:17000) e l'ispezione dei grafici logaritmici area del drenaggio-gradiente (fig. 5.3). La transizione dai canali colluviali, dominati da colate di detrito, ai canali chiaramente caratterizzati da un regime fluviale è stata riconosciuta da diversi autori

attraverso l'analisi dei DEM (Dietrich et alii, 1993; Montgomery e Foufoula-Georgiou, 1993). Nei grafici area del drenaggio-gradiente i tratti dominati dai processi colluviali sono caratterizzati da un gradiente pressoché costante con l'aumentare delle portate e dell'area del drenaggio (fig. 5.3). I *bedrock channell* sono, invece, caratterizzati da una progressiva diminuzione delle pendenze verso valle (fig. 5.3); la transizione con il settore controllato dai processi colluviali è, come vedremo in seguito, ben evidente nei grafici relativi alle fiumare analizzate. Rilevamenti realizzati sul campo e analisi delle foto aeree hanno evidenziato, nella maggior parte dei casi, che nel settore più a valle l'alveo delle fiumare è completamente coperto da estese coperture alluvionali. Questo settore è generalmente ben identificabile nei grafici area del drenaggio-gradiente essendo caratterizzato da una maggiore concavità e, dunque, da una più rapida diminuzione del gradiente verso valle (fig. 5.3).

5.2.2 – Calcolo dell'incisione fluviale e dei tempi di risposta del sistema idrografico attraverso l'utilizzo dei *knickpoints*.

I *knickpoints* (Kps), sezioni di un profilo longitudinale caratterizzate da un maggior gradiente, sono riconosciuti come elementi chiave nell'interpretazione dell'evoluzione dei sistemi fluviali e del paesaggio. Ad esempio, Zaprowski et alii (2001) invocarono la progressiva migrazione verso monte di Kps relazionati a variazioni del livello di base come meccanismo fondamentale per l'esumazione Cenozoica delle Rocky Mountains (U.S.A.).

In questo lavoro i Kps sono stati utilizzati allo scopo di determinare i tassi medi di incisione fluviale e il tempo di risposta del sistema idrografico, calcolato a partire dai tassi di migrazione orizzontale (verso monte) dei Kps e inteso come il tempo necessario ad un *knickpoint* (Kp) per migrare dalla foce al punto più elevato del relativo corso d'acqua.

Come ampiamente discusso nel paragrafo 5.1, un profilo longitudinale concavo verso l'alto è normalmente considerato un indicatore di equilibrio del corso d'acqua con i fattori, interni ed esterni, che controllano il sistema fluviale e di equilibrio tra il carico di detriti e la capacità di trasporto del flusso d'acqua (Snow e Slingerland, 1987; Ohmori, 1991; Sinha e Parker, 1996; Whipple, 2004; Harmar e Clifford, 2007; Philips e

Lutz, 2008). Sebbene l'interpretazione dei Kps, delle zone di Kps e delle convessità dei profili longitudinali come forme di disequilibrio è fortemente dibattuta (Goldrick e Bishop, 2007; Harmar e Clifford, 2007; Larue, 2008; Philips e Lutz, 2008), la loro analisi può essere sicuramente svincolata dal concetto di equilibrio. In altre parole, l'individuazione di segmenti fluviali a maggiore pendenza può fornire utili informazioni riguardo i processi in atto senza necessariamente formulare teorie che facciano riferimento ad un profilo d'equilibrio. I Kps e le convessità possono essere geneticamente relazionati a molteplici fattori, non indipendenti tra di loro (Richards, 1982; Knighton, 1998; Burbank e Anderson, 2001; Schumm, 2005). Una delle cause più comuni è certamente la variazione della resistenza all'erosione delle litologie affioranti al letto del fiume; rocce maggiormente resistenti all'erosione impongono, infatti, una maggiore pendenza dell'alveo allo scopo di consentire l'evolversi dei processi di incisione fluviale. Elementi strutturali quali faglie, fratture e *joints* possono comportare la formazione di Kps a causa della rimozione selettiva di frammenti di roccia lungo *joints* verticali e sub-orizzontali, in corrispondenza dei quali si ha una maggiore alterazione del materiale sottoposto ad erosione. Ad esempio, nella regione centrale del Kentucky (U.S.A.) si ritiene che il controllo strutturale sia stato predominante sia nella formazione sia nella posizione dei Kps in *bedrock channels* (Philips e Lutz, 2008). La deformazione tettonica del paesaggio e, dunque, degli alvei può anch'essa comportare la formazione di convessità, completamente indipendenti dal controllo strutturale o litologico (Schumm et alii, 2000; Burbank e Anderson, 2001). Locali aumenti delle pendenze dell'alveo possono anche essere causati da una variazione del carico di detriti in corrispondenza della giunzione con un tributario o di un corpo in frana; come discusso nel paragrafo 5.1, in questi settori il fiume tenderà ad acquisire un gradiente maggiore al fine di avere a disposizione l'energia necessaria al trasporto di un maggior carico solido o di materiale più grossolano. Diversi studi hanno, inoltre, sottolineato, la possibile formazione di segmenti fluviali a minore pendenza a seguito del superamento di un valore critico della portata. Ad esempio, a causa dell'apporto di un'importante flusso d'acqua da parte di un'affluente, può accadere che il corso d'acqua principale abbia a disposizione un quantitativo di energia superiore a quello necessario per il trasporto dei detriti in carico e, dunque, utilizzi quest'eccesso di energia per incidere l'alveo e diminuire il gradiente. Al contrario, una diminuzione della portata verso valle

causata dall'infiltrazione di parte del flusso d'acqua nei sedimenti che costituiscono la copertura alluvionale, può innescare la sedimentazione di parte dei materiali trasportati e, quindi, comportare un locale aumento del gradiente. Tale processo continuerà finché il fiume non avrà stabilito un gradiente tale da sopperire ai minori valori della portata e da permettere al corso d'acqua di trasportare tutto il carico solido immesso nel sistema. Variazioni verso valle del quantitativo e/o della granulometria dei sedimenti possono far si che essi siano utilizzati sia come strumenti di abrasione dell'alveo, aumentando, dunque, i tassi di erosione, sia come copertura delle litologie affioranti, conseguentemente protette dall'incisione fluviale (Sklar e Dietrich, 2001; Gasparini et alii, 2007; Pasternack et alii, 2007). Tali variazioni possono, dunque, agire come un fattore di controllo di primo ordine, in relazione con l'andamento della portata da monte verso valle, sul gradiente longitudinale di un fiume e portare alla formazione di Kps, influenzandone anche la geometria (Gasparini et alii, 2007; Pasternack et alii, 2007). Anche la modifica del corso di un fiume può comportare la formazione di locali segmenti fluviali a maggiore pendenza; è questo il caso di un taglio di meandro che diminuendo la lunghezza del fiume causa un aumento del gradiente (Slingerland e Smith, 2004). E' evidente, inoltre, che opere antropiche quali canali e bacini artificiali possono fortemente influenzare l'idrodinamica di un fiume portando, tra l'altro, alla formazione di Kps. Sono, infine, molti gli esempi in letteratura in cui i Kps sono stati relazionati ad una fase di incisione fluviale associata ad un abbassamento del livello di base (tra gli altri, Berlin e Anderson, 2007). Bisogna sottolineare che la reazione di un corso d'acqua che ha come livello di base il mare ad una regressione eustatica glaciale dipende dalla pendenza della piattaforma continentale, progressivamente esposta, rispetto al gradiente del fiume nel tratto più a valle. Si avrà, infatti, la formazione di un Kp solo nel caso in cui la prima sia più pendente del secondo.

Le ricerche condotte sui Kps o su zone di Kps tendono, generalmente, ad enfatizzare una particolare causa, come ad esempio la litologia (Miller, 1991), le variazioni del livello di base (Bowman et alii, 2007), la deformazione tettonica (Schumm et alii, 2000) o la progressiva migrazione verso monte di un segnale di incisione (Anthony e Granger, 2007). Tale enfasi verso un particolare meccanismo genetico è, in genere, da relazionare allo specifico interesse verso una determinata causa; d'inverso, studi più generali hanno spesso messo in evidenza la coesistenza

all'interno di uno stesso bacino di drenaggio di Kps relazionabili a molteplici cause (Philips et alii, 2010). Ad esempio, Larue (2008) ha individuato una serie di convessità nei profili longitudinali relazionabili ad una combinazione di fattori tettonici, strutturali e litologici. Nel Kentucky centrale una fase di incisione Quaternaria ha guidato apparentemente la formazione dei Kps, la cui posizione, geometria e dimensione è però controllata da fattori strutturali (Philips e Lutz, 2008). Anche le deviazioni da un'ideale profilo longitudinale concavo nel fiume Mississippi sono state messe in relazione a molteplici fattori, quali l'influenza dei tributari, la presenza di tagli di meandro e di fenomeni di avulsione, le modificazioni antropiche e le strutture (Harmar e Clifford, 2007). Risultati simili sono stati, infine, raggiunti nel Texas Sud-orientale dove sono state individuate almeno sei differenti spiegazioni per le convessità rilevate in corsi d'acqua alluvionali (Philips e Lutz, 2008).

Sulla base di quanto finora discusso, i Kps individuati in questo lavoro sono stati interpretati tenendo in considerazione tutti i possibili fattori genetici sopra elencati. In particolare, la posizione di ciascun Kp è stata messa in relazione con le litologie affioranti, con la presenza di corpi in frana o di opere antropiche e con la giunzione del corso d'acqua analizzato con i maggiori tributari, tenendo, quindi, in considerazione i siti dove sono possibili importanti variazioni delle portate liquide e solide. Bisogna sottolineare, per quanto riguarda la resistenza all'erosione delle litologie affioranti nei bacini di drenaggio, che gran parte delle convessità individuate ricadono nei settori dove è sviluppata un'ampia pianura alluvionale. Le estese coperture di detriti dell'alveo tendono, in questi settori, a minimizzare l'influenza delle litologie che, dunque, difficilmente possono essere determinanti nella formazione dei Kps. Per quanto riguarda, invece, l'influenza dell'uomo, i fiumi analizzati non sono caratterizzati dalla presenza di bacini artificiali e sono stati esclusi dall'analisi i settori prossimi alla linea di riva, dove sono maggiormente concentrate le opere volte alla protezione dei centri abitati e delle infrastrutture (strade e ferrovia). In ogni caso, nella fase di discussione dei risultati saranno considerati i diversi fattori e il loro reciproco grado d'importanza per ciascun bacino di drenaggio analizzato.

I Kps sono stati individuati attraverso i grafici logaritmici area del drenaggio – gradiente (segmenti fluviali caratterizzati da un valore negativo della concavità; fig. 5.3), analizzando visivamente i profili longitudinali estratti dai DEM e corretti secondo

la procedura descritta nel paragrafo 5.2.1 e valutando la variazione del gradiente verso valle. I Kps, infatti, come già sottolineato in precedenza, possono essere definiti come settori caratterizzati da un aumento del gradiente nel generale *trend* di diminuzione delle pendenze osservabile in un corso d'acqua concavo in equilibrio (fig. 5.4c, d). Utilizzando, dunque, l'indice SL di Hack (1973; vedi paragrafo 2.5), calcolato a partire dal profilo longitudinale corretto dalle anomalie topografiche derivanti da errori dei DEM (paragrafo 5.2.1) è stato possibile individuare i Kps come settori caratterizzati da un significativo aumento dell'indice stesso. L'utilizzo dell'indice SL è stato particolarmente utile nei casi in cui i grafici area del drenaggio – gradiente presentavano una significativa dispersione dei dati che rendeva difficile l'analisi attraverso le regressioni lineari.

Dato che il livello di base dei corsi d'acqua analizzati è rappresentato dal livello del mare si ritiene ragionevole partire dal presupposto che almeno una parte delle convessità individuate sia da relazionare alle oscillazioni glacio – eustatiche Quaternarie. Tale ipotesi è, nell'area di studio, supportata dall'elevata pendenza della piattaforma continentale attualmente sommersa nell'*offshore* (fig. 4.8). Se così fosse i Kps formati a seguito di un'oscillazione eustatica negativa tenderebbero progressivamente a migrare verso monte e la distanza percorsa in ciascun bacino di drenaggio, così come la velocità di migrazione orizzontale, dovrebbero essere in relazione diretta con l'area del bacino. Maggiori portate significano, infatti, maggiore energia a disposizione per i processi erosivi che tenderanno a trasmettere più velocemente verso monte il segnale di abbassamento del livello di base (Kp), allo scopo di stabilire un nuovo profilo di equilibrio.

I tempi di risposta dei reticoli idrografici ad un abbassamento del livello di base sono poco noti nei sistemi naturali a causa della natura transiente dei *marker* geomorfologici legati a tali eventi (ad esempio: terrazzi fluviali, Kps e frane); anche le forze e i processi che governano la risposta dei corsi d'acqua sono oggetto di dibattito (Crosby e Whipple, 2006). In molti studi riguardanti le modalità di risposta del sistema fluviale alle variazioni del livello di base i Kps sono assimilati ad un'onda erosiva che si propaga progressivamente da valle verso monte (Rosenbloom e Anderson, 1994; Whipple e Tucker, 1999; Bishop et alii, 2005; Wobus et alii, 2006). I tassi di migrazione orizzontale dei Kps possono essere considerati, in prima approssimazione, una misura

della velocità con cui un sistema idrografico ritorna allo stato di equilibrio a seguito di un abbassamento del livello di base; i tassi di migrazione sono, generalmente, compresi tra 1 e 100 mm/a (Van Heijst e Postma, 2001), con valori che possono eccezionalmente superare i 1000 mm/a, come ad esempio accade per le Cascate del Niagara e in alcune regioni tettonicamente attive (Philbrick, 1970; Tinkler et alii, 1994; Wohl, 1998; Crosby e Whipple, 2006). Diverse studi basati sia sul diretto rilevamento di campo sia su modelli di laboratorio hanno enfatizzato l'esistenza di una relazione diretta tra i tassi di migrazione orizzontale dei Kps e l'area del drenaggio a monte, considerata un'approssimazione della portata (Parker, 1977; Schumm et alii, 1987; Rosenbloom e Anderson, 1994; Bishop et alii, 2005; Crosby e Whipple, 2006; Loget et alii, 2006; Berlin e Anderson, 2007). Ad esempio, Berlin e Anderson (2007), in uno studio riguardante i Kps nella regione del Roan Plateau (Colorado occidentale), partendo dall'equazione 5.5, esprimevano i tassi di migrazione orizzontale (*dx/dt*) utilizzando la seguente equazione:

$$dx/dt = KA^m, \qquad (5.15)$$

dove: K è il coefficiente di erosione (m^{1-2m}/a), A è l'area del bacino di drenaggio (m^2) a monte di un dato Kp e m è una costante adimensionale che dipende dall'idrologia del bacino, dalla geometria del canale fluviale e dalla tipologia dei processi erosivi in atto (Whipple e Thucker, 1999). Utilizzando l'equazione 5.15 gli autori riuscivano, attraverso un modello numerico, a giustificare, con un buon grado di approssimazione, l'attuale posizione dei Kps all'interno dei bacini di drenaggio analizzati. Equazioni simili sono state utilizzate con successo da Crosby e Whipple (2006) e da Loget e Van Den Driessche (2009). E' bene sottolineare che il processo di migrazione dei Kps può essere influenzato da altri fattori che controllano l'erosione fluviale, quali la resistenza delle litologie e i sedimenti trasportati (Sklar e Dietrich, 1998; Stock e Montgomery, 1999; Hayakawa e Matsukura, 2003; Snyder et alii, 2003a; Tucker, 2004; Crosby e Whipple, 2006; Gasparini et alii, 2006; Hayakawa et alii, 2008). I tassi di migrazione dei Kps sono calcolati attraverso il rapporto tra: 1) la distanza tra l'ipotetica posizione iniziale e l'attuale posizione di un Kp; 2) il tempo necessario a coprire tale distanza. Generalmente, la precisione del risultato ottenuto dipende dalla validità della ricostruzione dei paleo-profili longitudinali dell'alveo, relativi al momento della

variazione del livello di base, che consentono di datare un Kp correlandolo con *marker* geomorfologici, come, ad esempio, terrazzi fluviali e marini.

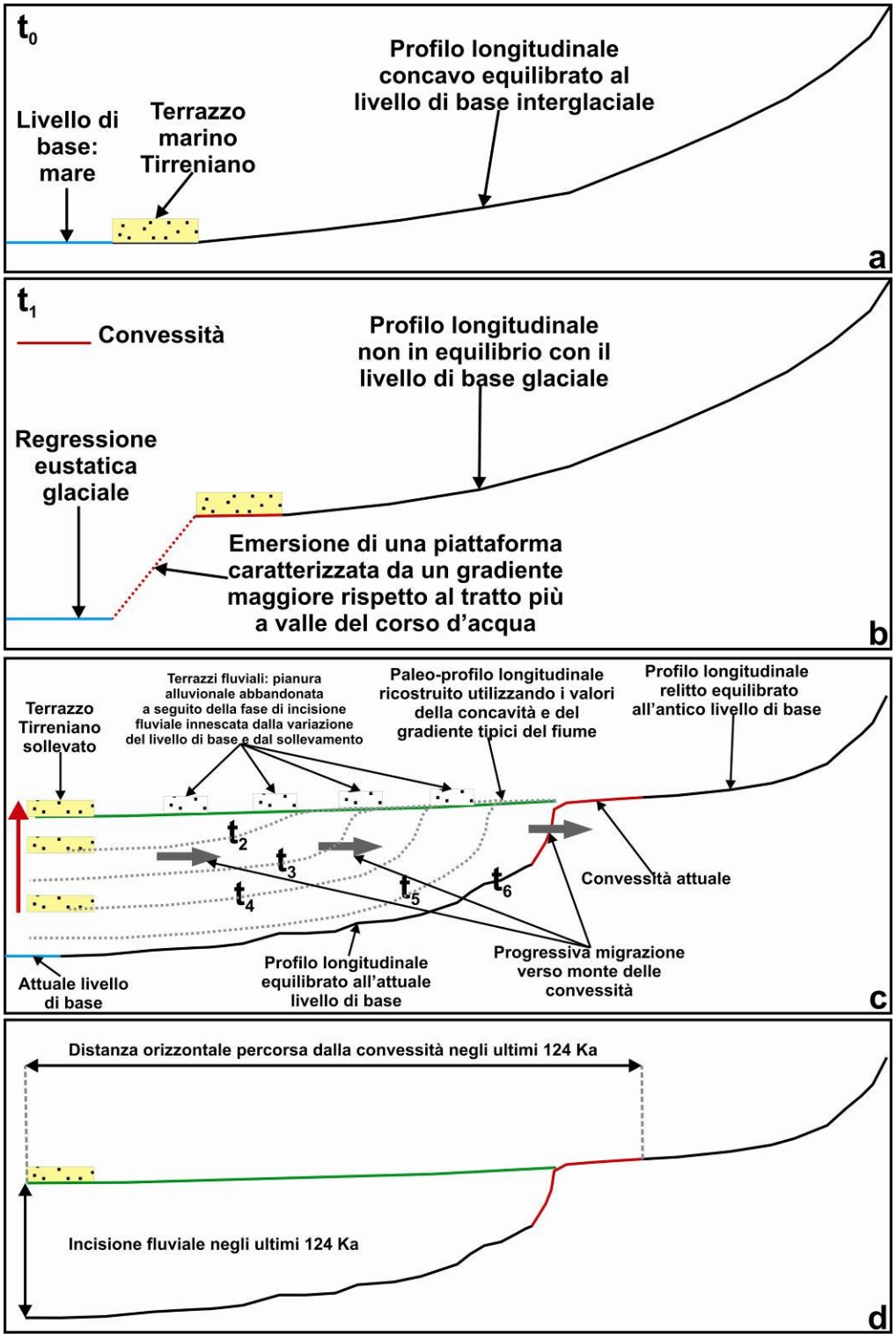


Figura 5.5 – si riporta in figura il modello evolutivo del sistema fluviale, a seguito di un abbassamento del livello di base, utilizzato per valutare età e tassi di migrazione orizzontale dei Kps, oltre ai tassi di incisione fluviale. Vedi testo per maggiori dettagli.

In figura 5.5 si riporta il modello di evoluzione di un corso d'acqua a seguito di un abbassamento del livello di base, modello utilizzato in questo lavoro per: 1) datare i Kps attraverso la ricostruzione dei paleo-profili longitudinali degli alvei e la correlazione con i terrazzi marini; 2) calcolare i tassi di migrazione orizzontale dei Kps e i tempi di risposta dei corsi d'acqua; 3) valutare i tassi medi di incisione fluviale. Ipotizziamo che durante il picco interglaciale Tirreniano (tempo t_0) un corso d'acqua sia caratterizzato da un profilo longitudinale concavo, in equilibrio con il livello di base (mare) e che nel tratto più a valle passi in corrispondenza della piattaforma d'abrasione del terrazzo marino Tirreniano (fig. 5.5a). La successiva regressione eustatica glaciale (tempo t_1; fig. 5.5b) comporta l'emersione di una piattaforma continentale caratterizzata da una pendenza maggiore rispetto al tratto più a valle del corso d'acqua. Quest'ultimo, dunque, non può essere più considerato in equilibrio con il proprio livello di base; il risultato sarà la formazione di una convessità nel tratto più a valle (fig. 5.5b). In questo settore, a maggiore gradiente, il fiume inizierà un processo di incisione fluviale, che tende a migrare progressivamente verso monte (intervallo di tempo da t_1 a t_6; fig. 5.5c), allo scopo di ristabilire un profilo concavo in equilibrio con il nuovo livello di base. Al tempo t_6 il Kp si trova in una data posizione all'interno del corso d'acqua; la distanza percorsa può essere definita come la distanza che intercorre tra l'attuale posizione del Kp e la posizione della foce al momento della sua formazione, in questo caso assimilabile alla posizione del terrazzo Tirreniano (fig. 5.5d). In particolare, in questo lavoro per il calcolo delle distanze percorse è stato preso come riferimento il punto più alto del tratto convesso (fig. 5.5d). Al tempo t_6, dunque, il fiume è caratterizzato da un profilo longitudinale transiente, con il tratto a valle della convessità, già interessato dal passaggio del Kp e della relativa fase di incisione verticale, equilibrato al nuovo livello di base e il tratto a monte della convessità che può essere definito una forma relitta del paesaggio, in equilibrio con l'antico livello di base Tirreniano (fig. 5.5c). Sulla base di tale modello e partendo dall'assunzione che almeno una parte delle convessità individuate possa essere attribuita alle oscillazioni glacio-eustatiche Quaternarie, i diversi Kps individuati sono stati correlati con i relativi terrazzi marini e, dunque, datati, ricostruendo i paleo-profili longitudinali degli alvei rappresentativi del profilo di equilibrio del fiume nella fase precedente all'abbassamento del livello di base (figure

5.5c, d). In particolare, la ricostruzione dei paleo-profili longitudinali è stata realizzata considerando un valore fisso della concavità (θ) pari a 0,45 e un valore dell'indice della pendenza (k_s) rappresentativo di ciascun corso d'acqua analizzato. Il valore della concavità sopra riportato è utilizzato in differenti studi del reticolo idrografico in quanto rappresentativo del *range* di valori di θ nei *bedrock channels* (da 0,3 a 0,6; Hack, 1957; Flint, 1974; Willgoose et alii, 1990; Tarboton et alii, 1991; Moglen e Bras, 1995; Slingerland et alii, 1998). L'utilizzo, invece, di un k_s ricavato dai grafici area del drenaggio – gradiente consente di ottenere paleo-profili direttamente legati alle caratteristiche di ciascuna fiumara analizzata. Sulla base di quanto discusso precedentemente in questo paragrafo, le correlazioni Kps – terrazzi marini e, dunque, l'ipotesi di un'origine delle convessità direttamente legata alle variazioni del livello di base sono state ritenute valide se si verificavano le seguenti condizioni:

1. almeno 3 convessità individuate lungo 3 differenti fiumare sono correlate ad uno stesso terrazzo marino;
2. le convessità correlate ad uno stesso terrazzo marino sono caratterizzate da distanze percorse e da tassi di migrazione orizzontale in relazione diretta con l'area del bacino di drenaggio;
3. i tassi di migrazione orizzontale delle convessità di una data fiumara che rispettano le 2 precedenti condizioni sono in relazione diretta con il valore medio dell'area del drenaggio di cui hanno avuto esperienza durante la loro progressiva migrazione. E', infatti, ragionevole aspettarsi che migrando verso monte una data convessità sia sottoposta a portate sempre minori e, dunque, sia caratterizzata da tassi di migrazione in progressiva diminuzione.

I bacini di drenaggio della fiumare Saraceno, Pagliara, Avena e Straface (fig. 5.1) sono stati, inoltre, analizzati attraverso foto-interpretazione allo scopo di individuare, su basi esclusivamente morfologiche, i terrazzi fluviali eventualmente preservanti lungo i versanti vallivi. Infatti, come si osserva in figura 5.5c, la fase di incisione fluviale relativa al passaggio di una convessità comporta l'abbandono della vecchia pianura alluvionale e, presumibilmente, la formazione di terrazzi fluviali, allineati con il paleo-profilo longitudinale e convergenti verso l'attuale posizione della convessità stessa. Come sarà discusso nel proseguo del capitolo, alcuni dei paleo-profili longitudinali sono allineati con numerosi terrazzi fluviali rafforzando l'ipotesi

dell'esistenza di convessità legate a variazioni del livello di base e che sono successivamente migrate verso monte all'interno dei bacini di drenaggio.

Le convessità non correlabili con i terrazzi marini attraverso i paleo-profili fluviali o che non rispettano le suddette condizioni potrebbero essere geneticamente legate a fattori quali la litologia, le strutture o a significative variazioni del rapporto portata liquida/portata solida in corrispondenza delle giunzioni con i tributari o di corpi in frana, così come precedentemente discusso in questo paragrafo. In ogni caso, tali convessità non sono state considerate nella fase di discussione dei risultati.

In definitiva, utilizzando il modello di figura 5.5 e verificando le correlazioni Kps – terrazzi marini attraverso l'applicazione delle condizioni precedentemente discusse è stato possibile calcolare i tassi di migrazione orizzontale delle convessità (tempi di risposta del sistema fluviale) e i tassi di incisione fluviale dati dal rapporto tra la massima differenza in altezza dell'alveo attuale e dei paleo-profili fluviali e l'età degli stessi (fig. 5.5d). I risultati ottenuti sono stati, inoltre, analizzati in relazione al modello di deformazione proposto nel precedente capitolo.

5.2.3 – Ampiezza degli alvei.

Diverse analisi morfotettoniche realizzate sul campo hanno dimostrato che l'ampiezza degli alvei fluviali, similmente a quanto accade per altri parametri come il gradiente longitudinale, è soggetta a variazioni in risposta a cambiamenti dei tassi di sollevamento e della resistenza all'erosione delle litologie (Lavé e Avouac, 2000; Schumm et alii, 2000; Hancock e Anderson, 2002). Come già detto in precedenza, una diminuzione dell'ampiezza dell'alveo è assolutamente prevedibile in un settore in cui il fiume, ad esempio per un aumento dei tassi di sollevamento, ha la necessità di incidere e abbassare il proprio alveo per riequilibrarsi con le condizioni al contorno. Diminuendo l'ampiezza del proprio alveo, infatti, il fiume concentra l'energia a disposizione su una superficie minore facilitando, dunque, una più rapida incisione. Lavé e Avouac (2001) e Montgomery e Gran (2001) hanno dimostrato l'esistenza di una diminuzione dell'ampiezza verso valle in corsi d'acqua che fluivano verso regioni caratterizzate da un aumento dei tassi di sollevamento e della resistenza all'erosione delle litologie affioranti, rispettivamente. Inoltre, Duvall et alii (2004) hanno mostrato che variazioni

nell'ampiezza degli alvei e nel gradiente longitudinale sono in perfetto accordo con i differenti tassi di incisione fluviale a lungo termine che caratterizzano bacini idrografici interessati da differenti tassi di sollevamento. Classicamente, l'ampiezza dei canali fluviali è messa in relazione diretta con la portata, secondo l'equazione 5.4 ($w = k_w Q^b$), che ne prevede un progressivo aumento verso valle. Sebbene tali relazioni furono originariamente formulate sulla base di osservazioni empiriche su corsi d'acqua alluvionali (Leopold e Maddock, 1953), esse si sono dimostrate valide anche nel caso dei *bedrock channell* (Montgomery e Gran, 2001). Data la rarità delle stime delle portate è normalmente utilizzata una relazione tra ampiezza e area del bacino di drenaggio sfruttando il legame tra quest'ultima e la portata (equazione 5.3):

$$\boldsymbol{w = k_w k_q^b A^{cb} = K_w' A^{b'},} \qquad \textbf{(5.16)}$$

dove $k_q^b A^c = Q$.

Recentemente, Finnegan et alii (2005) hanno proposto una nuova equazione che riesce meglio a spiegare le variazioni di ampiezza degli alvei lungo corsi d'acqua che attraversano regioni sottoposte a differenti tassi di sollevamento o caratterizzate da litologie diversamente resistenti all'erosione:

$$\boldsymbol{w = [\alpha(\alpha+2)^{2/3}]^{3/8} Q^{3/8} S^{-3/16} n^{3/8},} \qquad \textbf{(5.17)}$$

dove: w è l'ampiezza dell'alveo; α è il rapporto tra ampiezza e profondità dell'alveo; Q è la portata; S è il gradiente longitudinale e n è un coefficiente empirico di ruvidità del canale. L'equazione, in accordo con gli studi sopra riportati, ipotizza l'esistenza di una relazione indiretta tra ampiezza dell'alveo e gradiente prevedendo, dunque, in aree caratterizzate da una maggiore pendenza, ad esempio a causa di alti tassi di sollevamento o della presenza di litologie più resistenti, una diminuzione dell'ampiezza dell'alveo.

Sulla base di tali evidenze si è deciso di realizzare numerose misure dell'ampiezza delle piane alluvionali delle fiumare riportate in figura 5.1 allo scopo di valutare se le variazioni verso valle di tale parametro sono compatibili o meno con il modello di deformazione proposto o, più, in generale, con l'ipotesi di una recente attivazione delle strutture oblique che interessano la fascia costiera investigata (fig. 5.1). Le misure dell'ampiezza sono state interamente realizzate nel tratto alluvionale delle fiumare, attraverso l'utilizzo di foto aeree (1:17000) e ortofoto (1:5000), considerando il solo settore occupato dalle barre fluviali, caratterizzato da assenza di vegetazione e

delimitato da rotture nette della pendenza (Snyder et alii, 2003b). Pur riconoscendo che misure direttamente realizzate lungo l'alveo nei periodi di piena debbano essere considerate più attendibili e precise, si ritiene che una misura dell'ampiezza del fondovalle attivo, ossia occupato da barre non vegetate e delimitate da canali fluviali, possa essere considerata una misura dell'ampiezza rappresentativa delle dimensioni dell'alveo nel lungo termine (Pazzaglia et alii, 1998). L'obiettivo dell'analisi era, d'altronde, quello di verificare il *trend* generale dell'ampiezza rispetto all'area del drenaggio a monte del punto di misurazione (equazione 5.16) e non di determinare i parametri che controllano il sistema fluviale; per questo motivo si ritiene che il grado di precisione delle misurazioni realizzate possa essere considerato sufficiente. I dati così ottenuti non sono stati interpretati soltanto in funzione della tettonica e delle litologie affioranti, bensì anche considerando la posizione delle foci dei maggiori tributari e di eventuali corpi di frana. In questi settori, infatti, l'immissione di notevoli quantità di sedimenti nel corso d'acqua analizzato può comportare locali anomalie delle ampiezze del fondovalle.

5.2.4 – Analisi del *pattern* delle fiumare: processi di erosione e di aggradazione in risposta alla deformazione tettonica del paesaggio.

I processi di deformazione tettonica del paesaggio, modificando il gradiente dei corsi d'acqua, sia trasversalmente sia longitudinalmente rispetto all'alveo, possono influenzare in modo radicale il sistema fluviale. I fiumi sono, infatti, estremamente sensibili alle variazioni di gradiente alle quali reagiscono attraverso fenomeni di incisione e di aggradazione, in risposta, rispettivamente, ad aumenti o a diminuzioni del gradiente longitudinale dell'alveo. Importanti variazioni della pendenza, imposte dalla formazione di anticlinali o di sinclinali, possono anche comportare variazioni del *pattern* fluviale (figure 5.6b, 5.7a, 5.7b). Come si osserva in figura 5.6a, la transizione tra i diversi *pattern* può derivare dalla variazione verso valle di molteplici fattori, quali, ad esempio, il rapporto tra portate liquide e solide, la granulometria dei sedimenti e la velocità del flusso. Tra i fattori di controllo di maggiore importanza bisogna, inoltre, ricordare la pendenza dell'alveo (fig. 5.6b), a sua volta dipendente da numerosi parametri (vedi paragrafo 5.1). In particolare, il progressivo aumento del gradiente

longitudinale può comportare l'improvvisa transizione da un fiume rettilineo ad uno meandriforme e, dunque, ad uno *braided*, in corrispondenza di valori soglia della pendenza che saranno tipici di un determinato sistema fluviale. In figura 5.6b è, inoltre, evidente che variazioni della pendenza possono comportare modifiche delle caratteristiche di un fiume pur non causando un cambiamento del *pattern*. Ad esempio, un corso d'acqua meandriforme reagisce ad una variazione positiva del gradiente aumentando la sinuosità (lunghezza del canale/lunghezza della valle) e, dunque, la distanza percorsa in modo da ristabilire la pendenza originaria (fig. 5.6b), e viceversa.

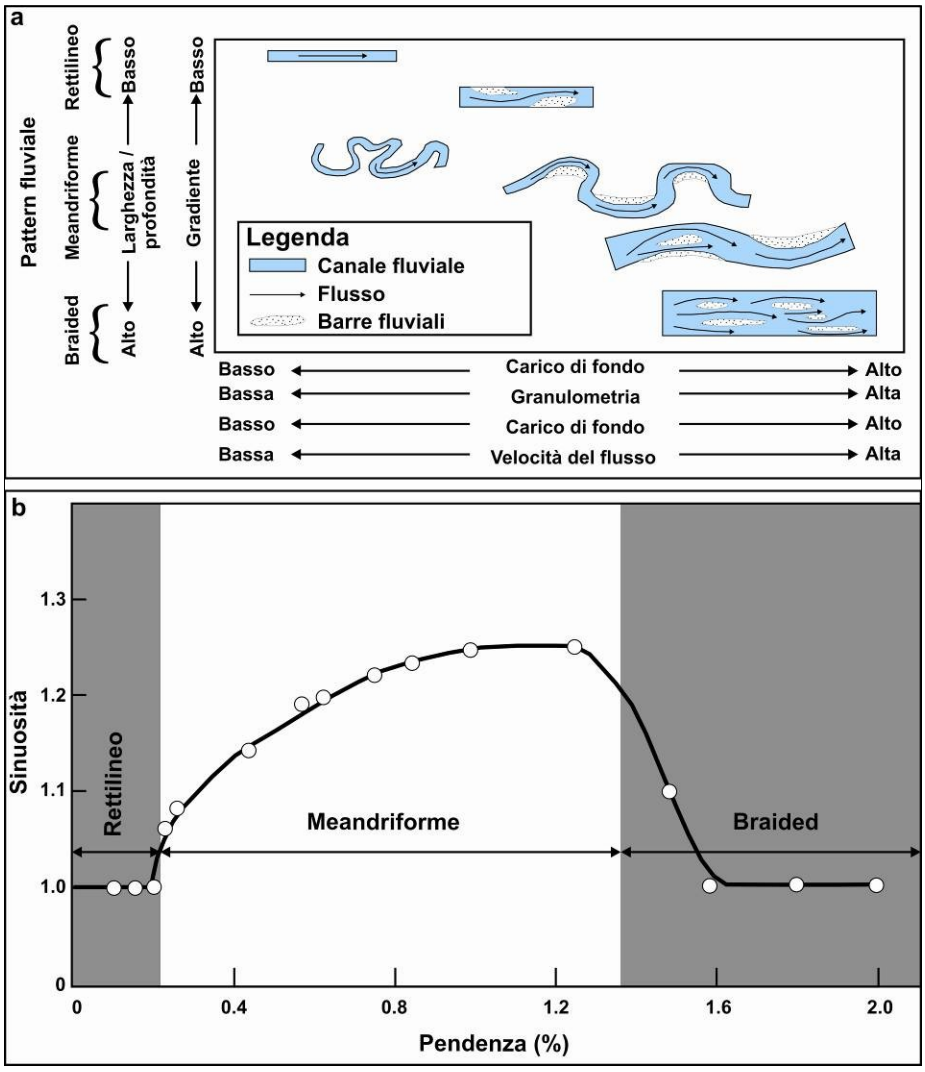


Figura 5.6 – a) modificata da Schumm (1986). Le diverse tipologie di pattern fluviale sono concettualizzate in relazione alla portata solida, alle granulometrie dei sedimenti e all'energia del flusso d'acqua. I diversi pattern sono, inoltre, differenziati sulla base della geometria del canale. b) Modificata da Schumm e Kahn (1972). Relazione tra la pendenza del canale e la sinuosità (rapporto tra la lunghezza del canale e la lunghezza della valle) per un dato valore della portata.

Questa tipologia di modifica intra-*pattern*, caratteristica dei fiumi meandriformi sottoposti a variazioni del gradiente, è ben documentata in letteratura (Welch, 1973; Adams, 1980; Vanicek e Nagy, 1980; Burnett, 1982; Russ, 1982; Ouchi, 1985; Jorgensen, 1990; Schumm e Galay, 1994; Schumm et alii, 1994; Boyd e Schumm, 1995). Un classico esempio è rappresentato dalla regione in cui il fiume Mississippi passa attraverso il settore in sollevamento del Lake County, un alto topografico di ~10 m causato dalla deformazione attiva relazionata alla zona di faglia di New Madrid, nel Missouri Sud-orientale. In quest'area il fiume Mississippi è caratterizzato da una diminuzione della sinuosità in corrispondenza del fianco controcorrente, settore in cui è stata documentata una diminuzione del gradiente longitudinale. Viceversa, lungo il fianco a valle, dove si ha un aumento del gradiente, si osserva un aumento della sinuosità (Russ, 1982; Schumm et alii, 1994).

Un corso d'acqua, meandriforme o rettilineo, che attraversa un'area interessata da processi attivi di sollevamento o di subsidenza, può essere interessato da variazioni del *pattern* sia a monte sia a valle della deformazione (figure 5.7a, b). Ad esempio, un fiume meandriforme che interseca un'anticlinale in attivo sollevamento subisce una diminuzione del gradiente lungo il fianco posto controcorrente. Il sistema fluviale reagisce depositando parte dei materiali trasportati; nei casi estremi il processo continua fino alla formazione di un canale anastomizzato (fig. 5.7a). A valle dell'anticlinale, il fiume è, invece, interessato da un aumento del gradiente; ciò comporta, in un primo momento, variazioni intra-*pattern* del tipo precedentemente descritto, con il fiume che tenta di ristabilire una minore pendenza aumentando la sinuosità (fig. 5.7a). Ulteriori aumenti del gradiente possono comportare tagli di meandri e la formazione di un canale sinuoso caratterizzato dalla presenza di barre fluviali conseguenti dalla grande quantità di detriti erosi dal fiume nel settore a maggiore sollevamento (fig. 5.7a). Variazioni simili del *pattern* si osservano nel caso in cui il fiume interseca una zona in subsidenza, essendo esso influenzato dall'aumento e dalla diminuzione del gradiente lungo i fianchi a monte e a valle della sinclinale, rispettivamente (fig. 5.7b).

Le modifiche del *pattern* nei fiumi *braided* sono sia meno ovvie sia meno studiate; un esempio è rappresentato dal fiume Jefferson, in Montana (Jorgensen, 1990). Il fiume risulta essere più sinuoso sia a monte sia a valle di un settore in attivo

sollevamento, in quanto i sedimenti tendono ad ostruire l'alveo e una maggiore sinuosità consente di distribuire lateralmente i sedimenti con maggiore efficienza.

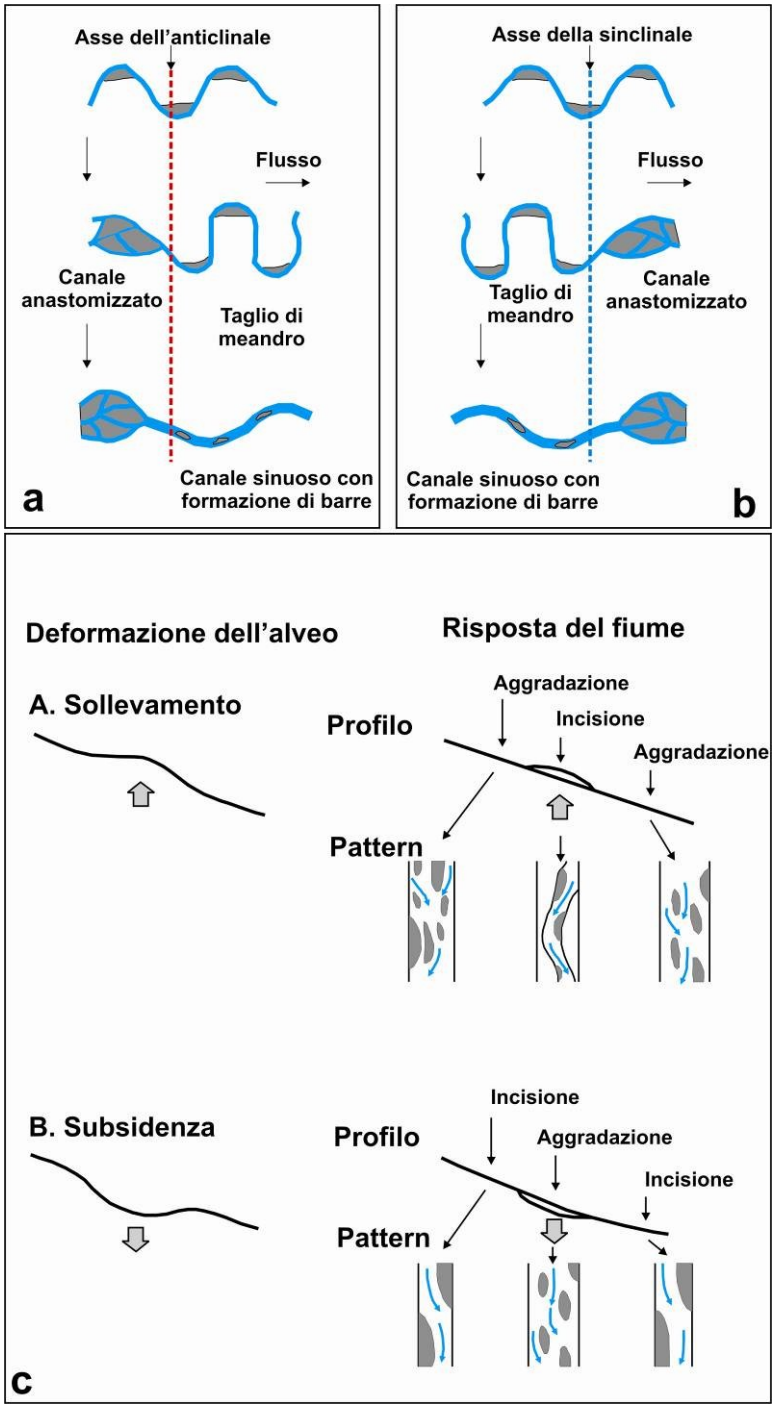


Figura 5.7 – Modificata da Ouchi, 1983. Cambiamenti nel pattern di un fiume meandriforme o rettilineo nei settori in cui passa attraverso zone di sollevamento (a) o di subsidenza (b) attive. c) Variazioni intra-pattern di un fiume braided interessato da processi di deformazione tettonica attiva dell'alveo.

Il fiume è, inoltre, rettilineo lungo il fianco a valle dell'anticlinale dove l'erosione tende ad eliminare i detriti in eccesso; questo esempio mostra come la relazione tra sinuosità e pendenza in un fiume *braided* può essere più complessa rispetto al caso dei corsi d'acqua meandriformi. Modelli di fiumi *braided* realizzati in laboratorio hanno consentito di poter comprenderne meglio le modalità di reazione alla deformazione tettonica dell'alveo (fig. 5.7c). In particolare, Ouchi (1983), sulla base di tale tipo di approccio, introdusse nello studio dei fiumi *braided* il *braided index* (*BI*):

$$BI = \frac{(2*Lunghezza\ totale\ delle\ barre)}{(Lunghezza\ del\ tratto\ fluviale)} + \frac{(Numero\ totale\ delle\ barre)}{(Lunghezza\ del\ tratto\ fluviale)}. \qquad \textbf{(5.18)}$$

L'indice è, dunque, basato sul numero totale delle barre e sulla loro lunghezza complessiva in un dato segmento fluviale; un aumento del valore indica un'area caratterizzata da una maggiore ampiezza della pianura alluvionale e da un maggior numero di barre fluviali e, dunque, da un attivo processo di sedimentazione. Quando un fiume *braided* incontra un'anticlinale in sollevamento reagisce alla diminuzione del gradiente depositando parte dei materiali trasportati (fig. 5.7c); ciò comporta un aumento dell'ampiezza dell'alveo e del numero totale delle barre e, conseguentemente, del *BI*. Nel settore assiale dell'anticlinale e lungo il fianco a valle il fiume reagisce all'aumento del gradiente incidendo l'alveo; l'ampiezza dell'alveo diminuisce, così come il numero totale delle barre e il *BI* (fig. 5.7c). Infine, a valle dell'anticlinale la grande quantità di detrito erosa dal settore in sollevamento è deposta al letto del fiume e si osserva un nuovo aumento del *BI* (fig. 5.7c). Simili variazioni intra-*pattern* si osservano anche nel caso in cui il fiume attraversa un'area sottoposta ad attiva subsidenza (fig. 5.7c).

Le fiumare che drenano il versante orientale del Pollino (fig. 5.1) sono caratterizzate da un *pattern* di tipo *braided* per gran parte del loro percorso; si è ritenuto, dunque, utile analizzarle attraverso il calcolo del *BI*, allo scopo di individuare settori interessati da processi di erosione o di deposizione che potessero essere messi in relazione con il modello di deformazione proposto (fig. 5.1). E' ipotizzabile, ad esempio, che la fiumara Saraceno sia interessata da attiva incisione dell'alveo nel settore assiale e lungo il fianco a valle dell'anticlinale del Pollino (fig. 5.1); se ciò è vero, in questo settore sia l'ampiezza della pianura alluvionale sia il *BI* dovrebbero diminuire. Per calcolare l'indice sono state digitalizzate le barre fluviali attive, ossia non caratterizzate da copertura vegetale, utilizzando foto aeree in scala 1:17000 e ortofoto in

scala 1:5000. L'indice è stato, dunque, calcolato utilizzando una variante dell'equazione 5.18:

$$BI = \frac{(2 \times Perimetro\ totale\ delle\ barre)}{(Lunghezza\ del\ tratto\ fluviale)} + \frac{(Numero\ totale\ delle\ barre)}{(Lunghezza\ del\ tratto\ fluviale)}. \qquad \textbf{(5.19)}$$

In altre parole, l'equazione 5.19 si differenzia dall'originale formulazione di Ouchi (1983) nel considerare il *Perimetro totale delle barre* al posto della *Lunghezza totale delle barre*. Si è scelto di utilizzare l'equazione 5.19 in quanto il perimetro è più facilmente e oggettivamente calcolabile in ArcGis rispetto alla lunghezza; i valori del *BI* ottenuti utilizzando le due diverse equazioni differiscono nei valori assoluti ma sono interessati dalle stesse variazioni relative lungo un dato fiume. Il *BI* è stato, dunque, calcolato per diversi settori di uno stesso fiume e la variazione verso valle dei relativi valori è stata messa in relazione con il modello di deformazione di figura 5.1.

Come discusso precedentemente e come è evidente in figura 5.6a, le variazioni del *BI* possono essere determinate anche da fattori non tettonici. Ad esempio, un significativo aumento della quantità di detriti o della loro granulometria, in corrispondenza della giunzione con un tributario o di un corpo di frana, possono comportare significative variazioni del *BI*. Il fiume incide nel settore in cui il nuovo materiale è immesso (diminuzione del *BI*) per poi depositare il materiale in eccesso, precedentemente eroso, in un settore più a valle (aumento del *BI*). Anche improvvisi aumenti della portata in corrispondenza della foce di un importante affluente possono comportare fenomeni di incisione e una diminuzione dell'ampiezza dell'alveo e del *BI*. Infine, i valori dell'indice possono essere influenzati dalla variazione della resistenza all'erosione delle rocce affioranti lungo l'alveo; litologie più resistenti comportano incisione da parte del fiume e, conseguentemente, una diminuzione dell'indice. Per questi motivi, i risultati ottenuti dall'applicazione dell'equazione 5.19 sono stati messi in relazione non soltanto con il modello di deformazione, bensì anche con tutti gli altri fattori che possono indurre fasi di erosione o di sedimentazione all'interno di un dato corso d'acqua.

5.2.5 – Calcolo del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine.

Il calcolo del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine è stato realizzato per ciascuno dei bacini di drenaggio delle fiumare riportate in figura 5.1 allo scopo di

ottenere informazioni morfometriche da confrontare con la distribuzione dei valori dell'indice k_s (indice della pendenza). Oltre a servire da supporto ai risultati dell'analisi dei profili longitudinali realizzata attraverso i grafici area del drenaggio-gradiente, il calcolo del gradiente dei tributari di minori dimensioni ha consentito di evidenziare aree ad elevata pendenza da confrontare con il modello tettonico di figura 5.1 e con tutti i parametri che controllano il sistema fluviale (vedi paragrafo 5.1). Si è scelto di analizzare le sole aste fluviali di 1° ordine in quanto esse, data la minore portata ed energia a disposizione, sono in grado di conservare più a lungo anomalie eventualmente legate a processi di deformazione tettonica attiva del paesaggio (vedi paragrafo 2.5). I corsi d'acqua di 1° ordine sono stati estratti dal reticolo idrografico utilizzando una *routine* in ArcGis basata sul metodo di Strahler (fig. 2.5; Mitchell, 1991); i gradienti sono stati, quindi, calcolati lungo segmenti fluviali della lunghezza di 20 m. I valori ottenuti sono stati, infine, trasformati in mappe del gradiente, utilizzando il metodo statistico di interpolazione *Natural Neighbor* (Sibson, 1981), e messi a confronto con i diversi parametri che possono influenzare l'evoluzione e le attuali caratteristiche dei bacini di drenaggio analizzati.

5.3 – Risultati.

I risultati dell'analisi morfotettonica applicata al reticolo idrografico saranno di seguito riportati facendo inizialmente riferimento ai singoli bacini di drenaggio analizzati e procedendo successivamente ad una visione d'insieme delle caratteristiche morfometriche del versante orientale del Pollino.

5.3.1 – Saraceno.

La fiumara Saraceno è ubicata al limite Sud del versante orientale del Pollino e attraversa in direzione NO-SE l'anticlinale controllata dalla dislocazione accumulata lungo la AMFZ, d'ora in poi indicata come anticlinale del Pollino (fig. 5.8b). All'interno del bacino idrografico l'analisi dei grafici area del drenaggio-gradiente (fig. 5.9a) e l'andamento dell'indice SL (fig. 5.9c) hanno consentito di individuare diversi tratti convessi (*knickpoints*), sia lungo il corso d'acqua principale sia in corrispondenza

degli affluenti (figure 5.8 e 5.9); le convessità sono, inoltre, ben evidenti lungo il profilo longitudinale (segmenti gialli in figura 5.9b). Le convessità individuate lungo la fiumara Saraceno sono state nominate attraverso l'utilizzo di sigle riportate sia in figura 5.8 sia in figura 5.9b.

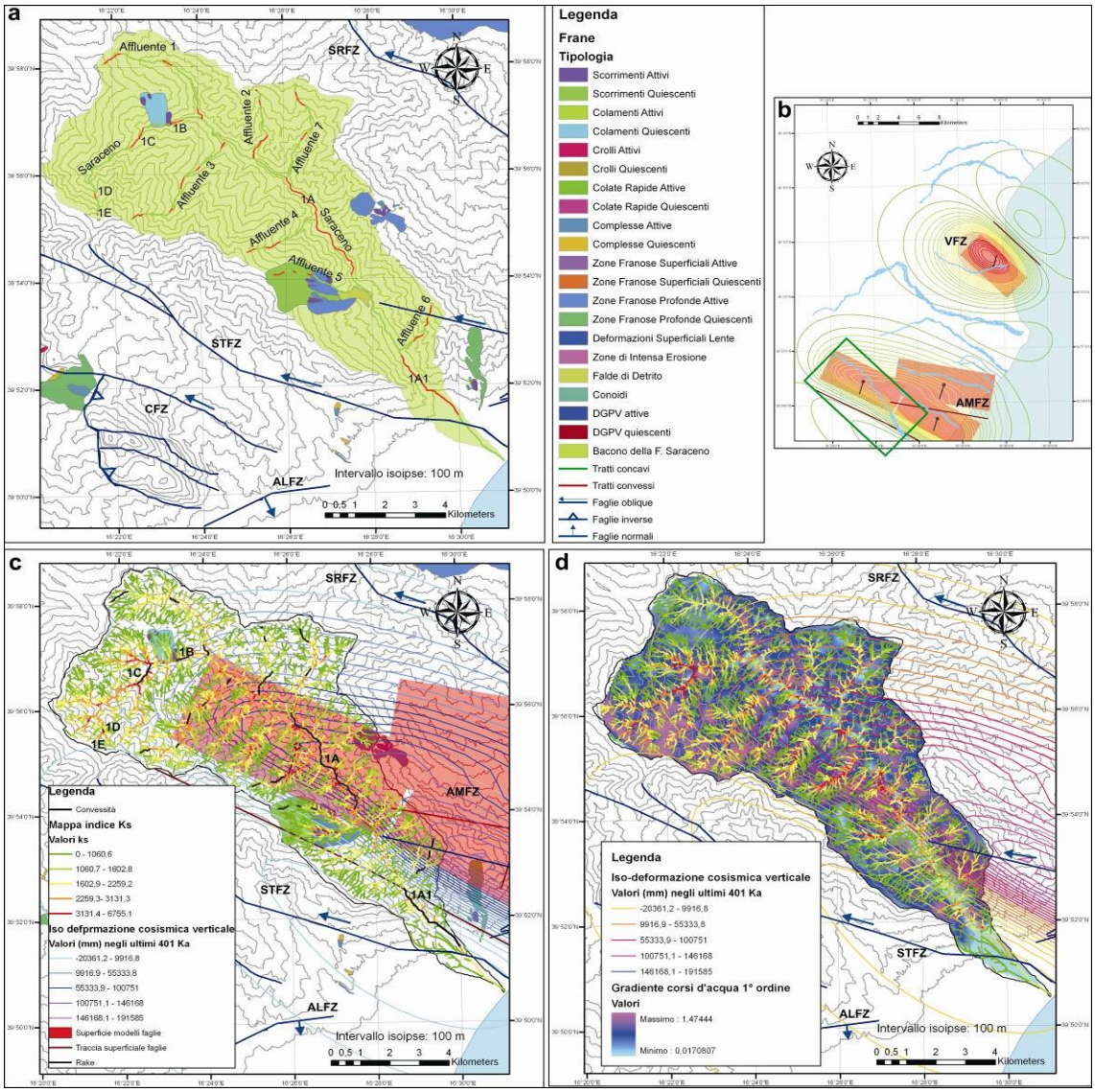


Figura 5.8 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara Saraceno; b) ubicazione (rettangolo verde) della fiumara Saraceno rispetto al modello di deformazione; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.9. Sigle delle faglie come in figura 4.1.

Come discusso nel paragrafo 5.2.2, nell'analisi delle convessità è stato assunto che almeno una parte di esse sia da relazionarsi alle oscillazioni eustatiche Quaternarie. Ciò implica che un *knickpoint* (Kp) formatosi in corrispondenza della foce di una fiumara, a

causa di una regressione del livello del mare, sia successivamente migrato verso monte con una velocità direttamente proporzionale all'area del drenaggio cui è sottoposto. Il processo di migrazione fa sì che il segnale di variazione del livello di base venga progressivamente trasmesso ai diversi affluenti nel momento in cui il Kp passa per la loro foce. Una condizione necessaria ma non sufficiente alla verifica dell'assunzione di partenza è, dunque, la presenza di convessità anche lungo il profilo degli affluenti. Come è possibile osservare in figura 5.8a tale condizione è verificata per la fiumara Saraceno. L'intero bacino di quest'ultima è impostato sulle formazioni torbiditiche di Albidona e del Saraceno (fig. 5.9b), caratterizzate da una resistenza all'erosione molto simile tra di loro; l'ubicazione delle convessità non sembra, dunque, spiegabile attraverso l'utilizzo del parametro litologico. Inoltre, i *knickpoints* (Kps) 1B, 1A e 1A1 ricadono nel settore in cui l'alveo del Saraceno è interamente ricoperto da un'estesa pianura alluvionale (figure 5.9a, b); in questo settore è probabile che la copertura di detriti isoli i Kps da qualsiasi effetto litologico. L'inizio della pianura alluvionale è stato individuato sia attraverso l'utilizzo di ortofoto (scala 1:5000) e di foto aeree (scala 1:17000) sia analizzando il grafico area del drenaggio-gradiente (figure 5.9a, b). In quest'ultimo è evidente che in corrispondenza dell'inizio della pianura alluvionale si ha una più rapida diminuzione del gradiente con l'aumentare dell'area del drenaggio e, dunque, i segmenti fluviali sono caratterizzati da un maggior valore della concavità (θ). Come vedremo in seguito, l'unica convessità della fiumara Saraceno che è stata correlata con i terrazzi marini e che rispetta le tre condizioni necessarie per ritenere valida un'origine legata ad una variazione negativa del livello di base (paragrafo 5.2.2) è la 1B (figure 5.8a e 5.9b). Bisogna in ogni caso sottolineare che la convessità 1B è ubicata in corrispondenza di una significativa variazione dell'area del drenaggio (giunzione con un tributario principale; fig. 5.9b) e di un corpo in frana (fig. 5.8a). Come ampiamente discusso nel paragrafo 5.1, entrambi questi fattori, comportando presumibilmente un significativo aumento del carico di detriti e/o della granulometria, possono portare alla formazione della suddetta convessità. I restanti Kps individuati potrebbero, invece, essere relazionati ad elementi strutturali o a variazioni del rapporto portata liquida/portata solida in corrispondenza di frane o delle foci degli affluenti. Ad esempio, la convessità 1A1 potrebbe essersi formata a seguito di dislocazioni

superficiali lungo la STFZ o la ALFZ che intersecano la fiumara Saraceno nel tratto più a valle (fig. 5.8a).

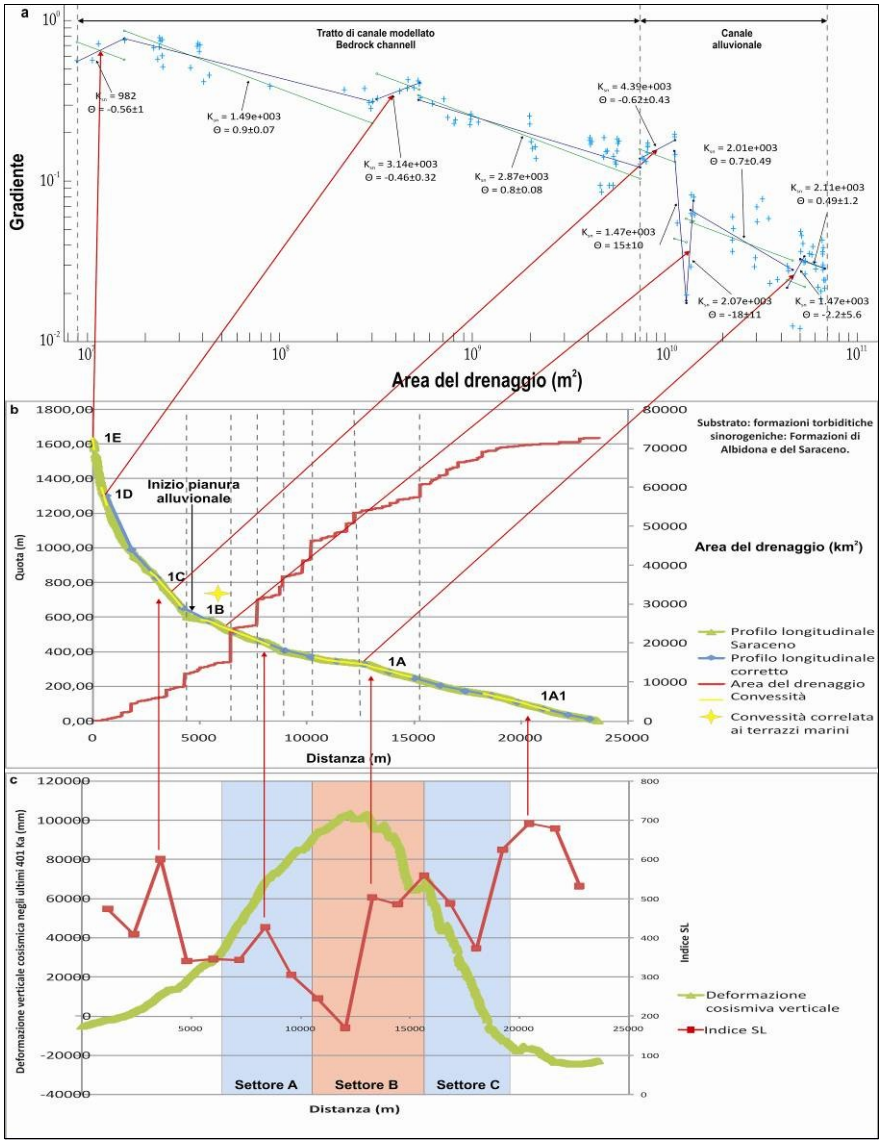


Figura 5.9 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara Saraceno; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee blu). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il bedrock channell e il settore del canale alluvionale, caratterizzato da una più rapida variazione del gradiente e da maggiori valori di θ. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara Saraceno e andamento dell'area del drenaggio. Le linee tratteggiate di colore grigio evidenziano improvvise variazioni dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza di giunzioni con i tributari principali. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.8; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara Saraceno. I settori A, B e C si riferiscono ai segmenti fluviali dove è stato calcolato il Braided Index (fig. 5.10).

E', inoltre, interessante la corrispondenza della convessità 1A con la culminazione dell'anticlinale del Pollino; essa, dunque, potrebbe essere interpretata come una deformazione permanente dell'alveo causata dal sollevamento dell'anticlinale. Qualsiasi sia la loro specifica origine, la fiumara Saraceno evidenzia chiaramente come possono essere molteplici i fattori che determinano l'origine e la posizione dei Kps. Per questo motivo e data l'assenza di elementi che consentano di poter stabilire con certezza la natura di ciascuna convessità, la discussione riguardante le restanti fiumare sarà focalizzata sui soli Kps che rispettano le 3 fondamentali condizioni per la loro correlazione con un terrazzo marino e, dunque, con una variazione del livello di base (paragrafo 5.2.2).

In corrispondenza delle convessità individuate all'interno del bacino del Saraceno si osserva, generalmente, un aumento del gradiente delle aste fluviali, rappresentato dalla mappa dell'indice k_s in figura 5.8c. Questo supporta la veridicità dei Kps individuati; in quanto segmenti fluviali a maggiore pendenza e, dunque, interessati da incisione fluviale e abbassamento dell'alveo, essi, infatti, implicano l'abbassamento del livello di base delle aste fluviali circostanti. Queste ultime, non perfettamente equilibrate al nuovo livello di base, sono, dunque, caratterizzate da un maggiore gradiente longitudinale. Nel complesso, la mappa dell'indice k_s indica un aumento dei gradienti in corrispondenza del settore centrale del bacino idrografico, compatibilmente con l'aumento della deformazione cosismica verticale ipotizzata attraverso il modello numerico della zona di faglia di Amendolara (AMFZ; fig. 5.8c). Sulla base di quanto detto in precedenza tale aumento dei gradienti non può essere attribuito all'affioramento di litologie resistenti all'erosione (fig. 5.9b). I risultati ottenuti attraverso il calcolo dell'indice k_s sono confermati dai valori dei gradienti delle aste fluviali di 1° ordine (fig. 5.8d), anch'esse caratterizzate da maggiori pendenze nel settore in cui si ipotizza un maggior sollevamento.

La distribuzione dei valori del gradiente sembra, dunque, in accordo con il modello di deformazione proposto; di conseguenza, allo scopo di verificare l'esistenza di un'influenza diretta dell'anticlinale del Pollino sulle caratteristiche del Saraceno è stata realizzata un'analisi del *pattern* della fiumara nel tratto in cui essa si presenta come un tipico fiume *braided* (fig. 5.10a). Utilizzando l'equazione 5.19, è stato, dunque,

calcolato il *Braided Index* (*BI*) in 3 differenti settori della fiumara (ubicazione nelle figure 5.10a e 5.9c.); i settori sono stati scelti in modo tale da evidenziare le caratteristiche del Saraceno nell'area in cui esso attraversa l'anticlinale (fig. 5.9c). I parametri necessari al calcolo del *BI* sono riportati in tabella 5.1.

Tabella 5.1 – calcolo del Braided Index lungo 3 differenti settori della fiumara Saraceno. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
Saraceno	A	18,2	28	3,6	17,9
	B	19,1	19	4,5	12,7
	C	31,1	24	3,5	24,6

Nel settore A il Saraceno si approssima all'anticlinale del Pollino (figure 5.10a, b) ed è, dunque, interessato da una diminuzione del gradiente longitudinale (diminuzione dell'indice SL in fig. 5.9c), compatibilmente con il modello sperimentale proposto da Ouchi (1983; fig. 5.7c). La diminuzione della pendenza e, dunque, dell'energia del flusso favorisce la sedimentazione di parte dei detriti trasportati e comporta l'esistenza di un *BI* relativamente alto (tab. 5.1 e fig. 5.10a). A partire dal settore assiale dell'anticlinale del Pollino e lungo il fianco posto a valle si osserva un repentino aumento del gradiente (fig. 5.9c). Il Saraceno utilizza la maggiore energia a disposizione per equilibrare il proprio profilo al disturbo tettonico attraverso l'incisione dell'alveo che, infatti, nel settore B è caratterizzato da un'ampiezza nettamente inferiore (fig. 5.10d). Ciò comporta, compatibilmente con il modello di figura 5.7c, una diminuzione del numero totale delle barre e del *Braided Index* (tab. 5.1 e fig. 5.10). A valle dell'anticlinale, nel settore C, il Saraceno deposita l'eccesso di detriti presi in carico a seguito dei processi erosivi attivatisi nella zona di massimo sollevamento. Dalle figure 5.10a, 5.10c e 5.10d è evidente il significativo aumento delle ampiezze nel tratto più a valle del corso d'acqua; in ogni caso, è corretto sottolineare che parte di tale incremento potrebbe derivare dalla presenza del corpo in frana ubicato al limite tra i settori B e C. La sedimentazione dei detriti comporta un aumento del numero totale delle barre e del *BI*, da 12,7 a 24,6 (tab. 5.1 e fig. 5.10). Inoltre, il progressivo aumento dell'indice SL nel settore C (fig. 5.9c) è probabilmente una conseguenza dello stesso processo di sedimentazione; in altre parole, il fiume tende a stabilire una maggiore

pendenza dell'alveo allo scopo di avere l'energia necessaria al trasporto della grande quantità di sedimenti presi in carico.

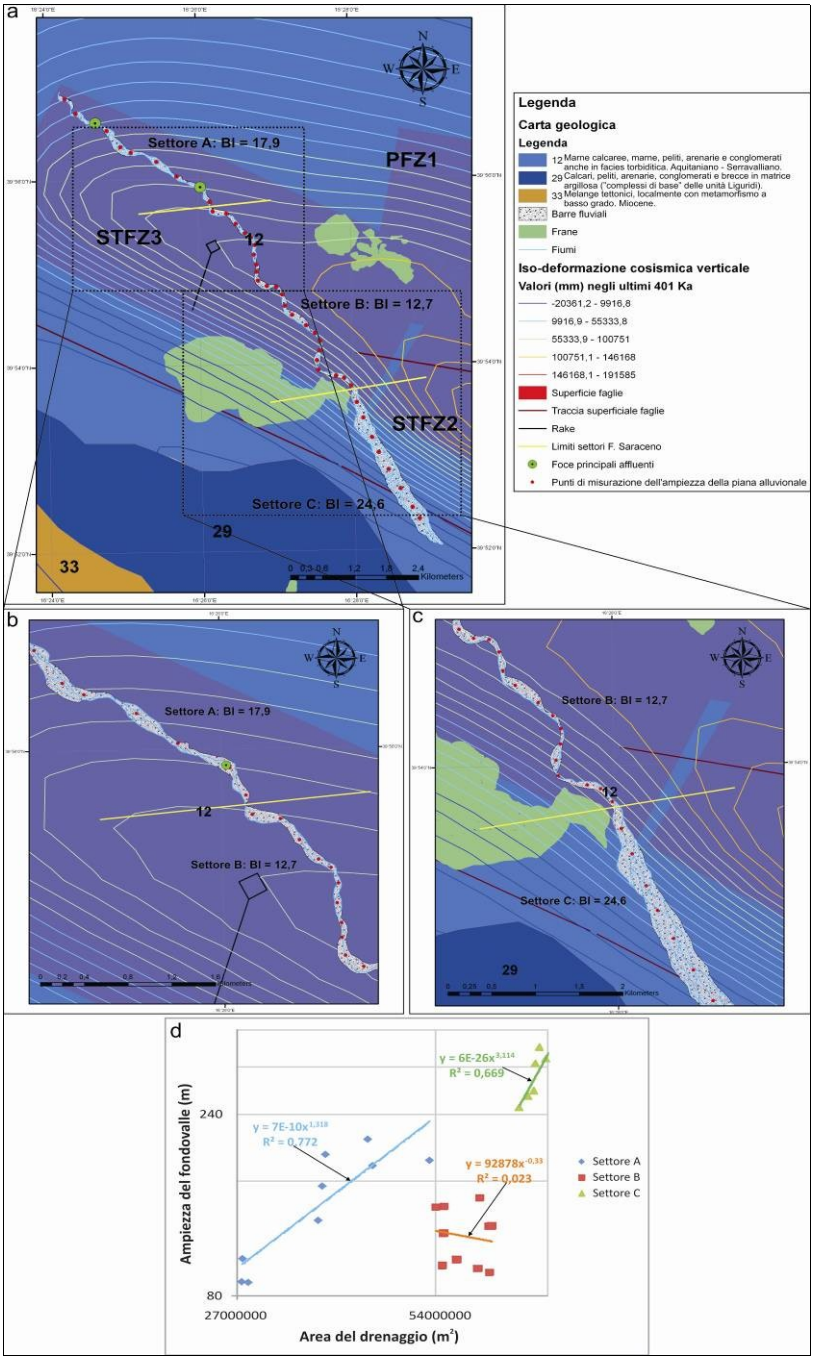


Figura 5.10 – variazione del Braided Index lungo 3 settori della fiumara Saraceno (a, b, c). I risultati sono confrontati con le litologie e con l'ubicazione dei corpi di frana e delle foci dei principali affluenti (a, b, c). L'ubicazione dei settori è anche riportata in figura 5.9c. d) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi nelle figure 5.10 a, b, c. Per le sigle delle faglie fare riferimento alla tabella 4.2 e alla figura 4.13.

Come sottolineato nel paragrafo 5.2.3, un corso d'acqua in equilibrio è caratterizzato da un progressivo aumento delle ampiezze verso valle, in proporzione diretta con l'area del bacino di drenaggio a monte del punto di misurazione (equazione 5.16). L'esistenza di un processo di deformazione tettonica dell'alveo comporta variazioni del gradiente longitudinale e, dunque, dell'ampiezza dell'alveo. Infatti, come evidenziato anche dall'equazione proposta da Finnegan et alii (2005; equazione 5.17) un aumento del gradiente comporta una diminuzione dell'ampiezza, e viceversa. Di conseguenza, nel settore assiale dell'anticlinale del Pollino, laddove si osserva un generalizzato aumento dei gradienti (figure 5.8c, 5.8d e 5.9c) è lecito aspettarsi una diminuzione dell'ampiezza della pianura alluvionale a seguito dell'incisione fluviale. La figura 5.10d evidenzia l'esistenza di una correlazione diretta e con buoni coefficienti di correlazione tra l'ampiezza dell'alveo e l'area del drenaggio. Tale correlazione, tipica di segmenti fluviali in equilibrio, è chiaramente assente nel settore B; i valori dell'ampiezza diminuiscono drasticamente e non esiste alcuna correlazione con l'area del drenaggio.

Sia per il *BI* sia per le ampiezze non si osserva alcuna relazione tra i loro valori e fattori quali la litologia e l'ubicazione delle foci dei principali affluenti.

In conclusione, sia il *BI* sia l'analisi della variazione verso valle dell'ampiezza dell'alveo evidenziano che la fiumara Saraceno presenta caratteristiche compatibili con il modello di deformazione proposto. In particolare, nel settore in cui si ipotizza un maggior tasso di sollevamento si osserva un aumento dei gradienti e una diminuzione dell'ampiezza dell'alveo. Tali aggiustamenti del corso d'acqua sono del tutto compatibili con la tipica reazione di un fiume che aumentando le pendenze e concentrando l'energia del flusso su un canale di minori dimensioni tenta di reagire al sollevamento di una soglia tettonica.

5.3.2 – Pagliara.

La fiumara Pagliara attraversa in direzione NO-SE l'anticlinale del Pollino in corrispondenza del settore in cui si ipotizza la massima dislocazione verticale lungo la AMFZ (fig. 5.11b).

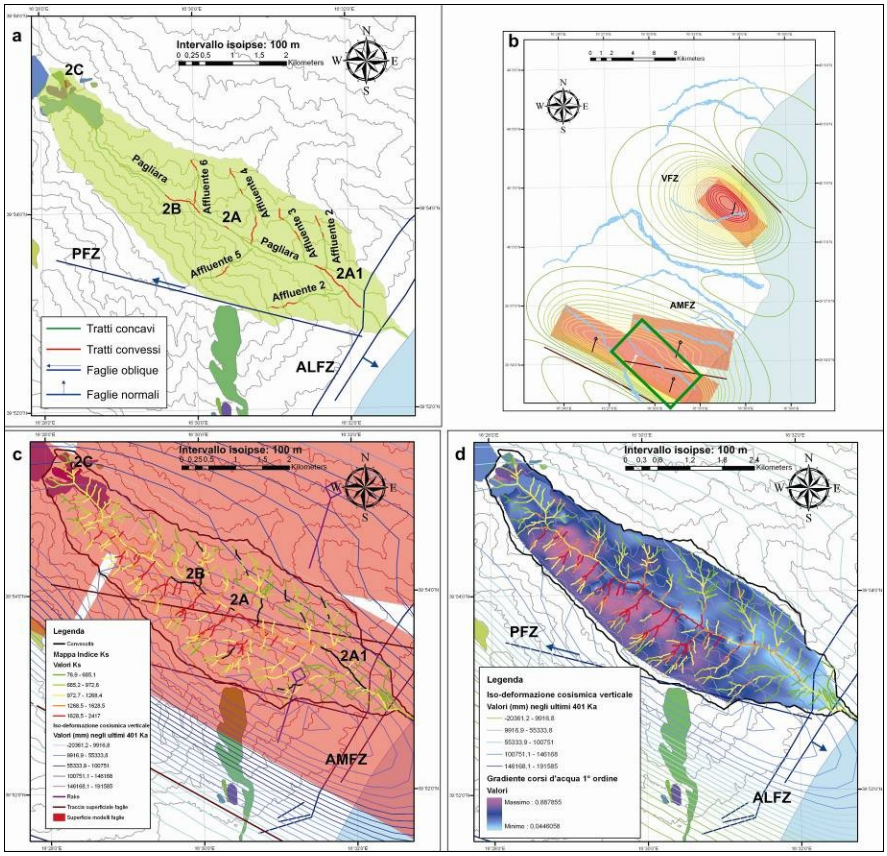


Figura 5.11 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara Pagliara; b) ubicazione (rettangolo verde) della fiumara Pagliara rispetto al modello di deformazione; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.12. Sigle delle faglie come in figura 4.1. Per la leggenda dei corpi di frana fare riferimento alla figura 5.8.

Nel grafico area del drenaggio-gradiente sono ben evidenti le transizioni tra il settore controllato dai processi colluviali, il *bedrock channel* e il tratto alluvionale (fig. 5.12a). All'interno del bacino idrografico sono state individuate numerose convessità, sia lungo il corso d'acqua del Pagliara sia lungo i suoi affluenti (fig. 5.11a). In particolare, lungo il corso d'acqua principale sono 2 le convessità che sono state correlate ai terrazzi marini (2A e 2B), rispettando esse le 3 condizioni che si ritengono necessarie per considerare valida un'origine legata alle oscillazioni eustatiche (paragrafo 5.2.2). Il substrato del bacino idrografico è costituito interamente dalle successioni torbiditiche di Albidona; di conseguenza, l'attuale posizione delle convessità 2A e 2B non può essere messa in relazione con l'affioramento di litologie

resistenti all'erosione (fig. 5.12b). Inoltre, come si osserva nelle figure 5.11a e 5.12b le due convessità non si trovano nelle immediate vicinanze di foci di affluenti o di corpi in frana che, variando il rapporto portata liquida/portata solida, possono influenzare il gradiente del corso d'acqua.

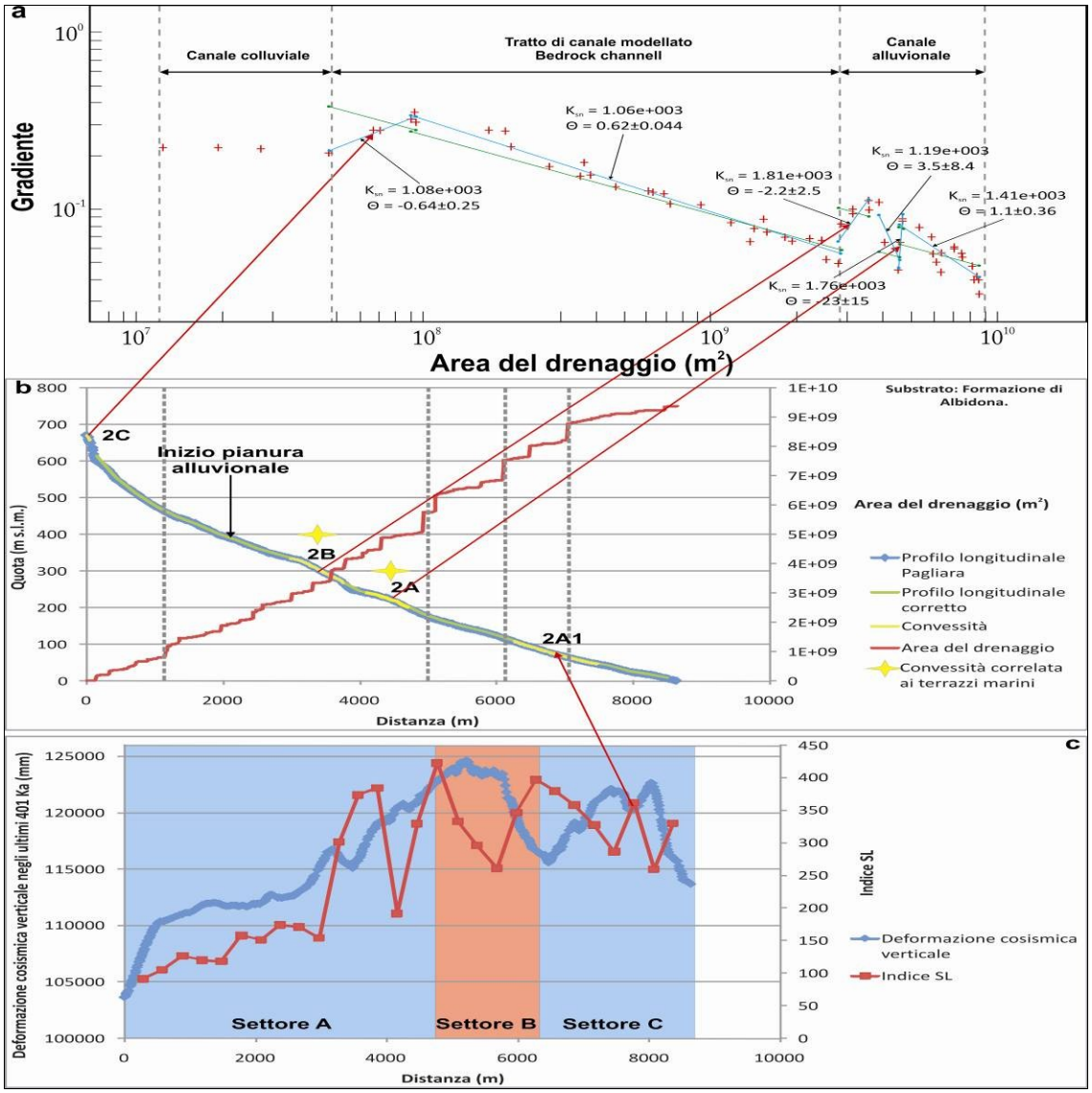


Figura 5.12 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara Pagliara; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee azzurre). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il canale controllato dai processi colluviali, il bedrock channell e il settore del canale alluvionale. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara Pagliara e andamento dell'area del drenaggio. Le linee tratteggiate di colore grigio evidenziano improvvise variazioni dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza di giunzioni con i tributari principali. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.11; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara Pagliara. I settori A, B e C si riferiscono ai segmenti fluviali dove è stato calcolato il Braided Index (fig. 5.13).

In corrispondenza dei Kps 2A e 2B si osserva, inoltre, un significativo aumento del gradiente delle aste fluviali, evidente sia nella mappa dell'indice k_s sia nella mappa del gradiente delle aste fluviali di 1° ordine (figure 5.11c, d). In particolare, i gradienti sono chiaramente superiori lungo il versante Sud-occidentale del bacino idrografico (figure 5.11c, d); tale evidenza potrebbe essere giustificata dal fatto che il bacino del fiume Pagliara è impostato sul fianco NE dell'anticlinale del Pollino. Di conseguenza, la progressiva crescita dell'alto del Pollino comporterebbe il basculamento verso NE del fianco Nord giustificando una maggiore pendenza delle aste fluviali che scorrono verso i quadranti settentrionali.

Tabella 5.2 – calcolo del Braided Index lungo 3 differenti settori della fiumara Pagliara. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
Pagliara	A	12,5	11	3,3	10,9
	B	7,8	7	1,4	16,2
	C	11,8	3	2,2	12,2

Nel settore A il Pagliara scorre verso la zona di massimo sollevamento dell'anticlinale del Pollino; ciò probabilmente giustifica i bassi valori dell'indice SL che si osservano nei primi 3 km (fig. 5.12c). Verso valle, invece, l'indice, escludendo le anomalie legate alla presenza delle convessità, tende ad aumentare regolarmente e parallelamente alla deformazione cosismica verticale (fig. 5.12c). Il Pagliara sembra, dunque, reagire all'incremento dei tassi di sollevamento verso valle aumentando progressivamente il gradiente longitudinale in modo tale da acquisire l'energia di flusso necessaria all'erosione della soglia tettonica in sollevamento. Tale conclusione è supportata anche dai valori del *Braided Index*, che evidenziano una maggiore incisione fluviale nel settore più a valle (diminuzione dell'indice da 16,2 a 12,2 passando dal settore B al settore C; tab. 5.2 e fig. 5.13a). Bisogna sottolineare che parte dell'incremento del gradiente potrebbe essere attribuito ad un progressiva diminuzione verso valle del rapporto portata liquida/portata solida che indurrebbe il Pagliara ad aumentare la pendenza dell'alveo al fine di trasportare l'ingente quantitativo di sedimenti preso in carico. Inoltre, come è evidente in figura 5.13a la variazione del *BI*

non può essere attribuita né a fattori litologici né alla presenza di zone in frana. La presenza della foce di due affluenti principali al limite tra i settori B e C e all'interno del settore C (fig. 5.13a) potrebbe, invece, spiegare almeno in parte le anomalie del gradiente e del *BI* se esse comportassero importanti modifiche delle portate liquide e solide.

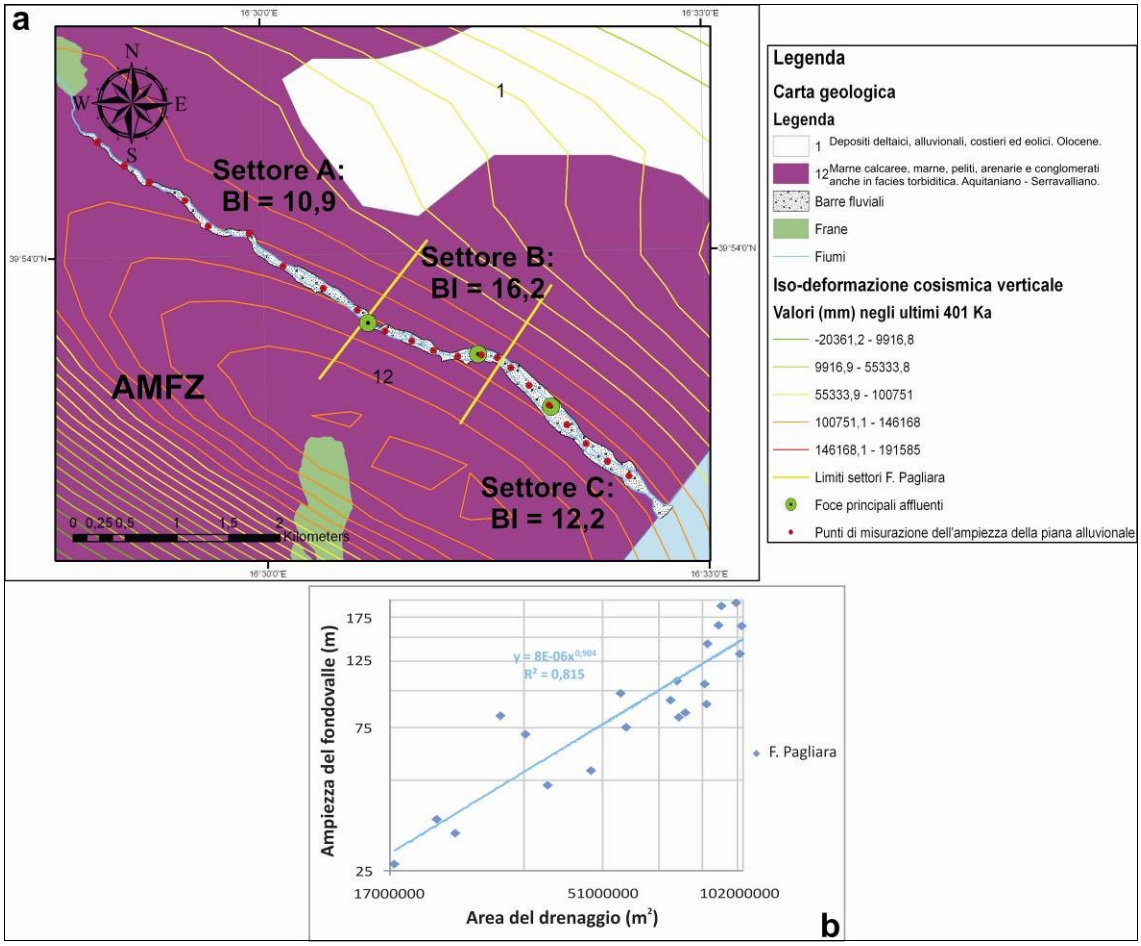


Figura 5.13 – a) variazione del Braided Index lungo 3 settori della fiumara Pagliara. I risultati sono messi a confronto con le litologie e con l'ubicazione dei corpi di frana e delle foci dei principali affluenti. L'ubicazione dei settori è anche riportata in figura 5.12c. b) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi in figura 5.13a. Sigle: AMFZ = Amendolara Fault Zone.

Infine, l'ampiezza del fondovalle mostra una chiara correlazione diretta con l'area del bacino di drenaggio (fig. 5.13b) così come previsto dall'equazione 5.16. Dunque, a differenza della fiumara Saraceno, il Pagliara reagisce al sollevamento differenziale dell'alveo esclusivamente attraverso variazioni del gradiente longitudinale (fig. 5.12c).

5.3.3 – Avena.

La fiumara Avena scorre in direzione ONO-ESE lungo il fianco Nord-orientale dell'anticlinale del Pollino (fig. 5.14b).

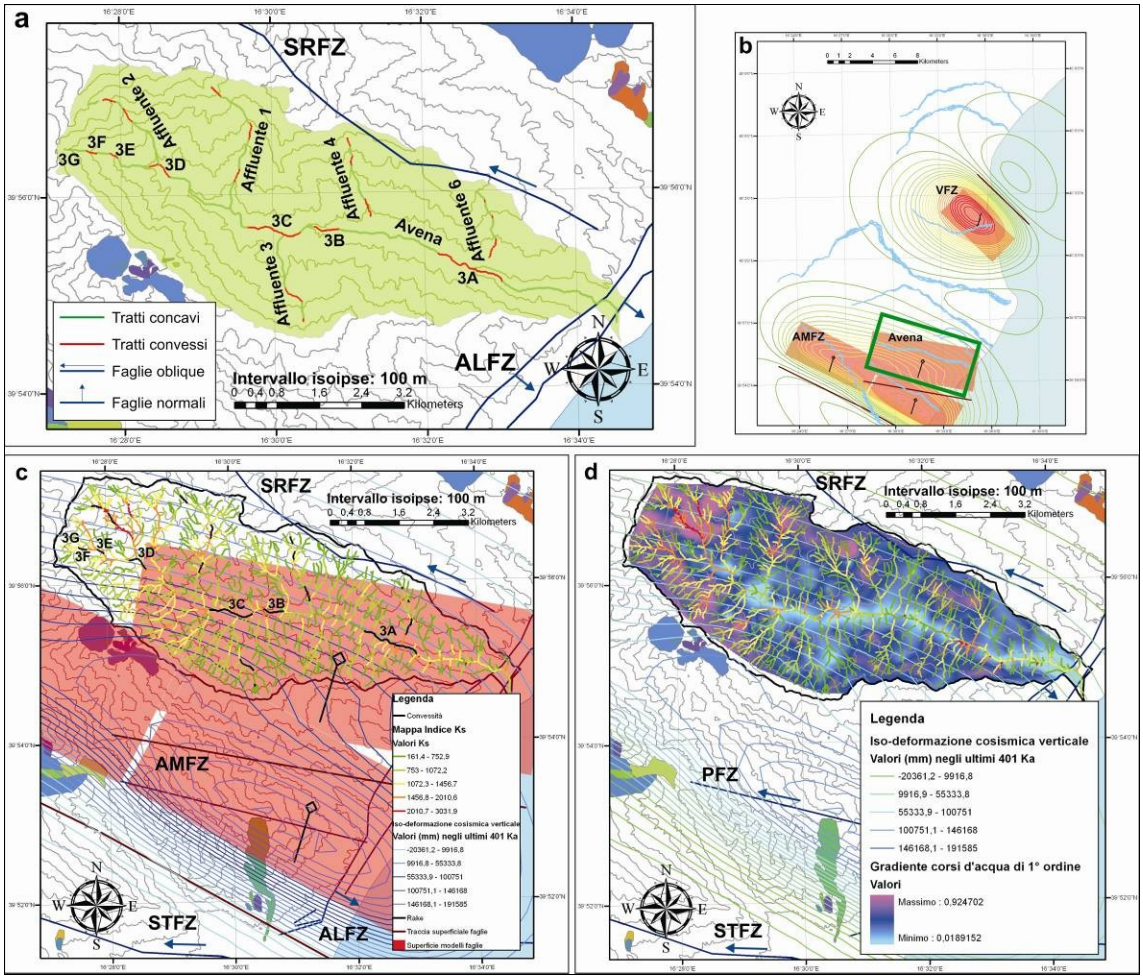


Figura 5.14 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara Avena; b) ubicazione (rettangolo verde) della fiumara Avena rispetto al modello di deformazione; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.15. Sigle delle faglie come in figura 4.1. Per la leggenda dei corpi di frana fare riferimento alla figura 5.8.

I grafici area del drenaggio-gradiente (fig. 5.15a) e l'andamento dell'indice SL (fig. 5.15c) hanno consentito di individuare diverse convessità sia lungo il corso d'acqua principale sia lungo gli affluenti. In particolare, le convessità presenti lungo l'alveo della fiumara Avena sono state indicate con le sigle 3A, 3B, 3C, 3D, 3E e 3F, da

valle verso monte, nelle figure 5.14a, 5.14b e 5.15b. Come vedremo in seguito, 5 di queste convessità sono state correlate con i terrazzi marini e, dunque, sono state geneticamente legate ad un'oscillazione negativa del livello del mare (fig. 5.15b). Le 5 convessità (3B, 3C, 3D, 3E e 3F) non derivano dall'affioramento di litologie resistenti all'erosione in quanto sono attualmente ubicate in un settore dove il substrato è omogeneamente rappresentato dalle successioni torbiditiche di Albidona (fig. 5.15b). Pur non esistendo per nessuna di esse una chiara correlazione con corpi in frana (fig. 5.14a) esiste la possibilità che le convessità 3B e 3C siano da attribuirsi a variazioni del rapporto tra portata e carico solido in corrispondenza della giunzione con 2 affluenti (fig. 5.15b).

Come nel caso della fiumare Saraceno e Pagliara, le mappe del gradiente delle aste fluviali (figure 5.14c, d) confermano la corretta individuazione delle convessità; infatti, in corrispondenza di queste si osserva costantemente un aumento dei gradienti ad indicare l'esistenza di settori caratterizzati da un'attiva incisione dell'alveo. I gradienti tendono, inoltre, ad aumentare verso monte così come è lecito aspettarsi all'interno di un bacino di drenaggio. Quindi, a differenza dei bacini delle fiumare Saraceno e Pagliara non si osservano, alla scala del bacino di drenaggio, anomalie dei gradienti che possano essere messe in relazione con il modello di deformazione, probabilmente a causa della maggiore distanza della fiumara Avena rispetto alla zona assiale dell'anticlinale del Pollino (fig. 5.14b).

L'indice SL calcolato lungo il profilo longitudinale corretto della fiumara Avena mostra, invece, una buona correlazione con la distribuzione della deformazione cosismica verticale, calcolata sulla base dei modelli di faglia di figura 5.1 (fig. 5.15c). A monte dell'anticlinale del Pollino (settore A; fig. 5.15c) il gradiente tende a diminuire e la conseguente perdita di energia del flusso d'acqua comporta una diminuzione della capacità di trasporto e, dunque, l'attivazione di una fase di sedimentazione di parte dei detriti trasportati. Nel settore A il *Braided Index* si attesta ad un valore pari a 17,8 (fig. 5.16a; tab. 5.3) e l'ampiezza dell'alveo tende ad aumentare regolarmente con l'area del drenaggio (fig. 5.16b). Nel settore B i tassi di sollevamento raggiungono il valore massimo per poi diminuire drasticamente verso valle (fig. 5.15c); la fiumara Avena scorre lungo il fianco settentrionale dell'anticlinale del Pollino, caratterizzato da un elevato gradiente (fig. 5.16a).

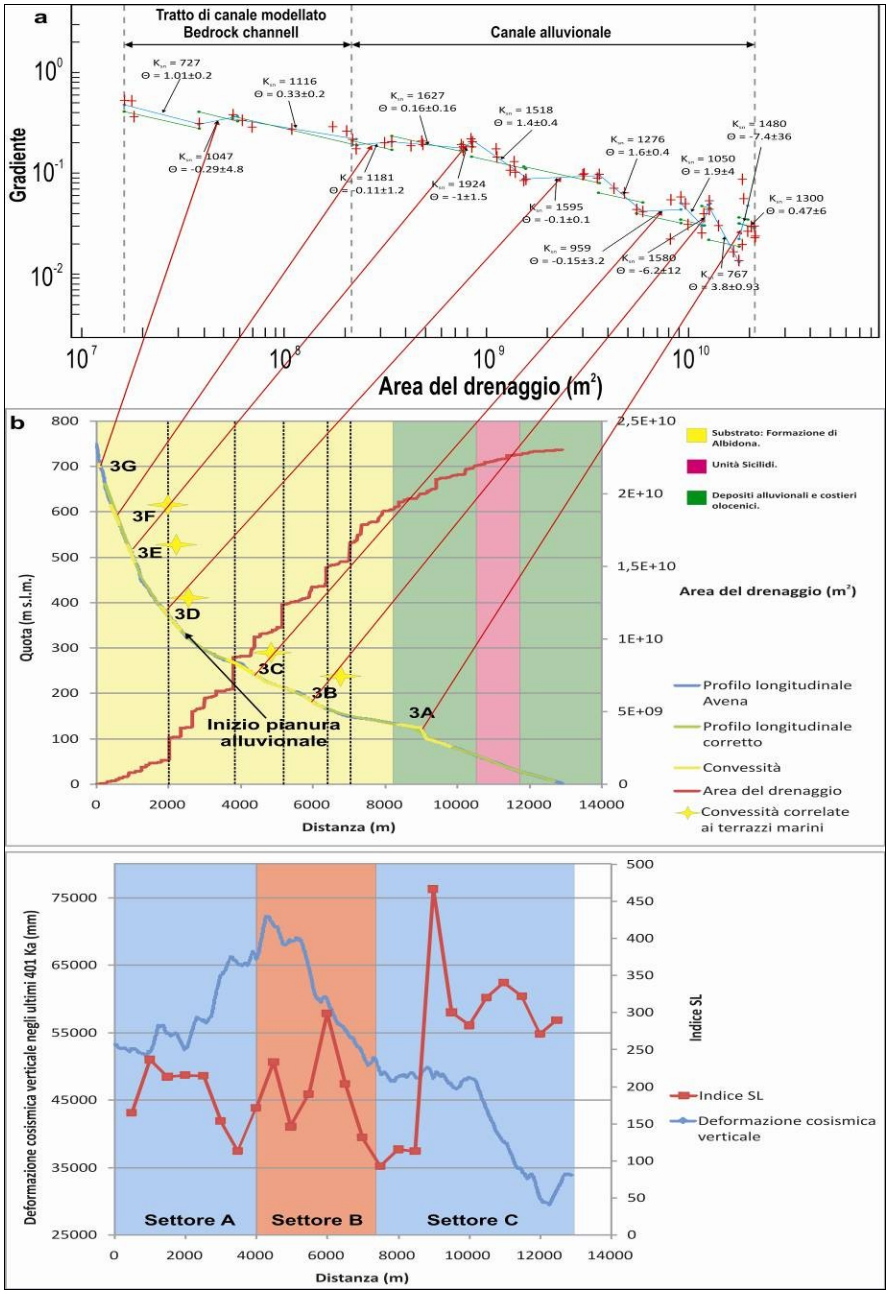


Figura 5.15 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara Avena; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee azzurre). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il bedrock channell e il settore del canale alluvionale. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara Avena e andamento dell'area del drenaggio. Le linee tratteggiate di colore nero evidenziano improvvise variazioni dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza di giunzioni con i tributari principali. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.14; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara Avena. I settori A, B e C si riferiscono ai segmenti fluviali dove è stato calcolato il Braided Index (fig. 5.16).

Tabella 5.3 – calcolo del Braided Index lungo 3 differenti settori della fiumara Avena. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
Avena	A	9,7	9	1,6	17,8
	B	21,5	14	3,3	17,3
	C	37,7	23	4,9	20,1

Ciò comporta un aumento delle pendenze dell'alveo (fig. 5.15c) e, conseguentemente, della capacità erosiva del corso d'acqua che reagisce al sollevamento e, dunque, al relativo abbassamento del livello di base incidendo il proprio canale. Il *BI* diminuisce leggermente da 17,8 a 17,3 (fig. 5.16a; tab. 5.3) e i valori dell'ampiezza dell'alveo non variano con un rapporto di proporzionalità diretta con l'area del drenaggio (fig. 5.16b), così come normalmente osservato in corsi d'acqua in equilibrio (equazione 5.16). Al contrario, la figura 5.16b mostra, nel settore B, l'esistenza di una debole relazione inversa (diminuzione dell'ampiezza dell'alveo con l'aumentare dell'area del drenaggio e, dunque, delle portate). Inoltre, la diminuzione delle ampiezze dell'alveo si accompagna ad un aumento del gradiente, in accordo con quanto previsto dall'equazione di Finnegan et alii (2005; equazione 5.16). Infine, i risultati ottenuti per il settore C (aumento del *BI* da 17,3 a 20,1 e il ritorno ad una chiara proporzionalità diretta tra ampiezza dell'alveo e area del drenaggio) possono essere interpretati come il risultato della sedimentazione dei detriti erosi dalla fiumara Avena lungo il settore a monte caratterizzato dai massimi tassi di sollevamento.

I risultati ottenuti attraverso il calcolo del *BI* e la misura delle ampiezze dell'alveo non possono essere interpretati né in funzione delle litologie affioranti né in funzione della presenza di corpi in frana (fig. 5.16a). Per quanto riguarda l'influenza esercitata dagli affluenti bisogna sottolineare che nel bacino della fiumara Avena essi sono rappresentati da piccoli corsi d'acqua caratterizzati da un'elevata percentuale di materiale grossolano trasportato come carico di fondo. Questo comporta un locale aumento delle ampiezze dell'alveo e può, almeno in parte spiegare, la maggiore dispersione dei dati che si osserva nel settore B del grafico area del drenaggio-ampiezze degli alvei (fig. 5.16b).

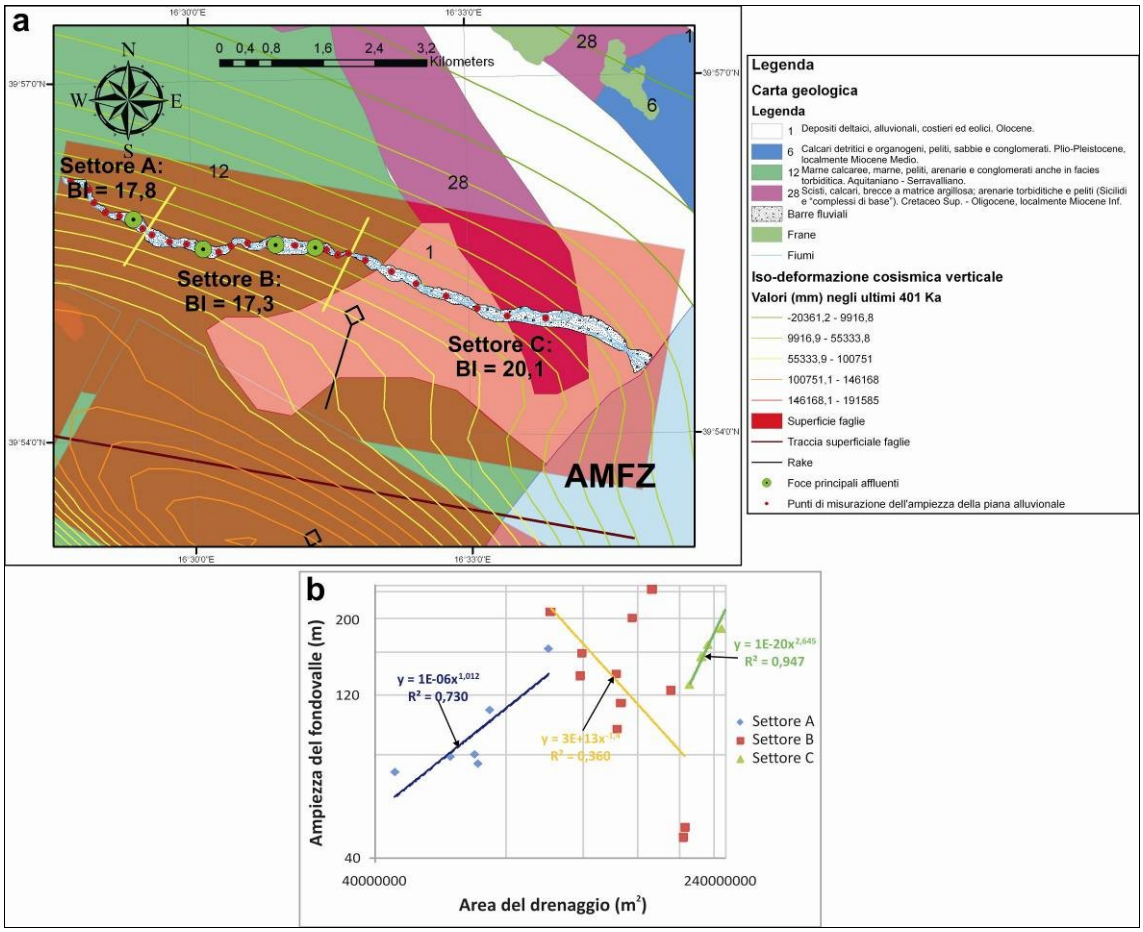


Figura 5.16 – a) variazione del Braided Index lungo 3 settori della fiumara Avena. I risultati sono messi a confronto con le litologie e con l'ubicazione dei corpi di frana e delle foci dei principali affluenti. L'ubicazione dei settori è anche riportata in figura 5.15c. b) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi in figura 5.16a. Sigle: AMFZ = Amendolara Fault Zone.

5.3.4 – Potresino.

La fiumara Potresino è caratterizzata da un bacino di drenaggio di dimensioni areali nettamente inferiori rispetto alla media delle altre fiumare analizzate (~3,5 km^2 rispetto ad una media pari a ~41,4 km^2) e scorre in direzione NO-SE al limite Nord dell'anticlinale del Pollino (fig. 5.17b).

Sia l'analisi del grafico logaritmico area del drenaggio-gradiente (fig. 5.18a) sia l'ispezione delle ortofoto (scala 1:5000) hanno evidenziato che l'intero corso d'acqua, fatta eccezione per i settori più a monte controllati da processi colluviali di versante, è da considerarsi un *bedrock channell*. Le convessità della fiumara Potresino sono facilmente identificabili sia attraverso l'analisi del grafico logaritmico area del

drenaggio-gradiente (fig. 5.18a) sia attraverso l'osservazione della forma del profilo longitudinale (fig. 5.18b); ciascuna delle 4 convessità individuate è, inoltre, chiaramente correlabile con repentini aumenti del gradiente (picchi dell'indice SL in figura 5.18c).

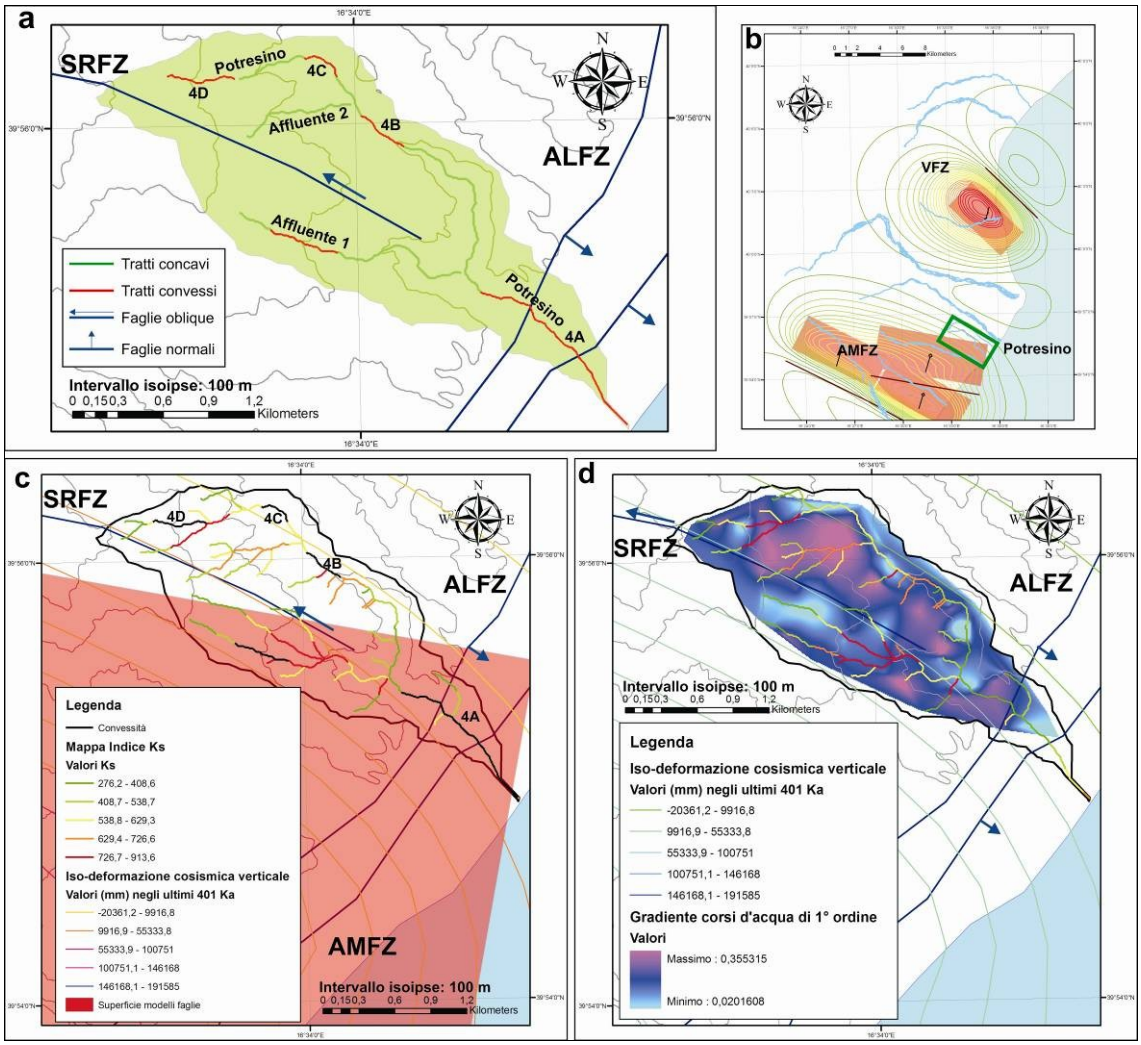


Figura 5.17 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara Potresino; b) ubicazione (rettangolo verde) della fiumara Potresino rispetto al modello di deformazione; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.18. Sigle delle faglie come in figura 4.1.

La presenza di tratti convessi ben definiti e che occupano gran parte del profilo longitudinale è probabilmente da attribuirsi alle limitate dimensioni del bacino di drenaggio. Infatti, le basse portate a disposizione, anche conseguenti da un minor valore delle precipitazioni medie annue lungo la fascia costiera (fig. 5.1), comportano,

probabilmente, una minore capacità di cancellare o, comunque, di attenuare le anomalie indotte da variazioni dei fattori di controllo del sistema.

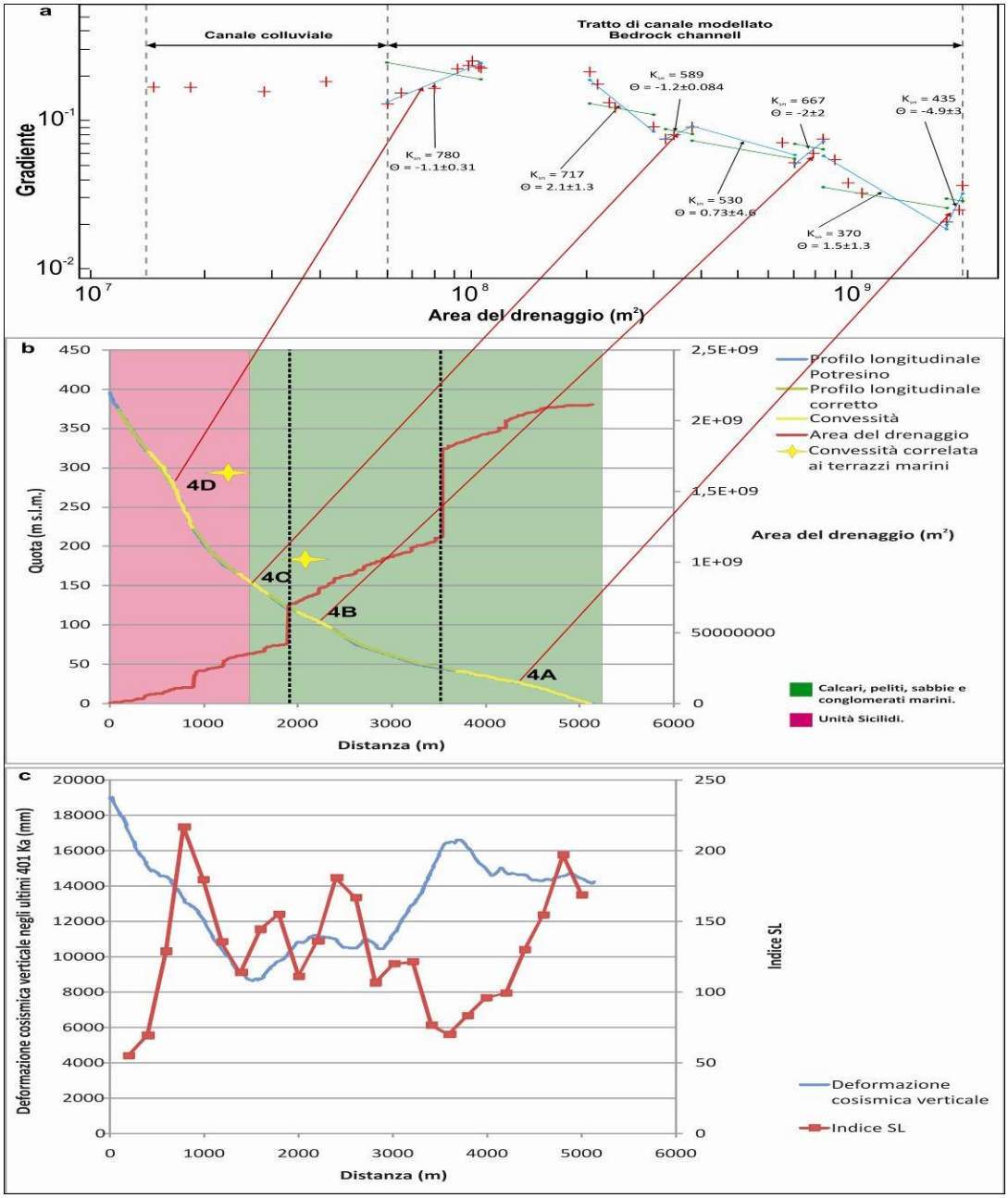


Figura 5.18 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara Potresino; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee azzurre). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il settore di bacino controllato dai processi erosivi di versante e il bedrock channell. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara Potresino e andamento dell'area del drenaggio. Le linee tratteggiate di colore nero evidenziano improvvise variazioni dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza di giunzioni con i tributari principali. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.17; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara Potresino.

Le convessità sono state etichettate con le sigle 4A, 4B, 4C e 4D (da valle verso monte; figure 5.17 e 5.18). In particolare, come sarà discusso ampiamente in seguito, le convessità 4C e 4D sono state correlate con 2 ordini di terrazzi marini affioranti lungo la fascia costiera. Per entrambe si esclude un controllo di natura litologica; mentre la convessità 4D è impostata interamente sulle Unità Sicilidi, la convessità 4C è attualmente ubicata al limite tra queste ultime e depositi marini pelitici, sabbiosi e conglomeratici (fig.5.18b). Entrambe le litologie sono facilmente erodibili, per composizione, grado di cementazione e fratturazione; conseguentemente, si ritiene che esse non siano all'origine delle variazioni di gradiente individuate. Inoltre, all'interno del bacino di drenaggio non sono noti corpi in frana e la foce dell'affluente principale è ubicata ben più a valle dei Kps 4C e 4D (figure 5.17a e 5.18b); questi ultimi, dunque, non possono essere messi in relazione con variazioni nel rapporto portate liquide/portate solide.

Il corso d'acqua principale è chiaramente spostato verso il versante Nord (fig. 5.17a); alla chiara asimmetria del bacino di drenaggio si aggiungono forti anomalie positive nel gradiente delle aste fluviali (figure 5.17c, d) che drenano il versante Sud, scorrendo verso i quadranti settentrionali. La zona ad elevato gradiente interessa l'intero bacino, è allineata con la zona di faglia del Saraceno (SRFZ) e non è correlabile con l'affioramento di un corpo litologico resistente all'erosione. Tali anomalie, sia nel percorso del Potresino sia nei gradienti, possono essere ragionevolmente attribuite al progressivo basculamento verso Nord del fianco NE dell'anticlinale del Pollino. L'assenza delle stesse anomalie lungo la fiumara Avena, posta immediatamente a Sud della fiumara Potresino (fig. 5.1), potrebbe derivare dalle diverse superfici dei bacini di drenaggio (Avena: ~31,4 km^2; Potresino: ~3,5 km^2) e, dunque, dalle differenti portate. In altre parole, il bacino di drenaggio del Potresino, complessivamente caratterizzato da una minore energia, risulta essere maggiormente influenzato dalla crescita dell'anticlinale del Pollino.

5.3.5 – Carrara.

La fiumara Carrara è ubicata all'estremo Nord dell'area di influenza della zona di faglia di Amendolara (AMFZ; fig. 5.19b).

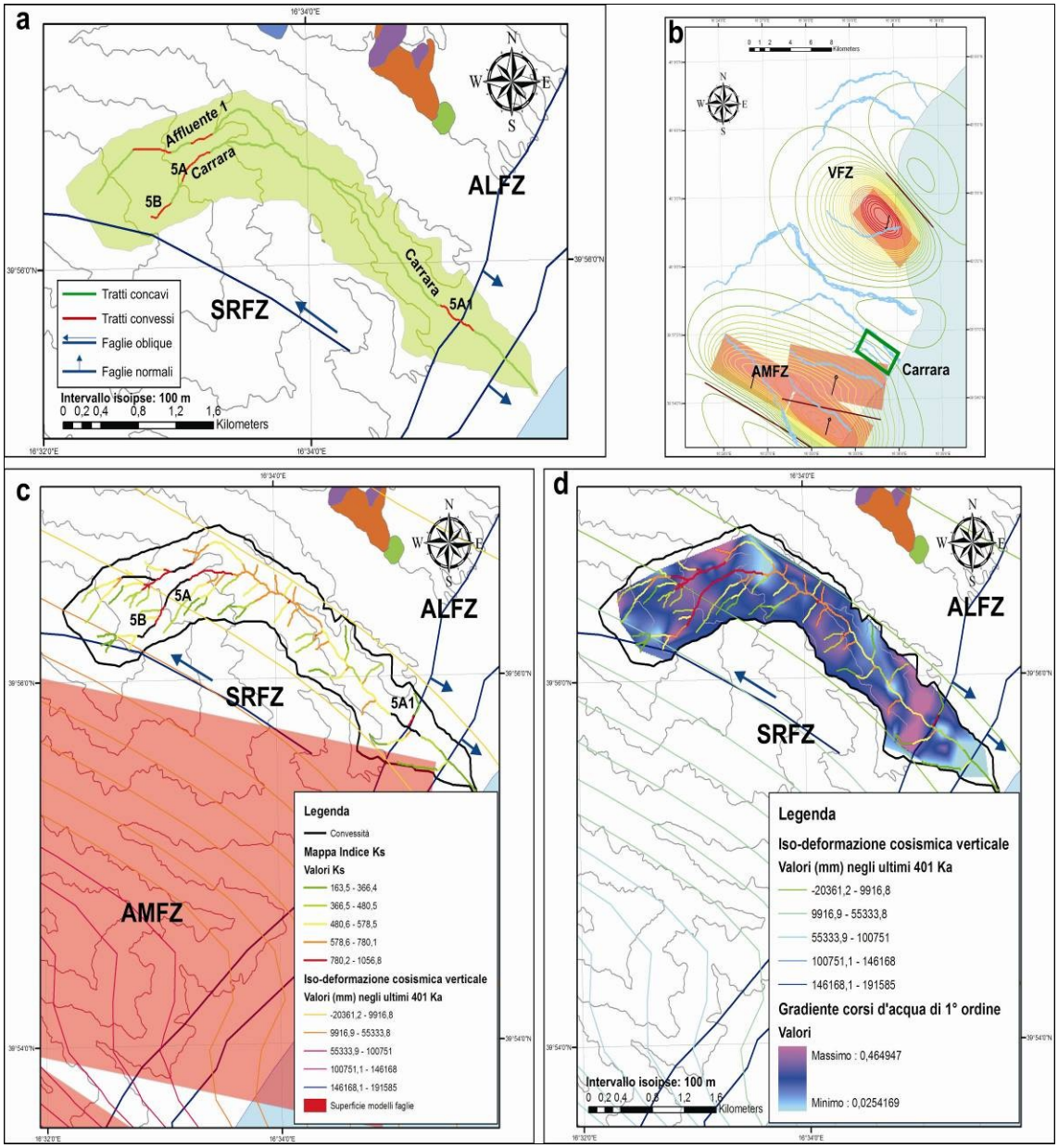


Figura 5.19 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara Carrara; b) ubicazione (rettangolo verde) della fiumara Carrara rispetto al modello di deformazione; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.20. Sigle delle faglie come in figura 4.1. Per la leggenda dei corpi di frana fare riferimento alla figura 5.8.

Il grafico logaritmico area del drenaggio-gradiente (fig. 5.20a) evidenzia in modo chiaro la transizione tra il settore del bacino controllato dai processi erosivi di versante

(gradiente costante con l'aumentare dell'area del drenaggio), laddove l'equazione 5.12 non è valida, e il canale fluviale dominato dall'erosione dell'alveo per stress di taglio esercitato dal flusso d'acqua (diminuzione esponenziale del gradiente con l'aumentare dell'area del drenaggio; *bedrock channell*). L'analisi delle ortofoto (scala 1:5000) e il rilevamento lungo l'alveo del fiume hanno difatti evidenziato che la fiumara Carrara è caratterizzata per la quasi totalità del suo percorso da un alveo in roccia con sporadiche coperture di materiali grossolani. Lungo il corso d'acqua principale sono state individuate 3 convessità (indicate con le sigle 5A1, 5A e 5B, da valle verso monte, nelle figure 5.19a, 5.19c e 5.20b), delle quali 2 (5A e 5B) sono state correlate con oscillazioni negative del livello di base (fig. 5.20b). Se tale correlazione è corretta, almeno 2 convessità dovrebbero essere attualmente presenti lungo l'unico principale tributario della fiumara Carrara, indicato con il nome di affluente 1 in figura 5.19a. La foce di questo tributario è, infatti, a valle dell'attuale posizione delle convessità 5A e 5B lungo il corso del Carrara (fig. 5.19a). Se tali convessità si sono originate in corrispondenza di una paleo-foce del Carrara a seguito di un abbassamento del livello del mare, esse sono progressivamente migrate verso monte comunicando all'affluente 1 il segnale di variazione del livello di base nel momento in cui sono passate in corrispondenza della sua foce. Ciò deve aver comportato la formazione di 2 ulteriori convessità migranti verso monte all'interno dell'affluente stesso. La presenza di 2 convessità lungo il corso dell'affluente 1 (fig. 5.19a) è, dunque, compatibile con l'ipotesi di un'origine eustatica dei Kps 5A e 5B. Questi ultimi occupano, inoltre, un settore della fiumara Carrara in cui il substrato dell'alveo è omogeneamente costituito dalle Unità Sicilidi (fig. 5.20b); la loro attuale posizione non può, dunque, essere attribuita a fattori di natura litologica. In corrispondenza delle 2 convessità non sono, inoltre, presenti né corpi in frana né giunzioni con affluenti (figure 5.19a e 5.20b) e, conseguentemente, esse non sembrano essere in relazione con variazioni del rapporto portata liquida/portata solida. La convessità 5A1 che, come vedremo in seguito, non è stata correlata ai terrazzi marini, potrebbe essere, invece, di origine tettonica, trovandosi attualmente a ridosso della zona di faglia Avena-Lauropoli (ALFZ; fig. 5.19a), un sistema di faglie dirette che immerge verso l'attuale linea di riva (paragrafo 4.1.2).

Per quanto riguarda l'analisi del gradiente delle aste fluviali (figura 5.19c, 5.19d e 5.20c) non si osservano particolari anomalie se non nei settori in cui sono state

individuate le convessità. La posizione della fiumara Carrara, in un settore equidistante dalle zone di faglia di Amendolara e di Valsinni e laddove il processo di sollevamento è quasi totalmente di natura regionale, potrebbe spiegare l'assenza di anomalie simili a quelle finora evidenziate lungo le fiumare Saraceno, Pagliara, Avena e Potresino.

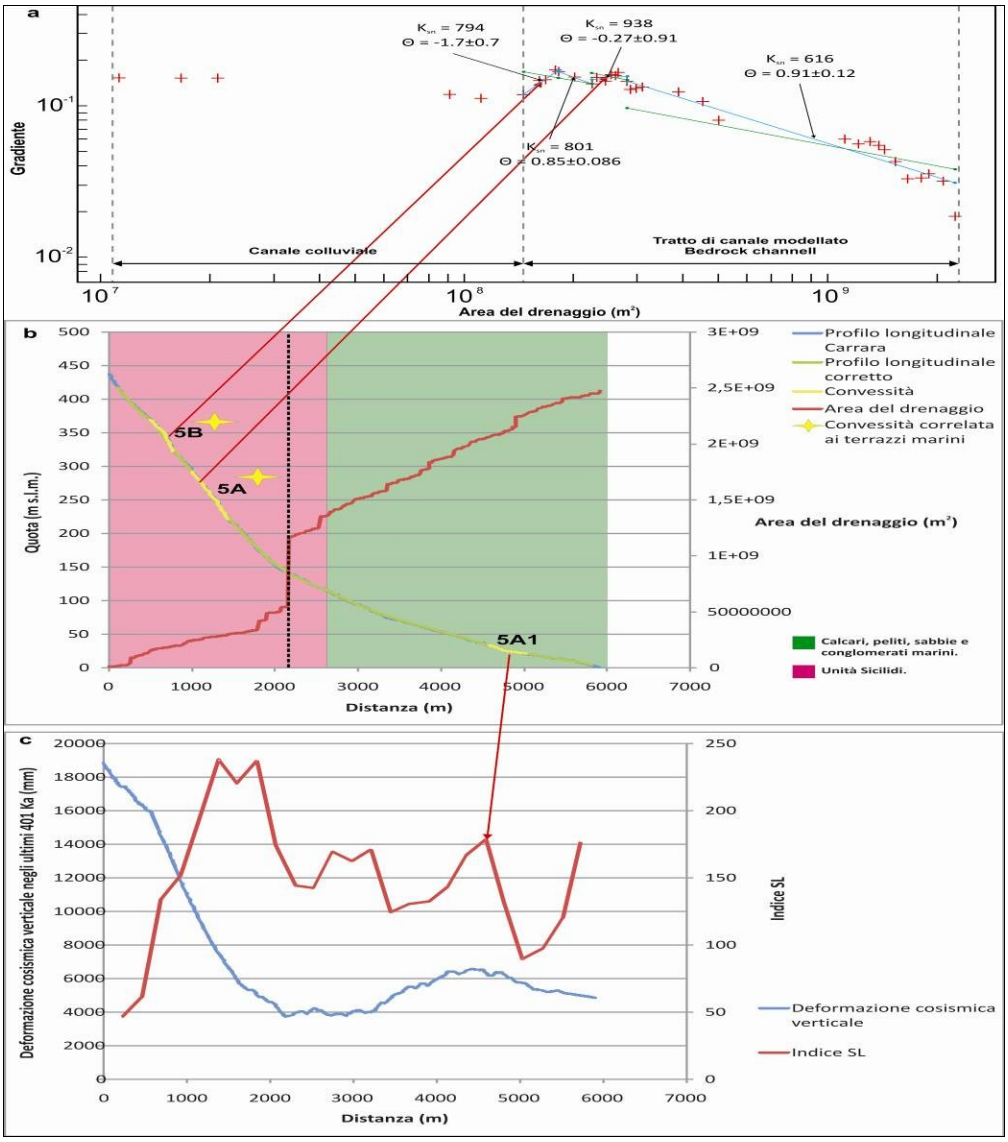


Figura 5.20 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara Carrara; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee azzurre). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il settore di bacino controllato dai processi erosivi di versante e il bedrock channell. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara Carrara e andamento dell'area del drenaggio. La linea tratteggiata di colore nero evidenzia un'improvvisa variazione dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza della giunzione con un tributario principale. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.19; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara Carrara.

5.3.6 – Straface.

La fiumara Straface è ubicata nel settore in cui l'influenza delle zone di faglia AMFZ e VFZ, sulla base del modello di deformazione proposto nel capitolo 4, è minima (fig. 5.21b).

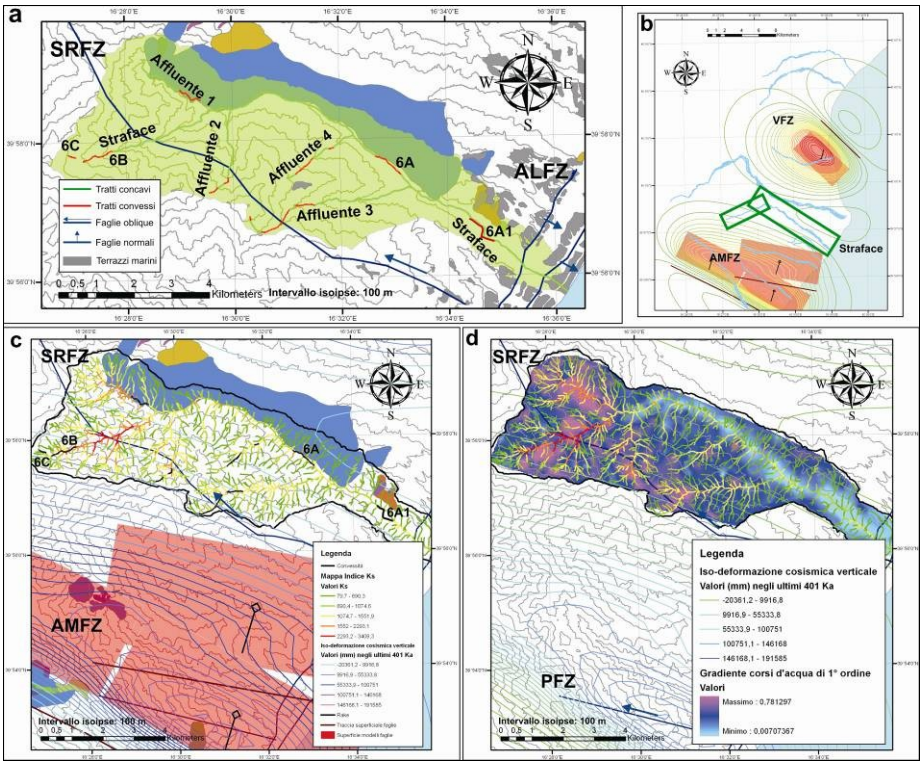


Figura 5.21 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara Straface; b) ubicazione (rettangolo verde) della fiumara Straface rispetto al modello di deformazione; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.22. Sigle delle faglie come in figura 4.1. Per la leggenda dei corpi di frana fare riferimento alla figura 5.8.

Delle 4 convessità individuate lungo l'alveo dello Straface (6A1, 6A, 6B e 6C, da valle verso monte, nelle figure 5.21a, 5.21c e 5.22b) solo la 6A è stata correlata ad una variazione eustatica del livello del mare (fig. 5.22b). La natura e la posizione di tale convessità non possono essere spiegate in termini litologici essendo essa attualmente ubicata nel tratto completamente alluvionato (figure 5.22a, b); è, dunque, plausibile ipotizzare che i detriti che ricoprono l'alveo isolino completamente la convessità

dall'influenza delle litologie affioranti. Resta, in ogni caso, possibile che la convessità 6A sia in qualche modo legata agli estesi movimenti gravitativi che interessano il versante settentrionale del bacino (fig. 5.21a).

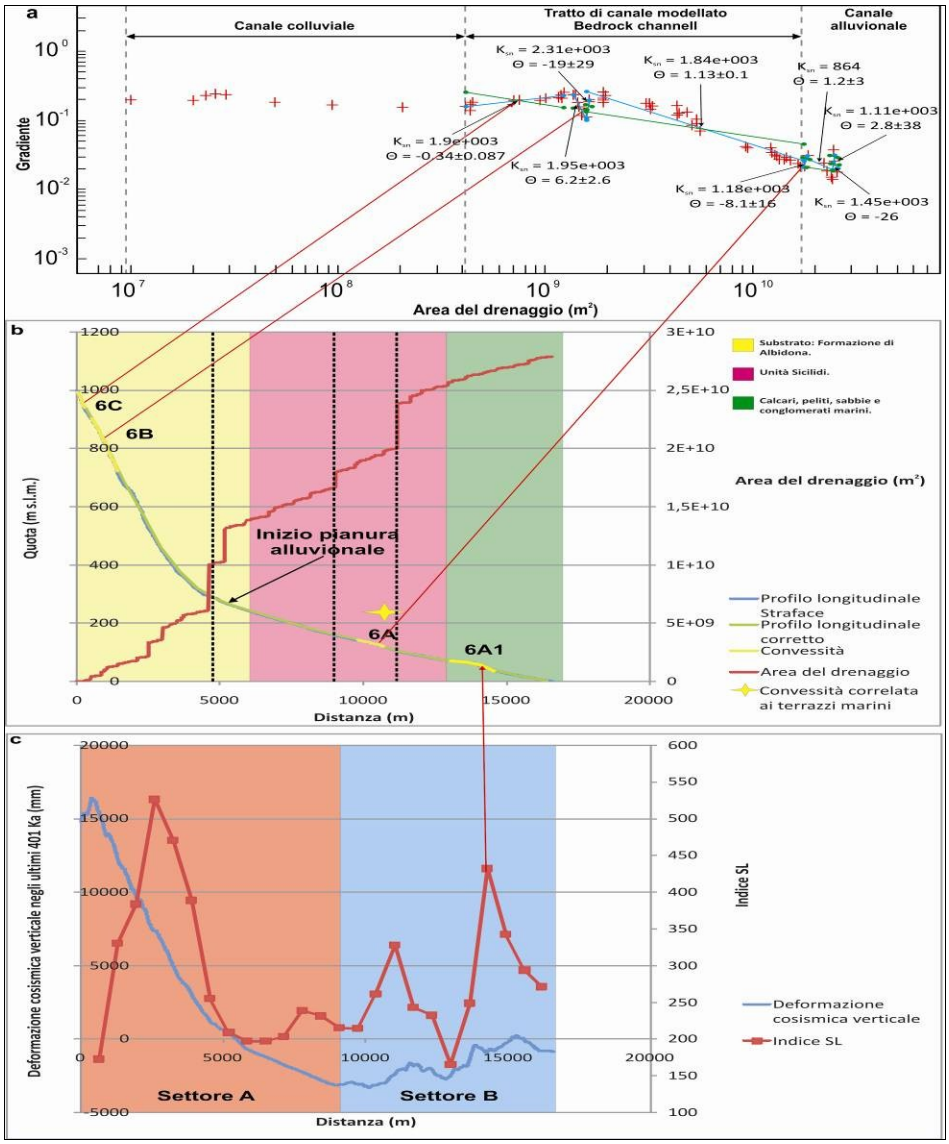


Figura 5.22 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara Straface; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee azzurre). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il canale controllato dai processi colluviali, il bedrock channell e il settore del canale alluvionale. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara Straface e andamento dell'area del drenaggio. Le linee tratteggiate di colore nero evidenziano improvvise variazioni dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza di giunzioni con i tributari principali. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.21; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara Straface. I settori A e B si riferiscono ai segmenti fluviali dove è stato calcolato il Braided Index (fig. 5.23).

Di particolare interesse è l'asimmetria del bacino idrografico, con la fiumara Straface completamente spostata verso Nord (fig. 5.21a); tale evidenza non sembra poter essere spiegata da una maggiore erosione lungo il versante meridionale. Infatti, sulla base della mappa dei corpi in frana di figura 5.21a è ragionevole ipotizzare che l'erosione sia relativamente maggiore lungo il versante settentrionale che, come detto in precedenza, è estesamente interessato da movimenti gravitativi (fig. 5.21a) e, in particolare, da zone di frana profonde ritenute tuttora attive (fare riferimento anche alla legenda di figura 5.8). Una spiegazione alternativa potrebbe essere un basculamento trasversale alla valle e diretto verso Nord conseguente dall'accumulo di dislocazione lungo la zona di faglia del Saraceno (SRFZ; fig. 5.21a) che interseca il bacino dello Straface nel settore Sud-occidentale. Come ampiamente evidenziato nella discussione del capitolo 4, tale zona di faglia non deforma le antiche linee di riva. Dunque, è possibile che: 1) la SRFZ sia stata interessata da una recente riattivazione tale da influenzare il reticolo idrografico; 2) sono attivi i soli segmenti di faglia a monte della fascia costiera, ubicati ad una distanza tale da non deformare significativamente le antiche linee di riva. Tali ipotesi, ugualmente possibili, sono confermate dalla presenza di anomalie positive dei gradienti allineate con la SRFZ nel quadrante Sud-occidentale del bacino idrografico (figure 5.21c, d) e non attribuibili all'affioramento di litologie resistenti all'erosione (fig. 5.23a).

Tabella 5.4 – calcolo del Braided Index lungo 2 differenti settori della fiumara Straface. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
Straface	A	31,0	26	7,7	11,5
	B	56,3	42	7,1	21,8

L'analisi dei processi erosivi e deposizionali attraverso il calcolo del *Braided Index* conferma la scarsa influenza esercitata dalle zone di faglia di Amendolara e di Valsinni sulla fiumara Straface, così come ipotizzato dal modello di deformazione (fig. 5.1); il massimo sollevamento verticale attribuibile alla zona di faglia di Amendolara è, infatti, di appena 15 m negli ultimi ~401 Ka (fig. 5.22c).

Il *BI* aumenta regolarmente da monte (11,5) verso valle (21,8; tab. 5.4 e fig. 5.23a) così come ipotizzabile per un corso d'acqua che passa progressivamente da un *bedrock channell*, in cui domina l'erosione dell'alveo, ad un fiume alluvionale in cui gran parte dei detriti presi in carico nel settore montano vengono progressivamente depositati.

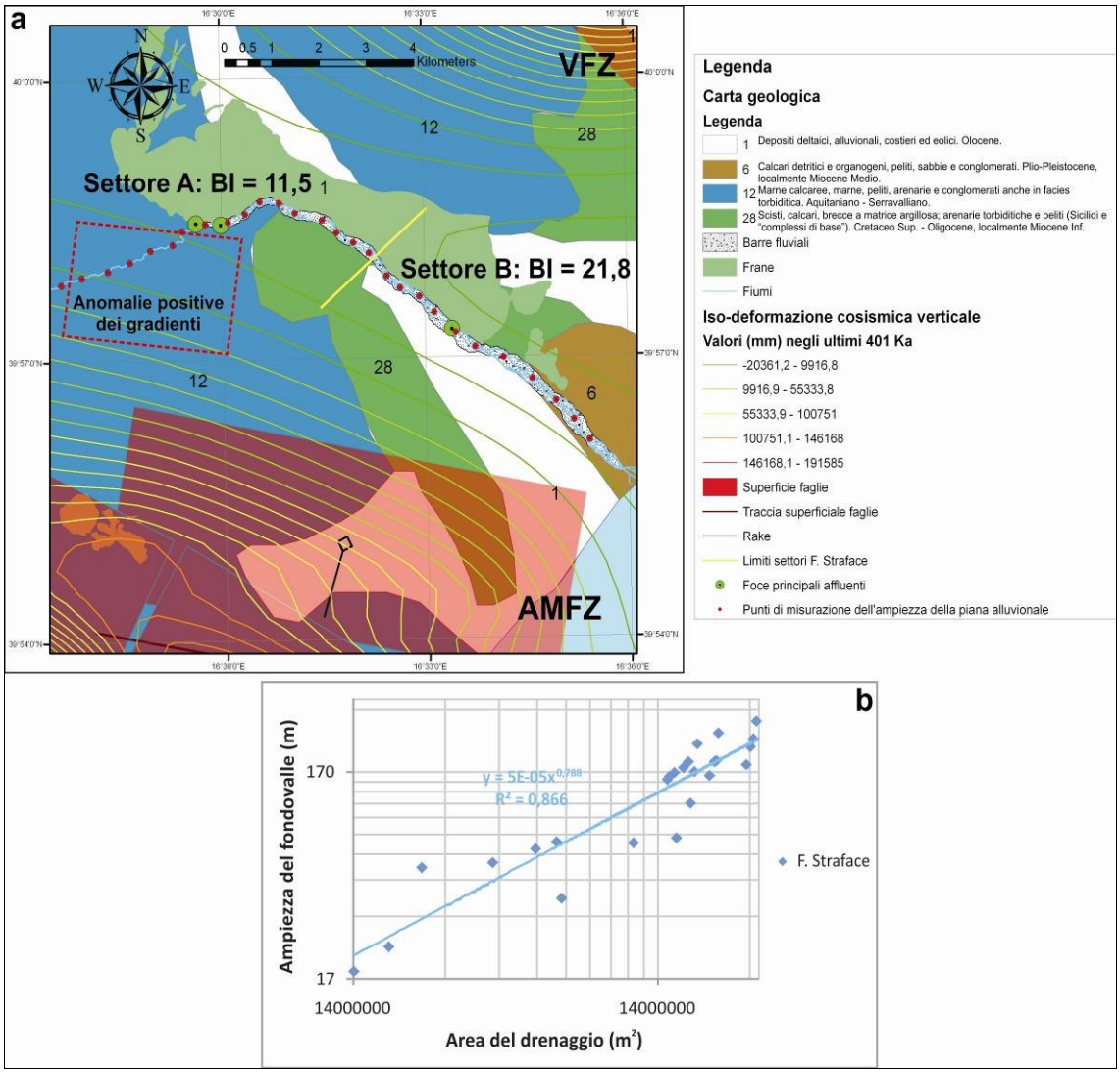


Figura 5.23 – a) variazione del Braided Index lungo 2 settori della fiumara Straface. I risultati sono messi a confronto con le litologie e con l'ubicazione dei corpi di frana e delle foci dei principali affluenti. L'ubicazione dei settori è anche riportata in figura 5.22c. Il rettangolo rosso tratteggiato delimita l'area in cui sono presenti anomalie positive del gradiente. b) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi in figura 5.23a. Sigle: AMFZ = Amendolara Fault Zone; VFZ = Valsinni Fault Zone.

Tale interpretazione è confermata dalle misure dell'ampiezza del fondovalle (5.23b), caratterizzata da un buon grado di correlazione diretta (R^2 = 0,866) con l'area del

drenaggio, così come è normalmente osservato in corsi d'acqua in equilibrio (equazione 5.16).

5.3.7 – Ferro.

La fiumara Ferro scorre in direzione SO-NE nel settore a monte e in direzione NO-SE nel settore a valle, attraverso il limite meridionale della zona di influenza dell'anticlinale di Valsinni (fig. 5.24b).

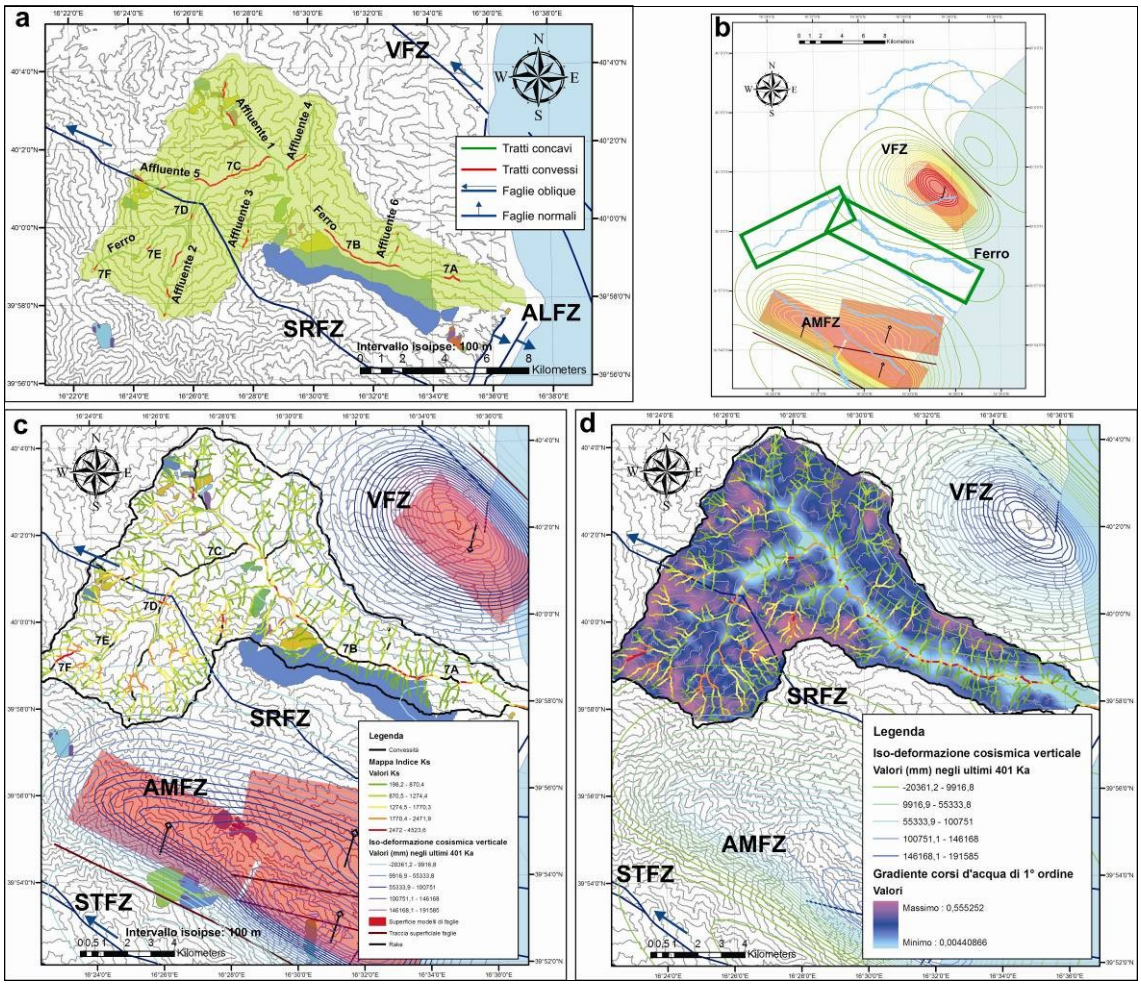


Figura 5.24 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara Ferro; b) ubicazione (rettangoli verdi) della fiumara Ferro rispetto al modello di deformazione; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.25. Sigle delle faglie come in figura 4.1. Per la leggenda dei corpi di frana fare riferimento alla figura 5.8.

L'analisi del grafico logaritmico area del drenaggio-gradiente (fig. 5.25a) e l'andamento dell'indice SL (fig. 5.25c) hanno consentito di individuare diverse convessità all'interno del bacino di drenaggio. In particolare, le convessità individuate lungo la fiumara Ferro sono state nominate, da valle verso monte, utilizzando le sigle 7A, 7B, 7C, 7D, 7E e 7F (figure 5.24a, 5.24c e 5.25b). Come vedremo in seguito, 4 di queste (7B, 7C, 7D e 7E) sono state geneticamente correlate ad un'oscillazione negativa del livello del mare (fig. 5.25b). Nessuna delle 4 convessità datate attraverso la correlazione con i terrazzi marini può essere attribuita all'affioramento di litologie resistenti all'erosione. Esse, infatti, sono attualmente ubicate in un settore del bacino il cui substrato è costituito interamente dalla formazione torbiditica di Albidona (fig. 5.25b). Inoltre, le convessità 7B, 7C e 7D sono interamente comprese nel settore alluvionale (figure 5.25a, b) e non dovrebbero, dunque, risentire di eventuali variazioni nella resistenza all'erosione delle litologie affioranti lungo l'alveo. Per quanto concerne i movimenti gravitativi di versante, esiste la possibilità che il *knickpoint* 7B sia influenzato dalla zona di frana, profonda e attiva, che interessa, verso valle, il versante meridionale del bacino (fig. 5.24a). Resta, inoltre, aperta la possibilità che le convessità 7D e 7C, la cui posizione è prossima alla foce di importanti affluenti (fig. 5.25b), siano da relazionarsi a significative variazioni del rapporto portata liquida/portata solida lungo il corso del Ferro.

Per quanto concerne i gradienti longitudinali, l'indice k_s (fig. 5.24c) mostra costantemente un aumento delle pendenze in prossimità dei *knickpoints*, fornendo, dunque, una verifica positiva riguardo la loro corretta individuazione. Di particolare interesse è l'aumento dei gradienti dei corsi d'acqua di 1° ordine (fig. 5.24d) lungo una fascia NO-SE allineata con la zona di faglia del Saraceno (SRFZ). Come è possibile osservare in figura 5.26a, l'anomalia positiva dei gradienti non è relazionabile con fattori litologici. Questo risultato supporta l'ipotesi di una recente attivazione della SRFZ lungo segmenti a monte della zona di rilevamento delle superfici marine, concordemente con quanto ipotizzato attraverso l'analisi morfometrica dei bacini del Saraceno e del Potresino.

Lungo il Ferro, l'andamento dell'indice SL (fig. 5.25c), i valori del *Braided Index* (tab. 5.5; figure 5.26a, b) e la variazione verso valle dell'ampiezza dell'alveo (fig. 5.26c) sono del tutto compatibili con il modello di deformazione.

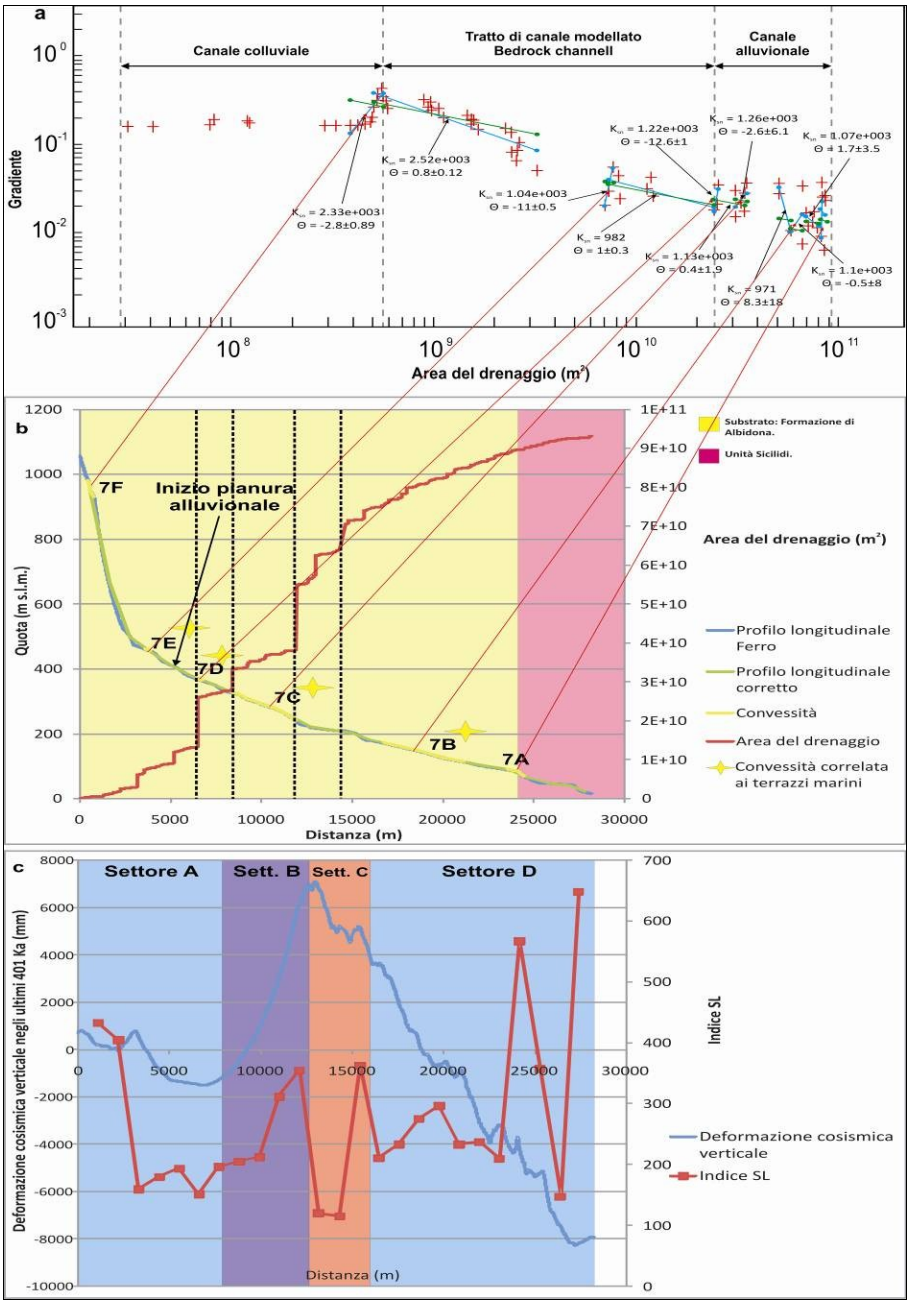


Figura 5.25 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara Ferro; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee azzurre). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il canale controllato dai processi colluviali, il bedrock channell e il settore del canale alluvionale. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara Ferro e andamento dell'area del drenaggio. Le linee tratteggiate di colore nero evidenziano improvvise variazioni dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza di giunzioni con i tributari principali. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.24; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara Ferro. I settori A, B, C e D si riferiscono ai segmenti fluviali dove è stato calcolato il Braided Index (fig. 5.26).

Nei settori A e B, dove il fiume scorre nella direzione dell'anticlinale in sollevamento, si osserva una diminuzione del gradiente (fig. 5.25c); la conseguente perdita di velocità e di energia del flusso comporta la sedimentazione di parte dei detriti trasportati e un aumento del *BI* da 12,7 a 25,1 (tab. 5.5; figure 5.26a, b). Inoltre, nei settori A e B l'ampiezza del fondovalle aumenta in proporzione diretta e con un buon grado di correlazione (coefficienti di correlazione pari a 0,817 e 0,840, rispettivamente) con l'area del drenaggio (fig. 5.26c). In questo contesto, il più rapido aumento delle ampiezze verso valle nel settore B rispetto al settore A (fig. 5.26c) potrebbe essere attribuito al minore gradiente della fiumara Ferro nel tratto immediatamente a monte della zona assiale del sollevamento.

Tabella 5.5 – calcolo del Braided Index lungo 4 differenti settori della fiumara Ferro. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
Ferro	A	29,9	27	6,9	12,7
	B	24,7	19	2,7	25,1
	C	35,1	32	4,9	21,0
	D	134,2	107	11,8	31,9

Nel settore C, lungo il tratto interessato dai massimi tassi di sollevamento, il gradiente longitudinale tende ad aumentare e il fiume incide il proprio alveo in risposta all'abbassamento relativo del livello di base. L'innescarsi della fase di incisione è supportata da una diminuzione del *BI* da 25,1 a 21,0 (tab. 5.5; figure 5.26a, b) e dalla perdita di qualsiasi relazione tra l'ampiezza della pianura alluvionale e l'area del drenaggio (fig. 5.26c). L'ampiezza del fondovalle diminuisce, inoltre, bruscamente al limite tra i settori B e C (figure 5.26b, c). Le anomalie evidenziate per il settore C non possono essere in alcun modo relazionate alle litologie, essendo il settore montano della fiumara Ferro interamente impostato sulle successioni torbiditiche di Albidona (fig. 5.25b). Verso valle, nel settore D, il fiume scorre ai limiti della zona di influenza dell'anticlinale di Valsinni, deposita il materiale eroso nell'area di massimo sollevamento (aumento del BI da 21,0 a 31,9; tab. 5.5; figure 5.26a, b) e aumenta progressivamente l'ampiezza del fondovalle in proporzione diretta con l'area del drenaggio (fig. 5.26c).

Le anomalie individuate nei processi erosivi e deposizionali sono supportate dall'analisi qualitativa del percorso della fiumara Ferro. Questa scorre in direzione SO-NE nel tratto più a monte per poi deviare, in direzione NO-SE in corrispondenza della zona di massimo sollevamento (settore C; fig. 5.26a). Infine, a valle il fiume mantiene un percorso ubicato ai limiti dell'anticlinale di Valsinni (fig. 5.26a).

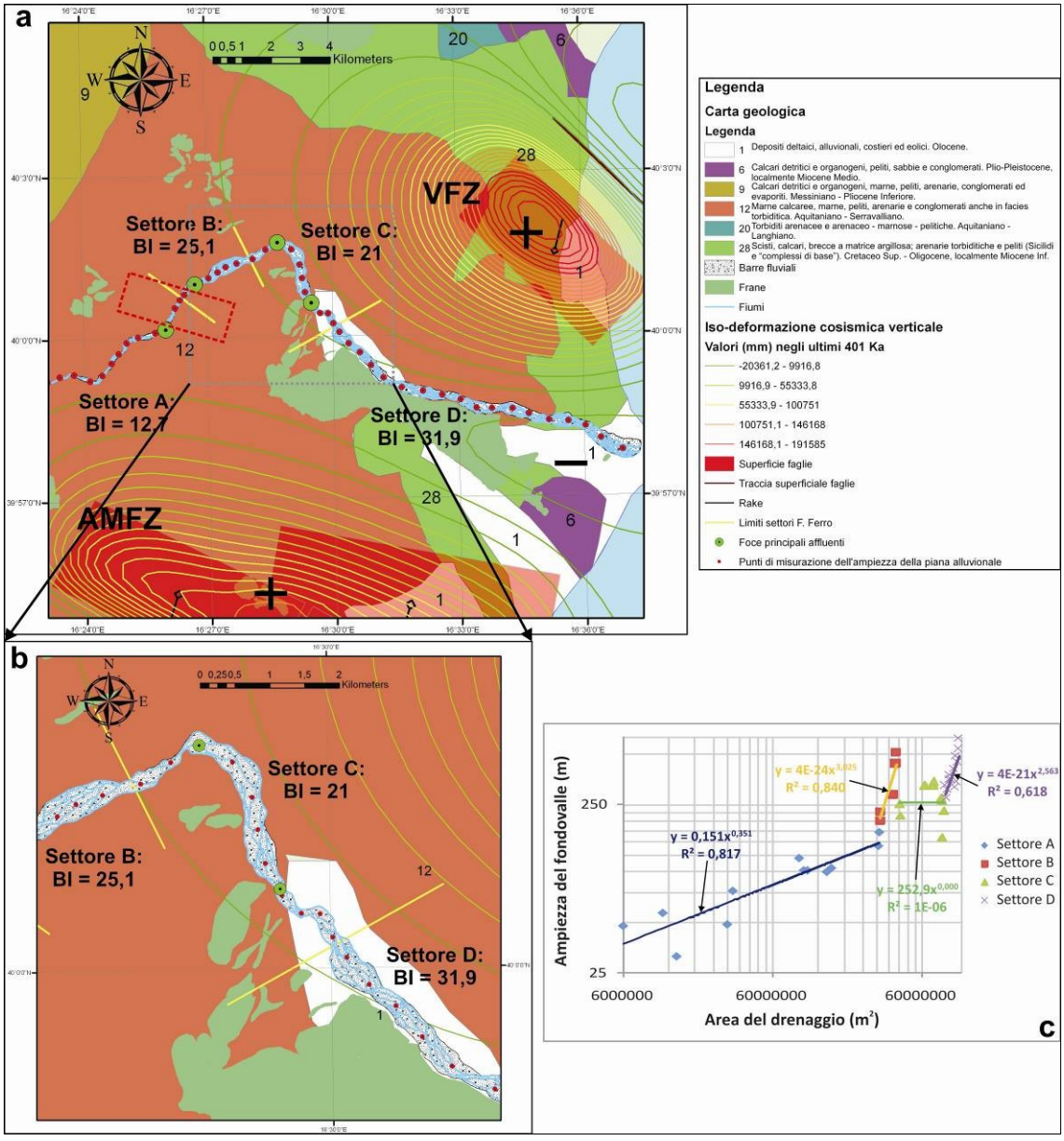


Figura 5.26 – a, b) variazione del Braided Index lungo 4 settori della fiumara Ferro. I risultati sono messi a confronto con le litologie e con l'ubicazione dei corpi di frana e delle foci dei principali affluenti. L'ubicazione dei settori è anche riportata in figura 5.25c. Il rettangolo rosso tratteggiato delimita l'area in cui sono presenti anomalie positive del gradiente. c) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi in figura 5.26a. Sigle: AMFZ = Amendolara Fault Zone; VFZ = Valsinni Fault Zone.

Nel complesso, dunque, tutte le caratteristiche della fiumara Ferro sono compatibili con l'ipotesi dell'esistenza di un'anticlinale in attivo sollevamento da attribuire alla dislocazione lungo la zona di faglia di Valsinni. In particolare, il fiume reagisce al sollevamento differenziale variando sia il suo gradiente sia l'ampiezza del fondovalle attraverso processi di incisione e di sedimentazione volti a mitigare le deformazioni dell'alveo indotte dall'anticlinale stessa.

5.3.8 – Cardona.

La fiumara Cardona scorre in direzione E-O e verso la zona di massimo sollevamento prevista dal modello di deformazione della VFZ (fig. 5.27b).

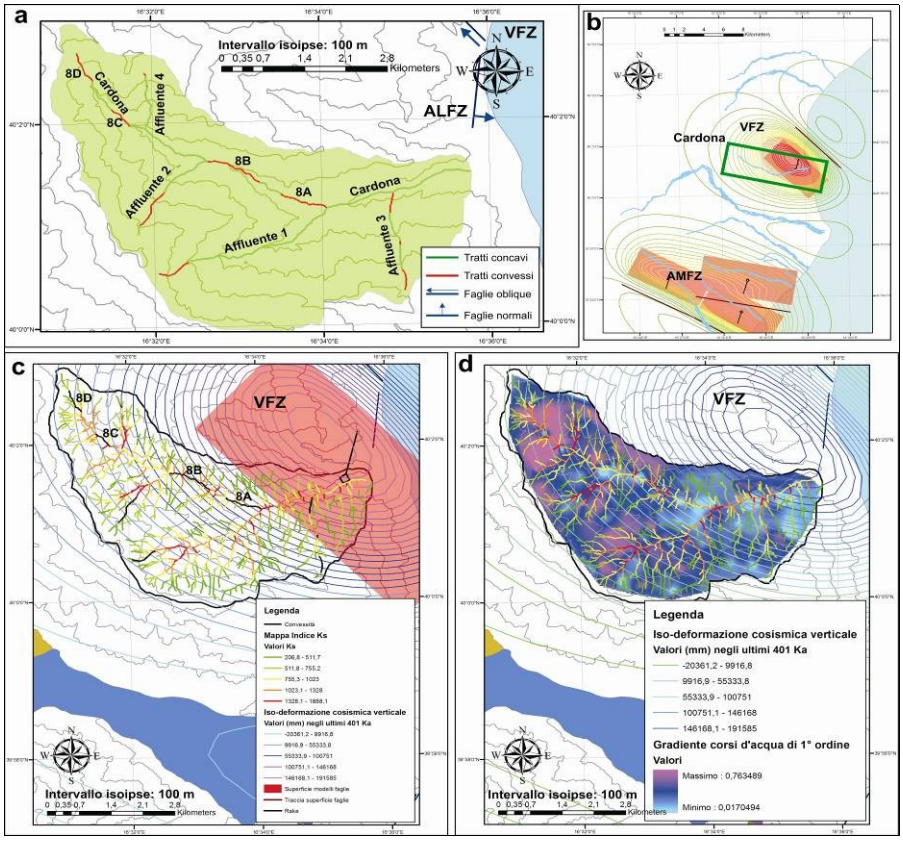


Figura 5.27 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara Cardona; b) ubicazione (rettangolo verde) della fiumara Cardona rispetto al modello di deformazione; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.28. Sigle delle faglie come in figura 4.1. Per la leggenda dei corpi di frana fare riferimento alla figura 5.8.

La fiumara, dunque, scorre verso l'asse dell'anticlinale; inoltre, il bacino di drenaggio è caratterizzato da un'asimmetria (corso d'acqua principale spostato verso Nord; fig. 5.27) opposta rispetto a quanto ci si aspetterebbe considerata la crescita dell'anticlinale di Valsinni. E' ipotizzabile, dunque, che la valle in cui è inciso il Cardona sia antecedente al sollevamento dell'anticlinale; in altre parole, si ipotizza che il fiume, al momento della crescita dell'anticlinale avesse già inciso una profonda valle tanto da non avere la possibilità di adeguare il suo percorso alla sopraggiunta deformazione del paesaggio.

Dei 4 *knickpoints* individuati lungo la fiumara Cardona (8A, 8B, 8C e 8D; figure 5.27a, 5.27c e 5.28b) 3 sono stati correlati con i terrazzi marini e, dunque, ad una variazione del livello di base (8B, 8C e 8D; fig. 5.28b). Tra questi il solo *Kp* 8B potrebbe essere legato a fattori di natura litologica trovandosi attualmente al limite tra le successioni torbiditiche della Formazione di Albidona e le Unità Sicilidi (fig. 5.28b). In realtà, la convessità 8B è attualmente ubicata nel tratto di alveo completamente ricoperto dalle alluvioni che, presumibilmente, esercitano un effetto di schermatura opposto all'influenza dei parametri litologici (figure 5.28a, b). Bisogna, inoltre, sottolineare che l'aumento dei gradienti che si osserva in corrispondenza delle convessità 8B e 8C potrebbe anche derivare da un aumento del carico di detriti e/o della granulometria dei sedimenti in corrispondenza delle foci degli affluenti 1 e 2 (figure 5.27a e 5.28b).

Sia la mappa dell'indice k_s sia la mappa del gradiente delle aste fluviali di 1° ordine non evidenziano particolari anomalie, se non il normale aumento delle pendenze in corrispondenza delle convessità individuate e verso il settore montano del bacino idrografico (figure 5.27c, d). E', invece, particolarmente interessante la variazione delle pendenze lungo il corso del Cardona; come è evidente nelle figure 5.27c, 5.27d e 5.28c la pendenza dell'alveo aumenta regolarmente verso valle, in parallelo con il sollevamento legato alla dislocazione lungo la zona di faglia di Valsinni. Come sottolineato in precedenza, il fiume scorre verso una soglia tettonica in sollevamento e questo, necessariamente, comporta una diminuzione dei gradienti. La reazione naturale di un corso d'acqua a tali circostanze è la sedimentazione di parte dei materiali trasportati allo scopo di aumentare il gradiente dell'alveo sino al raggiungimento di un

valore tale da consentire il trasporto del materiale apportato dai processi erosivi. Tale interpretazione è supportata dai risultati ottenuti dal calcolo del *Braided Index* in 3 differenti settori, la cui ubicazione è riportata nelle figure 5.28c e 5.29a.

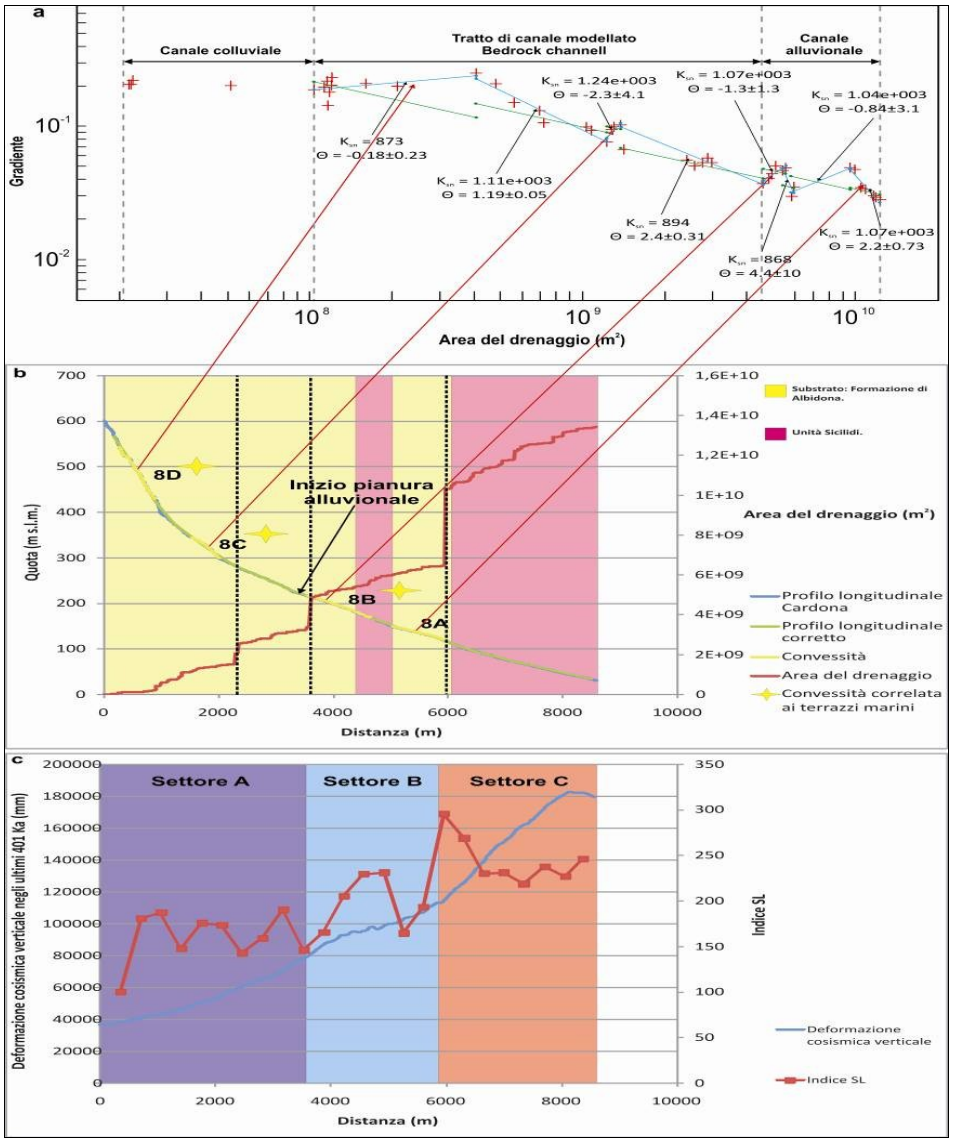


Figura 5.28 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara Cardona; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee azzurre). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il canale controllato dai processi colluviali, il bedrock channell e il settore del canale alluvionale. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara Cardona e andamento dell'area del drenaggio. Le linee tratteggiate di colore nero evidenziano improvvise variazioni dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza di giunzioni con i tributari principali. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.27; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara Cardona. I settori A, B e C si riferiscono ai segmenti fluviali dove è stato calcolato il Braided Index (fig. 5.29).

Come si osserva in tabella 5.6 e in figura 5.29a il *BI* aumenta regolarmente procedendo da monte verso valle (da 8,9 a 14,4); ciò è certamente caratteristico di un fiume in equilibrio ma anche di un corso d'acqua che scorre verso una zona in sollevamento.

Tabella 5.6 – calcolo del Braided Index lungo 3 differenti settori della fiumara Cardona. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
Cardona	A	4,5	13	2,5	8,9
	B	8,4	14	2,3	13,3
	C	14,0	17	3,1	14,4

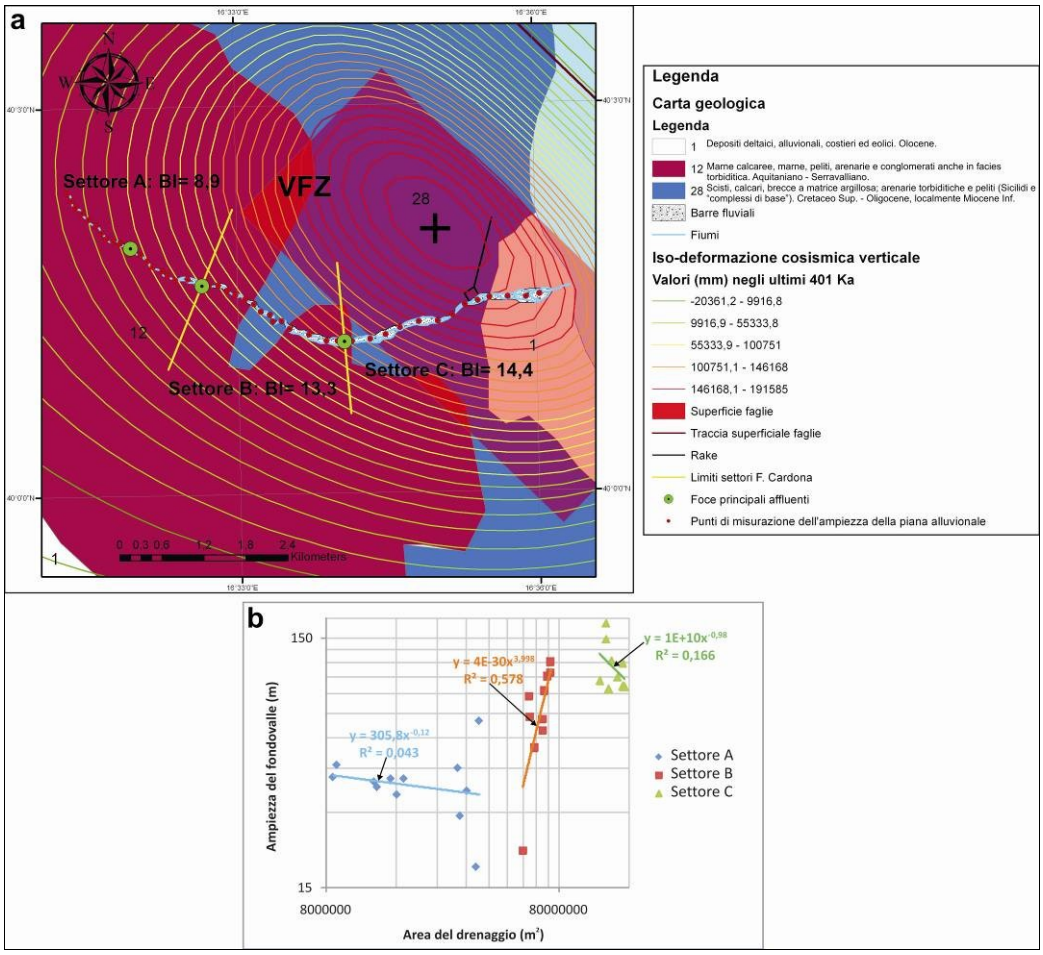


Figura 5.29 – a) variazione del Braided Index lungo 3 settori della fiumara Cardona. I risultati sono messi a confronto con le litologie e con l'ubicazione dei corpi di frana e delle foci dei principali affluenti. L'ubicazione dei settori è anche riportata in figura 5.28c. b) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi in figura 5.29a. Sigle: VFZ = Valsinni Fault Zone.

Per quanto riguarda l'ampiezza del fondovalle, infine, la figura 5.29b evidenzia, escludendo il settore B, la non esistenza di un rapporto di proporzionalità diretta con l'area del drenaggio; è ragionevole ipotizzare che ciò derivi da uno stato di disequilibrio del corso d'acqua conseguente dalla deformazione che interessa il proprio alveo. Inoltre, essendo il Cardona un fiume antecedente al sollevamento dell'anticlinale di Valsinni è probabile che il suo essere inciso in una valle ben definita non abbia permesso l'adeguamento dell'ampiezza dell'alveo in funzione della deformazione.

5.3.9 – Canna.

La fiumara Canna scorre in direzione SO-NE nel settore a monte per poi ruotare in direzione NO-SE verso valle (fig. 5.30b).

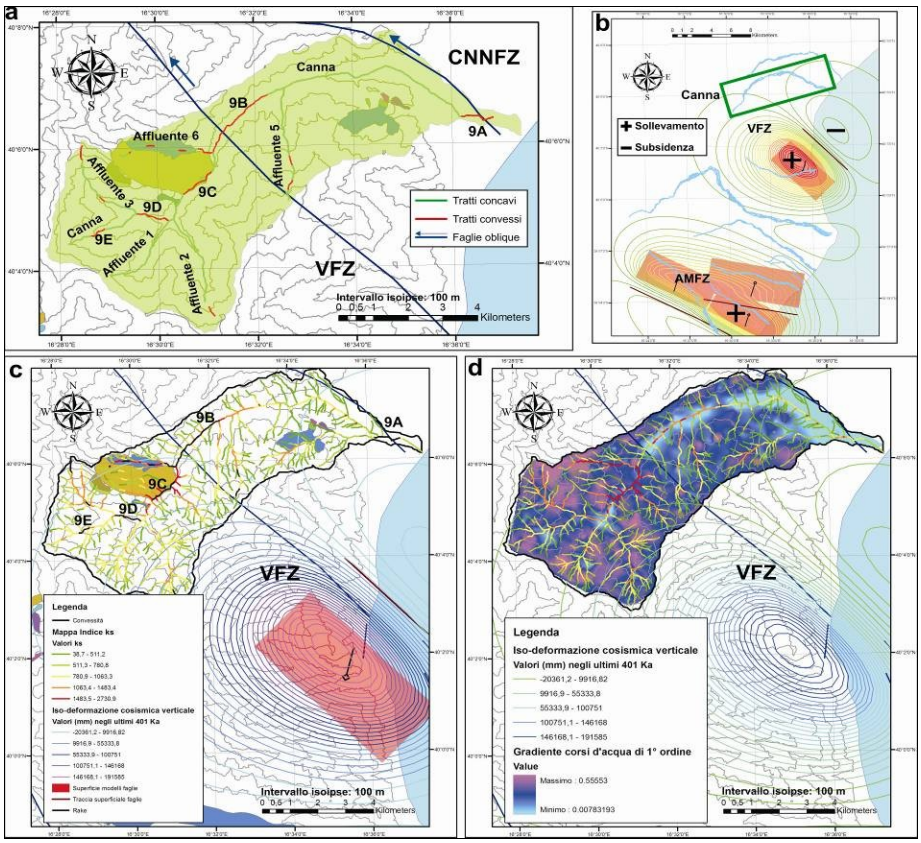


Figura 5.30 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara Canna; b) ubicazione (rettangolo verde) della fiumara Canna rispetto al modello di deformazione; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.31. Sigle delle faglie come in figura 4.1. Per la leggenda dei corpi di frana fare riferimento alla figura 5.8.

Il progressivo cambiamento nella direzione della fiumara potrebbe essere una diretta conseguenza della crescita dell'anticlinale di Valsinni. Nel settore a monte, infatti, il Canna è caratterizzato da un percorso con il quale sembra aggirare la zona in sollevamento (fig. 5.30b); verso valle, invece, la progressiva rotazione da SO-NE a NO-SE è compatibile con la presenza di un settore in subsidenza previsto dal modello di deformazione a Nord dell'anticlinale di Valsinni (fig. 5.30b). In altre parole, è ragionevole ipotizzare che la zona in subsidenza influenzi la direzione di massima pendenza topografica e, dunque, la direzione del corso d'acqua.

Lungo il profilo longitudinale delle fiumara sono state individuate, sia attraverso il grafico logaritmico area del drenaggio-gradiente (fig. 5.31a) sia attraverso l'indice SL (fig. 5.31c), 5 convessità indicate, da valle verso monte, con le sigle 9A, 9B, 9C, 9D e 9E (figure 5.30a, 5.30c e 5.31b). Per quanto riguarda le convessità che, come vedremo in seguito, sono state correlate con oscillazioni eustatiche negative (9C e 9E; fig. 5.31b), tra i possibili fattori che possono averne determinato l'origine e la posizione bisogna ricordare: 1) la litologia per la convessità 9E dato che essa è attualmente ubicata al limite tra la Formazione di Albidona e le Unità Sicilidi (fig. 5.31b); 2) la presenza, in prossimità della convessità 9C, di frane che potrebbero comportare un incremento delle pendenze a seguito dell'aumento della portata solida e/o della granulometria (figura 5.30a). Sulla base dei dati a disposizione non è, in ogni caso, possibile determinare la causa (frane o migrazione di convessità) che determina l'aumento dei gradienti delle aste fluviali in corrispondenza del *Kp* 9C (figure 5.30c, d).

Un aumento dei gradienti si osserva, inoltre, a monte della zona di faglia di Valsinni (fig. 5.30d); anche in questo caso non è possibile determinare quanto questo derivi dal normale aumento delle pendenze verso il settore montano del bacino o da una deformazione tettonica indotta dalla VFZ.

Per quanto riguarda il gradiente longitudinale calcolato per la fiumara Canna, l'indice SL, escludendo i picchi legati alla presenza delle convessità, non è caratterizzato da una progressiva diminuzione verso valle così come ci si aspetterebbe in un corso d'acqua in uno stato di perfetto equilibrio. Inoltre, l'analisi dei processi erosivi e deposizionali attraverso il calcolo del *Braided Index* evidenzia una possibile fase di incisione attiva nel tratto più a valle del corso d'acqua (diminuzione del *BI* da 21,5 a

18,8 passando dal settore B al settore C; tab. 5.7; figure 5.32a, b). Tale ipotesi è confermata dalla presenza di una relazione inversa tra l'area del drenaggio e l'ampiezza del fondovalle nel settore C (fig. 5.32c).

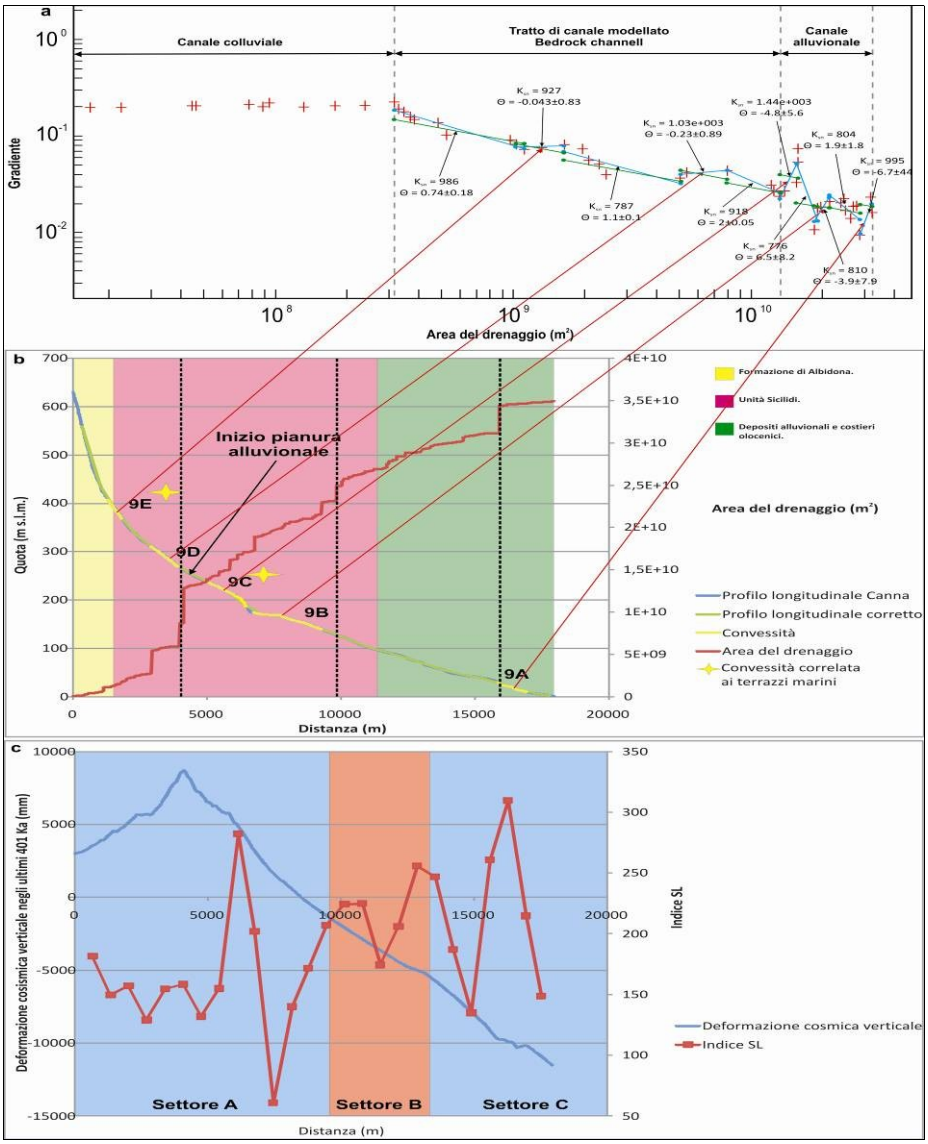


Figura 5.31 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara Canna; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee azzurre). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il canale controllato dai processi colluviali, il bedrock channell e il settore del canale alluvionale. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara Canna e andamento dell'area del drenaggio. Le linee tratteggiate di colore nero evidenziano improvvise variazioni dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza di giunzioni con i tributari principali. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.30; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara Canna. I settori A, B e C si riferiscono ai segmenti fluviali dove è stato calcolato il Braided Index (fig. 5.32).

Le anomalie individuate nel settore C non possono essere interpretate in chiave litologica; il substrato del tratto più a valle è, infatti, costituito da sabbie, argille e conglomerati marini (figure 5.32a, b), caratterizzati da una scarsa resistenza all'erosione. Come evidenziato in precedenza, la fiumara Canna potrebbe, dunque, essere influenzata dalla zona in subsidenza prevista dal modello di deformazione a Nord della VFZ (5.32a); tale ipotesi sembra essere avvalorata dai parametri (*BI* e ampiezza del fondovalle) che caratterizzano il tratto più a valle della fiumara.

Tabella 5.7 – calcolo del Braided Index lungo 3 differenti settori della fiumara Canna. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
Canna	A	25,2	29	4,1	19,5
	B	24,0	15	2,9	21,5
	C	31,3	27	4,8	18,8

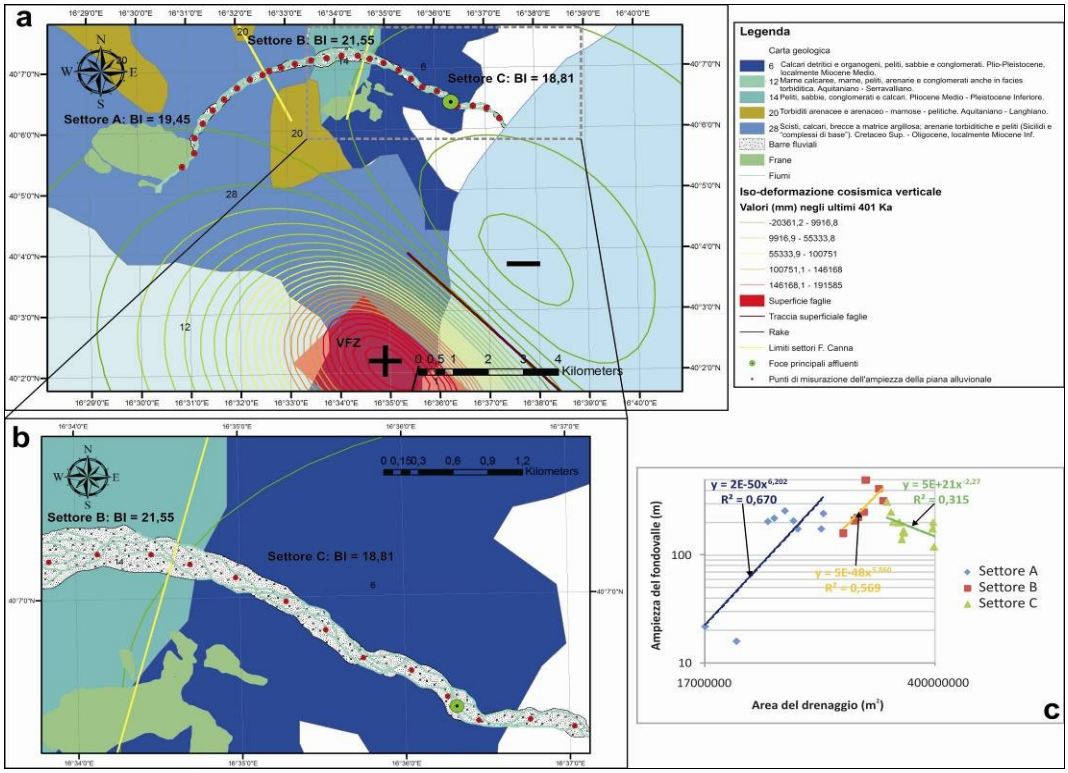


Figura 5.32 – a, b) variazione del Braided Index lungo 3 settori della fiumara Canna. I risultati sono messi a confronto con le litologie e con l'ubicazione dei corpi di frana e delle foci dei principali affluenti. L'ubicazione dei settori è anche riportata in figura 5.31c. c) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi in figura 5.32a. Sigle: VFZ = Valsinni Fault Zone.

Infatti, come previsto dai modelli di Ouchi (1983; fig. 5.7), un fiume che si approssima ad una zona in subsidenza è interessato da un aumento del gradiente dell'alveo che comporta un incremento dell'energia del flusso e, dunque, una fase di incisione. Di conseguenza, la diminuzione del *BI* e dell'ampiezza del fondovalle (figure 5.32b, c) sono compatibili con un fiume che ruota verso la zona in subsidenza e che approssimandosi ad essa reagisce all'incremento delle pendenze incidendo attraverso la pianura alluvionale.

5.3.10 – San Nicola.

La fiumara San Nicola presenta caratteristiche molto simili a quelle della fiumara Canna, analizzata nel precedente paragrafo.

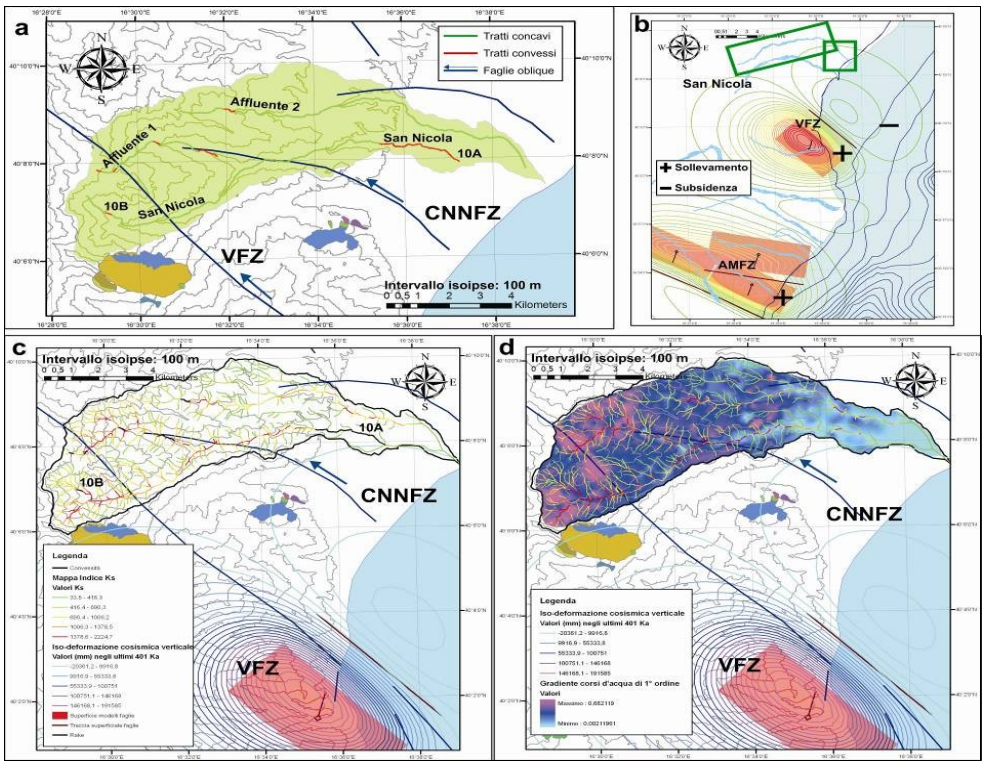


Figura 5.33 – a) mappa delle convessità e delle concavità nel bacino di drenaggio della fiumara San Nicola; b) ubicazione (rettangoli verdi) della fiumara San Nicola rispetto al modello di deformazione. In blu è riportata la batimetria con equidistanza di 25 m; c) mappe delle convessità e dell'indice k_s messe in relazione con il modello di deformazione; d) confronto tra le mappe dell'indice k_s e del gradiente dei corsi d'acqua di 1° ordine. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse di figura 5.34. Sigle delle faglie come in figura 4.1. Per la leggenda dei corpi di frana fare riferimento alla figura 5.8.

Anche in questo caso, infatti, il tratto più a valle della fiumara è caratterizzato da una rotazione del corso del fiume, da SO-NE a NO-SE, laddove è presumibile che la sinclinale posta a Nord della zona di faglia di Valsinni eserciti la sua influenza sul reticolo idrografico.

Nessuna delle convessità individuate lungo l'alveo della fiumara San Nicola è stata correlata ad un terrazzo marino; infatti, le convessità 10A e 10B (fig. 5.34b) non rispettano le 3 condizioni ritenute necessarie al fine di escludere un'origine non legata alle variazioni eustatiche del livello di base (strutture, litologie, variazioni del rapporto portata liquida/portata solida; paragrafo 5.2.2). Come discusso in precedenza (paragrafo 5.2.2), un'oscillazione negativa del livello del mare comporta la formazione di un *knickpoint* nel solo caso in cui il gradiente della piattaforma continentale emersa durante la fase glaciale è maggiore rispetto al gradiente del tratto più a valle del corso d'acqua. Come si osserva in figura 5.33b, la piattaforma continentale nell'*offshore* delle fiumara San Nicola è caratterizzata da un gradiente minore rispetto alla zona immediatamente a Sud. E', dunque, ragionevole ipotizzare che ciò comporti per la fiumara San Nicola l'esposizione, durante una regressione eustatica, di un alveo caratterizzato da un gradiente uguale o inferiore all'attuale gradiente del tratto più a valle. Questo comporterebbe un aumento della lunghezza del fiume ma non un reale abbassamento del livello di base e, dunque, eviterebbe l'innescarsi di una fase di incisione migrante verso monte. I dati batimetrici a disposizione non hanno, in ogni caso, una risoluzione tale da consentire un'analisi quantitativa del problema.

Sia l'indice k_s (figure 5.33c, d) sia il gradiente delle aste fluviali di 1° ordine (fig. 5.33d) evidenziano un significativo incremento delle pendenze nei settori immediatamente a monte delle intersezioni con le zone di faglia di Valsinni (VFZ) e del Canna (CNNFZ). In figura 5.35a il settore del bacino caratterizzato da un aumento delle pendenze longitudinali è stato delimitato con un rettangolo rosso tratteggiato; è evidente che le anomalie nel gradiente non possono essere attribuite a fattori litologici essendo le aste fluviali quasi interamente impostate sulle Unità Sicilidi, caratterizzate nell'area di studio da un'elevata percentuale argillosa e da una facile erodibilità. L'aumento dei gradienti potrebbe, quindi, essere relazionato ad una deformazione tettonica attiva legata alla dislocazione accumulata lungo la VFZ e la CNNFZ.

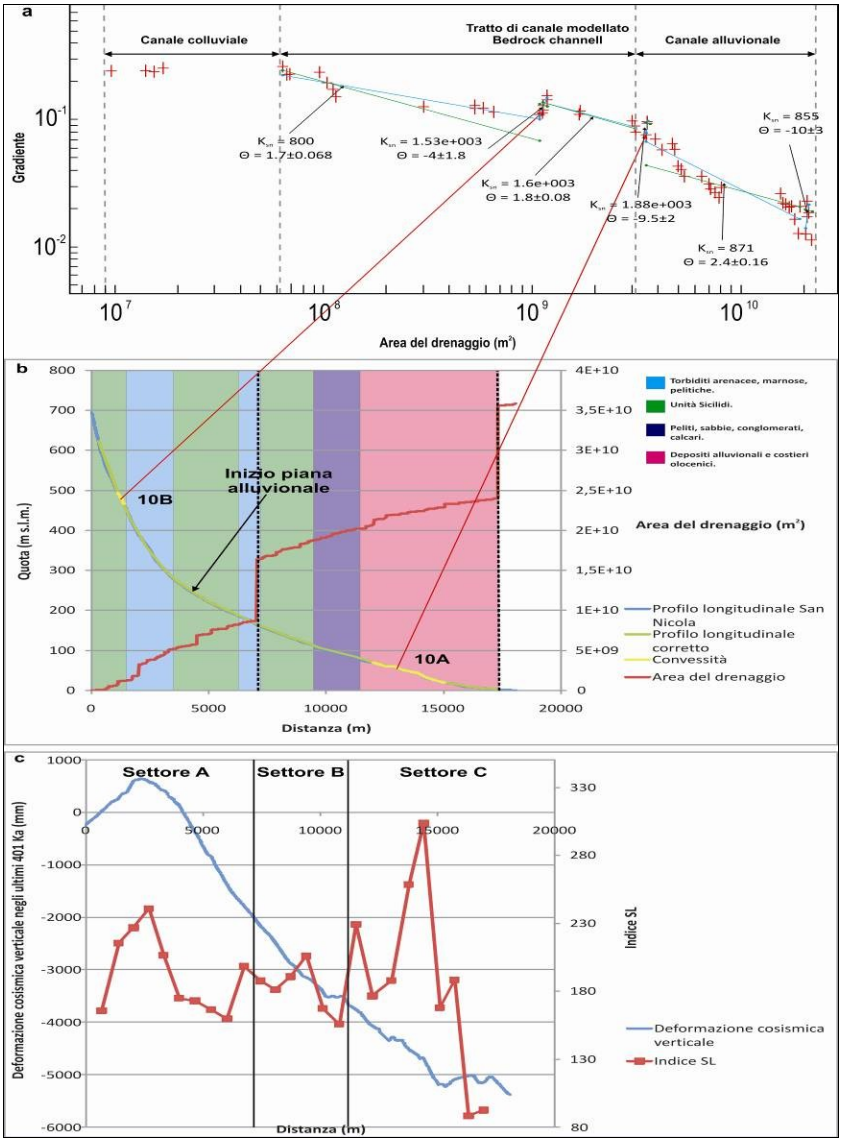


Figura 5.34 – a) grafico area del drenaggio-gradiente della fiumara San Nicola; si riportano i valori di θ e di k_s relativi a ciascun segmento fluviale analizzato attraverso le regressioni lineari (linee azzurre). Nel grafico è ben evidente la transizione tra il canale controllato dai processi colluviali, il bedrock channell e il settore del canale alluvionale. Le linee verdi rappresentano l'andamento di una retta di regressione per un ipotetico segmento fluviale con θ = 0,45; b) profilo longitudinale della fiumara San Nicola e andamento dell'area del drenaggio. Le linee tratteggiate di colore nero evidenziano improvvise variazioni dell'area del drenaggio da attribuire alla presenza di giunzioni con i tributari principali. Le sigle utilizzate per le convessità sono le stesse della figura 5.33; c) confronto tra l'andamento della deformazione cosismica verticale (calcolata a partire dal terrazzo T8-401 Ka) e l'indice SL (gradiente longitudinale) lungo la fiumara San Nicola. I settori A, B e C si riferiscono ai segmenti fluviali dove è stato calcolato il Braided Index (fig. 5.35).

Per quanto riguarda quest'ultima, nel capitolo 4 è stato evidenziato come essa non deformi i terrazzi marini. Dunque, è probabile che, come nel caso della SRFZ (paragrafi 5.3.6 e 5.3.7), la CNNFZ sia stata interessata da una recente riattivazione o che siano attivi segmenti di faglia a monte della fascia costiera. Nel paragrafo successivo vedremo che l'analisi morfometrica applicata ai fiumi Agri e Sinni avvalora la seconda ipotesi.

Tabella 5.8 – calcolo del Braided Index lungo 3 differenti settori della fiumara San Nicola. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
San Nicola	A	11,8	16	3,1	12,8
	B	25,6	24	3,7	20,3
	C	28,1	30	6,1	14,1

Similmente a quanto osservato per la fiumara Canna, anche nel caso della fiumara San Nicola sia la variazione verso valle del *Braided Index* (tab. 5.8; figure 5.35a, b) sia l'andamento dell'ampiezza del fondovalle in funzione dell'area del drenaggio (fig. 5.35c) evidenziano una possibile influenza sull'evoluzione del corso d'acqua della sinclinale posta a Nord della zona di faglia di Valsinni. Nel tratto a monte l'ampiezza del fondovalle aumenta in un rapporto di proporzione diretta con l'area del drenaggio ($R^2 = 0,872$; fig. 5.35c) e il *BI* aumenta da 12,8 a 20,3 (tab. 5.8; fig. 5.35a). Nel settore C il gradiente del San Nicola resta elevato (figure 5.33c e 5.34c) probabilmente perché il fiume attraversa il fianco a monte della sinclinale prodotta dalla VFZ (fig. 5.35a). Ciò comporta necessariamente un aumento delle pendenze dell'alveo e, di conseguenza, una maggiore velocità di flusso utilizzata dal San Nicola per l'incisione dell'alveo finalizzata a ritrovare l'equilibrio disturbato dalla deformazione tettonica. La fase di incisione è resa evidente dalla brusca diminuzione del *BI*, da 20,3 a 14,1 (tab. 5.8; figure 5.35a, b), e dell'ampiezza del fondovalle (figure 5.35b, c), al limite tra i settori B e C. Quest'ultima, inoltre, tende ulteriormente a diminuire verso valle con l'aumentare dell'area del bacino di drenaggio (fig. 5.35c). L'interpretazione della diminuzione dell'ampiezza dell'alveo in funzione della subsidenza e, dunque, dell'aumento del gradiente topografico è in accordo con quanto previsto dall'equazione di Finnegan et alii (2005; equazione 5.17) che, come detto in precedenza, prevede una relazione di tipo inverso tra la pendenza dell'alveo e l'ampiezza del fondovalle.

Sebbene le anomalie osservate nel settore C avvengano in corrispondenza di un limite litologico (fig. 5.35a), bisogna sottolineare che le formazioni affioranti nel tratto a valle della fiumara San Nicola (argille, calcari, sabbie e conglomerati marini) sono caratterizzati da uno scarso grado di cementazione e da una bassa resistenza all'erosione. Per questo motivo e dato che l'ultimo tratto del San Nicola è completamente impostato sulle recenti alluvioni (figure 5.35a, b) si ritiene che l'incisione del fondovalle non possa essere attribuita a fattori di natura litologica.

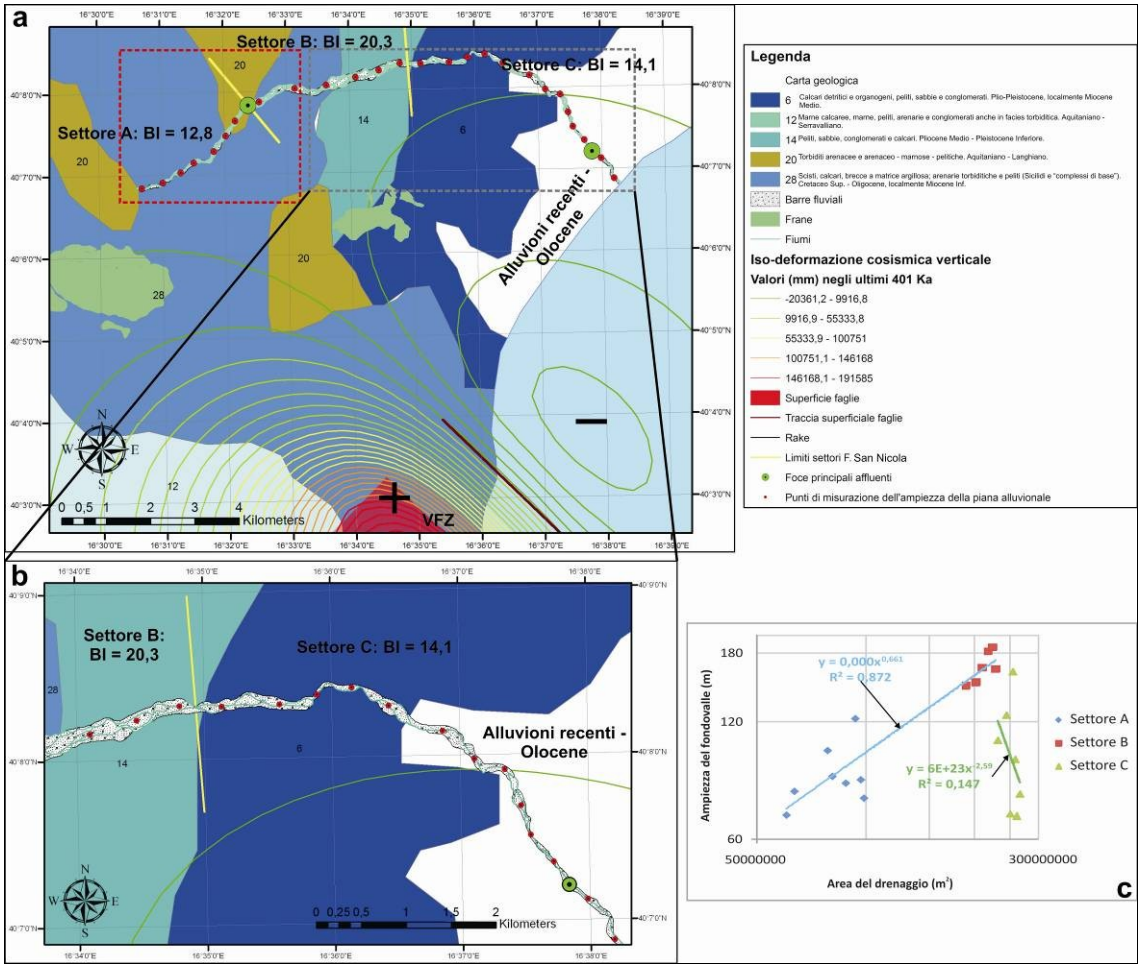


Figura 5.35 – a, b) variazione del Braided Index lungo 3 settori della fiumara San Nicola. I risultati sono messi a confronto con le litologie e con l'ubicazione dei corpi di frana e delle foci dei principali affluenti. L'ubicazione dei settori è anche riportata in figura 5.34c. Il rettangolo rosso tratteggiato delimita il settore del bacino caratterizzato da un aumento dei gradienti longitudinali. c) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi in figura 5.35a. Sigle: VFZ = Valsinni Fault Zone.

5.3.11 – Analisi del *pattern* e dell'ampiezza del fondovalle dei fiumi Agri e Sinni.

Come evidenziato nella discussione dei risultati del modello di deformazione (capitolo 4), l'analisi delle zone di faglia attraverso l'utilizzo dei profili di deformazione delle antiche linee di riva limita la modellazione alla sola fascia costiera. Infatti, eventuali segmenti di faglia attivi nel settore a monte si troverebbero ad una distanza dalle superfici marine tale da non deformarle. Per questo motivo è stata realizzata un'analisi morfometrica, centrata sul *pattern* e sull'ampiezza del fondovalle, dei fiumi Agri e Sinni, che intersecano le zone di faglia di Valsinni (VFZ) e del Canna (CNNFZ; fig. 5.36) nel settore a monte delle superfici marine.

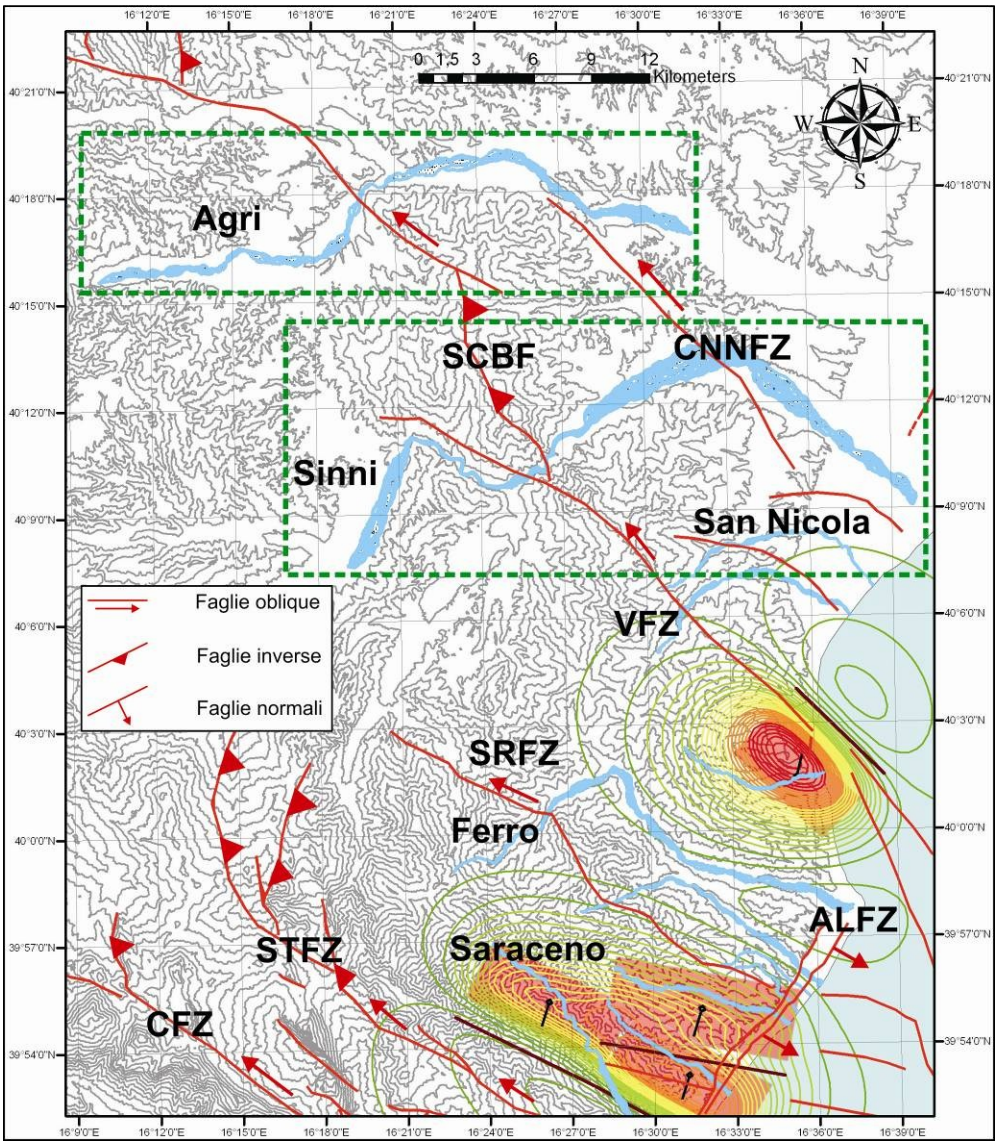


Figura 5.36 – ubicazione dei fiumi Agri e Sinni rispetto al modello di deformazione e alle zone di faglia analizzate. I rettangoli tratteggiati di colore verde delimitano i settori in cui è stata realizzata l'analisi morfometrica. Sigle come in figura 4.1.

Le anomalie morfometriche di seguito descritte non possono essere attribuite a fattori litologici in quanto i corsi d'acqua analizzati sono interamente impostati su spessi depositi alluvionali che isolano i fiumi dall'influenza esercitata dalle caratteristiche meccaniche delle litologie (figure 5.37 e 5.38).

Il fiume Agri è stato analizzato lungo 5 differenti segmenti fluviali i cui limiti sono riportati in figura 5.37a. Nel tratto più a monte dell'Agri, caratterizzato da un *Braided Index* pari a 20,2 (tab. 5.9; figure 5.37a, b), si osserva un progressivo aumento delle ampiezze del fondovalle proseguendo verso valle e, dunque, in proporzione diretta con l'area del drenaggio (fig. 5.37d). Nel settore B, laddove il fiume Agri interseca la Faglia di Scorciabuoi (SCBF; fig. 5.37a) si osserva una diminuzione del *BI*, da 20,2 a 14,0 (tab. 5.9; figure 5.37a, b), e una repentina diminuzione dell'ampiezza del fondovalle, ben evidente sia in mappa (fig. 5.37b) sia nel grafico area del drenaggio-ampiezza del fondovalle (fig. 5.37d). La SCBF è considerata in letteratura una discontinuità tettonica di significato regionale che nel Pleistocene Inferiore fu attiva come transpressiva sinistra, in accordo con l'episodio compressivo caratterizzato da una direzione di massimo raccorciamento ~OSO-ENE evidenziato dalle analisi strutturali di Hippolyte et alii (1994b) e di Casciello et alii (2000) nel bacino del Sant'Arcangelo. Secondo Casciello et alii (2000), la compressione è perdurata nel Pleistocene Medio con asse circa NNE-SSO. Le anomalie individuate lungo il corso dell'Agri potrebbero, dunque, confermare l'esistenza di un'attività recente della zona di faglia che deforma il paesaggio e influenza il reticolo idrografico. Risultati simili sono stati raggiunti da Bianca e Caputo (2003) che, attraverso un'analisi morfotettonica, evidenziavano la deformazione dei terrazzi fluviali dell'Agri in corrispondenza della faglia di Scorciabuoi.

Tabella 5.9 – calcolo del Braided Index lungo 5 differenti settori del fiume Agri. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
Agri	A	78,8	84	12,0	20,2
	B	27,1	30	6,0	14,0
	C	43,9	36	6,2	20,0
	D	52,9	63	6,3	26,9
	E	64,7	66	4,7	41,7

Nel settore C si osserva un nuovo aumento del *Braided Index*, da 14 a 20 (tab. 5.9; figure 5.37a, b) e dell'ampiezza del fondovalle (fig. 5.37b) che, inoltre, torna ad aumentare progressivamente verso valle parallelamente con l'area del drenaggio (fig. 5.37d). E' possibile che parte di questa fase di sedimentazione sia da relazionarsi con la grande quantità di materiale grossolano immessa nel fiume dal Torrente Sauro la cui foce è ubicata al limite tra i settori B e C (fig. 5.37a).

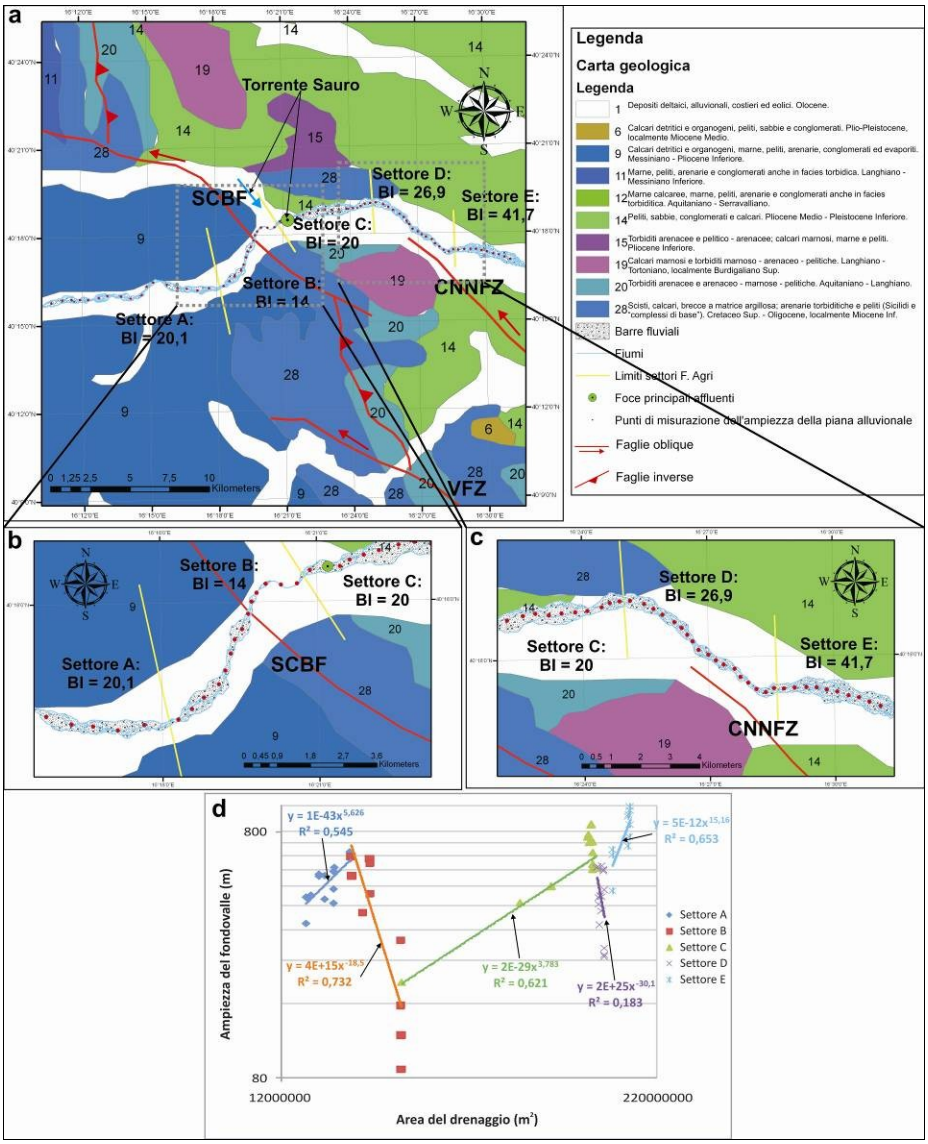


Figura 5.37 – a, b, c) variazione del Braided Index lungo 5 settori del fiume Agri; i risultati sono messi a confronto con le litologie affioranti. In particolare, il cerchio di colore verde indica la posizione della foce di uno dei principali affluenti dell'Agri, il Torrente Sauro. d) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi in figura 5.37a. Sigle delle faglie come in figura 4.1.

Un'ulteriore anomalia si osserva nel settore D, laddove il fiume Agri cambia bruscamente la direzione del suo percorso, da OSO-ENE a NO-SE, disponendosi parallelamente alla zona di faglia del Canna (CNNFZ; figure 5.37a, c). E' ragionevole ipotizzare che tale comportamento derivi dalla maggiore erodibilità delle rocce di faglia prodotte dalla dislocazione accumulata lungo la CNNFZ. Le caratteristiche morfometriche del settore D evidenziano, inoltre, una possibile incisione attiva dell'alveo come è suggerito dalla brusca diminuzione dell'ampiezza della pianura alluvionale (fig. 5.37c) che tende a diminuire progressivamente verso valle (fig. 5.37d). Tale fase di incisione potrebbe essere interpretata come la conseguenza della recente attivazione della CNNFZ, in accordo con le anomalie positive del gradiente che caratterizzano le aste fluviali del bacino di drenaggio del San Nicola in corrispondenza della stessa zona di faglia (paragrafo 5.3.10; fig. 5.33d). Infine, nel settore E il fiume deposita il materiale in carico come è dimostrato dall'aumento del *BI*, da 26,9 a 41,7 (tab. 5.9; figure 5.37a, c), e dal brusco aumento delle ampiezze del fondovalle che tende a continuare progressivamente verso valle (figure 5.37c, d).

L'analisi morfometrica del fiume Sinni ha portato a risultati paragonabili a quelli appena discussi per l'Agri, avvalorando l'ipotesi di una recente attività delle zone di faglia di Valsinni e del Canna nel settore a monte della zona in cui sono state rilevate le superfici marine.

Tabella 5.10 – calcolo del Braided Index lungo 4 differenti settori del fiume Sinni. Si riportano i valori dei diversi parametri necessari al calcolo dell'indice.

Fiume	Settore	Perimetro totale delle barre (km)	Numero totale delle barre	Lunghezza del tratto fluviale (km)	Braided Index
Sinni	A	112,2	92	6,1	52,3
	B	86,7	74	13,5	18,3
	C	229,6	157	8,6	71,7
	D	184,7	132	12,3	40,8

L'analisi è stata realizzata lungo 4 differenti segmenti fluviali i cui limiti sono riportati in figura 5.38a. In corrispondenza del limite tra i settori A e B il fiume Sinni è caratterizzato da una brusca variazione della direzione dell'alveo, da SO-NE a NO-SE, per poi ritornare alla direzione originaria attraversando la zona di faglia di Valsinni (VFZ; figure 5.38a, b). Così come ipotizzato precedentemente per la fiumara Agri nella zona in cui essa attraversa la CNNFZ, è probabile che il cambiamento di direzione sia

da attribuire alla maggiore erodibilità delle rocce di faglia correlate alla VFZ. Lo stesso settore B è probabilmente interessato da una fase di attiva incisione dell'alveo come è indicato dalla diminuzione del Braided Index, da 52,3 a 18,3 (tab. 5.10; figure 5.38a, b), e da una chiara diminuzione dell'ampiezza del fondovalle, visibile anche dall'osservazione della carta geologica di figura 5.38b. Nello stesso settore, inoltre, l'ampiezza del fondovalle tende progressivamente a diminuire con l'aumentare dell'area del drenaggio (fig. 5.38d).

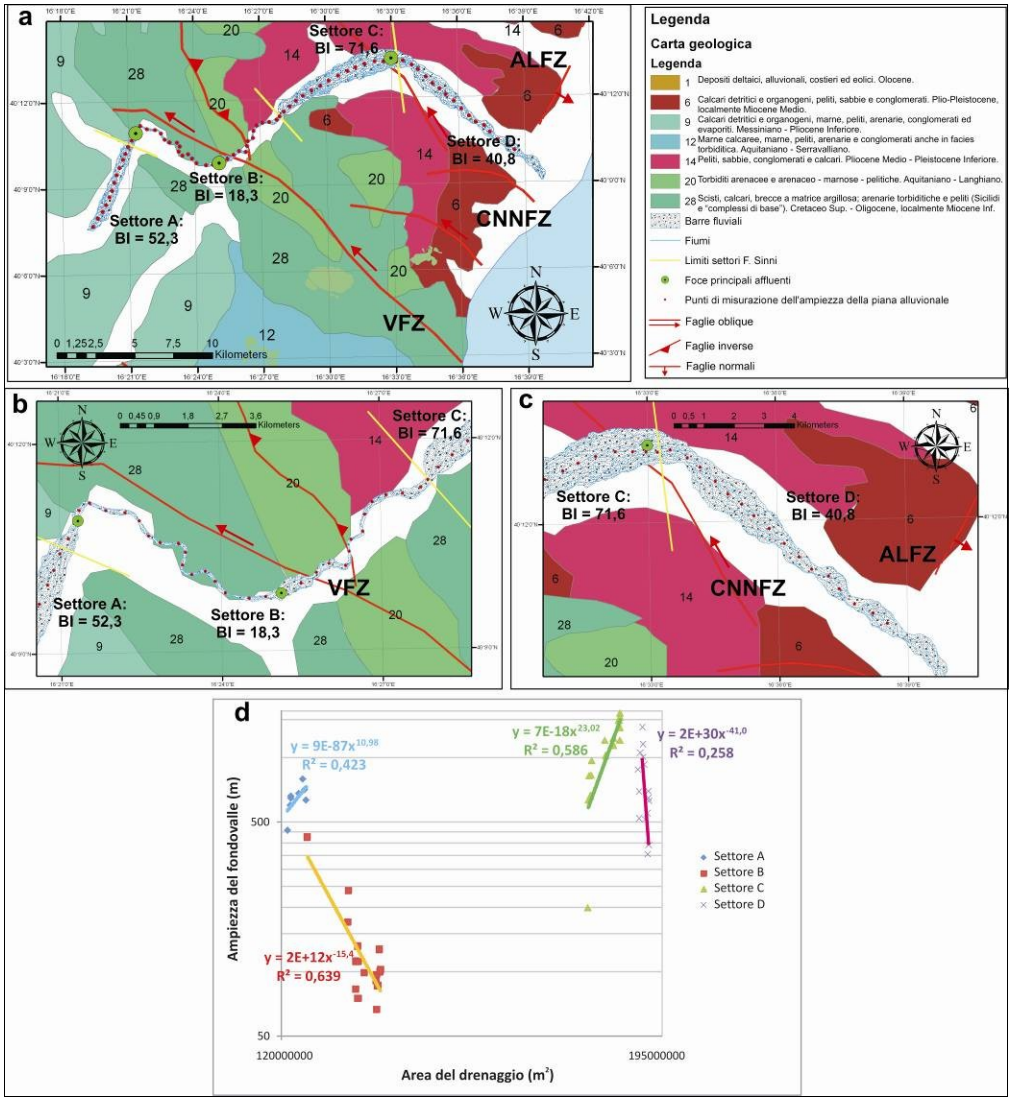


Figura 5.38 – a, b, c) variazione del Braided Index lungo 4 settori del fiume Sinni; i risultati sono messi a confronto con le litologie affioranti e con la posizione delle foci dei principali affluenti. d) Variazione dell'ampiezza del fondovalle in relazione all'area del drenaggio (valori logaritmici in base 10). I punti di misurazione dell'ampiezza sono riportati con cerchi rossi in figura 5.38a. Sigle delle faglie come in figura 4.1.

Tali evidenze sono in assoluto accordo con l'ipotesi di un'attività tettonica recente concentrata lungo la VFZ, precedentemente ipotizzata nel solo settore costiero sulla base delle deformazioni delle paleo-linee di riva. Lontano dalla zona di influenza della VFZ, nel settore C, il fiume Sinni sedimenta parte dei materiali trasportati come è dimostrato dal repentino aumento dell'ampiezza della pianura alluvionale (fig. 5.38a), progressivamente maggiore verso valle (fig. 5.38d), e dall'aumento del *BI* da 18,3 a 71,6 (tab. 5.10; figure 5.38a, b). Infine, come già osservato nel caso del fiume Agri, il Sinni ruota bruscamente in direzione NO-SE in corrispondenza del blocco a letto della zona di faglia del CNNFZ, probabilmente a causa della maggiore erodibilità delle relative rocce di faglia (figure 5.38a, c). Anche in questo caso, inoltre, si osserva una diminuzione del *BI* da 71,6 a 40,8 (tab. 5.10; figure 5.38a, c) e dell'ampiezza del fondovalle (figure 5.38c, d), probabilmente a causa di un'attiva incisione dell'alveo derivante dalla deformazione del paesaggio indotta dalla CNNFZ.

5.3.12 – Concavità (θ) e indice della pendenza normalizzato (k_{sn}).

Come ampiamente discusso nel paragrafo 5.2.1 l'analisi dei segmenti fluviali caratterizzati da un alveo impostato su roccia (assenza di una copertura alluvionale; *bedrock channell*) attraverso l'applicazione dell'equazione 5.12 può fornire utili informazioni riguardo la geometria del profilo longitudinale di un corso d'acqua e riguardo i principali fattori che controllano l'evoluzione del sistema idrografico e, dunque, del paesaggio. A tale scopo, analizzando i grafici logaritmici area del drenaggio-gradiente relativi alle fiumare che drenano il versante orientale del Pollino (fig. 5.1), è stato possibile estrarre i valori delle concavità (θ) e dell'indice della pendenza (k_s) relativi ai *bedrock channell* (figure 5.9a, 5.12a, 5.15a, 5.18a, 5.20a, 5.22a, 5.25a, 5.28a, 5.31a e 5.34a). I valori della concavità sono riportati in tabella 5.11 e in figura 5.39. La concavità media nell'area analizzata, pari a 1,18 (tab. 5.11), è superiore all'intervallo di valori (0,3-0,6) ritenuto tipico dei *bedrock channell* in aree caratterizzate da litologie e tassi di sollevamento costanti (Snyder et alii, 2000; Kirby e Whipple, 2001). Gli elevati valori delle concavità potrebbero derivare dalla deformazione tettonica del paesaggio; i bacini di drenaggio delle fiumare analizzate sono, infatti, caratterizzati costantemente da elevati valori dei gradienti e dalla presenza

di convessità nei settori montani (figure 5.8, 5.11, 5.14, 5.17, 5.19, 5.21, 5.24, 5.27, 5.30, 5.33), laddove le anomalie permangono per lunghi periodi di tempo date le minori portate e, dunque, le ridotte energie di flusso a disposizione dei processi erosivi. La combinazione di segmenti fluviali ad alto gradiente che passano verso valle ad alvei a basso gradiente comporta, dunque, la formazione di profili longitudinali compositi ad elevata concavità.

Tabella 5.11 – valori delle concavità e dell'indice della pendenza normalizzato (k_{sn}) delle fiumare che drenano il versante orientale del Pollino. Si riportano, inoltre, il valore medio di θ relativo all'intera area, il valore medio del k_{sn} in 4 diversi settori e il gradiente delle precipitazioni calcolato lungo il corso d'acqua principale all'interno di ciascun bacino di drenaggio; il segno meno indica che le precipitazioni aumentano da valle verso monte.

Concavità media: 1,18				
Fiume	Concavità (θ)	k_{sn}	Valore medio k_{sn}	Gradiente delle precipitazioni
Saraceno	0,85	2611	1562	-0,0194
Pagliara	0,62	1060		-0,0249
Avena	0,67	1014		-0,0216
Potresino	1,46	469	970	-0,0126
Carrara	0,91	600		-0,0148
Straface	1,13	1840		-0,0187
Ferro	0,87	1717	1337	-0,0158
Cardona	1,79	957		-0,0131
Canna	1,87	885	850	-0,0117
San Nicola	1,61	814		-0,0109

Come già sottolineato in precedenti lavori, i valori delle concavità non mostrano alcuna correlazione con i tassi di sollevamento (Snyder et alii, 2000; Duvall et alii, 2004). Infatti, come si osserva in figura 5.39, in corrispondenza delle anticlinali del Pollino e di Valsinni si osservano sia valori della concavità prossimi all'intervallo (0,3-0,6; fiumare Saraceno, Pagliara e Avena) tipico dei *bedrock channell* in equilibrio sia valori particolarmente elevati (fiumara Cardona), tipici di corsi d'acqua caratterizzati da profili transienti e non perfettamente equilibrati ai fattori di controllo. Similmente, nelle aree caratterizzate dai minori tassi di deformazione, le fiumare Potresino, Straface, Canna e San Nicola presentano valori delle concavità molto elevati che evidenziano l'assenza di uno stato di equilibrio.

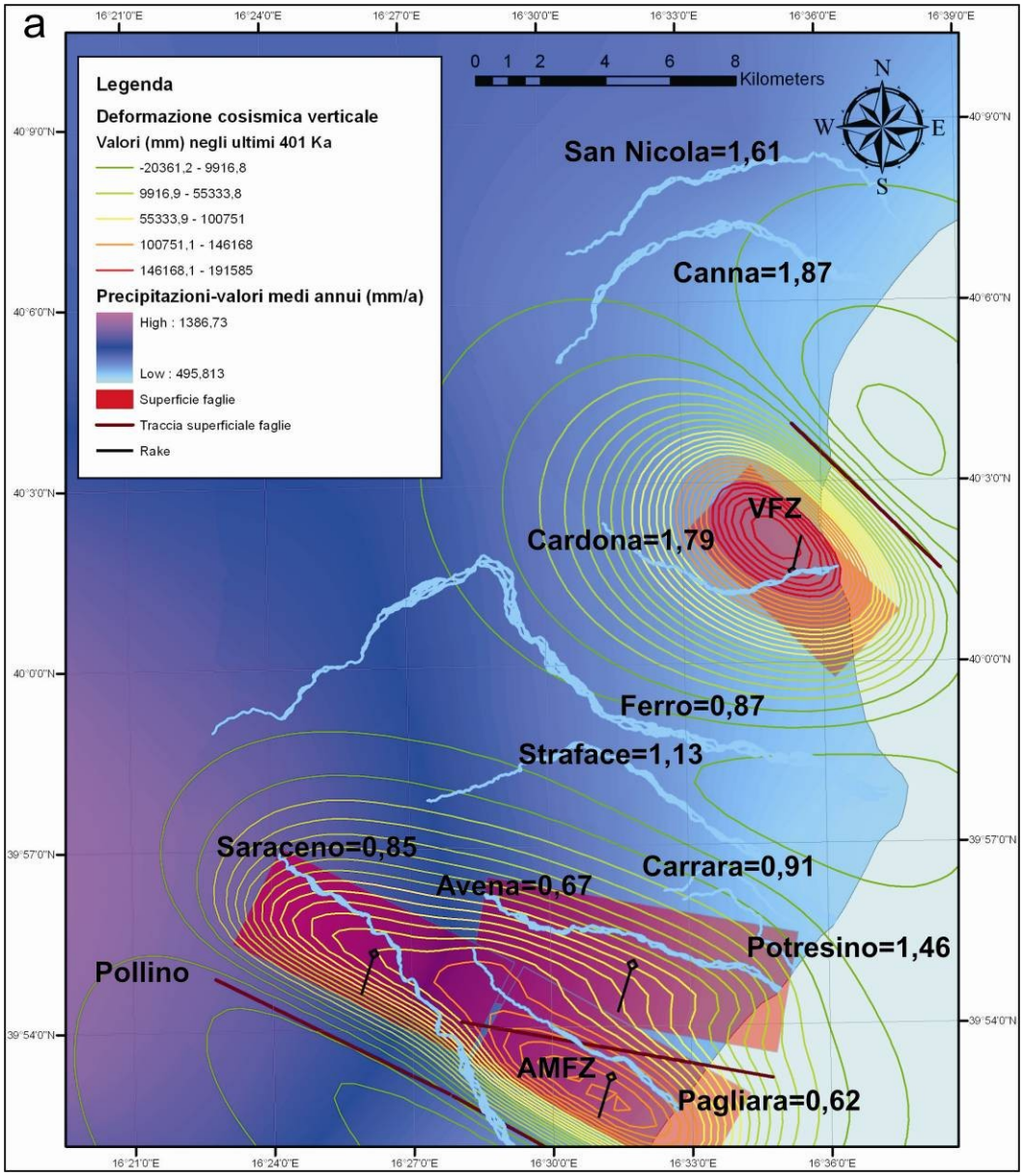


Figura 5.39 – valori delle concavità messi in relazione con il modello di deformazione e con l'andamento delle precipitazioni medie annuali.

Un ulteriore fattore che bisogna necessariamente considerare nell'analisi della forma dei profili longitudinali è rappresentato dalla distribuzione delle precipitazioni medie annuali che, come già sottolineato in precedenza, sono influenzate da un accentuato effetto orografico esercitato dal Pollino sulle correnti umide provenienti dallo Ionio. Diversi autori hanno evidenziato il forte controllo della variabilità delle precipitazioni, sia all'interno di un bacino sia nel tempo (stagionalità), sull'evoluzione della forma dei profili longitudinali (Tucker e Bras, 2000; Snyder, 2001; Roe et alii,

2002). Roe et alii (2002) hanno dimostrato che l'esistenza di un gradiente delle precipitazioni all'interno di un bacino di drenaggio (aumento o diminuzione delle precipitazioni verso monte) influenza i valori della concavità. In particolare, l'esistenza di un gradiente negativo, ossia l'aumento delle precipitazioni verso i settori a monte, comporta una diminuzione della concavità.

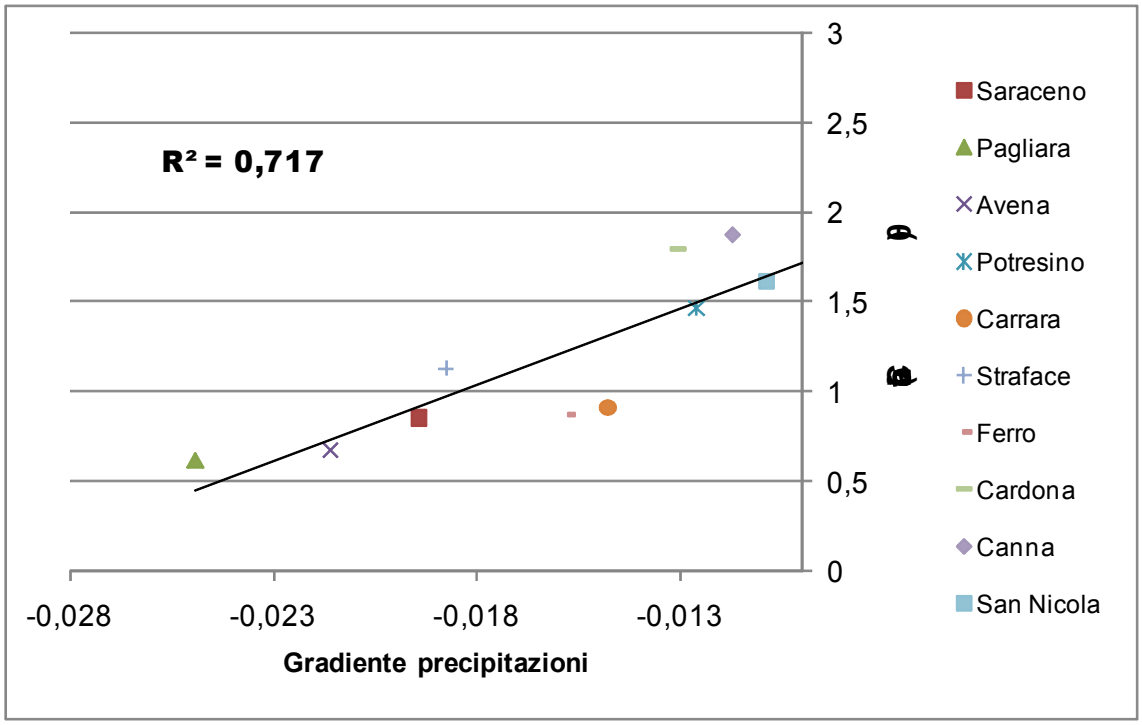


Figura 5.40 – valori della concavità in relazione con il gradiente delle precipitazioni calcolato lungo il corso d'acqua principale.

Sulla base di tali evidenze, i gradienti delle precipitazioni sono stati calcolati per ciascun bacino di drenaggio (tab. 5.11), lungo il corso d'acqua principale, utilizzando il *raster* delle precipitazioni costruito a partire dai dati delle 117 stazioni meteorologiche disponibili nell'area (paragrafo 2.3). Il segno meno dei valori di gradiente così ottenuti (tab. 5.11) indica che le precipitazioni aumentano da valle verso monte. In figura 5.40 è evidente l'esistenza di una relazione di tipo inverso tra il gradiente delle precipitazioni e il valore della concavità; in altre parole, un più elevato gradiente, ossia un maggiore aumento delle precipitazioni verso monte, comporta un minore valore della concavità. Ritornando alla figura 5.39, è evidente che le fiumare con uno spartiacque montano prossimo al Pollino, dove è maggiore l'effetto dell'orografia sulla distribuzione delle precipitazioni, sono caratterizzate da minori valori della concavità. E' probabile che

questo sia da attribuire alla maggiore disponibilità di acqua che determina una maggiore energia di flusso nei settori montani tale da diminuire più rapidamente le anomalie di gradiente. Ciò comporta una minore differenza dei gradienti nei diversi settori del bacino e, conseguentemente, il passaggio da un profilo longitudinale composito ad un profilo prossimo alla forma d'equilibrio.

I gradienti longitudinali delle fiumare sono stati, invece, confrontati utilizzando l'indice della pendenza normalizzato (k_{sn}), ossia calcolando l'indice k_s per un valore fisso della concavità, pari a 0,45 (Snyder et alii, 2000; Whipple, 2004). Fissare il valore della concavità significa avere la possibilità di confrontare il gradiente di corsi d'acqua caratterizzati da un bacino di drenaggio di differenti dimensioni (Kirby et alii, 2003). Essendo qui interessati alle variazioni relative dell'indice k_{sn}, il valore della concavità di riferimento ha un'importanza secondaria in quanto esso influenza i valori assoluti e non l'andamento lungo una determinata area di studio (Duvall et alii, 2004). In figura 5.41 sono stati riportati i valori del k_{sn} in funzione del modello di deformazione e, dunque, dei tassi di sollevamento. Il valore medio del k_{sn} è massimo in corrispondenza dell'anticlinale del Pollino (1562; tab. 5.11), diminuisce nel settore centrale, compreso tra le due aeree caratterizzate dai massimi tassi di sollevamento (970; tab. 5.11), aumenta nuovamente in prossimità dell'anticlinale del Valsinni (1337; tab. 5.11) per poi diminuire definitivamente all'estremo Nord dell'area di studio dove si ipotizzano i tassi di deformazione verticale minori (850; tab. 5.11). Nel complesso, dunque, l'andamento dei gradienti è assolutamente in accordo con il modello di deformazione; maggiori tassi di sollevamento comportano un maggior gradiente dei corsi d'acqua, e viceversa. Come si osserva in figura 5.41, il massimo dei gradienti in corrispondenza dell'anticlinale di Valsinni non è centrato sulla fiumara Cardona bensì sulle fiumare Ferro e Straface. Questo potrebbe derivare dagli elevati valori delle pendenze che caratterizzano i settori montani dei bacini idrografici del Ferro e dello Straface (figure 5.21 e 5.24) laddove essi intersecano la zona di faglia del Saraceno (SRFZ). Bisogna sottolineare, infine, che i valori minimi del k_{sn} in corrispondenza delle fiumare Potresino e Carrara potrebbero in parte derivare dalla maggiore erodibilità delle litologie che ne costituiscono il substrato. Le due fiumare sono, infatti, completamente impostate su depositi continentali e marini (fig. 5.2), recenti e facilmente erodibili, che potrebbero determinare nel complesso il minore gradiente osservato. Inoltre, le fiumare Potresino e Carrara sono le uniche non

caratterizzate dalla formazione di una pianura alluvionale nel tratto a valle (figure 5.18a e 5.20a). Nelle restanti fiumare, lungo il tratto di *bedrock channell* analizzato, la presenza di sporadiche coperture del substrato da parte di detriti grossolani potrebbe influenzare il gradiente longitudinale (il fiume tende ad acquisire una maggiore pendenza allo scopo di avere a disposizione l'energia necessaria al trasporto dei detriti). Eventuali sviluppi futuri della ricerca dovranno certamente comprendere un dettagliato rilevamento lungo l'alveo delle fiumare allo scopo di determinare con maggiore precisione il peso esercitato dai diversi parametri sui valori del gradiente longitudinale.

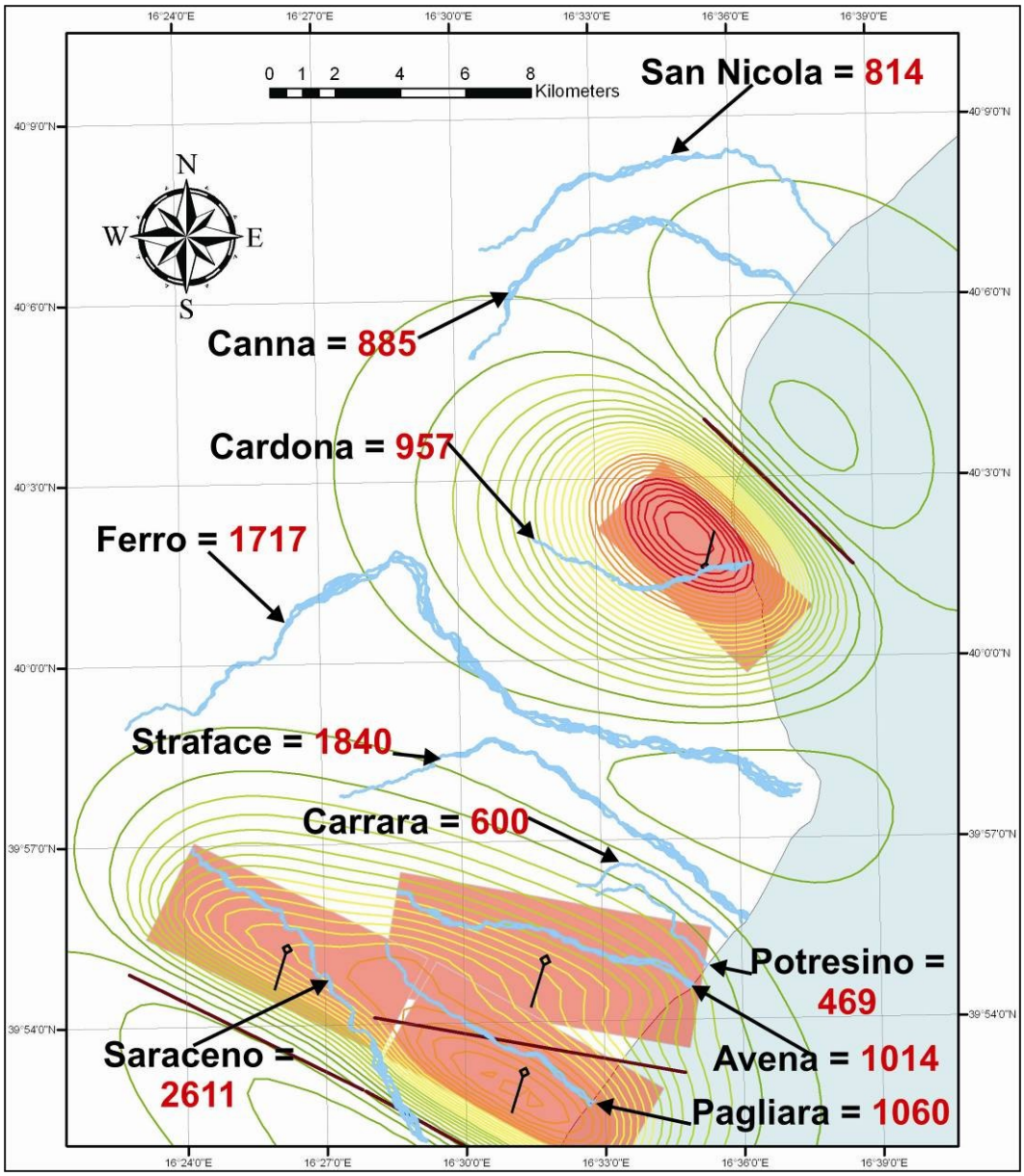


Figura 5.41 – variazione dell'indice k_{sn} in funzione dei tassi di sollevamento; vedi testo per maggiori dettagli.

Nel complesso l'analisi delle fiumare attraverso il calcolo delle concavità e dell'indice della pendenza normalizzato evidenzia che i principali fattori di controllo dei profili longitudinali sono la variazione nello spazio dei tassi di sollevamento e delle precipitazioni. La deformazione del paesaggio indotta dalle strutture oblique che tagliano l'area di studio determina un aumento dei gradienti e uno stato di sostanziale disequilibrio dei bacini idrografici. Viceversa, nei settori in cui si hanno maggiori precipitazioni e, dunque, una maggiore energia a disposizione per i processi erosivi, dedicati all'attenuazione delle anomalie tettoniche, i corsi d'acqua tendono ad acquisire un profilo longitudinale complessivamente prossimo allo stato di equilibrio (minori valori della concavità).

5.3.13 – Calcolo dei tassi di incisione e dei tempi di risposta del reticolo idrografico.

Come ampiamente discusso nel paragrafo 5.2.2, nell'interpretazione della natura dei *knickpoints* individuati lungo i profili longitudinali delle fiumare si è partiti dall'ipotesi che almeno una parte di essi sia da relazionare alle oscillazioni glacio-eustatiche medio - tardo Quaternarie. I corsi d'acqua analizzati sono, infatti, prossimi al livello del mare che nell'area di studio rappresenta il livello di base del sistema idrografico cui i fiumi fanno riferimento per la costruzione di un profilo longitudinale d'equilibrio. E', dunque, lecito aspettarsi che le regressioni eustatiche durante le fasi glaciali abbiano comportato la formazione di convessità che successivamente, sottoposte ai processi erosivi fluviali, sono progressivamente migrate verso monte. Tale ipotesi è confortata, fatta eccezione per le fiumare Canna e San Nicola, dall'elevata pendenza della piattaforma continentale attualmente sommersa a largo delle fiumare (fig. 4.8). Infatti, come già sottolineato in precedenza, la condizione imprescindibile per la formazione di un *knickpoint* legato a una regressione eustatica è che la topografia emersa a seguito di un abbassamento del livello del mare sia caratterizzata da un gradiente maggiore rispetto a quello del tratto più a valle di un dato corso d'acqua. Utilizzando, dunque, il modello evolutivo di figura 5.5 è stata tentata la correlazione delle convessità con i terrazzi marini attraverso la ricostruzione dei paleo-profili longitudinali relativi alla fase interglaciale immediatamente precedente

all'abbassamento del livello di base cui le convessità potrebbero essere relazionate. In particolare, la ricostruzione dei paleo-profili longitudinali è stata realizzata considerando un valore di riferimento per la concavità, pari a 0,45, e un valore dell'indice k_s rappresentativo di ciascun corso d'acqua e tale da riprodurne l'attuale variazione dei gradienti verso valle. Si ritiene ragionevole utilizzare come modello l'attuale forma dei profili longitudinali in quanto essa è relativa all'odierna fase interglaciale che può essere considerata, in linea di massima, rappresentativa delle condizioni climatiche esistenti durante le precedenti fasi interglaciali cui sono riferiti i paleo-profili. Data, dunque, l'altezza (y_a) dell'estremo superiore di una convessità (estremo inferiore dell'attuale alveo a monte della convessità; fig. 5.5) e calcolato il gradiente del primo paleo-segmento fluviale utilizzando l'equazione 5.12 ($\boldsymbol{S = k_s A^{-\theta}}$), è possibile determinare l'altezza dell'estremo inferiore di tale segmento attraverso la seguente equazione:

$$\boldsymbol{y_b = y_a - (S*d)}, \qquad \textbf{(5.20)}$$

dove y_b è l'altezza dell'estremo inferiore del segmento fluviale ricostruito e d è la lunghezza del segmento stesso. Procedendo in questo modo è possibile calcolare il gradiente e l'altezza degli estremi dei diversi segmenti fluviali che compongono il paleo-profilo che si intende ricostruire. A tal proposito, è bene sottolineare che il parametro A dell'equazione 5.12 rappresenta, in questo caso, l'area del drenaggio a monte del segmento fluviale ricostruito.

In figura 5.42 si riportano, per ciascuna fiumara, i paleo-profili longitudinali relativi alle convessità correlate ai terrazzi marini. In particolare, per i bacini idrografici delle fiumare Saraceno (5.42a), Pagliara (5.42b), Avena (5.42c) e Straface (5.42f) sono stati, inoltre, cartografati, su basi esclusivamente geomorfologiche e attraverso l'utilizzo di foto aeree (1:17000) e ortofoto (1:5000), i terrazzi fluviali eventualmente preservati lungo i versanti. Alcuni dei terrazzi fluviali individuati tendono ad allinearsi in corrispondenza dei paleo-profili longitudinali e a convergere verso la relativa convessità. Questo rende più solida la ricostruzione dei paleo-profili e l'ipotesi di una connessione tra convessità e oscillazioni eustatiche. Infatti, come riportato nel modello di figura 5.5, la progressiva migrazione verso monte di una convessità relazionata ad un abbassamento del livello di base comporta la parallela migrazione di un'onda erosiva,

l'incisione fluviale attraverso la pianura alluvionale e la formazione di terrazzi fluviali che tendono a convergere verso l'attuale alveo nel punto in cui è ubicata la convessità.

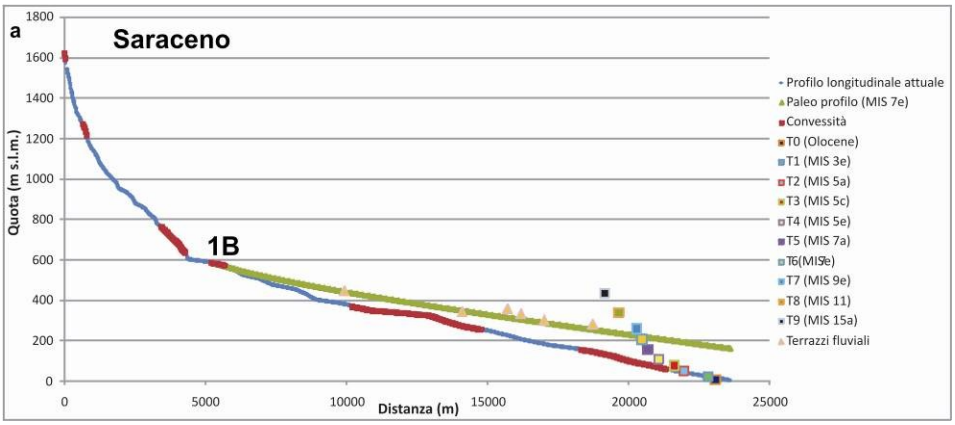


Figura 5.42a – paleo-profili longitudinali e correlazioni convessità-terrazzi marini relativi alla fiumara Saraceno.

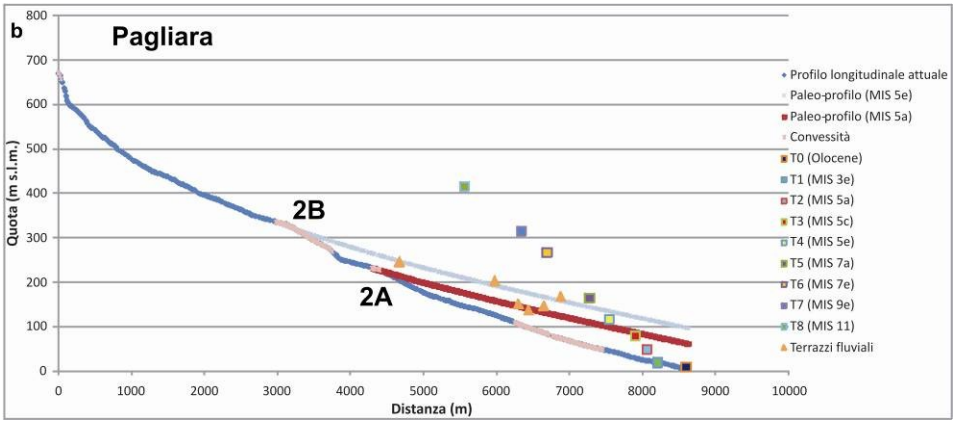


Figura 5.42b – paleo-profili longitudinali e correlazioni convessità-terrazzi marini relativi alla fiumara Pagliara.

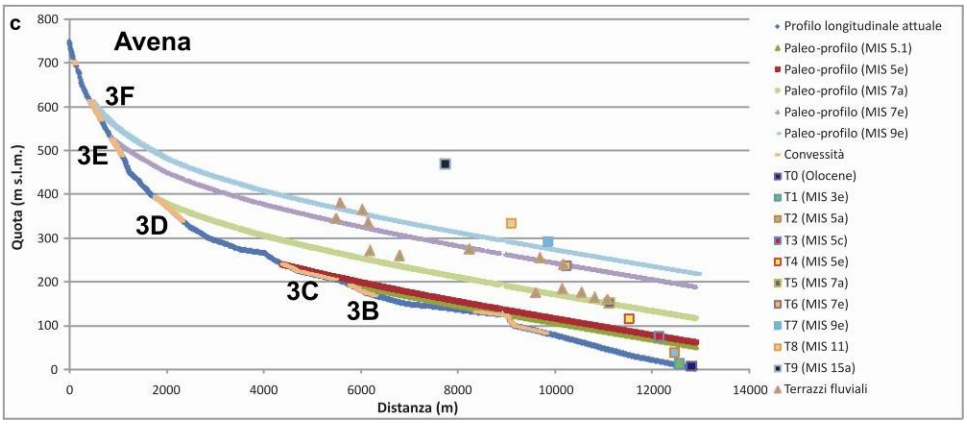


Figura 5.42c – paleo-profili longitudinali e correlazioni convessità-terrazzi marini relativi alla fiumara Avena.

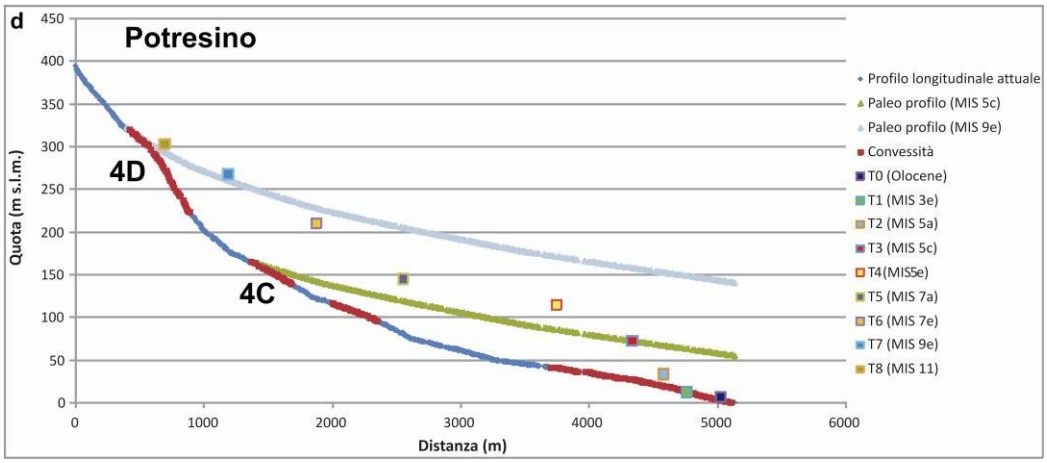


Figura 5.42d – paleo-profili longitudinali e correlazioni convessità-terrazzi marini relativi alla fiumara Potresino.

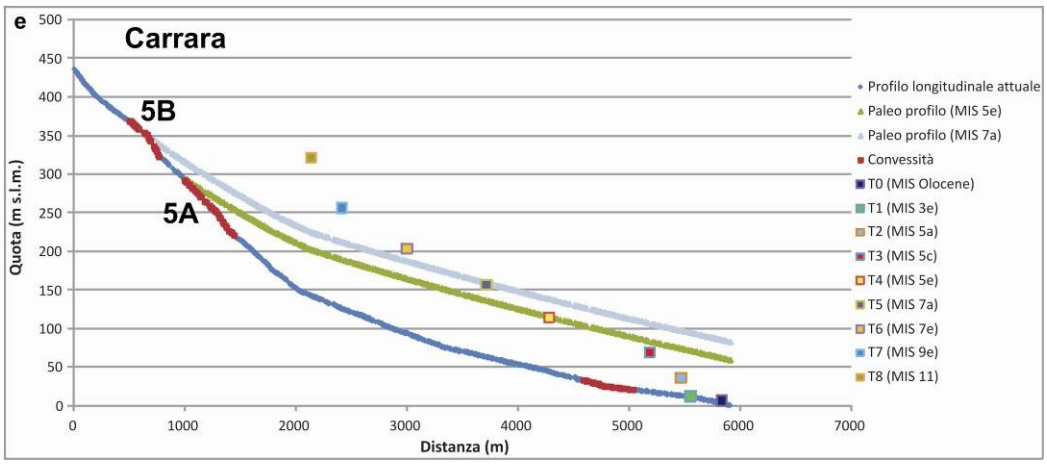


Figura 5.42e – paleo-profili longitudinali e correlazioni convessità-terrazzi marini relativi alla fiumara Carrara.

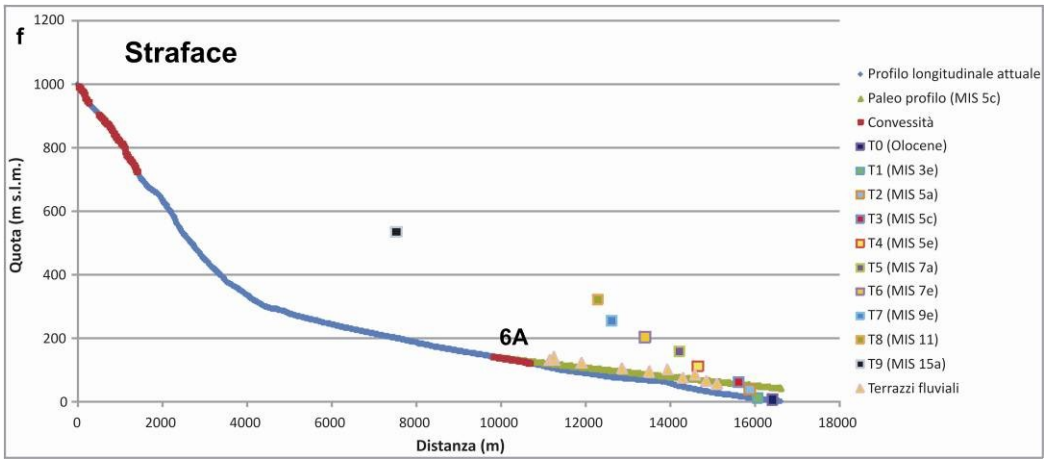


Figura 5.42f – paleo-profili longitudinali e correlazioni convessità-terrazzi marini relativi alla fiumara Straface.

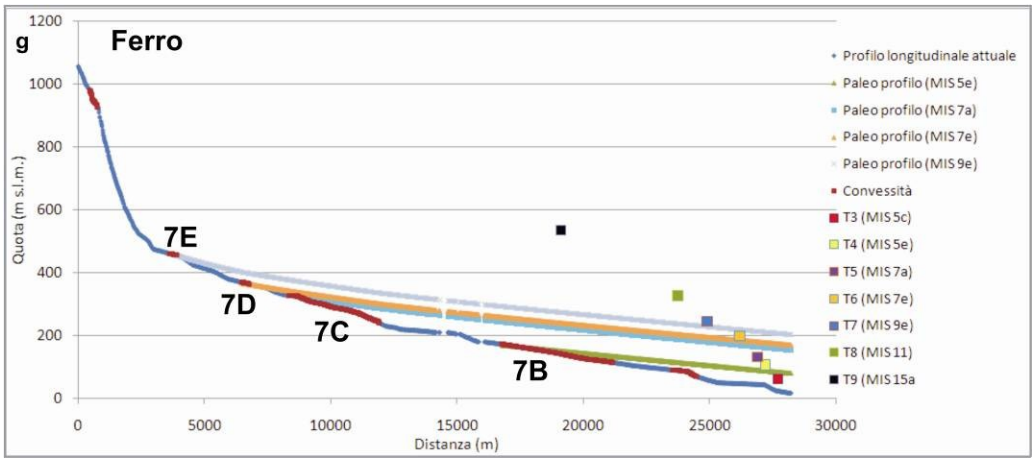


Figura 5.42g – paleo-profili longitudinali e correlazioni convessità-terrazzi marini relativi alla fiumara Ferro.

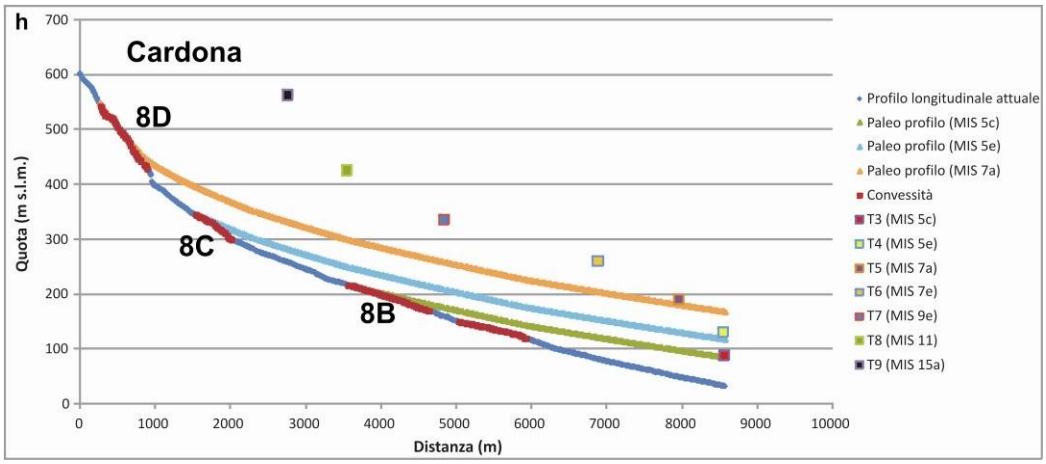


Figura 5.42h – paleo-profili longitudinali e correlazioni convessità-terrazzi marini relativi alla fiumara Cardona.

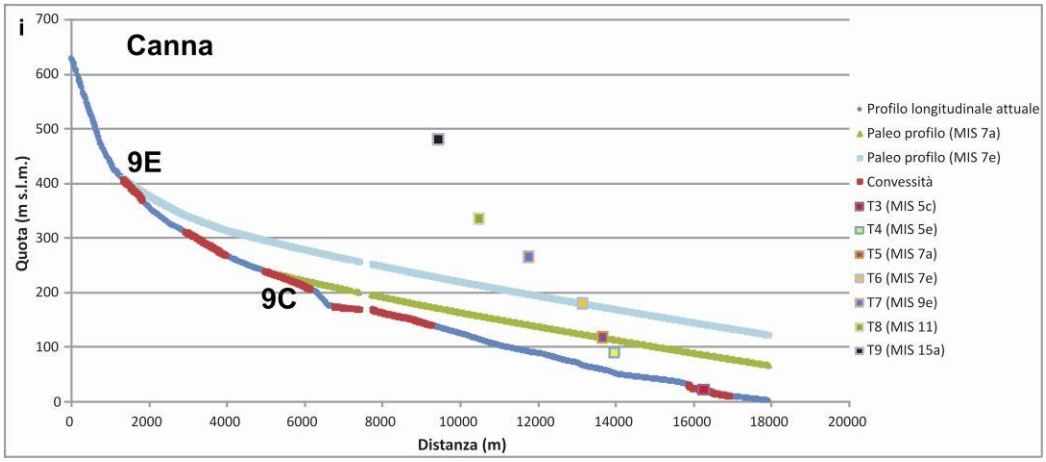


Figura 5.42i – paleo-profili longitudinali e correlazioni convessità-terrazzi marini relativi alla fiumara Canna.

Tabella 5.12 – parametri relativi alle convessità correlate ai terrazzi marini. Si riportano le età, le altezze e le coordinate degli estremi, i tassi di incisione fluviale e di migrazione orizzontale, la distanza orizzontale percorsa, l'area dell'intero bacino di drenaggio e il valore medio dell'area lungo il tratto fluviale percorso. L'ubicazione delle convessità, attraverso l'utilizzo delle stesse sigle della colonna 4, è riportata in figura 5.42.

MIS	Età (Ka)	Fiume	Sigla convessità	Coordinate estremi convessità (UTM WGS84 33N)		Quote degli estremi delle convessità (m s.l.m.)	Tasso di incisione fluviale (mm/a)	Distanza orizzontale percorsa (m)	Tasso di migrazione orizzontale (mm/a)	Area del bacino di drenaggio a monte della convessità [a; b]	Area del bacino di drenaggio [b]
				Lon	Lat						
5c	101	Pagliara	2A	628852,611	4417417,608	226	0,59	3590	35,5	4507568788	9381481564
				628768,492	4417464,341	231					
		Avena	3B	629417,287	4420773,022	168	0,49	6354	62,9	10205857222	22987182601
				628938,702	4420810,409	193					
		Potresino	4C	633733,507	4421838,530	139	0,54	2939	29,1	1773913760	2111974681
				633518,536	4421969,382	165					
		Straface	6A	632574,512	4424240,595	120	0,43	5789	57,3	9089965838	27867820905
				631882,867	4424735,962	141					
		Cardona	8B	632638,373	4431512,216	170	0,53	4980	49,3	10044916211	13436418898
				631750,450	4431895,425	215					
5e	124	Pagliara	2B	628319,857	4417716,698	265	0,75	4552	36,7	6392119343	9381481564
				627674,945	4418053,174	335					
		Avena	3C	628688,469	4420719,068	205	0,49	7143	57,6	12866404506	22987182601
				627686,263	4420801,062	241					
		Ferro	7B	632236,473	4426782,858	114	0,53	10411	84,0	17356533642	93075288480
				628684,781	4428577,397	172					
		Cardona	8C	630441,932	4432530,991	299	0,68	6989	56,4	12279418876	13436418898
				630124,149	4432820,734	343					
		Carrara	5A	632811,900	4422530,175	222	0,60	4906	39,6	2231082594	2470433725
				632512,810	4422268,471	291					
7a	197	Avena	3D	626228,200	4421745,064	339	0,58	9326	47,3	21472042043	22987182601
				625826,298	4421941,342	391					
		Carrara	5B	632391,305	4422081,540	322	0,50	3206	16,3	2319799313	2470433725
				632176,334	4421960,035	368					
		Ferro	7C	626142,518	4431988,891	241	0,69	18477	93,8	65042022204	93075288480
				623235,739	4430605,600	327					
		Cardona	8D	629806,366	4433334,795	429	0,69	7689	39,0	13331645318	13436418898
				629535,316	4433839,509	542					
		Canna	9C	629419,538	4439213,779	206	0,34	8672	44,0	21381328404	34893729915
				628615,734	4438522,134	238					
7e	236	Saraceno	1B	619068,824	4423156,394	572	0,67	15266	64,7	58947773454	72742383207
				618629,536	4423006,849	585					
		Avena	3E	625246,812	4422109,580	488	0,79	9357	39,6	22463519470	22987182601
				625078,574	4422193,699	526					
		Ferro	7D	622403,895	4429306,429	364	0,65	19694	83,4	79860165448	93075288480
				622319,776	4429026,032	369					
		Canna	9E	626344,521	4437465,973	369	0,53	11813	50,1	33834220251	34893729915
				625951,965	4437251,002	407					
9e	330	Avena	3F	624854,256	4422203,045	572	0,65	9430	28,5	22758256614	22987182601
				624648,632	4422249,778	614					
		Potresino	4D	633060,555	4421829,183	223	0,43	796	2,4	2058646913	2111974681
				632611,920	4421838,530	321					
		Ferro	7E	620431,772	4427764,247	455	0,56	21254	64,3	85714517515	93075288480
				620235,494	4427596,009	461					

[a] Valore medio dell'area del bacino di drenaggio a monte della convessità durante la sua migrazione orizzontale, derivato dalla differenza tra l'area totale del bacino e l'area attualmente a monte della convessità stessa.

[b] I valori delle aree dei bacini di drenaggio sono stati "pesati" attraverso la distribuzione delle precipitazioni medie annue.

Per ciascuna convessità correlata con i terrazzi marini sono stati, dunque, calcolati i seguenti parametri: 1) la distanza orizzontale percorsa, compresa tra la paleo-foce e la posizione attuale, ossia la distanza tra il relativo terrazzo marino e l'estremo superiore

della convessità, misurata lungo l'alveo del fiume; 2) il tasso di migrazione orizzontale, ossia il rapporto tra la distanza orizzontale percorsa e l'età del relativo terrazzo marino. A tal proposito, si assume che la convessità inizi a formarsi in corrispondenza della transizione tra il periodo interglaciale e il successivo periodo glaciale. Il tasso di migrazione così ottenuto è, dunque, da considerarsi il minimo valore possibile in quanto non si conosce esattamente il momento di formazione della convessità; 3) il tasso di incisione fluviale derivante dalla migrazione verso monte della convessità, ossia il rapporto tra la massima differenza in altezza tra il relativo paleo-profilo longitudinale e l'attuale alveo e l'età della convessità (vedi figura 5.5). I risultati sono riportati in tabella 5.12.

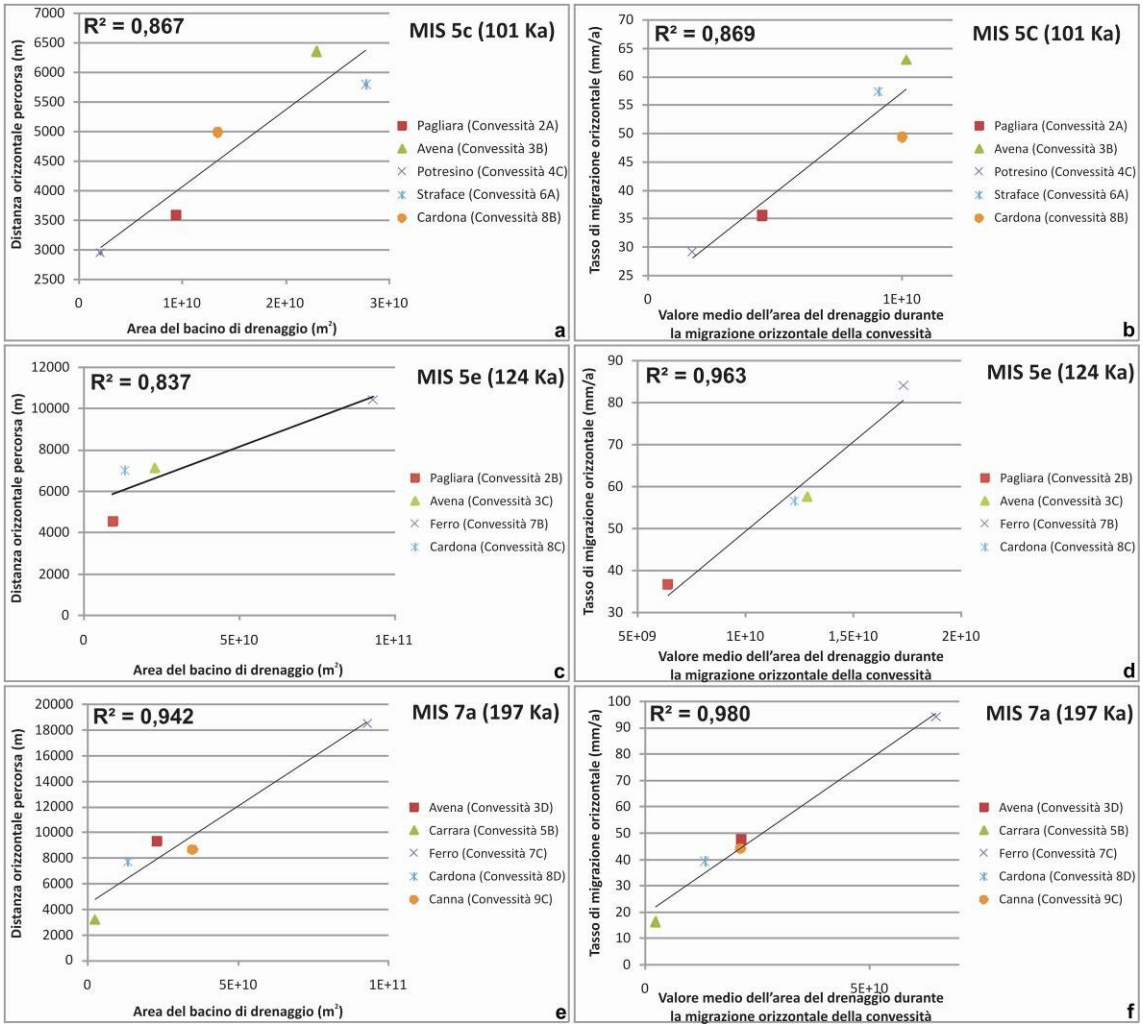


Figura 5.43 – (a, c, e, g, i) variazione della distanza orizzontale percorsa dalle convessità correlate ad uno stesso terrazzo marino in funzione dell'area del bacino di drenaggio; (b, d, f, h, l) confronto tra i tassi di migrazione orizzontale delle convessità correlate ad uno stesso terrazzo marino e il valore medio dell'area del drenaggio che ha interessato una data convessità dal momento della sua formazione.

Come discusso nel paragrafo 5.2.2 le correlazioni convessità-terrazzi marini sono state ritenute valide soltanto nel caso in cui le distanze orizzontali percorse e i tassi di migrazione orizzontale delle convessità correlate ad uno stesso terrazzo marino sono in proporzione diretta con l'area del drenaggio, così come evidenziato dall'equazione 5.15 (Berlin e Anderson, 2007). Nelle figure 5.43 (a, c, e, g, i) la distanza orizzontale percorsa dalle convessità correlate ad una stessa oscillazione eustatica negativa è messa a confronto con l'area totale del bacino di drenaggio. Viceversa, nelle figure 5.43 (b, d, f, h, l) si analizza l'andamento dei tassi di migrazione orizzontale in funzione del valore medio dell'area del drenaggio che ha interessato una data convessità dal momento della sua formazione. In entrambi i casi sono evidenti le correlazioni dirette; un incremento dell'area del drenaggio e, dunque, della portata e dell'energia di flusso comporta una maggiore distanza percorsa e più alti tassi di migrazione orizzontale. Gli alti coefficienti di correlazione di figura 5.43 rappresentano, dunque, una verifica indiretta delle ricostruzioni dei paleo-profili longitudinali e delle correlazioni convessità-terrazzi marini.

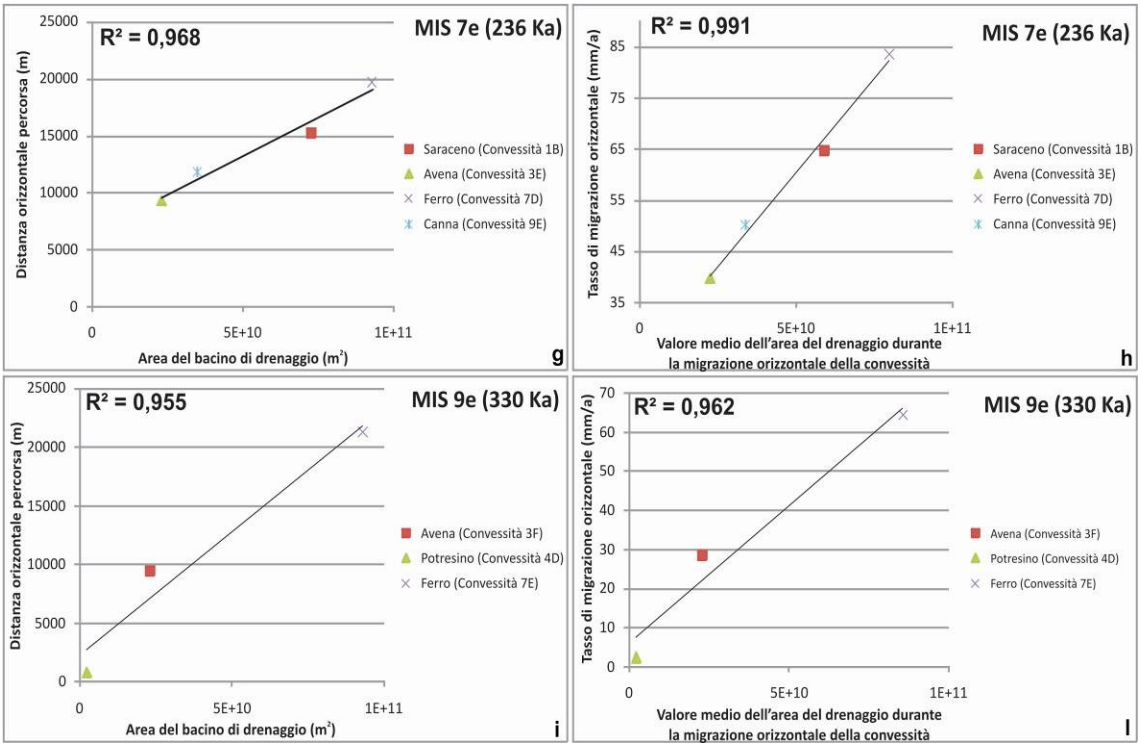


Figura 5.43 – continuata.

Per quanto riguarda, invece, le convessità appartenenti ad un dato bacino di drenaggio i tassi di migrazione orizzontale dovrebbero progressivamente diminuire con l'età; in altre parole, al momento della sua formazione una convessità è sottoposta alla massima energia di flusso e, conseguentemente, è caratterizzata da un'elevata velocità di arretramento. Con la progressiva migrazione verso monte la diminuzione dell'area del drenaggio e, dunque, della portata dovrebbe comportare una parallela diminuzione dei tassi di migrazione. La verifica dell'esistenza di una relazione diretta tra tassi di migrazione e area del drenaggio all'interno di un dato baacino è stata realizzata per le fiumare Avena, Ferro e Cardona (fig. 5.44), le uniche caratterizzate da almeno 3 convessità correlate alle oscillazioni eustatiche.

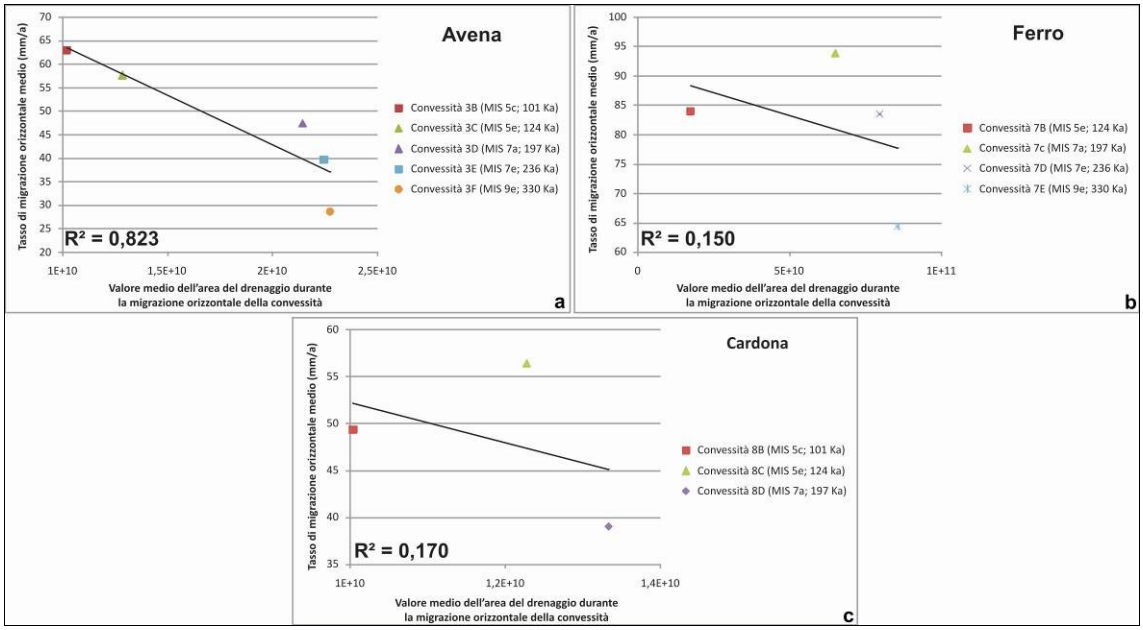


Figura 5.44 – andamento dei tassi di migrazione orizzontale in funzione dell'area del drenaggio per le convessità delle fiumare Avena (a), Ferro (b) e Cardona (c).

Come si osserva in figura 5.44 l'esistenza di una proporzione diretta tra i 2 parametri è rispettata; ciononostante, soltanto nel caso della fiumara Avena si ottiene un buon grado di correlazione. E' possibile che questo derivi da un diverso andamento dell'area del drenaggio proseguendo, da valle verso monte, lungo il corso d'acqua principale. La fiumara Avena è, infatti, caratterizzata da un aumento regolare dell'area del drenaggio, senza significative variazioni in corrispondenza delle foci degli affluenti (fig. 5.15b). Al contrario, sia la fiumara Ferro (fig. 5.25b) sia la fiumara Cardona (fig. 5.28b) presentano brusche variazioni della portata in corrispondenza della giunzione con alcuni

tributari. L'elevato tasso di arretramento della convessità 7C del Ferro (fig. 5.44b) potrebbe, dunque, essere interpretata come la conseguenza della sua attuale posizione in prossimità di una brusca variazione della portata (fig. 5.25b). Nello stesso modo, il basso tasso di migrazione della convessità 7E (fig. 5.44b) potrebbe derivare dalla sua attuale posizione a monte delle foci dei principali affluenti del Ferro (fig. 5.25b) e, dunque, in un settore in cui i bassi valori delle portate hanno di certo comportato una diminuzione della velocità di arretramento e del valore medio del tasso di migrazione.

In tabella 5.13 si riportano i tassi medi di migrazione orizzontale relativi alle fiumare che presentano convessità correlate con i terrazzi marini. I valori vanno da 15,8 (Potresino) a 81,4 mm/a (Ferro) e rientrano, dunque, nell'intervallo di valori (da 1 a 100 mm/a) individuato in diversi contesti geologici e per diverse tipologie di corsi d'acqua (Van Heijst e Postma, 2001).

Tabella 5.13 – tassi medi di arretramento orizzontale e di incisione fluviale e tempi di risposta del sistema fluviale relativi alle fiumare che presentano convessità correlate ai terrazzi marini.

Fiumi	Tasso medio di arretramento orizzontale (mm/a)	Tasso medio di incisione fluviale (mm/a)	Area del bacino di drenaggio	Tasso di sollevamento (mm/a)	Gradiente medio	Lunghezza del fiume (m)	Tempo di risposta del sistema fluviale (Ka) [a]
Saraceno	64,7	0,67	72742383207	0,84	0,079	23752	367
Pagliara	36,1	0,67	9381481564	0,90	0,081	8711	241
Avena	47,2	0,60	22987182601	0,88	0,060	12998	275
Potresino	15,8	0,48	2111974681	0,81	0,085	5176	329
Carrara	27,9	0,55	2470433725	0,86	0,067	5942	213
Straface	57,3	0,43	27867820905	0,76	0,054	16719	292
Ferro	81,4	0,61	93075288480	0,78	0,047	28364	349
Cardona	48,2	0,63	13436418898	1,03	0,062	8637	179
Canna	57,2	0,44	34893729915	0,61	0,040	18051	316

[a] Tempo necessario ad una data convessità per migrare dall'attuale foce al punto più alto del corso d'acqua, considerando la lunghezza del fiume e il tasso medio di migrazione orizzontale.

Utilizzando i tassi medi di migrazione orizzontale è possibile valutare il tempo di risposta di ciascun bacino di drenaggio inteso come il tempo necessario ad una convessità per coprire la distanza, misurata lungo il corso del fiume, che intercorre tra la foce e il punto più alto nel bacino. In altre parole, si misura in questo modo il tempo necessario al corso d'acqua per trasmettere all'intero bacino il segnale erosivo derivante dall'abbassamento del livello di base e, dunque, per riequilibrare il proprio profilo longitudinale. Dai risultati riportati in tabella 5.13 si conclude che i tempi di risposta dei corsi d'acqua analizzati sono particolarmente bassi (10^5 anni), probabilmente a causa

della alta erodibilità delle litologie che costituiscono il substrato delle fiumare (fig. 5.2) e degli elevati valori delle precipitazioni medie annue (fig. 5.1). I bassi tempi di risposta implicano, inoltre, la capacità di reagire rapidamente alla variazione dei parametri che controllano lo stato di equilibrio del sistema fluviale. Di conseguenza, questo induce a concludere che le anomalie di origine tettonica evidenziate dall'analisi del reticolo idrografico, sia nel presente capitolo sia nel capitolo 2, sono legate a processi di deformazione del paesaggio attivi nelle ultime centinaia di migliaia di anni. Se così non fosse, tali anomalie sarebbero già state cancellate dai processi erosivi esercitati dal reticolo idrografico.

In figura 5.45 i tassi medi di migrazione orizzontale sono stati messi in relazione con l'area del drenaggio dell'intero bacino idrografico (fig. 5.45d), con i tassi di sollevamento (fig. 5.45e) e con il gradiente medio dell'alveo (fig. 5.45f); si osserva un buon grado di correlazione diretta con la sola area del drenaggio, in accordo con i risultati precedentemente discussi.

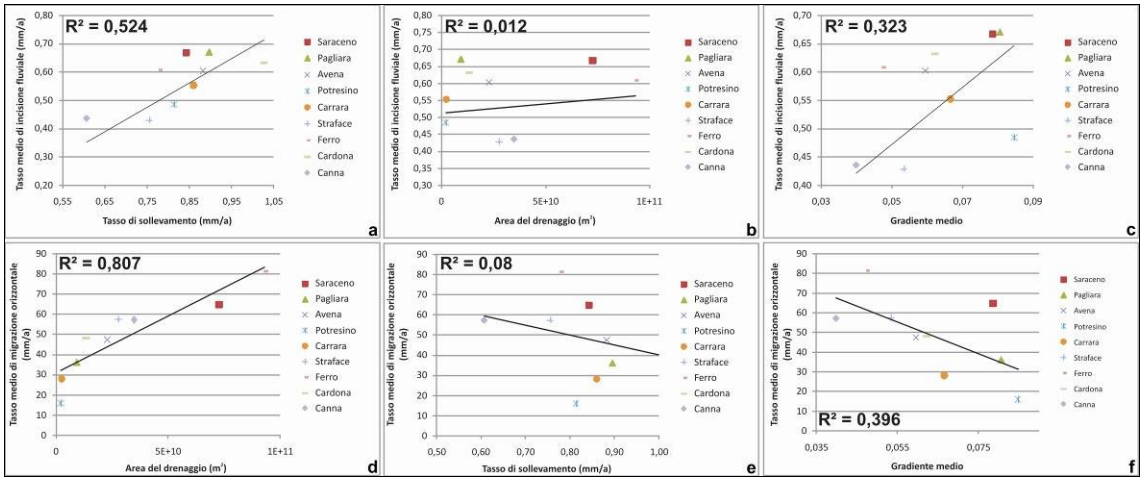


Figura 5.45 – a, b, c) variazione del tasso medio di incisione fluviale in funzione dei tassi di sollevamento (a), dell'area del drenaggio (b) e del gradiente medio del corso d'acqua principale (c); d, e, f) andamento del tasso medio di migrazione orizzontale in relazione all'area del drenaggio (d), ai tassi di sollevamento (e) e al gradiente medio del corso d'acqua principale (f).

Per quanto riguarda, invece, i tassi medi di incisione fluviale i valori sono costantemente inferiori ai tassi di sollevamento cui sono sottoposti i bacini idrografici (tab. 5.13); in altre parole, l'erosione esercitata dal flusso di acqua e di sedimenti sul letto del fiume non riesce a controbilanciare i movimenti tettonici verticali. Questo risultato è in accordo con l'ipotesi dell'esistenza di uno stato di disequilibrio del sistema

idrografico, così come emerso nei precedenti paragrafi dalle analisi del gradiente, delle ampiezze del fondovalle e dei processi erosivi e deposizionali che interessano le fiumare. I tassi medi di incisione fluviale presentano, inoltre, un buon grado di correlazione con l'andamento dei tassi di sollevamento (fig. 5.45a); una correlazione diretta appena accennata si osserva anche con il gradiente medio delle fiumare. Di conseguenza, le aree a maggiore sollevamento comportano, probabilmente, un aumento dei gradienti (vedi indice k_{sn}; paragrafo 5.3.12) e dell'energia potenziale del sistema fluviale tale da accentuare i tassi di incisione verticale dell'alveo.

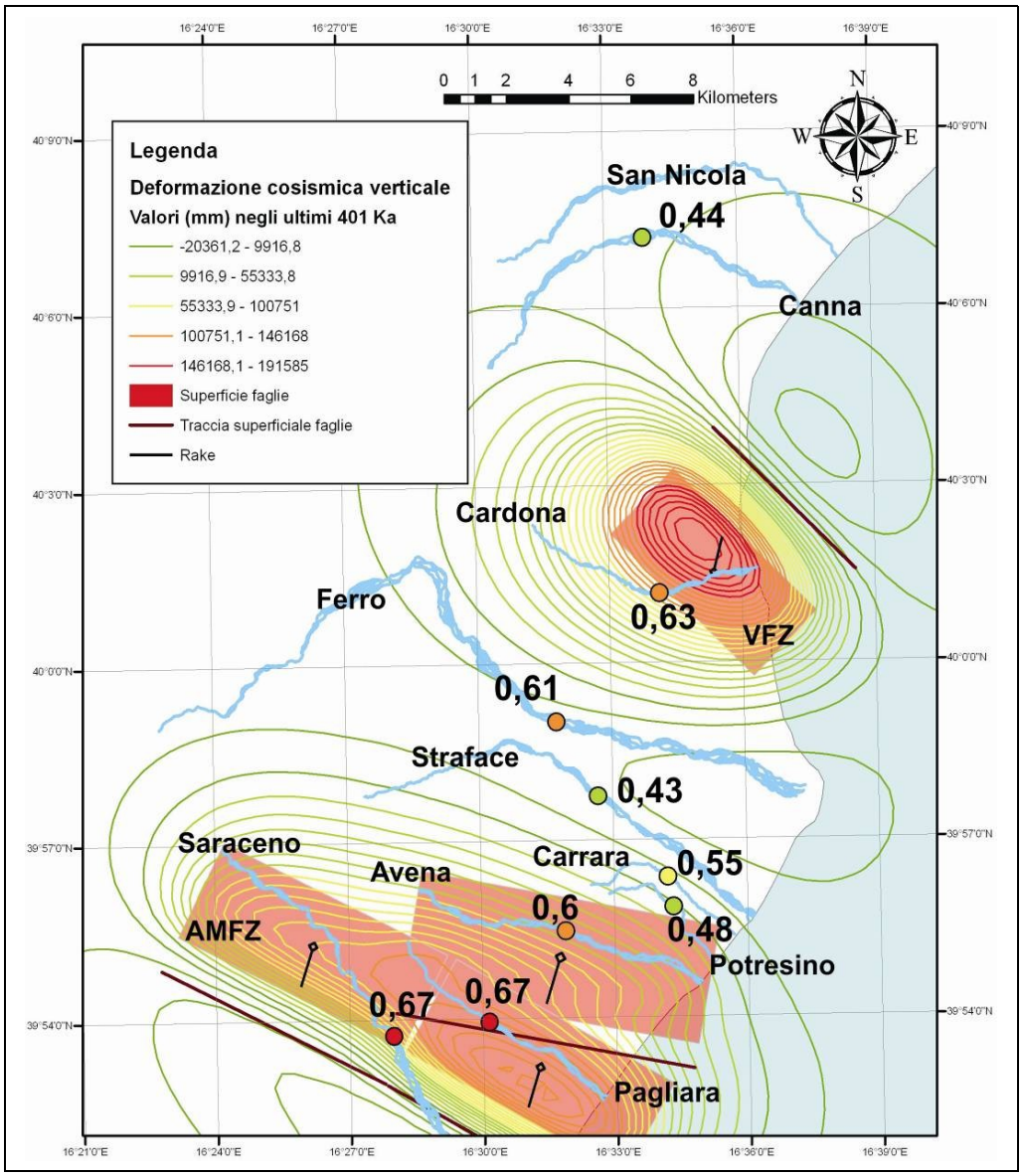


Figura 5.46 – tassi medi di incisione fluviale in funzione del modello di deformazione. Sigle: AMFZ = Amendolara Fault Zone; VFZ = Valsinni Fault Zone.

Dalla figura 5.46 è evidente che la variazione lungo la fascia costiera analizzata dei valori medi dei tassi di incisione è del tutto compatibile con la presenza e il sollevamento attivo delle anticlinali del Pollino e di Valsinni, così come ipotizzato sulla base delle deformazioni delle antiche linee di riva (capitolo 3) e del modello numerico delle faglie oblique (capitolo 4). Da un valore di 0,44 mm/a all'estremo Nord dell'area di studio (fiumara Canna) si passa ai 0,63 mm/a che caratterizzano la fiumara Cardona, in corrispondenza della zona assiale dell'anticlinale di Valsinni. Nel settore centrale, laddove il modello di deformazione prevede una minimo tasso di sollevamento, i tassi di incisione scendono fino ai 0,43 mm/a della fiumara Straface. Infine, procedendo verso Sud, in corrispondenza dell'anticlinale del Pollino i tassi aumentano sino al valore massimo per l'intera area di studio (0,67 mm/a lungo le fiumare Pagliara e Saraceno).

In tabella 5.22 sono state riportate, infine, le altezze degli estremi delle convessità. In un bacino idrografico in equilibrio con le condizioni al contorno e impostato su un substrato uniformemente resistente all'erosione, l'altezza, in un dato momento, di una convessità formatasi in corrispondenza della foce, a seguito di un abbassamento del livello di base, dipende dal tasso di migrazione orizzontale e, quindi, dall'area del drenaggio e dal gradiente del corso d'acqua lungo il quale migra la convessità. Se, dunque, considerassimo 2 convessità formatesi per una stessa variazione del livello di base all'interno di 2 bacini idrografici, di dimensioni nettamente differenti, in equilibrio e caratterizzati da litologie e condizioni climatiche simili, è teoricamente possibile che esse si trovino, in un dato momento, alla stessa altezza. Questo perché, seppure il bacino di maggiori dimensioni è dotato di portate e di energie di flusso superiori e, quindi, di maggiori tassi di migrazione orizzontale, il bacino di minori dimensioni è caratterizzato da gradienti longitudinali superiori. All'interno dei 2 bacini le convessità percorrono, quindi, distanze differenti lungo percorsi a diversa pendenza per trovarsi alla fine ad un'altezza comparabile. Sulla base di quanto appena detto, in un'area caratterizzata da un'attiva deformazione del paesaggio che determina il gradiente dei corsi d'acqua è lecito aspettarsi che i movimenti tettonici verticali influenzino l'altezza finale delle convessità. In altre parole, localizzati aumenti dei tassi di sollevamento possono influenzare il gradiente finale dei corsi d'acqua e, dunque, l'altezza delle convessità. Se tale ipotesi è vera, le convessità di origine eustatica, individuate all'interno di diversi bacini di drenaggio, possono essere teoricamente

utilizzate come un *marker* del tutto equiparabile, ad esempio, ai terrazzi marini e le cui altezze possono essere utilizzate per individuare settori caratterizzati da differenti tassi di sollevamento. In questo contesto, il versante orientale del Pollino rappresenta un ottimo banco di prova della suddetta ipotesi. Sulla base dei terrazzi marini è stato, infatti, possibile individuare aree caratterizzate da maggiori tassi di sollevamento che, come dimostrato dal calcolo degli indici SL e k_{sn}, influenzano il gradiente dei corsi d'acqua. E', dunque, lecito aspettarsi che in corrispondenza delle anticlinali del Pollino e di Valsinni, laddove è maggiore il gradiente delle aste fluviali, si abbia un aumento delle quote delle convessità. Tale condizione, come è possibile osservare in figura 5.47, è verificata per tutte le convessità correlate ad uno stesso terrazzo marino. In tutti i casi si osserva, infatti, un aumento delle quote verso le anticlinali del Pollino e di Valsinni e una diminuzione verso il settore centrale e all'estremo Nord dell'area di studio.

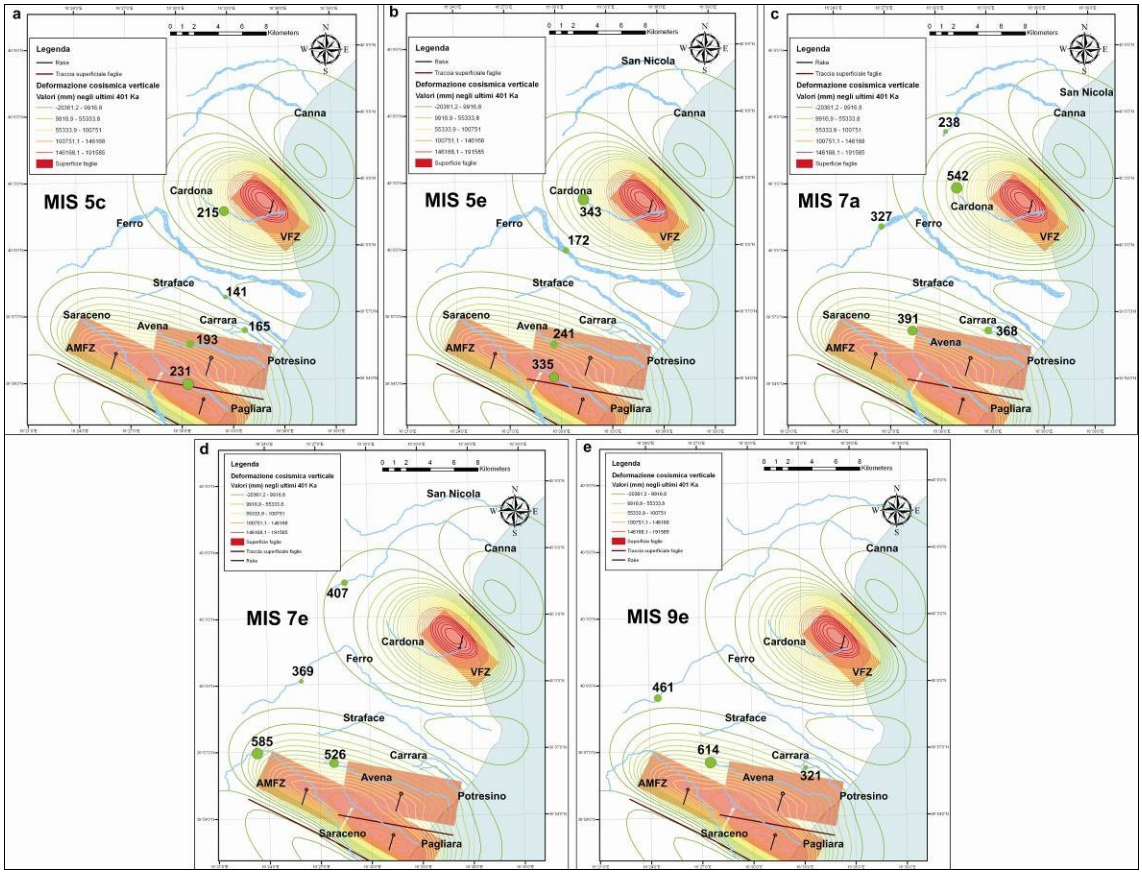


Figura 5.47 – variazione della quota dell'estremo superiore delle convessità correlate ad uno stesso terrazzo marino rispetto all'ubicazione delle anticlinali del Pollino e di Valsinni. Sigle: AMFZ = Amendolara Fault Zone; VFZ = Valsinni Fault Zone.

Le altezze delle convessità, derivanti da un'analisi del tutto indipendente dai terrazzi marini, confermano, dunque, l'esistenza dei sollevamenti differenziali dedotti dalle deformazioni delle antiche linee di riva e visualizzati attraverso il modello numerico delle zone di faglia oblique.

5.4 – Discussione dei risultati.

Nel complesso le analisi morfometriche dedicate al gradiente longitudinale, al *pattern* dei fiumi *braided* e all'ampiezza dei fondovalle indicano che le caratteristiche delle fiumare, che drenano il versante orientale del Pollino, e dei fiumi Agri e Sinni sono compatibili con il modello di deformazione proposto. I fiumi analizzati non sono caratterizzati da un classico profilo d'equilibrio; le deformazioni indotte dalle zone di faglia transpressive che interessano la regione inducono variazioni di gradiente alle quali i corsi d'acqua reagiscono attraverso fenomeni di incisione e/o di sedimentazione. Ciascun tratto dei corsi d'acqua analizzati, viceversa, può essere considerato in una condizione di equilibrio con i tassi di deformazione verticale cui è sottoposto il suo alveo. Ad esempio, i processi di sedimentazione che in molti casi sono stati evidenziati nel settore a monte delle anticlinali in sollevamento rappresentano il meccanismo che consente al fiume di ristabilire il proprio gradiente longitudinale e, dunque, di avere l'energia sufficiente per attraversare la soglia tettonica. Di conseguenza, seppure i fiumi nel loro insieme non sono classificabili come *graded rivers* nel senso classico della definizione (paragrafo 5.1) essi sono composti da una serie di segmenti fluviali in uno stato di *quasi equilibrio* con i processi tettonici da cui sono interessati. Ciascun segmento è presumibilmente caratterizzato da una successione di infiniti stati di equilibrio volti a stabilire un profilo longitudinale ottimale per il trasporto dei materiali presi in carico, date le condizioni al contorno. Lo stato di *quasi equilibrio* è mantenuto attraverso processi di sedimentazione e di incisione che a partire da un dato segmento fluviale possono essere trasmessi all'intero reticolo idrografico.

L'analisi morfometrica delle fiumare, oltre ad essere compatibile con l'ipotesi di un attivo sollevamento in corrispondenza delle anticlinali del Pollino e di Valsinni, ha consentito di implementare il modello di deformazione nei settori in cui l'assenza delle superfici marine non aveva precedentemente consentito la realizzazione di modelli

numerici delle faglie. I corsi d'acqua analizzati sono, infatti, caratterizzati, nel settore a monte della fascia costiera, da anomalie del gradiente, delle ampiezze del fondovalle e del *pattern* in corrispondenza delle zone di faglia del Saraceno (SRFZ), di Valsinni (VFZ) e del Canna (CNNFZ). Ciò indica la riattivazione recente di segmenti di faglia posti ad una distanza dalle superfici marine tale da non deformare le relative linee di riva.

Nel complesso, i fattori di primo ordine nel controllo della forma dei profili longitudinali sono i tassi di sollevamento e la distribuzione delle precipitazioni medie annue (paragrafo 5.3.12). In particolare, essendo queste ultime chiaramente influenzate dall'effetto orografico esercitato dal Pollino sulle correnti umide provenienti dallo Ionio (fig. 5.1) e, quindi, dalla topografia e dai tassi di sollevamento si deduce che le caratteristiche dei bacini idrografici analizzati sono principalmente controllate dalla deformazione tettonica del paesaggio. Il sollevamento delle anticlinali del Pollino e di Valsinni influenza il gradiente dei corsi d'acqua (fig. 5.41) inducendo elevati valori delle pendenze, in particolar modo nei settori montani dei bacini idrografici, e determinando profili longitudinali compositi ad elevata concavità (tab. 5.11). Viceversa un maggiore gradiente delle precipitazioni, ossia un più significativo incremento delle precipitazioni verso i settori montani, comporta la capacità dei sistemi idrografici di cancellare più rapidamente le anomalie indotte dalla tettonica e di stabilire profili caratterizzati da una minore concavità (figure 5.39 e 5.40).

I tassi medi di incisione fluviale, determinati a partire dalle correlazioni convessità-terrazzi marini, sono in relazione diretta con i tassi di sollevamento (figure 5.45a e 5.46); l'incremento dei gradienti longitudinali (fig. 5.41) e l'aumento dell'energia potenziale determinati dalla maggiore deformazione verticale in corrispondenza delle zone di faglia di Amendolara e di Valsinni comportano una maggiore energia dei sistemi fluviali e, dunque, un incremento dei tassi di incisione verticale dell'alveo. Inoltre, i tassi di incisione non riescono a controbilanciare i tassi di sollevamento medi (tab. 5.13); ciò comporta un relativo abbassamento del livello di base e uno stato di continuo disequilibrio nelle fiumare analizzate.

Infine, l'influenza dei tassi di sollevamento sul gradiente dei corsi d'acqua (fig. 5.41) determina l'altezza finale delle convessità correlate ad uno stesso terrazzo marino, caratterizzate da quote direttamente relazionabili al modello di deformazione proposto

(fig. 5.47). L'analisi dei *knickpoints* ha, dunque, fornito un'evidenza, completamente indipendente dalle precedenti analisi, della presenza e dell'attivo sollevamento delle anticlinali del Pollino e di Valsinni.

Capitolo 6 – Conclusioni.

La ricostruzione delle antiche linee attraverso il rilevamento e la correlazione laterale, su basi geomorfologiche e sedimentologiche, dei terrazzi marini affioranti nel settore ionico della Calabria settentrionale ha consentito di evidenziare che il processo di sollevamento, iniziato nell'area di studio a partire dal Pleistocene Inferiore, è caratterizzato dalla sovrapposizione di componenti regionali e locali. La componente regionale, imputata in letteratura a sorgenti profonde, è caratterizzata da una progressiva diminuzione dei tassi procedendo dalla Catena Appenninica verso l'area di avanfossa (Westaway, 1993; Cucci e Cinti, 1998; Ferranti et alii, 2006, 2009; Santoro et alii, 2009; Caputo et alii, 2010).

In questo lavoro, i tassi di sollevamento sono stati calcolati in base alle altezze dei lembi dei terrazzi marini (quote dei margini interni corrette per la copertura continentale post-emersione e per l'erosione delle sequenze deposizionali costiere) e alla loro correlazione, attraverso datazioni dirette (ESR e ^{14}C) e indirette (applicazione alla serie di terrazzi del tasso di sollevamento medio Tirreniano, ~1 mm/a), ai diversi picchi interglaciali della curva eustatica globale.

Partendo dalle quote del terrazzo Tirreniano lungo la costa settentrionale del Golfo di Taranto, dove le linee di riva non sono deformate e, dunque, i terrazzi sono sottoposti alla sola componente regionale, è stato possibile ricostruire l'andamento della curva del sollevamento regionale lungo la fascia costiera analizzata (paragrafo 4.1.1). La curva è caratterizzata da un progressivo aumento delle quote verso Sud con un gradiente che va da ~0,3 a ~0,6 m/km e comporta in corrispondenza della dorsale del Pollino tassi di sollevamento compresi tra ~0,7 e ~0,8 mm/a (fig. 4.14).

Le paleo-linee di riva ricostruite in questo lavoro confermano la generale diminuzione dei tassi di sollevamento procedendo dalla Sila verso la Piana di San Nicola e l'avanfossa Bradanica (fig. 3.19); ad esempio, il terrazzo Tirreniano, il migliore *marker* costiero preservato nell'area, è caratterizzato da una diminuzione della quota media dei margini interni da ~128 m (Sila) a ~90 m (Piana di San Nicola; tab. 3.2). Le linee di riva non sono però semplicemente basculate verso NE, ma risultano anche interessate da ondulazioni caratterizzate da basse lunghezze d'onda (~20 km) e ampiezze (fino a ~100 m; fig. 3.19). Le principali anomalie positive delle quote dei

terrazzi marini si osservano in corrispondenza del versante orientale del Pollino e del margine occidentale della Piana di Sibari (figure 3.19 e 4.8); dopo una brusca diminuzione delle quote al limite Piana di Sibari-Sila, i terrazzi marini si mantengono, sul versante silano, a quote pressoché costanti con oscillazioni che ricadono nel margine di incertezza verticale delle misurazioni (fig. 3.19). Similmente, anche al limite Nord dell'area analizzata, in corrispondenza della fascia costiera della Piana di San Nicola, i terrazzi non appaiono interessati da significative deformazioni locali (figure 4.14 e 4.15). La presenza delle ondulazioni in corrispondenza del Pollino e della Piana di Sibari rappresenta una chiara evidenza della sovrapposizione al sollevamento regionale di processi di deformazione verticale legati a strutture locali.

Deformazioni delle antiche linee di riva erano già state riconosciute da Cucci e Cinti (1998); gli autori individuavano un aumento delle quote dei margini interni dei terrazzi in corrispondenza del blocco a letto della faglia normale attiva Pollino-Castrovillari (PCFZ), nello stesso settore dove le superfici marine rilevate in questo lavoro raggiungono le massime altezze (figure 3.22 e 4.8). Sebbene il modello numerico della deformazione cosismica verticale della Pollino-Castrovillari dimostri che tale ipotesi è del tutto plausibile (fig. 4.19), la deformazione superficiale cosismica di tale struttura non può in alcun modo spiegare le restanti ondulazioni delle linee di riva individuate al Pollino (fig. 4.19).

Questo studio ha evidenziato, inoltre, che i tassi di sollevamento non sono stati costanti nel tempo (fig. 3.22; tab. 3.6); l'area è stata interessata dall'alternanza di periodi di maggiore (fino a ~2,2 mm/a) e di minore (fino a ~0,7 mm/a) dislocazione verticale. I settori caratterizzati dalla deformazione locale delle linee di riva sono, inoltre, interessati sia dai massimi tassi di sollevamento sia da una loro maggiore variabilità nel tempo (fig. 3.22). Assumendo che i processi di sollevamento regionale non sono caratterizzati da mutamenti tanto rapidi nel tempo, le variazioni dei tassi sono state attribuite alle irregolarità spaziali e temporali dei cicli deformativi che interessano le strutture responsabili delle deformazioni delle linee di riva. L'ipotesi della variabilità dei tassi di sollevamento nel tempo differisce da precedenti interpretazioni (Bordoni e Valensise, 1998; Cucci e Cinti, 1998; Cucci; 2004) dei terrazzi della Calabria settentrionale, nelle quali si ipotizzavano tassi di sollevamento costanti (~1 mm/a) a partire dal Pleistocene Medio. Sebbene il tasso medio ricavato nel presente lavoro sia

identico a quanto riportato in precedenti studi (~1 mm/a; tab. 3.6), il riconoscimento di un maggior numero di terrazzi, in particolar modo al disotto di quello Tirreniano, ha consentito di mettere in evidenza l'esistenza di un andamento più complesso dei tassi di sollevamento nel tempo.

Le ondulazioni attribuite a fenomeni di deformazione locale coincidono spazialmente con le anomalie del reticolo idrografico e del paesaggio (fig. 4.8) evidenziate dall'analisi morfotettonica regionale; soprattutto lungo il bordo meridionale del Pollino i corsi d'acqua sono, infatti, caratterizzati da un aumento dei gradienti longitudinali (alti valori dell'indice SL; fig. 2.27), da sezioni trasversali delle valli a forma di V (attiva incisione verticale dell'alveo evidenziata dai bassi valori dell'indice V_f; fig. 2.40), da curve ipsometriche convesse e da alti valori dell'integrale ipsometrico (fig. 2.45). Tali anomalie del reticolo idrografico non sono relazionabili a fattori di naturali litologica e/o climatica e sono compatibili con maggiori tassi di sollevamento in tale settore dell'area di studio. Questo comporterebbe un relativo abbassamento del livello di base, compatibile con la maggiore incisione fluviale esistente in questo settore così come dimostrato dalla topografia residuale (fig. 2.47) e dagli *swath profiles* (fig. 2.48). L'analisi dei *knickpoints* delle principali fiumare che drenano il versante orientale del Pollino (paragrafo 5.3.13) ha, inoltre, evidenziato che il sistema idrografico è caratterizzato da bassi tempi di risposta (~10^5 anni) alle variazioni dei fattori che ne influenzano lo stato di equilibrio. Ciò comporta che le anomalie idrografiche evidenziate lungo il Pollino meridionale, ragionevolmente attribuibili ai maggiori tassi di sollevamento che interessano tale settore, devono essere connesse a processi di deformazione del paesaggio la cui età non va oltre le centinaia di migliaia d'anni. Nel caso contrario, infatti, esse sarebbero state completamente cancellate dai processi erosivi attivi nel sistema fluviale.

Le maggiori ondulazioni delle antiche linee di riva e le anomalie morfotettoniche individuate coincidono con le zone di faglia transpressive sinistre che hanno interessato la dorsale del Pollino a partire dal Pleistocene Inferiore (fig. 4.8; Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1998). Tale regime tettonico coincise con l'estinguersi delle traslazioni orizzontali lungo il fronte dei sovrascorrimenti Appenninici e con la deformazione compressiva, nel Pliocene Superiore – Pleistocene Inferiore, della spessa litosfera continentale Apula (Casnedi et alii, 1982; Ricchetti et alii, 1988; Patacca e Scandone,

1989; Doglioni et alii, 1994, 1996; Menardi Noguera e Rea, 2000). Il perdurare della convergenza tra gli Appennini e le Dinaridi (Bertotti et alii, 2001; Basili e Barba, 2007) e il persistere di condizioni compressive e transpressive durante il Quaternario (Philip, 1987; Console et alii, 1989; Pieri et alii, 1997; Turco e Zuppetta, 1998; Doglioni et alii, 1999; Mantovani et alii, 2002; Catalano et alii, 2004; Ferranti e Oldow, 2005; Scrocca et alii, 2005; Del Ben et alii, 2007; Nardo, 2007; Ferranti et alii, 2009) e attualmente (Hollenstein et alii, 2003; Serpelloni et alii, 2005, 2007; Viti et alii, 2006; Bennett et alii, 2008; Ferranti et alii, 2008) ha comportato lo spostamento della deformazione attiva verso settori più esterni e profondi dell'Italia meridionale. Le zone di faglie transpressive sinistre tagliano la dorsale del Pollino in direzione NO-SE e sono associate a retroscorrimenti caratterizzati da direzioni ~N-S e da vergenza occidentale (Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1998); i profili di sismica a riflessione disponibili nell'*offshore* dell'area di studio (Del Ben et alii, 2007; Ferranti et alii, 2009) evidenziano la presenza di strutture a fiore positive (fig. 4.9), con faglie inverse radicate a profondità di ~8-10 km nella crosta Apula.

Le evidenze strutturali a terra e quelle geofisiche e crono-stratigrafiche a mare suggeriscono che tale stile deformativo è stato attivo anche nel Pleistocene Medio - Superiore, contemporaneamente al processo di sollevamento regionale e, dunque, alla formazione delle superfici marine rilevate. La sismica a riflessione nel settore meridionale del Golfo di Taranto evidenzia due sistemi di faglie inverse principali, la AMFZ e la VFZ, a vergenza opposta, che deformano significativamente le successioni Pleistoceniche definendo nel complesso una struttura a fiore positiva (fig. 4.8; Del Ben et alii, 2007; Ferranti et alii, 2009).

Sulla base del quadro tettonico descritto e della corrispondenza delle culminazioni dei terrazzi marini e delle anomalie morfotettoniche con le zone di faglia transpressive (fig. 4.8) è stato, dunque, ipotizzato che le deformazioni delle linee di riva riconosciute al Pollino possano essere la conseguenza di un regime compressivo tuttora attivo. Più nel dettaglio, le ondulazioni potrebbero derivare dalla crescita di anticlinali controllate dall'accumulo di dislocazione e dalla propagazione verso l'alto di faglie inverse del tutto simili a quelle che controllano la batimetria dell'*offshore* (figure 4.8 e 4.9).

Tale ipotesi trova conferma dall'analisi della sismicità. Gli epicentri della sismicità strumentale tra il 1981 e il 2009 delineano 2 settori caratterizzati da un maggiore rilascio energetico, in corrispondenza del versante Nord-orientale della Sila e dei versanti meridionali delle dorsali di Amendolara e del Pollino (fig. 4.10). In questi stessi settori, in corrispondenza delle zone di faglia Rossano-Corigliano e di Amendolara, le soluzioni focali relative ad eventi sismici crostali (15-25 km) di moderata entità ($3 \leq Mw \leq 5$) indicano che il regime transpressivo è tuttora attivo (tab. 4.1; fig. 4.10). Alcuni eventi sismici estensionali poco profondi sono attribuiti a faglie normali listriche radicate a basse profondità e cartografate nell'*offshore*, suggerendo l'esistenza di collassi gravitazionali in corrispondenza dei riflettori del Pleistocene Inferiore (Ferranti et alii, 2009), rappresentati a terra da continue successioni argillose che, probabilmente, favoriscono i movimenti gravitativi per *creep*. Anche il sistema di faglie normali Avena-Lauropoli (ALFZ; paragrafo 4.1.2), che taglia il versante orientale del Pollino per ~75 km in direzione NE-SO, con rigetti verticali compresi tra 15 e 50 m, rientra probabilmente nella categoria degli scivolamenti gravitativi profondi. La ALFZ non è caratterizzata, infatti, da un sistema di faglie continue, ma da una serie di segmenti di faglia della lunghezza di poche centinaia di metri e radicati a diverse profondità, come è dimostrato dall'elevata variabilità degli angoli di immersione (tra 60 e 30° in direzione SE). In corrispondenza dei segmenti a basso angolo si osserva, inoltre, un forte basculamento verso terra dei depositi dei terrazzi marini (fig. 4.7).

L'esistenza di un quadro tettonico transpressivo tuttora attivo, sebbene con bassi tassi di deformazione, è confermato anche dai dati della rete GPS PTGA (Mazzella, 2010-2011; fig. 1.3) che evidenziano l'esistenza di compressione obliqua in Lucania meridionale (~0,4 ±0,2 mm/a) e di un movimento sinistro (~0,5 ±0,2 mm/a) parallelamente alla faglia Corigliano-Rossano.

L'interpretazione delle ondulazioni individuate nelle antiche linee di riva e delle anomalie morfometriche del paesaggio e del reticolo idrografico come la conseguenza di una deformazione verticale del paesaggio indotta da anticlinali di crescita relazionate a sovrascorrimenti ciechi è stata testata attraverso la realizzazione di un modello numerico della deformazione cosismica verticale relativa alle strutture transpressive. Partendo dalle equazioni della deformazione elastica di Okada (1985), approssimando i segmenti di faglia a delle superfici di forma rettangolare e applicando un metodo

matematico iterativo volto alla definizione dei parametri geometrici e cinematici (derivati dalle sezioni di sismica a riflessione e dai dati strutturali, geodetici e sismici), della posizione e del numero di segmenti di faglia che meglio potessero spiegare le deformazioni osservate, è stato scelto un modello di deformazione tra 558613 differenti modelli testati.

Questo modello (fig. 4.13) riesce bene a spiegare le deformazioni delle linee di riva dei terrazzi dal T2 (MIS 5.1, ~81 Ka) al T8 (MIS 11, ~401 Ka; figure 4.14 e 4.15) come dovute alla crescita di due anticlinali relazionate all'accumulo di deformazione lungo le zone di faglia di Amendolara (AMFZ) e di Valsinni (VFZ; fig. 4.13). I tassi di dislocazione verticale della AMFZ e della VFZ non sono stati costanti nel tempo e non sono variati soltanto per i singoli segmenti di faglia modellati (tab. 4.2) ma anche per le zone di faglia nel loro complesso (fig. 4.16); l'attività tettonica è stata nel tempo trasferita tra le due zone di faglia analizzate. Tale variabilità è probabilmente la causa della non costanza nel tempo dei tassi di sollevamento che erano stati precedentemente calcolati a partire dalle altezze dei margini interni dei terrazzi (fig. 3.22).

Di particolare interesse è l'incremento dei tassi di deformazione verticale negli ultimi ~81 Ka lungo la AMFZ, da ~0 a ~1,3 mm/a, nettamente superiori ai tassi accomodati dalla VFZ, pari a ~0,2 mm/a (fig. 4.16). Questo risultato è compatibile con la maggiore sismicità osservata presso il versante meridionale della dorsale di Amendolara rispetto alla dorsale di Valsinni (fig. 4.10) e con le anomalie morfotettoniche individuate presso il Pollino meridionale (figure 2.29, 2.34, 2.45, 2.47 e 2.48). Sommando il tasso di dislocazione verticale relativo alla AMFZ negli ultimi ~81 Ka (~1,3 mm/a) al sollevamento regionale calcolato per il Pollino (~0,7 mm/a) si ottiene un sollevamento totale pari a ~2 mm/a. Tale valore è compatibile con il tasso di sollevamento Olocenico (~2,2 mm/a) calcolato nella stessa area a partire dalla quota dei margini interni del T0 (fig. 3.22b). Ciò indica che l'incremento del tasso Olocenico potrebbe essere una diretta conseguenza dell'aumento della dislocazione verticale associata alla AMFZ; a sostegno di tale ipotesi esiste l'evidenza della preservazione del T0 nella sola area interessata da tale zona di faglia.

I tassi medi di dislocazione, verticale e orizzontale, calcolati per la AMFZ e la VFZ sono del tutto comparabili con quelli calcolati sui riflettori Pleistocenici deformati nell'*offshore* (tab. 4.3) e con i dati GPS della rete PTGA (Mazzella, 2010-2011).

In ogni caso, sebbene la tettonica transpressiva sembra aver fortemente influenzato l'evoluzione morfologica e strutturale Tardo Pleistocenica - Olocenica dell'area di studio, essa contribuisce, in media, per meno del 34% del sollevamento totale (fig. 4.17). Il processo di sollevamento regionale, qualsiasi sia la sua natura (Westaway, 1993; Wortel e Spakman, 2000; Gvirtzman e Nur, 2001) resta, dunque, il processo tettonico dominante.

I valori della massima Mw attesa lungo i segmenti di faglia modellati (da 5,7 a 5,9; tab. 4.2), calcolati dalle relazioni di scala di Wells e Coppersmith (1994), sono superiori alle Mw calcolate per i terremoti crostali registrati nell'area (tab. 4.1). Questo potrebbe derivare da: 1) l'esistenza di una data percentuale di deformazione rilasciata in maniera asismica o microsismica; 2) la presenza di deformazioni del paesaggio relative alle fasi pre-sismiche e post-sismiche che non consentono l'esatta quantificazione della componente co-sismica; 3) tempi di ricorrenza dei principali eventi sismici maggiori dell'intervallo temporale coperto dai cataloghi strumentali; 4) una non corretta attribuzione di alcuni terremoti storici di magnitudo significativa.

L'area di studio, infatti, è stata interessata dal terremoto del 1836, caratterizzato da una magnitudo equivalente pari a 6,16±0,13 (Stucchi et alii, 2007) e, quindi, comparabile con le Mw teoriche relative ai segmenti di faglia modellati. Sulla base dell'apertura del campo macrosismico lungo la costa settentrionale del Golfo di Taranto (fig. 4.18), viene qui suggerito che la sorgente dell'evento sia una delle strutture inverse ubicata nell'*offshore* dell'area di studio (Ferranti et alii, 2009).

Le faglie inverse responsabili della deformazione sono radicate a profondità di ~8-10 km (fig. 4.9a) e sono, probabilmente, connesse a zone di taglio profonde che deformano l'intera successione Apula. Le profondità di ~15-25 km degli eventi transpressivi registrati nell'area corrispondono, difatti, alla base della Piattaforma Apula che si immerge verso SO al disotto del prisma d'accrezione Appenninico, il cui spessore aumenta, da NE verso SO, dai ~10 km al disotto della dorsale di Amendolara ai ~20 km al disotto della catena della Sila (Van Dijk et alii, 2000). E' possibile che tali strutture profonde contribuiscano al sollevamento totale comportando in superficie deformazioni a maggiore lunghezza d'onda rispetto alle faglie più superficiali modellate e coinvolgendo l'intera dorsale del Pollino. Questo potrebbe spiegare l'incremento del gradiente della curva del sollevamento regionale prevista dal modello di deformazione

nel settore centrale del Pollino (figure 4.14 e 4.15). Meccanismi di deformazione simili sono stati proposti da Caputo et alii (2010) per spiegare il progressivo incremento delle altezze e il basculamento verso NE delle linee di riva preservate nel settore Nord del Golfo di Taranto. La presenza di tali strutture profonde potrebbe, dunque, comportare un potenziale sismogenetico ancora maggiore per l'area di studio.

La presenza e l'attivo sollevamento delle anticlinali del Pollino e di Valsinni, legate all'accumulo di dislocazione lungo la AMFZ e la VFZ (fig. 4.13), trova conferma dall'analisi morfometrica delle principali fiumare che drenano il versante orientale del Pollino (fig. 5.1). Esse sono, difatti, caratterizzate da anomalie di gradiente, del *pattern* (presenza di segmenti fluviali caratterizzati da attiva incisione dell'alveo o da sedimentazione di parte dei detriti trasportati) e delle ampiezze del fondovalle che sono del tutto compatibili con la variazione lungo costa dei tassi di sollevamento prevista dal modello di deformazione. L'influenza delle anticlinali sul gradiente delle fiumare analizzate (fig. 5.41) comporta un aumento dei tassi di incisione fluviale verso i settori interessati dai maggiori tassi di sollevamento (fig. 5.46). I maggiori gradienti longitudinali imposti da un tasso di abbassamento del livello base relativamente più alto in corrispondenza delle anticlinali determinano una maggiore energia di flusso, utilizzata dal corso d'acqua per riequilibrarsi al disturbo tettonico attraverso una più rapida incisione verticale dell'alveo. Le quote dei *knickpoints* correlati ad uno stesso terrazzo marino (fig. 5.47) e, dunque, ad una data oscillazione eustatica negativa, sono in perfetto accordo con il modello di deformazione proposto. In altre parole, l'analisi dei *knickpoints*, attraverso una metodologia del tutto indipendente dai terrazzi marini, conferma pienamente i risultati ottenuti attraverso la ricostruzione dei profili deformati delle antiche linee di riva e la realizzazione del modello di deformazione.

Inoltre, l'analisi morfometrica ha evidenziato la presenza di deformazioni recenti lungo le zone di faglia del Saraceno, di Valsinni e del Canna nei settori dove l'assenza dei terrazzi marini non aveva consentito di realizzare la modellazione delle faglie. Essa, dunque, conferma e implementa il modello di deformazione. Il calcolo del tempo di risposta dei corsi d'acqua ad un abbassamento del livello di base (tab. 5.13) ha evidenziato che il relativo disturbo del profilo longitudinale (*knickpoint*) è completamente trasmesso all'intero bacino idrografico in un intervallo di tempo

dell'ordine di ~10^5 anni. Di conseguenza, qualsiasi disturbo tettonico più antico, può essere considerato ormai cancellato dai processi erosivi del sistema idrografico.

Un discorso a parte merita il versante orientale della Sila, caratterizzato da chiare anomalie morfometriche, allineate in direzione NO-SE lungo il sistema di faglie Rossano-Corigliano (RCFZ). In particolare, a letto della RCFZ si osserva un importante aumento del gradiente delle aste fluviali e una maggiore incisione fluviale, evidenziata da più alti valori del rilievo (fig. 2.47). Galli et alii (2010), attraverso un approccio multidisciplinare, hanno interpretato la RCFZ come una faglia normale attiva, seppure manchino chiare evidenze paleosismologiche di una recente riattivazione. L'assenza di una chiara correlazione tra l'andamento delle linee di riva dei terrazzi preservati a tetto della RCFZ con il relativo modello numerico delle deformazione cosismica verticale (fig. 4.20) dimostra che il sistema di faglie Rossano-Corigliano non è stato interessato da significative dislocazioni negli ultimi ~124 Ka. L'andamento dei terrazzi marini, dunque, contrasta l'ipotesi di una recente attivazione del sistema di faglie normali; alternativamente le dislocazioni potrebbero essere ben più inferiori ai 100 m di scarpata totale attualmente osservabili (Galli et alii, 2010). Parte di questo rigetto potrebbe effettivamente risultare dall'erosione differenziale; difatti, la faglia mette a contatto le rocce cristalline del basamento Calabride (blocco a letto) con i depositi marini Pleistocenici (sabbie, argille e conglomerati; blocco a tetto) caratterizzati da un'erodibilità certamente superiore. In definitiva, il rigetto verticale potrebbe anche essere dell'ordine di poche decine di metri e perdersi nel margine di incertezza verticale associato alle quote dei margini interni dei terrazzi rilevati. Nel quadro tettonico fin qui descritto è ragionevole classificare gli eventuali movimenti normali della RCFZ come una risposta superficiale alle deformazioni verticali imposte dalla tettonica transpressiva, documentata dalle soluzioni focali degli eventi sismici localizzati lungo il versante orientale della Sila (fig. 4.10). E', dunque, possibile che le anomalie morfometriche individuate al margine orientale del Plateau della Sila siano da attribuire a tassi di sollevamento relativamente maggiori e relazionati all'attività di faglie inverse sepolte, similmente a quanto osservato al Pollino. La presenza di un gradiente del sollevamento, più sostenuto verso l'interno, comporterebbe un basculamento verso Nord della fascia costiera e l'attivazione di collassi gravitativi profondi similmente a

quanto ipotizzato per il sistema di faglie dirette Avena-Lauropoli al Pollino e alla Piana di Sibari.

L'individuazione di una tettonica transpressiva attiva lungo il settore Ionico della Calabria settentrionale ha profonde implicazioni sul modello di deformazione e sul rischio sismico di questo settore frontale dell'Appennino Meridionale. A causa dell'assenza di sismicità significativa, questa regione è, infatti, comunemente considerata un blocco stabile compreso tra il settore assiale della catena Appenninica, interessato da attiva tettonica estensionale, e il fronte dei sovrascorrimenti Ellenico-Dinarici in Adriatico orientale (fig. 1.2; Montone et alii, 2004). D'altra parte, come sottolineato in precedenza, le velocità GPS e le soluzioni focali degli eventi sismici di dimensioni moderate sono in accordo nell'evidenziare uno stile deformativo transpressivo, seppure caratterizzato da bassi tassi di deformazione. Nel settore frontale di catena qui investigato le zone di taglio transpressive, radicate in profondità nella litosfera Apula, e le relative faglie inverse, caratterizzate da profondità di scollamento di ~8-10 km, contribuiscono in modo fondamentale al processo di sollevamento iniziato nel Pleistocene Inferiore. L'attuale localizzazione delle zone di taglio transpressive in Calabria settentrionale potrebbe essere relazionata all'esistenza in questo settore di catena di un importante limite crostale o litosferico. Sulla base della sismicità e dei dati geofisici è possibile affermare che le zone di taglio sono radicate in profondità nella crosta inferiore dove si osserva la transizione tra la crosta continentale Adriatica e la crosta Ionica assottigliata, oceanica o continentale (Catalano et alii, 2001). E' possibile che le differenze meccaniche tra i due tipi di crosta abbiano favorito la concentrazione nell'area di studio della deformazione transpressiva nel momento in cui la convergenza Africa - Europa è prevalsa sul progressivo arretramento della zona di subduzione Ionica e sulle relative traslazioni verso NE del fronte dei sovrascorrimenti Appenninici.

Ringraziamenti.

Vorrei iniziare con il ringraziare la mia famiglia, capace di un sostegno incondizionato, equilibrio della mente resa stanca dalle passioni nei momenti in cui la scienza lascia il passo alla vita. Ringrazio i miei genitori per avermi insegnato cosa significa amare, sempre, senza mai pretendere nulla in cambio, guidati dal desiderio di regalare ai propri figli una vita migliore della loro e dall'istinto di protezione verso di noi, una delle forze più poderose esistenti in natura, Ringrazio Marianna sempre prodiga di consigli fondamentali nei momenti più difficili. Ringrazio Carmen e Lorenzo, gioia nella mia mente. Ringrazio Massimo (il Romano): è mio fratello, pur non avendo il mio stesso sangue e questo probabilmente riassume tutto quello che in questo momento non riesco ad esprimere con le parole.

Abbandonando le frasi poetiche, che probabilmente non mi si addicono, diverse persone sono stati fondamentali nella realizzazione di questa ricerca.

Inizio con il ringraziare il Dott. Pierfrancesco Burrato (Paco), dell'INGV di Roma, per i consigli e gli insegnamenti decisivi per la realizzazione dei modelli numerici delle faglie.

Come non ricordare il Prof. Frank J. Pazzaglia e la Lehigh University per la possibilità offertami di migliorare, in uno stage della durata di cinque mesi, le mie conoscenze in morfotettonica e il mio inglese. In particolare sono grato al Prof. Frank J. Pazzaglia per la sua disponibilità, per i mille consigli, per le sue idee e, naturalmente, per le serate a base di polenta. Un grazie particolare va a Claudio Berti, post-dottorando alla Lehigh University, per aver sopportato le mie domande pressanti sul labirinto

ArcGis e per il sostegno morale nella fredda e lontana Bethlehem. Grazie a Tsering, studente tibetano della Lehigh, e a Paul, coinquilino fantastico, compagni di mille conversazioni interessanti e di serate memorabili.

Ringrazio la dott.sa Lucilla Benedetti e il CEREGE di Aix en Provence, Francia, per l'ospitalità, gli insegnamenti riguardo i radionuclidi cosmogenici e il sostegno tecnico.

Un grazie particolare va alla famiglia Righetto per l'ospitalità, per essere stata una seconda famiglia, per avermi dimostrato che la distanza che spesso separa Nord e Sud d'Italia risiede nelle nostre menti, o forse solo nelle menti degli ottusi. Un grazie particolare al Dott. Enrico Righetto, ancora di salvezza matematica e informatica nell'ignoranza che a volte poteva farmi naufragare.

Un grazie di vero cuore alla famiglia Napolitano per il sostegno logistico (casa al mare distante 100 m dalla spiaggia) fondamentale per il rilevamento svolto durante la tesi. Grazie, inoltre, a Elly, una vera amica; come non ricordare l'importanza delle birre bevute assieme su skype durante le serate invernali negli Stati Uniti.

Infine, un grazie ad Ica, compagna di un infinito peregrinare per l'intera penisola, "dell'avventura dottorato" e della passione azzurra.

Bibliografia.

Adams, J., 1980. Active tilting of the United States mid-continent: geodetic and geomorphic evidence. Geology, 8, 442-446.

Ahnert, F., 1987. Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development. Earth Surf. Processes Landforms, 12, 3-15.

Ahnert, F., 1976. Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development. Z. Geomorphol., 25, 29-49.

Amato, A., 2000. Estimating Pleistocene tectonic uplift rates in the South-Eastern Apennines (Italy) from erosional landsurfaces and marine terraces. In: Slaymaker, O. (Ed.), Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change. John Wiley and Sons, London, 67-87.

Amato, A., Belluomini, G., Cinque, A., Manolio, M. e Ravera, F., 1997. Terrazzi marini e sollevamenti tettonici quaternari lungo il margine ionico dell'Appennino Lucano. Il Quaternario 10 (2), 329-336.

Anderson, H. e Jackson, J., 1987. Active tectonics of the Adriatic region. Geophys. j. R. Astron. Soc., 91, 937-983.

Anderson, R.S., 1994. Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay. J. Geophys. Res., 99, 20161-20179.

Anthony, D.M. e Granger, D.E., 2007. An empirical stream power formulation for knickpoint retreat in Appalachian Plateau fluviokarst. Journal of Hydrology, 343, 117-126.

Antonioli, F., Ferranti, L., Lambeck, K., Kershaw, S., Verrubbi, V. e 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.

Balduzzi, A., Casnedi, R., Crescenti, U., Mostardini, F. e Tonna, M., 1982. Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Lucano (Avanfossa Appenninica). Geologia Romana, 21, 89-111.

Basili, R. e Barba, S., 2007. Migration and shortening rates in the northern Apennines, Italy: implications for seimic hazard. Terra Nova, 19 (0), 1-7.

Benedetti, L., Finkel, R., King, G., Armijo, R., Papanastassiou, D., Ryerson, F.J., Ferit, F., Farber, D. e Stvrakakis, G., 2003. Motion on the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from ^{36}Cl cosmogenic dating. Terra Nova, 15, 118-124.

Benedetti, L., Tapponier, P., King, G.C.P., Meyer, B. e Manighetti, I., 2000. Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy. J. Geophys. Res., 105(B1), 739-766.

Bennett, R., Hreinsdòttir, S., Buble, G., Bašić, T., Bačić, Ž., Marjanović, M., Casale, G., Gendaszek, A. e Cowan, D., 2008. Eocene to present subduction of southern Adria mantle lithosphere beneath the Dinarides. Geology, 36 (1), 3-6. doi: 10.1130/G24136A.1.

Bentivenga, M., Coltorti, M., Prosser, G. e Tavarnelli, E., 2004. A new interpretation of terraces in the Taranto Gulf: the role of extensional faulting. Geomorphology, 60, 383-402.

Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. Rev. Geophys., 26, 624-657.

Berlin, M.M. e Anderson, R.S., 2007. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. Journal of geophisical research, 112, F03S06, doi:10.1029/2006JF000553.

Bertotti, G., Picotti, V., Chilovi, C., Fantoni, R., Merlini, S. e Mosconi, A., 2001. Neogene to Quaternary sedimentary basins in the south Adriatic (Central Mediterranean): foredeeps and lithospheric buckling. Tectonics, 20, 771-787.

Bianca, M. e Caputo, R., 2003. Analisi morfotettonica ed evoluzione quaternaria della Val d'Agri, Appennino meridionale. Il Quaternario, 16, 158-170.

Bigi, G., Bonardini, G., Catalano, R., Cosentino, D., Lentini, F., Parlotto, M., Sartori, R., Scandone, P. e Turco, E., 1992. Structural Model of Italy, 1:500.000. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.

Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D. e Artza, I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. Earth Surface Processes and Landforms, 30, 767-778.

Bloom, A.L., Broekcker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K. e Mesolella, K.J., 1974. Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast: new $^{30}Th/^{234}U$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. Quaternary Research, 4, 185-205.

Boenzi, F., Caldara, M. e Pennetta, L., 1985. La Trasgressione Tirreniana nei dintorni di Castellaneta (Taranto). Geologia Applicata e Idrogeologia, 20, 163-175.

Bonardi, G., Cavazza, W., Perrone, V. e Rossi, S., 2001. Calabria–Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea. In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Ed.), Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 287-306.

Bordoni, P. e Valensise, G., 1998. Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy; tectonic implications. In: Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. (Ed.), Coastal Tectonics. Geological Society Special Publication, 146, London, 71-110.

Bowman, D., Shachnovich-Firtel, Y. e Devora, S., 2007. Stream channel convexity induced by continuous base level lowering, the Dead Sea, Israel. Geomorphology, 92, 60-75.

Boyd, K.F. e Schumm, S.A., 1995. Geomorphic evidence of deformation in the northern part of the New Madrid seismic zone. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1538-R, 35 pp.

Braucher, R., DEL Castillo, P., Siame, L., Hidy, A.J. e 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), 1-82.

Bull,W.B., 1991. Geomorphic responses to climatic change. Oxford University Press, New York, 326.

Bull, W.B., 1985. Correlation of flights of global marine terraces. In: Morisawa, M., Hack, J. (Ed.), 15th Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, 129-152.

Bull, W.B. e McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. In Doehring, D.O., ed., Georphology in arid regions: Binghamton, N.Y., State University of New York at Binghampton, p. 115-138.

Bullard, T. e Lettis, W., 1993. Quaternary fold deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles Basin, California. J. Geophys. Res., 98, 8349-8369.

Burbank, D.W. e Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell, Oxford, UK.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. e Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. Nature, 379, 505-510.

Burnett, A.W., 1982. Alluvial Stream Response to Neotectonics in the Lower Mississippi Valley. Tesi di dottorato, Colorado State University, Fort Collins, CO, 160 pp.

Burrato, P., Ciucci, F. e Valensise, G., 2003. An inventory of river anomalies in the Po Plain, northern Italy: evidence for active blind thrust faulting, Annals of Geophysics, 46(5), 865-882.

Caldara, M., 1988. La sezione tirreniana di Ponte del Re (Castellaneta Marina, Taranto): analisi paleocologica. Atti della Società Toscana Scienze Naturali Mem., 93, 129-163.

Camarlinghi, R., 1992. Il significato del bacino di S. Arcangelo nel quadro dell'evoluzione Plio-Pleistocenica di un settore dell'arco appenninico meridionale. Tesi di Dottorato, Università di Pisa.

Caputo, R., Bianca, M. e D'Onofrio, R., 2010. Ionian marine terraces of Southern Italy: insights into the Quaternary tectonic evolution of the area. Tectonics, doi:10.1029/2009TC002625, in stampa.

Carbone, S., Catalano, S., Lazzari, S., Lentini, F. e Monaco, C., 1991. Presentazione della Carta Geologica del bacino del fiume Agri (Basilicata). Mem. Soc. Geol. It., 47, 129-143.

Carobene, L., 2003. Genesi, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia-Calopezzati (costa ionica della Calabria-Italia). Il Quaternario, 16 (1), 43-90.

Casciello, E., Cesarano, M., Ferranti, L., Oldow, J.S. e Pappone, G., 2000. Pleistocene noncoaxial fold development in the northern portion of the S. Arcangelo Basin (Southern Apennines). Mem. Soc. Geol. Ital., 55, 133-140.

Casciello, E., 1999. Analisi strutturale di un bacino sin tettonico Plio-Pleistocenico dell'Appennino meridionale: il bacino di Sant'Arcangelo (Potenza). Tesi di Dottorato, Università di Camerino.

Casero, P., Roure, R., Endignoux, L., Moretti, I., Muller, C., Sage, L. e Vially, R., 1992. Neogene geodynamic evolution of Southern Apennines. Mem. Soc. Geol. Ital., 41, 109-120.

Casnedi, R., Crescenti, U. e Tonna, M., 1982. Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo. Mem. Soc. Geol. It., 24, 243-260.

Cassinis, R., Scarascia, S. e Lozej, A., 2003. The deep crustal structure of Italy and surrounding areas from seismic refraction data. A new synthesis. Boll. Soc. Geol. Ital., 122, 365-376.

Catalano, R., Doglioni, C. e Merlini, S., 2001. On the Mesozoic Ionian Basin. Geophys. J. Int., 144, 49-64.

Catalano, S., Monaco, C., Tortorici, L., Paltrinieri, W. e Steel, N., 2004. Neogene-Quaternary tectonic evolution of the southern Apennines. Tectonics, 23, TC2003, doi: 10.1029/2003TC001512.

Catalano, S., Monaco, C., Tortorici, L. e Tansi, C., 1993. Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy). Tectonics, 12, 656-665.

Cello, G. e Mazzoli, S., 1999. Apennine tectonics in southern Italy: a review. J. Geodyn., 27, 191-211.

Cello, G., Guerra, I., Tortorici, L. e Turco, E., 1982. Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence. J. Struct. Geol., 4, 385-393.

Cesarano, M., Pierantoni, P.P. e Turco, E., 2002. Structural analysis of the Albidona Formaion in the Alessandria del Carretto–Plataci area (Calabro–Lucanian Apennines, Southern Italy). Boll. Soc. Geol. Ital., 11, 669-676.

Chappell, J., 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. Quaternary Science Reviews, 21, 1229-1240.

Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y. e 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 Science Letters, 141, 227-236.

Chappell, J. e Veeh, H.H., 1978. Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. Geol. Soc. Am. Bull., 89, 356-368.

Chen, J.H., Curran, H.A., White, B. e Wasserburg, G.J., 1991. Precise chronology of the last Interglacial Period ^{234}U-^{230}Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. Geol. Soc. Amer. Bull., 103, 82-97.

Ciaranfi, N., Marino, M., Sabato, L., D'Alessandro, A. e De Rosa, R., 1996. Studio geologico stratigrafico di una successione infra e mesopleistocenica nella parte sudoccidentale della Fossa Bradanica (Montalbano Ionico, Basilicata). Boll. Soc. Geol. It., 115, 379-391.

Ciaranfi, N., Ghisetti, F., Guida, M., Iaccarino, G., Pieri, P., Rapisardi, L., Ricchetti, G., Torre, M., Tortorici, L., e Vezzani, L., 1983. Carta neotettonica dell'Italia meridionale. C.N.R. P.F.G., 515, Bari, p. 62.

Cinti, F.R., Cucci, L., Pantosti, D., D'Addezio, G. e Meghraoui, M., 1997. A major seismogenic fault in a "silent area": the Castrovillari Fault (southern Apennines, Italy). Geophys. J. Int., 130, 595-605.

Clark, M.K., Maheo, G., Saleeby, J. e Farley, K.A., 2005. The nonequilibrium landscape of the southern Sierra Nevada, California. GSA Today, 15, 4-10, doi:10:1130/1052-5173.

Colella, A. e Cappadona, P., 1988. Evidenze stratigrafiche del carattere trascorrente sinistro della zona di faglie del Pollino. Valutazione della velocità di trascorrenza. Atti 74 Congresso Soc. Geol. It., 147-150.

Colella, A., De Boer, P. e Nio, D., 1987. Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin. Calabria, southern Italy. Sedimentology, 34, 721–736.

Console, R., Di Giovambattista, R., Favali, P. e Smriglio, G., 1989. Lower Adriatic Sea seismic sequence (January 1986): spatial definition of the seismogenic structure. Tectonophys., 166, 235-246.

Cotecchia, V., Dai Pra, G. e Magri G., 1971. Sul Tirreniano della Costa ionica salentina (Puglia). Datazione di un campione di coralli col metodo Th/U. Geologia Applicata e Idrogeologia, 6, 105-112.

Cotecchia, V., Dai Pra, G. e Magri, G., 1969. Oscillazioni tirreniane ed oloceniche del livello del mare nel Golfo di Taranto, corredate da datazioni col metodo del radiocarbonio. Geologia Applicata e Idrogeologia, 4, 93-148.

Crosby, B.T. e Whipple, K.X., 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. Geomorphology, 82, 16-38.

Cucci, L., 2004. Raised marine terraces in the Northern Calabrian Arc (Southern Italy): a ~600 Kyr-long geological record of regional uplift. Ann. Geophys., 47, 1391-1406.

Cucci, L. e Cinti, F.R., 1998. Regional uplift and local tectonic deformation recorded by the Quaternary marine terraces on the Ionian coast of northern Calabria (southern Italy). Tectonophysics, 292, 67-83.

Currado, C. e Fredi, P., 2000. Morphometric parameters of drainage basins and morphotectonic setting of eastern Abruzzo. Memorie della Società Geologica Italiana, 55, 411-419.

D'Agostino, N. e Selvaggi, G., 2004. Crustal motion along the Eurasia–Nubia plate boundary In the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements. J. Geophys. Res., 109, B11402, doi:10.1029/2004JB002998.

Dai Pra, G. e Hearty, P.J., 1988. I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 637-644.

Dai Pra, G., 1982. The Late Pleistocene marine deposits of Torre Castiglione (Puglia, Southern Italy). Geografia Fisica Dinamica Quaternaria, 5, 115-119.

Dai Pra, G. e Stearns, C.E., 1977. Sul Tirreniano di Taranto. Datazioni su coralli con il metodo del $^{230}Th/^{234}U$. Geologica Romana, 16, 231-242.

Del Ben, A., Barnaba, C. e Toboga, A., 2007. Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc. Mar. Geophys. Res., doi:10.1007/s11001-007-9041-6.

Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P. e Lupia Palmiere, E., 2004. Quantitative morphotectonic analysis as a tool for detecting deformation patterns in soft-rock terrains: a case study from the southern Marches, Italy. Géomorphologie: relief, processus, environnement, 4, 267-284.

Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W. e Knott S.D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. In: M.P.D. Coward, D. Park, R.G. (Editore), Alpine Tectonics. Geological Society, 265-283.

Dietrich, W.E., Wilson, C.J., Montgomery, D.R. e McKean, J., 1993. Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model. Journal of Geology, 101, 259-278.

Doglioni, C., Merlini, S. e Cantarella, G., 1999. Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean). Earth Planet. Sci. Lett., 168, 243-254.

Doglioni, C., Tropeano, M., Mongelli, F. e Pieri, P., 1996. Middle-Late Pleistocene uplift of Puglia: an "anomaly" in the Apennines foreland. Mem. Soc. Geol. It., 51, 101-117.

Doglioni, C., Mongelli, F. e Pieri, P., 1994. The Puglia uplift (SE Italy): An anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. Tectonics, 13 (5), 1309-1321.

Dunne, T. e Leopold, L.B., 1978. Water in environmental planning. New York, Freeman, W.H. and Company, 818 p.

Duvall, A., Kirby, E. e Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. Journal of Geophysical Research-Earth Surface, 109, F03002. doi:10.1029/2003JF000086.

Enzel, Y., Amit, R., Porat, N., Zilberman, E. e Harrison, B.J., 1996. Estimating the ages of fault scarps in the Arava, Israel. Tectonophysics, 253, 305-317.

Esat, T.M., McCulloch, M.T., Chappell, J., Pillans, B. e Omura, A., 1999. Rapid fluctuations in sea-level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. Science, 283 (5399), 197-201.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L. e Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. Geophys. J. Int., 145, 809-820.

Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Chien Chiu, T., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W. e Bloom, A.L., 2005. Marine radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 Years B.P. based on paired $^{230}Th/^{234}U/^{238}U$ and ^{14}C Dates on Pristine Corals. Quaternary Science Reviews, 24, 1781-1796.

Favalli, M. e Pareschi, M.T., 2004. Digital elevation model construction from structured topographic data: The DEST algorithm. Journal of Geophysical Research, 109, F04004, doi:10.1029/2004JF000150.

Fernandes, N.F. e Dietrich, W.E., 1997. Hillslope evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustment. Water Resour. Res., 33, 1307-1318.

Ferranti, L., Santoro, E., Mazzella, M.E., Monaco, C. e Morelli, D., 2009. Active transpression in the northern Calabria Apennines, southern Italy. Tectonophysics, 476 (1-2), 226-251.

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

Ferranti, L., Monaco, C., Antonioli, F., Maschio, L., Kershaw, S. e 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 (B).

Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Prà , G., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Orrù, P., Pappalardo, M., Radtke, U., Renda, P., Romano, P., Sansò, P. e Verrubbi, V., 2006. Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: tectonic implications. Quaternary International, 145-146, 30-54.

Ferranti, L. e Oldow, J.S., 2005. Latest Miocene to Quaternary horizontal and vertical displacement rates during simultaneous contraction and extension in the Southern Apennines orogen, Italy. Terra Nova, 17, 209-214.

Finnegan, N.J., Roe, G., Montgomery, D.R. e Hallet, B., 2005. Controls on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock. Geology, 33 (3), 229-232.

Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. Water Resources Research, 10, 969-973.

Foley, M.G., 1980. Bedrock incision by streams. Geological Society of America Bulletin, 91 (2), 2189-2213.

Frepoli, A. e Amato, A., 2000. Fault plane solutions of crustal earthquakes in Southern Italy (1988–1995): seismotectonic implications. Ann. Geophys., 43 (3), 437-468.

Friedrich, A.M., Wernicke, B.P., Niemi, N.A., Bennet, R.A. e Davis, J.L., 2003. Comparison of geodetic and geologic data from the Wasatch region, Utah, and implications for the spectral character of Earth deformation at periods of ten to ten million years. Journal of Geophysical Research, 108, 2199, doi:10.1029/2001JB000682.

Galadini, F., Meletti, C. e Rebez, A., 2000. A cura di: Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999), CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 2000, 397 pp.

Galli, P., Spina, V., Ilardo, I. e Naso, G., 2010. Evidence of active tectonics in Southern Italy: the Rossano fault (Calabria). In: Recent Progress on Earthquake Geology, edito da Pierpaolo Guarnieri, pp. 49-78.

Galli, P. e Bosi, V., 2003. Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy). New insight from paleoseismological investigation. J. Geophys. Res., 108B1, doi:10.1029/2002JB01713.

Gasparini, C., Iannaccone, G. e Scarpa, R.,1985. Fault-plane solutions and seismicity of the Italian Peninsula. Tectonophysics, 117, 59-78.

Gasparini, N.M., Whipple, K.X. e Bras, R.L., 2007. Predictions of steady state and transient landscape morphology using sediment-flux-dependent river incision models. Journal of Geophysical Research-Earth Surface, 112, F03S09. doi:10.1029/2006JF000567.

Gasparini, N.M., Bras, R.L. e Whipple, K.X., 2006. Numerical modeling of non-steady-state river profile evolution using a sediment-flux-dependent incision model. In: Willett, S., Hovius, N., Brandon, M., Fisher, D. (Eds.), Tectonics, Climate and Landscape Evolution. GSA Special Paper, 398, 127-141.

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.

Gilbert, G.K., 1909. The convexity of hilltops. J. Geol., 17, 344-350.

Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H.G. e Geiger, A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. Earth Planet. Sci. Lett., 226, 335-345.

Goldrick, G. e Bishop, P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation of an alternative (the DS form). Earth Surface Processes and Landforms, 32, 649-671.

GRIP, 1993. Nature, 364, 203-207.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics, 298, 259-269.

Guerricchio, G. e Ronconi, M.L., 1997. Osservazioni geomorfologiche nella piana di Sibari e variazioni delle linee di costa storiche nella zona degli scavi archeologici. I Quaderni dell'IRFEA, V (12), 1-29.

Guerricchio, G. e Melidoro, G., 1975. Ricerche di geologia applicata all'archeologia della citta` di Sibari sepolta. Geologica Applicata Idrogeologico, 10, 107-128.

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

Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. U.S. Geological Survey Journal of Research, 1 (4), 421-429.

Hack, J.T. e Young, R.S., 1959. Intrenched meanders of the North Fork of the Shendoah River, Virginia. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 354-A, 10.

Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 294-B, 45-97.

Hancock, G.S. e Anderson, R.S., 2002. Numerical modeling of fluvial terrace formation in response to oscillating climate. Geol. Soc. Am. Bull., 114, 1131-1142.

Hancock, G.S., Anderson, R.S. e Whipple, K.X., 1998. Beyond power: Bedrock river incision process and form, in Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels. Geophys. Monogr. Ser., 107, edito da Tinkler, K.J. e Wohl, E.E., pp. 35–60, AGU, Washington, D.C.

Hanks, T.C., Bucknam, R.C., Lajoie, K.R. e Wallace, R.E., 1984. Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms. J. Geophys. Res., 89, 5771-5790.

Harmar, O.P. e Clifford, N.J., 2007. Geomorphological explanation of the long profile of the lower Mississippi River. Geomorphology, 84, 222-240.

Harmon, R.S., Mitterer, R.M., Kriausakul, N., Land, L.S., Schwarcz, H.P., Garrett, P., Larson, G.J., Vacher, H.L. e Rowe, M., 1983. U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level

fluctuation over the past 250,000 years. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 44, 41-70.

Hayakawa, Y.S., Obanawa, H. e Matsukura, Y., 2008. Post-volcanic erosion rates of Shomyo falls in Tateyama, Central Japan. Geografiska Annaler, 90A, 65-74.

Hayakawa, Y.S. e Matsukura, Y., 2003. Recession rates of waterfalls in Boso peninsula, Japan, and a predictive equation. Earth Surface Processes and Landforms, 28, 675-684.

Hearty, P.J. e Dai Pra, G., 1992. The age and stratigraphy of middle Pleistocene and younger deposits along the Gulf of Taranto (southeast Italy). Journal of Coastal Research, 8, 882-903.

Hearty, P.J. e Dai Pra, G., 1985. Aminostratigraphy and Th/U dating of Quaternary shorelines in the Puglia region of Southeast Italy. Fifth International Coral Reef Congress, Tahiti, 3, 163-169.

Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C. e Barcelo, J.C., 1996. U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca – Further evidence for two last – interglacial high sea levels in the Balearic islands. Quaternary Science Reviews, 15, 53-62.

Hippolyte, J.C., Angelier, J. e Roure, F., 1994a. A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy). Tectonophysics, 230, 199-210.

Hippolyte, J.C., Angelier, J., Roure, F. e Casero, P., 1994b. Piggy-back basin development and thrust belt evolution: structural and paleostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Appennines. J. Struct. Geol., 16, 159-173.

Hippolyte, J.C., Angelier, J. e Roure, F.,1992. Les permutations d'axes de contraintes dans des terrains quaternaires du sud de l'Apennin (Italie). C. R. Acad. Sci., Paris, 315, 89-95.

Holbrook, j. e Schumm, S.A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. Tectonophysics, 305, 287-306.

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

Howard, A.D., 1998. Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In: Tinkler, K.J. e Wohl, E.E., eds., Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels: American Geophysical Union Geophysical Monograph, 107, 297-320.

Howard, A.D., 1997. Badland morphology and evolution: Interpretation using a simulation model. Earth Surface Processes Landforms, 22, 211-227.

Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. Water Resour. Res., 30, 2261-2285.

Howard, A.D., Dietrich, W.E. e Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. J. Geophys. Res., 99, 13971-13986.

Howard, A.D., e Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. Geol. Soc. Am. Bull., 94, 739-752.

Howard, A.D., 1967. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. AAPG Bulletin, 51 (11), 2246-2259.

Hunstad, I., Selvaggi, G., D'Agostino, N., England Clarke, P. e Pierozzi, M., 2003. Geodetic strains in peninsular Italy between 1875 and 2001. Geophys. Res. Lett., 30, 1828, doi:10.1029/2002GL016447.

Jedoui, Y., Reyss, J.L., Kallel, N., Montacer, M., IsmaÏl, H.B. e Davaud, E., 2003. U-series evidence for two high Last Interglacial sea levels in southeastern Tunisia. Quaternary Science Reviews, 22, 343-351.

Jenson, S.K. e Domingue, J.O., 1988. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 54(11), 1593-1600.

Joannin, S., Ciaranfi, N. e Stefanelli, S., 2008. Vegetation changes during the late Early Pleistocene at Montalbano Jonico (Province of Matera, southern Italy) based on pollen analysis. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 270, 92-101.

Jorgensen, D.W., 1990. Adjustment of Alluvial River Morphology and Process to Localized Active Tectonics. Tesi di dottorato, Colorado State Univ., Fort Collins, 240 pp.

Kanamori, H. e Anderson, D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1096.

Katzenberger, O. e Willems, N., 1988. Interferences encountered in the determination of AD of mollusk samples. Quaternary Science Reviews, 7, 485-489.

Keller, E.A. e Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape. Upper Saddle River, New Jersey, Prentice Hall, p. 362.

Keller, E.A., Zepeda, R.L., Rockwell, T.K., Ku, T.L. e Dinklage, W.S., 1998. Active tectonics at Wheeler Ridge, southern San Joaquin, California. Geol. Soc. Am. Bull., 110, 298-310.

Keller, E.A. e Pinter, N., 1996. Active Tectonics: Upper Saddle River, New Jersey, Prentice Hall, p. 338.

Keller, E.A., 1986. Investigation of active tectonics: Use of surficial Earth processes, in Active Tectonics, pp. 136-147, Natl. Academy Press, Washington, D.C.

Kindler, P., Davaud, E. e Strasser, A., 1997. Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea-levels and shifting climate belts during the last interglacial (isotopic substage 5e). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 133, 1-25.

Kindler, P. e Hearty, P.J., 1996. Carbonate petrography as an indicator of climate and sea-level changes: new data from Bahamian Quaternary units. Sedimentology, 43, 381-399.

Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W. e Zhiliang, C., 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. J. Geophys. Res., 108(B4), 2217, doi:10.1029/2001JB000861.

Kirby, E. e Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geology, 29 (5), 415-418.

Knighton, A.D., 1998. Fluvial Forms and Processes. A New Perspective. Arnold, London.

Knott, S.D. e Turco, E., 1991. Late Cenozoic kinematics of the Calabrian arc, southern Italy. Tectonics, 10 (6), 1164-1172.

Kooi, H. e Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. Journal of Geophysical Research, 101 (B2), 3361-3386.

Lajoie, K.R., Ponti, D.J., Powell, C.L., Mathieson, S.A. e Sarna-Wojcicki, A.M., 1991. Emergent marine strandlines and associated sediments, coastal California; a record of sea-level fluctuations, vertical tectonic movements, climate changes, and coastal processes. In: Morrison, R.B. (Ed.), Quaternary Non-Glacial Geology: Conterminous United States. Decade of North America Geology, K-2. Geological Society of America, 190-214.

Lambeck, K., Esat, T.M. e Potter, E., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. Nature, 419, 199-206.

Lanzafame, G. e Tortorici, L., 1981. La tettonica recente della Valle del Fiume Crati (Calabria): Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 4, 11-21.

Larue, J.P., 2008. Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). Geomorphology, 93, 343-367.

Lavé, J. e Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. J. Geophys. Res., 106, 26561-26591.

Lavé, J. e Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills, Himalayas of central Nepal. J. Geophys. Res., 105, 5735-5770.

Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K. e Spero, H.J., 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea-level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from Cocos Ridge core. Quaternary Science Reviews, 21, 283-293.

Leeder, M.R. e Jackson, J.A., 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins with examples from the western United States and central Greece. Basin Res., 5, 79-102.

Lentini, F., Carbone, S., Di Stefano, A. e Guarnieri, P., 2002. Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution. Journal of Geodynamics, 34, 141-158.

Leopold, L.B. e Miller, J.P., 1956. Ephemeral streams—Hydraulic factors and their relation to the drainage net. U.S. Geological Survey Professional Paper, 282A, 1-37.

Leopold, L.B. e Maddock, T.J., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and physiographic implications. U.S. Geological Survey Professional Paper, 252, 57 p.

Le Pera, E. e Sorriso-Valvo, M., 2000. Weathering and morphogenesis in a Mediterranean climate, Calabria, Italy. Geomorphology, 34, 251-270.

Lin, J. e Stein, R., 1989. Coseismic folding, earthquake recurrence and the 1987 source mechanism at Whittier Narrows, Los Angeles basin, California, J. Geophys. Res., 94, 9614-9632.

Lisiecki, L.E. e Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $d^{18}O$ records. Paleoceanography, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

Loget, N. e Van Den Driessche, J., 2009. Wave train model for knickpoint migration. Geomorphology, 106, 376-382.

Loget, N., Davy, P. e Van Den Driessche, J., 2006. Mesoscale fluvial erosion parameters deduced from modeling the Mediterranean sea level drop during the Messinian (late Miocene). Journal of Geophysical Research, 111, F03005. doi:10.1029/2005JF000387.

Lupia Palmieri, E., Biasini, A., Caputo, C., Centamore, E., Ciccacci, S., Del Monte, M., Fredi P. e Pugliese, F., 2001. Geomorfologia quantitativa e morfodinamica del territorio abruzzese; il Bacino idrografico del Fiume Saline. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 24, 157-176.

Mackin, J.H., 1948. Concept of the graded river. Geological Society of America Bulletin, 59, 463-512.

Maiorano, P., Aiello, G., Barra, D., Di Leo, P., Joannin, S., Lirer, F., Marino, M., Pappalardo, A., Capotondi, L., Ciaranfi, N. e Stefanelli, S., 2008. Paleoenvironmental changes during the sapropel 19 (i-cycle 90) deposition: evidences from geochemical, mineralogical and micropaleontological proxies in the mid-Pleistocene Montalbano Jonica land section (southern Italy). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 257, 308-334.

Maiorano, P., Marino, M., Di Stefano, E. e Ciaranfi, N., 2004. Calcareous nannofossil event in the Lower-Middle Pleistocene transitino at the Montalbano Jonico

section and ODP site 964: calibration with isotope and sapropel stratigraphy. Riv. It. Paleont. Stratigr., 110(2), 547-557.

Malinverno, A. e 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.

Mantovani, E., Albarello, D., Babbucci, D., Tamburelli, C. e Viti, M., 2002. Trench-arc-back arc systems in the Mediterranean area: examples of extrusion tectonics. J. Virt. Expl., 8, 127-144.

Marco, S., Stein, M., Agnon, A. e Ron, H., 1996. Long-term earthquake clustering: A 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. J. Geophys. Res., 101, 6179-6191.

Marrett, R. e Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. J. Struct. Geol., 12, 973-986.

Maschio, L., Ferranti, L. e Burrato, P., 2005. Active extension in Val d'Agri area, Southern Apennines, Italy: implications for the geometry of the seismogenic belt. Geophys. J. Int. 162,591-609, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02597.x.

Massonet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. e Rabaute, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature, 364, 138-142.

Mastronuzzi, G. e Sansò, P., 2003. Quaternary coastal morphology and sea level change. Puglia 2003 fieldguide. Final conference project IGCP 437. GI2S coastresearch publication, 5, 184 pp., Taranto.

Mastronuzzi, G., 2001. Indagine conoscitiva geologico-ambientale del sistema del mar Piccolo (Taranto). In: Atelier Taranto, Comune di Taranto, Progetto 55 Posidonia, EU, DG 16, Azioni innovatrici. Cd, http//www.comune.Taranto.it.

Mayer, L., 1990. Introduction to Quantitative Geomorphology: An Exercise Manual. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall.

Mazzella, M.E., 2010-2011. Tettonica attiva del settore peri tirrenico meridionale attraverso l'integrazione dei dati geodetici e geologici. Tesi di dottorato in Geologia e Geodinamica del Quaternario, Università degli Studi di Napoli Federico II.

McCulloch, M.T. e Esat, T., 2000. The coral record of the last interglacial sea levels and sea surface temperatures. Chemical Geology, 169, 107-129.

Menardi-Noguera, A. e Rea, G., 2000. Deep structure of the Campanian–Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy). Tectonophysics, 324, 239-265.

Merritts, D. e Vincent, K.R., 1989. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rates of uplift, Mendocino Triple Junction region, Northern California. Geological Society of America Bullettin, 101, 1373-1388.

Miller, J.R., 1991. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in south-central Indiana. Journal of Geology, 99, 591-605.

Mitchell, A., 1991. The ESRI Guide to GIS Analysis Volume 1: Geographic Pattern & Relatioships, ESRI Press.

Miyauchi, T., Dai Pra, G. e Sylos Labini, S., 1994. Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy. II Quaternario, 7, 17-34.

Moglen, G.E., Eltahir, E.A.B. e Bras, R.L., 1998. On the sensitivity of drainage density to climate change. Water Resour. Res., 34, 855-862.

Moglen, G.E. e Bras, R.L., 1995. The importance of spatially heterogeneous erosivity and the cumulative area distribution within a basin evolution model. Geomorphology, 12, 173-185.

Molin, P., Pazzaglia, F.J. e Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy.Am.J.Sci., 304, 559-589.

Monaco, C. e Tortorici, L., 2000. Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. J. Geodyn., 29, 407-424.

Monaco, C., Tortorici, L. e Paltrinieri, W., 1998. Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy. J. Struct. Geol., 20, 617-638.

Monaco, C., 1993. Pleistocene strike-slip tectonics in the Pollino mountain range (Southern Italy). Ann. Tecton., 8/2, 100-112.

Montgomery, D.R. e Stolar, D.B., 2006. Reconsidering Himalayan river anticlines. Geomorphology, 82, 4-15.

Montgomery, D.R. e Brandon, M., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. Earth Planet. Sci. Lett., 201, 481-489.

Montgomery, D.R., e Gran, K.B., 2001. Downstream variations in the width of bedrock channels. Water Resources Research, 37, 1841-1846.

Montgomery, D.R. e Dietrich, W.E., 1994. Landscape dissection and drainage area-slope thresholds. In Process Models and Theoretical Geomorphology, edito da M. J. Kirkby, 221-246, John Wiley, New York.

Montgomery, D.R. e Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. Water Resources Research, 29, 1178-1191.

Montgomery, D.R. e Dietrich, W.E., 1989. Source areas, drainage density, and channel initiation. Water Resour. Res., 25, 1907-1918.

Montone, P., Mariucci, M.T., Pondrelli, S. e Amato, A., 2004. An improved stress map for Italy and surrounding regions (Central Mediterranean). J. Geophys. Res., 109, 10410, doi:10.1029/2003JB002703.

Moussat, E., Angelier, J., Mascle, G., e Rehault, J.P., 1986. L'ouverture de la Mer Tyrrhe´nienne et la tectonique de faille ne´oge`ne` quaternaire en Calabre. Giornale di Geologia, 48/1-2, 63-75.

Mucciarelli, M., 2007. Rendicontazione conclusiva, UR 2.12. In: Galadini, F. (Ed.), Definizione spaziale delle principali strutture sismogenetiche della penisola italiana, Progetti sismologici di interesse per il DPC, 225-234.

Mudd, S.M. e Furbish, D.J., 2005. Lateral migration of hillcrests in response to channel incision in soil-mantled landscapes. J. Geophys. Res., 110, F04026, doi:10.1029/2005JF000313.

Muhs, D.R., Kelsey, H.M., Miller, G.H., Kennedy, G.L., Whelan, J.F. e McInelly, G.W., 1990. Age estimates and uplift rates for Late Pleistocene marine terraces: Southern Oregon portion of the Cascadia Forearc. Journal of Geophysical Research, 95, 6685-6698.

Nardo, A., 2007. Monitoring of seismic areas by means of GPS measurements. Tesi di dottorato, Università di Padova, pp. 346.

Nash, D.B., 1980. Morphologic dating of degraded normal fault scarps. J. Geol., 88, 353-360.

Oguchi, T., 1997. Drainage density and relative relief in humid steep mountains with frequent slope failure. Earth Surface Processes Landforms, 22, 107-120.

Ohmori, H., 1991. Change in the mathematical function type describing the longitudinal profile of a river through an evolutionary process. Journal of Geology, 99, 97-110.

Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1135-1154.

Oldow, J.S. e Singleton, E.S., 2008. Application of Terrestrial Laser Scanning in determining the pattern of late Pleistocene and Holocene fault displacement from the offset of pluvial lake shorelines in the Alvord extensional basin, northern Great Basin, USA. Geosphere, 4 (3), 536-563, doi:10.1130/ GES00101.1.

Oldow, J.S., Ferranti, L., Lewis, D., Campbell, L., D'Argenio, B., Catalano, R., Pappone, G., Carmignani, L., Conti, P. e Aiken, C., 2002. Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. Geology, 30, 779-782.

Ollier, C.D., 1981. Tectonics and landforms. Longman Group Limited, Harlow, England, 324.

Ota, Y. e Yamaguchi, M., 2004. Holocene coastal uplift in the western Pacific Rim in the context of late Quaternary uplift. Quaternary International, 120, 105-117.

Ota, Y.,1986. Marine terraces as reference surfaces in late Quaternary tectonics studies: examples from the Pacific Rim. Royal Society of New Zealand, 24, 357-375.

Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geol. Soc. Am. Bull., 96, 504-515.

Ouchi, S., 1983. Response of Alluvial Rivers to Slow Active Tectonic Movement. Tesi di dottorato, Colorado State University, Fort Collins, CO, 205 pp.

Papanikolaou, I.D. e Roberts, G.P., 2007. Geometry, kinematics and deformation rates along the active normal fault system in the southern Apennines: implication for fault growth. J. Struct. Geol., 29, 166-188.

Parker, R.S., 1977. Experimental Study of Basin Evolution and Its Hydrologic Implications. Tesi di dottorato, Colorado State University, Fort Collins. 331 pp.

Pasternack, G.B., Ellis, C.R. e Marr, J.D., 2007. Jet and hydraulic jump near-bed stresses below a horseshoe waterfall. Water Resources Research, 43, W07449. doi:10.1029/2006WR005774.

Patacca, E. e Scandone, P., 2001. Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene–Pleistocene). In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), Anatomy of a Mountain Belt: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins. Kluwer Academic Publishers, 401-440.

Patacca, E. e Scandone, P., 1999. Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep of the Southern Apennines (Pliocene – Pleistocene). In: G.B. Vai e I.P. Martini (ed.), Anatomy of a mountain belt: the Apennines and adjacent Mediterranean basins, Chapman and Hall, 1999.

Patacca, E., Sartori, R. e Scandone, P., 1990. Tyrrhenian Basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. Mem. Soc. Geol. Ital., 45, 425-451.

Patacca, E. e Scandone, P., 1989. Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab. In: Boriani, A., Bonafede, M., Piccardo, G.B. e Vai, G.B. (Ed.), The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research. Accademia Naz. Lincei, Roma, 80, 157-176.

Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W. e Merritts, D.J., 1998. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In: Tinkler, K.J. e Wohl, E.E., eds., Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels: American Geophysical Union Geophysical Monograph, 107, 207-236.

Philbrick, S.S., 1970. Horizontal configuration and the rate of erosion of Niagara Falls. Geological Society of America Bulletin, 81, 3723-3732.

Philip, H., 1987. Plio-Quateranry evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. Ann. Geophys., 5B(3), 301-319.

Phillips, J.D., McCormack, S., Duan, J., Russo, J.P., Schumacher, A.M., Tripathi, G.N., Brockman, R.B., Mays, A.B. e Pulugurtha, S., 2010. Origin and interpretation of

knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky–Tennessee. Geomorphology, 114, 188-198.

Phillips, J.D. e Lutz, J.D., 2008. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. Geomorphology, 102, 554-566.

Pieri, P., Vitale, G., Benedice, P., Dogliosi, C., Gallicchio, S., Giano, S.I., Loizzo, R., Moretti, M., Prosser, G., Sabato, L., Schiattarella, M., Tramutoli, M., Tropeano, M., 1997. Tettonica quaternaria nell'area Bradanico–Ionica. Il Quaternario, 10, 535-542.

Pieri, P., Sabato, L., Loiacono, F. e Marino, M., 1994. Il bacino di piggy back di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria. Boll. Soc. Geol. It., 113, 465-481.

Pike, R.J. e Wilson, S.E., 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. Geological Society of America Bulletin, 82, 1079-1083.

Playfair, J., 1802. Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth. William Creech, Edinburgh, Scotland.

Potter, E.K., Esat, T.A., Schellmann, G., Radtke, U., Lambeck, K. e McCulloch, M.T., 2004. Suborbital-period sea-level oscillations during marine isotope substages 5a and 5c. Earth and Planetary Sciences Letters, 225 (1-2), 191-204.

Potter, E.K. e Lambeck, K., 2003. Reconciliation of sea-level observations in the Western North Atlantic during the last glacial cycle. Earth and Planetary Science Letters, 217, 171-181.

Radtke, U., Schellmann, G., e Murray-Wallace, C.V., 2004. Preface: coastal environmental change during sea-level highstands, IGCP 437 Symposium, Barbados. Quaternary International, 120, 1.

Randisi, A., 2007. Evoluzione morfotettonica tardo-quaternaria della Piana di Sibari, Calabria settentrionale. Tesi di dottorato, Scienza e Ingegneria del Mare, Napoli, 162 pp.

Reedy R.C., Arnold J.R. e Lal D., 1983. Cosmic-Ray Record in Solar System Matter. Science, 219, 4581, 127-135.

Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Mitchell, S.G. e Montgomery, D.R., 2003. Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. Nature, 426, 645-647.

Reinhardt, L.J., Bishop, P., Hoey, T.B., Dempster, T.J. e Sanderson D.C.W., 2007. Quantification of the transient response to base-level fall in a small mountain catchment: Sierra Nevada, southern Spain. J. Geophys. Res., 112, F03S05, doi:10.1029/2006JF000524.

Ricchetti, G., Ciaranfi, N., Luperto Sinni, E., Mongelli, F. e Pieri, P., 1988. Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo. Mem. Soc. Geol. It., 41, 57-82.

Richards, K.S.,1982. Rivers. Form and Process in Alluvial Channels. Edward Arnold, London.

Rockwell, T.K., Keller, E.A. e Dembroff, G.R., 1988. Quaternary rate of folding of the Ventura Avenue anticline, western Transverse ranges, southern California. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 850-858.

Roe, G.H., Montgomery, D.R. e Hallet, B., 2002. Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. Geology, 30, 143-146.

Roering, J.J., Kirchner, J.W. e Dietrich, W.E., 2001. Hillslope evolution by nonlinear, slope-dependent transport: Steady-state morphology and equilibrium adjustment timescales. J. Geophys. Res., 106(B8), 16, 499-16,513.

Roering, J.J., Kirchner, J.W. e Dietrich, W.E., 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. Water Resour. Res., 35, 853-870.

Rosenbloom, N.A. e Anderson, R.S., 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. J. Geophys. Res., 99, 14,013–14,030.

Roure, F., Casero, P. e Vially, R., 1991. Growth process and mèlange formations in the Southern Apennines accretionary wedge. Planet. Sci. Lett., 102, 395-412.

Russ, D.R., 1982. Style and significance of surface deformation in the vicinity of New Madrid, Missouri. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1236-H, 95-114.

Santoro, E., Mazzella, M.E., Ferranti, L., Randisi, A., Napolitano, E., Rittner, S. e Radtke, U., 2009. Raised coastal terraces along the Ionian Sea coast of northern

Calabria, Italy, suggest space and time variability of tectonic uplift rates. Quaternary International, 206, 78-101.

Schellmann, G. e Radtke, U., 2004. A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). Earth-Science Reviews, 64, 157-187.

Schellmann, G. e Radtke, U., 2003. Die Datierung litoraler Ablagerungen (Korallenriffe, Strandwälle, Küstendünen) mit Hilfe der Elektronenspin-Resonanz-Methode (ESR). In: Kelletat(Hrsg.), D. (Ed.), Neue Ergebnisse der Küsten- und Meeresforschung, 35. Essener Geographische Arbeiten, Essen, 95-113.

Schellmann, G. e Radtke, U., 1999. Problems encountered in the determination of dose and dose rate in ESR dating of mollusk shells. Quaternary Science Reviews, 18, 1515-1527.

Scherman, C.E., Glenn, C.R., Jones, A.T., Burnett, W.C. e Schwarcz, H.P., 1993. New evidence for two highstands of the sea during the last interglacial, oxygen isotope substage 5e. Geology, 21, 1079-1082.

Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P.H., Bourlès, D.L., Burnard, P. e Williams, A., 2009. Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. Quaternary Geochronology, 4, 441-461.

Schmidt, K.M. e Montgomery, D.R., 1995. Limits to relief. Science, 270, 617-620.

Schumm, S.A., 2005. River Variability and Complexity. Cambridge University Press, New York.

Schumm, S.A., Dumont, J.F. e Holbrook, J.M., 2000. Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge University Press, New York.

Schumm, S.A., 1995. Geomorphic thresholds: the concept and its applications. Transactions of the Institute of British Geographers, New Series, 4(4), 485-515.

Schumm, S.A. e Galay, V.J., 1994. The River Nile in Egypt. In: Schumm, S.A., Winkley, B.R. (Ed.), The Variability of Large Alluvial Rivers. American Society of Civil Engineers Press, New York, 75-100.

Schumm, S.A., Rutherfurd, I.D. e Brooks, J., 1994. Pre-cutoff morphology of the lower Mississippi River. In: Schumm, S.A., Winkley, B.R. (Ed.), The Variability of

Large Alluvial Rivers. American Society of Civil Engineers Press, New York, 13-44.

Schumm, S.A., Mosley, M.P. e Weaver, W.E., 1987. Experimental Fluvial Geomorphology, 413 pp., John Wiley, New York.

Schumm, S.A., 1986. Alluvial river response to active tectonics. Active tectonics: Washungton, D.C., National Academy Press, 80-94.

Schumm, S.A. e Khan, H.R., 1972. Experimental study of channel patterns. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1755-1770.

Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. Geol. Soc. Am. Bull., 67, 597-646.

Scrocca, D., Carminati, E. e Doglioni, C., 2005. Deep structure of the southern Apennines, Italy: thin-skinned or thick-skinned? Tectonics, 24, TC3005, doi: 10.1029/2004TC001634.

Sebrier, M. e SAFE Consortium, 2003. Active faulting in low- to moderate-seismicity regions: The SAFE European project, presentato al EGS AGU EUG Joint Meeting, Nice 6–11 April 2003 (abstract).

Seeber, L. e Gornitz, V., 1983. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. Tectonophysics, 92, 335-367.

Seidl, M.A. e Dietrich, W.E., 1992. The problem of channel erosion into bedrock. Catena, 23, 101-124.

Selvaggi, G. e Chiarabba, C., 1995. Seismicity and P-wave velocity image of the southern Tyrrhenian subduction zone. Geophys. J. Int., 121, 818-826.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. e Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. Geophys. J. Int., 169, 1180-1200.

Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G. e Gavani A., 2005. Crustal velocity and strain-rate fileds in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of perrmanent and nonpermanent GPS networks. Geophys. J. Int., 161, 861-880. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02618.x.

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

Sibson, R., 1981. A Brief Description of Natural Neighbor Interpolation. Chapter 2 in Interpolating multivariate data, John Wiley & Sons, New York, pp. 21-36.

Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Melschner, D., Schmelzer, I. e Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. Nature, 423, 853-858.

Sinha, S.K. e Parker, G., 1996. Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers. Water Resources Research, 32, 1417-1428.

Sklar, L.S. e Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. Geology, 29, 1087-1090.

Sklar, L.S. e Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. In: Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels, Geophys. Monogr. Ser., 107, edito da Tinkler, K.J. e Wohl, E.E., pp. 237-260, AGU, Washington, D.C.

Slingerland, R.L. e Smith, N.D., 2004. River avulsions and their deposits. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32, 257-285.

Slingerland, R.L.,Willett, S.D. e Hovius, N., 1998. Slope-area scaling as a test of fluvial bedrock erosion laws [abs.]. Eos (Transactions, American Geophysical Union), 79 (45), p. F358.

Snow, R.S. e Slingerland, R.L., 1987. Mathematical modeling of graded river profiles. Journal of Geology, 95, 15-33.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. e Merritts, D.J., 2003a. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. Geomorphology 53, 97-127.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. e Merritts, D.J., 2003b. Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem. J. Geophys. Res., 108(B2), 2117, doi:10.1029/2001JB001655.

Snyder, N.P., 2001, Bedrock channel response to tectonic, climate and eustatic forcing. Tesi di dottorato, Cambridge, Massachusetts Institute of Technology, 236 p.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. e Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the

Mendocino triple junction region, northern California. Geological Society of America Bulletin, 112, 1250-1263.

Sorriso-Valvo, M. e Sylvester, A.G., 1993. The relationship between geology and landforms along a coastal mountain front, northern Calabria, Italy. Earth Surface Processes And Landforms, 18, 257-273.

Stefanelli S., Capotondi L. e Ciaranfi N., 2005. Foraminiferal record and environmental changes during the deposition of the Early-Middle Pleistocene sapropels in southern Italy. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 216, 27-52.

Stein, M., Wasserburg, G.J., Aharon, P., Chen, J. H., Zhu, Z. R., Bloom, A. e Chappell, J., 1992. TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua New Guinea. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 2541-2554.

Stein, M., Wasserburg, G.J., Lajoie, K.R. e Chen, J.H., 1991. U-series age of solitary corals from the California coast by mass spectrometry. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 3709-3722.

Stein, R. e Yeats, R.S., 1989. Hidden earthquakes. Sci. Am., 260, 48-57.

Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K. e McCulloch, M.T., 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. Earth and Planetary Science Letters, 160, 745-762.

Stock, J.D. e Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. J. Geophys. Res., 104, 4983-4993.

Stock, J.D., e Dietrich,W.E., 1998. Channel incision by debris flows: A missing erosion law?. Eos (Transactions, American Geophysical Union), 79 (45), p. F366.

Stone, J.O., Allan, G.L., Fifield, L.K. e Cresswell, R.G., 1996. Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60 (4), 679-692.

Straub, L.G., 1935. Missouri River, H.R. Doc. 238, 73rd Cong., 2° sessione, Appendice IV, 1032-1245.

Stucchi, M., Camassi, R., Rovida, A., Locati, M., Ercolani, E., Meletti, C., Migliavacca, P., Bernardini, F. e Azzaro, R., 2007. DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04. http://emidius.mi.ingv.it/ DBMI04/. Quaderni di Geofisica, INGV, 49, 38 pp.

Suppe, J., Chou, G.T. e Hook, S.C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata, in, Trust Tectonics, edito da McClay, K.R. (Chapman and Hall, New York), 105-121.

Tansi, C., Muto, F., Critelli, S., Iovine, G., 2007. Neogene–Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy). J. Geodyn., 43, 393-414.

Tarboton, D.G., Bras, R.L. e Rodriguez-Iturbe, I., 1991. On the extraction of channel networks from digital elevation data. Hydrological Processes, 5, 81-100.

Thompson, W.J., Goldstein, S.L., 2005. Open-system coral ages reveal persistent suborbital sea-level cycles. Science, 308, 401-404.

Tinkler, K.J. e Wohl, E.E., 1998. Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels. Geophys. Monogr. Ser., 107, 323 pp., AGU, Washington, D.C.

Tinkler, K.J., Pengelly, J.W., Asselin, G. e Parkins, W.G., 1994. Postglacial recession of Niagara Falls in relation to the Great Lakes. Quaternary Research, 42, 20-29.

Tomkin, J.H., Brandon, M.T., Pazzaglia, F.J., Barbour, J.R. e Willett S.D., 2003. Quantitative testing of bedrock incision models for the Clearwater River, NW Washington State, J. Geophys. Res., 108 (B6), 2308, doi:10.1029/2001JB000862.

Tornqvist, T.E.,1998. Longitudinal profile evolution of the Rhine-Meuse system during the last deglaciation: interplay of climate change and glacio-eustasy? TerraNova, 10, 11-15.

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

Tucker, G.E., 2004. Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing: implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds. Earth Surface Processes and Landforms, 29 (2), 185-205.

Tucker, G.E. e Bras, R.L., 2000. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. Water Resources Research, 36, 1953-1964.

Tucker, G.E. e Bras, R.L., 1998. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. Water Resources Research, 34 (10), 2751-2764.

Tucker, G.E. e Slingerland, R., 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. Basin Res., 8, 329-349.

Tuniz C., Bird J.R., Fink D. e Herzog G.F., 1998. Accelerator Mass Spectrometry. Ultrasensitive Analysis for Global Science. London, CRC Press, 371 pp.

Turco, E. e Zuppetta, A., 1998. A kinematic model for the Plio-Quaternary evolution of the Tyrrhenian-Apenninic system: implications for rifting processes and volcanism. J. Volc. Geotherm. Res., 82, 1-18.

Zaprowski, B.J., Evenson, E.B., Pazzaglia, F.J. e Epstein, J.B., 2001. Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: A different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. Geology, 29, 547-550.

Zavala, C. e Mutti, E., 1996. Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Sant'Arcangelo basin, Basilicata, Italy. Abstracts, Gruppo Informale Sedimentologia, Riunione annuale 1996.

Zeitler, P.K., Chamberlain, C.P. e Smith, H.A., 1993. Synchronous anatexis, metamorphism, and rapid denudation at Nanga Parbat, Pakistan Himalaya. Geology, 21, 347-350.

Valensise, G. e Ward, S.N, 1991. Long-term uplift of the Santa Cruz coastline in response to repeated earthquakes along the San Andreas Fault. Bulletin of the Seismological Society of America, 81 (5), 1694-1704.

Van der Beek, P. e Bishop, P., 2003. Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models. J. Geophys. Res., 108 (B6), 2309, doi:10.1029/2002JB002125.

Van Dijk, J.P., Bello, M., Brancaleoni, G.P., Cantarella, G., Costa, V., Frixa, A., Golfetto, F., Merlini, S., Riva, M., Torricelli, S., Toscano, C. e Zerilli, A., 2000. A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy). Tectonophysics, 324, 267-320.

Van Heijst, M. e Postma, G., 2001. Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach. Basin Research, 13, 269-292.

Vanicek, P. e Nagy, D., 1980. The map of contemporary vertical crustal movements in Canada. EOS, 61, 145-147.

Vannoli, P., Basili, R. e Valensise, G., 2004. New geomorphic evidence for anticlinal growth driven by blind-thrust faulting along the northern Marche coastal belt (central Italy). Journal of Seismology, 8, 297-312.

Vezzani, L., 1968. I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza). Atti Accademia Gioenia Scienze Naturali, Catania, 6/20, 28-84.

Viti, M., Mantovani, E., Babbucci, D. e Tamburelli, C., 2006. Quaternary geodynamics and deformation pattern in the Southern Apennines: implications for seismic activity. Boll. Soc. Geol. It., 125, 273-291.

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

Ward, S.N. e Valensise, G., 1996. Progressive growth of San Clemente Island, California, by blind thrust faulting: implications for fault slip partitioning in the California Continental Borderland. Geophys. J. Int., 126, 712-734.

Watson, D., 1992. Contouring: A Guide to the Analysis and Display of Spatial Data. Pergamon Press, London.

Welch, D.M., 1973. Channel form and bank erosion, Red River, Manitoba. In: Fluvial Processes and Sedimentation, Proc. Hydrology Symposium, Univ. of Alberta, 284-293.

Wells, D.L. e Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bulletin of Seismological Society of America, 84 (4), 974-1002.

Westaway, R. e Bridgland, D., 2007. Late Cenozoic uplift of southern Italy deduced from fluvial and marine sediments: Coupling between surface processes and lower-crustal flow. Quaternary International, 175, 86-124.

Westaway, R., 2006a. Cenozoic cooling histories in the Menderes Massif, western Turkey, may be caused by erosion and flat subduction, not low-angle normal faulting. Tectonophysics, 412, 1–25.

Westaway, R., 2006b. Late Cenozoic extension in southwest Bulgaria: a synthesis. In: Robertson, A.H.F., Mountrakis, D. (Ed.), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region, 260. Geological Society of London, Special Publications, 557–590.

Westaway, R., Pringle, M., Yurtmen, S., Demir, T., Bridgland, D., Rowbotham, G. e Maddy, D., 2004. Pliocene and Quaternary regional uplift in western Turkey: the

Gediz river terrace staircase and the volcanism at Kula. Tectonophysics, 391, 121-169.

Westaway, R., Pringle, M., Yurtmen, S., Demir, T., Bridgland, D., Rowbotham, G. e Maddy, D., 2003. Pliocene and Quaternary surface uplift of western Turkey revealed by long-term river terrace sequences. Science, 84, 1090-1101.

Westaway, R., 2002. The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. Tectonophysics, 348, 269-318.

Westaway, R., 1993. Quaternary uplift of southern Italy. J. Geophys. Res., 87, 21741-21772.

Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annual Review of Earth & Planetary Sciences, 32, 151-185.

Whipple, K.X., Hancock, G.S. e Anderson, R.S., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation, Geol. Soc. Am. Bull., 112, 490-503.

Whipple, K.X. e Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. J. Geophys. Res., 104, 17661-17674.

Whipple, W.J., 1942. Missouri River slope and sediment. Am. Soc. Civil Eng., Tr., 107, 1178-1214.

Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. J. Geophys. Res., 104, 28957-28982.

Willgoose, G., Bras, R.L. e Rodriguez-Iturbe, I., 1990. A model of river basin evolution. Eos (Transactions, American Geophysical Union), 71, 1806-1807.

Wobus, C.W., Crosby, B.T. e Whipple, K.X., 2006. Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. Journal of Geophysical Research, 111, F02017. doi:10.1029/2005JF000406.

Wohl, E.E., 1998. Bedrock channel morphology in relation to erosional processes. In: Tinkler, K.J., Wohl, E.E. (Eds.), Rivers over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels, 107. American Geophysical Union Geophysical Monograph, pp. 133-151.

Wolman, M.G. e Miller, J.P., 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. Journal of Geology, 68, 54-74.

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

Wright, T.L., 1991. Structural geology and tectonic evolution of the Los Angeles Basin, California, in Active Margin Basin, edito da Biddle, K.T. Mem. Am. Ass. Pet. Geol., 52, 35-134.