

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

**STUDIO GEOMORFOLOGICO DELL'AREA CARSIKA
ATTORNO ALLA GROTTA PALOMBARA (MELILLI,
SIRACUSA)**

Candidato:
Carmelo Verdirame

Relatori:
Prof. Jo De Waele
Dr. Marco Vattano

Sessione Dicembre 2014
Anno Accademico 2013-2014

INDICE

Abstract	2
1. INTRODUZIONE	3
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	4
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	
3.1. Inquadramento generale.....	6
3.2. Stratigrafia.....	8
3.3. Tettonica.....	11
4. RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO	
4.1. Studi precedenti e cenni storici.....	14
4.2. Elaborazione e analisi del modello digitale del terreno (DEM)	16
4.3. Rilevamento di terreno.....	21
4.4. La Grotta Palombara.....	26
5. CONCLUSIONI	32
Ringraziamenti	34
Bibliografia	35
Sitografia	37

ABSTRACT

The following thesis attempts to study and analyse the geomorphological evolution of a relatively small coastal area located to the North of Syracuse (Southeastern Sicily). The presently inactive Palombara Cave is located in this area. The 800 metres of passages in this cave show an evolution in some way linked to the local topographic and environmental changes. This portion of coastline was affected more or less constantly by the tectonic uplift during the Pleistocene, which simultaneously to the eustatic variations have played a key role in the genesis of the marine terraces and the cave.

Starting from a DTM made from Lidar data, using a GIS procedure several marine terraces have been mapped. These informations combined with a geomorphological study of the area, allowed to identify and recognise the different orders of the Middle Pleistocene terraced surfaces.

Four orders of terraces between 180-75 m a.s.l have been observed, illustrated and described. Furthermore, two other supposed terrace edges located respectively at 60 and 35 m, which would indicate the presence of two more orders, have been recognised. All these marine terraces appear to have formed in the last million years.

The morphological data of the Palombara cave, highlights a genesis related to the rising of CO₂ rich waters coming from the depths through the fractures of the rock mass, that ranks it as a hypogenic cave. The development has been influenced by the changes in the water table, in turn determined by the fluctuations in the sea level. In fact, the cave shows a speleogenetic evolution characterised by phases of karstification in phreatic and epiphreatic environment and fossilization stages of the upper branches in vadose conditions. These observations indicate that the cave probably started forming around 600 Ky ago, contemporary to the start of volcanic processes in the area.

1. INTRODUZIONE

La superficie del paesaggio si modifica in risposta agli agenti fisici che insistono su di essa, siano essi di origine naturale e/o antropica. Il territorio viene continuamente modellato da combinazioni di fenomeni influenzati dalla tettonica, dal clima e dall'attività dell'uomo.

Studi condotti sulla morfologia delle fasce costiere hanno frequentemente messo in evidenza forme e strutture tipiche dei processi generati dall'azione del mare, bensì oggi si trovino a quote alle quali essa non può operare. Queste forme si sono sviluppate in epoche in cui il livello del mare doveva essere sensibilmente più alto, a causa delle variazioni assolute del livello marino (eustatismo) o dei rapidi movimenti verticali del territorio (tettonica).

Secondo la classificazione di Gulliver (1899) e di Johnson (1919), basata su criteri morfologici, genetici ed evolutivi, è possibile individuare una particolare tipologia di coste dette coste di emersione. Queste sono caratterizzate da un abbassamento relativo del mare, per sollevamento tettonico della zona costiera o per un effettivo abbassamento eustatico. Ne consegue che parte del precedente fondale marino risulta emerso dal mare: è questo il caso di coste a terrazzi marini (Ciccacci, 2010).

La costa nord-orientale del Plateau Ibleo è un esempio dell'azione congiunta di fattori eustatici e tettonici, i quali modellando il paesaggio hanno scolpito nella nuda roccia calcarea diversi ordini di terrazzi marini nella fascia costiera dai dintorni di Augusta fino a Siracusa. Questo settore costiero appartiene alla terminazione meridionale del rift siculo-calabro (SCRZ), la cui storia è caratterizzata da sollevamenti tettonici, legati ai sistemi di faglie offshore della scarpata Ibleo-Maltese.

Le variazioni del livello del mare determinano drastici cambiamenti nei corsi d'acqua superficiali e nelle falde idriche sotterranee, tali da scolpire sia il paesaggio superficiale che influenzare l'evoluzione di quello sotterraneo. Il livello del mare rappresenta per i corsi d'acqua il livello di base al quale tutte le acque devono raccordarsi, ovvero la quota inferiore a cui può spingersi l'erosione *l.s.* Ad ogni sua variazione le falde acquifere devono riadattarsi e così pure il reticolo idrografico. Di conseguenza, ad un ritiro del mare corrisponderà un approfondimento delle valli fluviali ed una migrazione della circolazione idrica sotterranea a quote inferiori (Cavallaro, 1998). Tali condizioni in presenza di un reticolo di condotte carsiche, legate all'azione erosiva della falda freatica, indurranno trasformazioni nella geometria e nello sviluppo del reticolo carsico.

Il seguente lavoro cerca di analizzare e studiare l'evoluzione geomorfologica di una stretta fascia costiera posta a nord di Siracusa. L'area trova al suo interno la Grotta Palombara, una cavità in evidente stato di inattivazione, che mostra nei suoi 800 m di sviluppo, un'evoluzione in qualche modo legata alle variazioni topografiche e ambientali del territorio. Questa piccola porzione costiera è stata interessata durante gli ultimi 400.000 anni da sollevamenti tettonici più o meno costanti, che simultaneamente alle variazioni eustatiche hanno giocato un ruolo fondamentale nella genesi dei terrazzi marini.

In questa tesi è stata applicata a partire da DTM derivati da dati Lidar una procedura in ambiente GIS finalizzata al rilevamento dei terrazzi marini. Questa affiancata a uno studio sul terreno, ha permesso di identificare e riconoscere diversi ordini di superfici terrazzate medio-pleistoceniche. Lo studio si prefigge di individuare, descrivere e possibilmente collocare in un determinato periodo di tempo, i terrazzi marini e le loro possibili implicazioni e relazioni sul carsismo dell'area. Inoltre, il lavoro cerca di dare delle plausibili ipotesi circa l'origine, l'età e l'evoluzione della Grotta Palombara.

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Nell'estrema porzione della Sicilia sud-orientale si trova l'altopiano Ibleo: un massiccio calcareo-marnoso di forma sub-trapezoidale, posto tra le province di Ragusa, Siracusa e Catania (Fig. 1).

Il Plateau Ibleo ricopre una superficie di oltre 4500 km² con un'elevazione media di circa 500 m sul livello del mare, confinante a N e NW con l' "Avanfossa Gela-Catania", a S con il Canale di Sicilia e ad E col Mar Ionio. Il punto culminante dell'altopiano è Monte Lauro con i suoi 1010 m di altezza sul livello del mare. Numerosi sono i rilievi che superano gli 800 m, distribuiti a raggiera e digradanti verso ogni direzione.



Fig. 1. Inquadramento regionale dell' avampaese Ibleo.

Nella provincia Siracusana risiede l'estrema propaggine orientale degli Iblei, ovvero i Monti Climiti (Fig. 2). Questi sono una catena con quote collinari compresa fra i territori dei comuni di Melilli, Priolo Gargallo e Sortino a circa 50 km a Sud dall'Etna. L'altezza massima raggiunta da questo altopiano, che dolcemente digrada a Nord verso la piana di Catania è di 410 m s.l.m. Geometricamente la morfologia dei Climiti in pianta è assimilabile ad un triangolo rettangolo che ad Ovest confina con la valle dell'Anapo mentre ad Est, la sua base è parallela alla linea di costa dello Ionio (Fig. 3).

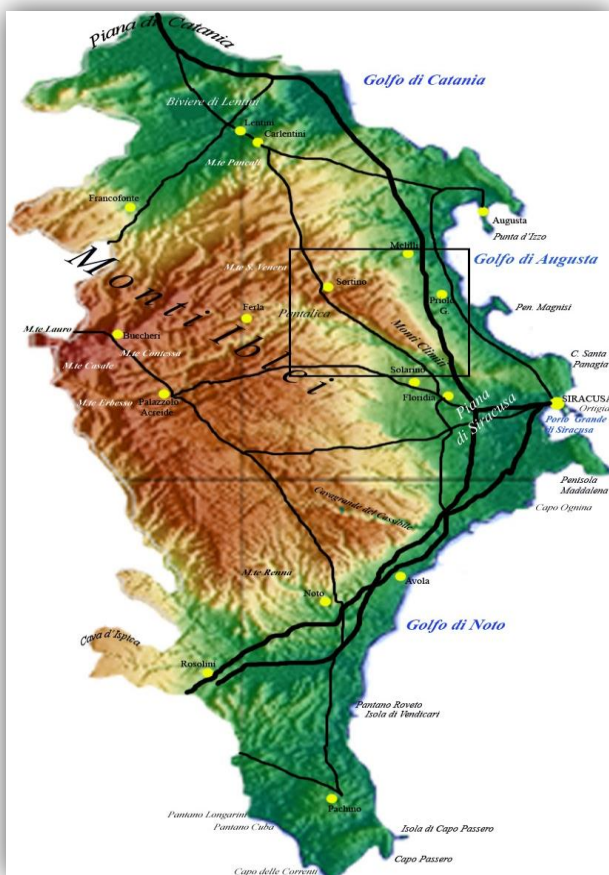


Fig. 2. Geografia fisica della provincia di Siracusa. In evidenza il settore orientale dei Monti Climiti.

Entrando più nel dettaglio, l'area presa in esame è circoscrivibile quasi interamente nel comune di Melilli, ed in porzione minore nel territorio di Priolo Gargallo. L'estensione della superficie studiata è di circa 20 km² ed include la "Riserva Naturale Integrale Grotta Palombara", un'area immediatamente a S dei Monti Climiti, tra Belvedere e il fiume Anapo. Questa riserva è stata istituita nel 1998 dall'Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana, al fine di tutelare l'importante cavità naturale che si trova al suo interno. La gestione è stata affidata al CUTGANA (Centro Universitario per la Tutela e la Gestione degli Ambienti Naturali e degli Agro-ecosistemi).

L'estensione è di soli 11,25 ettari e l'area è divisa in due porzioni, zona A di riserva che si estende intorno alla grotta per un raggio di 5 m dall'ingresso della stessa e zona B di pre-riserva. L'ingresso della grotta, che ha uno sviluppo complessivo di circa 800 m e un dislivello di circa 80m, è rappresentato da una dolina di

crollo.

Questa porzione di territorio è facilmente raggiungibile, percorrendo l'autostrada A18 Catania-Siracusa, e imboccando l'uscita per "Siracusa nord/Targia-Belvedere". L'area di riserva si trova a poche decine di metri dallo svincolo in questione, ben indicata da segnalazioni stradali.



Fig. 3. Inquadramento dell'area in esame. In rosso, l'ubicazione della Grotta Palombara.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

3.1 INQUADRAMENTO GENERALE

L'altopiano Ibleo è considerato l'avampaese della "Catena Maghrebide" Siciliana, ovvero quella regione in direzione della spinta orogenetica che rispetto alla catena non ha subito deformazione. Rappresenta la parte emersa più settentrionale dell'Avampaese Pelagiano, separata dall'edificio a falde della Catena Maghrebide mediante un'avanfossa denominata Fossa Gela-Catania (Lentini & Vezzani, 1978). L'intero Blocco Pelagiano è parte integrante della placca Africana (Fig. 4).

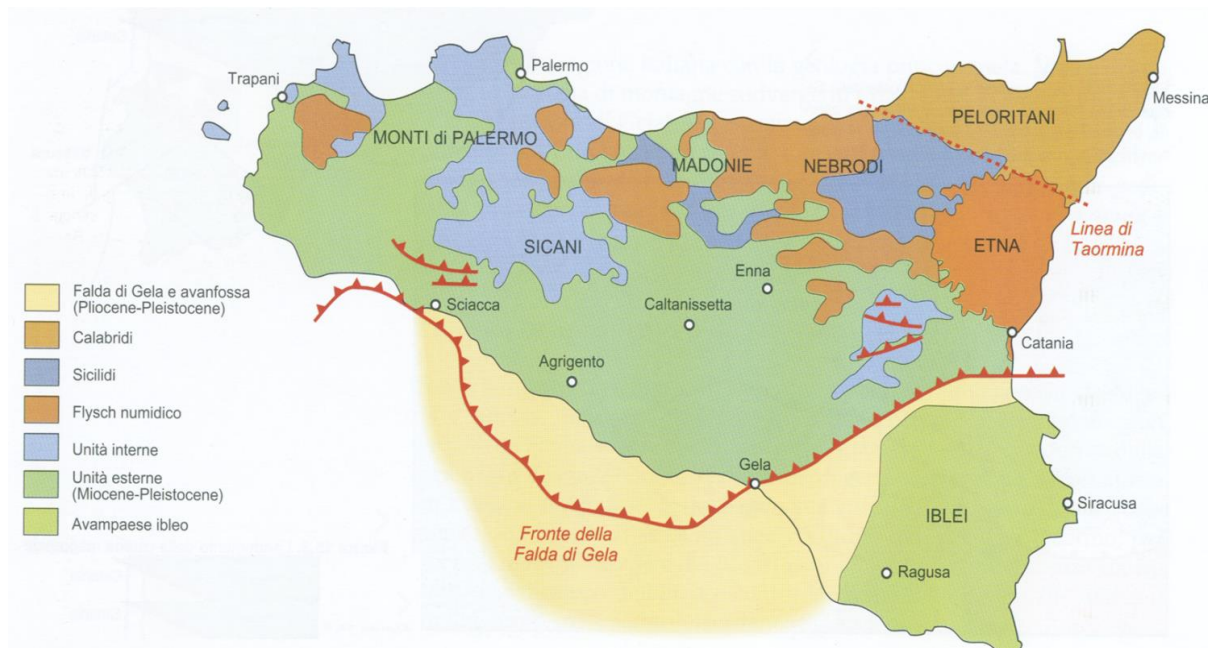


Fig.4. Carta geologica della Sicilia (da Bosellini, 2005).

Costituito in affioramento da rocce carbonatiche (calcari e dolomie) di età Oligo-Miocenica, scarsamente deformate e disposte più o meno orizzontalmente. L'età completa del blocco va dal Triassico al Quaternario, nel quale a vari livelli si intercalano prodotti effusivi basici Cretacei, Miocenici e Plio-Pleistocenici, legati a diverse fasi tettoniche distensive che lacerando il substrato hanno favorito la risalita di questi magmi.

Il paesaggio si mostra intensamente scolpito da numerose incisioni torrentizie che nel tavolato calcareo determinano lunghi e profondi canyon (chiamate localmente "cave") (Fig. 5), generando morfologie fluvio-carsiche, prodotte dall'erosione meccanica e della corrosione chimica dei calcari da parte di acque acidificate. Il loro andamento topografico tende a seguire discontinuità tettoniche preesistenti, quali fratture o faglie.

Le forme dei profili trasversali sono fortemente condizionati dalla litologia in cui si sviluppano. In rocce più marnose, i profili risultano più "svasati" o a "V", mentre, in rocce più calcaree i profili presentano pareti sub-verticali e verticali. Le suddette incisioni sono il prodotto dell'effetto combinato di abbassamenti eustatici, per cui i fiumi si raccordano al livello base del mare, e di movimenti verticali di cui l'intero plateau è affetto.

Tutto il deflusso superficiale viene drenato da queste reti dendritiche di valli, che a causa del diffuso carsismo presentano numerosi inghiottitoi talvolta nascosti da materiali alluvionali, e risorgenze che alimentano lo scorrimento superficiale. Gli alvei delle valli sono di frequente asciutti anche se ricoperti da fitta vegetazione e solamente durante eventi piovosi presentano un flusso esterno.



Fig. 5. Tipico aspetto di una “cava” iblea.

L'area in esame è inclusa nella cosiddetta “Depressione di Priolo”, una fascia costiera ribassata da due faglie normali, una impostata sulla paleo-falesia dei Monti Climiti con direzione NNW-SSE e l'altra impostata al limite dell'horst di S. Panagia avente direzione WSW-ENE. Questa porzione occupa la fascia costiera da Priolo a Belvedere (Carbone et al., 1982).

Sono ben visibili più superfici sub-pianeggianti e leggermente inclinate verso mare, che corrispondono ad antiche piattaforme d'abrasione marina, e le loro relative scarpate che nel Medio-Pleistocene coincidevano ad antiche linee di costa. Queste forme caratteristiche, dette anche terrazzi marini, sono separate tra loro da scarpate più o meno acclivi corrispondenti ad antiche falesie ormai non più attive.

Durante il Pleistocene l'intera regione Siciliana è soggetta a continui movimenti eustatici, che determinano innalzamenti o abbassamenti del livello del mare, dette rispettivamente trasgressioni e regressioni marine. Nell'area Iblea sono state distinte due diverse ingressioni marine Pleistoceniche; la prima del Pleistocene inferiore, mentre la seconda è riconducibile al Milazziano (circa 200.000 anni fa), un sottopiano informale del Pleistocene medio (Lentini et al., 1984).

Lungo questa fascia, l'ingressione marina Milazziana ha registrato la quota massima di circa 200 m di altezza ed ha creato diversi ordini di terrazzi marini tra la suddetta quota e il mare (Fig. 6). Il limite a monte è contrassegnato dallo sviluppo di scarpate calcaree che si allungano quasi ininterrotte dai dintorni di Villasmundo fino alla punta meridionale dei Monti Climiti, passando per Melilli e la Contrada Mostringiano alle spalle di Priolo (Carbone et al., 1982).



Fig 6. Vista di uno dei terrazzi marini e della scarpata calcarea dei Monti Climiti (Foto di M. Vattano).

I depositi che ritroviamo nell'area sono perlopiù appartenenti alla Formazione dei Monti Climiti, mentre in piccola parte le rocce più vicine alla costa sono coperture calcarenitiche Plio-Quaternarie.

Uno degli aspetti che più risalta il paesaggio è la diffusa carsificazione della zona con tantissime forme superficiali e morfologie sotterranee talvolta imponenti, alcune delle quali sede di circolazione idrica.

3.2 STRATIGRAFIA

La successione stratigrafica dell'intera area Iblea comprende rocce depositatesi in un periodo compreso dal Trias al Quaternario. I livelli Triassici-Giurassici, e in parte Cretacei, si conoscono solo grazie a dati relativi del sottosuolo, mentre la maggior parte dei terreni affioranti sono di età Oligo-Miocenica e Quaternaria. In seguito verranno illustrate le formazioni più importanti (Fig. 7-8).

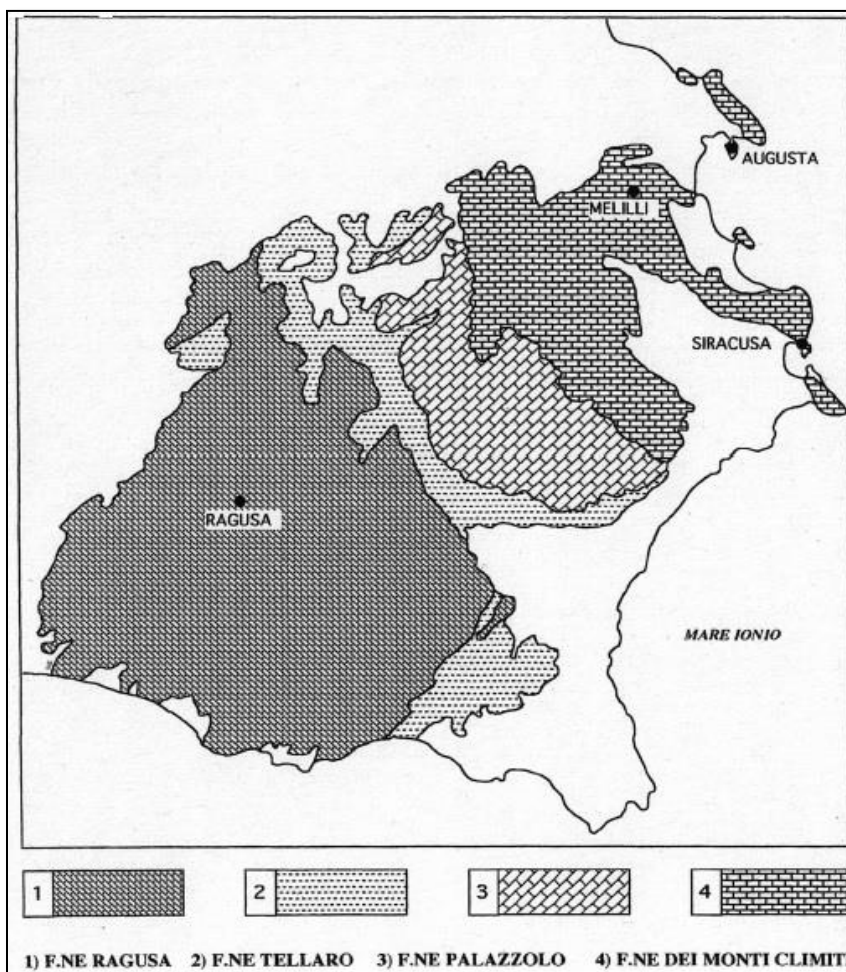
Relativamente all'intervallo Triassico sup.-Lias medio, un'intensa attività tettonica ha portato alla formazione di un bacino euxinico, con deposizione di torbiditi calcaree corrispondenti alla Formazione di Streppenosa, un'unità litostratigrafica particolarmente ricca in materia organica, famosa per le manifestazioni spontanee di idrocarburi. A questo intervallo corrispondono anche le più antiche manifestazioni di vulcaniti basiche. Seguono nel Cretaceo inferiore, sedimentazioni dapprima carbonatiche e poi marnoso – argillose, mentre nel Cretaceo superiore troviamo una seconda manifestazione di vulcaniti basiche, esposte soprattutto nel settore ionico.

Nel Terziario è possibile dividere il Plateau in due domini differenti: uno occidentale ed uno orientale. Questa differenza corrisponde ad una variazione delle caratteristiche paleo-ambientali marine, e quindi di sedimentazione (carbonatica) che ad Est aveva carattere di mare poco profondo, mentre ad Ovest carattere di mare aperto e più profondo.

Questi terreni sono rappresentati ad occidente dalla Formazione Ragusa, divisa in due membri: Leonardo (inferiore) ed Irminio (superiore). Il primo è caratterizzato da calcilutiti e marne di età Oligo-Miocenica, il secondo da calcareniti e marne di età infra-Miocenica.

Nel settore orientale è presente la Formazione dei Monti Climiti suddivisa anch'essa in due membri: Mb. Melilli, costituito da calcareniti e calcilutiti pulverulenti biancastre, a microfaune (foraminiferi planctonici) e il Mb. dei Calcari di Siracusa formato da calcareniti e calciruditi contenenti resti di alghe calcaree, coralli coloniali, echinoidi e grandi molluschi di bivalvi (Cavallaro, 1998a).

Durante il Miocene medio-superiore, nel settore orientale dell'area Iblea, un'intensa attività vulcanica, portò violente esplosioni freato-magmatiche in ambiente di mare poco profondo, generando una sequenza di vulcanoclastiti, intercalati ad abbondanti frazioni sedimentarie. A questi depositi venne dato il nome di Formazione di Carlentini, che stratigraficamente giacciono al di sopra della Formazione dei Monti Climiti. La successione dei terreni Terziari viene chiusa dalla Formazione di Monte Carrubba, costituita da calcari del Miocene superiore (Tortoniano sup. – Messiniano inf.).



Nel settore occidentale, al di sopra della Formazione Ragusa, seguono stratigraficamente le marne della Formazione Tellaro di età medio-supramiocenica, che passano lateralmente verso ENE in eteropia ai calcari della Formazione Palazzolo.

Fig. 7. Principali formazioni carbonatiche Iblee (da Cavallaro, 1998a)

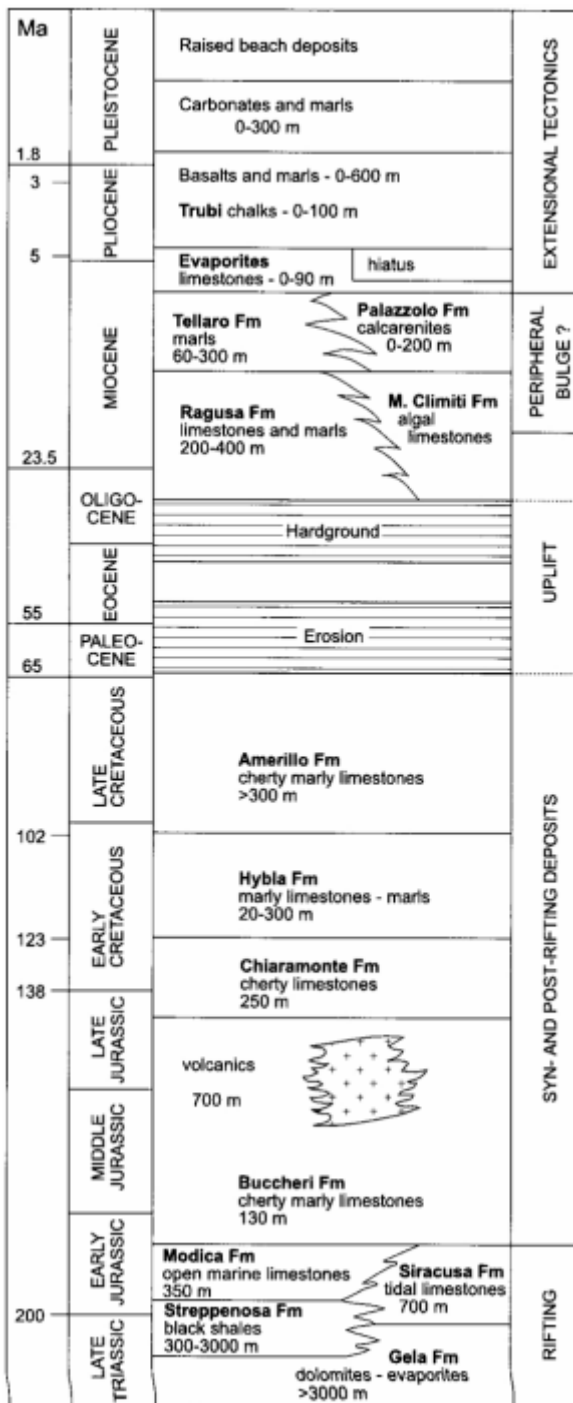


Fig. 8. Schema tettono-stratigrafico dell'area Iblea (da Grasso, 2001).

Lungo le fasce costiere orientale e meridionale sono presenti depositi Quaternari costituiti da conglomerati e sabbie con abbondanti resti fossili, che costituiscono particolari depositi marini costieri detti "Panchina". Si tratta di estese bancate sub-orizzontali, che un tempo si trovavano in prossimità della linea di costa. L'accumulo di materiale terrigeno e di gusci di organismi, rielaborati e selezionati dalle onde di risacca, che hanno asportato la porzione più fine, è stato cementato dalla precipitazione di carbonato di calcio (Centro di Ateneo per i Musei dell' Università degli Studi di Padova, 2014).

L'insediamento degli stabilimenti industriali e la forte antropizzazione lungo la fascia costiera dell'area in esame, non ha permesso il riconoscimento di tali depositi, probabilmente coperti da quest'ultimi.

I terreni affioranti dell'area presa in considerazione, si collocano all'interno dei calcari Miocenici della Formazione dei Monti Climiti, in particolare nel Membro dei Calcari di Siracusa, che raggiunge uno spessore considerevole, di circa 120 m. Qui i fenomeni carsici assumono il loro maggiore sviluppo, dovuti alla grande solubilità di questi calcari.

3.3 TETTONICA

La storia tettonica del plateau Ibleo dal Miocene al Quaternario presenta diverse disomogeneità in tutta la sua estensione. L'intero altopiano ha subito nel tempo diverse fasi tettoniche molto variabili, che hanno fatto sì che si sviluppassero regimi estensionali, compressivi e trascorrenti (Fig. 9).

Strutturalmente l'avampaese costituisce una porzione emersa del cosiddetto "Blocco Pelagiano", esteso dalla Sicilia fino alla Tunisia, che è parte integrante della Placca Africana.

L'assetto strutturale è caratterizzato da uno stile tettonico a "horst e graben", ovvero ad alti e bassi strutturali causati da una tettonica di tipo distensivo. Quest'ultimo è il regime tettonico dominante, che in concomitanza con l'attività vulcanica è il responsabile dei numerosi depositi vulcanici presenti sul plateau. Tuttavia non mancano i segni di una tettonica di tipo compressivo nel settore meridionale, dove si riconoscono anche forti componenti trascorrenti.

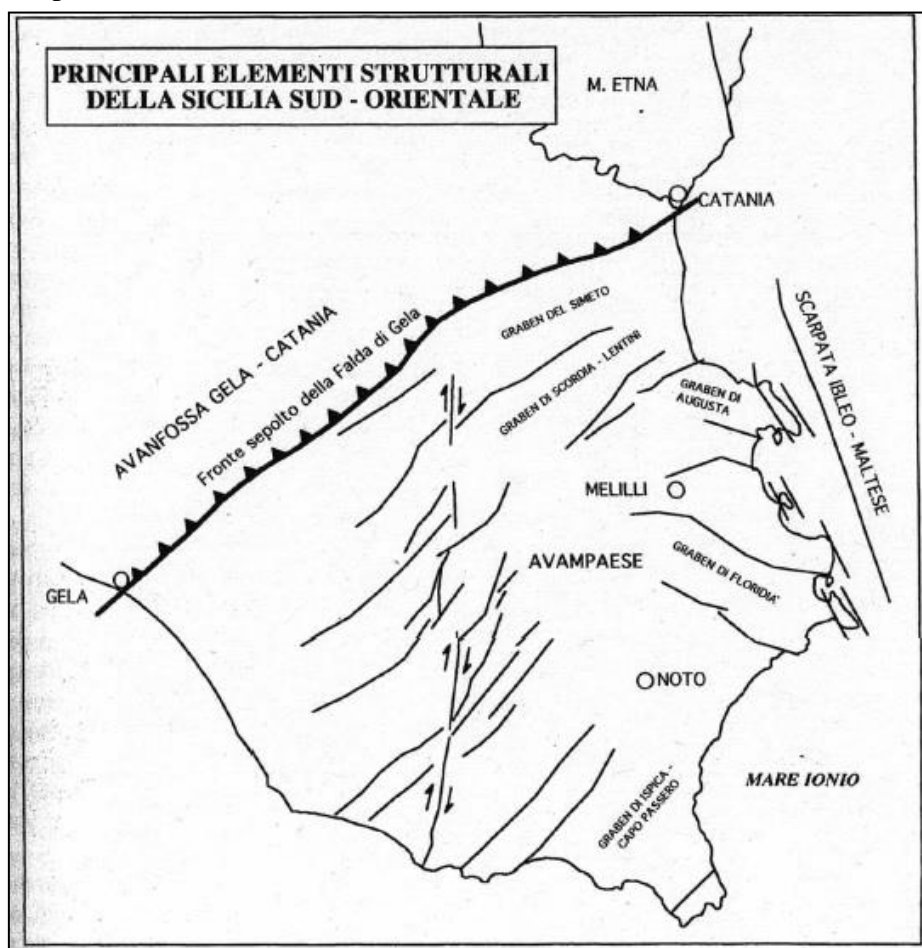


Fig. 9. I principali lineamenti strutturali dell'altopiano Ibleo (Cavallaro, 1998).

Circa le fasi tettoniche del Quaternario e le loro caratteristiche, diversi autori hanno ricostruito 3 differenti fasi tettoniche distensive, che spiegherebbero i vari lineamenti strutturali oggi presenti.

Una prima fase infra-Pleistocenica, responsabile dell'apertura dei graben di Marina di Ragusa e il graben di Scordia-Lentini con direzione prevalente NE-SW, inoltre associata ai movimenti destri lungo la "Linea di Scicli".

Una seconda fase di età medio-Pleistocenica, è riferibile all'apertura dei bacini di Augusta e Florida, aventi direzioni preferenziali NNW-SSE, alla quale è possibile correlare l'inizio del terrazzamento dei depositi nel medio-Pleistocene. L'analisi delle linee di costa del Pleistocene medio, come ad esempio la paleo-falesia dei Monti Climiti, sembrano essere associate a queste direttrici.

All'ultima fase tettonica Pleistocenica è legata un'accelerazione dei tassi di sollevamento tettonico, che ricalcando le direttrici della fase precedente, ha comportato la dislocazione di blocchi costieri nei bacini di Augusta e Florida.

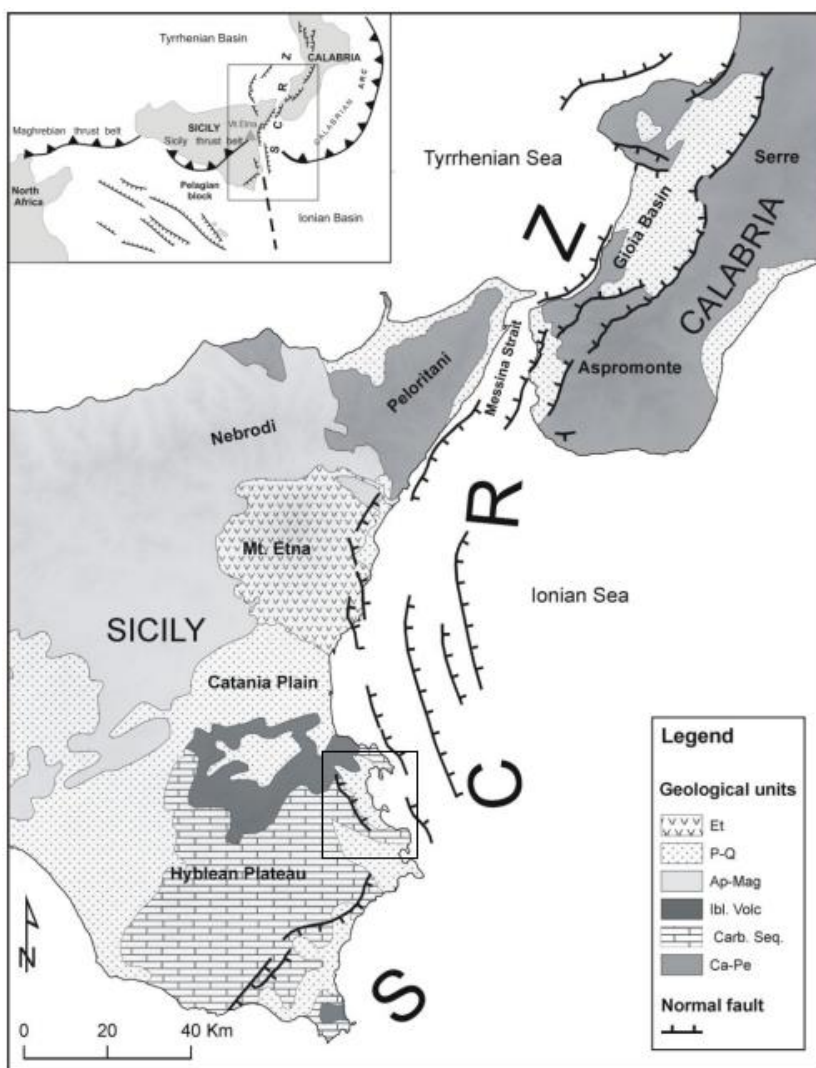


Fig.10. Schema geologico della Sicilia orientale e della Calabria meridionale. In evidenza il settore costiero dell'area in esame, che presenta al suo interno una faglia normale appartenente al sistema SCRZ. La faglia in questione è la stessa che si imposta sulla paleo-falesia dei Monti Climiti (da Cifelli et al., 2004).

Questo settore costiero è soggetto a movimenti verticali differenziali, in quanto si trova ai piedi del principale segmento sismogenetico della cosiddetta "Siculo-Calabrian Rift Zone" (SCRZ), una delle regioni sismicamente più attive del Mediterraneo, la cui struttura è caratterizzata da un sistema di faglie normali con andamento NNW-SSE presenti nel offshore "Ibleo-Maltese".

Dall'analisi morfologica dei diversi ordini di terrazzi marini medio-supra-Pleistocenici lungo questa fascia costiera, diversi autori come Bianca et al. (1999), hanno stimato un tasso di sollevamento tettonico dell'area pari a circa 0,65 mm/a. Tuttavia, studi più recenti hanno messo in discussione tale dato e portato in evidenza differenti tassi di uplift. Questi studi verranno trattati nel prossimo capitolo.

Si deduce che l'area in esame, ha subito e sta subendo fenomeni geologici intensi che la modellano e la deformano. Essa infatti, rappresenta un settore ribassato da una faglia normale avente direzione NW-SE parallela alla costa, che presenta circa la stessa direzione del set di faglie normali presenti nell'offshore della SCRZ, alla quale essa probabilmente appartiene.

Oltre la fagliazione, l'area mostra intensa fratturazione soprattutto la zona della Riserva presenta numerose fratture ben evidenti, con direzioni ENE-WSW, ESE-WNW, SE-NW. Non mancano comunque faglie minori, come in corrispondenza della grotta aventi direzioni: N70W-N75W.

4. RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO

4.1. STUDI PRECEDENTI E CENNI STORICI

La geologia e la geomorfologia di questa fascia costiera orientale Iblea è stata analizzata in una serie molteplice di lavori, apportando notevoli progressi alla conoscenza geologica stratigrafica e paleontologica.

Il Quaternario è il periodo più studiato, con particolare attenzione rivolta al Pleistocene, mentre per l'Olocene si hanno solo pochi articoli all'interno di lavori più grandi riguardanti aree e argomenti diversi.

Uno degli studi maggiori è stato il rilevamento dei terrazzi Quaternari marini di tutto il perimetro Ibleo, realizzata da Carbone et al. (1982), i quali hanno cartografato le quote massime e minime dei terrazzi Pleistocenici, redigendo una carta dove oltre ai diversi ordini di terrazzi marini, sono stati messi in evidenza i limiti geografici delle massime ingressioni marine Quaternarie verificatesi nell'area Iblea. Dove possibile, le differenti superfici terrazzate sono state correlate rispettivamente al Pleistocene inferiore, al Pleistocene medio e al Tirreniano.

Più presenti e ben conservati, i terrazzi medio-Pleistocenici sono stati suddivisi in sei ordini diversi per ogni blocco costiero, fornendo un quadro generale molto completo di tutta l'area Iblea ed di grande aiuto al sottoscritto per l'analisi delle superfici terrazzate dell'area analizzata.

Sempre nel 1982 Di Grande & Raimondo pubblicano un lavoro simile, ricostruendo le linee di costa Plio-Pleistoceniche e redigendo uno schema litostratigrafico del Quaternario Siracusano.

Studi più recenti hanno cercato di stabilire dei plausibili tassi di sollevamento della costa Siracusana, essendo essa parte integrante del Rift Siculo-Calabro (SCRZ), una zona soggetta a grandi movimenti verticali differenziali. Tra i lavori più importanti si ricordano quelli di Bianca et al. (1999) e Scicchitano et al. (2008). I primi, dall'analisi morfologica dei diversi ordini di terrazzi Pleistocenici hanno proposto un tasso di uplift di 0,65 mm/a, mentre i restanti tramite lo studio di diversi siti archeologici sommersi nella costa Siracusana, hanno calcolato un tasso di sollevamento da 0,3 a 0,8 mm/a.

Al fine di stabilire dei dati più precisi della fascia costiera Siracusana, Dutton et al. (2009), dopo la scoperta di tre grotte subacquee lungo la costa, hanno determinato l'età di 5 speleotemi differenti e correlandole con un modello delle relative posizioni del livello del mare nel Mediterraneo dall'ultimo interglaciale al presente, hanno dedotto un tasso di sollevamento tettonico di 0,2 a 0,4 mm/a.

Uno studio stratigrafico e sedimentologico di Spampinato et al. (2011) realizzato nelle porzioni costiere più depresse da Catania a Siracusa, ha permesso di confrontare degli indicatori del livello del mare nell'Olocene, con la curva di livello del mare dello stesso periodo. I risultati hanno restituito valori di uplift costiero da 1 mm/a nell'area Catanese fino a 0,5 mm/a nell'area Siracusana.

I diversi risultati dei vari lavori, anche se leggermente differenti, risultano coerenti fra di loro. Nel contesto tettonico della SCRZ, questo settore di costa risulta affetto da valori minimi di uplift, mentre i valori massimi si hanno a nord verso la Calabria. Il sollevamento decresce gradualmente verso sud, risultando praticamente quasi nullo a sud di Siracusa.

Diversi autori come Antonioli et al. (2006) e Ferranti et al. (2006) hanno cercato di ricostruire determinate linee di costa del passato. In particolare hanno identificato la posizione della riva di 125 ka fa, (rispettivamente il primo per la Sicilia ed il secondo per l'Italia intera) corrispondente all'ultimo interglaciale, che viene chiamato Marine Isotope Stage (MIS) 5.5.

E' stato individuato grazie ad alcuni organismi marini i quali, vivendo soltanto al livello del bagnasciuga, hanno lasciato i loro gusci come indicatori. Nel Mediterraneo il marcatore preferito è lo "*Strombus bubonius*", un mollusco tropicale Africano che durante i caldi periodi interglaciali si spinge fino nei nostri mari.

Lungo la costa Siracusana, e quindi nell'area in esame, il MIS 5.5 è stato identificato ad un'elevazione di circa 32 m, in accordo con Carbone et al. (1982) che individuano le spianate d'abrasione Tirreniane fino a circa 30 m. Nelle diverse aree Siciliane, le elevazioni del MIS 5.5 sono state trovate a differenti quote, a testimonianza del fatto che la porzione Iblea è tettonicamente differente dal resto della Sicilia.

Le conoscenze sui fenomeni carsici dell'area in esame e del territorio di Melilli si identificano con quelle acquisite in tutto il settore Ibleo Nord-orientale. In realtà, proprio nel comune di Melilli si concentrano le più estese ed interessanti cavità dell'intero comprensorio Ibleo.

Marinelli (1911) fu il primo a notare la presenza di fenomeni carsici lungo l'alveo del fiume Anapo e suoi affluenti, indicando la presenza di inghiottitoi lungo il corso del fiume.

Solo negli anni '50 e '60 si ebbero le prime esplorazioni scientifiche delle cavità allora note. I primi furono geologi, biologi e archeologi dell'Università di Catania che insieme ad alcuni speleologi diedero le prime descrizioni morfologiche e topografiche di alcune grotte. Furono scoperte decine di cavità, dalle quali emersero numerosi ed importanti reperti archeologici, molti dei quali oggi esposti al Museo Archeologico di Siracusa. Molto importante fu la scoperta nella Grotta Spinagallo (Siracusa) di un deposito contenente resti di elefanti nani, ippopotami e di altri mammiferi ormai estinti, vissuti probabilmente durante il Pleistocene.

Sempre negli anni '60 venne per la prima volta esplorata la Grotta Palombara che con i suoi 800 m di lunghezza, risultò essere la cavità più estesa allora conosciuta dell'area; fu trovata al suo interno una nutrita colonia di pipistrelli e diversi orci in terracotta dell' Età del Rame, in seguito, tristemente scomparsi.

Vennero successivamente esplorate diverse grotte come, ad esempio, la Grotta Scrivilleri poco a nord della Palombara, costituita da circa 200 m di ambienti ampi e concrezionati; solo recentemente le esplorazioni hanno portato al ritrovamento di altri 2 km di ambienti sotterranei.

Nel 1977 il Gruppo Grotte Catania scoprì un esteso sistema di grotte nel comune di Melilli, alla quale si diede il nome di Complesso di Villasmundo-Alfio, la più grande cavità finora nota nel comprensorio Ibleo. Nel 1980 Cavallaro ne descrisse le caratteristiche topografiche e morfologiche. Baglio & Puglisi (1981) descrivono 10 grotte nei pressi di Melilli, mentre Marino (1982) espone gli aspetti dei fenomeni carsici nei pressi di Pantalica (Sortino).

Nel 1998 il Centro Speleologico Etneo, pubblicò il volume "Le Grotte nel Territorio di Melilli" nel quale vengono descritti le oltre 50 cavità di Melilli e vengono analizzati vari aspetti derivati dal carsismo del settore nord-orientale Ibleo.

I fenomeni carsici della zona vengono più in generale trattati negli anni 2000 dal "I Seminario sul Carsismo negli Iblei e nell'area Sud-Mediterranea", edito dal Centro Ibleo di Ricerche Speleo-Idrogeologiche, nel quale diversi autori illustrano diversi aspetti del carsismo Ibleo e le sue implicazioni in altri campi di studio.

4.2 ELABORAZIONE ED ANALISI DEL MODELLO DIGITALE DEL TERRENO (DEM)

Il modello digitale di elevazione (anche noto come DEM, dall'inglese Digital Elevation Model) è la rappresentazione della distribuzione delle quote di un territorio, o di un'altra superficie, in formato digitale. Il modello digitale di elevazione viene in genere prodotto in formato raster associando a ciascun pixel l'attributo relativo alla quota assoluta.

Può essere considerato come l'informazione fondamentale da utilizzare in ambito GIS, per analisi digitali finalizzate alla comprensione e allo studio di processi geomorfologici ed idrologici. Consente di ottenere informazioni altimetriche del terreno che possono risultare utili in moltissimi campi di studio come: ingegneria, urbanistica, agricoltura, rischi ambientali, ecc..

Il DEM rappresenta l'informazione di base di tutte le elaborazioni finalizzate alla migliore comprensione dei diversi processi operanti sul territorio, ma la qualità del DEM dipende dalla fonte dei dati e dalle tecniche di interpolazione.

In genere, esso viene originato dall'interpolazione di dati altimetrici ottenuti da diverse fonti come carte topografiche, il rilievo del terreno, il remote sensing.

La prima era il metodo più comune fino a qualche tempo fa. Consiste nell'interpolazione delle curve di livello di carte topografiche, manualmente convertite in formato digitale da un operatore GIS. La successiva, avviene tramite l'utilizzo in campagna di un teodolite, uno strumento in grado di eseguire rilievi geodetici e topografici o tramite l'utilizzo di unità GPS (Global Position System). Il Remote sensing è la registrazione a distanza di informazioni dalla radiazione elettromagnetica ultravioletta, visibile, infrarosso o a microonde mediante l'uso di strumentazione come apparecchiature fotografiche, telecamere, scanner, laser, sensori a matrice lineare o areale, montati su piattaforme terrestri, aeree o satellitari, e la loro analisi mediante tecniche analogiche (fotointerpretazione tradizionale) o digitale.

I DEM più comunemente utilizzati per rappresentare la morfologia del territorio e di supporto alle analisi di tipo idrologico, geomorfologico ed ecologico, sono solitamente strutturati in griglie, nelle quali ogni cella elementare viene memorizzata con una quota ben precisa (grid, matrice delle altezze).

E' possibile distinguere diverse tipologie di modelli digitali d'elevazione per i quali viene utilizzato un acronimo differente: DEM, DTM e DSM.

Il DEM (Digital Elevation Model) viene inteso come forma generica ad indicare tutti i modelli digitali delle elevazioni che rappresentino la distribuzione delle quote di un territorio, o di un'altra superficie.

Il DTM (Digital Terrain Model), è la riproduzione dell'andamento della superficie geodetica, senza tenere conto degli oggetti insistenti sul territorio (vegetazione, edifici, ecc.).

IL DSM (Digital Surface Model), è quel modello digitale relativo alla prima superficie riflettente, quindi comprende al suo interno edifici, vegetazione ecc..

Un GIS (Geographic Information System) è uno strumento informatico in grado di sviluppare analisi territoriali e carte tematiche a partire da un DEM. Si rivela quindi un potente strumento in grado di acquisire, elaborare, immagazzinare e restituire in forma grafica e alfanumerica dati riferiti ad un preciso territorio (Caiaffa, 2006).

L'analisi geomorfologica è stata condotta mediante una serie di procedure in ambiente GIS, che affiancate ad uno studio sul campo, hanno permesso di comporre un modello di elevazione digitale dove vengono mostrati e classificati i diversi ordini di terrazzamento marino medio-Pleistocenici.

Per questo studio si è fatto uso di un modello digitale del terreno (DTM) in formato raster a risoluzione 2 m derivato da dati Lidar, reperibili dal sito del Sistema Informativo Territoriale Regionale (SITR), Nodo Regionale, Area 2 Interdipartimentale, Dipartimento Urbanistica, della Regione Siciliana. Il DTM adotta la proiezione cartografica Gauss-Boaga nel sistema di riferimento Roma40/Est.

Il processamento dei DTM è stato computato grazie all'utilizzo del software GIS fornito da Blue Marble Geographics, Global Mapper v16.0.4, un sistema informativo geografico per la gestione, l'analisi, e la visualizzazione di informazioni con contenuto geografico/spaziale.

Il primo passo è stato quello di individuare nel DTM le scarpate più o meno presenti sul territorio. Queste morfologie non sempre ben visibili, si mostrano come netti cambi di pendenza, posti tra due superfici più o meno omogenee, inclinate verso mare di pochi gradi.

Confrontando i diversi stili di ombreggiatura forniti dal software Global Mapper, come ad esempio, l'ombreggiatura "a pendenza" (Fig. 11) e l'ombreggiatura "atlas" (Fig. 12), sono state riconosciute le scarpate più evidenti. Nel primo caso, l'ombreggiatura a pendenza, con colori in scala di grigio, evidenzia le componenti più ripide del territorio, come versanti, scarpate e valli incise, contrassegnandole con colori più scuri, mentre per le porzioni meno acclivi si hanno tinte più chiare. L'ombreggiatura "atlas" associa alle differenti quote del territorio diversi colori. Il passaggio tra due quote differenti poste alla stessa inclinazione, è graduale, mentre in presenza di un cambio netto inclinazione e di altezza, il passaggio tra due diverse quote presenta colori più distinti tra di loro.

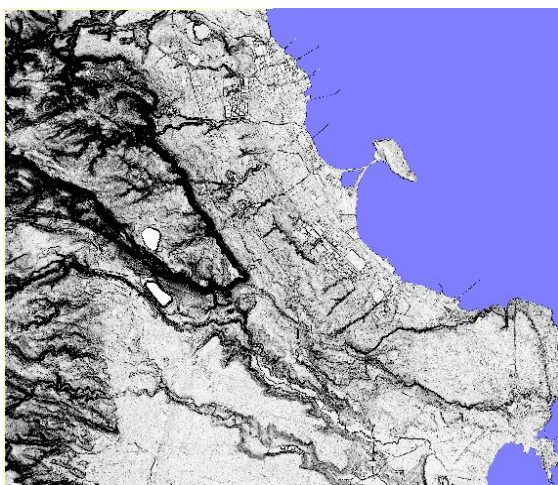


Fig. 11. Ombreggiatura a pendenza.

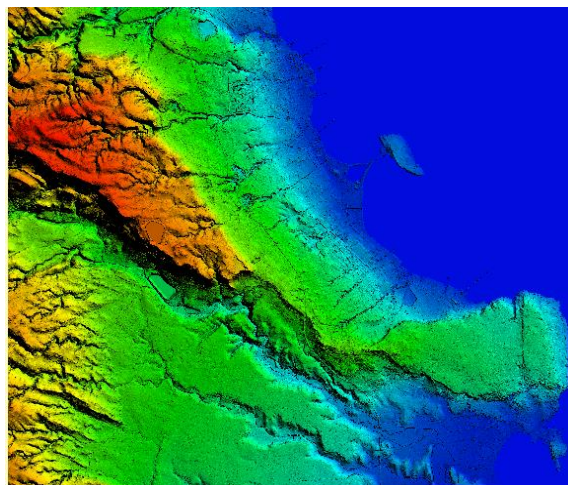


Fig. 12. Ombreggiatura atlas.

I dati possono essere rappresentati da Global Mapper, anche in vista tridimensionale, utilizzando l'opzione Modello 3D (Fig. 13), sul quale è stato possibile sovrapporre immagini raster e vettoriali. Le opzioni di esagerazione verticale hanno permesso di esaltare le altezze e di individuare le scarpate meno evidenti. La visualizzazione tridimensionale permette di spostare e ruotare la vista a proprio piacimento, e ingrandirla o rimpicciolirla nei punti di interesse.

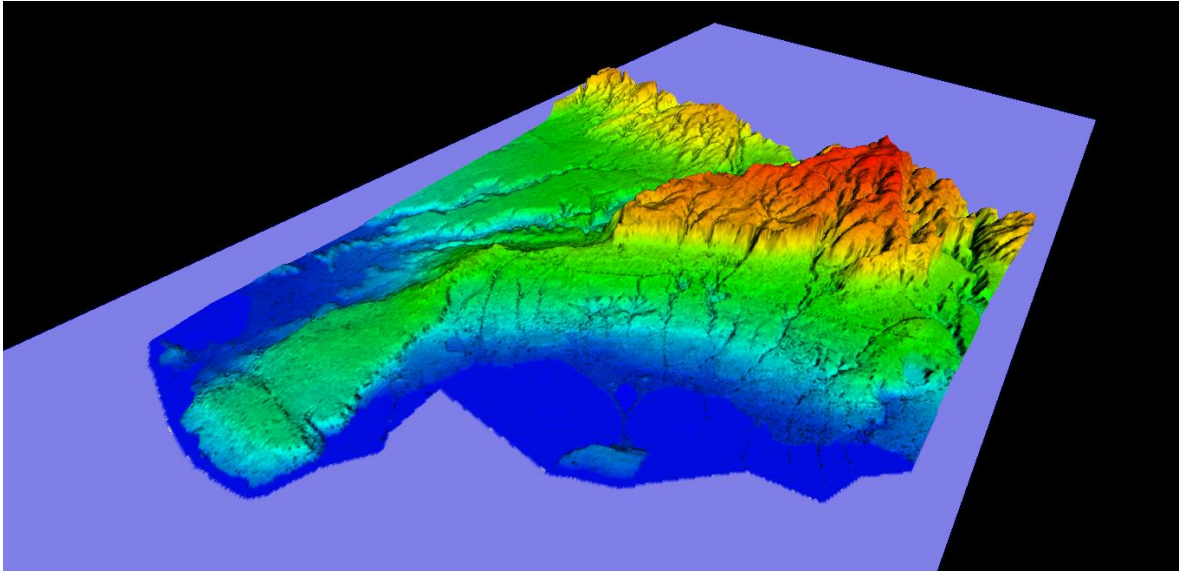


Fig. 13. Vista del modello in 3D.

Un'altra funzionalità del software, di grande aiuto per il riconoscimento delle scarpate in questione, è il calcolo del profilo longitudinale tra due punti assegnati (Fig. 14). Questa opzione permette di creare un profilo altimetrico tra due punti a scelta dell'operatore GIS, consentendo di osservare l'andamento della superficie topografica in esame. Molte delle scarpate e le loro relative quote sono state riconosciute grazie a questa opzione.

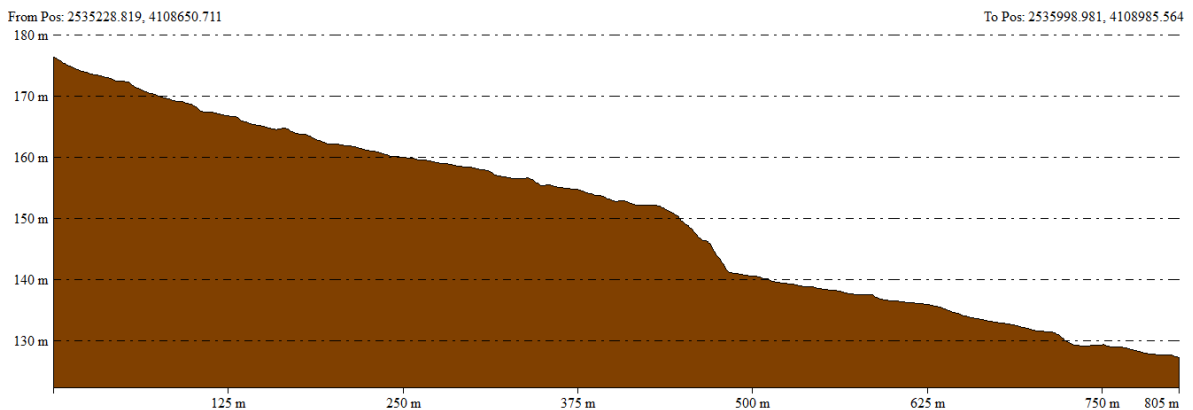


Fig. 14. Esempio di profilo altimetrico della prima scarpata posta tra i 150 e i 140 m. Questa è la scarpata che separa la prima superficie terrazzata posta tra i 180 e i 150 m, dalla successiva posta tra i 140 e i 110 m s.l.m..

Sono stati distinti 6 ordini di scarpate, corrispondenti ad antiche falesie ormai non più attive, poste tra i 150 ed i 32 m (Fig. 15). In continuità laterale non mostrano omogeneità e possono variare di qualche metro in altezza e quota sul livello del mare. Applicando una stima approssimativa sulle quote, le diverse scarpate si pongono dal punto più alto a quello più basso tra:

- I° ordine tra circa 150 e 140 m
- II° ordine tra circa 110 e 100 m
- III° ordine tra circa 90 e 85 m
- IV° ordine tra circa 75 e 70 m
- V° ordine tra circa 60 e 55 m
- VI° ordine tra circa 45 e 32 m

Gli ultimi due ordini sono stati individuati solo grazie a calcoli sui profili altimetrici. La vista ombreggiata e la vista 3D risultano coperti dai stabilimenti petroliferi di Priolo, che non permettono di individuare, in pianta, i tracciati di tali scarpate.

Le quote riscontrate risultano molto simili, anche se non perfettamente esatte a quelle indicate da Carbone et al. (1982), prendendo come riferimento i limiti dei differenti ordini di terrazzamento medio-Pleistocenici da loro indicati.

Detto ciò, si è proceduto a correlare tali margini, alle superfici suborizzontali leggermente inclinate verso mare, corrispondenti ad antiche piattaforme d'abrasione marina medio-Pleistoceniche. Esse si pongono a quote diverse e sono separate tra loro da scarpate più o meno acclivi precedentemente citate.

Attraverso il DTM sono stati identificati 4 ordini di terrazzamento marino presenti tra i 180 e i 75 m, mentre al di sotto dei 70 m sono stati individuati solo le relative scarpate e non le superfici poiché non riconoscibili e difficilmente correlabili. Dopo un'attenta consultazione della bibliografia e un rilevamento in campagna, si è proceduto ad evidenziarli nel DTM attraverso l'opzione "crea un nuovo oggetto tipo area", attribuendo ad ogni diverso terrazzo un colore diverso ed applicando una trasparenza di colore del 50%. Inoltre, è stata effettuato un stima indicativa delle pendenze di ciascun terrazzo, attraverso le opzioni di calcolo del profilo altimetrico.

Il primo terrazzo al quale si è attribuito un colore verde scuro, evidenzia una superficie d'abrasione marina compresa tra i 180 e i 150 m s.l.m., delimitato a monte dalla paleofalesia dei Monti Climiti avente direzione NNW-SSE e, verso mare, da un orlo di terrazzo avente circa la stessa orientazione. L'inclinazione di tale terrazzo è di circa 4° [7 %]. Tale terrazzo ospita l'ingresso a pozzo della Grotta Palombara oggetto di questa tesi.

Al secondo ordine di terrazzo è stato assegnato un colore rosso. E' delimitato da due orli di scarpate posti tra i 140-135 e i 110-100 m s.l.m., i quali mostrano un andamento più irregolare e spigoloso rispetto al precedente. La pendenza si attesta all'incirca sui 2.40° [4.10%]. L'orlo di terrazzo più basso è lo stesso che passa al di sotto della frazione di Città Giardino.

Il terzo terrazzo, contrassegnato dal colore arancione, si pone tra la quota massima di circa 110-100 m e una quota minima di circa 90 m. Il suo andamento risulta più curvilineo e meno spigoloso rispetto al precedente avente un inclinazione verso mare di circa 2.80° [4.80%].

Il quarto ed ultimo terrazzo descritto, contraddistinto dal colore giallo, si colloca tra i 90 ed i 75 m s.l.m.. L'inclinazione calcolata è di circa 1.80 [3,15%]. La scarpata che delimita verso mare tale terrazzo è la più evidente di tutte, con un dislivello complessivo di 15 m ed un inclinazione di oltre 30°.

I terrazzi di V° e VI° ordine si è preferito non tracciarli, al fine di evitare della correlazioni inesatte. Si è scelto di tracciare solo gli orli di scarpata messi in evidenza dal profilo altimetrico, seguendo semplicemente le curve di livello generate dalla griglia altimetrica, rispettivamente a 60 m per il V° ordine e a 35 m per il VI° ordine.

Infine, sono stati inseriti i principali segmenti di faglia indicati dalla bibliografia e la linea di costa della massima ingressione medio-Pleistocenica, costituita dall'orlo superiore della scarpata dei Monti Climiti, ad un'altezza di circa 300 m s.l.m..

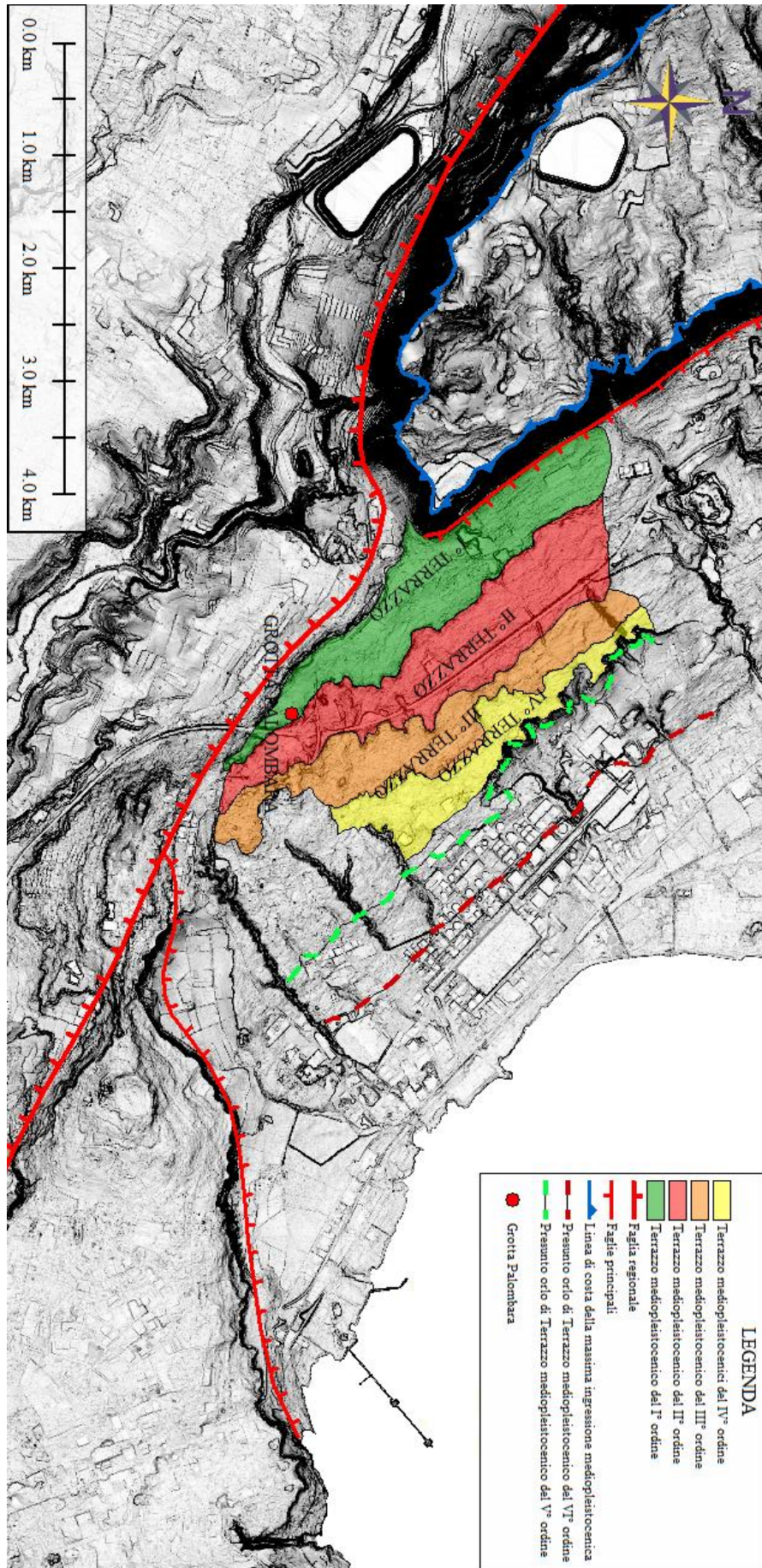


Fig. 15. Terrazzi marini e maggiori lineamenti strutturali.

4.3 IL RILEVAMENTO DI TERRENO

Le osservazioni in campagna si sono svolte nel mese di settembre 2014, su un'area di circa 20 km². Tramite l'aiuto di carte topografiche, ortofoto e DEM si è riusciti a fare osservazioni anche dove non è stato possibile arrivare fisicamente, a causa della presenza degli insediamenti industriali di Marina di Melilli e Priolo.

I primi giorni di lavoro si sono incentrati sullo studio geomorfologico della Zona della "Riserva Naturale Integrale Grotta Palombara". Questa stretta fascia areale di circa 11,25 ettari si presenta essenzialmente arida, quasi del tutto priva di vegetazione e di suolo (Fig. 16). Potremmo definirla come un piccolo Altipiano "pietroso" posto sul 1° ordine di terrazzo medio-Pleistocenico, posto a una quota media di 150 m sul livello del mare. E' delimitata a nord dalle pendici dei Monti Climiti, a est da un orlo di terrazzo orientato NNW-SSE e a sud-ovest da una struttura tettonica rivolta verso la valle dell'Anapo, avente direzione simile alla precedente.



Fig. 16. Panoramica dell'area di riserva integrale Grotta Palombara, a nord i Monti Climiti.

Le rocce affioranti, di natura carbonatica, appartengono al Membro dei Calcari di Siracusa della Formazione di Monti Climiti di età Burdigaliano-Serravalliano. Si tratta di calcareniti e calciruditi di colore biancastro-grigiastro contenenti resti algali, coralli coloniali, echinoidi e bivalvi. Dal punto di vista litologico la roccia presenta un elevato tenore in CaCO₃, che la rende particolarmente soggetta a processi di corrosione chimica da parte di acque piovane. La presenza di numerosi corpi interni di macrofossili e le intense condizioni di fratturazione, hanno favorito l'instaurarsi di fenomeni carsici sia superficiali che sotterranei.

Circa l'aspetto relativo alle forme superficiali, in tutta l'area di riserva sono presenti piccole forme di corrosione carsica quali vaschette di corrosione, fori di dissoluzione (Fig. 17), strutture alveolate e solchi, tipo karren e microkarren sui versanti (Fig. 18). Sono presenti blande ma ben evidenti depressioni da centimetriche a metriche, interpretabili come le doline. Una di queste è proprio l'ingresso a pozzo della Grotta Palombara.



Fig. 17. Aspetto delle rocce affioranti. Fori di dissoluzione e strutture alveolate conferiscono alla roccia un aspetto "cariato".



Fig. 18. Karren e microkarren presenti sui versanti.

Il paesaggio della riserva mostra numerose strutture di fratturazione, talvolta imponenti, che assumono svariate direzioni (Fig. 19). Limitandosi alle strutture più importanti, le direzioni dei set di fratture prevalenti hanno orientazione ENE-WSW, ESE-WNW, SE-NW. L'area di riserva non presenta nessuna evidenza di scorrimento idrico superficiale, né tanto meno di depositi Quaternari superficiali.



Fig. 19. Frattura imponente all'interno dell'area di riserva (foto di M. Vattano).

Estendendo l'analisi geomorfologica oltre alla riserva, il rilevamento è stato condotto da mare verso monte e viceversa, al fine di individuare i terrazzi e le superfici d'abrasione marina che sia il DEM e gli studi bibliografici indicavano. In realtà, tali morfologie sono per la maggior parte nascoste da un'intensa attività antropica, per cui non è stato possibile riconoscere i terrazzi nella loro continuità spaziale, ma solo piccole parti affioranti in zone meno sfruttate.

I lembi terrazzati riconosciuti sono stati cartografati in una carta a scala 1:10000 e successivamente confrontati ed elaborati con il DEM.

La prima scarpata individuata si trova circa 2-3 km a nord della Palombara ad una quota pari a 75 m s.l.m. Tra tutte è la più evidente e meglio conservata, avente una discreta continuità spaziale ed orientazione parallela alla costa. Al di sopra di essa una superficie d'abrasione marina più o meno uniforme e inclinata verso mare di 5° - 10°.

La seconda scarpata meno evidente e meno accentuata della prima, si pone ad una quota di circa 100 m s.l.m. con direzione parallela alla precedente. Al di sopra di essa si riconosce un'altra superficie d'abrasione marina più vecchia rispetto alla precedente, inclinata verso mare di pochi gradi.

L'ultima scarpata riconosciuta è stata cartografata a quota 135 m s.l.m. Praticamente è il primo dislivello che si incontra andando verso mare dopo la falesia dei Monti Climiti. Essa rappresenta il limite inferiore del I ordine di terrazzamento marino, nel quale si colloca l'entrata della Grotta Palombara.

Dopo un'attenta analisi dei dati di campagna e delle evidenze del DEM, sono stati distinti 4 diversi ordini di terrazzi marini presumibilmente medio-Pleistocenici, compresi tra i 180 e 75 m così distinti:

- 1° terrazzo compreso tra una quota massima di 180 m ed una quota minima di 150 m s.l.m..
- 2° terrazzo compreso tra una quota massima di 140 - 135 m ed una quota minima di circa 110 - 100 m s.l.m..
- 3° terrazzo compreso tra una quota massima di 110 - 100 m ed una quota minima di 90 m s.l.m.
- 4° terrazzo compreso tra una quota massima di 90 m ed una quota minima di 75 m s.l.m..

Al di sotto dei 75 m di quota non è stato possibile cartografare altri terrazzi a causa degli insediamenti industriali di Priolo. Carbone et al. (1982) attribuiscono altri due ordini di terrazzi al di sotto dei 75 m. Un 5° compreso tra 75 e 60 m s.l.m. ed un 6° compreso tra i 60 e i 35 m s.l.m. Quest'ultimo dovrebbe chiudere il ciclo medio-Pleistocenico e in accordo con Antonioli et al. (2006) attribuire a circa 30 m l'elevazione dell'ultimo interglaciale avvenuto nel Tirreniano.

E' interessante notare come la Depressione di Priolo e l'adiacente Horst di Scala Greca, abbiano subito movimenti successivi alla formazione del limite di massima ingressione marina medio-Pleistocenico, che hanno interessato gli ordini di terrazzi più recenti. Meccanismi normali hanno dislocato questi due blocchi probabilmente contigui e omogeni nel medio-Pleistocene. Ne derivano differenti quote tra i vari ordini di terrazzi tra i due blocchi costieri come sottolineato da Carbone et al. (1982).

Oltre ai diversi ordini di terrazzi marini, l'area attorno alla Grotta Palombara presenta una morfologia tipica del territorio ibleo, ovvero le incisioni fluviali. Quelle analizzate sono 3, tutte parallele tra di loro con orientazione ortogonale alla linea di costa. Probabilmente queste forme si impostano su fratture o faglia preesistenti, dove l'azione erosiva dell'acqua ha esercitato il suo massimo effetto.

La prima incisione a SE di Città Giardino mostra una lunghezza complessiva di circa 2 km ed un massimo approfondimento di circa 20 m. Il profilo della valle è il classico a V, mentre all'interno sono presenti morfologie carsiche sui versanti, quali vaschette di corrosione, fori carsici e karren. Il letto della valle si presenta asciutto ma pieno di vegetazione, alla base dei versanti sono presenti i segni dell'azione fluvio-carsica, che ha creato piccole cavità ai lati del letto del fiume, alcune delle quali presentano concrezioni stalattitiche.

La seconda e la terza valle, ad E della Grotta Palombara, sono lunghe circa 1 km entrambi e si approfondiscono nel substrato di circa 10-15 m, sempre con profilo a V. Le

caratteristiche sono simili alla precedente seppur in maniera minore, visto le loro più piccole dimensioni.

Le tre incisioni non mostrano scorrimento superficiale, probabilmente solo dopo eventi piovosi di una certa entità si genera deflusso, tuttavia non mancano i segni di trasporto di grossi blocchi come nella parte terminale della valle più a N. Qui troviamo grossi blocchi da decimetrici a centimetrici sia di roccia calcarea sia di origine vulcanica, esposti sull'alveo della valle (Fig. 20). Probabilmente durante un periodo glaciale, processi di disgregazione fisica come crioclastismo e termoclastismo hanno smantellato numerose porzioni di roccia dalle formazioni calcaree e vulcaniche più a monte. Tali detriti sono stati successivamente incanalati da un corso d'acqua ad alta energia che ricollegandosi al livello del mare più basso, ha inciso la suddetta valle e una volta persa competenza li ha depositati sull'alveo.



Fig. 20. Parte terminale della valle più a nord, nel quale sono bene evidenti i grossi blocchi centimetrici di roccia calcarea e vulcanica(Foto di M. Vattano).

4.4 LA GROTTA PALOMBARA

Descrizione

La Palombara è una delle grotte carsiche più conosciute e visitate di tutta la Sicilia sud-orientale. Conosciuta fin dagli anni '50-'60, rappresenta una meta assai visitata sia dal punto di vista speleologico, che da quello archeologico e biologico.

Si articola in un susseguirsi di condotti vari e angusti, come pozzi, cunicoli, strettoie, scivoli e ripidi passaggi che collegano ampie sale. Queste caratteristiche rendono la cavità una delle più complete e complesse di tutta la Sicilia sud-orientale, così che per decenni è stata spesso utilizzata come “palestra” nei corsi di speleologia.

Queste diverse morfologie ipogee possono essere superate soltanto utilizzando specifiche tecniche speleologiche, quindi la grotta risulta visitabile solo da speleologi con una certa esperienza. Vista la poca esperienza in grotta dello scrivente, non mi è stato possibile visitare la cavità, per cui mi limiterò a descriverla come da bibliografia ed attraverso l'analisi geomorfologica delle fotografie gentilmente messe a disposizione dal Dr. Marco Vattano.

La Grotta Palombara si sviluppa nella successione carbonatica del Membro dei Calcari di Siracusa della Formazione dei Monti Climiti di età Burdigaliano-Serravalliano (Ruggieri et al., 1999). Al suo interno presenta pochissime concrezioni calcitiche e non è interessata da circolazione idrica sotterranea, per cui è da considerarsi a tutti gli effetti inattiva.

La grotta ricade nel territorio comunale di Melilli (SR) alla Long. 02°44'34" e Lat. 37°06'18", ad una quota d'ingresso di 143 m sul livello del mare, per uno sviluppo complessivo di 800 m ed un dislivello di 80 m.

L'entrata è in corrispondenza di una dolina di crollo, all'interno della quale è cresciuto un grande albero di fico. Il dislivello complessivo di questa primo pozzo è di 12 m, superabile solo con corde.

Dalla base del pozzo si apre un ampio salone-scivolo di lunghezza pari a 50 m riempito alla base da tutto il detrito crollato dalla volta. La forma irregolare del salone conferisce una larghezza variabile dai 3 ai 15 m, mentre l'altezza varia dagli 8 ai 10 m. Nella parte terminale del salone il pavimento diventa meno ripido e più pianeggiante. Qui una parete chiude il primo salone-scivolo e tramite un piccolo cunicolo ci si immette nel secondo tratto della grotta.

Questa parte risulta essere la parte più tortuosa e impegnativa della grotta, composta da piccole strettoie e angusti cunicoli “anastomizzati”, alle quali si alternano piccole salette dove è possibile ammirare dei “camini”. Queste forme a sviluppo verticale, presentano una forma generalmente conica, a sezione ellittica orientata in direzione della galleria. La loro origine è da imputare alla facile erodibilità e disgregabilità della roccia nei pressi del piano faglia, sul quale la galleria si imposta. Dopo il secondo camino si arriva al cosiddetto Passaggio in Opposizione, consistente in una piccola e stretta galleria. Questo tratto giunge alla fine dopo una lunghezza pari a circa 80 m e vede affacciarsi sulla famosa “Sala dei Vasi”, nella quale bisogna superare un salto di circa 8 m per arrivare alla sua base (Fig.21).

Si tratta di un grande sala anch'essa in forte pendenza, nella quale negli anni '60 furono trovati due vasi dell'età del rame alla base di una parete. Probabilmente la loro funzione era quella di raccogliere l'acqua di stillicidio. Tuttavia, dopo il ritrovamento poche settimane più avanti i vasi furono trafugati da ignoti. La sala è lunga circa 25 m e larga tra i 10 e i 12 m, anche qui è presente sulla volta un terzo camino molto simile ai precedenti. Dopo 10 m di scivolo, la grotta cambia bruscamente direzione di approfondimento sulla sinistra. Sotto il profilo morfostrutturale, questo primo tratto compreso tra il pozzo d'ingresso e la Sala dei Vasi, risulta condizionato dalla presenza di una faglia con orientazione N 90-100. Lungo questo piano a tratti ben evidente, è presente una breccia di



Fig. 21 Discesa alla Sala dei Vasi della Grotta Palombara (foto di M. Vattano).

frizione, costituita da frammenti di roccia calcarea frantumati e spigolosi, immersi in una matrice più fine. Dopo il cambiamento di direzione, troviamo una galleria in discesa dal fondo terroso, dove si raggiunge la massima profondità della grotta (-69,5 m). Qui in una nota dei geologi e speleologi francesi hanno segnalato la presenza di morfologie ipogeniche, come *etched walls* e *bubble trails* (Fig. 22), forme che testimoniano la risalita di acque ricche in CO₂, che per decompressione hanno favorito l'uscita di CO₂ dalla fase liquida (Audra, 2014, comunicazione personale). Questo gas scorrendo lungo le pareti rende l'acqua piuttosto corrosiva formando dei sentieri di bollicine (*bubble trails*) di dimensione centimetrica.

Dopo essere arrivati nel punto più basso continuando si raggiunge leggermente in salita un'altra sala, detta Sala del Campo base posta circa 50 m dalla Sala dei Vasi.

Al di là di essa la pendenza si accentua e troviamo il cosiddetto Scivolo che rappresenta un piano molto ripido da superare in salita. Qui cambia ulteriormente la direzione della grotta dopo una curva destra a gomito. Distinguiamo questo secondo tratto di grotta dalla Sala dei Vasi fino allo Scivolo, impostato su una direttrice tettonica avente direzione N 150.



Fig. 22 Sentieri di bollicine (*bubble trails*) nelle pareti dopo il cambio di direzione

Risalendo lo scivolo e percorrendo questa curva a gomito, dopo circa 50 m si arriva in un'ampia camera denominata Sala del Guano. È caratterizzata da un grande deposito di guano a forma di cono rovesciato al centro della sala, sovrastato da una volta alta circa 10 m a forma di cupola (Fig. 23). Qui, è presente una modesta colonia di pipistrelli che negli anni ha creato l'attuale accumulo di guano. Le pareti della sala risultano parecchio fratturate, in esse si notano riempimenti di breccia di frizione e materiali argillosi, probabilmente, residuali. Da questo punto dipartono due differenti condotti: il primo verso destra denominato Ramo del Geode diretto verso SE, il secondo quello a sinistra è il cosiddetto Ramo del Laghetto diretto verso ENE. Il percorso che va dallo Scivolo alla Sala del Guano mostra la stessa direzione del primo tratto avente orientazione circa N 90-100.



Fig. 23 Il deposito di Guano presente nella Sala del Guano, sopra di esso la volta cupoliforme (foto di M.Vattano).

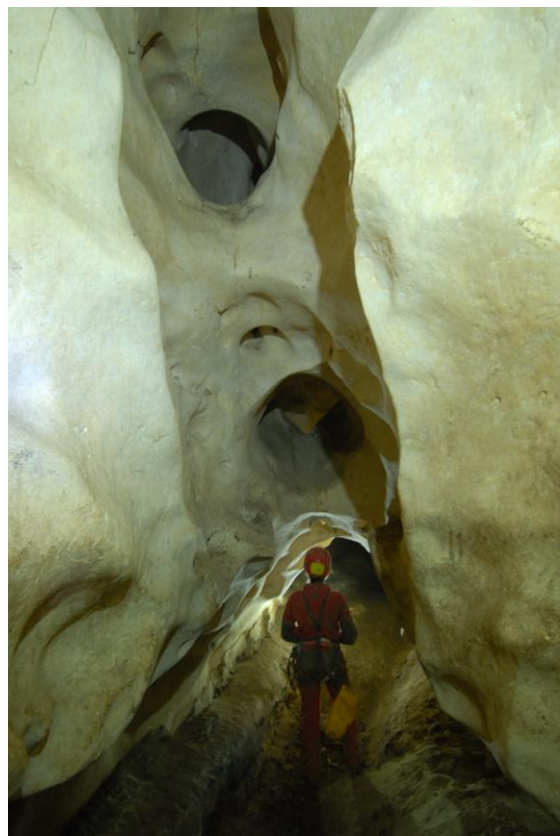


Fig. 24 Galleria con morfologie epifreatiche da condensazione-corrosione (foto di M. Vattano).

Il Ramo del Geode che si estende per circa 110 m, è composto anch'esso da alternanze di piccoli cunicoli, pozzi e ampie camere. Il suo nome deriva da una notevole concrezione calcitica ricca di cristalli trovata in una sala del ramo. La parte iniziale si sviluppa in un condotto caratterizzato da un pozzo profondo 15 m. Proseguendo dopo 40 m troviamo un secondo ed un terzo pozzo che raggiungono quasi i 20 m di profondità. Quest'ultimi sono collegati alla base da una galleria in pendenza che si estende per 30 m. Questo condotto nella parte più bassa, rappresenta il livello più profondo della grotta attualmente conosciuto. A pochi metri dal terzo pozzo si apre l'ennesima sala, chiamata Seconda Sala del Guano, anch'essa per la presenza di depositi guano alla sua base. Questa sala anche se più piccola, mostra caratteristiche analoghe alla Prima Sala del Guano, come, ad esempio, la volta cupoliforme. Superata tale camera, proseguendo per altri 35 m, la galleria conduce in una piccola saletta che segna la fine del Ramo del Geode, senza alcuna possibilità di proseguire. Tale ramo si imposta su d'una struttura tettonica orientata N 120-140.

Il Ramo del Laghetto rappresenta l'ultimo tratto esplorabile della grotta. Con una lunghezza pari a circa 100 m, è formato anch'esso da stretti cunicoli e piccole gallerie, alternati a modesti pozzi profondi circa 10 m. Prende nome da una piccola vasca ricca in concrezioni calcitiche, nella quale si convoglia l'acqua di stillicidio. E' chiuso verso il basso da uno stretto passaggio del tutto inaccessibile ed in alto da una sorta camino alto pochi metri. L'orientazione spaziale del ramo si attesta su una struttura orientata N 60. Riassumendo, suddividiamo la cavità nei seguenti settori:

SETTORE	INIZIO	FINE	ORIENTAZIONE	QUOTA MEDIA (m) s.l.m.
1°	Pozzo d'ingresso	Sala dei Vasi	N 90-100	100
2°	Sala dei Vasi	Scivolo	N 150	80
3°	Scivolo	Sala del Guano	N 90-100	90
4°	Ramo del Geode		N 120-140	100
5°	Ramo del Laghetto		N 60	100

Appare chiaro come lo sviluppo della grotta, nei suoi diversi tratti, sia palesemente condizionato da lineamenti tettonici presenti nell'area (Fig. 26).

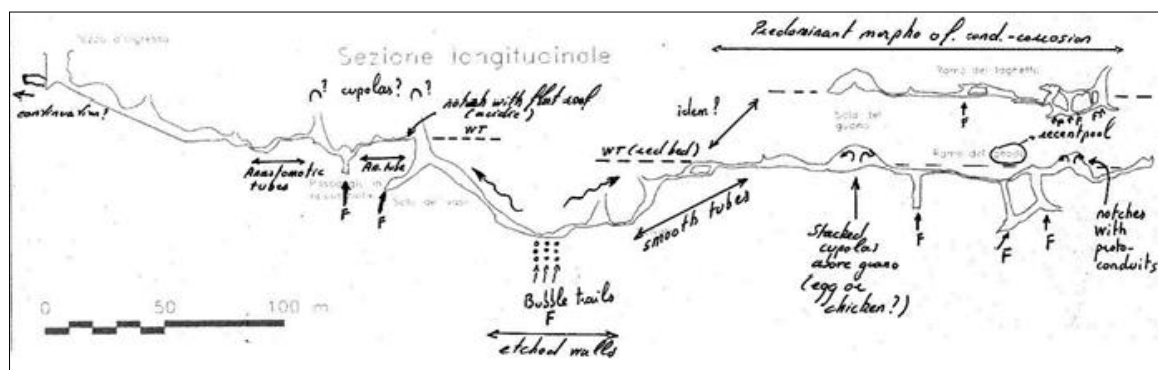


Fig. 25 Sezione longitudinale della grotta Palombara con le notazioni di (Audra, 2014).

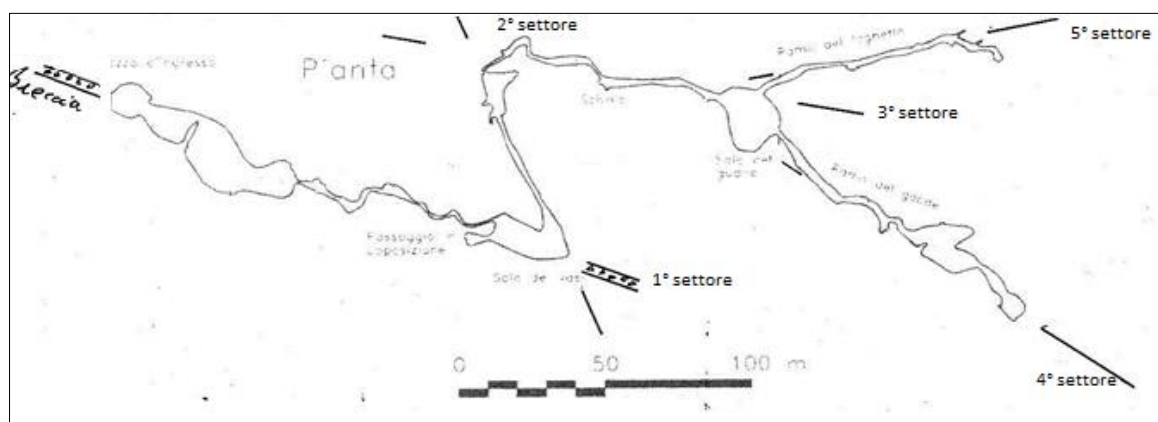


Fig. 26 Pianta della Grotta Palombara (Audra, 2014, modificato)

Ipotesi genetiche

Le morfologie della Grotta Palombara pongono numerosi dubbi sulla sua origine ed il suo sviluppo. Ancora oggi, si cerca di trovare un modello speleogenetico adatto a spiegare la sua formazione. Le prime interpretazioni avanzate dal Cento Speleologico Etno (1998) propongono due differenti ipotesi.

La prima di queste è che le acque che alimentavano la cavità provenivano da alcuni inghiottitoi posti lungo una incisione che nasce dal settore meridionale dei Monti Climiti. Questo torrente attraversa infatti una faglia, con direzione N70°W (la stessa direzione della Grotta Palombara), che passa poche centinaia di metri a N della grotta. La famiglia di faglie minori e di fratture che accompagnano le strutture maggiori, potrebbero in tal caso avere canalizzato le acque verso E, ovvero in direzione della Palombara (Centro Speleologico Etno, 1998).

La seconda ipotesi sostiene che la cavità si sia formata in seguito alle perdite idriche del Fiume Anapo quando questo, scorrendo a quote più elevate di quelle attuali (ovvero più in alto di circa 130 m), lambiva il rilievo meridionale e sud-occidentale dei Monti Climiti. Le faglie che delimitano a SW il rilievo dei Monti Climiti potrebbero essere, insieme alle già citate faglie con orientamento N70°W, le linee di drenaggio sotterranee che avrebbero canalizzato verso E le acque infiltratesi dalle fratture o da inghiottitoi presenti sul greto del fiume (Centro Speleologico Etno, 1998).

Ebbene, entrambe le ipotesi sostengono che la grotta abbia avuto una genesi epigenica, ovvero, cavità che si formano per l'azione diretta dell'acqua di infiltrazione meteorica, sua percolazione e circolazione nella zona epifreatica. Il processo di corrosione carsica agisce dall'esterno verso l'interno della massa rocciosa (De Waele & Forti, 2009). Se così fosse, all'interno della grotta troveremmo morfologie epigeniche come indicatori di flusso dell'acqua e la presenza di sedimenti alluvionali trasportati all'interno. Invece la maggior parte delle morfologie presenti si rivelano non legate allo scorrimento delle acque sotterranee, ma bensì alla loro risalita dal basso verso l'alto.

Recenti studi effettuati da un gruppo di ricercatori guidati da Philippe Audra, ancora in fase di elaborazione hanno avanzato l'ipotesi che la grotta si sia formata dalle profondità, a causa di risalita di acque ricche in CO₂ attraverso le fratture presenti. A supporto di tale ipotesi, oltre alla mancanza di evidenze "epigeniche", sono presenti numerose morfologie ipogeniche, come ad esempio le cupole, generate per la lenta risalita di acque aggressive che raggiungono la superficie piezometrica. Al di sopra di essa fenomeni di condensazione-corrosione modellano la volta di tali ambienti, generando cupole e condotti freatici con canali di volta. Inoltre, i già citati, *bubble trails* (sentieri di bollicine) testimoniano anch'essi la risalita di acque aggressive e la successiva decompressione, che causa l'uscita della CO₂ dalla fase liquida con la formazione di bollicine.

Si suppone che l'elevato tenore in CO₂ dell'acqua in questione, sia da imputare alla vicinanza del sito a vecchi centri eruttivi non più attivi e all'Etna, che potrebbero essere stati probabili fonti di CO₂, in grado di generare acque sotterranee molto corrosive.

Lo sviluppo della grotta in orizzontale e in verticale è avvenuto in corrispondenza della tavola d'acqua in condizioni subacquee ed in parte in condizioni subaeree. Ne deriva, che ad ogni variazione del livello di base, l'andamento della falda e della superficie piezometrica si spostano per far fronte alle nuove condizioni.

Quando il livello marino era più alto dell'attuale, anche il livello piezometrico all'interno del massiccio carbonatico doveva essere più elevato. Qui, si verificarono i primi processi di carsificazione nella parte superiore della zona di saturazione, con conseguente sviluppo dei primi protocondotti.

Con l'abbassamento del livello di base, i fenomeni carsici legati alla falda freatica si spostano verso il basso, e le cavità precedentemente formatesi in ambiente freatico, si

ritrovano in ambiente vadoso. In tali condizioni potrebbero verificarsi processi di concrezionamento, come la formazioni di stalattiti e stalagmiti.

5. CONCLUSIONI

Lo studio effettuato si è posto come primo obiettivo il rilevamento e la rappresentazione delle superfici terrazzate di origine marina Pleistoceniche nei pressi della Grotta Palombara. Tramite una procedura GIS accompagnata da rilevamento sul terreno e dopo un'attenta consultazione della bibliografia, sono stati osservati, illustrati e descritti quattro ordini di terrazzi compresi tra i 180 ed i 75 m s.l.m.. Inoltre, sono stati illustrati altri due presunti orli di terrazzo posti rispettivamente a 60 m ed a 35 m, che indicherebbero la presenza di altri due ordini di superfici terrazzate, purtroppo non rilevate a causa della presenza di stabilimenti industriali.

L'età dei sei terrazzi è genericamente riportata al medio-Pleistocene, tra circa i 700 e i 125 ka. Tuttavia, vale la pena tentare di stimare l'età di inizio del terrazzamento, in modo da avere un'idea sulla possibile età della speleogenesi, essendo la grotta sviluppata nel terrazzo superiore (più antico). Tramite la valutazione di movimenti verticali, assumendo che questi siano rimasti abbastanza simili durante tutto il medio-Pleistocene, è possibile fare dei calcoli sul tasso di sollevamento dell'area, grazie alla presenza delle superfici terrazzate. Prendendo come riferimento la quota di 32 m s.l.m. del terrazzo relativo all'ultimo interglaciale MIS 5.5 (Antonioli et al., 2006), durante il quale il mare era circa 6 m più alto del livello attuale, è stato effettuato una stima in maniera puramente teorica del tasso di uplift. Se il sollevamento negli ultimi 125 Ka (dal MIS 5.5) dovrebbe essere di circa 26 m, il valore del tasso di uplift risulta di 0,21 m/Ka. Un valore plausibile e non molto lontano dalle stime dei vari autori precedentemente citati. Con questo valore è possibile stimare l'età del 1° terrazzo (più evidente e ben conservato), correlandolo ai periodi interglaciali in cui il livello marino era alto (Fig.27).

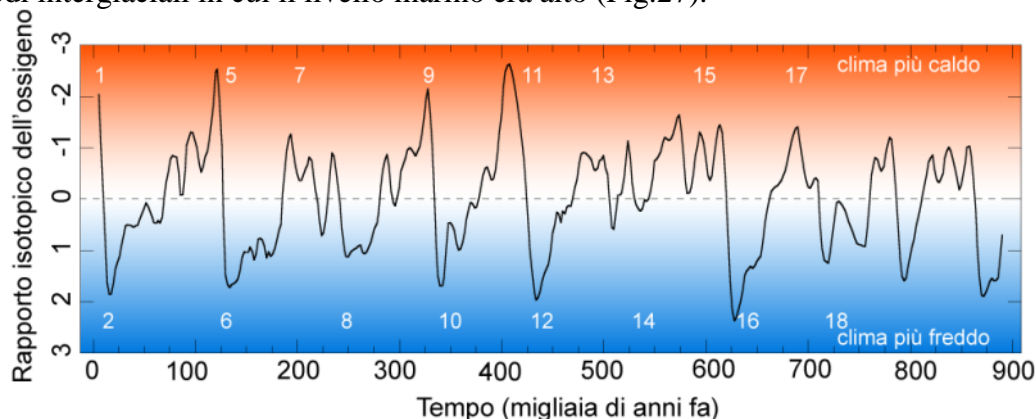


Fig. 27 Curva del rapporto isotopico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ durante gli ultimi 900 Ka (da mondogeologico.blogspot.it).

Se il livello del 1° orlo di terrazzo è a 180 m s.l.m., con un tasso di sollevamento di 0,21 m/Ka, l'età del singolo terrazzo si attesterebbe intorno ai 860 Ka, correlabile allo stadio isotopico marino 21 (MIS 21), che segnerebbe l'inizio del terrazzamento nelle fasi finali del Pleistocene inferiore.

Questa stima si pone ovviamente come teorica e indicativa, in quanto considera un tasso di sollevamento costante per tutto il Pleistocene. In realtà, tali movimenti verticali risultano molto più complessi e discontinui di quanto si pensi. Inoltre il calcolo non tiene in considerazione le deformazioni di diversa entità dovute alla tettonica, né le diverse quote raggiunte dai mari negli interglaciali, che potrebbero non aver raggiunto i livelli odierni (per esempio nel MIS 7 il livello del mare globale pare sia stato più basso di 18 metri!).

I dati morfologici sul sistema carsico Grotta Palombara, evidenziano una genesi legata alla risalita di acque ricche in CO_2 dalle profondità, attraverso le fratture dell'ammasso roccioso. Questi fluidi scorrendo molto lentamente, hanno allargato le fratture e favorito la

risalita verso la superficie piezometrica. Nella zona epifreatica, fenomeni di condensazione-corrosione hanno generato particolari morfologie ad arco e labirintiche nei condotti suborizzontali, e morfologie cupoliformi nei soffitti e nelle pareti delle differenti sale. Non vi sono, all'interno della grotta, sedimenti di origine alluvionale, ne tantomeno segni di flusso turbolento in regime vadoso e freatico (scallops). Le ipotesi "epigeniche" avanzate dal Centro Speleologico Etneo (1998), seppure non smentite, non troverebbero supporto nelle evidenze presenti in grotta e all'esterno. La grotta non si sarebbe quindi formata da un torrente inghiottito a monte, attraverso il classico modello speleogenetico epigenico, ma avrebbe invece un'origine ipogenica, da fluidi provenienti dal basso. Lo sviluppo e l'evoluzione della cavità è tuttavia stata influenzata dalle variazioni della falda freatica, a loro volta condizionate dalle oscillazioni del livello marino. La grotta infatti mostra un'evoluzione speleogenetica caratterizzata da fasi di carsificazione in ambiente freatico ed epifreatico, e fasi di fossilizzazione dei rami superiori in ambiente vadoso.

Alla luce di quanto dedotto sull'età d'inizio delle superfici terrazzate, non avendo a supporto datazioni assolute della grotta, è possibile correlare in maniera analoga, la genesi della cavità alla formazione del 1° ordine di terrazzo, dentro il quale si sviluppa. La grotta sembra quindi essere più giovane di 860 Ka. La cavità potrebbe essersi formata in concomitanza alla costruzione dell'edificio vulcanico dell'Etna, a partire dai 600 Ka. Le attività vulcaniche infatti potrebbero spiegare la presenza di importanti quantità di CO₂ in grado di rendere acque sotterranee molto aggressive e corrosive.

In conclusione, tali osservazioni indicano un'età e uno sviluppo della grotta a partire da circa 600 Ka, dopo la quale si sarà approfondita fino all'inizio del processo di fossilizzazione. Tale ipotesi è da considerarsi molto approssimativa, in quanto non supportata da prove certe. Ciò nonostante, si offre come punto di partenza per eventuali approfondimenti di indagine che prevedano il campionamento dei depositi di grotta, per una loro descrizione ed eventuale datazione assoluta.

RINGRAZIAMENTI

Vorrei ringraziare tutti coloro che hanno reso possibile la realizzazione di questa tesi. Desidero innanzitutto ringraziare il Professore Jo De Waele, il quale, oltre ad accogliere la mia richiesta, si è dimostrato sempre disponibile e paziente a dirimere i numerosi dubbi sulla stesura del lavoro. Preziosi sono stati i suoi insegnamenti ed i consigli durante questi tre anni di laurea, impartendomi numerose conoscenze.

Ringrazio sentitamente il Dottore Marco Vattano, che ha contribuito ad accompagnarmi sul campo e a fornirmi il materiale necessario per lo studio. Senza di lui probabilmente non sarei riuscito a fare questa tesi. Si è mostrato una persona davvero paziente, disponibile e gentile ad accogliere ogni mio dubbio anche a più di mille chilometri di distanza.

Un grazie speciale va ai miei genitori, gli artefici di tutto questo, permettendomi di studiare e conseguire la laurea in una città molto lontana da casa. Non finirò mai di ringraziarli per aver creduto in me, nonostante momenti difficili, sono stati sempre lì ad incoraggiarmi e a sostenermi.

Ringrazio in modo particolare le mie sorelle Chiara e Manuela, sempre presenti e disponibili ogni qual volta ne ho avuto bisogno.

Intendo ringraziare i miei colleghi, amici e coinquilini Giovanni Mazzei e Marco Cipriani, che in quest'ultimo anno di convivenza e di studi hanno saputo incoraggiarmi ed aiutarmi nel difficile percorso di studi.

E, infine, un grazie infinite e di cuore alla mia ragazza Carmen Maya Posta, per la pazienza, l'aiuto e l'incoraggiamento costante con cui ha seguito il mio lavoro. A te dedico la mia tesi, con la speranza di condividere in tua compagnia altri momenti come questo.

Carmelo
28/11/2014

BIBLIOGRAFIA

- Antonioli F., Kershaw S., Renda P., Ruse C., Belluomini G., Cerasoli M., Radtke U. & Silenzi S., 2006 - *Elevation of the last interglacial highstand in Sicily (Italy): a benchmark of coastal tectonics*. *Quaternary International*, 145-146: 3-18.
- Baglio G. & Puglisi G.- *Le ricerche speleologiche del G.G.C. a Cava dei Molini*, in "Speleoetnea (Notiziario del G.G.C. - CAI)", Catania 1981.
- Bianca M. & Monaco C., 1998 - *Terrazzi marini e sollevamenti tettonici pleistocenici del settore orientale del Plateau Ibleo*. *Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat.*, 31 (355): 51-60.
- Bosellini A., 2005 – *Storia Geologica d'Italia: Gli ultimi 200 milioni di anni*. Zanichelli, Bologna, 183 p.
- Caiaffa E., 2006 - *Sistemi Informatici Geografici. Un percorso attraverso concetti e nozioni fondamentali per addentrarsi nel vasto mondo della Scienza della Informazione Geografica*. Enea, Roma, 191 p.
- Carbone S., Di Geronimo I., Grasso M., Iozzia S. & Lentini F., 1982 - *I terrazzi marini quaternari dell'area Iblea (Sicilia SW)*. in: *Contributi conclusivi per la realizzazione della carta Neotettonica d'Italia*. Progetto Finalizzato geodinamica, vol. 506, 35 pp.
- Cavallaro F., Marino A. & Puglisi G., 1980 - *La grotta di Villasmundo: il più rilevante fenomeno carsico attualmente noto nell' area iblea*, in *Atti del 3° Convegno Siciliano di Ecologia, da Iblei: la natura e l' uomo*, 21-23 febbraio 1980.
- Cavallaro F., 1998a - *I Fenomeni Carsici dei Monti Iblei*. *Le Grotte del Territorio di Melilli*, Centro Speleologico Etneo, Comune di Melilli, 19-32.
- Cavallaro F., 1998b – *Lineamenti Geologici e Geomorfologici del Territorio di Melilli*. *Le Grotte del Territorio di Melilli*, Centro Speleologico Etneo, Comune di Melilli, 33-43.
- Centro Speleologico Etneo, 1998 (a cura di) - *Le grotte del territorio di Melilli*. Melilli, 145 p.
- Ciccacci S., 2010 - *Le forme del rilievo. Atlante illustrato di Geomorfologia*. Mondadori Università - Sapienza Università di Roma, 509 p.
- Cifelli F., Rossetti F., Mattei M., Hirt A.M., Funicello R. & Tortorici L., 2004 - *An AMS, structural and paleomagnetic study of quaternary deformation in eastern Sicily*. *Journal of Structural Geology*, 26: 29–46.

- De Waele J. & Forti P. (a cura di), 2009 - *Le Grotte Ipogeniche*. Lezione in PPT del Progetto Powerpoint, Società Speleologica Italiana, 44 slides.
- Di Grande A. & Raimondo W., 1982- *Linee di costa plio-pleistoceniche e schema litostratigrafico del Quaternario siracusano*. *Geologica Romana*, 21: 279-309.
- Dutton A., Scicchitano G., Monaco C., Desmarchelier J.M., Antonioli F., Lambeck K., Esat T.M., Fifield L.K., McCulloch M.T. & Mortimer G., 2009 - *Uplift rates defined by U-series and ¹⁴C ages of serpulid-encrusted speleothems from submerged caves near Siracusa, Sicily (Italy)*. *Quaternary Geochronology*, 4: 2-10.
- Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orru P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Sansò & 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.
- Grasso M., 2001 - *The Appenninic-Maghrebian orogeny in southern Italy, Sicily and adjacent areas*. In: Vai G.B. & Martini I. P. (eds.), "Anatomy of an orogeny: the Appennines and adjacent Mediterranean basins, Kluwer Acad. Publ., UK, 255-286.
- Gulliver F.P., 1899 - *Shoreline topography*. *Proc. Am. Academy of Arts and Sciences*, 34: 151-258.
- Johnson D.W., 1919 - *Shore processes and shoreline development*. John Wiley & Sons, New York, 584 pp.
- Lentini F. & Vezzani L., 1978 - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19: 495-500.
- Lentini F., Carbone S., Cugno G., Grasso M., Di Geronimo I., Scamarda G., Bommarito S., Iozzia S., La Rosa N. & Sciuto F., 1984 - *Carta geologica della Sicilia sud-orientale*. Scala 1:100.000. S.El.CA., Firenze.
- Maniscalco R. & Stamilla R. 1999 - *Tettonica plio-pleistocenica e sue possibili implicazioni sul carsismo dell'area siracusana*, Atti del I° Seminario di Studi sul Carsismo negli Iblei e nell' Area sud Mediterranea. Eremo della Giubiliana, Ragusa 9-10-11 aprile 1999. *Speleologia Iblea*, 8: 43-49.
- Marinelli O., 1911 - *Per lo studio delle grotte e dei fenomeni carsici in Sicilia*. in: Atti del 7° Congresso di Geografia Italiana, Palermo 10 aprile 1910, pp. 215-231.
- Marino A., 1982 - *Aspetti del carsismo a Pantalica*. *Speleoetna*, Catania, 4: 12-39.

- Ruggieri R., Nastasi C. & Zammiti P., 1998 - *Geostrutture e morfologie della Grotta Palombara (Sicilia sud-orientale)*, in Atti del I° Seminario di Studi sul Carsismo negli Iblei e nell'Area sud Mediterranea. Eremo della Giubiliana, Ragusa 9-10-11 aprile 1999. Speleologia Iblea, 8: 197-205.
- Scicchitano G., Antonioli F., Castagnino Berlinghieri E.F., Dutton A. & Monaco C., 2008 - *Submerged archaeological sites along the Ionian Coast of south-eastern Sicily and implications with the Holocene relative sea level change*. Quaternary Research, 70: 26-39.
- Spampinato C.R., Costa B., Di Stefano A., Monaco C. & Scicchitano G., 2011 - *The contribution of tectonics to relative sea-level change during the Holocene in coastal south-eastern Sicily: new data from boreholes*. Quaternary International, 232: 214-227.
- Sturiale G. & Carveni P., 1998 - *Segnalazione di terrazzi marini milazziani (Pleistocene medio) nei dintorni di Scordia(Plateau Ibleo, Sicilia Sud-orientale)*. Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., 31(355): 109-115.

SITOGRAFIA

- I.N.G.V., 2007 – *Bacino Idrogeologico dei Monti Iblei*, <http://www.osservatorioacque.it/documenti/pta/d.2.4.pdf>
- Centro di Ateneo per i Musei dell' Università degli Studi di Padova, 2014 *Approfondimenti: la panchina*, <http://www.musei.unipd.it/geologia/approfondimenti/panchina.html>
- Mondo Geologico, 2011 – *Il clima...milioni di anni fa!*, <http://mondogeologico.blogspot.it/2011/07/il-clima-milioni-di-anni-fa.html>
- Wikipedia, 2014 – *Modello Digitale di elevazione*, http://it.wikipedia.org/wiki/Modello_digitale_di_elevazione