



*Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
XXIV Ciclo*

Settore Scientifico Disciplinare Geo/04 "Geografia Fisica e Geomorfologia"

Tesi di Dottorato

**RICOSTRUZIONI CLIMATICHE, AMBIENTALI E GEOARCHEOLOGICHE
ATTRAVERSO LO STUDIO DI SUOLI OLOCENICI IN CALABRIA**

Relatore

Dott. Fabio Scarciglia

Dott.ssa **Teresa Pelle**

Coordinatore

Prof. Franco Russo

INDICE

PREMESSA	1
CAPITOLO 1 – BREVE STATO DELL’ARTE SUL CLIMA DELL’OLOCENE	
1.1. BREVE STATO DELL’ARTE SUL CLIMA DELL’OLOCENE	8
CAPITOLO 2 - METODOLOGIE DI STUDIO	
2.1. INTRODUZIONE	16
2.2. RILEVAMENTO DI CAMPAGNA	16
2.3. METODOLOGIE DI LABORATORIO	17
2.3.1. Analisi pedologiche	17
2.3.2. Analisi pedo-antracologiche	20
2.3.3. Analisi sugli isotopi del carbonio	20
2.3.4. Datazioni radiometriche	21
CAPITOLO 3 – PALMI	
3.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	23
3.2. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO, PEDOLOGICO, CLIMATICO E PEDOCLIMATICO	27
3.3. RISULTATI DEL SITO DI PALMI	30
3.3.1. Descrizione del sito (stratigrafia, archeologia, cronologia)	30
3.3.2. Descrizione morfologica dei profili pedologici	33
3.3.2.1. AREA S	33
3.3.2.1.a. Profilo Canaletta (CAN)	34
3.3.2.1.b. Profilo Fosso di Guardia (FDG)	37
3.3.2.1.c. Descrizione morfologica di altre situazioni	40
3.3.2.2. AREA M	41

3.3.2.2.a. Profilo Trincea 104 SUD	42
3.3.2.2.b. Profilo Trincea 104 SUD bis	43
3.3.2.2.c. Profilo Trincea 89 EST	44
3.3.3. Analisi chimico – fisiche	46
3.3.4. Mineralogia delle argille	50
3.3.4.1. Spettrometria all’infrarosso (FT-IR)	50
3.3.4.2. Diffrazione ai raggi X (XRD)	53
3.3.5. Estrazioni selettive e indici associati	56
3.3.6. Micromorfologia	59
3.3.7. Analisi al SEM-EDS	64
3.3.8. Analisi pedoantracologiche	67
3.3.9. Isotopi del carbonio	68
3.4. INTERPRETAZIONE DEL SITO DI PALMI	69
CAPITOLO 4 - CECITA	
4.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	85
4.2. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO, PEDOLOGICO, CLIMATICO E PEDOClimatico	89
4.3. RISULTATI DEL SITO DI CECITA	93
4.3.1. Descrizione del sito (stratigrafia e archeologia)	93
4.3.2. Descrizione morfologica dei profili pedologici	96
4.3.2.1. Profilo “Cecita Arch 1”	96
4.3.2.2. Profilo “Cecita Arch “2	98
4.3.2.3. Profilo “Piano di Cecita” (PC)	100
4.3.2.4. Descrizione morfologica di altre situazioni	102
4.3.3. Analisi chimico – fisiche	103
4.3.4. Mineralogia delle argille	105
4.3.4.1. Spettrometria all’infrarosso (FT-IR)	105
4.3.4.2. Diffrazione ai raggi X (XRD)	107
4.3.5. Estrazioni selettive e indici associati	109
4.3.6. Micromorfologia	111
4.3.7. Analisi al SEM-EDS	114
4.3.8. Analisi pedoantracologiche	116
4.4. INTERPRETAZIONE DEL SITO DI CECITA	117

CAPITOLO 5 - SARACENA	
5.1.INQUADRAMENTO GEOLOGICO	125
5.2.INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO, PEDOLOGICO, CLIMATICO E PEDOCLIMATICO	128
5.3.RISULTATI DEL SITO DI SARACENA	132
5.3.1.Descrizione sito (stratigrafia e archeologia)	132
5.3.2.Descrizione morfologica della successione stratigrafica	136
5.3.2.1.SAGGIO <i>BETA</i>	136
5.3.3.Analisi chimico – fisiche	141
5.3.4.Estrazioni selettive e indici di alterazione	144
5.3.5.Micromorfologia	146
5.4.INTERPRETAZIONE DEL SITO DI SARACENA	149
CAPITOLO 6 - CONFRONTO TRA I SITI DI STUDIO	
6.1.CONFRONTO TRA I SITI DI STUDIO	157
CONCLUSIONI	163
BIBLIOGRAFIA	167

PREMESSA

Attualmente un tema di grande interesse e di grande preoccupazione della società è rappresentato dall'attenzione per i cambiamenti climatici (ad es. Jalut et al., 2009), in particolare per la recente tendenza al “riscaldamento globale” (ad es. Crutzen, 2002; Ruddiman, 2007). La conoscenza della storia delle variazioni climatiche e ambientali nel passato, soprattutto nell'Olocene (che rappresenta il passato più recente, in continuità con il presente), appare necessaria per comprendere meglio le caratteristiche del clima e le probabili tendenze future, nonché per elaborare eventuali scenari di previsione climatica che abbiano la necessaria attendibilità scientifica. Ormai è ben documentata la similitudine dell'Olocene (stadio isotopico dell'ossigeno – OIS 1) con l'ultimo interglaciale *strictu sensu* (OIS 5e) e più in generale degli ultimi due cicli climatici completi, cioè penultimo glaciale – ultimo interglaciale (OIS 6 – 5) e ultimo glaciale – post-glaciale (dagli OIS 4 – 2 all'OIS 1) (ad es. Amato, 2005; Orombelli, 2007; Cronin et al., 2010). Proprio il confronto tra questi cicli può aiutare a comprendere possibili variazioni climatiche future e fornire contributi utili per dettagliare alcuni aspetti relativi alle fasi climatiche tardo-pleistoceniche e oloceniche. Per tale motivo risulta di fondamentale importanza approfondire in dettaglio la storia climatica dell'Olocene. In particolare, è necessario studiare in dettaglio le variazioni ambientali anche a carattere locale e a breve scala temporale (alta frequenza) per poter capire più in profondità quelle a carattere regionale o globale e scala temporale di lungo termine.

Il mio lavoro di tesi ha previsto pertanto lo studio delle variazioni paleoambientali oloceniche in Calabria, utilizzando un approccio multidisciplinare a carattere geomorfologico, stratigrafico, sedimentologico, pedologico e geoarcheologico, nonché pedoantracologico. In particolare, la maggior parte di questi aspetti sono stati curati direttamente dalla scrivente in tutte le fasi di lavoro, da quelle di documentazione sui dati bibliografici a quelle di acquisizione sia in campagna che in laboratorio, fino a quelle di confronto ed interpretazione. Per quanto riguarda alcune ulteriori e specifiche metodologie d'indagine, sono state attivate numerose collaborazioni con diversi gruppi di ricerca, che hanno curato la fase analitica. I dati ottenuti sono stati interpretati personalmente, inquadrandoli ed integrandoli nel contesto analitico ed interpretativo complessivo. Le collaborazioni sono state attivate con il dott. Giovanni Zanchetta afferente al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa, che ha eseguito le analisi sugli isotopi del carbonio; con il dott. Gaetano Di Pasquale e la dott.^{ssa} Emilia Allevato appartenenti al Dipartimento di Arboricoltura, Botanica e Patologia

Vegetale dell'Università di Napoli "Federico II" - Laboratorio di Storia della Vegetazione ed Anatomia del Legno, che hanno condotto le analisi pedoantracologiche; con il prof. Filippo Terrasi del Dipartimento di Scienze Ambientali della Seconda Università di Napoli, che ha svolto le datazioni radiometriche ^{14}C presso il Laboratorio CIRCE del Centro INNOVA, Centro Regionale (della Regione Campania) di Competenza per lo Sviluppo ed il Trasferimento dell'Innovazione Applicata ai Beni Culturali e Ambientali. Con gli archeologi dott. Vincenzo Tinè e dott.^{ssa} Elena Natali della Soprintendenza Speciale al Museo Nazionale Preistorico Etnografico "L. Pigorini" di Roma, che hanno diretto gli scavi dei siti archeologici di Palmi e Saracena e il dott. Domenico Marino della Soprintendenza per i Beni Archeologici della Calabria, Ufficio Territoriale della Sila, per gli scavi dei siti archeologici di Cecita. La descrizione e interpretazione dei caratteri sedimentologici in uno dei siti di Cecita è stata curata dal dott. Gaetano Robustelli, ricercatore del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria. Infine, l'elaborazione ed interpretazione dei dati vulcanologici sono stati svolti in collaborazione con la dott.^{ssa} Paola Donato, ricercatrice presso il medesimo Dipartimento.

In particolare, poiché le informazioni paleoclimatiche sull'Olocene relative alla regione Calabria sono molto scarse, questo lavoro vuole fornire un utile contributo per cercare di colmare almeno in parte tale *gap*. In questo contesto, importanti informazioni paleoambientali sono state fornite dall'analisi pedoantracologica condotta sui suoli in esame; non esistono infatti dati di letteratura circa i cambiamenti paleovegetazionali olocenici in Calabria, se non pochissimi lavori (Gruger et al., 1977; Sorriso-Valvo, 1993; Scarciglia et al., 2008a). Tale analisi si basa sullo studio dei carboni rinvenuti nei suoli, che derivano dagli incendi sia in contesti naturali che antropici. La loro identificazione è possibile perché il carbone mantiene inalterata la struttura anatomica di origine. Pertanto, questa disciplina permette di ricostruire la paleovegetazione con grande dettaglio spaziale a scala locale (ad es. Di Pasquale et al., 2008; Favilli et al., 2010). Inoltre, grazie alla sua grande precisione spaziale (le tecniche attuali consentono di identificare frammenti di 0,4 mm) ed alla sua universalità di applicazione si propone di fatto come strumento privilegiato per lo studio della dinamica delle formazioni vegetali legnose. Inoltre, al fine di ottenere il riflesso della composizione totale della vegetazione e quindi individuare le possibili variazioni climatiche registrate, è stata condotta l'analisi isotopica sul carbonio dei suoli (Zanchetta et al., 2000; Drysdale et al., 2004; Sadori et al., 2008; Wagner et al., 2009). La composizione isotopica del carbonio delle piante riflette, infatti, il clima e l'ambiente in cui esse crescono ed è, quindi, un importante

indicatore nelle ricostruzioni paleoecologiche (Biggs et al., 2002). In ambienti terrestri, i valori degli isotopi del carbonio sono stati usati per determinare la distribuzione delle piante C3/C4 nel passato (Ehleringer et al., 1997; Tanner et al., 2007).

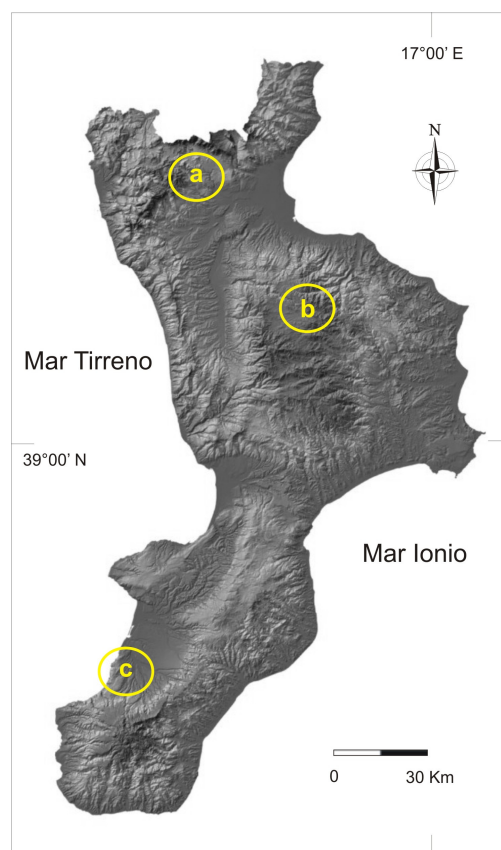
In dettaglio, sono stati studiati suoli olocenici presenti in tre siti archeologici della Calabria, inquadrandoli nel loro contesto geologico-stratigrafico e geomorfologico di formazione, per identificare le variazioni ambientali e/o climatiche da essi registrate nell'Olocene e per cercare di discriminare in particolar modo il contesto naturale da quello antropico. Il suolo può essere considerato infatti come un valido *proxy* climatico (e paleoclimatico): dalle sue caratteristiche macro- e micromorfologiche e proprietà chimiche, fisiche e mineralogiche, consente di risalire ai processi genetici, e da essi ai fattori che li hanno determinati, tra cui le condizioni ambientali che hanno sotteso al suo sviluppo (caratteristiche del rilievo, natura del substrato originario, tipologia di vegetazione e di organismi viventi compreso l'uomo, tempo) ed in particolare il clima. Nonostante la letteratura specifica sia estremamente ricca, molto pochi sono ancora i lavori in cui i suoli sono utilizzati come *proxy* paleoambientali dell'Olocene (ad es. Frezzotti e Narcisi, 1996; Dramis et al., 2003; Favilli et al., 2010; Linstädter e Zielhofer, 2010). Pertanto, i suoli costituiscono una risposta dell'ecosistema naturale al clima e agli altri fattori ricordati, registrata nei loro peculiari caratteri e figure pedogenetiche (osservabili in campagna o determinabili in laboratorio) e dalle loro eventuali variazioni nel tempo. Tali possibili variazioni potrebbero quindi essere correlate a oscillazioni climatiche. In questo lavoro si è cercato quindi di discriminare il *record* dei cambiamenti climatici, sulla base di una loro portata più o meno globale piuttosto che locale, da quelli legati allo specifico contesto di sito. Il rinvenimento di caratteri diagnostici di determinate condizioni ambientali a scala più o meno sincrona in più siti, insieme a correlazioni con altre aree, anche lontane, effettuate attraverso i più svariati dati paleoclimatici presenti in letteratura, consente infatti di interpretarli come indicatori di condizioni climatiche a scala globale (ad es. Allen et al., 1999; Davis et al., 2003; Magny, 2004; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008). Pertanto, le eventuali variazioni dei caratteri paleoambientali che si verificano contemporaneamente in siti diversi registrano più probabilmente oscillazioni climatiche (Sadori e Narcisi, 2001; Dramis et al., 2003; Hunt et al., 2004; Di Rita e Magri, 2009; Jalut et al., 2009; Peyron et al., 2011). Invece, le variazioni nel tempo registrate in un medesimo sito possono anche rappresentare una semplice risposta a condizioni locali, che vanno pertanto distinte ed interpretate nell'ambito dello specifico contesto.

A tale scopo i risultati ottenuti nei diversi siti scelti come aree di indagine, hanno necessitato

di un confronto reciproco e con i dati già presenti in letteratura. Sono stati pertanto confrontati con dati analoghi relativi ad altri siti dell'area mediterranea o comunque delle medie latitudini, in particolare dell'Italia meridionale, e con altri *proxy* (ad es. McDermott, 2004; Bernasconi et al., 2006; Neil et al., 2010; Sadori et al., 2011). Questo confronto è risultato anche utile per cercare di fornire una cronologia dei processi pedogenetici, cioè capire come e quando determinati caratteri e figure pedogenetiche si sono formate e succedute, in relazione ai fattori climatici o a fattori locali.

Di estremo interesse ed oggetto di ampia discussione sia nella comunità scientifica dei paleoclimatologi che degli archeologi è anche la valutazione della mutua interazione esistente tra il clima e le dinamiche culturali di antiche e moderne società. In questo dibattito, merita una particolare attenzione l'analisi del ruolo giocato dall'impatto dei cambiamenti climatici non soltanto sull'ambiente naturale, ma anche sulle civiltà e sui loro adattamenti, migrazioni o scomparse, nonché delle conseguenze indotte dalle attività dell'uomo sull'ambiente (Butzer et al., 2005; Madella e Fuller, 2006; Anderson et al., 2007; Turney e Brown, 2007; Warner et al., 2010). Nell'ambito di questa tematica, si è pertanto anche cercato di distinguere quali sono i *record* legati a fattori naturali da quelli eventualmente prodotti dagli insediamenti e dalle attività dell'uomo, in vari momenti di età tardo-preistorica e storica. Molto spesso tale distinzione risulta difficile in quanto l'interazione e sovrapposizione tra i suddetti fattori è spesso molto forte (ad es. Cremaschi e Di Lernia, 1999; Bernasconi et al., 2006; Frisia et al., 2006; Colacicchi e Bizzarri, 2008; Berger e Guilaine, 2009; Magri, 2011). Specifici siti di interesse in merito sono rappresentati da contesti archeologici dove possono coesistere entrambe le situazioni. In particolare, la presenza dei reperti archeologici è importante perché fornisce informazioni cronologiche nelle successioni pedosedimentarie in assenza di eventuali altri vincoli cronostratigrafici o di materiali databili radiometricamente. Per tale motivo si è scelto di studiare suoli in contesti archeologici. Inoltre, i siti scelti comprendono tutti almeno in parte *record* stratigrafici all'interno dell'Olocene, come indicato dalla presenza di manufatti e strutture di insediamento archeologici riferibili al Neolitico e a diversi periodi successivi protostorici e/o storici. Tuttavia la parziale sovrapposizione, tra i diversi siti in esame, di alcuni intervalli di tempo (in particolare il Neolitico) e la diversità di altri, risulta particolarmente utile rispettivamente per confrontare la risposta dei suoli nei diversi ambienti e completare la registrazione delle variazioni ambientali e dei processi pedogenetici associati nei diversi momenti dell'Olocene.

Sono state scelte, infatti, tre aree molto diverse tra loro, sia per la posizione geografica che topografica, sia per il diverso contesto geologico-geomorfologico che per il contesto ambientale (sito di grotta, montano e costiero). Tali siti rappresentano un transetto ideale lungo tutta la Calabria. Il sito di Grotta San Michele è posto in Calabria settentrionale sul massiccio del Pollino, impostato su rocce calcareo-dolomitiche, nei pressi dell'abitato di Saracena (CS) ed è caratterizzato da una frequentazione antropica ascrivibile ad un probabile e non ben determinato Paleolitico e poi dal Neolitico antico al recente fino all'Eneolitico ed al Bronzo medio. Il sito montano si trova in Calabria centrale, sull'altopiano della Sila, caratterizzato da rocce ignee e metamorfiche: in particolare, i siti archeologici indagati si trovano lungo le sponde del lago Cecita e presentano tracce di frequentazione antropica dal Neolitico finale/Eneolitico iniziale all'Epoca Greca fino all'Epoca Romana da Repubblicana ad Imperiale. Infine, il sito costiero è posto in Calabria meridionale, al margine occidentale del massiccio dell'Aspromonte, rappresentato da rocce metamorfiche: il sito archeologico, riferibile ad insediamenti dal Neolitico finale al Bronzo tardo antico, è posto su un terrazzo costiero nei pressi di Palmi (RC), in località "Piani della Corona".



*DEM della Calabria con ubicazione dei tre siti di studio:
Saracena (a); Cecita (b); Palmi (c).*

Per ciascun sito, sono stati selezionati alcuni profili di suolo o livelli pedosedimentari rappresentativi. In particolare, sia per i siti di Saracena che di Palmi, le successioni pedostratigrafiche scavate dagli archeologi sono state caratterizzate per intero in questa tesi. Tuttavia, per il primo sito è stata posta particolare attenzione soltanto su alcuni livelli più rappresentativi posti a diverse altezze stratigrafiche del riempimento di grotta, che non ha continuità del *record* archeostratigrafico e pertanto cronologico. Per il secondo sito, nonostante alcune evidenze di disturbo antropico della successione a causa di strutture o tracce di attività, essa risulta più completa e continua, sebbene non ci siano informazioni archeologiche e cronologiche dei livelli più profondi (completamente sterili) e non siano presenti fasi storiche di epoca classica (greca e romana). Presso il sito di Cecita, invece, non si apprezza una continuità stratigrafica dei livelli archeologici presenti, in particolare con un'assenza di informazioni tra le fasi tardo-preistoriche/protostoriche e le fasi storiche greca e romana.

Il confronto tra le aree di studio di Cecita e di Palmi è favorito sia dalla comunanza del regime pedoclimatico di tipo udico che caratterizza tali due siti che dalla presenza di *input* vulcanico nei rispettivi suoli. Inoltre, alcune delle peculiari caratteristiche proprie dei suoli vulcanici, (legate ad un diverso sviluppo delle proprietà *andiche*; Soil Survey Staff, 2010) e che non riguardano invece altre tipologie di suoli, ci permettono di utilizzare questi stessi come validi *proxy* (paleo)ambientali e/o climatici. Ciò consente di discriminare meglio alcuni cambiamenti ambientali in funzione della prevalenza o esclusività di uno di due diversi gruppi di prodotti di neoformazione derivanti dall'alterazione di vetro vulcanico, quali fillosilicati e minerali argillosi a basso ordine cristallino, che si possono formare in condizioni di umidità, temperatura e/o drenaggio significativamente differenti.

CAPITOLO 1

BREVE STATO DELL'ARTE SUL CLIMA DELL'OLOCENE

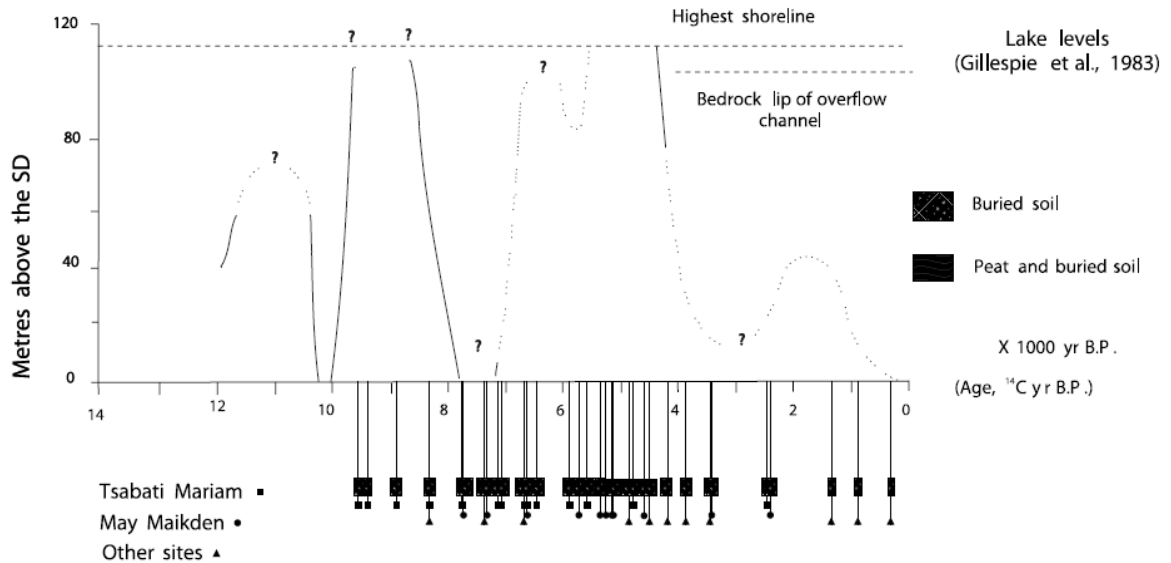


Fig. 1.2: Confronto tra sviluppo pedogenetico di suoli olocenici e livello dei laghi in Etiopia (da Dramis et al., 2003).

In particolare, negli ultimi anni è cresciuta la consapevolezza che l'Olocene abbia una sua peculiare storia climatica e soprattutto sia stato caratterizzato da variazioni anche importanti, che hanno fatto crescere l'interesse per lo studio di tale periodo. In passato si pensava, infatti, che il clima dell'Olocene si fosse mantenuto grossomodo costante dopo la fase di iniziale miglioramento associata alla deglaciazione. È ormai ben noto, invece, che, pur mantenendo delle condizioni di relativa stabilità, ad essa si alternano diverse e significative fasi di instabilità (ad es. Sadori e Narcisi, 2001; Hunt et al., 2004; Di Rita e Magri, 2009; Jalut et al., 2009; Geraga et al., 2010; Swindles et al., 2010). Confrontando i dati presenti in letteratura, tuttavia, si rileva come non esista sempre una perfetta coincidenza del *record* climatico olocenico tra diverse aree, e come l'uomo possa aver inciso sensibilmente sull'ambiente di cui faceva parte modificando e talvolta obliterando almeno in parte il segnale climatico (ad es. Brooks et al., 1997; Berger et al., 2009; Mercuri et al., 2011). Ciò in particolare, è diventato sempre più rilevante a causa dell'incremento dell'impatto antropico a scala sia locale che globale. Infatti, negli ultimi millenni le attività dell'uomo hanno più frequentemente e diffusamente stravolto gli ecosistemi naturali del pianeta, in seguito a deforestazione, urbanizzazione, sfruttamento delle risorse, pascolo, sistemazioni su versanti e corsi d'acqua, deviazioni del percorso di fiumi, ecc. In particolare, negli ultimi secoli la veloce industrializzazione ha portato ad una forte trasformazione del pianeta, con importanti conseguenze anche sulla composizione dell'atmosfera, che è cambiata, registrando

attualmente livelli di CO₂ che sono i più alti degli ultimi 800.000 anni. La temperatura è aumentata e così sta succedendo per il livello dei mari, nonostante l'energia solare che giunge sul nostro pianeta stia costantemente diminuendo (Jalut et al., 2009). Sulla scorta di ciò nel 2002 è stata avanzata l'idea, da parte dello scienziato Paul Crutzen, climatologo e Premio Nobel, di coniare una nuova epoca geologica chiamata "Antropocene", in cui l'uomo e le sue attività sono le principali fautrici delle modifiche climatiche mondiali. Secondo Crutzen (2002), l'inizio dell'Antropocene va posto nel 1784 con la nascita della rivoluzione industriale. Invece, altri autori (Ruddiman, 2007, Cronin, 2010) sono concordi nel ritenere che l'Antropocene sia da collocare all'inizio dell'Olocene, cioè quando l'uomo da semplice cacciatore e raccoglitore, è diventato agricoltore e allevatore.

Ad oggi il clima dell'Olocene è considerato di tipo interglaciale, perché presenta dei caratteri molto simili a quelli riconosciuti nei diversi intergraciali del Quaternario, sebbene non siamo ancora in grado di sapere se in futuro sarà seguito da un nuovo glaciale (ad es. Amato, 2005; Orombelli, 2007).

Durante tutto il corso dell'Olocene l'Europa centro-meridionale ed il bacino del Mediterraneo in particolare, sono stati caratterizzati da brevi crisi climatiche (fasi di aridità o *short events*), definite da Mayewski (2004) *Rapid Climatic Changes* (RCC) (fig. 1.3) e considerate come momenti di grandi cambiamenti morfodinamici del paesaggio e di grandi trasformazioni culturali. Inoltre, tali periodi corrispondono ai *Bond events* (fasi di rapido raffreddamento ai poli e riscaldamento alle medie e basse latitudini) riconosciuti da Bond (1997), che si collocano grossomodo a 11.1, 10.3, 9.5, 8.2, 5.9, 4.3, 2.8 e 1.4 ka cal BP, senza escludere la Piccola Età Glaciale o *Little Ice Age* (LIA) (fig. 1.4).

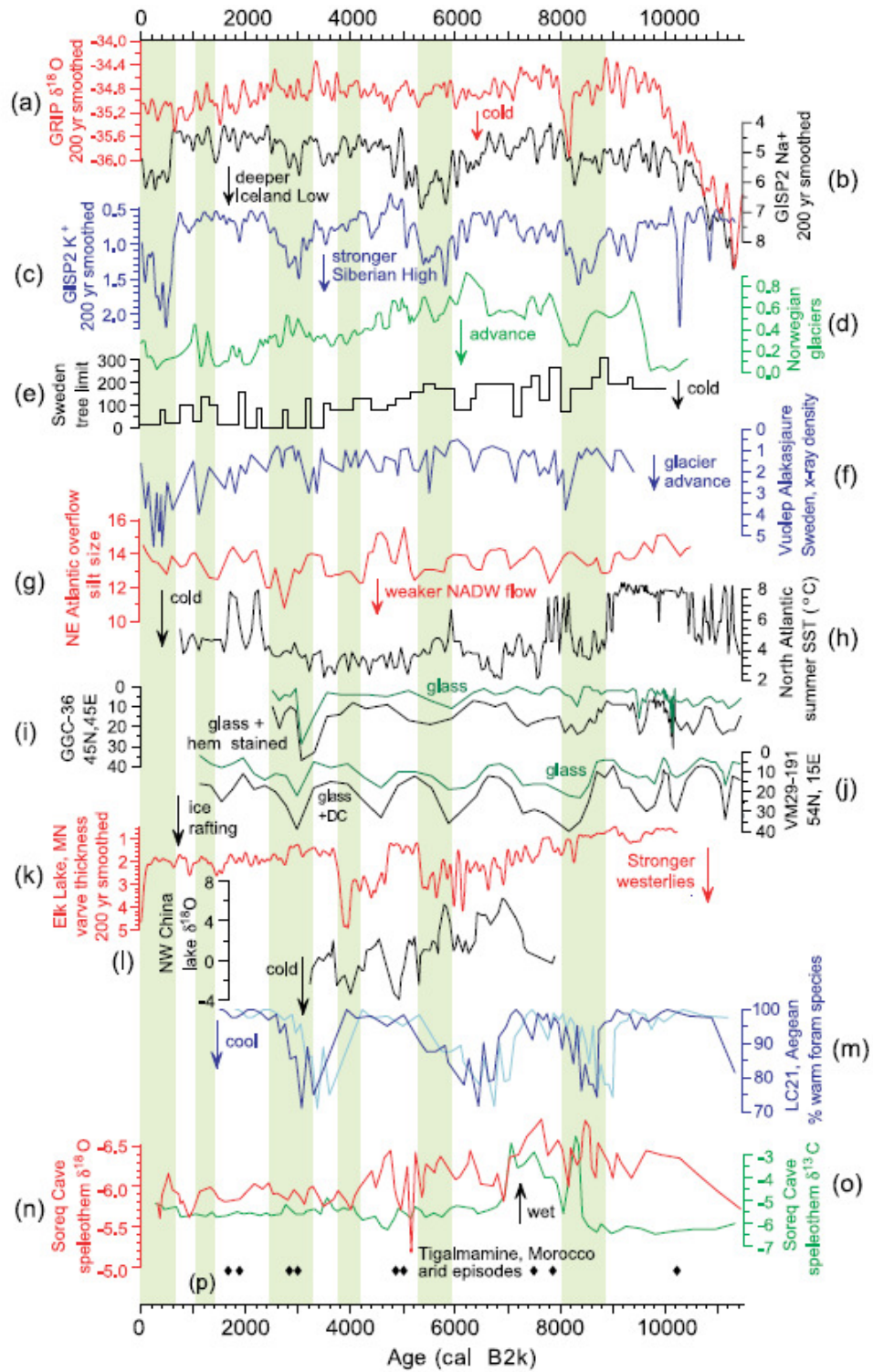


Fig. 1.3: Serie paleoclimatiche oloceniche riferite all'emisfero settentrionale e relativi proxy climatici (da Mayewski, 2004)

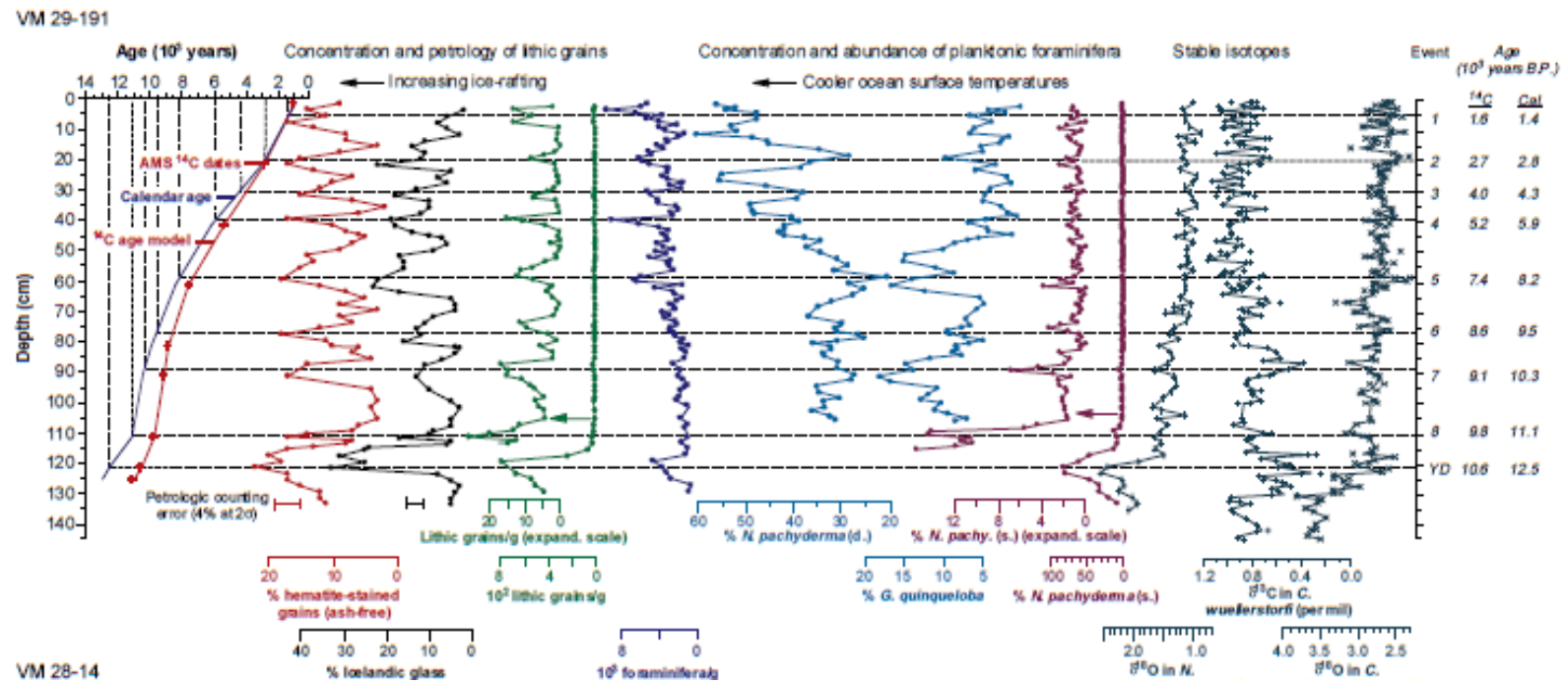


Fig. 1.4: “Bond events”: fasi di rapido raffreddamento ai poli e riscaldamento alle medie e basse latitudini (Bond et al., 1997)

In particolare, Jalut (2009) divide l'Olocene in tre periodi principali. La prima metà dell'Olocene (11500–7000 cal BP) si caratterizza per un netto incremento di umidità (Russo Ermolli e Di Pasquale, 2002; Giraudi, 2007; Peyron et al., 2011; Sadori et al., 2011), rispetto alla fase di accentuata aridità che aveva accompagnato l'Ultimo Glaciale, ed anche un forte aumento delle temperature che sembrano essere state più alte delle attuali (Orombelli e Ravazzi, 1996; Giraudi et al., 2011). Tuttavia, tale periodo sembra essere stato intervallato da diversi brevi periodi di aridità (sopra citati) a circa 8100-8200 e 7000-7200 anni BP (ad es. Hunt 2004; Frisia et al., 2006, Constantin et al., 2007; Zanchetta et al., 2007; Berger et al., 2009). In particolare, l'evento di 8.2 ka fa (Alley 2005; Berger et al., 2009), registrato in molte aree del pianeta, è riconosciuto come Periodo Arido Medio Olocenico (ad es. Alley et al., 1997; Jalut et al., 2000; Rohling et al., 2002) e segna una ripresa delle condizioni desertiche nel Sahara e un'abbassamento dei livelli dei laghi. Ancora, secondo Jalut (2009), la seconda parte dell'Olocene (7000–5500 anni cal BP) si caratterizza per una diminuzione dell'insolazione in seguito all'instaurarsi della circolazione atmosferica attuale nell'emisfero nord del Mediterraneo. Tuttavia, nell'intervallo compreso tra circa 9000 e 5000-4000 anni fa, diversi *proxy* a latitudini diverse hanno permesso di individuare un periodo di *optimum* climatico (Orombelli e Ravazzi, 1996; Onac et al., 2002; Sadori et al., 2011), anche se localmente la sua durata è stata più breve, con un inizio intorno a 7000 anni fa ed una durata di circa 2000 anni, come documentato ad esempio in Europa orientale (Onac et al., 2002) (Fig. 1.5).

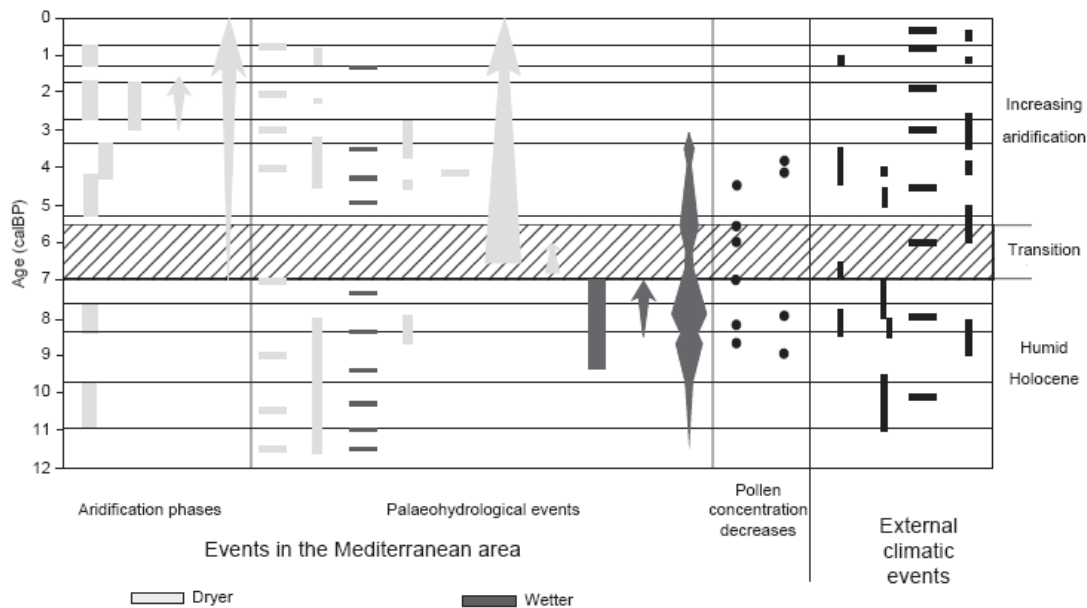


Fig. 1.5: Correlazione tra dati climatici, pollinici e idrologici olocenici nel bacino del Mediterraneo. (da Jalut et al., 2009).

Ciò evidenzia che la risposta dei vari *proxy* alle stesse variazioni climatiche può essere diversa in funzione della latitudine, del contesto topografico e fisiografico e di altri fattori locali, nonché della intrinseca capacità di risoluzione dei diversi *proxy*.

Per quanto riguarda le informazioni paleoclimatiche circa l'ultima parte dell'Olocene, esse sembrano molto contrastanti tra loro ed ampiamente dibattute nella comunità scientifica (ad es. Giraudi 2005; Jalut et al., 2008; Park et al., 2010; Di Rita e Magri, 2009; Zanchetta et al., 2010; Magri, 2011; Sadori et al., 2011). In particolare, alcuni dati mostrano a partire da 5500 anni fa una tendenza generale verso l'aridificazione, con diminuzione della piovosità medio-annua (Di Donato et al., 2008; Di Pasquale et al., 2008; Jalut et al., 2009; Cremaschi e Zerboni 2009; Cremaschi et al., 2010, 2011; Magri, 2011). Altri risultati appaiono invece in disaccordo con tale ipotesi, evidenziando invece un incremento di umidità (ad es. Constantin et al., 2007; Sadori et al., 2011). Molti autori, tuttavia, riconoscono in questo periodo diverse fasi di aridità che si sono susseguite con una periodicità di circa un millennio l'una dall'altra (ad es. Sadori e Narcisi, 2001; Allen et al., 2002; Hunt et al., 2004; Mayewski et al., 2004; Di Rita e Magri, 2009; Jalut et al., 2009; Swindles et al., 2010). In particolare, tali fasi si collocano grossomodo intorno a 5500, 4000, 3000, 2000 anni fa, come evidenziato ad esempio dalla distribuzione temporale dei paleosuoli e dalle variazioni del livello di alcuni laghi in Etiopia, nel Mediterraneo centrale ed in particolare in Italia (Dramis et al., 2003; Amato, 2005, 2009; Giraudi, 2007, 2011; Peyron et al., 2011; Sadori et al., 2011) (fig. 1.2), e sono associate ad una diminuzione delle temperature registrata in molte aree dell'emisfero settentrionale (Perry e Hsu, 2000; Onac et al., 2002). Alcuni autori (ad es. Petit-Maire, 1993; Ortolani e Pagliuca, 1994) ritengono inoltre che gli ultimi 2500 anni siano stati caratterizzati da variazioni climatiche caldo-aride e freddo-umide con un periodo di ritorno di circa 500 anni. Tale alternanza sarebbe causata dallo spostamento ciclico delle fasce climatiche subsahariane desertiche verso nord e verso sud (Amato 2005). Tuttavia, l'Epoca Romana è caratterizzata da un lieve miglioramento climatico nella parte iniziale (Epoca Romana Imperiale) e da un successivo periodo di piovosità elevata e temperature più basse coincidente con l'Alto Medioevo (ad es. Cremaschi, 1992; Ortolani e Pagliuca, 1994; Amato 2005).

CAPITOLO 2

METODOLOGIE DI STUDIO

METODOLOGIE DI STUDIO

2.1.INTRODUZIONE

Lo studio geopedologico condotto nelle aree in esame è consistito in un rilevamento di campagna, a cui hanno fatto seguito specifiche analisi di laboratorio su campioni prelevati sul terreno. Tali analisi sono state eseguite in parte presso i laboratori di chimica, di pedologia, di microscopia elettronica, di mineralogia e petrografia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria e in parte presso altre università o enti con cui sono state attivate diverse collaborazioni. In particolare, sono state eseguite presso l'Università della Calabria tutte le analisi pedologiche (analisi chimico-fisiche, analisi mineralogiche e micromorfologiche) al fine di caratterizzare il contesto ambientale di formazione dei suoli esaminati, ricostruire i principali processi pedogenetici e la loro eventuale interazione con i processi morfodinamici e con quelli eventualmente indotti dalle attività dell'uomo sul territorio. Presso il Laboratorio di Storia della Vegetazione ed Anatomia del Legno del Dipartimento di Arboricoltura, Botanica e Patologia Vegetale dell'Università di Napoli "Federico II" sono state eseguite le analisi pedomorfologiche. Sono state inoltre condotte le analisi sugli isotopi del carbonio, presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa. Infine, le datazioni radiometriche sono state svolte dal Laboratorio CIRCE del Centro INNOVA, Centro Regionale (della Regione Campania) di Competenza per lo Sviluppo ed il Trasferimento dell'Innovazione Applicata ai Beni Culturali e Ambientali, in collaborazione con il Dipartimento di Scienze Ambientali della Seconda Università di Napoli. Vengono di seguito riportate in dettaglio le diverse metodologie applicate.

2.2.RILEVAMENTO DI CAMPAGNA

Il rilevamento geopedologico di campagna ha rappresentato la fase iniziale d'indagine sul terreno ed è stato associato a osservazioni a carattere geologico e geomorfologico. Queste osservazioni preliminari sono state finalizzate, in particolare, alla scelta di profili di suolo rappresentativi dell'ambiente naturale del sito e di alcune situazioni relative a problematiche più direttamente legate all'insediamento antropico, significative nel contesto archeologico.

In particolare è stata condotta la descrizione morfologica di dettaglio dei profili pedologici scelti come rappresentativi in ciascun sito archeologico, attraverso l'identificazione dei vari orizzonti pedologici, la descrizione di forma ed andamento dei limiti, natura e abbondanza relativa di scheletro (frazione >2 mm), colore (determinato sia allo stato secco che umido)

tramite tavole di Munsell (1994), forma e dimensione della struttura di aggregazione, tessitura, presenza di eventuali figure pedogenetiche specifiche (ad es. pellicole, screziature, concentrazioni soffici, concrezioni, ecc.). Il campionamento per specifiche analisi di laboratorio è stato effettuato secondo due diverse modalità: prelevamento di campioni sciolti dagli orizzonti di suolo o da altri livelli rappresentativi per analisi chimiche, fisiche e mineralogiche; prelevamento di campioni indisturbati con scatole di Kubiena in alluminio (5cm x 10cm x 3,5cm), indicate soprattutto per i suoli friabili o completamente incoerenti, da alcuni orizzonti rappresentativi o al passaggio tra diversi orizzonti, per la preparazione di sezioni sottili necessarie all'analisi micromorfologica. Durante il campionamento indisturbato la scatola di Kubiena è stata inserita nell'orizzonte prescelto, esercitando una pressione debole ma pressoché continua e costante, rimuovendo progressivamente il materiale circostante con una cazzuola fino al suo completo riempimento; è stata poi asportata, chiusa col coperchio, sigillata e siglata con l'indicazione dell'orizzonte di riferimento del profilo pedologico.

2.3.METODOLOGIE DI LABORATORIO

2.3.1.Analisi pedologiche

Le analisi chimico-fisiche di *routine* sono state eseguite, secondo i metodi indicati dal MiPAF (2000), su tutti i campioni prelevati dalle tre aree di studio. Le diverse fasi analitiche sono consistite in: essiccamento dei campioni all'aria aperta; separazione della frazione <2mm (“terra fine”) tramite setacciatura a secco; analisi della tessitura apparente per via densimetrica in cilindri graduati, con dispersione del campione tramite esametafosfato di sodio e determinazione delle classi granulometriche di sabbia, limo e argilla; determinazione della sostanza organica tramite ossidazione con dicromato di potassio ($K_2Cr_2O_7$) e difenilammina solforica e successiva titolazione; determinazione del pH (H_2O) misurata in una sospensione acquosa con rapporto suolo : acqua = 1 : 2,5 e del pH misurata in una sospensione di NaF (Fieldes e Perrott, 1966) con pHmetro da laboratorio (modello *Crison Basic 20*); determinazione della conducibilità elettrica in una sospensione acquosa con rapporto suolo : acqua = 1 : 5 tramite conducimetro da laboratorio (modello *Crison Basic 30*); determinazione della capacità di scambio cationico (CSC) con bario cloruro e trietanolammina e successiva titolazione. Determinazione delle basi di scambio (Ca, Ma, Na, K).

Sui campioni di Saracena è stata determinata la composizione chimica degli elementi totali maggiori tramite spettroscopia in fluorescenza ai raggi X (XRF), con uno spettrometro della

Bruker su pasticche di polveri. Alcuni di questi elementi sono stati utilizzati per elaborare un indice di alterazione proposto da Colman (1982) ed efficacemente applicato ai suoli (ad es. Wagner et al., 2007), calcolato come segue: $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$. Tale indice prende in considerazione la relativa stabilità del silicio all'aumentare dell'alterazione, rispetto all'alluminio, al ferro e al titanio, che invece aumentano, facendo ovviamente diminuire il valore dell'indice.

Inoltre sui campioni di Palmi e Cecita sono state effettuate le estrazioni selettive in ammonio ossalato e pirofosfato di sodio (Schwertmann, 1964; MiPAF, 2000) per la determinazione del contenuto di ferro, alluminio e silicio, legati alle componenti amorfe e/o a basso ordine cristallino (Feo, Alo e Sio) e di alluminio legato alla sostanza organica (Alp) nella frazione “terra fine”, attraverso spettrometria ICP-MS. Sui campioni di Saracena sono state eseguite le estrazioni selettive in ditionito citrato bicarbonato per la determinazione del contenuto di ferro legato agli ossidi/idrossidi cristallini e non (Fed) ed in ammonio ossalato (Feo). Sulla base di tali estrazioni selettive, per i campioni di Palmi e Cecita è stato calcolato l'indice $\text{Alo}\% + 0,5 \text{Feo}\%$ proposto dall'*International Committee on the Classification of Andisols* (ICOMAND, 1988) per la stima della proprietà andiche (IUSS Working Group WRB, 2007; Soil Survey Staff, 2010) e sono stati determinati l'indice $(\text{Alo}-\text{Alp})/\text{Sio}$ e Alp/Alo (Parfitt and Wilson, 1985) relativi alla reale quantità di componenti amorfe legate agli SROM. Sugli stessi campioni è stato calcolato il contenuto in allofane, calcolato come di seguito: $100/y * \text{Sio}\%$ dove $y = -5,1 * (\text{Alo}-\text{Alp})/\text{Sio} + 23,4$ (Mizota e van Reeuwijk, 1989) e il contenuto della ferridrite così calcolato: $\text{Feo}\% * 1,7$ (Childs et al. 1990).

Per il sito di Saracena è stato calcolato l'indice AIR (*active iron ratio* o rapporto del ferro libero) dato da Feo/Fed per la valutazione del grado di alterazione pedogenetica; ed è stato inoltre determinato l'indice di alterazione $(\text{Fed} - \text{Feo})/\text{Fet}$ che tiene conto delle diverse forme di ferro di origine pedogenetica, rapportate al contenuto di ferro totale.

Non è stato possibile applicare tali indici ai suoli di Palmi e Cecita, in quanto è ben noto che in suoli con sviluppo di proprietà andiche in varia misura a causa della loro evoluzione, almeno *pro parte*, su ceneri vulcaniche, come nel caso di questi ultimi, l'estrazione in ditionito risulta poco attendibile e di conseguenza anche gli indici da esso derivati, tra cui l'indice $(\text{Fed} - \text{Feo})/\text{Fet}$, che potrebbe assumere anche valori negativi.

Sono stati identificati, talvolta nella frazione “terra fine”, talaltra nella frazione argillosa ($< 2 \mu\text{m}$) (separata per decantazione e successiva centrifugazione) i principali minerali argillosi di neoformazione (Wilson, 1999) attraverso: (1) spettrometria all'infrarosso in trasformata di

Fourier (FT-IR) sulla frazione argillosa con uno spettrometro IR Nicolet 380 equipaggiato di un accessorio Smart Orbit operante in modalità ATR (*attenuated total reflectance*), con intervallo di misura degli spettri di assorbanza nella regione del medio infrarosso (400 e 4000 cm^{-1}); (2) diffrazione ai raggi X (XRD) su campioni orientati asciugati all'aria (Hughes et al., 1994) e sottoposti a successivi trattamenti, quali solvatazione con glicole etilenico e riscaldamento a 105, 335 e 550 °C (Whitting e Allardice, 1986; Wilson, 1987). Su alcuni campioni, l'analisi diffrattometrica ai raggi X è stata inoltre condotta sulle polveri (campioni non orientati o *random*) (Hughes et al., 1994) ottenute con pestellatura tramite mortaio di agata dalla frazione "terra fine", al fine di riconoscere anche i principali minerali primari, presenti generalmente in concentrazioni più elevate nella frazione più grossolana. La scansione al diffrattometro è stata effettuata sul campione "tal quale", e successivamente al trattamento con glicole etilenico ed al riscaldamento a 105 e 550 °C (Whitting e Allardice, 1986; Wilson, 1987). Il diffrattometro utilizzato è uno strumento Philips 17/30, con radiazione Cu-K α generata a 40 kW e 20 mA. I diffrattogrammi sono stati interpretati secondo le metodologie di Brindley e Brown (1980) e Moore e Reynolds (1997).

Su alcuni orizzonti di suolo rappresentativi dei siti di indagine è stata condotta l'analisi micromorfologica. Essa è stata eseguita al microscopio ottico polarizzatore su sezioni sottili, ottenute da campioni indisturbati di suolo prelevati, come sopra citato, con scatole di Kubiena. Le sezioni sottili sono state realizzate dal laboratorio "Servizi per la geologia" di Piombino (LI) con una particolare procedura (cfr. FitzPatrick, 1984; Di Matteo et al., 2002). La prima fase di lavorazione dei campioni è consistita nell'essiccazione in stufa a 40° per eliminare l'acqua contenuta al loro interno. Successivamente i campioni sono stati immersi in bagno di acetone per eliminare l'aria contenuta all'interno dei pori e di convogliare la resina nei pori nella successiva fase di impregnazione. Infatti, i campioni sono stati poi impregnati con una resina poliestere di tipo *crystic* o epossidica tramite una miscela acetone-resina, che è stata iniettata con un progressivo incremento della percentuale di resina fino ad una sua completa sostituzione dell'acetone. Dopo la consolidazione a temperatura ambiente, i campioni sono stati incollati sul vetrino, tagliati, assottigliati e lucidati fino a realizzare le sezioni sottili di formato 5cm x 9,5cm x 30 μm . La descrizione delle sezioni sottili è stata eseguita al microscopio ottico secondo le linee guida e la terminologia proposta da FitzPatrick (1984).

In particolare, sulle sezioni sottili di Palmi (già utilizzate per l'analisi micromorfologica al microscopio ottico polarizzatore) è stata condotta l'analisi al SEM-EDS (microscopia

elettronica a scansione con microanalisi in spettroscopia ad energia dispersiva) per l'individuazione di componenti vulcaniche (in particolare vetro) e determinazione della loro composizione chimica (elementi maggiori). A tal fine è stato utilizzato un microscopio elettronico a scansione Stereoscan 360 (Cambridge Instruments), equipaggiato con un *detector* Si/Li-SUTW (EDAX, Philips Electronics). Sulla base dei dati composizionali sono stati inoltre elaborati diversi diagrammi, per caratterizzare più in dettaglio la composizione dei vetri e ricostruirne la provenienza, come il diagramma TAS, il diagramma di Peccerillo e Taylor (1976) e $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Paterne et al., 1988).

2.3.2. Analisi pedo-antracologiche

Su frammenti di carbone, estratti da alcuni orizzonti di suolo nei siti di Palmi e Cecita, sono state condotte le analisi pedoantracologiche. L'analisi sui carboni è stata eseguita seguendo le metodologie proposte da Carcaillet e Thinon (1996). I campioni di suolo sono stati dapprima prelevati dai singoli orizzonti pedologici, poi setacciati in acqua attraverso una colonna di setacci con dimensioni delle maglie da 2 a 0,4 mm. Dopo l'essiccamento, tutti i frammenti di carbone sono stati selezionati utilizzando un microscopio di dissezione e poi identificati da un punto di vista botanico. Le determinazioni tassonomiche sono state eseguite attraverso un microscopio a luce incidente a ingrandimenti di 100x, 200x, 500x e 1000x, attraverso la comparazione delle caratteristiche dei carboni con la letteratura scientifica specialistica, con atlanti di anatomia del legno (Greguss, 1955, 1959; Schweingruber, 1990) e con la collezione del Laboratorio di Storia della Vegetazione ed Anatomia del Legno (Università di Napoli Federico II, Portici - NA) (Di Pasquale et al., 2008).

2.3.3. Analisi sugli isotopi del carbonio

È stata inoltre determinata la composizione isotopica del carbonio stabile ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) presente nella materia organica di alcuni orizzonti di suolo, selezionati dal sito di Palmi. Generalmente la composizione isotopica è espressa in δ (‰), secondo l'espressione: $\delta^{13}\text{C} = [(\text{R}_{\text{sample}}/\text{R}_{\text{std}}) - 1] * 1000$, dove R_{sample} e R_{std} sono i rapporti ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) rispettivamente del campione e dello standard PDB (PeeDee belemnite) (Pissinatto et al., 1999).

Per questa misura sono stati prelevati campioni sciolti e successivamente setacciati a secco utilizzando la frazione inferiore a 2 mm. Per eliminare possibili contaminazioni di carbonato sono stati trattati con HCl 0,1 N, successivamente lavati con acqua distillata fino a pH neutro, filtrati ed asciugati. I campioni, successivamente sono stati pesati su una bilancia di precisione

prima di essere immessi in un analizzatore elementare (*Thermo Finnigan, Elemental Analyzer EA-1108*) e la CO₂ prodotta dalla combustione è stata analizzata con uno spettrometro di massa (*Thermo Finnigan-Delta Plus XP*) interfacciato mediante un regolatore dei flussi dei gas prodotti e separati nell'EA (*CONFLOW-III, Thermo Finnigan*).

Oltre ai campioni sono stati analizzati campioni di standard di riferimento a composizione nota di grafite e zucchero di canna (ANU-sucrose standard).

2.3.4. Datazioni radiometriche

Su due frammenti di carbone rinvenuti in due diversi orizzonti di suolo di un profilo pedologico del sito di Palmi (FDG Bt1 e FDG 3Ab) sono state eseguite la datazioni radiometriche ¹⁴C.

Per datare questi campioni è stato usato il protocollo del laboratorio CIRCE del Centro INNOVA. In particolare, sono eseguite misure ultrasensibili del rapporto ¹⁴C/¹²C usando il sistema di spettrometria di massa con acceleratore AMS CIRCE (Terrasi et al., 2007) Le età radiocarboniche convenzionali sono state calcolate attraverso successiva normalizzazione con *standard* internazionali (OXII fornito dal NIST e IAEA C3 fornito da IAEA, Vienna). La sottrazione del fondo è stata eseguita usando campioni di bianco ottenuti applicando alla grafite (AESAR) la stessa procedura analitica utilizzata per i campione *standard* e quelli sconosciuti (Passariello et al., 2007; Scarciglia et al., 2008a). Infine, le età convenzionali sono state convertite in intervalli calendario usando il programma di calibrazione CALIB 6.0.

CAPITOLO 3

PALMI

PALMI

3.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il sito archeologico in esame è situato in Calabria sud-occidentale (versante tirrenico), in località Piani della Corona (Bagnara Calabria), posta a sud-ovest rispetto alla città di Palmi (RC) (fig. 3.1).

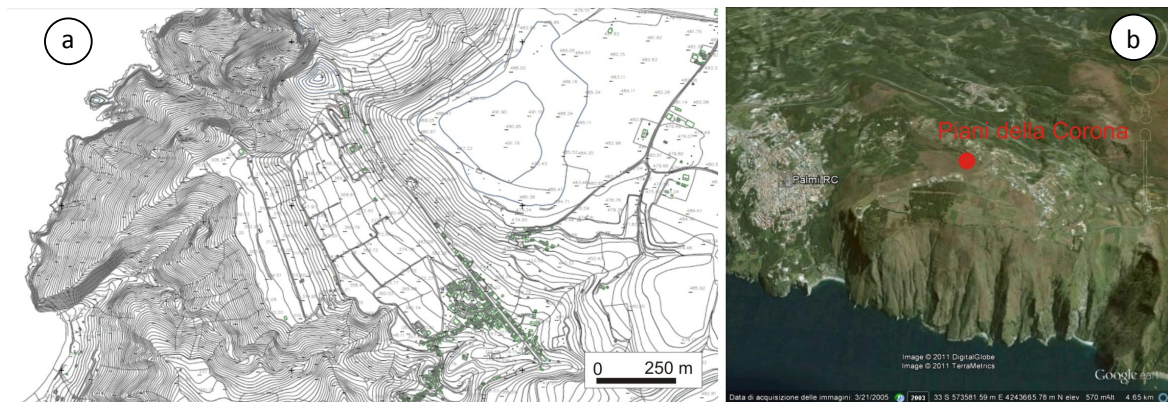


Fig.: 3.1: Ubicazione del sito archeologico “Piani della Corona” di Palmi (RC): carta topografica in scala 1:5000 (a), da Google Earth (b).

L'area in esame è ubicata su un'ampia superficie terrazzata modellata su conglomerati e sabbie bruno rossastri, piuttosto incoerenti e facilmente disgregabili, attribuiti sulla carta geologica della Calabria in scala 1:25000 (Foglio 254 I NE “S. Eufemia d’Aspromonte”) ad un generico Pleistocene. La successione stratigrafica pleistocenica giace in discordanza angolare su rocce paleozoiche prevalentemente plutoniche (granitoidi) e metamorfiche di alto e medio grado (gneiss e scisti biotitici) relative al massiccio Serre-Aspromonte e localmente su successioni sedimentarie del Miocene inferiore e del Pliocene (Monaco et al., 1996; Bonardi et al., 2003; Cirrincione et al., 2008; Ortolano et al., 2005). Queste ultime sono costituite principalmente di sabbie ed arenarie bruno-chiare, depositi vulcanoclastici, limi ed argille limose e marnose grigio-brune o biancastre con locali intercalazioni sabbiose. La loro messa in posto è direttamente correlata alla storia evolutiva del massiccio dell’Aspromonte, che secondo alcuni autori (ad es. Pezzino et al. 1990; Bonardi et al. 2003; Ortolano et al., 2005; Cirrincione et al., 2008) è il risultato dell'accavallamento di tre falde di ricoprimento del basamento cristallino, sul quale, in discordanza angolare, sono sovrapposti sedimenti generalmente clastici, di età compresa tra il Miocene inferiore ed il Pleistocene. In dettaglio,

la successione stratigrafica risulta costituita (partendo dal basso) da: il basamento cristallino-metamorfico (Paleozoico); la sequenza miocenica con la Formazione di Stilo-Capo D'Orlando del Miocene inf., con i sedimenti del Miocene medio-sup. (Serravalliano-Tortoniano) e con i depositi del Miocene sup. (Messiniano); la Formazione dei Trubi (Pliocene inf.); la Formazione di Monte Nerbone (Pliocene medio-Pleistocene inf.); argille e sabbie del Pleistocene inf.-medio; sabbie e ghiaie del Pleistocene medio-sup. Al di sopra di tali sedimenti clastici poggiano tettonicamente le "Argille Varicolori" (fig. 3.2).

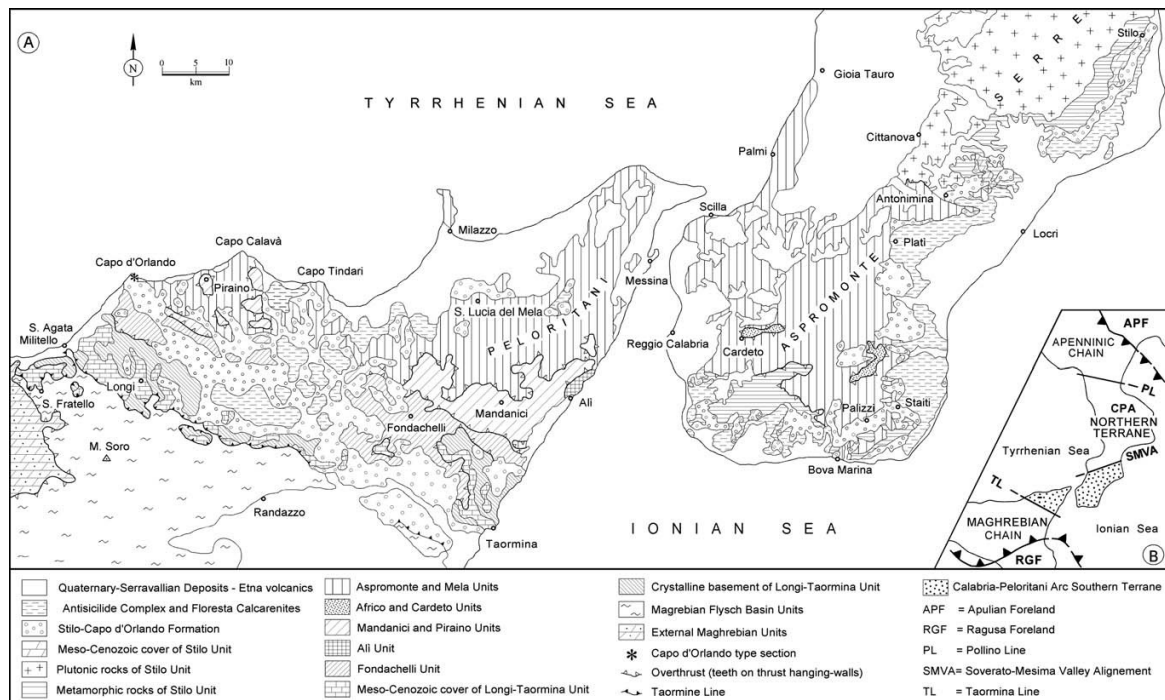


Fig. 3.2: Schema geologico dell'Arco Calabro meridionale e della Sicilia settentrionale (da Bonardi et al. 2003)

Per quanto riguarda il basamento paleozoico, esso risulta caratterizzato dalla presenza di più unità cristalline sovrapposte tettonicamente, caratterizzate da differenti associazioni litologiche e da un'evoluzione tettonometamorfica che si sviluppa sotto condizioni ed in ambienti diversi (Cirrincione et al., 2008; Ortolano et al., 2010). In particolare, l'unità geometricamente superiore, l'Unità di Stilo (Ortolano et al., 2010), è caratterizzata da un basamento cristallino a grado metamorfico variabile fino a medio-alto. Al di sotto di questa unità, in contatto tettonico, si rinviene l'Unità Aspromonte-Peloritani costituita da metamorfiti di medio-alto grado, che sono tettonicamente sovrapposte a metamorfiti di più basso grado relative all'Unità di Madonna di Polsi (Ortolano et al., 2010).

La Formazione di Stilo-Capo D'Orlando è una sequenza torbidity, costituita da corpi conglomeratici (che presentano una struttura massiva o di *debris flow* relativi ai paleo-*canyons* marini), da sedimenti di scarpata pelitici e torbidity sabbiose associate con spessi letti di arenaria e interpretati come depositi di flussi torbidity rispettivamente fluidi e ad alta densità (Bonardi et al., 2003). La maggior parte degli affioramenti dell'Unità serravalliano-tortoniana è costituita da arenarie e peliti (Cavazza et al., 1997). La base è fortemente erosiva, la si ritrova sovrapposta direttamente al basamento cristallino. La loro messa in posto può essere interpretata come il risultato di deposizione da correnti di densità in un ambiente di bacino marino prossimale (soprattutto scarpata e base di scarpata), in risposta a complesse interazioni tra tettonica, flessione isostatica ed eustatica (Cavazza et al., 1997; Bonardi et al., 2003).

La successione miocenica messiniana è costituita da un'unità basale locale composta da una pelite pre-evaporitica marino-transizionale e da calcare; da conglomerati a grana grossa prodotti da conoidi alluvionali che ricoprono l'unità basale e tutte le altre unità più vecchie; da sabbia e pelite che sovrasta i conglomerati suddetti (Cavazza e DeCelles, 1998).

Lungo tutta la Calabria e le regioni circostanti, la sequenza messiniana superiore è sovrastata da ritmiti calcareo-marnose ricche in coccoliti, appartenenti alla Formazione dei Trubi, che ricoprono in *onlap* sia i depositi messiniani che le altre unità litostratigrafiche più antiche e che definiscono un cambio improvviso nella sedimentazione, che da silicoclastica-extrabacinale passa a carbonatica-intrabacinale (Cavazza e DeCelles, 1998).

La Formazione dei Trubi è sormontata in paraconformità o in disconformità da una successione composta da sabbie debolmente cementate e peliti depositate in un ambiente di piattaforma (mare poco profondo); l'età di questa unità è tardo Pliocene-Pleistocene (Cavazza et al., 1997). Si tratta di arenarie grossolane a composizione mista silico-carbonatoclastica; la componente carbonatica aumenta verso l'alto ed è costituita per lo più da detrito bioclastico (Cavazza e DeCelles, 1998).

Con contatto eteropico, si passa alle argille e sabbie pleistoceniche; in particolare dal basso verso l'alto, si ritrovano argille, argille sabbiose e sabbie.

Per quanto riguarda l'evoluzione dell'area di studio nel corso del tardo Quaternario è stata controllata dall'attività tettonica di tipo estensionale associata alla *rift-zone* siculo-calabra (Tortorici et al., 1995; Monaco e Tortorici, 2000; Jacques et al., 2001; D'Agostino e Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004; Antonioli et al., 2006; Pondrelli et al., 2006; Ferranti et al., 2007; Catalano et al., 2008; Mattia et al., 2009).

La costruzione del bacino si è verificata a partire dal Pleistocene medio (Antonioli et al., 2006; Ferranti et al., 2007), ed è dovuta al sollevamento isostatico dell'Arco Calabro in seguito al distacco dello *slub* ionico in subduzione (Goes et al., 2004; Stanley, 2006; Catalano et al., 2008) (fig. 3.3); tale distacco ha generato una serie di strutture a carattere estensionale che nell'area trova la sua espressione morfologica appunto nella faglia di Cittanova attiva dal Pleistocene medio e considerata tale ancora oggi (Tortorici et al., 1995; Galli e Bosi 2002). Tale struttura tettonica borda ad oriente il Bacino di Gioia Tauro e ribassa verso il Tirreno i corpi deposizionali di riempimento, portando alla formazione di diversi ripiani (Miyachi et al., 1994; Tortorici et al., 2003; Catalano et al., 2008; Bianca et al., 2011) (fig. 3.4).

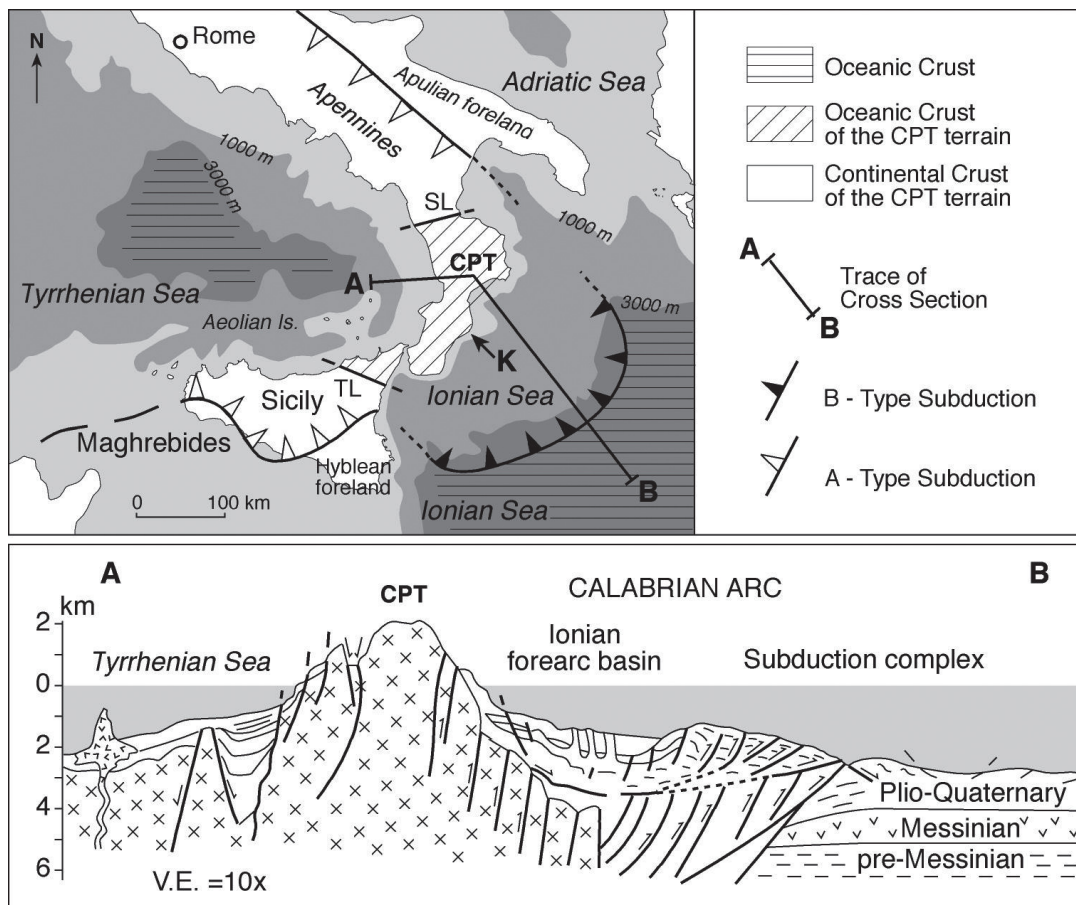


Fig. 3.3: Mappa dello schema tettonico semplificato dei terreni calabro-peloritani (da Stanley 2006)

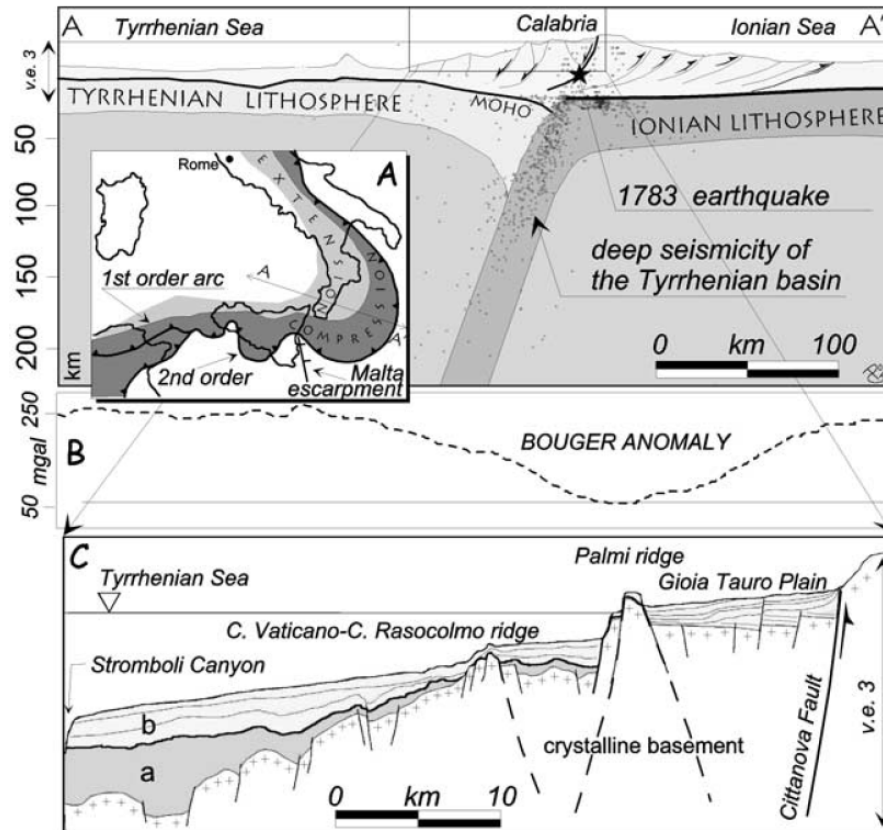


Fig. 3.4: Sezione schematica e profilo gravimetrico dell'Arco Calabro Peoritano con orientazione NO-SE (A,B); sezione geologica schematica con orientazione NO-SE del margine tirrenico in corrispondenza dell'area di Palmi (C) (da Galli e Bosi, 2002).

3.2. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO, PEDOLOGICO, CLIMATICO E PEDOCLIMATICO

L'area di studio presenta una morfologia caratterizzata da una successione di terrazzi a gradinata, che sono situati a quote inferiori di 700 m. La loro genesi si può considerare direttamente connessa al sollevamento legato alla tettonica distensiva quaternaria (sistema di faglie dirette con orientamento dominante NE-SO, intersecato da lineamenti NO-SE, E-O e N-S, che è responsabile della subsidenza della Piana di Gioia Tauro durante tutto il Pleistocene, con scomposizione in più ripiani dell'originaria, più antica superficie terrazzata di età medio pleistocenica (ad es. Galli e Bosi, 2002; Tortorici et al., 2003; Antonioli et al., 2006; Catalano et al., 2008; Bianca et al., 2011).

In particolare, l'ampia superficie terrazzata, su cui è ubicato il sito archeologico, è posta a quote comprese tra 480 m e 500 m s.l.m. Molti autori interpretano tale terrazzo come legato a

processi genetici di ambiente marino, attribuendolo al Pleistocene inferiore (Miyachi et al. 1994; Tortorici et al., 2003; Catalano et al., 2008; Bianca et al. 2011). Il sito archeologico dell'area di studio si colloca esattamente vicino all'orlo esterno di tale terrazzo, la cui superficie risulta caratterizzata da un debole gradiente topografico con un dislivello di circa 6 m rispetto al margine interno. Il terrazzo è delimitato da scarpate con forte acclività che raggiungono il livello del mare ad ovest o il vicino fondovalle del corso d'acqua che lo disseca (torrente Duverso), con dislivelli di circa un centinaio di metri, verso SO (fig. 3.5).

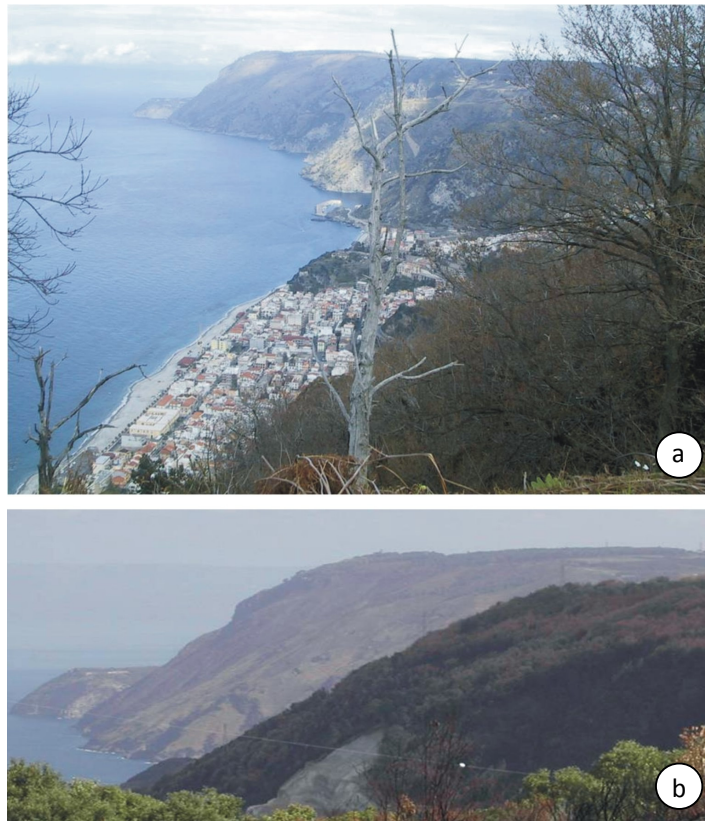


Fig. 3.5: Terrazzo costiero su cui è ubicato il sito archeologico “Piani della Corona”: particolare del terrazzo (b).

Il debole gradiente topografico di questa superficie terrazzata fa sì che i suoli sviluppatasi su di essa siano generalmente abbastanza preservati. Questi ultimi, al livello tassonomico più elevato della *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), rientrano nei gruppi degli Andosuoli e degli Alfisuoli (ARSSA, 2003). I primi si presentano, di solito, a profilo Ap-Bw-Ab, molto profondi, con scheletro assente, a tessitura media, subacidi, con riserva idrica molto elevata e drenaggio buono. In generale gli Andosuoli sono suoli vulcanici a sviluppo pedogenetico relativamente giovane che si evolvono principalmente su vetro vulcanico (Buol et al., 1989;

Terribile et al., 1999, 2007; Cinque et al., 2000; IUSS Working Group WRB, 2007; Soil Survey Staff, 2010). Gli Alfisuoli si presentano invece a profilo Ap-Bt1-Bt2-BC, profondi, con scheletro scarso, a tessitura media, subacidi, con riserva idrica elevata e drenaggio buono. Sono in genere caratterizzati da un drenaggio buono e una buona capacità di ritenzione idrica. Il clima dell'area è di tipo mediterraneo montano (Csb) secondo la classificazione di Köppen (1936): il clima è caldo umido temperato con stagione secca estiva e con temperatura massima media $< 22^{\circ}\text{C}$. Le condizioni climatiche attuali, che caratterizzano il territorio in esame, sono state desunte dall'analisi di dati termo-pluviometrici già disponibili in letteratura. In particolare, i dati pluviometrici sono relativi alla stazione di Sant'Elia posta a quota 650 m, molto prossima al sito d'indagine, ma a quote di poco superiori. Il valore delle precipitazioni medie annue è di 1228 mm: il mese più secco è luglio (con 21 mm medi mensili), quello più piovoso è gennaio (con un massimo di 206 mm) (Caloiero et al., 1990). Per quanto riguarda i dati di temperatura sono stati utilizzati quelli relativi alle stazioni più vicine e confrontabili sia per contesto topografico che climatico con il sito in esame: la stazione di Mileto (VV) posta a quota 368 m (ARSSA, 2003), e la stazione di Vibo Valentia posta a quota 530 m (Caloiero et al., 1990). Dal punto di vista termico, l'analisi dei dati evidenzia che la temperatura media annua è compresa tra 14 e 16°C ; che il mese più caldo è luglio e quello più freddo è gennaio; che la temperatura media del mese più freddo è compresa tra 5 e 8°C e quella del mese più caldo tra 20 e 22°C . Il pedoclima attuale è caratterizzato da un regime di umidità di tipo udico e da un regime di temperatura mesico (ARSSA, 2003).

3.3.RISULTATI DEL SITO DI PALMI

3.3.1.Descrizione del sito (stratigrafia, archeologia, cronologia)

I recenti scavi archeologici condotti in località Piani della Corona, si sono concentrati in due distinte zone dello scavo, indicate come Area S ed Area M (fig. 3.6).

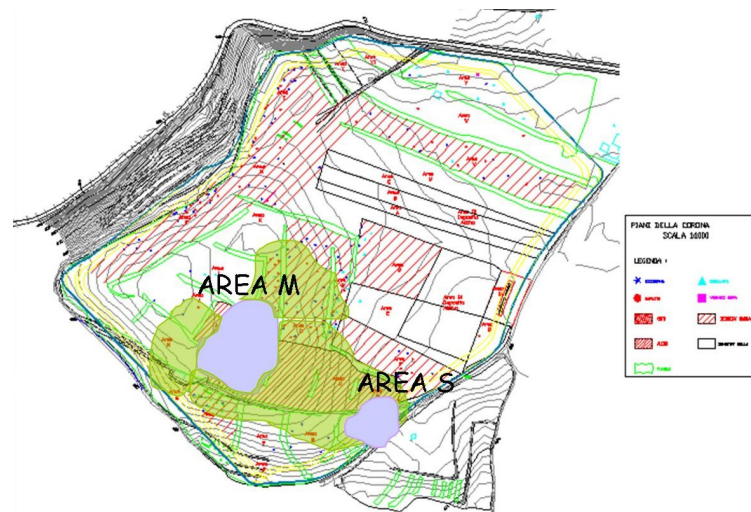


Fig. 3.6: Ubicazione delle due distinte zone archeologiche

Sono state individuate frequentazioni risalenti al Neolitico recente, databili a partire dalla seconda metà del V millennio a.C. (circa 6500 fino a 5800 anni fa) sulla base del rinvenimento di due sepolture e di resti sparsi di materiale archeologico (manufatti ceramici e industria litica) riferibili alla *facies* di Diana-Bellavista. Tali evidenze presuppongono l'esistenza di un insediamento umano le cui tracce sono state in parte mascherate o gravemente compromesse dalla frequentazione successiva, pertinente all'Età del Bronzo tardo antico, riferibile ai primi secoli del II millennio a.C. (circa 4000-3700 anni fa) (*facies* di tipo Capo Graziano 2, come definita nelle vicine isole Eolie e probabilmente assimilabile alla *facies* localmente definita come Cessaniti – Capo Piccolo 1). A questo periodo risale, infatti, l'impianto di un ampio villaggio caratterizzato da numerose strutture, fra cui un grande fossato di recinzione, diverse unità abitative (tra cui rimangono numerose buche di palo relative a capanne in legno a grande pianta rettangolare absidata, preparazioni pavimentali, focolari) (Fig. 3.7), alcune sepolture ad incinerazione, cisterne e canali connessi alla raccolta e al deflusso delle acque (Agostino e Tiné, 2008).



Fig. 3.7: Livello di compattazione superficiale (“battuto”) localizzato sul piano di insediamento antropico (a,b,c); focolare (d,e)

La successione pedostratigrafica risulta molto simile in entrambe le aree: in particolare, si distinguono con continuità areale dei livelli arativi superficiali Ap, la cui attribuzione cronologica è difficile a causa di un contenuto archeologico non ben definibile e dell’assenza di specifiche strutture d’insediamento. Essi “sigillano” con una discontinuità erosiva (coincidente con la superficie d’insediamento dell’Età del Bronzo) i sottostanti livelli di diversa natura (principalmente orizzonti argillici Bt e localmente tracce di orizzonti A bruno-scuro troncati ed erosi), il cui contenuto archeologico è riferibile a livelli di frequentazione neolitica. In alcune zone si osservano chiaramente in pianta solchi di aratura che interessano orizzonti bruno-giallastri, riempiti di materiale di suolo bruno scuro (fig. 3.8). Un *pool* di carboni di dimensioni estremamente piccole estratti da uno dei suddetti orizzonti Bt interessati dalle strutture d’insediamento neolitiche ha fornito un’età radiocarbonio calibrata problematica, pari a 1620 ± 20 anni fa. La parte bassa della successione stratigrafica (al di sotto

dei livelli neolitici) risulta priva di contenuto archeologico ed è costituita da altri orizzonti argillici Bt bruno-giallastri, che in profondità mostrano anche tipici caratteri idromorfi (screziature nerastre e glosse grigiastre) legati a condizioni temporanee di drenaggio parzialmente impedito, ovvero di tipo *pseudogley* (orizzonti Btg). Inoltre, si riconosce nella parte basale un orizzonte organico-minerale A bruno-scuro sepolto. Le datazioni radiometriche effettuate su un frammento di carbone prelevato da tale orizzonte hanno restituito un'età calibrata di 27650 ± 250 anni fa.

Vengono di seguito riportati i dati della descrizione morfologica dei suoli studiati nelle due distinte zone dello scavo archeologico nell'area Piani della Corona, rispettivamente l'Area S e l'Area M.



Fig. 3.8: Tracce e solchi di aratura in sezione ed in pianta.

3.3.2. Descrizione morfologica dei profili pedologici

3.3.2.1. AREA S

I profili pedologici che seguono sono ubicati nell'area S, che rappresenta la zona posta topograficamente più in basso (con un dislivello di circa 6 m) rispetto all'area M. Nell'area è stata individuata una canaletta, estesa per una lunghezza di diversi metri, ubicata al di sotto degli arativi superficiali che la seppelliscono insieme al suo riempimento (fig. 3.9).



*Fig. 3.9: Veduta dall'alto dell'area S (a);
scavo della canaletta presente nello scavo archeologico (b,c).*

3.3.2.1.a. Profilo Canaletta (CAN)

Lungo il profilo trasversale della suddetta canaletta è stato ubicato un profilo di suolo scelto come rappresentativo (Fig. 3.10), perché mostra in modo ben evidente sia la successione pedostratigrafica indisturbata (nella parte destra) che il riempimento della canaletta (nella parte sinistra).

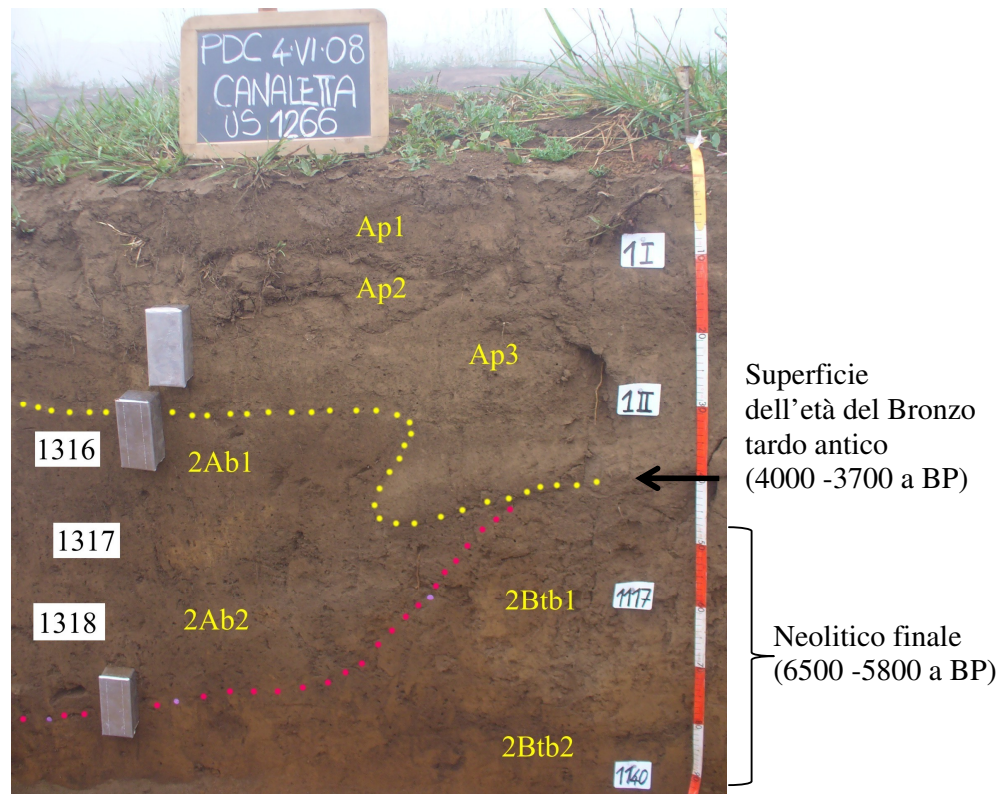


Fig. 3.10: Profilo Canaletta (CAN)

- Ap1:** Profondità 0,2/0,5-8/10 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,3 a 4 cm), con una piccola percentuale incoerente. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno (10YR 4/3). Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, ondulato.
- Ap2:** Profondità 8/10-10/20 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,3 a 4 cm). Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno (10YR 4/3). Presenta consistenza maggiore rispetto all'orizzonte Ap1. Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, irregolare.

- Ap3:** Profondità 10/20-30/46 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,3 a 5 cm). Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno (10YR 4/3). Presenta un andamento discontinuo con un locale approfondimento a destra del profilo. Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore netto, lineare.
- 2Btb1:** Profondità 40/44-80 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 1 a 8 cm) con tendenza prismatica. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 3/4). Presenza di pellicole di argilla nei pori (30-35%). Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, lineare.
- 2Btb2:** Profondità 80-100+ cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a media (da 0,5 a 3 cm). Colore umido bruno scuro (10YR 3/3), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Presenza di pellicole di argilla nei pori (10-12%). Tessitura franco limosa. Scheletro assente.

La successione degli orizzonti superficiali (gli arativi, al di sopra della discontinuità erosiva) si estende con continuità sia nella parte indisturbata del profilo (al di sopra dei Bt sepolti) che al di sopra della canaletta, mentre quest'ultima parte, che ha subito l'intervento antropico, mostra la seguente successione di orizzonti:

- 2Ab1:** Profondità 30-44 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,5 a 8 cm), con tendenza prismatica. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno scuro (10YR 3/3). Probabile scarsa presenza di pellicole di argilla nei pori. Presenza di rari frammenti di carbone millimetrici. Presenta bassa densità apparente. Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, lineare.
- 2Ab2:** Profondità 44-48/80 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,5 a 7 cm), con tendenza prismatica. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 3/4). Probabile scarsa presenza di pellicole di argilla nei pori. Presenza di rari frammenti di carbone millimetrici. Bassa densità apparente. Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore netto, ondulato. Al passaggio tra gli orizzonti 2Ab1 e 2Ab2 si intercala una lente giallastra, di forma irregolare e spessa circa 10 cm, che si estendeva con continuità lungo tutto il profilo longitudinale della canaletta.

Il suolo si presenta ben differenziato in orizzonti e con una buona strutturazione. Localmente si riscontra in superficie un sottile livello di colore bruno scuro, che raggiunge profondità di soli 0,2/0,5 cm; appare come una sorta di crosta superficiale di consistenza elevata, con struttura tabulare e localmente laminare, più compatta e addensata rispetto ai sottostanti orizzonti Ap. In particolare i primi due orizzonti (Ap1, Ap2) sono poco distinguibili e sono invece più discontinui, tanto che localmente lo spessore dell'orizzonte intermedio si riduce fino a chiudersi a lente. I tre orizzonti arativi superficiali (Ap1, Ap2, Ap3) sono sovrapposti indistintamente, attraverso una discontinuità erosiva, sia ai sottostanti orizzonti naturali (a destra) che al riempimento della canaletta (a sinistra). Tra il profilo naturale e quello interessato dalla canaletta si evidenzia una sostanziale variazione di colori, che in quest'ultima diventano più bruni. Il limite inferiore dell'orizzonte Ap3 incontra a una profondità minore la parte alta del materiale che costituisce il riempimento della canaletta, incuneandosi in esso con un andamento irregolare e raggiungendo a profondità maggiore il corrispondente orizzonte 2Btb1 del profilo indisturbato. In realtà anche il passaggio verso questo orizzonte avviene in modo molto netto evidenziando una discontinuità, ancor più marcata dalla locale forte consistenza della porzione inferiore dell'orizzonte Ap3. Nell'orizzonte 2Ab2 e negli orizzonti più bruno-giallastri (2Btb1-2Btb2) localmente si rinvencono riempimenti di colore bruno scuro, da qualche centimetro a circa un decimetro, di forma irregolare e talvolta con andamento subverticale o suborizzontale (fig. 3.11 a). Negli orizzonti che costituiscono il riempimento della canaletta sono stati rinvenuti rari frammenti di carbone millimetrici (fig. 3.11 b).



Fig. 3.11: Riempimenti di colore bruno scuro negli orizzonti 2Btb1-2Btb2 (a); riempimento bruno scuro di un riempimento della canaletta (b).

3.3.2.1.b. Profilo Fosso di Guardia (FDG)

Questo profilo è stato descritto lungo la scarpata di un fossato ai margini dell'insediamento dell'area S, interpretato dagli archeologi come un probabile fosso di guardia per scopi di regimazione delle acque (fig. 3.12). Esso rappresenta la porzione inferiore di successione in continuità stratigrafica con il profilo CAN non disturbato dalla struttura della canaletta (il quale ne costituisce invece la parte sommitale): il suo orizzonte più superficiale (Bt1), infatti, coincide con l'orizzonte 2Btb2 del profilo Canaletta (fig. 3.13). Si è scelto di descrivere e campionare anche questo profilo, nonostante la sua sterilità dal punto di vista archeologico, per comprendere meglio il contesto ambientale che caratterizzava l'area prima dell'insediamento umano ed eventuali sue variazioni nel tempo.



Fig. 3.12: Fosso di guardia ai margini dell'area S

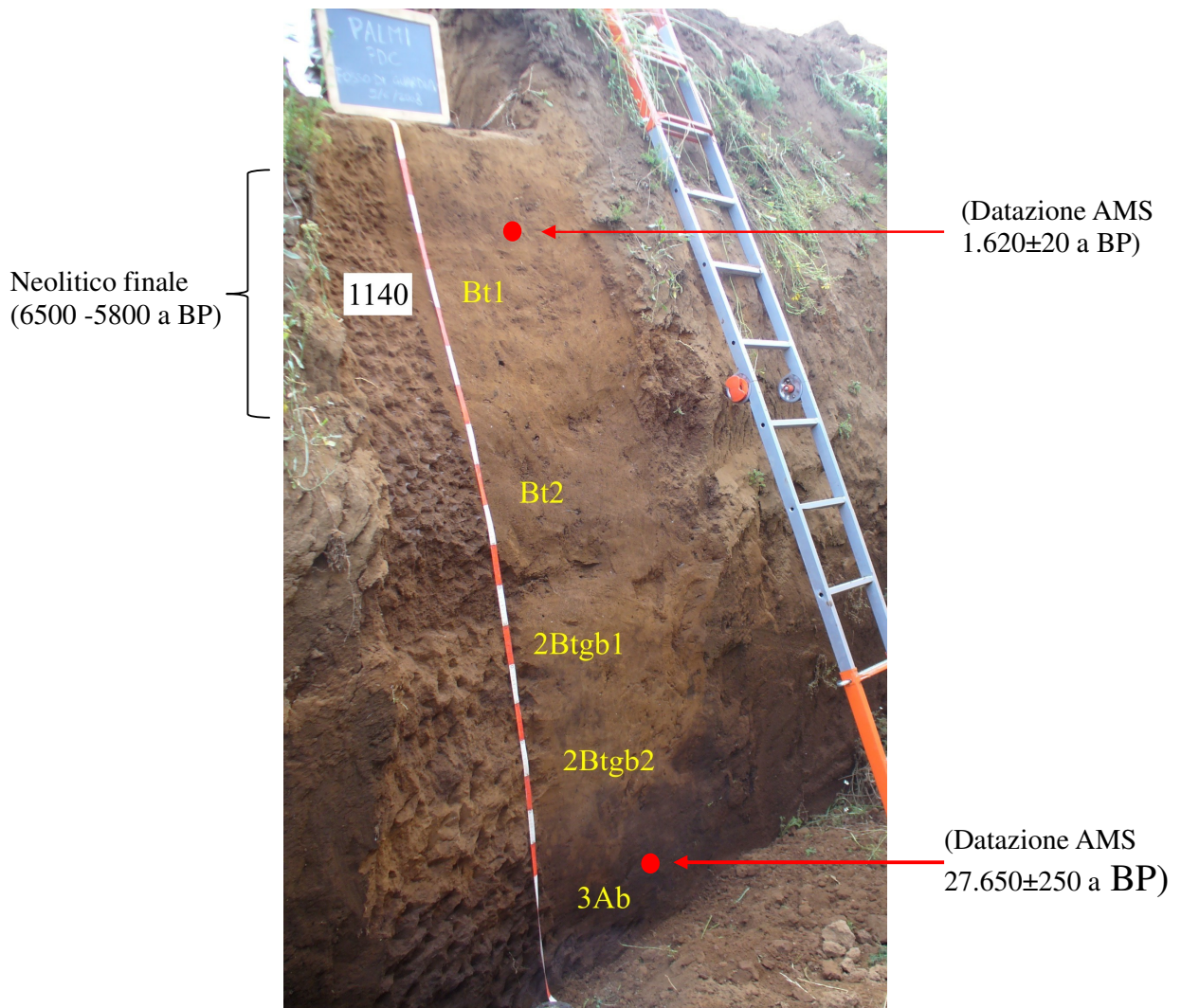


Fig. 3.13: Profilo Fosso di Guardia (FDG)

- Bt1:** Profondità 0-78 cm. Colore umido bruno scuro (10YR 3/3), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Struttura poliedrica subangolare (raramente angolare) da piccola (0,5 cm) a grande (6 cm). Presenza di pellicole di argilla (20-25%), intorno ai 40 cm le pellicole di argilla aumentano (35-40%). Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, lineare.
- Bt2:** Profondità 78-125 cm. Colore umido bruno molto scuro (7,5YR 2,5/3), colore secco bruno scuro (7,5YR 4/6). Struttura poliedrica angolare da piccola (0,8 cm) a molto grande (10 cm). Presenza di pellicole di argilla ($\approx 50\%$). Tessitura franca. Scheletro assente. Limite inferiore netto, lineare.
- 2Btgb1:** Profondità 125-160/166 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,5a 4 cm). Colore umido bruno scuro (7,5YR 3/3), colore secco bruno giallastro

(10YR 5/4). Presenza di pellicole di argilla nei pori (15-20%). Presenza di pellicole e riempimenti di colore bruno grigiastro (e occasionali glosse dello stesso colore) di forma irregolare (35-40%); ci sono anche glosse di decolorazione. Presenza di rari frammenti di carbone millimetrici. Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, lineare.

2Btgb2: Profondità 160/166-184/215 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,6 a 5 cm). Colore umido bruno giallastro scuro (10YR 3/6), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 4/6). Presenza di pellicole di argilla nei pori (15-20%). Presenza di riempimenti di colore bruno-nerastro di materiale organico, di aspetto torboso e occasionali glosse grigiastre. Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Presenza di occasionali frammenti di carbone millimetrici. Scarse screziature nerastre di ossidi di manganese. Limite inferiore diffuso, irregolare.

3Ab: Profondità 184/215-240 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,8 a 6 cm). Colore umido bruno molto scuro (7,5YR 2,5/2), colore secco bruno scuro (10YR 3/3). Presenza di pellicole di argilla nei pori (5%). Presenza di pellicole o screziature ocracee (10%). Presenza di occasionali frammenti di carbone millimetrici di materiale limoso nei micropori o sulle facce degli aggregati. Tessitura limosa. Scheletro assente.

Il suolo è profondo, si presenta ben differenziato in orizzonti e ben strutturato.

All'interno del profilo si distinguono tre diversi cicli pedogenetici evidenziati da discontinuità, che appaiono ormai quasi omogeneizzate dalla pedogenesi. La discontinuità è visibile al passaggio tra l'orizzonte Bt2 e 2Btgb1, dove è marcata dall'andamento della quantità delle pellicole di argilla, che nell'orizzonte superiore sono decisamente più abbondanti rispetto a quello inferiore. La discontinuità tra gli orizzonti 2Btgb2 e 3Ab risulta anch'essa marcata dalla quantità delle pellicole di argilla (che nel 3Ab sono piuttosto scarse), e soprattutto dalla variazione di colore, che in 3Ab appare bruno scuro, con un aspetto parzialmente torboso.

Gli orizzonti del secondo e terzo ciclo pedogenetico sono caratterizzati dalla presenza di rari frammenti di carbone di dimensioni millimetriche.

3.3.2.1.c. Descrizione morfologica di altre situazioni

Oltre ai profili sopra descritti, rappresentativi dell'ambiente naturale del sito e di alcune problematiche legate all'insediamento antropico, sono state oggetto di attenzione anche altre situazioni riguardanti il contesto geoarcheologico.

In particolare, lo studio è stato focalizzato sul riempimento di alcune strutture antropiche scavate al disotto dei livelli arativi. Si tratta principalmente di buche di palo e dei corrispondenti fori di palo più interni: il materiale che riempie la porzione più esterna della buca appare disomogeneo, di colore ocreo e/o brunastro, e variamente giustapposto, talora in livelli ben definiti, talaltra con distribuzione fortemente irregolare o a macchie; invece all'interno dei fori si rinviene materiale bruno scuro generalmente più omogeneo (fig. 3.14). Inoltre è stata rinvenuta una cisterna, colmata prevalentemente da materiale bruno scuro con locali intercalazioni o lenti ocracee (fig. 3.15).



Fig. 3.14: strutture di capanne absidate (a,b) buche e fori di palo in pianta (c); buche e fori di palo svuotati dai riempimenti (d); particolare del riempimento bruno del foro di palo (e); stratigrafia del riempimento della canaletta (f).



Fig. 3.15: Cisterna con riempimenti bruno scuri.

3.3.2.2.AREA M

La descrizione pedologica che segue riguarda profili di suolo ubicati nell'area M, che rappresenta la zona posta topograficamente più in alto (con un dislivello di circa 6 m) rispetto all'area precedentemente descritta. La situazione pedostratigrafica rappresentata nella porzione naturale, non disturbata da interventi antropici, è sostanzialmente la stessa, e analogamente all'area S sono visibili canalette parallele tra loro e distanti circa 10 m l'una dall'altra (fig. 3.16).



Fig. 3.16: Area M, si individuano in particolare delle canalette distribuite lungo tutto lo scavo archeologico.

3.3.2.2.a. Profilo Trincea 104 SUD

Come nel profilo Canaletta dell'area S, questo profilo pedologico mostra la sezione trasversale di una canaletta ben evidente scavata nel suolo: si riconoscono sia il profilo indisturbato nella parte destra, che la canaletta ed il suo riempimento nella parte sinistra. Questi ultimi presentano un contatto erosivo ben evidente, con una discontinuità tra il riempimento ed il profilo indisturbato (fig. 3.17).

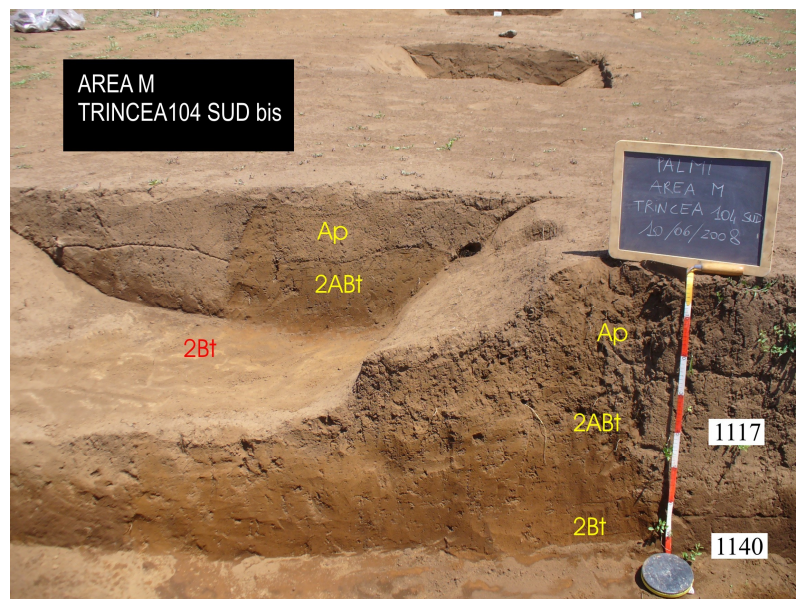


Fig.: 3.17: Profilo Area M, trincea 104 sud e 104 sud bis.

Il profilo di seguito descritto rappresenta la parte indisturbata.

- Ap:** Profondità 0-20/25 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,4 a 5 cm), con una piccola percentuale incoerente. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno (10YR 4/3). Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, ondulato.
- 2ABt:** Profondità 20/25-50/60 cm. Struttura poliedrica da angolare a subangolare con tendenza prismatica da piccola a grande (da 0,4 a 6 cm). Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Probabile presenza di pellicole di argilla nei pori (10%). Presenza di rari frammenti di carbone millimetrici. Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore graduale, lineare.
- 2Bt:** Profondità 50/60-80+ cm. Struttura poliedrica da angolare a subangolare con tendenza prismatica da piccola a grande (da 0,4 a 5 cm). Colore umido bruno scuro (10YR 3/3), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 4/6). Presenza di pellicole di argilla (20%). Presenza di pellicole e screziature di manganese (<2%). Presenza di rari frammenti di carbone millimetrici. Tessitura franco limosa. Scheletro assente.

3.3.2.2.b. Profilo Trincea 104 SUD bis

Questo profilo è posto a sinistra rispetto al precedente e rappresenta il riempimento della canaletta (fig. 3.17).

- Ap:** Profondità 0-20/25 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,4 a 5 cm), con una piccola percentuale incoerente. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno (10YR 4/3). Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, ondulato. Locali pedorelitti di tonalità più giallastre.
- 2ABt:** Profondità 20/25-30/40 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,4 a 5 cm), con tendenza prismatica. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Presenza di pellicole di argilla (20%). Occasionali pedorelitti di tonalità più giallastre. Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, lineare.
- 2Bt:** Profondità 30/40-43/45 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a media (da 0,2 a 3 cm). Colore umido bruno scuro (10YR 3/3), colore secco bruno giallastro scuro

(10YR 4/6). Presenza di pellicole di argilla (25%). Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore abrupto, lineare.

Sia il profilo indisturbato che quello interessato dalla canaletta presentano la stessa successione di orizzonti genetici, ben evidenziata anche dal ripetersi di colorazioni simili, con un contatto discontinuo alla base del riempimento.

L'orizzonte Ap di superficie è continuo sia nel profilo naturale che nella parte disturbata dallo scavo, evidenziando due diversi cicli pedogenetici al passaggio con i due orizzonti 2ABt sepolti.

L'orizzonte 2Bt del riempimento chiude a lente con uno spessore che varia longitudinalmente alla canaletta. Gli orizzonti Ap e 2ABt del riempimento includono dei pedorelitti giallastri.

3.3.2.2.c. Profilo Trincea 89 EST

Questo profilo si trova all'interno della trincea 89 EST nell'area M. L'insieme degli orizzonti, la cui descrizione morfologica è di seguito riportata, è simile a quelli del profilo indisturbato Trincea 104 SUD (fig. 3.18).

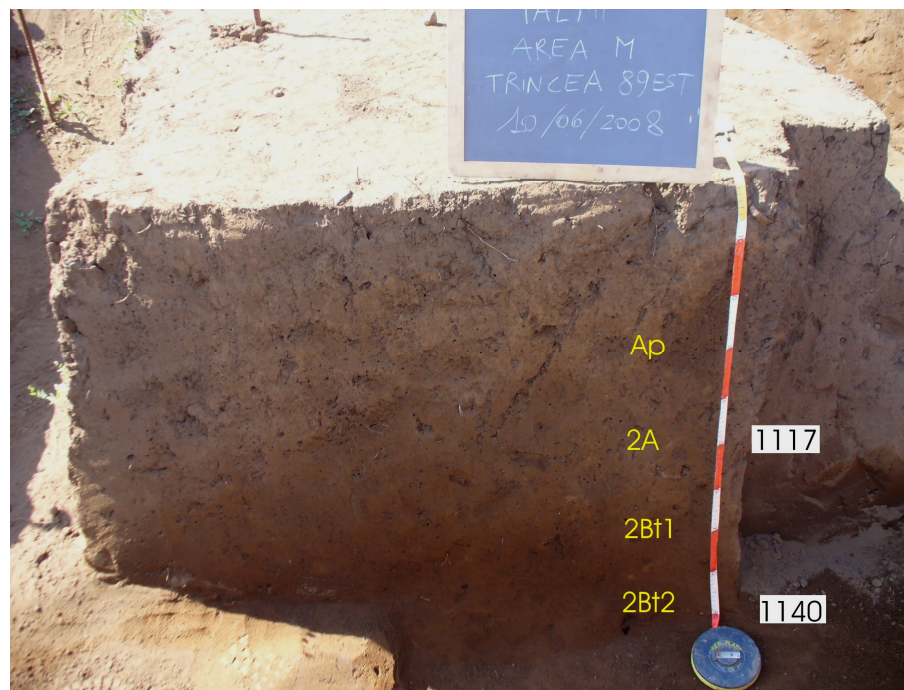


Fig. 3.18: Profilo trincea 89 est

- Ap:** Profondità 0-20/45 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,5 a 6/7 cm), con una piccola percentuale incoerente. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno (10YR 4/3). Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore chiaro, irregolare.
- 2A:** Profondità 20/45-55 cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,3 a 4 cm). Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Presenza di pellicole di argilla nei pori (8%). Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore graduale, lineare.
- 2Bt1:** Profondità 55-80+ cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a media (da 0,3 a 3 cm). Presenza di pellicole di argilla (15-20%). Tessitura franco limosa. Scheletro assente. Limite inferiore graduale, lineare.
- 2Bt2:** Profondità 80-90+ cm. Struttura poliedrica angolare da piccola a grande (da 0,5 a 5 cm). Colore umido bruno scuro (10YR 3/3), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 4/6). Presenza di pellicole di argilla (25-30%). Tessitura franco limosa. Scheletro assente.

Nel profilo si evidenziano due diversi cicli pedogenetici, separati da una chiara discontinuità tra l'orizzonte Ap e l'orizzonte 2A. L'orizzonte Ap coincide con i livelli arativi presenti in tutti i profili precedenti. Esso è attraversato da una frattura profonda inclinata di circa 60° rispetto alla verticale che raggiunge l'orizzonte successivo a profondità di circa 48 cm. Sia nell'orizzonte Ap che nell'orizzonte 2A ci sono riempimenti di colore bruno più scuro.

3.3.3. Analisi chimico-fisiche

I risultati delle analisi chimico-fisiche sono riportate in tabella 1 e 2.

Le analisi della tessitura apparente mostrano come tutti campioni hanno un'alta percentuale di limo: risultano quasi tutti superiori al 64%, tranne un campione che raggiunge il 45,4%. Nello specifico, il profilo pedologico Canaletta presenta i valori mediamente più alti, sempre > 63,6%, e presenta, in generale, un andamento crescente con la profondità, come pure il profilo Fosso di Guardia. In particolare, entrambi i profili pedologici presentano i valori più elevati di limo negli orizzonti più profondi. Per quanto riguarda la percentuale di argilla tutti i profili hanno valori mediamente più bassi del 10%, tranne alcuni orizzonti che presentano valori compresi tra il 15 e il 20%. In tutti i profili le percentuali più elevate di argilla si ritrovano, come atteso, in corrispondenza degli orizzonti argillici: il profilo Fosso di Guardia è quello dove tale frazione è più elevata, con valori compresi tra il 10 e il 24%. In particolare, per alcuni orizzonti, prevalentemente organico-minerali, l'analisi granulometrica ha fornito percentuali di argilla pari a zero. Il valore nullo è certamente da ritenersi non reale, bensì dovuto al comportamento colloidale delle componenti allofaniche, che riducono la capacità di dispersione in mezzo acquoso della frazione argillosa. Pertanto la percentuale di argilla risulta sottostimata (Bertrand e Fagel, 2008), nonostante l'utilizzo di esametafosfato di sodio come disperdente durante la determinazione della tessitura. In ogni caso il reale contenuto in argilla dovrebbe essere comunque basso (carattere tipico dei suoli vulcanici con componenti allofaniche) e potrebbe essere stimato nell'ordine di poche unità percentuali. In generale, la percentuale di argilla ha un andamento discontinuo con la profondità in tutti i profili: in particolare, nel profilo Canaletta le variazioni più significative si evidenziano bene al passaggio tra gli arativi superficiali (Ap1-Ap2 e Ap3) e gli orizzonti sepolti organico-minerali (2Ab e 2Ab2) e tra questi ultimi e l'orizzonte argillico più profondo (2Btb2). Similmente nel profilo Fosso di Guardia si rilevano variazioni importanti al passaggio tra i tre diversi cicli pedogenetici (Bt1 e Bt2; 2Btgb1 e 2Btgb2; 3Ab).

La reazione dei suoli generalmente varia da molto fortemente acida a debolmente acida; i valori più alti di pH (H₂O) si registrano nel profilo Area M (valore medio 6,5), nel profilo Fosso di Guardia il valore medio è 6,2, mentre nel profilo Canaletta si individuano valori più bassi con medie pari a 5,5. La conducibilità elettrica ha valori che si attestano prevalentemente tra circa 60 e 80 µS/cm, tranne il profilo Area M che ha valori sempre inferiori (57,1 e 58,1 µS/cm) e i campioni CAN 2Ab (111,2 µS/cm) e Fosso di Guardia 3Ab (127,3 µS/cm) che presentano i valori massimi.

Nel profilo Fosso di Guardia la conducibilità elettrica mostra un andamento approssimativamente crescente verso il basso. Il contenuto in sostanza organica è più o meno elevato per tutti i profili, generalmente ha valori compresi tra 1,6% e 12%, e in tutti i profili decresce con la profondità, presentando i valori più elevati, come atteso, negli orizzonti organico-minerali (A). In particolare il profilo Canaletta ha i valori mediamente più alti.

L'analisi della capacità di scambio cationico (CSC), per il profilo Canaletta è risultata essere alta, con valori piuttosto costanti (tra 26,4 e 37,2 meq/100g), seppur con un andamento discontinuo lungo il profilo; per il profilo Fosso di Guardia la CSC invece varia da media ad alta con valori variabili (tra 11,1 e 26,4 meq/100g), risultando anche molto più disomogenea lungo il profilo. L'analisi delle basi di scambio mostra che nel profilo Canaletta il magnesio è sempre pari a 0,0 meq/100g, tranne nell'orizzonte inferiore del riempimento della canaletta (2Ab2) con valore pari a 0,05 meq/100g; il sodio ha valori discontinui lungo tutto il profilo e sempre <1 meq/100g ($0,06 < Na < 0,35$ meq/100g); il potassio mostra valori più o meno omogenei compresi tra 0,75 e 1,39 meq/100g. I valori del calcio invece sono invece molto più variabili compresi tra 0,53 e 7,11 meq/100g.

Nel profilo Fosso di Guardia il valore del magnesio è compreso tra 0,44 e 1,18 meq/100g, aumentando rispetto al profilo Canaletta. Il sodio ha valori compresi tra $0,69 < Na < 1,81$ meq/100g, aumentando sia lungo il profilo stesso che rispetto ai valori del profilo Canaletta. Il potassio mostra valori compresi tra 0,62 e 0,81 meq/100g, tranne nell'orizzonte Bt1 dove tale valore aumenta, essendo pari a 2,19 meq/100g. Anche il calcio aumenta nell'orizzonte Bt1 con valore di 9,34 meq/100g, mentre in tutti gli altri orizzonti il valore di tale elemento è compreso tra 6,19 e 7,15 meq/100g.

Sono state inoltre condotte le analisi chimico-fisiche sui riempimenti della buca, del foro di palo e della cisterna. Le analisi della tessitura apparente mostrano come tutti e tre i campioni hanno un'alta percentuale di limo, tutti superano il 70%, in particolare sono compresi tra 70,5 e 83,5%. Dall'altra parte il valore dell'argilla risulta sempre piuttosto basso, infatti è compreso tra 2 e 6%. Il pH varia da moderatamente a debolmente acido. La sostanza organica è elevata soprattutto nel riempimento della cisterna dove arriva a 9,6% e nei riempimenti buca e foro di palo è pari rispettivamente a 4,2 e 5,7%.

Tabella 1: Risultati della analisi chimico-fisiche di *routine*

Campione	Tessitura			Classe tessiturale	pH	C.E.	S.O.
	sabbia %	limo %	argilla %	(USDA)	(H ₂ O)	μS/cm	%
AREA M – T 104 SUD bis 2ABt	25,5	74,5	0,0	FL	6,4	58,1	6,9
AREA M – T 104 SUD bis 2Bt	30,3	70,7	0,0	FL	6,5	57,1	4,0
Riempimento del foro di palo	23,5	70,5	6,0	FL	5,9	70,4	5,7
Riempimento della buca di palo	18,8	79,2	2,0	FL	6,2	64,4	4,2
Riempimento della cisterna	14,5	83,5	2,0	L	6,0	60,2	9,6

C.E.: conducibilità elettrica; *S.O.:* sostanza organica.

Tabella 2: Risultati della analisi chimico-fisiche di routine

Campione	Tessitura			Classe tessiturale	pH	C.E.	S.O.	CSC	Basi di scambio			
	sabbia %	limo %	argilla %	(USDA)	(H ₂ O)	μS/cm	%	meq/100g	Ca meq/100g	Mg meq/100g	K meq/100g	Na meq/100g
CAN Ap1- Ap2	28,7	65,3	6,0	FL	4,9	59,7	12,2	59,7	0,57	0,00	0,84	0,28
CAN Ap3	25,4	70,6	4,0	FL	5,0	58,8	11,7	58,8	0,53	0,00	0,75	0,06
CAN 2Ab1	26,2	73,8	0,0	FL	5,4	70,3	11,3	70,3	4,60	0,00	1,01	0,35
CAN 2Ab2	22,9	78,1	0,0	FL	5,7	69,7	9,6	69,7	7,11	0,05	1,39	0,31
CAN 2Btb1	19,6	79,4	1,0	FL	5,7	63,3	7,3	63,3	4,16	0,00	1,06	0,12
CAN 2Btb2 ≡ FDG Bt1	21,4	63,6	15,0	FL	6,4	23,7	2,0	23,7	9,34	0,44	2,19	0,69
FDG Bt2	30,6	45,4	24,0	F	6,3	11,1	1,6	11,1	7,15	1,18	0,68	0,87
FDG 2Btgb1	18,1	71,9	10,0	FL	6,1	24,8	2,5	24,8	6,97	0,93	0,81	1,49
FDG 2Btgb2	24,4	65,6	10,0	FL	6,1	18,4	1,4	18,4	6,19	0,94	0,75	1,81
FDG 3Ab	0,0	100	0,0	L	5,9	26,4	6,2	26,4	6,52	0,87	0,62	1,61

C.E.: conducibilità elettrica; S.O.: sostanza organica; CSC: capacità di scambio cationico

3.3.4. Mineralogia delle argille

Su alcuni campioni (Ap3, 2Btb1 e 2Btb2) del profilo Canaletta sono stati compiuti alcuni approfondimenti analitici in merito alla composizione della frazione argillosa ($< 2 \mu\text{m}$), costituita da fasi minerali e componenti organiche (fig. 3.19). In particolare sono stati identificati i principali minerali argillosi di neoformazione (cioè di origine pedogenetica) attraverso spettrometria all'infrarosso in trasformata di Fourier (FT-IR) e diffrazione ai raggi X (XRD).

3.3.4.1. Spettrometria all'infrarosso (FT-IR)

Tutti gli spettri IR hanno mostrato la presenza di un'ampia banda di assorbimento intorno a circa $970\text{-}990 \text{ cm}^{-1}$ (vibrazioni di *stretching* del legame Si-O), particolarmente slargata e diffusa negli orizzonti Ap3 e 2Btb1, tipica di alluminosilicati a basso ordine cristallino (SROM) quali la protoimogolite, l'imogolite e l'allofane (Gustafsson et al., 1999; Bertrand e Fagel, 2008).

Nonostante la possibile sovrapposizione con alcuni picchi appartenenti anche a minerali ben cristallini (ad es. fillosilicati) che possono mascherare almeno parzialmente altri picchi relativi alle componenti a basso ordine, la contemporanea presenza di bande o spalle a circa 690 , 570 , 505 and 430 cm^{-1} (meglio espresse negli spettri relativi ai campioni Ap3 e 2Btb1) può essere ritenuta diagnostica di imogolite e/o allofane (Gustafsson et al., 1999; Basile-Doelsch et al., 2005). A ciò si associa la banda molto diffusa compresa tra 3700 e 3000 cm^{-1} , composta da vibrazioni di *stretching* dell'acqua nell'intervallo $3000\text{-}3500 \text{ cm}^{-1}$, nonché una più debole intorno a 1630 cm^{-1} (in parte dovuta anche alla sostanza organica), che indicano abbondante H_2O di adsorbimento e di idratazione, tipica degli stessi alluminosilicati (Gustafsson et al., 1999; Karlton et al., 2000; Basile-Doelsch et al., 2005; Bertrand e Fagel, 2008). I campioni analizzati mostrano inoltre un'ampia spalla intorno a valori di assorbimento di 1100 cm^{-1} (*stretching* asimmetrico del legame Si-O) ed una minore a circa 470 cm^{-1} (*bending* del legame Si-O), che indicano la presenza di silice amorfa (Basile-Doelsch et al., 2005).

Anche la sostanza organica è ben visibile in tutti gli spettri IR grazie alla già citata ampia banda compresa tra 1550 e 1660 cm^{-1} , che può essere caratterizzata da una vasta varietà di vibrazioni di *stretching* dei legami C-C, C=C, C-N, C=N, C=O e *bending* del legame N-H in diversi gruppi funzionali di vari composti organici (Fadly e El-Manakhly, 1998); altre più piccole bande ricadenti nella regione delle impronte digitali (*fingerprint region*) di legami organici (C-C, C-O e C-N) si osservano intorno ai 1400 cm^{-1} e ai 1240 cm^{-1} . Il campione 2Btb2 ha evidenziato alcune significative differenze rispetto agli altri due: in particolare,

proprio le bande della sostanza organica risultano significativamente meno espresse, con quelle dei 1400 e 1220 cm^{-1} appena identificabili nello spettro. Inoltre, come già sottolineato, risulta più netta e meno diffusa la banda centrata sui 970-990 cm^{-1} , meglio definita intorno ai 1000 cm^{-1} . Lo spettro IR di tale orizzonte ha invece evidenziano ulteriori picchi scarsamente visibili negli altri due campioni: si tratta della tipica coppia di picchi di assorbanza a 3690 e 3620 cm^{-1} , diagnostica dei fillosilicati con struttura T:O od 1:1 (caolinite ed alloisite), dovuta alle vibrazioni di *stretching* dei gruppi ossidrilici. Altri picchi a circa 1115 (*stretching* del gruppo Si-O), 1030, 1000 (ascrivibili a vibrazioni di Si-O-Si e Si-O-Al nel reticolo cristallino), 907, 796 e 740 cm^{-1} (vibrazione di vari legami Si-O e/o Al-O), confermano la presenza di caolinite e/o alloisite (Bobos et al., 2001; Verde et al., 2004; Hoch e Bandara, 2005). Tuttavia, l'allosite sembra molto più probabile poiché si ritiene che la banda dei 796 cm^{-1} risulti più bassa di quella dei 740 cm^{-1} per questo minerale, mentre per la caolinite dovrebbe risultare della stessa intensità (Russel, 1987; cfr. Aramini et al., 2005; Scarciglia et al., 2008a). L'ampia banda dei 3000-3700 cm^{-1} , indicativa di abbondante acqua di adsorbimento e/o di idratazione, probabilmente riceve un contributo anche da alloisite (o caolinite). Non è da escludere, infine, che la stessa possa essere in misura minore dovuta, unitamente ad alcune bande meno definite o in parte sovrapposte a quelle dei minerali già identificati, anche ad altri minerali argillosi appartenenti ai fillosilicati (ad es. clorite, vermiculite, smectite od illite), eventualmente presenti solo in tracce.

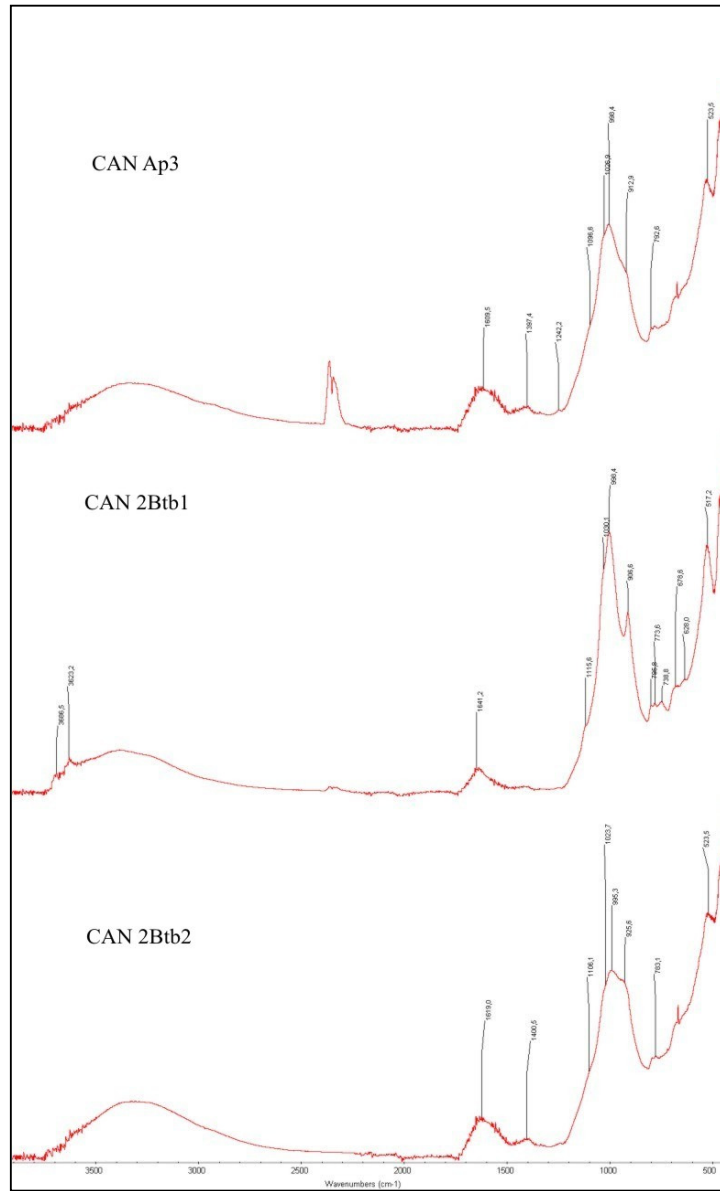


Fig. 3.19: Spettri IR relativi ai campioni Ap3, 2Btb1, 2Btb2.

3.3.4.2. Diffrazione ai raggi X (XRD)

Nonostante l'intrinseca difficoltà di identificare sia i minerali argillosi a basso ordine cristallino sia i fillosilicati in campioni complessi multifase (contemporaneamente poliminerali ed organici) tramite analisi spettrometrica all'infrarosso, il confronto con i dati ottenuti attraverso la diffrazione ai raggi X, ha consentito di confermare e precisare l'interpretazione sin qui formulata.

I diffrattogrammi relativi ai campioni Ap3 e 2Btb2 (fig. 3.20) hanno evidenziato un picco piuttosto ampio ma molto intenso intorno a 17-18 Å, che rappresenta una delle principali riflessioni dell'imogolite (alluminosilicato a basso ordine cristallino); negli stessi diffrattogrammi si intravede un ulteriore seppur debole picco di questa componente a circa 8 Å. Ulteriori picchi di diffrazione, sebbene spesso non ben definiti, diagnostici di minerali a basso ordine cristallino, si rinvennero a circa 4,2 e 3,3 Å (Brindley e Brown, 1980; Wada e Wada, 1982; Basile-Doelsch et al., 2005) in tutti gli orizzonti esaminati; in particolare, la loro presenza anche nel campione 2Btb1, dove risulta invece assente il picco 18 Å, suggerisce la possibile presenza di allofane (Basile-Doelsch et al., 2005), che in tale campione dovrebbe essere dominante rispetto agli altri alluminosilicati scarsamente cristallini. Tutti gli orizzonti esaminati hanno mostrato la presenza di un picco intorno a 7,0-7,2 Å, diagnostico dell'allosite non idratata e/o della caolinite, che permane dopo tutti i trattamenti, scomparendo invece dopo riscaldamento a 550 °C. La forma piuttosto ampia del picco suggerisce che possa trattarsi principalmente di allosite-7Å (o al massimo di caolinite "disordinata", con struttura poco cristallina). In tutti i campioni è stata inoltre identificata l'allosite-10Å attraverso la riflessione 001 pari a 9,9-10,0 Å (di intensità più elevata rispetto alla 7 Å), che espande leggermente a 10,1-10,4 Å dopo solvatazione con glicole etilenico, per contrarsi a circa 7 Å in seguito a trattamento termico a 105 °C (andando ad incrementare il picco dell'allosite-7Å e/o caolinite), e scomparire a 550 °C. In realtà, un picco di lievissima intensità sembra permanere anche dopo tale riscaldamento, suggerendo che anche una quantità estremamente bassa di illite possa essere presente. Sia l'allosite-7Å (o caolinite) sia soprattutto l'allosite-10Å mostrano picchi molto più intensi nell'orizzonte 2Btb2, indicando una loro maggiore concentrazione rispetto agli altri campioni, dove il loro tenore risulta invece piuttosto basso. Riflessioni diagnostiche 001 intorno a 14 Å e talvolta 004 a 3,5 Å risultano appena evidenti nei campioni Ap3 e 2Btb2 ed in misura ancora minore nel campione 2Btb1. La loro permanenza in seguito ai diversi trattamenti indica la presenza di clorite in tracce. Nel diffrattogramma dell'orizzonte 2Btb2, tuttavia, una parziale espansione del picco a

14 Å verso i bassi angoli 2θ (d intorno a 18-19 Å), con un piccolo contributo per contrazione al picco di 10 Å in seguito a trattamento a 550 °C, evidenzia una scarsa presenza anche di smectite.

L'analisi diffrattometrica ai raggi X è stata condotta anche sulle polveri di campioni non orientati dell'orizzonte 2Btb2, al fine di riconoscere anche i principali minerali primari (fig. 3.20).

Sul campione tal quale si evidenzia la presenza dei picchi intorno a 9,66-10,0 Å; 4,99 Å; 3,32 Å e 2,57 Å che rimangono nella stessa posizione in seguito a tutti i trattamenti, indicando la presenza di miche primarie (principalmente muscovite). Tuttavia l'osservazione di una spalla del picco a 10 Å verso i bassi angoli 2θ in seguito a solvatazione con glicole, suggerisce la contemporanea presenza di smectite come componente interstratificata della frazione argillosa illitica e/o alloisite-10Å. La riflessione 001 intorno a 7 Å appare piuttosto definita sebbene ampia alla base; permane dopo tutti i trattamenti, scomparendo invece dopo riscaldamento a 550 °C, risultando pertanto diagnostica della caolinite. Tuttavia la sua parziale espansione verso i bassi angoli 2θ dopo trattamento con glicole etilenico pur senza spostamento del picco, indica che anche l'allosite-7Å o altri minerali argillosi espandibili siano presenti in tracce. Il quarzo è stato riconosciuto sulla base delle sue tre principali riflessioni diagnostiche a 3,34 Å, 4,26 Å e 1,81-1,82 Å. Le riflessioni principali intorno a 3,26-3,24 e 3,18-3,20 Å (ed alcune minori tra cui 3,75 e 4,04 Å) hanno consentito di identificare rispettivamente K-feldspati e plagioclasti. Una piccola quantità di clorite (probabilmente primaria) è stata identificata sulla base del debole picco intorno a 14 Å che permane dopo i diversi trattamenti, sebbene diminuisca ulteriormente di intensità a 550 °C, indicando la contemporanea presenza di smectite o vermiculite in tracce.

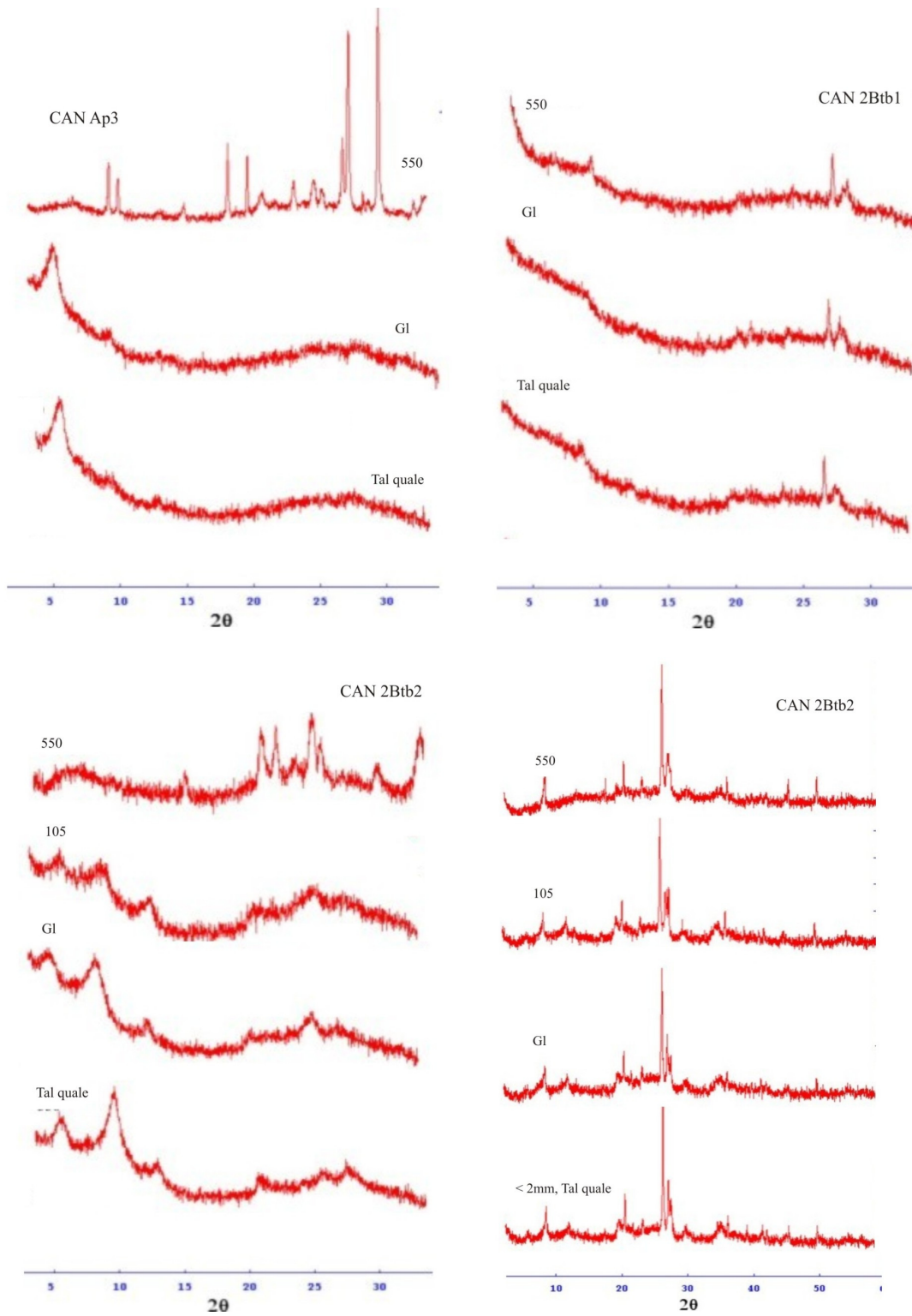


Fig. 3.20: Diffratogrammi relativi ai campioni Ap3, 2Btb1, 2Btb2.

3.3.5. Estrazioni selettive e indici associati

Le estrazioni selettive in ammonio ossalato di Fe, Al e Si mostrano valori molto variabili tra i profili ($0,68 < \text{Al}_o < 2,82\%$; $0,56 < \text{Fe}_o < 1,77\%$; $0,18 < \text{Si}_o < 1,44\%$) (tabella 3), in particolare nel profilo Canaletta i valori di Feo e Sio sono sempre più bassi, mentre i valori di Alo sono più alti rispetto agli altri profili (FDG e Area M-trincea 104 sud). Il valore dell'alluminio estratto in pirofosfato di sodio è sempre variabile in tutti i profili con valori compresi tra $0,26 < \text{Al}_p < 1,77\%$. I valori delle estrazioni selettive condotte sui riempimenti di buca, foro di palo e cisterna sono compresi tra $1,95 < \text{Al}_o < 3,49\%$; $0,92 < \text{Fe}_o < 1,28\%$; $0,65 < \text{Si}_o < 1,53\%$; $0,29 < \text{Al}_p < 0,93\%$.

L'indice $(\text{Al}_o - \text{Al}_p) / \text{Si}_o$ (tabella 3 e fig. 3.21) mostra valori mediamente sempre maggiori di 1, tranne il campione FDG Bt1 che ha un valore di 0,37 e il campione FDG Bt2 che mostra un valore negativo (-6,01); il campione FDG 2Btgb2 presenta invece il valore massimo di 2,19. I valori di $\text{Al}_p / \text{Al}_o$ (tabella 3) sono compresi tra 0,1 e 0,5 tranne l'orizzonte FDG Bt2 che ha valore 2,6. La percentuale di allofane risulta compresa tra 8,83 e 2,17%, il valore massimo di 9,59% si trova nell'orizzonte 2Bt del profilo area M-trincea 104 sud e il valore minimo di 0,34% nell'orizzonte FDG Bt2. Il contenuto di ferridrite è variabile tra i tre profili, presenta i valori più alti nel profilo FDG con valori compresi tra 1,43 e 3,00%, mentre negli altri due profili sono compresi tra 1,17 e 1,42%, con il valore minimo nell'orizzonte 2ABt del profilo area M-trincea 104 sud con valore di 0,95%.

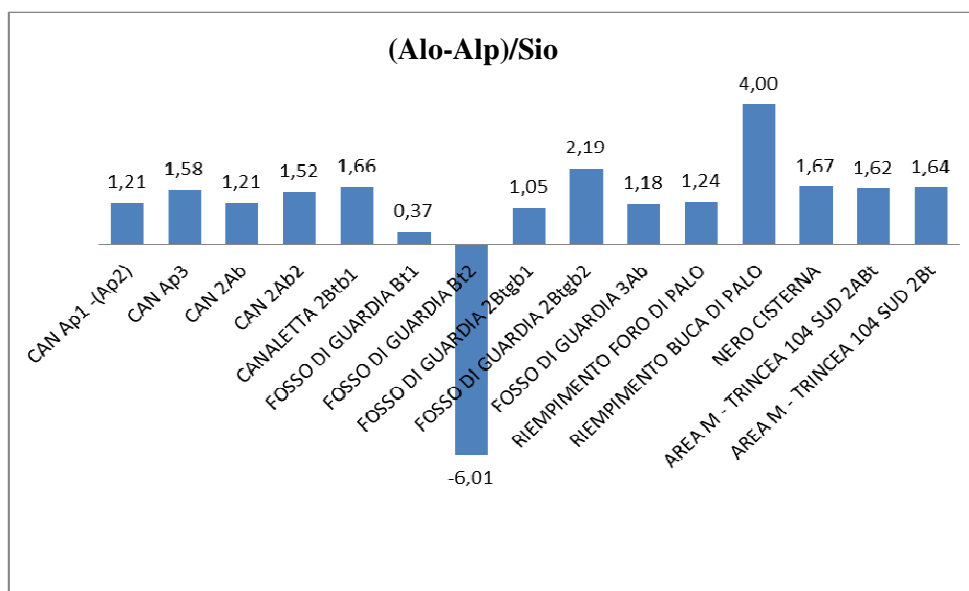


Fig. 3.21: Indice $(\text{Al}_o - \text{Al}_p) / \text{Si}_o$

L'indice di ICOMAND (tabella 3 e fig. 3.22) mostra un valore medio di circa 2,50%, con valori massimi nell'orizzonte 2Bt del profilo area M-trincea 104 sud con 3,12% e nell'orizzonte 2Btb1 del profilo Canaletta con 3,22% e valori minimi di 1,69% ed 1,38% rispettivamente nei campioni relativi agli orizzonti 2Btb2 del profilo Canaletta (\equiv Bt1 del profilo Fosso di Guardia) e Bt2 del profilo Fosso di Guardia. Tale indice risulta sempre $> 2\%$, tranne che per questi ultimi due campioni.

Per quanto riguarda i riempimenti, l'indice di ICOMAND (tabella 3) mostra valori elevati: nel riempimento bruno scuro della cisterna raggiungendo il 4,06%, nella buca di palo il 3,33% e nel foro di palo il 2,60%. L'indice (Alo-Alp)/Sio (tabella 3) ha valori di 1,24 e 1,67 rispettivamente nel riempimento foro di palo e cisterna, mentre raggiunge valore di 4,00 nel riempimento buca di palo. Al contrario in quest'ultimo campione, l'indice Alp/Alo ha un valore più basso rispetto agli altri riempimenti (0,1), mentre ha valori di 0,4 e 0,3 rispettivamente nel riempimento foro di palo e cisterna. Il contenuto di allofane è molto variabile: nel riempimento foro di palo ha valore 5,58%, nel riempimento della cisterna di 10,29%, raggiungendo il 21,63% nel riempimento della buca da palo. D'altra parte la percentuale di ferridrite è molto più bassa di quella dell'allofane, con il valore più basso nel riempimento della buca di palo (1,56%) e con valori di 2,18 e 1,96% rispettivamente nel riempimento foro di palo e cisterna.

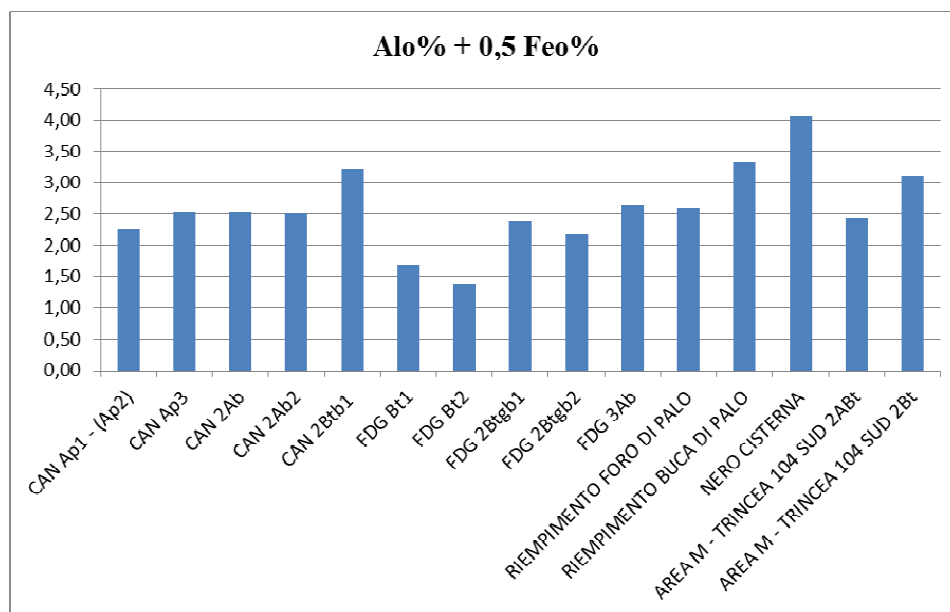


Fig. 3.22: Indice di Icomand

Tabella 3: Risultati delle estrazioni selettive e indici associati

Campione	Feo	Alo	Sio	Alp	Alo + 0,5 Feo	(Alo - Alp)/Sio	Alp/Alo	Allofane	Ferridrite
	%	%	%	%	%			%	%
CAN Ap1-Ap2	0,69	1,91	0,73	1,03	2,25	1,21	0,5	4,22	1,17
CAN Ap3	0,84	2,12	0,79	0,87	2,54	1,58	0,4	5,13	1,42
CAN 2Ab1	0,69	2,18	0,93	1,06	2,52	1,21	0,5	5,38	1,18
CAN 2Ab2	0,77	2,13	0,93	0,71	2,51	1,52	0,3	5,95	1,31
CAN 2Btb1	0,80	2,82	1,32	0,64	3,22	1,66	0,2	8,83	1,36
FDG Bt1	1,50	0,94	0,47	0,76	1,69	0,37	0,8	2,17	2,56
FDG Bt2	1,40	0,68	0,18	1,77	1,38	-6,01	2,6	0,34	2,38
FDG 2Btgb1	1,77	1,50	1,06	0,38	2,38	1,05	0,3	5,89	3,00
FDG 2Btgb2	1,72	1,31	0,44	0,34	2,17	2,19	0,3	3,62	2,92
FDG 3Ab	0,84	2,22	1,41	0,56	2,64	1,18	0,3	8,10	1,43
AREA M – T 104 SUD bis 2ABt	0,56	2,16	1,05	0,45	2,44	1,62	0,2	6,96	0,95
AREA M – T 104 SUD bis 2Bt	1,00	2,62	1,44	0,26	3,12	1,64	0,1	9,59	1,70
Riempimento del foro di palo	1,28	1,95	0,95	0,77	2,60	1,24	0,4	5,58	2,18
Riempimento della buca di palo	0,92	2,87	0,65	0,29	3,33	4,00	0,1	21,63	1,56
Riempimento della cisterna	1,15	3,49	1,53	0,93	4,06	1,67	0,3	10,29	1,96

Feo, Alo, Sio: ferro, alluminio, silicio estratti in ossalato di ammonio; Alp: alluminio estratto in pirofosfato di sodio

3.3.6. Micromorfologia

Le osservazioni micromorfologiche sono state condotte su sette sezioni sottili relative a distinti orizzonti di suolo, posti ad altezze diverse nei profili CAN e FDG (figg. 3.23, 3.24 e 3.25). Per il profilo Canaletta i campioni sono: CAN Ap2-Ap3 al passaggio tra due dei tre orizzonti arativi superficiali; CAN Ap3-2Ab1 al passaggio tra l'arativo inferiore ed il riempimento superiore della canaletta; CAN 2Ab2-2Btb2 al passaggio tra il riempimento inferiore della canaletta e l'orizzonte posto stratigraficamente più in basso nella porzione di profilo non disturbato da tale struttura antropica. Per il profilo Fosso di Guardia i campioni sono: FDG Bt1; FDG Bt2; FDG 2Btbg1-2Btbg2 al passaggio tra due orizzonti; FDG 3Ab.

In sezione sottile si osserva che la matrice del suolo di tutti gli orizzonti A del profilo Canaletta è bruno scura, con una dominante isotropia ottica o una debole anisotropia (piccoli domini anisotropi) a *nicol* incrociati. Nello stesso profilo la matrice degli orizzonti Bt neolitici presenta dei domini da moderatamente anisotropi a fortemente anisotropi, con piccoli domini anisotropi, di forma irregolari, lineari e localmente circolari. Si riconoscono inoltre pellicole e/o riempimenti di argilla microlaminati di colorazioni da gialle a bruno-giallastre, che si trovano intorno ai granuli che rappresentano lo scheletro o all'interno dei pori. A *nicol* incrociati, le pellicole di argilla mostrano un'estinzione a bande sfumate ed estinzione granulare; a tratti appaiono anche molto fratturate. Localmente sono presenti anche frammenti isolati e subarrotondati di pellicole di argilla (papule, *sensu* Brewer, 1976) che in XPL si presentano con bande di estinzione nette ed in parte con estinzione granulare. Occasionalmente negli orizzonti neolitici Bt si osservano anche pellicole di limo microlaminate e di forma allungata, da curva a lineare. Queste ultime in particolare appaiono selezionate e gradate, a volte con ciclica alternanza di lamine con tessitura da fine a grossolana; da un punto di vista ottico in luce polarizzata incrociata, esse appaiono generalmente isotrope, sebbene localmente mostrino dei domini anisotropi striati con orientazione parallela alla loro laminazione. La loro continuità è interrotta da fratture trasversali al loro allungamento. Generalmente in questi stessi orizzonti si riconoscono anche riempimenti di materiale bruno-scuro ricco in humus, otticamente isotropo a *nicol* incrociati. Sia negli orizzonti A che negli orizzonti Bt sono generalmente presenti pedorelitti subarrotondati di colorazioni da bruno giallastro a rosso giallastro e giallo rossastro, di dimensione variabile, che spesso includono anche frammenti di pellicole di argilla che a *nicol* incrociati presentano estinzione a bande sfumate o granulare.

Gli orizzonti Bt del profilo FDG presentano molti caratteri simili a quelli degli orizzonti inferiori del profilo Canaletta sopra descritti. In particolare, si nota che gli orizzonti posti stratigraficamente più in basso presentano una matrice più argillosa, che a *nicol* incrociati appare da moderatamente a fortemente anisotropa. Le pellicole di argilla, di colore rossastro e localmente giallastro, sono molto abbondanti; si presentano spesso molto fratturate. In luce polarizzata incrociata appaiono con bande di estinzione sfumate o con estinzione granulare. Si rinvennero molte papule che localmente sembrano essere assimilate nella matrice circostante. Anche in questo profilo pedologico si osservano numerosi pedorelitti e alcuni frammenti subarrotondati di argillite, nonché abbondanti tracce di attività biologica (pori subsferici, vescicolari o a canale e riempimenti da passaggi di fauna terricola), particolarmente diffusi negli orizzonti 2Btgb1, 2Btgb2 e soprattutto 3Ab.

In sezione sottile è stato osservato al microscopio ottico anche il contatto tra il riempimento della buca di palo (livello archeologico 1280) e del suolo esterno (livello archeologico 1117 ≡ 2Btb1 del profilo Canaletta). Lungo il bordo della buca si osserva un livello di argilla di colore giallo chiaro, in parte frammentato e con inclusi occasionali microaggregati di suolo. Localmente si riconoscono microfenocristalli di quarzo, feldspati e miche. A *nicol* incrociati questa porzione argillosa mostra un'estinzione da sfumata a granulare e piccoli domini anisotropi lineari o curvilinei.

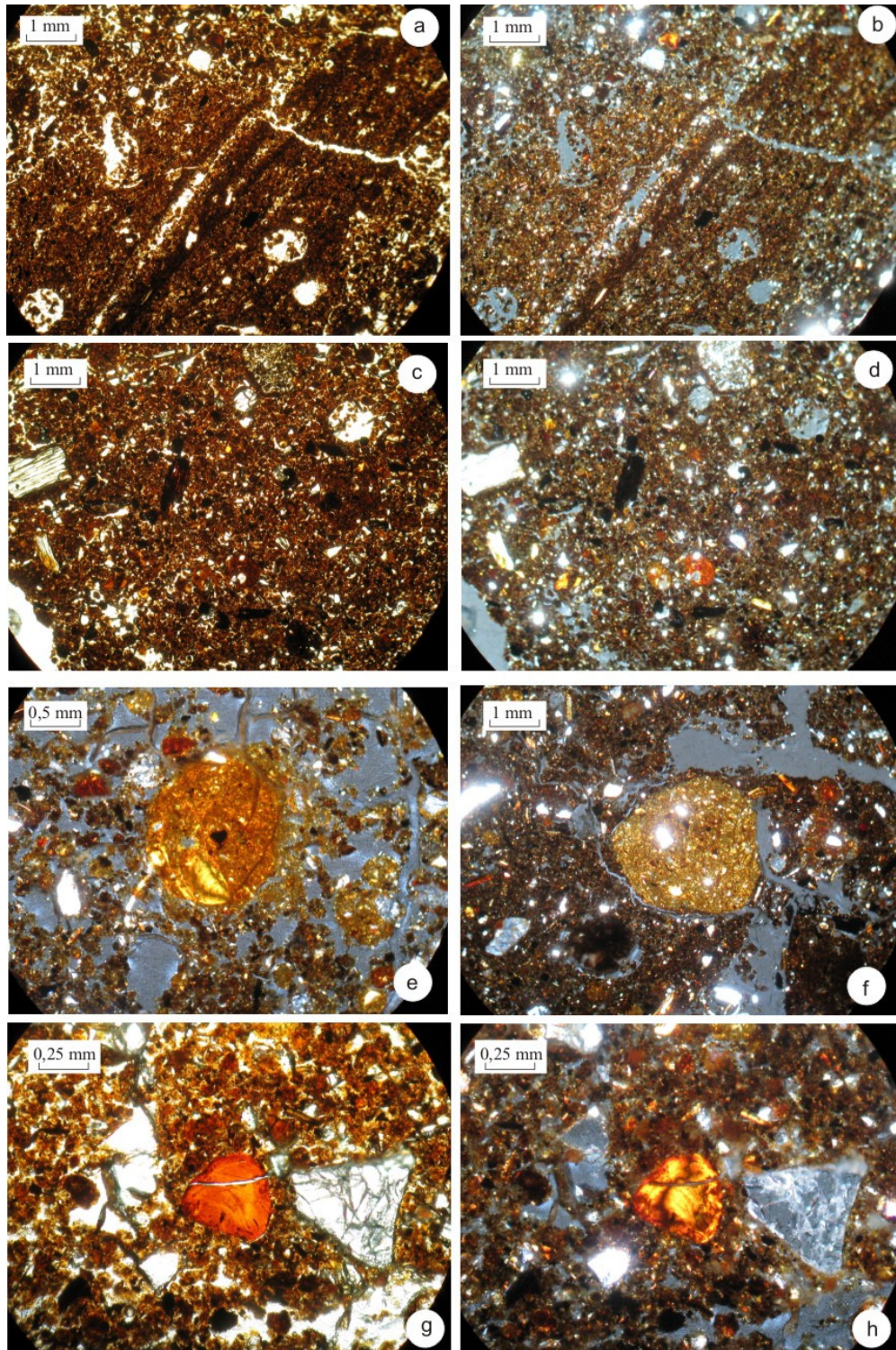


Fig. 3.23: Microfoto relative al profilo Canaletta: pellicole di limo nell'orizzonte Ap3 in PPL (a) e in XPL (b); matrice dell'orizzonte Ap3 in PPL (c) e suo comportamento prevalentemente isotropo in XPL (d); pedorelitti nell'orizzonte 2Ab2 (e) e 2Ab1 (f) in XPL; papula nell'orizzonte Ap3 in PPL (g) e in XPL (h).

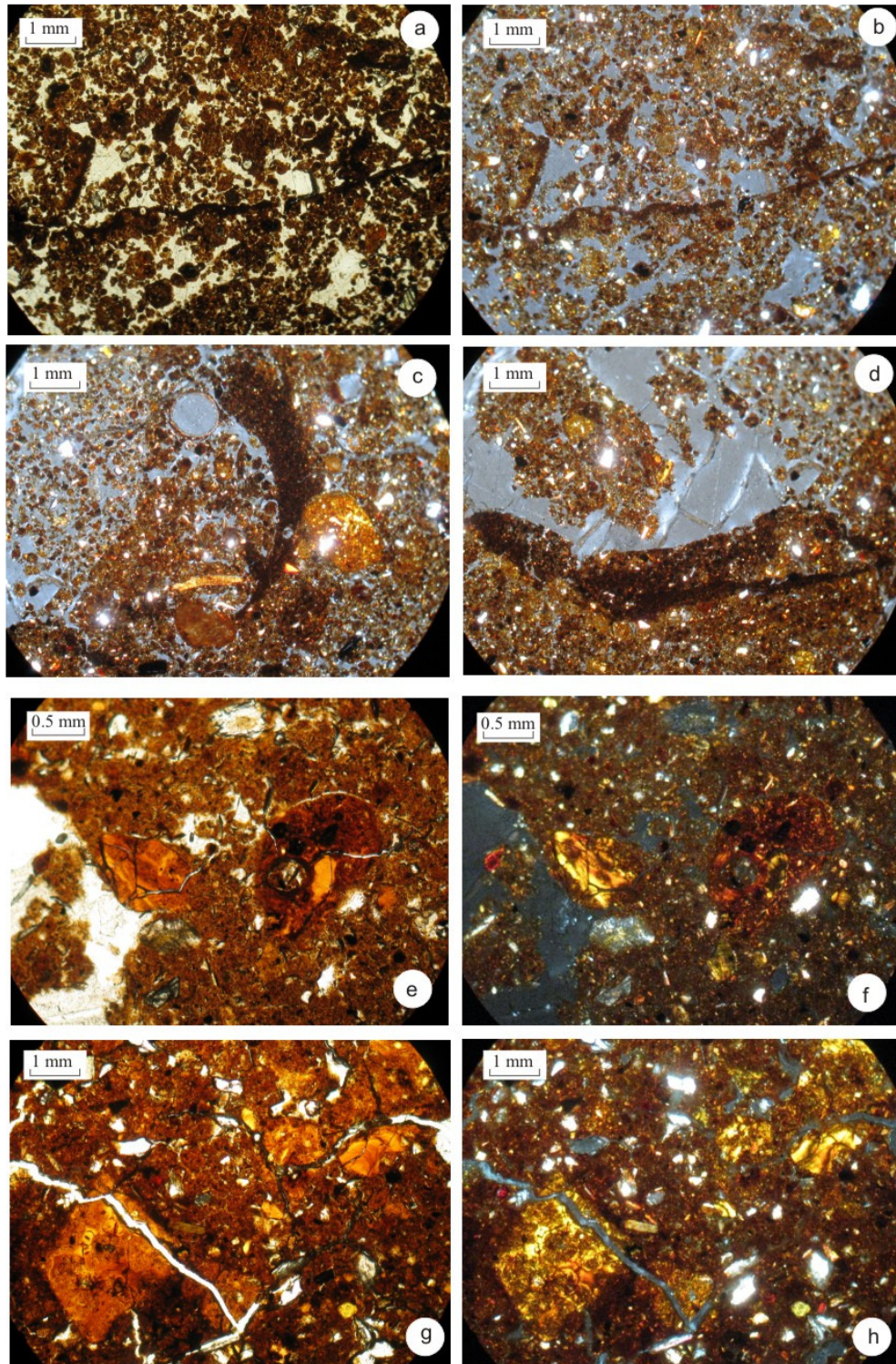


Fig. 3.24: Microfoto relative al profilo Fosso di Guardia: pellicole di limo nell'orizzonte Bt1 in PPL (a) e in XPL (b); pellicole di limo nell'orizzonte Bt1 in PPL (a) e in XPL (d); papule, matrice dell'orizzonte Bt1 in PPL (e) e suo comportamento anisotropo in XPL (f); pellicole di argilla e papule nell'orizzonte Bt2 in PPL (g) e in XPL (h).

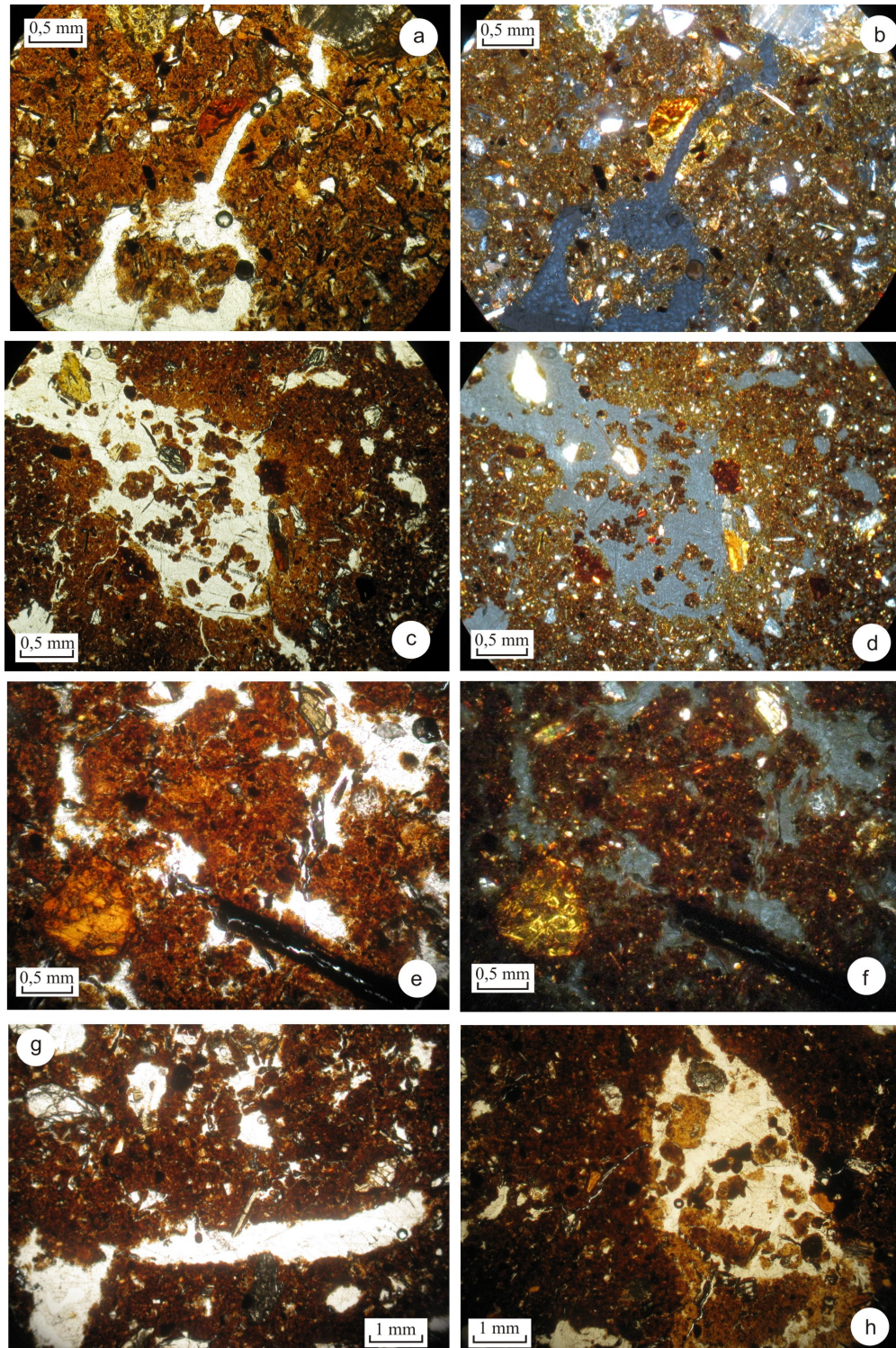


Fig. 3.25: Microfoto relative al profilo Fosso di Guardia: riempimento di argilla (orizzonte 2Btg1) parzialmente assimilato nella matrice circostante in PPL (a), moderatamente anisotopa in XPL (b); bioturbazione dell'orizzonte 2Btg2 in PPL (a) e comportamento fortemente anisotropo della matrice in XPL (d); frammento di argillite e frammento di carbone nell'orizzonte 3Ab in PPL (e) e in XPL (f); evidenze di attività biologica legata a fauna terricola in PPL nell'orizzonte 3Ab (g, h).

3.3.7. Analisi al SEM-EDS

L'analisi al SEM-EDS ha consentito di identificare una piccola quantità di vetri vulcanici (ceneri fini) dispersi all'interno della matrice in tutti gli orizzonti di suolo. I frammenti vulcanici consistono di pomici e *shards* vulcaniche molto piccole, di dimensioni variabili da 20 a 200 μm , caratterizzate da strutture vescicolari con vacuoli subarotondati. Nell'orizzonte di suolo 3Ab del profilo FDG sono stati osservati anche dei piccoli frammenti di pirosseno, di forma allungata e localmente alterati (fig. 3.26).

La composizione chimica del vetro è prevalentemente riolitica, con il SiO_2 che raggiunge quantità comprese tra il 72 ed il 78%, anche se localmente si riconoscono campioni con più bassi contenuti in silice. La somma degli alcali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) si aggira intorno all'8% o poco più (Tabella 4).

Sono stati elaborati diversi diagrammi utili per ricostruire la provenienza dei vetri analizzati (fig. 3.27). I dati sono stati inseriti nel TAS che ha mostrato una composizione prevalentemente riolitica, di quasi tutti i campioni analizzati, sebbene alcuni presentano una composizione trachitica. Inoltre il diagramma di Peccerillo e Taylor (1976) ($\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$) mostra chiaramente la presenza di tre famiglie con composizione chimica diversa. Nel diagramma di Paterne et al. (1988) ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), calcolato per questi vetri, quasi tutti i campioni ricadono all'interno del dominio eoliano.

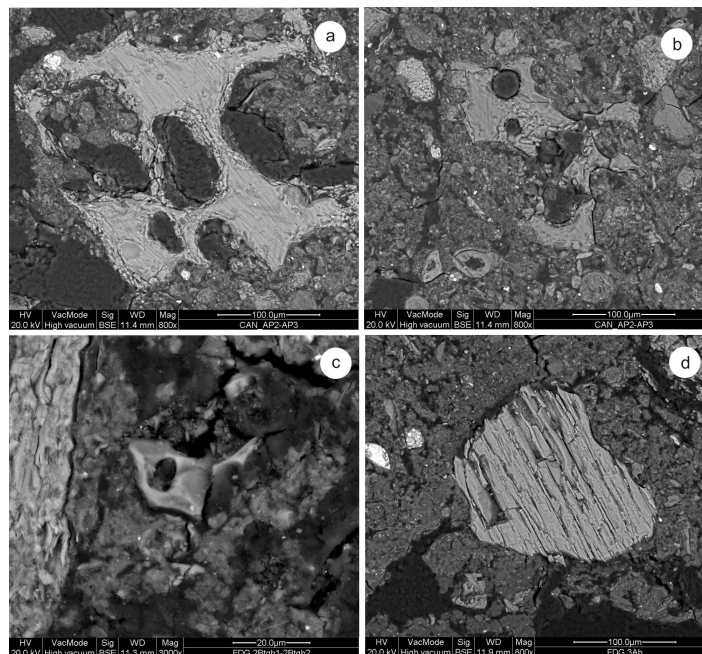


Fig. 3.26: Immagini al SEM di frammenti di pomici e *shards* vulcaniche; pomici caratterizzate da strutture vescicolari con vacuoli subarotondati nell'orizzonte CAN Ap2-Ap3 (a,b) e nell'orizzonte FDG 2Btg1-2Btg2.

Tabella 4: Composizione chimica dei vetri ottenuta tramite analisi EDS.

Campione	Al ₂ O ₃	CaO	Cl ₂ O	FeO	HgO ₂	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	SiO ₂	TiO ₂
CAN AP2-AP3_001		0,64	0,41	1,8		5,69			1,01	77,59	
CAN AP2-AP3_002	12,92	0,57	0,31	1,29		3,9			2,82	78,2	
CAN AP2-AP3_003	15,5	8,51	0,36	11,24		2,23	4,73		4,38	50,99	2,07
CAN AP2-AP3_004	12,88	0,69	0,48	1,68		4,67	0,61		2,61	76,28	0,09
CAN AP2-AP3_007	13,41	0,57	0,35	1,36		3,84	0,87		4,06	75,4	0,14
CAN AP2-AP3_008	16,69	4,13	0,25	6,15		5,43	2,52		3,02	60,98	0,82
CAN AP2-AP3_009	18,22	3,38	0,3	5,49		5,33	2,42		4,29	59,98	0,59
CAN AP2-AP3_012	18,43	2,44	0,32	5,04	0,09	5,6	1,48		4,82	61,23	0,55
CAN AP2-AP3_012a	17,74	2,9	0,4	5,26	0	6,59	1,13		3,29	62,12	0,58
CAN AP3-2Ab1_002	13,19	0,69	0,31	1,56	0,48	4,64	0,14		2,45	76,45	0,11
CAN AP3-2Ab1_003	13,13	0,67	0,31	1,48	0,23	4,41	0		2,46	77,12	0,19
CAN AP3-2Ab1_004	13,12	0,65	0,39	1,32	0,47	5,01	0,13		2,62	76,21	0,08
CAN AP3-2Ab1_006	18,79	2,44	0,33	4,92	0	6,03	1,26		5,23	60,47	0,54
CAN AP3-2Ab1_007	12,45	0,5	0,39	1,49	0,6	4,72	0,19		2,21	77,27	0,18
CAN AP3-2Ab1_008	13,29	0,62	0,42	1,57	0,51	4,99	0,19		2,63	75,67	0,11
CAN AP3-2Ab1_008a	13,22	0,65	0,37	1,31	0,38	4,41	0,17		2,95	76,48	0,06
CAN AP3-2Ab1_009	13,1	0,65	0,39	2,27	0,31	5,34	0,3		2,28	75,2	0,16
CAN AP3-2Ab1_010	13,29	0,55	0,37	1,08	0,34	4,39	0,11		2,87	77	0
FDG3Ab_008	11,5	0,96		2,09		5,47	0,5	0,3	1,39	77,38	0,4
FDG 2Btgb1-2Btgb2_001	13,09	0,58		1,33		3,83	0,84	0,16	3,13	76,87	0,17
FDG 2Btgb1-2Btgb2_002	13,3	0,47		1,2		3,54	0,85	0,08	4,39	76,09	0,07
FDG 2Btgb1-2Btgb2_003	12,96	0,55		1,24		3,74	0,78	0,21	3,48	76,85	0,17
FDG 2Btgb1-2Btgb2_004	12,96	0,61		1,36		4,06	0,65	0,12	2,93	77,19	0,12
FDG 2Btgb1-2Btgb2_005	13,58	0,47		1,28		3,21	0,82	0,16	4,35	76,02	0,13
FDG B1_006	8,49	0,37		7,78		3,33	0,65	0,32	4,65	73,98	0,44

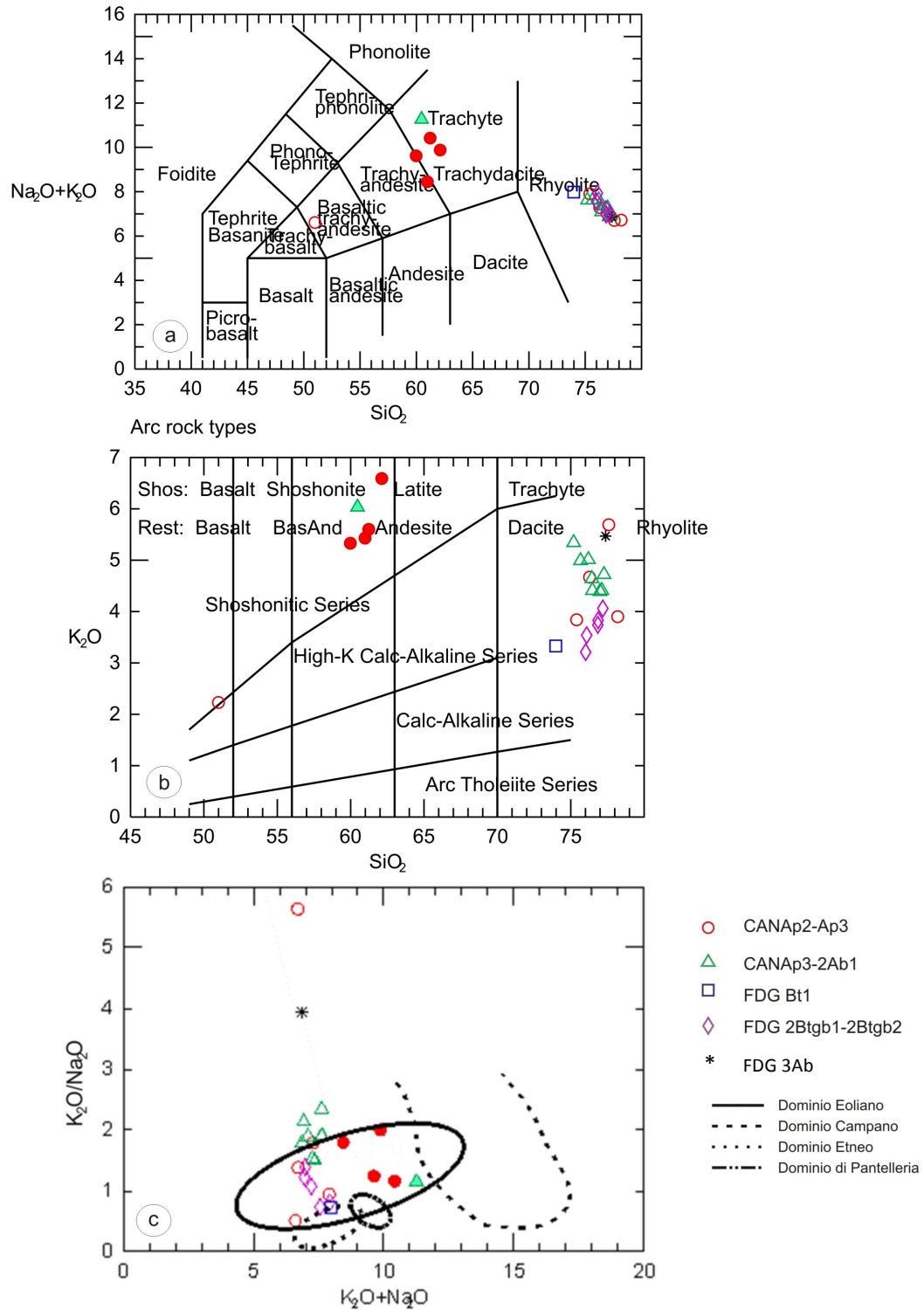


Fig. 3.27: (a) Diagramma TAS; (b) diagramma di Peccerillo e Taylor (1976); (c) diagramma del rapporto degli alcali verso la somma degli alcali con i campi di pertinenza di diversi domini vulcanici (Paterne et al., 1988).

3.3.8. Analisi pedoantracologiche

Sia negli orizzonti neolitici (Bt) che post-neolitici (Ap) del profilo Canaletta si evidenzia la dominanza di una foresta decidua di querce. Nell'orizzonte Ap3 sono state riconosciute anche piccole quantità di *Arbutus unedo* (o corbezzolo, appartenente a vegetazione arbustiva sempreverde) (Fig. 3.28).

Nel profilo pedologico FDG sono stati rinvenuti molti monocotiledoni, riferibili a vegetazione erbacea. È inoltre degno di particolare menzione il fatto che nell'orizzonte Bt1 di tale profilo è stato identificato un unico frammento di carbone di *Abies alba*, attualmente appartenente solo alla vegetazione montana.

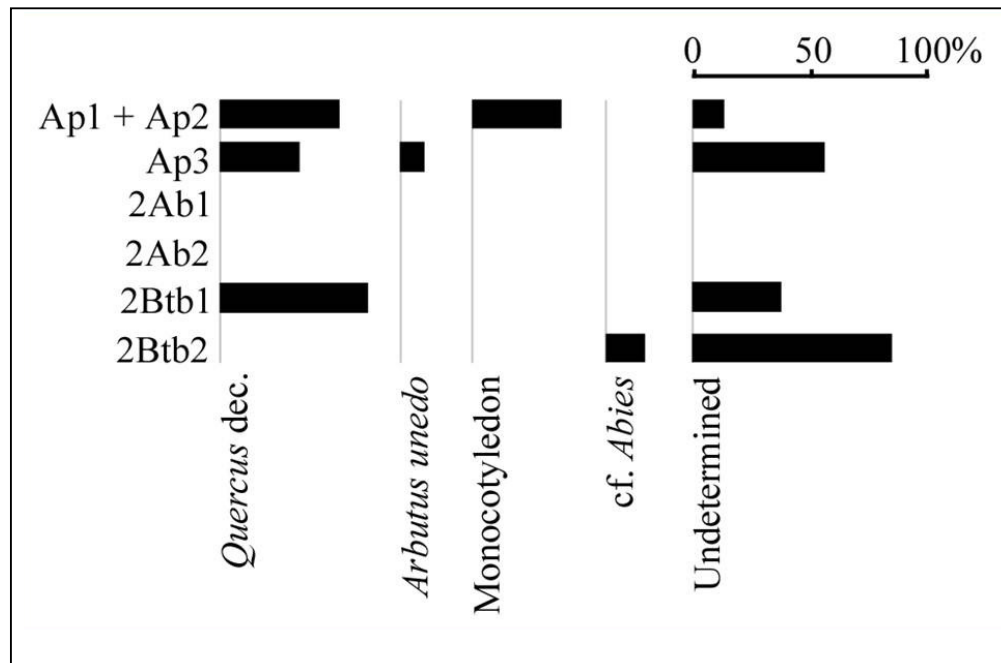


Fig.3.28: Risultati dell'analisi antracologica nel profilo Canaletta.

3.3.9. Isotopi del carbonio

I valori del $\delta^{13}\text{C}$ determinati per tutti gli orizzonti pedologici dei due profili di Palmi, sono sempre risultati maggiori di -24‰ e relativamente omogenei. Tuttavia, si può individuare una debole differenza tra i due profili di suolo. In particolare, i valori relativi al profilo CAN sono compresi tra $-25,14\text{‰}$ e $-25,79\text{‰}$, mentre quelli del profilo FDG sono mediamente più bassi, con valori che vanno da $-24,17\text{‰}$ a $-25,11\text{‰}$ (Tabella 5).

Tabella 5: Risultati dell'analisi isotopica del carbonio

Campione	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ corr	DS
CAN Ap1-Ap2	-25,79	
CAN Ap3	-25,43	0,04
CAN 2Ab1	-25,15	0,10
CAN 2Ab2	-25,28	0,06
CAN 2Btb1	-25,14	0,06
FDG Bt1	-24,49	0,16
FDG Bt2	-24,83	0,43
FDG 2Btgb1	-25,11	0,06
FDG 2Btgb2	-24,17	0,98
FDG 3Ab	-24,61	0,04

DS: deviazione standard

3.4.INTERPRETAZIONE DEL SITO DI PALMI

Sulla base dei sopralluoghi effettuati, delle osservazioni geomorfologiche e pedologiche e dei risultati acquisiti tramite analisi di laboratorio è stato possibile elaborare un quadro generale del contesto geoarcheologico in esame, delle variazioni climatico-ambientali intercorse dal Plesistocene finale all'Olocene iniziale e delle variazioni ambientali provocate dalle attività umane nell'area investigata. In particolare l'analisi geomorfologica ha mostrato l'importante ruolo svolto dai fattori topografici sulla preservazione e lo sviluppo dei suoli esaminati. Il contesto topografico, caratterizzato da una morfologia subpianeggiante leggermente ondulata, ha consentito una relativa stabilità geomorfologica e quindi ha favorito lo sviluppo pedogenetico, anche grazie alle caratteristiche climatiche. In particolare, le precipitazioni meteoriche piuttosto abbondanti (con media annua superiore ai 1200 mm) nonostante le quote non particolarmente elevate (circa 500 m s.l.m.), sono probabilmente funzione soprattutto dell'esposizione verso mare e dell'effetto "barriera" esercitato dai rilievi costieri su cui si sviluppa il terrazzo e di quelli aspromontani posti più all'interno verso est, in grado di favorire un forte incremento delle precipitazioni orografiche.

Le caratteristiche morfologiche e fisiche dei suoli e la presenza di pomici occasionali, nei vari orizzonti di suolo del sito archeologico in esame, hanno consentito di dimostrare che su questa area ci sia stato apporto di materiale vulcanico. Infatti, il colore bruno scuro, l'aspetto pulverulento allo stato secco, la bassa densità apparente (che risulta essere generalmente $<0,9 \text{ g/cm}^3$), la consistenza soffice e friabile, il comportamento non adesivo e non plastico, la tissotropia da moderata ad elevata, l'elevata capacità di ritenzione idrica ed il buon drenaggio (Buol et al., 1989; Terribile et al., 1999, 2007; Cinque et al., 2000; IUSS Working Group WRB, 2007; Soil Survey Staff, 2010) sono proprietà tipiche degli andosuoli. Tra questi suoli superficiali e il substrato litologico (localmente rocce ignee o metamorfiche paleozoiche e localmente sedimentarie mio-plioceniche) si evidenzia una forte discontinuità e quindi una chiara provenienza alloctona. Nonostante non si sono trovati livelli di tefra ben definiti nel sito, l'apporto vulcanico è confermato dalla presenza di micropomici, ricche in alcali e silice, riconosciute all'analisi al SEM-EDS. La composizione prevalentemente riolitica, evidenziata dal diagramma TAS, per quasi tutti i campioni analizzati (tranne alcuni che presentano una composizione trachitica), fa pensare a una provenienza dei vetri riconducibile al vulcanismo acido dell'arco eoliano (De Rosa et al., 1997), come confermato dal diagramma $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Paterne et al., 1988). La composizione chimica dei vetri permette di formulare qualche ipotesi, per quanto preliminare, circa le eruzioni più probabili a cui ricondurre

l'apporto vulcanico, dalle quali risalire all'età dei prodotti eruttivi. Dal diagramma di Peccerillo e Taylor (1976) si riescono a distinguere bene due popolazioni di campioni, la prima con vetro di composizione latitica e in qualche caso con microcristalli di plagioclasio nella pasta di fondo, pertanto non afirica, relativa agli orizzonti più superficiali della successione (CAN Ap2-Ap3), la seconda con vetro riolitico, relativa in parte agli stessi orizzonti ed in parte a quelli più profondi. Questa seconda popolazione mostra due ulteriori subpopolazioni distinguibili in base al contenuto in alcali, relative agli orizzonti intermedi sia del profilo Canaletta (CAN Ap3-2Ab1) che Fosso di Guardia (FDG 2Btgb1-2Btgb2). In particolare, la separazione tra le due subpopolazioni sopra citate è stata possibile sulla base di un maggiore contenuto in sodio e minore contenuto in potassio dei vetri contenuti nel profilo FDG rispetto a quelli del profilo CAN. Confrontando i vetri nei profili di suolo con quelli delle diverse eruzioni eoliane recenti risulta per i primi una composizione molto simile a quella dei vetri delle due eruzioni di Pollara (Inferiore e Superiore), avvenute a Salina rispettivamente 24 e 13 ka fa (Calanchi et al., 1993). L'eruzione di Pollara Inferiore è stata di tipo subpliniano, con la formazione di una colonna eruttiva che ha portato ad una notevole dispersione dei prodotti di caduta; durante l'eruzione di Pollara Superiore, invece, si è avuta prevalentemente la messa in posto di grandi volumi di tefra legati a colate piroclastiche, pertanto con una dispersione notevolmente minore. Per questa ragione, per i vetri degli orizzonti del profilo FDG, si propende per un'attribuzione all'evento di Pollara Inferiore.

Nell'orizzonte basale 3Ab dello stesso profilo, è stato possibile analizzare un solo vetro vulcanico, che risulta essere riolitico e ricco in potassio. Questa composizione potrebbe corrispondere a quella dei vetri di Punta Perciato (Lipari, 42 ka) o del successivo periodo di Falcone (Lipari, di età compresa tra 42 e 24 ka fa). L'attribuzione a uno di questi due livelli potrebbe essere confermata dalla presenza di ortopirosseno e anfibolo, fasi rinvenute nei depositi prossimali. Sulla base della sopra citata datazione radiometrica a circa 27 ka di un carbone all'interno di tale orizzonte, la più probabile potrebbe essere l'eruzione di Punta Perciato. Tuttavia, non è da escludere anche l'attività di Falcone, poichè l'eventuale pedogenesi successiva agli eventi più recenti di 27 ka potrebbe averne omogenizzato i relativi prodotti all'interno dell'orizzonte sepolto, mascherandone l'originale discontinuità deposizionale.

I campioni relativi alla parte intermedia e superiore del profilo CAN, più potassici dei precedenti, mostrano invece una maggiore affinità con i prodotti delle eruzioni riolitiche di Lipari e Vulcano (Monte Guardia, Lipari, 22 ka; Monte Pilato, Lipari, 800 d.C; Rocche

Rosse, Lipari, 1230 d.C.; La Fossa e Vulcanello, Vulcano, 5 ka- rec) (Tranne et al., 2002; Tanguy et al., 2003; Arrighi et al., 2006; De Astis et al., 2006).

La simultanea presenza, in questi ultimi orizzonti, di una frazione vulcanoclastica di composizione latitica, porterebbe a escludere le eruzioni recenti di Lipari (Gabelotto-Fiumebianco, Pilato e Rocche Rosse), in cui tali prodotti non stati mai riscontrati nei depositi piroclastici. Viceversa, la loro presenza farebbe propendere per l'eruzione di Monte Guardia (22 ka) (De Rosa et al., 2003) o per le eruzioni storiche e recenti di Vulcano (La Fossa-Vulcanello, 5 ka-recente). In tal caso, il limite cronologico fornito dalla superficie del Bronzo posta al di sotto degli orizzonti Ap2-Ap3 del profilo Canaletta, consente di escludere l'eruzione di Monte Guardia e di attribuire invece i prodotti in questione all'attività storica e/o recente dell'isola di Vulcano. Tuttavia, eventuali apporti di eruzioni a sola composizione riolitica (Gabelotto-Fiumebianco, Pilato e Rocche Rosse) non sono da escludere, in quanto potrebbero coesistere nel suolo insieme a quelli appena considerati, di composizione latitica e riolitica, omogeneizzati dai processi pedogenetici nella stessa matrice (cfr. Paterno et al., 1988; Frezzotti e Narcisi, 1996).

L'ipotesi della provenienza eoliana è rafforzata dalla vicinanza dell'area di studio con il distretto vulcanico eoliano (circa 80-100 km) e dalla sua esposizione verso ovest (verso il mar Tirreno), nonché dalla dominanza dei venti verso est. Inoltre è avvalorata da lavori recenti, condotti su zone limitrofe poste più a nord rispetto al sito in esame, in particolare nella Piana di Gioia Tauro e Monte Poro (Aramini et al., 2005; Bernasconi et al., 2010), e dalla carta dei suoli della Calabria (ARSSA, 2003), che mostrano una composizione delle componenti vulcaniche (pomici e pirosseni) simile a quella dell'area di studio e compatibile con il vulcanismo eoliano tardo-quaternario, senza tuttavia fornire precise indicazioni sui possibili centri eruttivi e sull'età dei prodotti.

Sulla base delle suddette considerazioni sulla probabile età delle componenti vulcaniche che hanno contribuito allo sviluppo di tali suoli, la loro formazione è quindi riconducibile all'Olocene ed al tardo Pleistocene finale, come anche evidenziato da Scarciglia et al. (2008a, b) e Bernasconi et al. (2010). Ciò risulta in perfetto accordo anche con la cronologia su base radiometrica e geoarcheologica del sito. La presenza delle componenti vulcaniche in questi suoli è anche confermata dall'analisi micromorfologica, che ha mostrato (a *nicol* incrociati) una prevalente isotropia ottica della matrice in tutti gli orizzonti organico-minerali A. Tale evidenza indica una prevalenza di componenti amorfe, quali minerali argillosi a basso ordine cristallino (SROM) e sostanza organica, associati invece ad una bassa quantità di fillosilicati.

Questi dati sono coerenti con i risultati delle analisi in spettrometria all'infrarosso ed in parte anche in diffrazione ai raggi X (che individuano la presenza di minerali a basso ordine cristallino quali proto-imogolite, imogolite e/o allofane) e con i valori dell'indice di ICOMAND. Quest'ultimo, infatti, mostra valori più alti di 2% quasi in tutti gli orizzonti (tranne l'orizzonte 2Btb2, che mostra un valore inferiore), consentendo di stimare un buon grado di sviluppo delle proprietà andiche e pertanto di stimare un elevato contenuto in alluminosilicati a basso ordine cristallino e/o di complessi Al-argillo-umici (come peraltro già ipotizzato sulla base delle caratteristiche morfologiche descritte in campagna). Tuttavia, l'indice $(A_{lo} - A_{lp})/S_{io}$, che corregge le determinazioni del *pool* amorfo o poco cristallino rispetto all'alluminio legato alla frazione organica (Parfitt e Wilson, 1985), risulta in generale compreso tra 1 e 2 (cfr. Parfitt e Henmi, 1982; Dahlgren et al., 1993), permettendo di stimare che gli SROM prevalgono sulle componenti Al-argillo-umiche (Nanzyo et al., 1993). In particolare, il valore negativo (-6,01) ottenuto per l'orizzonte Bt2 di FDG dipende da un maggior quantitativo di Alp rispetto ad Alo, che è un fenomeno ben noto per gli estratti in pirofosfato. In tal caso, si assume che la fase inorganica contenente alluminio sia nulla e che quindi l'alluminio sia legato interamente alla frazione organica (Meijer et al., 2007).

Il rapporto $A_{lp}/A_{lo} < 0,5\%$ e la quantità di $S_{io} > 0,6\%$ indicano inoltre che i suoli esaminati sono di tipo *sil-andic* (*sensu* IUSS Working Group WRB, 2007), cioè suoli allofanici la cui componente amorfa (Alo) è legata interamente alle componenti a basso ordine cristallino (García-Rodeja et al., 2007). Anche l'alto contenuto in allofane (soprattutto negli orizzonti A) ed in ferridrite confermano l'elevata quantità di SROM nei suoli investigati.

La stima delle proprietà andiche permette di ritenere che da un punto di vista tassonomico i suoli vulcanici in oggetto ricadano quasi tutti nell'ordine degli Andosuoli (Soil Survey Staff, 2010), sebbene due soli orizzonti (2Btb2 del profilo Canaletta, coincidente con Bt1 del profilo Fosso di Guardia, e Bt2 del profilo Fosso di Guardia) denotino un minor grado di andicità.

La formazione degli alluminosilicati a basso ordine cristallino è relativa generalmente ai primi stadi di pedogenesi e risulta favorita dall'alterazione del vetro vulcanico in regime di umidità udico (o perudico), cioè di umidità nel suolo prolungata nel tempo (Duchaufour, 1982; Parfitt et al., 1984; Buol et al., 1989), che può essere messa in relazione alle abbondanti precipitazioni tipiche dell'area. Anche la presenza di silice amorfa riscontrata grazie alle analisi all'infrarosso può essere considerata come un prodotto di origine pedogenetica comune in suoli vulcanici relativamente giovani (Dahlgren et al., 1993). Pertanto, le specie mineralogiche a basso ordine cristallino rilevate tramite spettrometria IR e diffrazione ai

raggi X soprattutto negli orizzonti superiori, Ap3 del profilo Canaletta (così come nell'orizzonte sepolto del profilo FDG 3Ab), suggerisce che il loro sviluppo è avvenuto in condizioni pedoclimatiche di abbondante umidità, probabilmente in parte simili a quelle attuali. Quindi l'apporto del materiale vulcanico, unitamente alle caratteristiche climatiche e pedoclimatiche dell'area, hanno probabilmente favorito lo sviluppo delle proprietà morfologiche, fisiche, chimiche e mineralogiche tipiche degli Andosuoli.

Generalmente i suoli che si sviluppano su materiale vulcanico in condizioni climatiche favorevoli, come quelli del sito in esame, risultano particolarmente fertili (cfr. Shoji et al., 1993). Questa caratteristica può aver contribuito positivamente a condizionare la scelta del luogo d'insediamento. La vasta estensione delle aree interessate da arature successive alla superficie dell'età del Bronzo (arativi 1 I ed 1 II) sembra confermare la fertilità e l'attitudine del sito alle pratiche agricole ai tempi degli insediamenti. In particolare, il vetro vulcanico si altera molto rapidamente, fornendo grande disponibilità di nutrienti per la vegetazione, il cui sviluppo è facilitato anche dall'elevata capacità di ritenzione idrica e dal drenaggio libero. Infatti, i suoli studiati hanno mostrato tenori piuttosto elevati di sostanza organica (specialmente i tre arativi Ap, che ne presentano i valori assoluti più elevati), che testimoniano la presenza certa di una vegetazione abbastanza rigogliosa in passato: la progressiva decomposizione dei resti vegetali primari ad opera dei batteri produce l'accumulo di humus nel suolo con un conseguente aumento di contenuto organico e brunificazione. I valori elevati di CSC riscontrati nel profilo Canaletta sono chiaramente da attribuire principalmente alla sostanza organica (complessi Al-argillo-umici) e/o alla presenza di minerali argillosi a basso ordine cristallino, che sono caratterizzati da elevata superficie specifica, cariche variabili e alta reattività, con conseguente elevata capacità di scambio cationico (Ugolini et al., 2002; IUSS Working Group WRB, 2007; Soil Survey Staff, 2010). Tali evidenze indicano inoltre che il suolo poteva essere fertile, in quanto capace di assorbire e ritenere potenzialmente molti nutrienti. Al contrario la conducibilità elettrica non ha mai valori molto alti e quindi testimonia che molti elementi, comprese le basi di scambio (che costituiscono tra i principali nutrienti per la vegetazione) che generalmente presentano valori mediamente <1 meq/100g (tranne il calcio che è generalmente più alto), sono stati abbondantemente lisciviati nel tempo, soprattutto dagli orizzonti pedologici superiori. Infatti i valori mediamente più bassi delle basi di scambio negli orizzonti superiori, indicano appunto una più intensa lisciviazione in questi rispetto a quelli inferiori. Ciò è in parte confermato dai valori mediamente bassi del pH (a cui contribuiscono ovviamente anche gli abbondanti acidi

organici presenti nell'humus). Il pedoclima udico, che caratterizza l'area di studio, può aver infatti favorito l'intensa lisciviazione, rendendo il suolo progressivamente meno fertile.

Per quanto riguarda i due orizzonti inferiori del profilo Canaletta, essi rappresentano orizzonti argillici (Bt), in quanto mostrano diverse percentuali di pellicole di argilla nei pori, indicative di un significativo processo di illuviazione, ovvero traslocazione di particelle di argilla dagli orizzonti superiori verso orizzonti profondi.

Sulla base della stratigrafia archeologica l'intervallo temporale racchiuso dagli orizzonti Bt e dal corrispondente orizzonte organico superiore eroso e rimaneggiato, corrisponde al Neolitico finale (circa 4500-3800 a.C.) che coincide almeno in parte con l'*optimum* climatico olocenico (cfr. Orombelli, 1997). Le pellicole di argilla rinvenute negli orizzonti profondi del profilo Canaletta suggeriscono che le condizioni verificatesi in questo periodo fossero le più favorevoli ai processi di illuviazione; infatti, le pellicole di argilla si formano più facilmente in un clima relativamente caldo e umido caratterizzato da un certo contrasto stagionale. L'abbondanza di precipitazioni fa sì che le particelle di argilla vengano portate in sospensione dall'acqua di infiltrazione e trasportate lungo il profilo, depositandosi all'interno dei pori o sulle facce degli aggregati degli orizzonti più profondi, per evaporazione o capillarità, in seguito a *deficit* idrico stagionale (Fedoroff, 1997). Una significativa fase di illuviazione di argilla è ben documentata durante l'*optimum* climatico olocenico, in diverse aree temperate a medie latitudini (Catt, 1989; Cremaschi e Trombino, 1998), tra cui altri siti calabresi (Scarciglia et al., 2008a, b, 2009; Bernasconi et al., 2010), compresi quello di Cecita e di Saracena (vedi oltre). Questo tipo di ambiente può essere stato certamente favorevole anche alla segregazione di idrossidi di ferro che hanno conferito colorazioni bruno-giallastre agli orizzonti profondi del profilo Canaletta. Per la loro formazione risulta, infatti, necessaria la presenza di abbondante umidità, in grado di favorire l'alterazione delle componenti primarie con conseguente mobilizzazione del ferro, seguita da una parziale diminuzione di disponibilità d'acqua nel suolo (per evaporazione o drenaggio), utile a far precipitare il ferro sotto forma di ossidi idrati (ad es. goethite o ferridrite) (Diaz e Torrent, 1989). Anche la dominanza di fillosilicati (individuati all'analisi in XRD) quali alloisite (e/o subordinatamente caolinite), illite e clorite, vermiculite e/o smectite occasionali nei sopracitati orizzonti, in particolare nell'orizzonte più profondo (2Btb2), testimonia condizioni caratterizzate da abbondante umidità con un certo contrasto stagionale. In generale i minerali argillosi (fillosilicati) rinvenuti nei campioni esaminati rappresentano tipici prodotti di neogenesi derivanti da feldspati e miche (Barnhisel e Bertsch, 1989; Sequeira Braga et al., 2002;

Broquen et al., 2005); in particolare l'alloysite, presente in tutti i campioni, si forma dall'alterazione di componenti vulcaniche primarie (Tazaki, 1979, 1982; Jongmans et al., 1999; Adamo et al., 2001; Vacca et al., 2003).

La presenza dei fillosilicati e delle pellicole di argilla negli orizzonti neolitici potrebbe indicare uno stadio avanzato delle pedogenesi rispetto ai livelli post-neolitici superiori, in cui la presenza di SROM potrebbe indicare una fase iniziale di alterazione pedogenetica. Tuttavia, sembra evidente un chiaro cambiamento ambientale e probabilmente climatico al passaggio tra i suddetti orizzonti argillici profondi e gli orizzonti organici superiori (le cui specie mineralogiche a basso ordine cristallino si sono formate in condizioni pedoclimatiche di abbondante umidità prolungata nel tempo). Tali variazioni climatiche sono probabilmente intercorse al passaggio dall'*optimum* climatico neolitico (Olocene medio) verso l'Olocene superiore.

In particolare, l'assenza delle pellicole di argilla negli orizzonti organico-minerali di superficie potrebbe essere imputata a una o più fasi di aridità (5500, 4700, circa 3000 o 2000 anni fa) già riconosciute in letteratura (ad es. Sadori e Narcisi, 2001; Allen et al., 2002; Hunt et al., 2004; Mayewski et al., 2004; Di Rita and Magri, 2009; Jalut et al., 2009; Geraga et al., 2010; Swindles et al., 2010). Tali fasi di aridità potrebbero aver inibito l'illuviazione di argilla: la quantità di acqua sarebbe diminuita non permettendo la percolazione dell'acqua e la conseguente traslocazione dell'argilla lungo il profilo di suolo. Tuttavia, in questa area l'inaridimento del clima non dovrebbe essere stato particolarmente forte o dovrebbe essere stato soltanto temporaneo, poiché dopo il periodo neolitico si sono avute condizioni più favorevoli per la formazione degli SROM rispetto ai fillosilicati. Tali condizioni, con periodi caratterizzati da umidità relativamente alta (ad es. Dramis et al., 2003; Magny, 2004; Giraudi, 2007), spesso associata a temperature più basse (Davis et al., 2003; Sauro et al., 2003; Mayewski et al., 2004; Di Donato et al., 2008), si sono ripetutamente alternate nella seconda parte dell'Olocene. Infatti, le temperature basse potrebbero avere inibito il contrasto stagionale (necessario per la deposizione delle particelle di argilla sotto forma di pellicole all'interno dei pori o sulle facce degli aggregati), che spiega bene la scomparsa delle pellicole di argilla dopo l'età del Bronzo.

Tuttavia, in questo contesto gli effetti dei cambiamenti ambientali sono probabilmente accentuati da quelli prodotti dall'attività dell'uomo. L'attività antropica è ben evidente negli orizzonti organico-minerali sia di superficie che negli orizzonti argillici sepolti, interessati da tracce di aratura e troncature erosive. La troncatura erosiva al *top* degli orizzonti argillici (che

rappresentano orizzonti tipicamente profondi), conferma l'ipotesi di un'intensa erosione, che ha probabilmente coinvolto orizzonti superiori attualmente mancanti tra i Bt e gli arativi superficiali. Non è da escludere che l'insediamento antropico nell'area possa aver modificato il contesto ambientale (ad es. vegetazionale e di uso del suolo) favorendo i processi erosivi, in particolare con l'instaurarsi delle pratiche agricole. Infatti, il peculiare andamento del limite inferiore dell'orizzonte Ap3 nel profilo Canaletta può essere interpretato come una probabile traccia di un maggiore approfondimento localizzato dell'aratro, similmente alle numerose altre tracce di aratura osservate nel sito. Il rinvenimento in vari luoghi di questa stessa area e dell'area M di solchi di aratura riempiti da materiale bruno scuro è un'altra testimonianza dell'accumulo di sedimenti di suolo eroso dagli orizzonti organici non più preservati in posto. Le tracce di aratura osservate in modo chiaro alla macroscale negli orizzonti neolitici ed in quelli superiori potrebbero aver lasciato anche alcune evidenze alla microscala. Infatti, le osservazioni in sezione sottile al microscopio ottico hanno evidenziato alcune figure pedogenetiche che potrebbero essere interpretate in questi termini (*agricutans*, *sensu* Jongerius, 1970; *agro-striated b-fabric*, *sensu* Huisman et al., 2009). In particolare, le pellicole di limo allungate e/o curve, il loro aspetto interno laminato, selezionato e gradato ed il *pattern* di anisotropia ottica talvolta striato (indicativo dell'isorientazione delle particelle più fini, di argilla, per probabile stress meccanico legato a pressione), nonché la loro frammentazione, potrebbero essere legate a diverse particelle di lavorazione del terreno prodotte da attività agricole, principalmente aratura ed eventuale irrigazione. La produzione delle particelle di limo e conseguente mobilizzazione lungo il profilo pedologico, nonché il loro addensamento e successiva frammentazione, potrebbero infatti essere dovute soprattutto all'azione di disgregazione della struttura pedogenetica e successiva compattazione operata dall'aratro. La produzione ed illuviazione di limo potrebbero essere state favorite dall'azione della pioggia battente e delle acque di infiltrazione, e forse in parte dovute anche ad irrigazione artificiale (probabilmente in epoche più recenti, sul suolo ancora esposto in superficie). In fase di deposizione, al variare dell'energia di trasporto delle acque percolanti contenenti le particelle in sospensione, si sarebbero formate le microstrutture sedimentarie (laminazione, selezione e/o gradazione).

Inoltre i riempimenti localizzati di colore bruno scuro (e quindi più ricchi in sostanza organica) negli orizzonti Bt, frequenti in questi livelli per tutta l'estensione dell'area indagata, possono essere interpretati come impronte di bioturbazione o cavità lasciate libere da apparati radicali decomposti, successivamente riempite da materiale diverso. Questo materiale

potrebbe provenire dall'erosione dei corrispondenti orizzonti organico-minerali formati in superficie (ma attualmente non presenti) in condizioni climatiche e vegetazionali particolarmente favorevoli, prima ancora della formazione degli arativi superiori. Per quanto riguarda l'età di tali orizzonti Ap, nonostante la stratigrafia archeologica non fornisca chiare indicazioni cronologiche se non che post-datano la superficie del tardo Bronzo antico, è possibile ipotizzare che siano almeno in parte da riferire all'Epoca Romana. Infatti, l'età restituita dalla sopra citata datazione radiometrica ^{14}C condotta su un carbone prelevato da uno dei sottostanti livelli (orizzonte Bt1 del profilo FDG, coincidente con l'orizzonte 2Btb2 del profilo CAN) è pari a 1620 ± 20 a cal BP, corrispondente grossomodo al V sec d.C. Tale datazione si riferisce quindi ad uno degli orizzonti interessati dalle strutture d'insediamento neolitiche, e risulta pertanto problematica, cioè con un'età troppo giovane. Tuttavia, le numerose evidenze di disturbo antropico registrate negli orizzonti pedologici tardo-neolitici e post-neolitici, nonché la presenza, negli orizzonti Bt, di riempimenti di materiale unificato proveniente dagli orizzonti A superiori descritti in campo, fa pensare che il gruppo di carboni datati possa essere stato rimaneggiato dagli orizzonti organico-minerali Ap più recenti in quelli neolitici inferiori. Probabilmente anche il riempimento della canaletta potrebbe essere costituito da tale materiale, rimaneggiato in maniera naturale all'interno dello scavo dai processi di dilavamento ed erosione superficiali o accumulato artificialmente dalle zone limitrofe. Tale riempimento, infatti, presenta colorazioni bruno scure e anche le percentuali di sostanza organica presentano valori mediamente più elevati rispetto agli orizzonti profondi del profilo indisturbato, in parte adiacenti alla canaletta stessa. Analogamente i riempimenti del foro di palo sembrano appartenenti a un orizzonte organico-minerale, probabilmente rimaneggiato dopo la degradazione o rimozione dei pali di legno, poiché il contenuto in sostanza organica risulta elevato (5,7%), coerentemente con il colore bruno scuro. La percentuale di S.O. nel riempimento della buca (che si presenta con caratteristiche variabili ben evidenziate anche dai diversi colori, giallastro e bruno), invece, mostra un valore (4,2%) pressoché intermedio rispetto agli orizzonti Bt bruno-giallastri in cui è scavata (v. profilo Canaletta), suggerendo che la buca sia stata colmata da materiale misto riportato da tali orizzonti artificialmente. Ciò è confermato dalla sovrapposizione di livelli ben definiti di tale materiale osservata in diverse buche di palo dell'area di scavo. L'insieme dei dati analitici mostra valori confrontabili con il probabile materiale di origine.

Simili considerazioni possono valere per il materiale bruno scuro che riempie la cisterna, in particolare per il valore di sostanza organica, che risulta piuttosto elevato (9,6%) e pertanto

estremamente simile a quegli orizzonti organico-minerali estesamente erosi e rimaneggiati nell'area d'insediamento (canalette sia dell'area S che dell'area M, fori di palo, solchi di aratura, riempimenti localizzati negli orizzonti pedogenetici profondi). Va inoltre segnalato che tali riempimenti (di canalette, buca e foro di palo, cisterna) mostrano valori elevati (talvolta i più elevati in assoluto) dell'indice $AlO\% + 0,5 FeO\%$, confermando che il materiale di riporto o rimaneggiamento deriva dalla mobilitazione di materiale di suolo pedogeneticamente piuttosto evoluto, sviluppatosi probabilmente in condizioni climatico-ambientali particolarmente umide.

Anche le frequenti lenti ed intercalazioni localizzate di colore ocraceo all'interno del materiale bruno scuro dominante il riempimento della cisterna sono chiare evidenze di fenomeni di erosione e rimaneggiamento parziale anche dagli orizzonti profondi Bt. Analogamente, la lente di materiale giallastro rinvenuta tra gli orizzonti 2Ab1 e 2Ab2 della canaletta sembra essere il risultato del rimaneggiamento di materiale eroso dagli orizzonti sottostanti Bt, di aspetto simile, che si intercala ai fenomeni di risedimentazione degli orizzonti di suolo organici nella stessa. Quindi, anche se gli orizzonti 2Ab1 e 2Ab2 e la lente intercalata evidenziano almeno tre distinti momenti di sedimentazione, la pedogenesi sembra aver interessato nell'insieme tutti gli orizzonti, tendendo ad omogeneizzarne i caratteri; in particolare, la presenza di una struttura di aggregazione sempre ben sviluppata indica un periodo di relativa stabilità abbastanza lungo, suggerendo che la pedogenesi è in grossa parte successiva ai processi di erosione/sedimentazione.

Simili evidenze a quelle riscontrate nei profili Canaletta e Fosso di Guardia, sono ben documentate nei profili Trincea 104 SUD e 104 SUD bis dell'area M. Il profilo indisturbato presenta la maggior parte dei caratteri e figure pedogenetiche simili alla parte indisturbata del profilo Canaletta, denotando un ambiente climatico e processi pedogenetici in tutto simili. Tra l'altro mostra un'evidente variazione di colore verso il basso, dalle colorazioni brune e bruno scure degli orizzonti A (sia superficiali che sepolti), ricche di sostanza organica (come mostrato dai dati analitici), a colori bruno-giallastri in profondità, ascrivibili invece alla presenza di (ossidi)/idrossidi di ferro. Il materiale che colma la canaletta evidenzia un chiaro contatto discontinuo con il profilo indisturbato, marcato sia dal contenuto di sostanza organica sia dalla forte diminuzione di argilla negli orizzonti del riempimento. La successione di orizzonti genetici del riempimento e alcuni dei loro principali caratteri risultano analoghi a quelli del profilo indisturbato, suggerendo che il colmamento della canaletta sia avvenuto in seguito ad erosione progressiva dei sottostanti livelli, intaccando prima quelli nella parte più

profonda del canale. In alternativa, tale colmamento potrebbe essere avvenuto prima e in maniera disomogenea, e successivamente interessato da una pedogenesi grossomodo contemporanea a quella degli orizzonti del profilo naturale, dando luogo ad una differenziazione pedogenetica simile. In ogni caso gli arativi risultano successivi alle fasi di escavazione e di riempimento. Non è del tutto chiaro se questa canaletta e le altre sub-parallele tra loro rinvenute nello stesso sito siano di origine naturale o antropica. Infatti la loro formazione potrebbe essere legata al deflusso idrico concentrato causato dal debole gradiente della superficie terrazzata, visto il loro andamento subparallelo grossomodo conforme alle linee di massima pendenza, e al successivo riempimento ad opera di materiale rimaneggiato sulla superficie. La presenza di pedorelitti giallastri in alcuni orizzonti del riempimento, erosi probabilmente dagli orizzonti profondi con caratteri e colorazioni simili, conferma la dinamica erosivo-deposizionale documentata nell'area. Anche nel profilo Trincea 89 EST dell'area M vi sono evidenze di tali processi morfodinamici: si osservano infatti riempimenti bruno scuri negli orizzonti Ap e 2A, che testimoniano una presenza nel passato di un orizzonte superficiale organico-minerale, eroso e rimaneggiato all'interno di cavità legate ad attività biologica o apparati radicali decomposti. In questo stesso profilo la frattura profonda ad alta inclinazione che interessa l'orizzonte Ap (già identificato come arativo dagli archeologi) e i primi centimetri dell'orizzonte successivo, sembra rappresentare un locale approfondimento della traccia dell'aratro.

I processi erosivi registrati nei suoli del sito di Palmi mostrano chiaramente come siano stati enfatizzati dall'uomo attraverso le sue diverse attività insediative e di sussistenza. In particolare, la pratica della deforestazione (taglio degli alberi e/o incendi) dovrebbe essere stata necessaria sia per creare spazi utili per la coltivazione sia per utilizzare il legno come materia prima (Pons e Quèzel, 1998). In questa area, tuttavia, sembra che il disboscamento non sia stato particolarmente intenso: infatti, l'analisi antracologica, condotta sui frammenti di carboni rinvenuti negli orizzonti di suolo, ha evidenziato la stabilità di una foresta decidua dominata da quercia dal Neolitico al post-Bronzo tardo antico. Ciò suggerisce che gli insediamenti antropici avevano un'estensione limitata, tale da non rendere necessaria una distruzione del querceto se non parziale. La permanenza del querceto nei diversi momenti dell'Olocene ci dà, inoltre, indicazioni paleoclimatiche precise, indicando grossomodo la stabilità di condizioni ambientali umide (Watts et al., 1996) anche per l'Olocene superiore. L'abbondante umidità in età neolitica è inoltre supportata dal rinvenimento di *Abies alba*. Poiché tale specie arborea che cresce in alta montagna (Carcaillet e Muller, 2005; Liepelt et

al., 2009, 2010), il suo ritrovamento a quote relativamente basse, dove le temperature non dovrebbero essere state basse (trovandoci invece nel corso dell'*optimum* climatico), suggerisce che l'umidità sia stata la peculiare condizione ambientale che ne ha favorito la crescita in questo contesto. Ciò è coerente con il sopra citato effetto "barriera" dei rilievi peritirrenici dell'area di studio e con il conseguente controllo orografico delle precipitazioni meteoriche. Anche le analisi isotopiche del carbonio confermano quanto sopra: la presenza di piante di tipo C3, tipiche di ambienti umidi e temperati, indica che l'area doveva essere caratterizzata da condizioni ambientali prevalentemente umide (Goodfriend, 1999; Scott e Vogel, 2000; Galy et al., 2008).

Per quanto riguarda il profilo Fosso di Guardia il suo orizzonte argillico superiore (Bt1) coincide con l'orizzonte 2Btb2 del profilo Canaletta, con il quale mostra pertanto una continuità stratigrafica verso il basso. Proprio l'illuviazione di argilla, che caratterizza i Bt, rappresenta uno dei processi dominanti in tale profilo similmente a quanto osservato nella parte superiore della successione geoarcheologica. Tuttavia, in questo profilo cambiano alcune caratteristiche morfologiche, in quanto gli orizzonti pedologici non presentano più l'aspetto morfologico tipico degli Andosuoli. Innanzitutto in tutti gli orizzonti la matrice si presenta più argillosa (come confermato dall'analisi tessiturale in laboratorio). Ciò potrebbe essere legato alla presenza di argilla primaria di origine sedimentaria, indicativa di ambienti deposizionali di bassa energia (anche di tipo pseudo-lacustre), o relativi al parziale rimaneggiamento nella successione pedostratigrafica in esame di intervalli a granulometria più fine appartenenti alla copertura mio-pliocenica e/o quaternaria, oltre che di eventuale argilla pedogenetica. Parte del sedimento messo in posto, data la densità apparente relativamente bassa e l'identificazione di micropomici, indica un chiaro apporto di materiale piroclastico, omogeneizzatosi agli apporti di natura non vulcanica grazie alla pedogenesi.

Tuttavia, le minori proprietà andiche stimate nei due orizzonti 2Btb2 del profilo Canaletta (\equiv Bt1 del profilo Fosso di Guardia) e Bt2 del profilo Fosso di Guardia (con valori dell'indice ICOMAND $< 1,7\%$), sono in buon accordo con la maggiore abbondanza di minerali argillosi fillosilicati riscontrata tramite diffrattometria ai raggi X e spettrometria all'infrarosso. Ciò risulta inoltre coerente con l'ambiente pedogenetico e climatico individuato da tali orizzonti argillici, nei quali, la colorazione più giallastra, la specifica mineralogia delle argille e la presenza di pellicole di argilla illuviale evidenziano (come già prima discusso) condizioni umide con un maggior contrasto stagionale (regimi di umidità probabilmente di tipo ustico o xerico) rispetto a quelle con maggiore permanenza di umidità (regime udico o perudico) a cui

è possibile ricondurre lo sviluppo degli altri orizzonti, con caratteristiche andiche più marcate. Le variazioni del contenuto in argilla lungo il profilo evidenziano le discontinuità già osservate in campagna, che separano i tre diversi cicli pedogenetici. Infatti la percentuale di argilla diminuisce dal 24 al 10% al passaggio tra l'orizzonte Bt2 ed il 2Btgb1, diminuendo drasticamente al passaggio con l'orizzonte 3Ab. Le stesse discontinuità sono marcate dall'andamento dei valori di conducibilità elettrica, che aumentano verso il basso in corrispondenza dei suddetti limiti tra orizzonti ed evidenziano un diverso grado di lisciviazione tra gli orizzonti appartenenti ai diversi cicli pedogenetici. Probabilmente proprio il seppellimento degli orizzonti più profondi da parte di quelli relativi ai cicli pedogenetici successivi può aver "sigillato" i suoli sepolti, impedendo almeno parzialmente ulteriori processi di lisciviazione. Inoltre, l'aumento della conducibilità elettrica tra il Bt2 e i due sottostanti orizzonti con caratteri *gley*, può essere stato favorito da un drenaggio almeno parzialmente impedito. L'incremento di conducibilità nell'orizzonte 3Ab invece è da attribuire all'adsorbimento e ritenzione di elementi provenienti dalla soluzione acquosa circolante elevata grazie alla presenza di cariche negative nella sostanza organica di cui tale orizzonte è ricco. In particolare, tra le basi di scambio risulta particolarmente elevato il Ca, con valori pari a 6,52 meq/100g, mentre Mg, K e Na scambiabili sono molto più lisciviati.

Gli orizzonti del secondo ciclo pedogenetico (2Btgb1 e 2Btgb2) mostrano ancora presenza di pelicole di argilla e in particolare, figure pedologiche tipiche di un ambiente idromorfo (*gley*) non permanente (legato a un drenaggio parzialmente impedito), come indicato dal pedice "g": le glosse grigiastre indicano condizioni riducenti localizzate (con Fe allo stato ridotto), mentre le screziature nerastre di ossidi di manganese indicano alternanza di condizioni di umidità e secchezza in un ambiente a prevalente umidità. Ciò è confermato dalle prevalenti colorazioni giallastre della matrice, indicative della dominanza di idrossidi di ferro.

L'orizzonte bruno molto scuro più profondo (3Ab) rappresenta un vecchio orizzonte organico-minerale di superficie ormai sepolto, come evidenziato dai valori di sostanza organica superiore al 6%, in forte discontinuità con i tenori misurati negli orizzonti superiori. Il suo aspetto parzialmente torboso sembra coerente con un ambiente forse temporaneamente e parzialmente riducente, in cui la decomposizione dei tessuti vegetali primari potrebbe essere in parte avvenuta ad opera di batteri anaerobi e quindi essere stata lenta. Inoltre, l'accumulo organico potrebbe essere legato in parte alla rideposizione in ambiente stagnante di materiale eroso dagli orizzonti A di superficie delle aree limitrofe. I riempimenti di colore bruno presenti negli orizzonti 2Btgb1 e 2Btgb2 potrebbero essere costituiti da materiale eroso da

orizzonti organici prima esposti in superficie al di sopra di tali orizzonti ed attualmente del tutto assenti.

Nonostante l'incerta collocazione temporale degli orizzonti Btg a causa della loro sterilità dal punto di vista archeologico e dell'assenza di datazioni radiometriche, è possibile comunque ipotizzarne in modo approssimato il periodo di sviluppo. Infatti, pre-datando gli orizzonti neolitici e post-datando l'orizzonte 3Ab con età radiometrica di circa 27 ka fa, la loro formazione potrebbe essere avvenuta durante il tardiglaciale e/o l'Olocene iniziale. Ciò è suggerito anche dalla presenza di pellicole di argilla e dai caratteri parzialmente idromorfi, ascrivibili probabilmente alle fasi di miglioramento climatico post-glaciale. In questo periodo si assiste infatti a un iniziale incremento dell'umidità (Allen et al., 1999; Sadori e Narcisi, 2001; Starkel, 2002; Frisia et al., 2007; Magri, 2008), in grado di consentire l'attivazione dei processi di illuviazione di argilla e possibili condizioni di minore drenaggio, forse in parte dovute al maggior apporto di acque di infiltrazione ed alla parziale ostruzione dei pori proprio causata dall'argilla illuviale.

Tornando alla datazione dell'orizzonte 3Ab, invece, è possibile collocare la formazione di tale orizzonte di suolo quasi certamente all'interno dell'ultimo Glaciale, in particolare in una fase, forse mite, precedente al LGM (*Last Glacial Maximum*). Le colorazioni bruno scure, l'alto tenore in humus e le abbondanti tracce di plaeo-bioturbazione rafforzano l'idea di uno sviluppo pedogenetico avvenuto in condizioni climatiche fredde (in assenza di rubefazione), in quanto rappresentano alcuni caratteri tipici dei suoli di parterie e steppe di ambienti freddi (i cosiddetti "Chernozem" o *black earths*), già segnalati in Calabria (Sauer et al., 2011a, b). Non è da escludere che il suo aspetto parzialmente torboso, infine, possa essere stato causato da un ambiente parzialmente riducente eventualmente indotto da acque di scioglimento di ghiaccio stagionale, ascrivibili a condizioni di tipo periglaciale (cfr. Scarciglia et al., 2003, 2006). In buon accordo con tali ipotesi, l'analisi antracologica ha mostrato la presenza di abbondanti monocotiledoni (vegetazione erbacea), spesso tipica di ambienti freddi, sia negli orizzonti Btg che nell'orizzonte 3Ab sepolto. Ciò è coerente anche con alcuni dati pollinici, che evidenziano nel vicino massiccio dell'Aspromonte (intorno a circa 20 ka BP) la presenza di specie erabacee e contemporaneamente la scomparsa di latifoglie (Gruger et al., 1977). Inoltre, i valori leggermente meno negativi di $\delta^{13}\text{C}$ negli orizzonti del profilo Fosso di Guardia rispetto a Canaletta suggeriscono nell'insieme condizioni leggermente meno umide, compatibili con il periodo glaciale, rispetto a quelle degli orizzonti olocenici.

I caratteri sopra discussi indicano che ripetutamente, in diversi momenti registrati dall'intera successione stratigrafica, si sono alternate condizioni di intensa morfodinamica (erosione/rimaneggiamento), aggradazione sedimentaria con importanti *input* vulcanici e relativa stabilità geomorfologica favorevole allo sviluppo pedogenetico. In particolare, in questo contesto, i tassi di accumulo del materiale vulcanico devono essere stati certamente minori rispetto ai tassi di pedogenesi, con una progressiva omogeneizzazione degli *input* sedimentari da parte dei processi pedogenetici (*accretionary soils*, *sensu* Catt, 1998). Infatti, alla macroscale non è possibile identificare il materiale vulcanico primario “fresco” (pomici), così come non ci sono chiare evidenze di discontinuità litologiche.

Nell'insieme si registra dal basso verso l'alto una transizione da un ambiente umido e scarsamente drenante (profilo Fosso di Guardia) ad un ambiente sempre umido, ma ben drenato con un periodo a maggior contrasto stagionale (incipiente già in questo profilo), cui segue una fase caratterizzata da una più omogenea e prolungata disponibilità di acqua nel suolo nel corso dell'anno (profilo Canaletta ed arativi). Diversi autori sono concordi con questa interpretazione di aumento dell'umidità nella seconda parte dell'Olocene (cfr. Sadori et al., 2011), sebbene esista una dibattuta controversia circa le condizioni ambientali registrate nell'Olocene superiore, a causa di dati tra loro contrastanti presenti in letteratura (ad es. Corselli, 2011; Cremaschi e Zerboni, 2009; Cremaschi et al., 2010, 2011; Magri, 2011).

CAPITOLO 4

CECITA

CECITA

4.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area in esame si colloca in Calabria centro-settentrionale, precisamente sull'altopiano silano, che ricade all'interno del massiccio della Sila Grande. In particolare, i siti archeologici indagati sono posti sulle sponde del lago Cecita, in località Piani di Cecita e Forge di Cecita (Fig. 4.1).

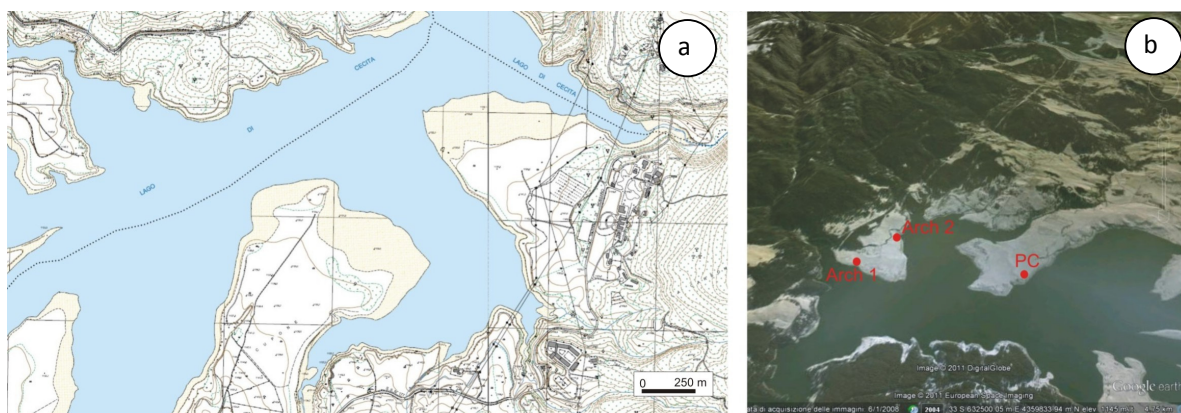


Fig. 4.1: Ubicazione de siti archeologici lungo le sponde del lago Cecita: (a) carta topografica in scala 1:5000; (b); da Google Earth.

Il massiccio della Sila è l'elemento strutturale più elevato e più esteso dell'Arco Calabro-Peloritano. Rappresenta una porzione della catena orogenica ercinica al margine occidentale europeo, e consiste di unità tettono-stratigrafiche di tipo alpino sovrascorse, durante il Miocene, sui terreni carbonatici meso-cenozoici dell'Appennino meridionale (Amodio-Morelli et al., 1976; Critelli 1999; Van Dijk et al., 2000; Bonardi et al., 2001; Rossetti et al., 2001), e successivamente esumate in seguito a fasi tettoniche in regime estensionale (Cifelli et al., 2007). Secondo Messina et al. (1991) il suo basamento è composito, cioè formato dal Batolite della Sila (a sua volta costituito da rocce plutoniche di natura granitoide come granodioriti, gabbri e leucomonzograniti), e da tre distinti complessi metamorfici di età varisica (Caggianelli et al., 2003; Liotta et al., 2008): il Complesso di Monte Gariglione-Polia-Copanello di medio-alto grado, il Complesso di Mandatoriccio di medio-basso grado e il Complesso di Bocchigliero di basso grado e dalla copertura sedimentaria rappresentata dalla successione mesozoica di Longobucco (fig. 4.2).

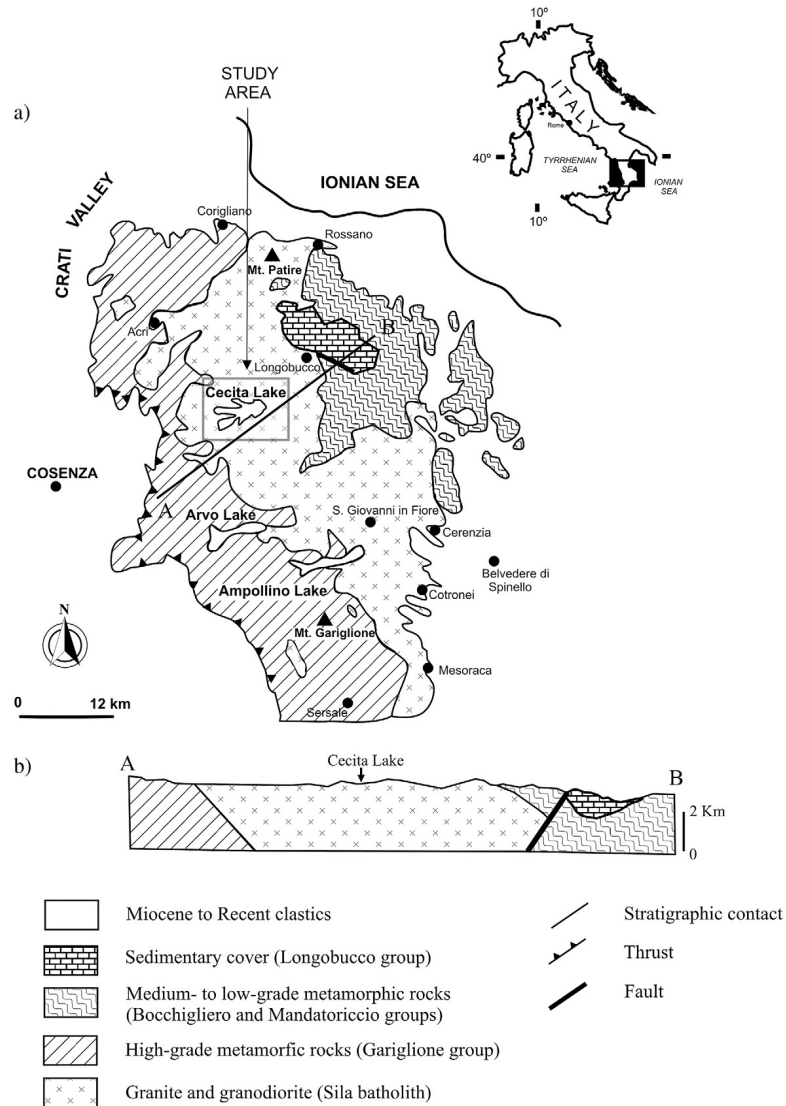


Fig. 4.2: Sezione geologica schematica del Massiccio della Sila (da Buccianti et al., 2009).

In dettaglio, il Batolite della Sila risulta formato da numerosi corpi intrusivi reciprocamente intersecati, da sin- a post-tettonici, diversi per estensione, tessitura e mineralogia. Essi sono per lo più massivi, caratterizzati da una foliazione tettonica primaria, da flusso e/o collegabile alla tettonogenesi alpina. Tutto il batolite mostra un intervallo composizionale da gabbro (anfibolo-pirosseno-olivina-biotite) e leucomonzogranito, con prevalenza dei termini intermedi tonalitico-granodioritici (biotite-anfibolo). Tali plutoni si sono messi in posto con sequenza temporale dai più basici ai più acidi, a livelli crostali da medi ad alti.

Il Complesso di Monte Gariglione-Polia-Copanello è formato da un basamento di crosta profonda pre-varisico riequilibrato in facies anfibolitica in età varisica, costituito

principalmente da migmatiti erciniche e da metamorfiti di grado medio-alto. In particolare, le metamorfiti si attribuiscono a due complessi diversi, uno di medio e l'altro di alto grado. Il complesso delle metamorfiti di medio grado è costituito da paragneiss micascistosi a biotite e muscovite, talora granatiferi. Presentano una grana minuta, scistosità piana non sempre evidente poiché le miche hanno orientazione irregolare. Le metamorfiti di alto grado sono caratterizzate da un'associazione molto varia di rocce, per lo più micascisti gneissici a biotite con muscovite e/o sillimanite a scistosità generalmente evidente, e gneiss biotitici a granato, sillimanite, cordierite con struttura massiccia. Tali gneiss presentano una struttura tendenzialmente orientata.

Il Complesso di Mandatoriccio è caratterizzato dalla presenza di matapeliti in facies anfibolitica, per lo più micascisti e paragneiss. In modo subordinato sono anche presenti intercalazioni di gneiss occhiadini a porfiroclasti di K-feldspato derivati da granitoidi, livelli di marmi a silicati e lenti di metabasiti che sono tagliati da filoni post-metamorfici. Tali metamorfiti hanno subito una storia evolutiva polifasica.

Il Complesso di Bocchigliero è costituito da metamorfiti di basso grado che poggiano su una sequenza terrigeno-carbonatico-vulcanica paleozoica. Stratigraficamente si possono distinguere tre intervalli: una prima parte basale costituita da metasedimenti terrigeni e carbonatici cambriani; una parte intermedia formata da metasedimenti terrigeni ordoviciani, con prevalenza di areniti e metavulcaniti; nella parte sommitale si rinvengono metasedimenti terrigeni e carbonatici (filladi, metareniti, filladi carboniose e metacalcari) con vulcaniti in prevalenza sialiche (metarioliti, scisti porfirici riolitici e metatufiti). Tutti i livelli appena descritti vengono a contatto, in diverse zone, con i graniti.

Al di sopra delle unità silane appena descritte si rinviene una copertura sedimentaria mesozoica rappresentata dal Gruppo di Longobucco. Esso è costituito da un insieme di formazioni che descrivono l'evoluzione di un margine continentale passivo a partire dalle fasi iniziali di *rift*. Tale gruppo è costituito da quattro formazioni comprese tra il Triassico superiore (?) e il Giurassico inferiore (Critelli, 1999; Van Dijk et al., 2000): la Formazione del Torrente Duno; la Formazione di Bocchiegliero; la Formazione del Fosso Petrone; la Formazione del Fiume Trionto.

Il massiccio della Sila è caratterizzato da tre sistemi di faglie a direzione NO-SE, N-S, NE-SO che rappresentano i principali lineamenti tettonici dell'area (Van Dijk et al., 2000). L'attività di questi ultimi, nel corso del Quaternario, è stata probabilmente responsabile della disattivazione dei principali laghi presenti sull'altopiano silano (fig. 4.3).

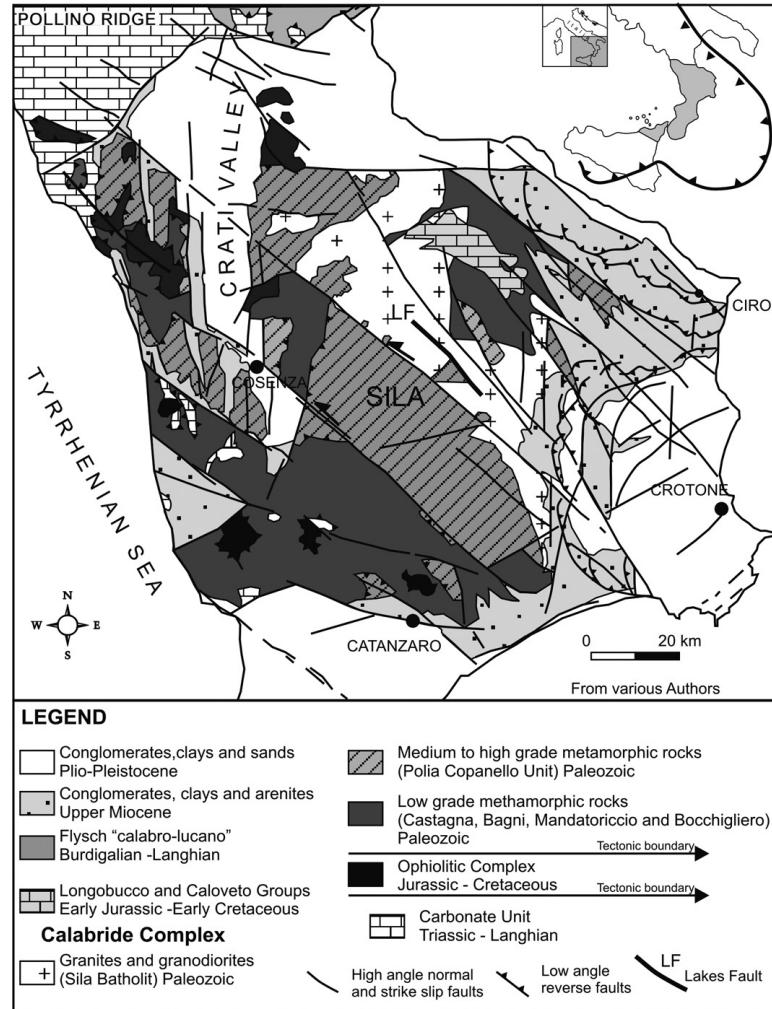


Fig. 4.3: Schema tettonico della Calabria Settentrionale (da Spina et al.2007)

In particolare, l'evoluzione dell'area di studio inizialmente è stata controllata dall'attività tettonica di tipo prevalentemente trascorrente, ascrivibile al Pleistocene inferiore, che ha determinato lo sviluppo di zone di taglio orientate NO-SE (Van Dijk et al., 2000). Durante il Pleistocene si assiste a un progressivo ampliamento, verso est, del bacino del Crati e alla formazione di conche intra-montane che risultano inserite tra i lembi delle paleosuperfici del paesaggio silano. Tale cambiamento è dovuto all'instaurazione di un regime estensionale, con direzione di massima estensione orientata circa ONO-ESE, legato alla riattivazione di rampe di *thrust* e alla neoformazione di segmenti di faglia orientati N-S (Moretti, 2000; Galli e Bosi, 2003). Questo settore della Calabria ha registrato nell'ultimo milione di anni., un tasso di sollevamento dell'ordine di 0,6-0,8 mm/a (Sorriso-Valvo e Tansi, 1996, Tansi et al., 2007).

4.2. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO, PEDOLOGICO, CLIMATICO E PEDOCLIMATICO

Il massiccio della Sila si estende per circa 1700 kmq con un'altitudine media di 1300 m s.l.m. Da un punto di vista morfologico è caratterizzato da una ridotta acclività del paesaggio, con superfici a dolce gradiente spesso delimitate da scarpate e/o versanti ad elevata acclività. Dette morfologie si distribuiscono a diverse quote, grossomodo comprese tra 800 e 1700 m s.l.m. Quelle sommitali rappresentano i lembi residui di antiche superfici morfologiche mature sospese (Brancaccio e Cinque, 1988), modellatesi sulle rocce del basamento cristallino paleozoico ed in parte sulla copertura sedimentaria miocenica nel corso del Pliocene e/o del Pleistocene (Sorriso-Valvo, 1993; Molin et al., 2004). La loro genesi è legata a ripetute fasi di intenso sollevamento tettonico differenziale, che hanno smembrato e dislocato il paleopaesaggio a varie altezze lungo le principali faglie.

Anche l'elevata acclività dei versanti può essere ricondotta al controllo della tettonica, spesso accentuata dal fenomeno dello scalzamento al piede (molto frequente in tale area) ad opera dei corsi d'acqua. Il reticolo idrografico è di tipo lineare e/o angolare (susseguente), spesso con gomiti fluviali molto marcati, ed in alcuni tratti caratterizzato da una forte asimmetria. Anch'esso (così come altre forme del paesaggio) risulta direttamente condizionato dai lineamenti tettonici dell'area (faglie e sistemi di fratture ad esse associate) (Lulli e Vecchio, 2000; Galli e Bosi, 2003). Localmente, lungo i principali corsi d'acqua, si riconoscono meandri incastrati (fiume Mucone) e piccoli lembi di terrazzi fluviali legati al sollevamento tettonico dell'area. Nei settori ad est il reticolo idrografico si approfondisce con valli strette e profonde, la cui forte dissezione verticale è stata innescata da una elevata energia del rilievo legata alle varie fasi di sollevamento tettonico (Scarciglia et al., 2005a, b).

Anche la disattivazione dei numerosi laghi presenti in Sila sembra essere riconducibile all'attività dei principali lineamenti tettonici attivi nel corso del Quaternario (Lulli e Vecchio, 2000; Galli e Bosi, 2003). Infatti, oggi tutti i laghi presenti sull'altopiano silano costituiscono invasi artificiali, realizzati tra il 1922 ed il 1965 per scopi irrigui o sfruttamento idroelettrico dei corsi d'acqua. Nel corso del Pleistocene sono stati invece attivi, come laghi naturali, impostandosi su antichi bacini lacustri all'interno di depressioni tettoniche intramontane e consentendo quindi la deposizione di successioni sedimentarie continentali di tipo fluvio-lacustre.

In particolare, il lago Cecita (area di studio) (fig. 4.4a, b) è un invaso artificiale creato negli anni '50; è costituito da depositi fluvio-lacustri (15 metri di spessore circa) relativi al

paleolago Cecita, ascrivibili probabilmente al Pleistocene inferiore(?) - medio ed al Pleistocene superiore (Scarciglia et al., 2005a, b e 2008a, b). Tali depositi sono costituiti da una successione di argille francamente lacustri, alternate a livelli di limo, sabbia e ghiaia fine, e limitatamente intervalli torbosi bruno-scuro o nerastri. Localmente, a varie altezze, sono presenti intercalazioni giallo-rossastre ricche in ossidi/idrossidi di ferro. Al di sopra di questa successione si ritrovano 3 metri di depositi in facies fluviali, costituiti da ghiaie grossolane e sabbie stratificate (Lulli e Vecchio, 2000; Scarciglia et al., 2005a, b, 2008a, b). Sui suddetti depositi pleistocenici si modellano tre diversi ordini di terrazzi, ascrivibili al Pleistocene superiore-Olocene (Scarciglia et al., 2005b) (fig 4.4b). Il terrazzo di III ordine è impostato sui depositi limoso-argillosi del ciclo lacustre; il II ordine si sviluppa al *top* dei depositi alluvionali. Il terrazzo di I ordine (che raggiunge una quota di circa 1270 m s.l.m.) è costituito da argille e limi, sabbie e ghiaie prevalentemente fini; affiora nella Valle di Cecita fino all'area di Fossiatà, nella parte orientale del bacino del lago Cecita. Alcuni bracci del lago Cecita si impostano secondo le direzioni tettoniche prevalenti. In particolare il riempimento del Cecita risulta fagliato ad est da una faglia diretta con direzione NNO-SSE ed immersione ad ovest, ascrivibile al Pleistocene superiore, che coinvolge anche il substrato granitoide (Galli et al., 2006; Spina et al. 2007; Scarciglia et al., 2008a, b).



Fig. 4.4: Panoramica del lago Cecita (a) e lembi terrazzati di II e III ordine (b) (da Scarciglia et al., 2008b modificata).

I tre sistemi principali di faglie, che delimitano i bacini intra-montani, hanno dislocato varie superfici di spianamento a diverse altezze. Infatti, la morfologia di tale area è quella tipica di un'area in sollevamento (Spina et al., 2007, 2009). I piani di faglia con diverse inclinazioni ed immersioni, fratture e discontinuità fisiche, l'elevata acclività dei versanti (la maggior parte dei quali si imposta su graniti) e la conseguente alta energia del rilievo sono fattori predisponenti per l'instabilità geomorfologica piuttosto diffusa dell'area (Le Pera et al., 2001; Scarciglia et al., 2005a, b, 2007). Quest'ultima condiziona molto lo sviluppo e la preservazione del suolo. Infatti, secondo la classificazione *WRB - World Reference Base for Soil Resources* (IUSS Working Group WRB, 2007), i suoli presenti nell'area di studio sono per lo più Umbrisuoli, Cambisuoli, Fluvisuoli, Leptosuoli e Regosuoli, o Inceptisuoli ed Entisuoli, *sensu Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010). Sono, cioè, relativamente giovani e molto sottili a causa di un continuo ringiovanimento del fronte della pedogenesi; talvolta sono persino del tutto assenti, lasciando affiorare il substrato roccioso o sedimentario. Si tratta di suoli acidi o sub-acidi, a tessitura media o grossolana e scarso contenuto in argilla, con un complesso di scambio insaturo. I profili-tipo più ricorrenti sono costituiti dalla sovrapposizione di orizzonti pedologici (Oi)-A-Bw-(BC)-C(Cr)-R, con profondità di un paio di metri, ma anche profili molto semplici di tipo A-C o A-R. Gran parte di tali suoli di superficie bruno-nerastri mostrano spesso delle caratteristiche morfologiche e fisiche tipiche dei suoli vulcanici (Andosuoli o Andisuoli) (Dimase et al., 1996; Lulli e Vecchio, 1996, 2000; ARSSA, 2003; Scarciglia et al., 2005a, b, 2008a, b). Localmente sono presenti Luvisuoli, *sensu* IUSS Working Group WRB (2007) o Alfisuoli, *sensu* Soil Survey Staff (2010) che sono suoli più argillosi, più maturi e ben differenziati. Si presentano rubefatti e costituiti da uno o più orizzonti argillici (Bt) sovrapposti, cioè caratterizzati dalla presenza di pellicole di argilla illuviale. In genere appaiono fortemente erosi, troncati e/o sepolti da suoli più recenti e meno evoluti.

Inoltre importanti fenomeni di alterazione chimico-fisica agiscono sulle rocce plutoniche e metamorfiche dell'area (Le Pera et al., 2000, 2001; Scarciglia et al., 2005a, b, 2007). Tali fenomeni di alterazione risultano particolarmente efficaci grazie a condizioni climatiche favorevoli. Il clima dell'area è temperato umido, di tipo mediterraneo montano (Csb, *sensu* Koppen, 1936), con estati brevi caldo-umide e inverni relativamente miti. Le temperature medie mensili del mese più freddo (gennaio) sono comprese tra -1 °C e 1 °C, e a giugno ed agosto raggiungono valori di 16-18 °C. Da novembre ad aprile, le temperature giornaliere scendono oscillando spesso intorno allo zero, e raggiungendo i minimi assoluti intorno a -10

°C o talvolta anche valori più bassi; durante l'estate la temperatura massima assoluta può raggiungere i 30-32 °C. Le precipitazioni sono distribuite lungo tutta la stagione invernale, con tassi annuali medi tra i 1000 e i 1400-1600 mm (Versace et al., 1989; Colacino et al., 1997). Durante l'estate le piogge non superano mai 30 mm. Le nevicate avvengono principalmente nelle aree a quota 1400-1600 m, dove persistono per circa 6 mesi (Lulli e Vecchio, 2000). Il pedoclima dell'area è caratterizzato da un regime di umidità udico e da un regime di temperatura mesico (ARSSA, 2003).

4.3.RISULTATI DEL SITO DI CECITA

4.3.1.Descrizione sito (stratigrafia, archeologia)

Gli insediamenti preistorici e storici rinvenuti lungo le sponde del lago Cecita (Piano di Cecita-Cuponello, Campo S. Lorenzo, Forge di Cecita, Paliati), mostrano una frequentazione grossomodo compresa tra 5,8 e 1,5 ka fa. In particolare, essi includono evidenze a partire dal Neolitico finale (3800-3600 a.C.) all'Eneolitico iniziale (3600-3350 a.C.), all'Età Greca (VI-III sec. a.C.) fino all'Epoca Romana Repubblicana ed Imperiale (rispettivamente dal III-I sec. a.C. al V sec. d.C.) (figg. 4.5 e 4.6).

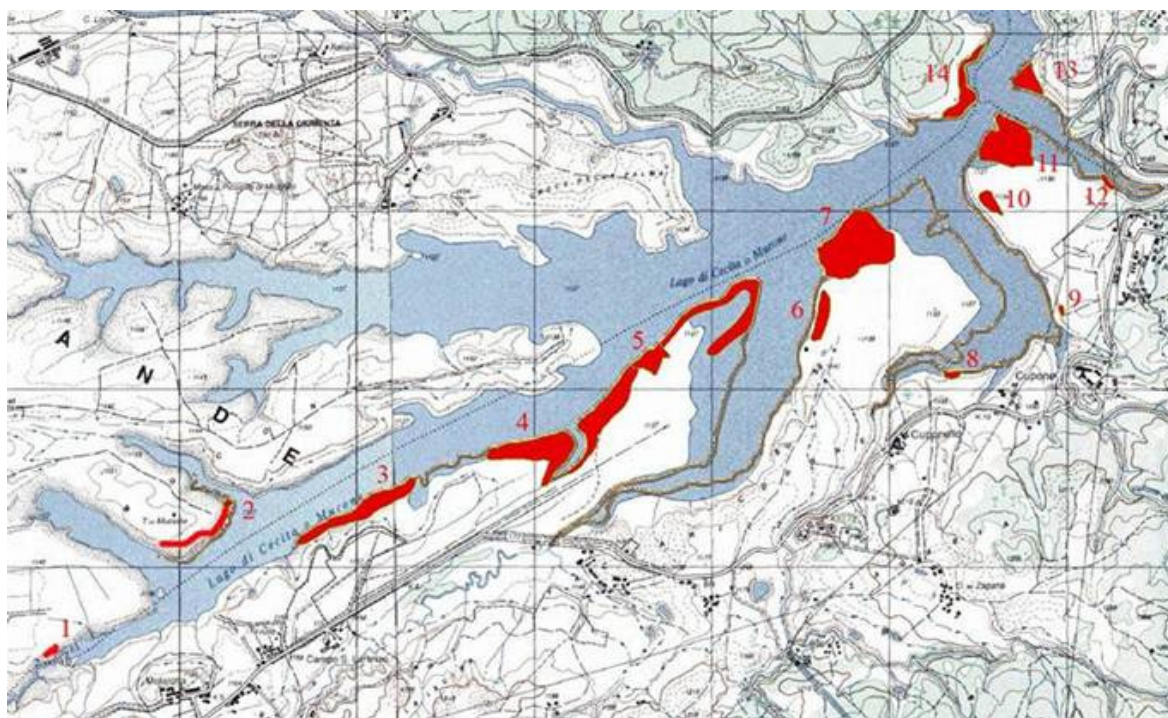


Fig.4.5: Ubicazione dei diversi siti archeologici rinvenuti lungo le sponde del lago Cecita su base topografica 1:25.000 dell'IGM (da Marino e Taliano Grasso, 2010, modificata). 1: Masseria Cozzolini; 2: Torre Mucone; 3,4,5: Campo San Lorenzo; 6,7,8: Piano di Cecita-Cuponello; 9,10,11,12: Forge di Cecita; 13: Paliati; 14: Manche di Mucone.

Nei siti neolitici/eneolitici sono stati rinvenuti vasi ceramici (tazze, scodelle e scodelloni, orcioli, olle, dolii), strumenti in pietra granitica (asce, asce-martello, affilatoi, macinelli e macine di varie misure), selce (lame, elementi di falchetto, punte di freccia) ed in ossidiana (lame) (Marino e Taliano Grasso 2008, 2010). In questi luoghi, gli antichi abitanti producevano gli strumenti litici, utilizzavano il legname, praticavano l'agricoltura, l'allevamento del bestiame, la caccia e la pesca con la rete. Quest'ultima veniva effettuata con reti da lancio, munite di una serie di pesi ricavati da ciottoli piatti a contorno più o meno ellissoidale, con intaccature simmetriche sui margini (grossomodo con forma "a farfalla"), spesso con tracce di usura alle estremità. Nel grande abitato preistorico di Piano di Cecita-Cuponello sono stati riconosciuti, in base alla presenza di numerose buche di palo, almeno tre capanne di forma absidata, con struttura lignea. Allineamenti di buche di palo individuano recinzioni degli spazi abitativi oppure sistemi di stenditoi per l'essiccazione del pesce o della carne. Sempre riferibili a tale attività sono probabilmente alcune aree acciottolate di forma subrettangolare. La presenza di sepolture ad inumazione di adulti, insieme a quelle presumibilmente infantili entro vasi, ha contribuito, insieme ad altri elementi, a far ritenere gli insediamenti di tipo stabile e non stagionale.

Sul terrazzo di Forge di Cecita è stato scavato un grande edificio di Epoca Romana Repubblicana, a pianta rettangolare, con muri in pietra, articolato in più ambienti e forse su due livelli, nella cui corte interna è stata rinvenuta una fornace per la produzione di pece. Sul terrazzo di Campo San Lorenzo è stata individuata una fattoria di Età Romana Imperiale, la cui documentazione numismatica comprende un sesterzio di Antonino Pio Marino e Taliano Grasso 2008, 2010).

Sull'estrema propaggine settentrionale del terrazzo di Forge di Cecita è stato inoltre scoperto un eccezionale complesso monumentale sacro di Età Greca (VI-III sec. a.C.). L'indagine stratigrafica dell'area del santuario, che appare delimitata da un lungo muro nel quale si apre un varco verso sud-est. All'interno è stato rilevato un edificio a pianta rettangolare costituito da muri in pietrame e ciottoli, di forte spessore (Marino e Taliano Grasso 2008, 2010). Tuttavia non si apprezza una continuità stratigrafica dei livelli archeologici presenti, in particolare con un'assenza di informazioni tra il periodo neolitico e le fasi classiche.

La successione pedostratigrafica dell'area indagata è caratterizzata da sottili profili di suolo costituiti da orizzonti organico-minerali A di colorazioni bruno-scure. I suoli sono quasi sempre esposti in superficie, ma localmente sono sepolti da depositi di versante o da alcune strutture d'insediamento. Si può affermare che costituiscono diverse *pedofacies* appartenenti

principalmente ad un un unico tipo di suolo. Grazie alla sua vasta estensione con continuità spaziale ed areale alla superficie topografica ed alla grande omogeneità dei suoi caratteri dominanti, non solo morfologici, ma anche chimico-fisici e mineralogici, può essere considerato un *marker* pedostratigrafico per tutta l'area (Scarciglia et al., 2008a, b).



Fig. 4.6: Scavo archeologico del sito preistorico sul terrazzo di Piano di Cecita (a); fornace per la produzione della pece nel sito di Epoca Romana Repubblicana a Forge di Cecita (b); industria litica: pesi di rete da pesca (c) e vaso ceramico di Età Neolitica sul terrazzo di Piano di Cecita-Cuponello.

4.3.2. Descrizione morfologica dei profili pedologici

I profili pedologici che seguono sono ubicati tutti lungo le sponde del lago Cecita. Sono posti su due terrazzi diversi: terrazzo Forge di Cecita e Piano di Cecita-Cuponello.

4.3.2.1. Profilo di suolo “Cecita Arch 1”

Il profilo di seguito descritto si trova sul terrazzo di Forge di Cecita (fig. 4.7). Il sito archeologico è di Epoca Romana Repubblicana ed Imperiale (rispettivamente III-I sec. a.C. e V sec. d.C.). Tuttavia, a causa della sovrapposizione e “continuità” in profondità di alcune strutture e dei numerosi reperti archeologici, non risulta possibile discriminare i due diversi periodi storici sia da un punto di vista prettamente archeologico che stratigrafico/pedologico.

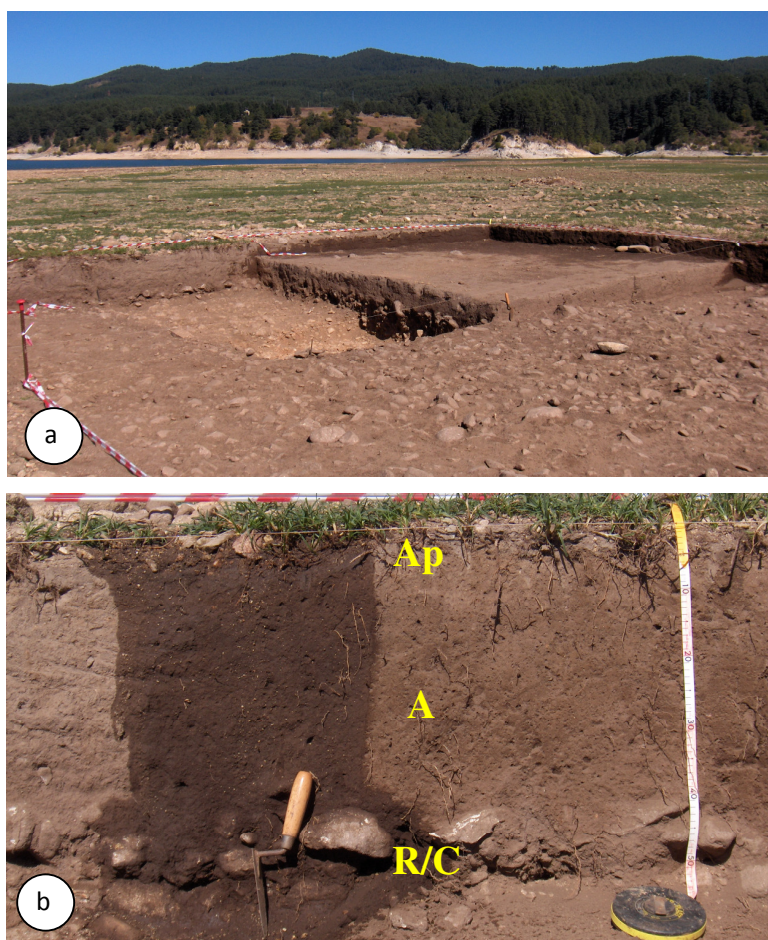


Fig. 4.7: Suolo “Cecita Arch 1”: saggio dello scavo archeologico (a); particolare del profilo (b).

Pietrosità superficiale molto abbondante.

Ap: Profondità 0-3 cm. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno (10YR 4/3). Struttura poliedrica subangolare da media a grande (da 1 a 3 cm), con probabile struttura tabulare localizzata nella parte superiore. Limite inferiore netto, ondulato.

A: Profondità 3-40/50 cm. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno (10YR 4/3). Struttura poliedrica da subangolare ad angolare da media (1-2 cm) a grande (5-6 cm). Probabile scarsa presenza di pellicole di argilla nei pori (2-3%). Presenza molto scarsa di screziature nerastre di ossidi di manganese. Presenza di screziature ocracee di ossidi di Fe-Mn nella parte alta fino a circa 20 cm dal piano campagna (10%); nei primi 10 cm aumentano fino a 20-25%. Scheletro di natura granitoide (<2-3%), di dimensioni variabili da 2-3 cm a 3-4 cm. Occasionali frammentini di terracotta da subarrotondati ad arrotondati. Limite inferiore abrupto, ondulato.

R/C: Profondità 40-60+ cm. Ghiaie grossolane di origine fluviale, subarrotondate, da moderatamente a scarsamente selezionate, con tessitura casto-sostenuta (*clast-supported*). I clasti sono di natura granitoide e subordinatamente metamorfica. La matrice, generalmente inferiore al 25%, è prevalentemente sabbiosa e di colore (secco) bruno (10YR 4/3). La struttura interna dei conglomerati è disorganizzata, sebbene a luoghi sia visibile un'orientazione preferenziale dei clasti. Gli assi di allungamento maggiori di alcuni clasti sono paralleli alle direzioni delle paleocorrenti, mediamente verso est. La gradazione è generalmente assente, tranne a luoghi, dove risulta grossolana inversa. Tali depositi appaiono costituire unità di lama di piena rappresentate da conglomerati massivi, indicativi di eventi deposizionali ad alta energia legati a trasporto fluviale. Oltre la profondità massima del profilo la matrice diventa di colore bruno giallastro scuro (10YR 3/6).

Il profilo pedologico è sepolto da un sottile livello continuo di ghiaia, legato a rimaneggiamento ad opera delle acque del lago. Il profilo è caratterizzato soltanto da due orizzonti di superficie organico-minerali, Ap e A: il primo orizzonte appare particolarmente sottile e sembra mostrare localmente, nella parte alta, una struttura tabulare, legata

probabilmente a compattazione per il calpestio del bestiame. Il secondo orizzonte è caratterizzato da uno spessore notevolmente maggiore e da probabili pellicole di argilla in quantità molto bassa, legate a deboli processi di illuviazione. Sono state osservate anche screziature nerastre e soprattutto ocracee, la cui abbondanza aumenta in profondità; esse sono indicative di un ambiente occasionalmente idromorfo. Si ritrovano anche frammentini di terracotta, la cui forma da subarrotondata ad arrotondata suggerisce che abbiano subito rimaneggiamento.

4.3.2.2. Profilo di suolo “Cecita Arch 2”

Anche questo profilo (come il precedente) è ubicato sul terrazzo di Forge di Cecita. Anche in questo caso l'età dell'insediamento archeologico è riferibile all'Epoca Romana da Repubblicana (III-I sec. a.C.) ad Imperiale (V sec. d.C.) (fig. 4.8).

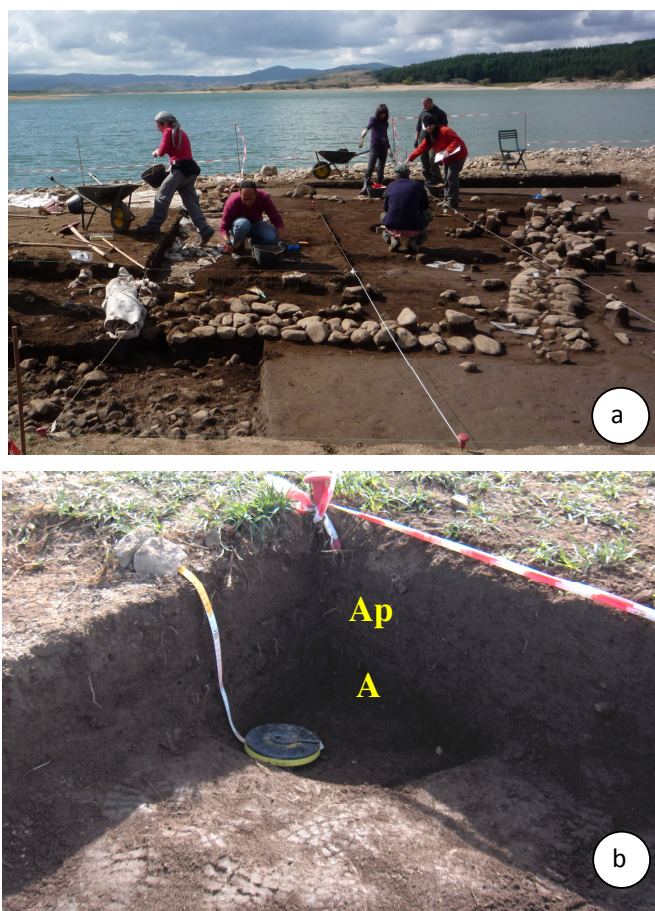


Fig. 4.8: Suolo “Cecita Arch 2”: saggio dello scavo archeologico (a); particolare del profilo (b).

Pietrosità superficiale molto abbondante.

Ap: Profondità 0-20 cm. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno (10YR 5/3). Presenza di un limite chiaro e lineare debolmente evidente all'interno dell'orizzonte a profondità di circa 12/15 cm: evidenzia una maggiore consistenza della parte superiore rispetto a quella inferiore. Presenza di piccole tasche superficiali di dimensioni centimetriche, riempite da sabbione granitico molto fine. Struttura poliedrica angolare da media (1-2 cm) a grande (8 cm). Probabile presenza di pellicole di argilla di colore grigiastro. Probabile presenza di glosse grigiastre (20-25%). Presenza di concentrazioni soffici o pellicole ocracee di ossidi di ferro-manganese (2-3%). Scheletro molto scarso costituito da frammenti di natura granitoide, da subangolari a subarrotondati, di dimensioni variabili da 0,8 cm a 2-3 cm; occasionali clasti subarrotondati di dimensioni di qualche decimetro. Presenza di frammenti di cocci di dimensioni centimetriche. Limite inferiore chiaro, lineare.

A: Profondità 20-30+ cm. Colore umido bruno molto scuro (10YR 2/2), colore secco bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Struttura poliedrica angolare da piccola (0,8 cm) a grande (4 cm). Probabile presenza di pellicole di argilla ($\approx 5\%$). Presenza scarsa di screziature ocracee di ossidi di Fe-Mn (1%). Scheletro scarso costituito da clasti subarrotondati di dimensioni millimetriche di natura granitoide. Occasionali frammenti di cocci di terracotta. Limite inferiore abrupto, ondulato.

Anche questo profilo, come quello precedente, è ricoperto da un livello continuo di abbondante ghiaia (clasti rimaneggiati dal lago). Il profilo si presenta non molto sviluppato: si riconoscono, infatti, soltanto due orizzonti superficiali (Ap e A) per uno spessore totale di 30 cm. Entrambi sono caratterizzati da colorazioni brunastre scure. Nell'orizzonte Ap si vedono delle piccole tasche superficiali riempite da sabbione granitico molto fine, legate probabilmente a recenti fasi di aratura. Inoltre nello stesso orizzonte si osserva una piccola differenza di consistenza tra la porzione superiore e quella inferiore separate da un limite chiaro e lineare appena visibile, forse anch'esso legato a pratiche di uso del suolo.

In tutto il profilo sono presenti pellicole di argilla, la cui quantità tende a diminuire con la profondità. Sono presenti anche glosse grigiastre, legate ad ambiente parzialmente idromorfo.

Anche le screziature ocracee, presenti in entrambi gli orizzonti, diminuiscono con la profondità e sono legate a idromorfia stagionale.

A circa due metri di distanza, a una profondità di 20 cm dal piano campagna, si rinviene la parte basale della fondazione di una struttura muraria.

4.3.2.3. Profilo di suolo “Piano di Cecita” (PC)

Il profilo studiato si trova in località Piano di Cecita, a una quota di 1132 m e si trova nel sito archeologico del Neolitico (fig. 4.9).



Fig. 4.9: Suolo “Piano di Cecita”: saggio dello scavo archeologico (a); particolare del profilo (b).

Pietrosità superficiale molto variabile fino a quasi il 100% in tutta l'area nei dintorni del profilo, ma quasi assente in corrispondenza dello stesso.

A: Profondità 0-20/30 cm. Colore bruno (10YR 4/3). Struttura poliedrica angolare con tendenza prismatica da piccola a grande (da 0,8 a 5 cm). Probabile presenza di pellicole di argilla nei pori (5%). Scheletro (5-8%) di forma arrotondata e natura granitoide, di dimensioni variabili da 1 mm a circa 1 cm. Limite inferiore graduale, ondulato.

Bw: Profondità 20/30-35+ cm. Colore bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Struttura da poliedrica angolare, piccola e media (da 0,3 a 1,5 cm), a granulare. Intorno a circa 20 cm presenza di riempimenti di forma allungata subverticale e in parte irregolare di materiale più bruno scuro, che arrivano fino a 30 cm di profondità. Scheletro (10-15%) di dimensioni variabili da 0,3 cm a 0,6 cm e natura granitoide, di forma da arrotondata a subarrotondata.

Il profilo è composto da due orizzonti genetici diversi come ben evidenziato anche dalle diverse colorazioni. L'orizzonte superficiale organico-minerale si presenta abbastanza ben sviluppato, con presenza di scarse pellicole di argilla, assenti invece nell'orizzonte di alterazione più profondo. La presenza di riempimenti brunastri nell'orizzonte Bw evidenzia rimaneggiamento di materiale proveniente da un orizzonte organico-minerale di superficie.

4.3.2.4. Descrizione morfologica di altre situazioni

In località Forge di Cecita è stato osservato un orizzonte di suolo riferibile al Neolitico (Ab), sepolto al di sotto di una struttura muraria in pietra di Epoca Romana Repubblicana e dei corrispondenti orizzonti pedologici (Ap-A). Si tratta di un orizzonte organico-minerale di colore bruno, con caratteri analoghi a quelli dell'orizzonte A relativo al profilo pedologico neolitico (PC), tra cui lo sviluppo di una struttura poliedrica angolare e la probabile scarsa presenza di pellicole di argilla nei pori (fig. 4.10).

Su tale orizzonte è stato eseguito il campionamento indisturbato per la sola analisi micromorfologica in sezione sottile.



Fig. 4.10: Orizzonte di suolo neolitico, sepolto al di sotto di una struttura muraria in pietra di Epoca Romana Repubblicana.

4.3.3. Analisi chimico-fisiche

I risultati delle analisi chimico-fisiche sono riportate in tabella 6.

Le analisi della tessitura apparente mostrano come tutti campioni sono in genere piuttosto grossolani, dominati da sabbia e limo. In particolare hanno un'alta percentuale di sabbia, sempre superiore al 60% nei suoli romani Arch 1 e Arch 2, raggiungendo nel suolo neolitico PC un massimo del 69,6% nel campione PC Bw e un minimo di 56,9% nel campione PC A. La percentuale di argilla mostra sempre valori molto bassi, non più alti dell'8% nei suoli romani e non più alti del 18% nei suoli neolitici.

La reazione dei suoli generalmente varia da fortemente acida a moderatamente acida nei suoli romani con il valore più basso di pH(H₂O) di 5,63 nell'orizzonte Arch2 Ap e fortemente acida negli orizzonti neolitici.

La misura del pH(NaF) mostra valori compresi tra 10,17 e 10,65 nei suoli romani e valori compresi tra 10,85 e 11,00 nei suoli neolitici.

La conducibilità elettrica ha valori compresi tra 11,5 e 26,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ nei suoli romani evidenziando una bassa omogeneità; nei suoli neolitici tali valori aumentano essendo compresi tra 31,8 and 47,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Il carbonato totale risultante dalle analisi chimiche della frazione di terra fine mostra valori sempre nulli, tranne nell'orizzonte A del profilo Romano Arch 1 dove raggiunge il 2%.

Il contenuto di sostanza organica è alto, con valori compresi tra 4,9% e 6,5% in tutti gli orizzonti, ma negli orizzonti Bw neolitici tale valore si riduce al 3,4%.

La CSC è moderata nei suoli neolitici con valori compresi tra 13,1 e 19,3 meq/100g e alta nei suoli romani con valori tra 30,2 e 31,3 meq/100g.

Tutti i campioni mostrano un'intensa lisciviazione delle basi di scambio, in particolare nei suoli neolitici tutte le basi scambiabili mostrano valori molto bassi, circa 0,1 meq/100g, tranne il calcio che mostra valori compresi tra 0,9 e 2,9 meq/100g. Per i suoli romani il magnesio si presenta con valori bassi compresi tra 1,2 e 1,4 meq/100g; il calcio con valori compresi tra 4,6 e 4,8 meq/100g; il potassio tra 3,4 e 3,6 meq/100g e il sodio tra 2,3 e 3,3 meq/100g.

Tabella 6: Risultati delle analisi chimico-fisiche

Campione	Tessitura			pH	pH	C.E.	CaCO ₃	S.O.	CSC	Basi di scambio			
	sabbia %	limo %	argilla %	(H ₂ O)	(NaF)	μS/cm	%	%	meq/100g	Ca meq/100g	Mg meq/100g	K meq/100g	Na meq/100g
Arch 1 A	66,1	27,9	6,0	5,99	10,65	11,5	2	6,1	31,3	4,7	1,2	3,4	2,6
Arch 2 Ap	64,5	27,5	8,0	5,63	10,17	26,0	-	6,4	30,2	4,6	1,4	3,5	3,3
Arch 2 A	64,1	27,5	8,4	6,19	10,53	15,1	-	4,9	30,7	4,8	1,3	3,6	2,3
PC A	56,9	27,1	16,0	6,21	11,00	31,8	-	6,5	19,3	2,9	0,1	0,1	0,2
PC Bw	69,6	12,4	18,0	6,52	10,85	47,7	-	3,4	13,1	0,9	0,0	0,1	0,1

C.E.: conducibilità elettrica; S.O.: sostanza organica; CSC: capacità di scambio cationico

4.3.4. Mineralogia delle argille

In tutti i campioni (Arch 1 A, Arch 2Ap, Arch 2 A, PC A e PC Bw) sono stati identificati i principali minerali argillosi di neoformazione attraverso spettrometria all'infrarosso in trasformata di Fourier (FT-IR) e attraverso diffrazione ai raggi X.

4.3.4.1. Spettrometria all'infrarosso (FT-IR)

Gli spettri IR (figg. 4.11, 4.12, 4.13) evidenziano la presenza di caolinite e/o alloisite, come mostrato dalla doppietta di bande $796-742\text{ cm}^{-1}$ e dalle bande $910-912\text{ cm}^{-1}$ in tutti i campioni (Bobos et al., 2001; Verde et al., 2004; Hoch e Bandara, 2005). Tali minerali sono anche chiaramente indicati dalle bande 3696 e 3622 cm^{-1} . In generale, in questi suoli (sia romani che neolitici) è evidenziata la contemporanea presenza di alluminosilicati a basso ordine cristallino (SROM) e di fillosilicati. Infatti, la banda di assorbimento 970 cm^{-1} è costantemente presente in tutti i campioni (sia neolitici, ma in particolare in quelli romani), e appare generalmente slargata verso la banda dei 1000 cm^{-1} . L'ampia banda di assorbimento compresa nell'intervallo tra 3700 e 3000 cm^{-1} , sebbene poco espressa in tutti i campioni, suggerisce la contemporanea presenza di SROM (imogolite, protoimogolite e allofane) (Gustafsson et al., 1999; Karlun et al., 2000) e fillosilicati. La banda di assorbimento tra 1550 e 1660 cm^{-1} , che indica la presenza di sostanza organica (Fadly and El-Manakhly, 1998), è generalmente bassa. Tuttavia risulta meglio espressa negli orizzonti romani e neolitici A piuttosto che nell'orizzonti Bw neolitico.

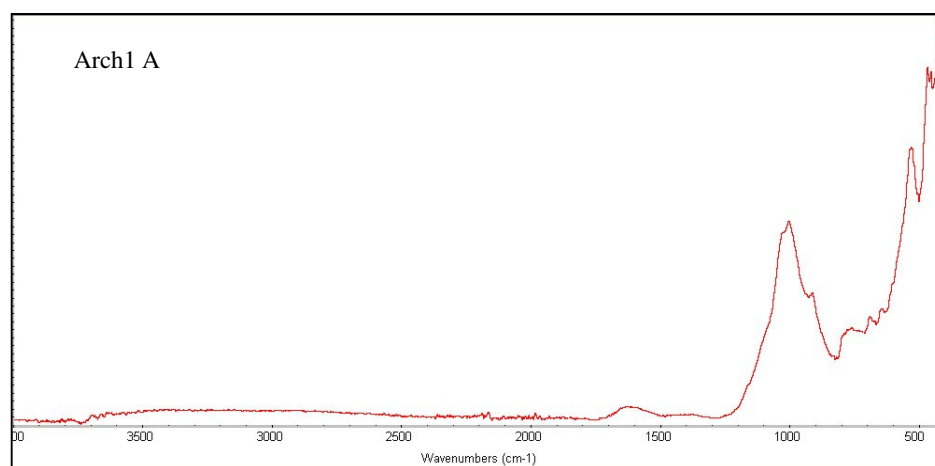


Fig. 4.11: Spettro IR relativo al profilo "Cecita Arch 1"

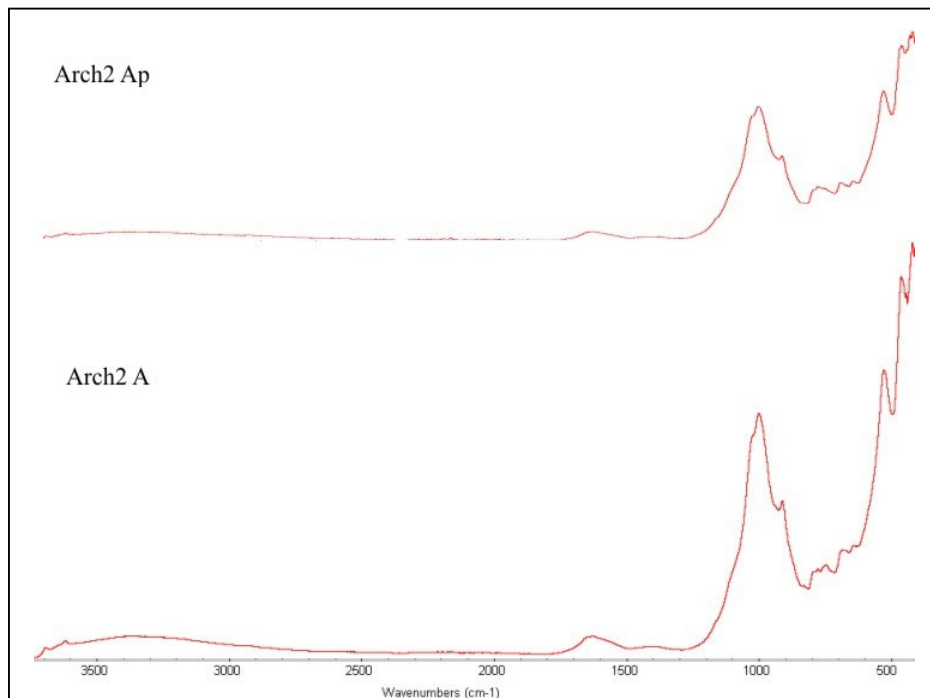


Fig. 4.12: Spettri IR relativi al profilo "Cecita Arch 2"

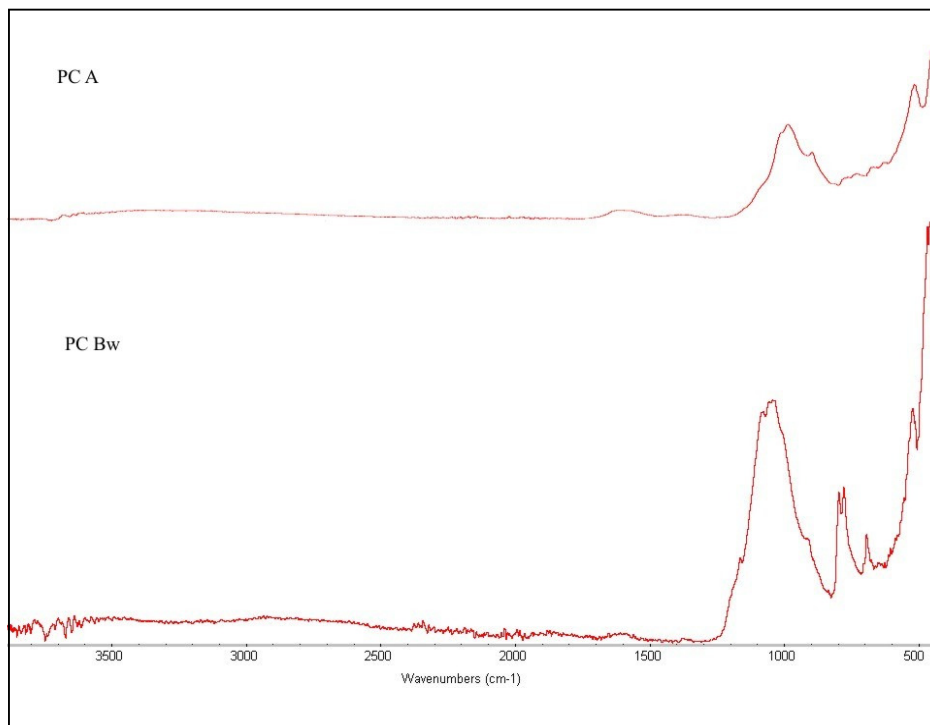


Fig. 4.13: Spettri IR relativi al profilo "Piano di Cecita"

4.3.4.2. Diffrazione ai raggi X (XRD)

L'analisi XRD (fig. 4.14) ha mostrato la presenza del picco intorno a 7,0-7,2 Å, diagnostico dell'allosite non idratata e/o della caolinite, che permane dopo tutti i trattamenti, scomparendo invece dopo riscaldamento a 550 °C (associato con il picco a 3,58 Å). La forma piuttosto ampia e asimmetrica del picco (in particolare negli orizzonti A e Bw del profilo PC) suggerisce che possa trattarsi principalmente di allosite-7Å (o al massimo di caolinite "disordinata", con struttura poco cristallina).

È stata inoltre identificata l'allosite-10Å attraverso i picchi a 3,4 Å e a 10,-10,3 Å (di intensità più elevata rispetto alla 7 Å), che si contrae a circa 7 Å in seguito a trattamento termico a 105 °C (andando ad incrementare il picco dell'allosite-7Å e/o caolinite), e scompare a 550 °C.

In realtà, un picco di lievissima intensità a 10-10,3 Å sembra permanere anche dopo tale riscaldamento, suggerendo che anche una quantità estremamente bassa di illite possa essere presente.

Riflessioni diagnostiche intorno a 14 Å, identificate con i trattamenti col magnesio, indicano la presenza di vermiculite. Infatti, i picchi a 14,3 e 14,5 Å contraggono a 10 Å dopo il trattamento a 335°C e scompaiono completamente al trattamento con glicole etilenico. Tuttavia la loro permanenza in seguito ai diversi trattamenti indica la presenza di clorite in tracce.

In nessuno di campioni esaminati è stata riscontrata la presenza di smectite, come evidenziato dall'assenza di espansione del picco di 14 Å in seguito al trattamento con glicole etilenico.

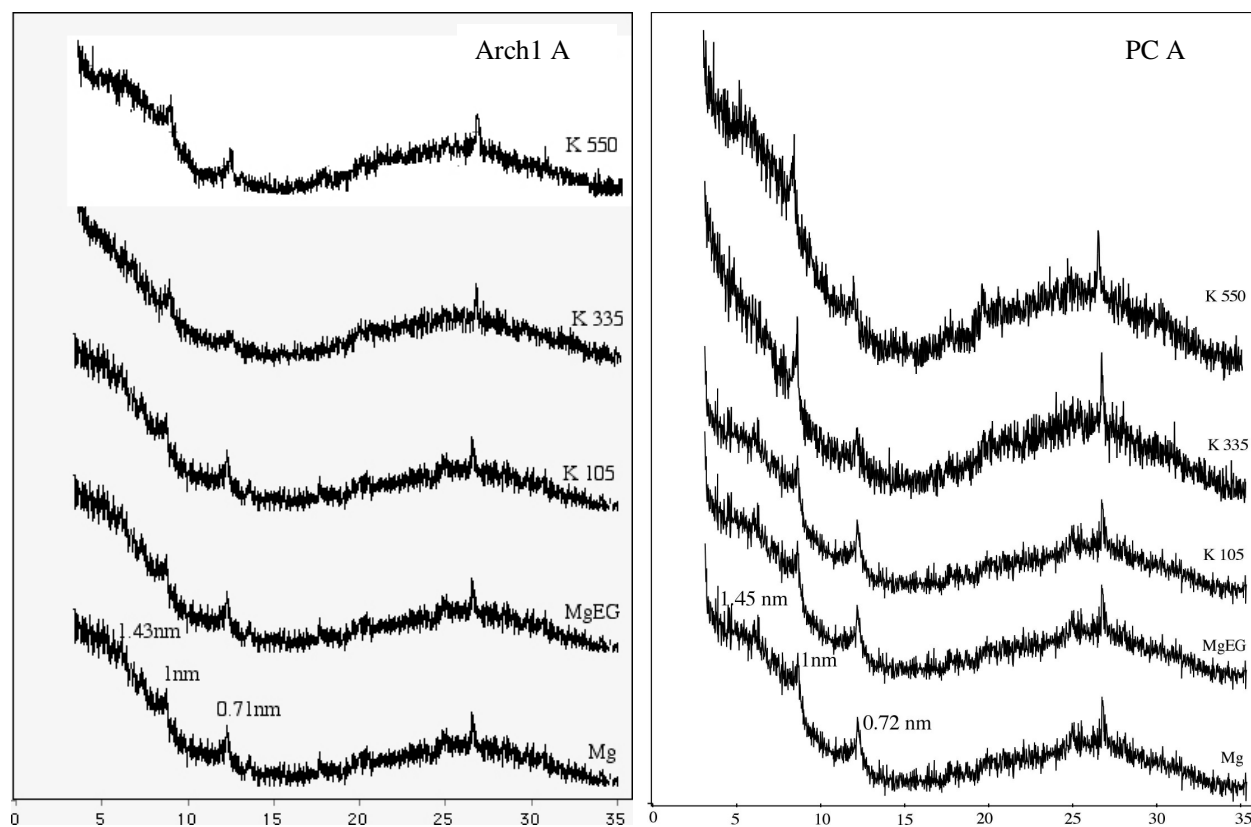


Fig. 4.14: Diffratogrammi relativi agli orizzonti A dei profili “Cecita Arch 1” e “Piano di Cecita”.

4.3.5. Estrazioni selettive e indici associati

I valori relativi alle estrazioni in ammonio ossalato del ferro, del silicio e dell'alluminio sono molto bassi in tutti gli orizzonti di tutti i profili pedologici, generalmente risultando sempre <1%. Si presentano molto omogenei per il silicio ($0,08 < \text{Sio} < 0,13\%$) e moderatamente omogenei per il ferro e l'alluminio ($0,35 < \text{Feo} < 0,66\%$, $0,64 < \text{Alo} < 0,92\%$) (tabella 7).

L'alluminio estratto in pirofosfato di sodio relativo alle componenti organiche, mostra valori moderatamente omogenei in tutti i profili ($0,21 < \text{Alp} < 0,61\%$) e sempre più bassi dell'alluminio estratto in ammonio ossalato (tabella 7).

Tabella 7: Risultati delle estrazioni selettive e indici associati

Campione	Feo	Alo	Sio	Alp	Alo + 0,5 Feo	(Alo - Alp)/Sio	Alp/Alo	Allofane	Ferridrite
	%	%	%	%	%			%	%
Arch 1 A	0,50	0,92	0,10	0,61	1,17	2,96	0,7	1,2	0,8
Arch 2 Ap	0,66	0,86	0,12	0,44	1,19	3,59	0,5	2,3	1,1
Arch 2 A	0,35	0,63	0,08	0,34	0,80	3,36	0,5	1,3	0,6
PC A	0,58	0,84	0,12	0,45	1,13	3,25	0,5	1,8	1,0
PC Bw	0,35	0,64	0,13	0,21	0,82	3,34	0,3	2,0	0,6

Feo, Alo, Sio: ferro, alluminio, silicio estratti in ossalato di ammonio; Alp: alluminio estratto in pirofosfato di sodio

I valori relativi all'indice di ICOMAND ($\text{Alo}\% + 0,5\text{Feo}\%$) (tabella 7 e fig. 4.15) sono piuttosto bassi, essendo compresi tra 0,80 e 1,19%. L'indice Alp/Alo mostra valori omogenei che variano da 0,5 a 0,7 con il valore più basso nell'orizzonte Bw del profilo PC (0,3). D'altra parte l'indice $(\text{Alo} - \text{Alp})/\text{Sio}$ (tabella 7 e fig. 4.16) mostra valori più variabili tra i diversi orizzonti, con valori compresi tra 2,96 e 3,59.

I valori relativi ai contenuti in allofane (tabella 7) sono relativamente bassi e grossomodo confrontabili tra orizzonti neolitici e romani: variano infatti da 1,8 a 2,0 nei suoli neolitici e si attestano intorno a 1,2-1,3% nei suoli romani, sebbene il valore più alto (2,3%) si rinvenga nell'orizzonte Ap del suolo romano. Anche il contenuto in ferridrite (tabella 7) è basso ed è grossomodo confrontabile tra i campioni neolitici e quelli romani: i suoi valori variano tra 0,6 e 1,0%, raggiungendo il valore più elevato nell'orizzonte Ap del suolo romano con 1,1%.

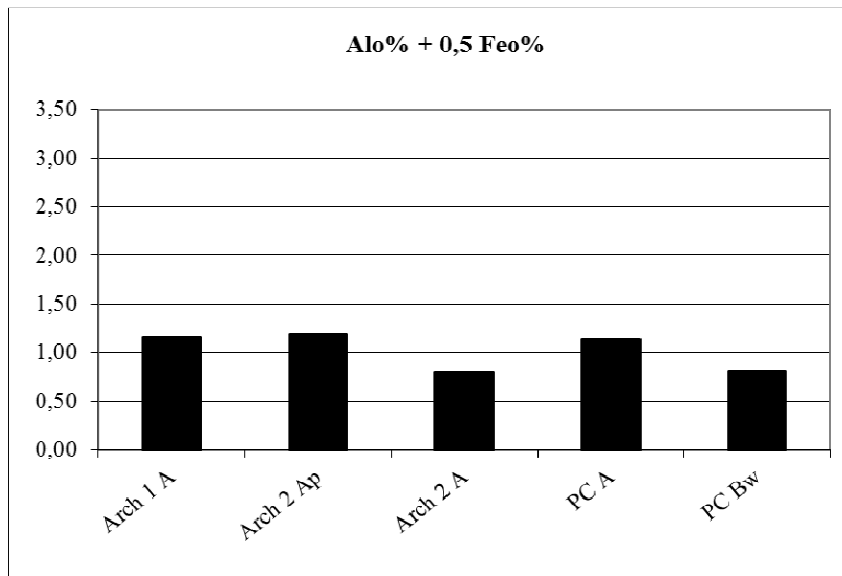


Fig. 4.15: Indice di Icomand

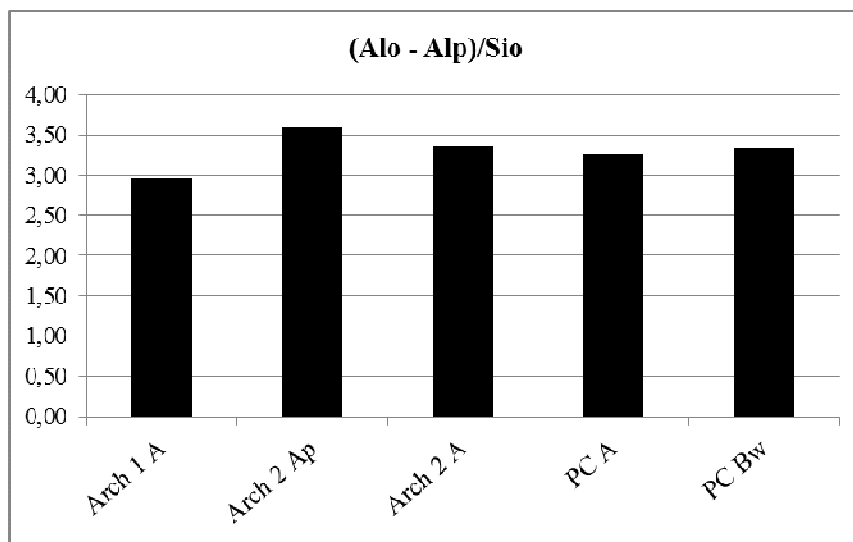


Fig. 4.16: Indice (AlO-Alp)/Sio

4.3.6. Micromorfologia

Le analisi micromorfologiche sono state condotte sulle sezioni sottili ottenute dai campioni indisturbati dei siti di Epoca Romana e del Neolitico: in particolare riguardano rispettivamente gli orizzonti A del profilo pedologico Arch1, Ap ed A del profilo Arch2 (fig. 4.17), e gli orizzonti A e Bw del profilo PC, nonché l'orizzonte neolitico sepolto da un insediamento abitativo di Epoca Romana a Forge di Cecita (campione FC Ab) (fig. 4.18).

Negli orizzonti A la matrice risulta molto variabile: infatti, in alcune zone appare massiva, a luoghi molto addensata, o con aggregati di forma poliedrica subangolare, che però appaiono spesso incompleti in quanto i pori planari non si intersecano a dare la struttura completa; in altre è invece altamente porosa e granulata. Le zone più dense, appaiono anche più scure; in alcune porzioni mostrano limiti ben definiti, circoscrivendo veri e propri aggregati di particolare forma subarrotondata, mentre in altre sembrano sfumare nella matrice circostante. Nelle porzioni più porose si riconoscono diverse tipologie di struttura, da quella a granuli singoli a microaggregati granulari, con occasionali aggregati poliedrici subangolari. A luoghi si osservano anche pori discreti, da irregolari ad allungati, legati probabilmente a bioturbazione. Generalmente negli orizzonti A si riconoscono fibre vegetali, che appaiono da inalterate a moderatamente decomposte, includendo occasionali frammenti di carbone che presentano una tipica struttura vacuolare ben preservata soprattutto nei suoli romani.

In tutti i campioni degli orizzonti A la matrice appare otticamente isotropa a *nicol* incrociati, localmente con un comportamento debolmente anisotropo, con piccoli domini anisotropi. Nell'orizzonte neolitico Bw il comportamento ottico della matrice va da moderatamente ad altamente anisotropo, con domini anisotropi da irregolari a diagonali e lineari.

In alcune sezioni (soprattutto relative agli orizzonti neolitici e in modo minore nei romani) sono presenti rare pellicole di argilla microlaminate, che spesso circondano i granuli dello scheletro. Si presentano con colorazioni da gialle a bruno-giallastre, localmente sono ricoperte da ossidi di ferro di colorazione rossatra. A *nicol* incrociati presentano *pattern* di estinzione granulata o bande di estinzione sfumate.

Nel suolo preistorico si osservano anche particolari pellicole di limo microlaminate, con un *fabric* interno spesso gradato. Hanno forma lineare o curva e localmente sono frammentate. A *nicol* incrociati presentano anisotropia ottica spesso con *pattern* striato ad andamento sub-parallelo alla direzione di allungamento.

L'analisi micromorfologica eseguita sulla sezione sottile, ottenuta dall'orizzonte neolitico sepolto Ab sottostante l'insediamento romano, ha evidenziato caratteri analoghi a quelli descritti nell'orizzonte A del profilo neolitico caratterizzato in dettaglio.

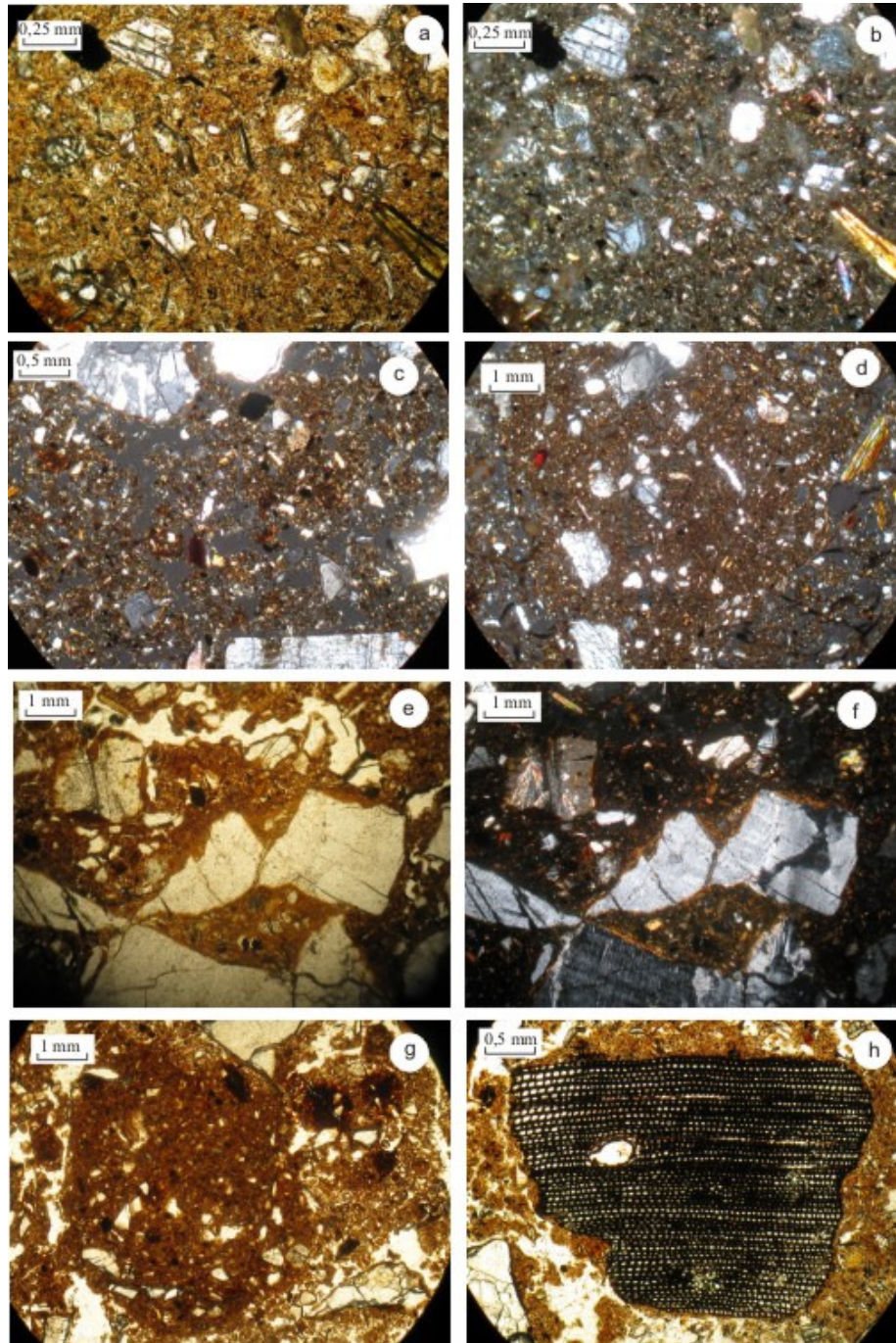


Fig. 4.17: Microfoto relative ai profili di Epoca Romana: matrice nell'orizzonte Arch 2 Ap in PPL (a) e suo comportamento prevalentemente isotropo in XPL (b); matrice granulare nell'orizzonte Arch 2 A in XPL (c); matrice addensata nell'orizzonte Arch 1 A in XPL (d); pellicole di argilla intorno a un granulo nell'orizzonte Arch 2 A in PPL (e) e in XPL (f) in XPL; matrice addensata con porzione molto densa in PPL (g) e frammenti di carbone nell'orizzonte Arch 1 A in PPL (h).

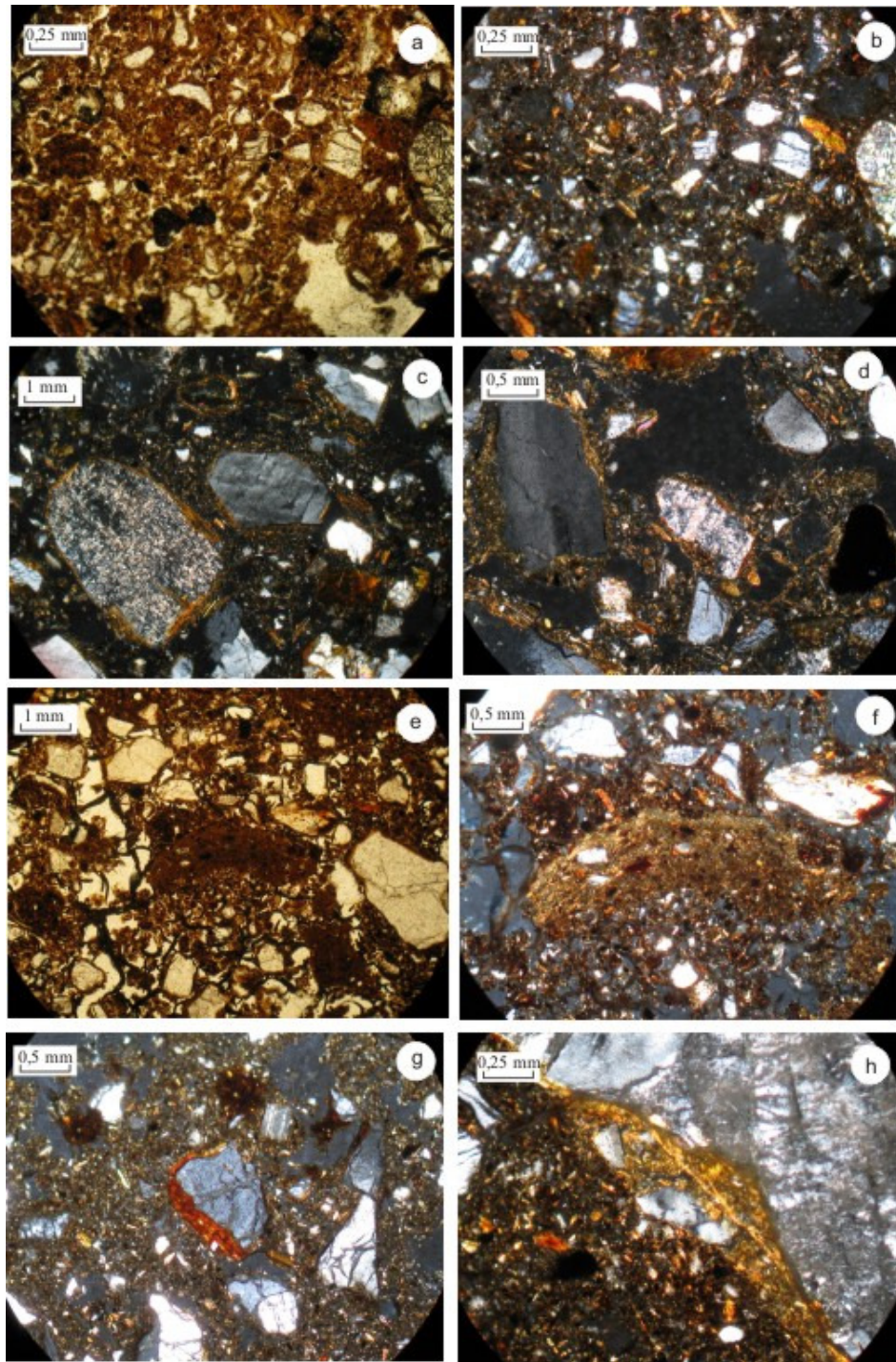


Fig. 4.18: Microfoto relative ai profili del periodo Neolitico: matrice nell'orizzonte PC A in PPL (a) e suo comportamento debolmente anisotropo in XPL (b); pellicole di argilla intorno ai granuli che costituiscono lo scheletro nell'orizzonte PC Bw in PPL (c) e in XPL (d); pellicole di limo di forma curvata nell'orizzonte PC A in PPL (e) e in XPL (f); pellicole di argilla intorno ai granuli dello scheletro nell'orizzonte Forge di Cecita Ab in XPL (g, h).

4.3.7. Analisi al SEM-EDS

L'analisi al SEM-EDS, eseguita sulle sezioni sottili, ha permesso di identificare una scarsa quantità di vetri vulcanici (fig. 4.19), in tutto simili (cioè in termini di forma e composizione chimica) a quelli già caratterizzati da Scarciglia et al. (2005b, 2008a, b) negli analoghi suoli non archeologici diffusi nell'area attorno al lago Cecita. Si tratta di micropomici vescicolate, di forma sferica e allungata, da subarrotondata ad arrotondata, e frammenti di pomici di forma angolare e cuspidata (*shards*), con dimensioni variabili da 50 a 100 μm . Sono stati ritrovati all'interno della matrice in tutti gli orizzonti di suolo organico-minerali sia neolitici che romani, mentre non sono stati rinvenuti nell'orizzonte Bw del profilo neolitico. La loro composizione è riolitica (fig. 4.20), con il SiO_2 che raggiunge quantità comprese tra il 72 e il 75% e la somma degli alcali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) pari a 8-9% (tabella 8).

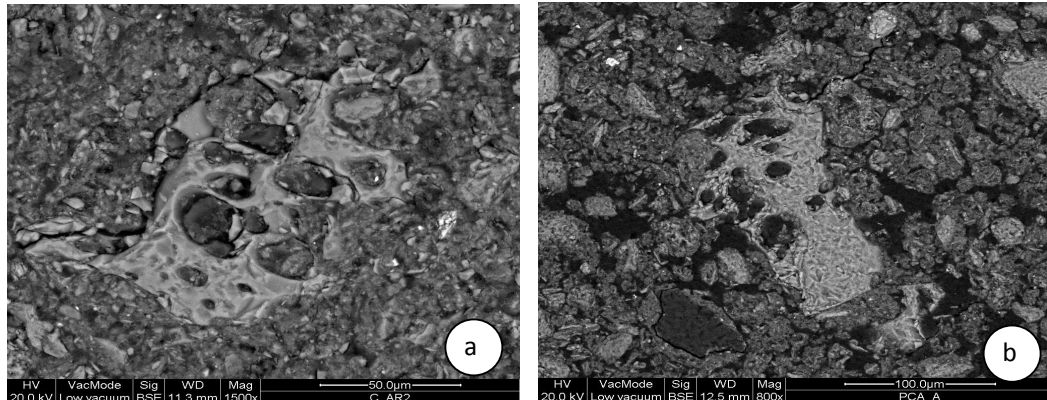


Fig. 4.19: Immagini al SEM di frammenti di pomici e shards vulcaniche; pomici caratterizzate da strutture vescicolari con vacuoli subarrotondati nell'orizzonte Arch2 A (a) e nell'orizzonte A del profilo Piano di Cecita (b).

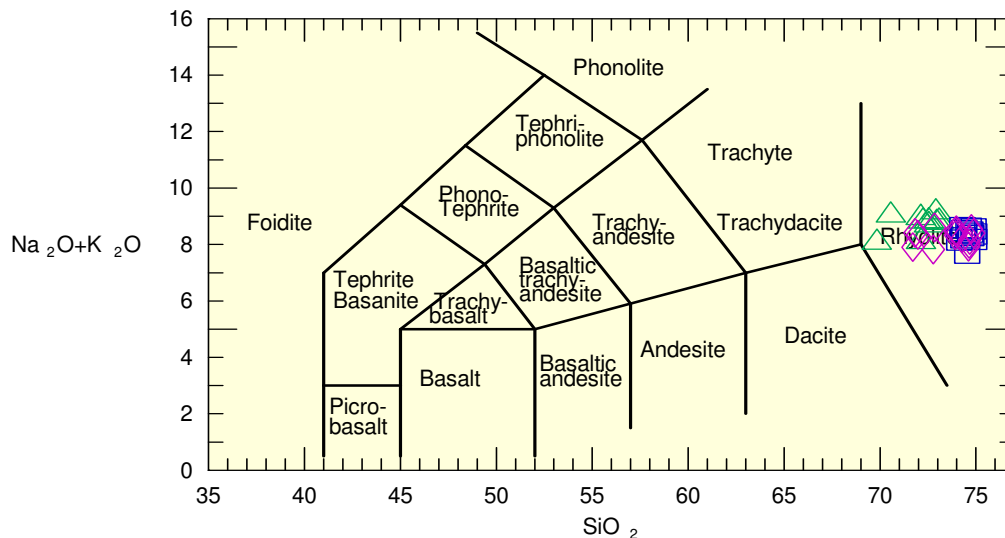


Fig. 4.20: Diagramma TAS

Tabella 8: Composizione chimica dei vetri ottenuta tramite analisi EDS.

Campione	Al ₂ O ₃	CaO	Cl ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO	HgO ₂	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂
Arch2 Ap	13,93	0,75	0,43	1,71			4,51	0,87	0	4,3	0,25	73,07	0,16
Arch2 Ap_01	15,45	0,6	0,35	2,14			4,23	1,15	0	4,79	0,55	70,57	0,17
Arch2 Ap_02	14,19	0,57	0,29	2,21			4,43	0,95	0,09	4,25	0,39	72,55	0,08
Arch2 Ap_03	14,69	0,59	0,24	1,83			4,76	1,04	0	4,18	0,39	72,12	0,17
Arch2 Ap_04	14,63	0,59	0,32	1,74			4,27	0,99	0,07	4,54	0,42	72,24	0,19
Arch2 Ap_05	16,75	0,56	0,3	2,21			3,77	1,27	0	4,29	0,82	69,84	0,19
Arch2 Ap_06	14,99	0,61	0,33	1,97			4,27	1,16	0	3,82	0,61	72,14	0,1
Arch2 Ap_07	13,84	0,69	0,37	2,14			4,94	0,84	0	3,82	0,27	72,96	0,12
Arch2 Ap_08	13,97	0,73	0,35	2,08			4,3	0,92	0,07	4,52	0,38	72,55	0,12
Arch2 Ap_09	14,16	0,68	0,41	1,51			4,81	0,88	0	4,33	0,24	72,92	0,07
Arch2 A_001	13,64	0,73	0,41		1,81		4,78	0,17		3,66		74,7	0,1
Arch2 A_0010	14,52	0,66	0,34		1,71		4,33	0,45		3,36		74,55	0,07
Arch2 A_0011	13,9	0,66	0,36		1,71		4,63	0,25		3,68		74,75	0,07
Arch2 A_002	14,01	0,59	0,36		1,69		4,5	0,3		4,09		74,3	0,15
Arch2 A_003	13,89	0,53	0,32		1,51		4,47	0,25		4,08		74,88	0,07
Arch2 A_004	13,99	0,62	0,34		2,07		4,51	0,29		3,72		74,35	0,11
Arch2 A_005	13,81	0,58	0,24		1,71		4,39	0,34		4,19		74,63	0,11
Arch2 A_006	13,87	0,7	0,38		1,61		4,52	0,35		3,97		74,4	0,21
Arch2 A_007	13,71	0,67	0,31		1,66		4,45	0,26		3,92		74,91	0,11
Arch2 A_008	13,77	0,62	0,37		1,73		4,52	0,25		3,65		74,9	0,18
Arch2 A_009	14,21	0,64	0,31		2,12		4,57	0,29		3,58		74,14	0,12
PC A_0011	14,36	0,79	0,43	2,93			5,15	0,97	0,21	2,75	0,38	71,72	0,32
PC A_0012	14,18	0,61	0,41	2,52			4,51	1,02	0,19	3,83	0,54	71,97	0,24
PC A_0013	14,5	0,59	0,15	2,68			3,89	1,09	0	3,93	0,25	72,78	0,14
PC A_0014	13,95	0,7	0,32	1,95			4,53	1,04	0	4,07	0,39	72,85	0,19
PC A_001	14,14	0,66	0,26		1,67	0,39	3,84	0,44		4,49		73,94	0,17
PC A_0010	14,12	0,7	0,3		1,75		4,51	0,45		3,94		73,94	0,28
PC A_002	13,53	0,7	0,36		1,73		4,47	0,34		3,93		74,88	0,06
PC A_003	13,44	0,71	0,35		2,06	0,31	4,7	0,22		3,32		74,65	0,25
PC A_004	13,26	1,27	0,53		3,91		6,78	0,22		1,63		71,83	0,56
PC A_005	13,5	0,85	0,41		1,97		4,43	0,28		3,73		74,68	0,16
PC A_006	13,57	0,68	0,37		1,53		4,38	0,37		4,16		74,76	0,18
PC A_007	13,84	0,92	0,38		1,79		4,78	0,4		3,43		74,28	0,18
PC A_008	13,91	0,75	0,37		1,89		4,42	0,43		3,5		74,62	0,11
PC A_009	14,23	0,65	0,4		1,66		4,46	0,4		4,04		73,98	0,18

4.3.8. Analisi pedoantracologiche

I risultati delle analisi antracologiche sono riportate in fig. 4.21. I suoli neolitici includono abbondanti frammenti di carboni che appartengono alla foresta mista decidua dominata da specie di quercia di tipo *Quercus deciduous*, insieme a *Populus* e *Carpinus* e ad una scarsa presenza di *Juniperus* e del gruppo del pino silvestre (*Pinus sylvestris*). Al contrario, nei suoli romani prevale la foresta di pino montano, dominato in particolar modo dal gruppo del *Pinus sylvestris*, che comprende *P. nigra*, *P. sylvestris* e *P. mugo*. In questo caso, è possibile ascrivere questi carboni al Pino laricio (*P. nigra* subsp. *laricio*), poiché questa specie arborea è endemica e molto diffusa nella vegetazione montana della Calabria, a quote comprese tra 800 e 1800 m s.l.m. (Pignatti, 1982). In particolare, nell'orizzonte A del profilo Arch 2 è ancora presente la quercia (di tipo *Quercus deciduous*), seppur in piccole percentuali, che scompare nell'orizzonte Ap dello stesso profilo di suolo. In quest'ultimo orizzonte prevale il *Pinus sylvestris* e sono presenti piccole percentuali di *Prunus*, Rosaceae e *Fagus sylvatica*. Invece, nell'orizzonte A del profilo pedologico Arch 1 è presente soltanto *Pinus sylvestris*.

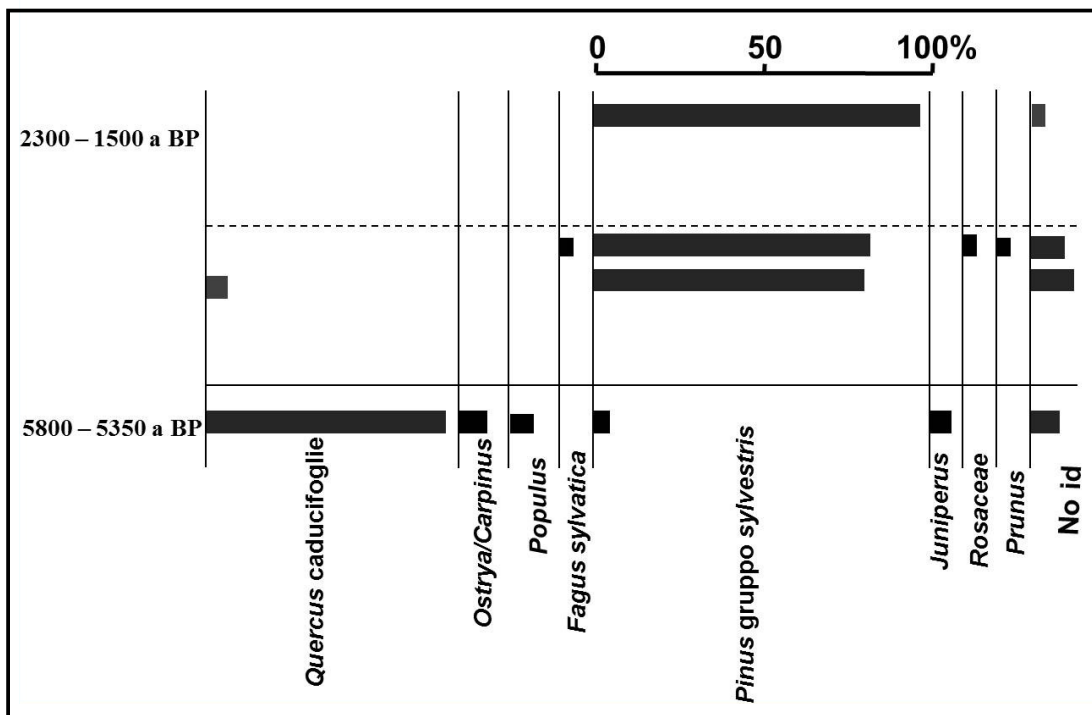


Fig. 4.21: Risultati dell'analisi antracologica nei profili Cecita Arch 1 Arch 2 e Piano di Cecita

4.4.INTERPRETAZIONE DEL SITO DI CECITA

Le osservazioni geomorfologiche e pedologiche ed i risultati analitici sopra riportati, hanno permesso di definire le principali caratteristiche dei suoli all'interno del peculiare contesto archeologico ed ambientale del lago Cecita, quindi ricostruire le dinamiche pedologiche e vegetazionali ivi verificatesi ed interpretarle in termini di variazioni climatiche e/o ambientali avvenute durante l'Olocene, nonché le perturbazioni ambientali indotte dall'uomo.

Si è visto che i suoli studiati nei siti archeologici fanno parte di unico pedotipo (*marker* pedostartigrafico) che si estende con continuità spaziale e areale su tutto l'altopiano silano (Scarciglia et al., 2008a, b). Tali suoli evidenziano uno sviluppo da debole a moderato di proprietà andiche (*sensu* Soil Survey Staff, 2010), legate alla presenza di una certa quantità, seppur non elevata, di minerali argillosi a basso ordine cristallino (SROM), derivanti dall'alterazione del vetro vulcanico in regime di umidità udico (o perudico), cioè in condizioni di umidità prolungate nel tempo (Duchaufour, 1982; Parfitt et al., 1984; Buol et al., 1989).

Come atteso sulla base di tali caratteristiche e di quanto già segnalato da Scarciglia et al. (2005b, 2008a, b) per gli altopiani silani attorno al Cecita, l'apporto vulcanico è stato confermato dalla presenza di micropomici di composizione soltanto riolitica, riconosciute all'analisi al SEM-EDS. Sulla base della loro composizione chimica ed in particolare del contenuto in alcali, perfettamente comparabile con i dati di Scarciglia et al. (2005b, 2008a, b), è possibile metterne in relazione la probabile origine con il vulcanismo eoliano tardo-quadernario. In particolare, si può supporre che le micropomici riconosciute in Sila siano state prodotte (almeno in parte) dalle stesse eruzioni che hanno messo in posto quelle nel sito di Palmi, poiché la maggior parte di esse mostrano un'analogia composizione. Si possono pertanto prendere in considerazione come possibili eventi di riferimento, l'eruzione di Pollara Inferiore da Salina, quelle di Monte Guardia, senza escludere anche Gabelotto-Fiumebianco e/o alcune più recenti, come Monte Pilato e Rocche Rosse, da Lipari. I frammenti di vetro vulcanico dei suoli di Cecita potrebbero pertanto rappresentare il corrispondente distale dei vetri rinvenuti nel sito di Palmi, che si trova invece in posizione più prossimale rispetto alle aree sorgenti dell'Arco Eoliano (Bernasconi et al., 2010). Tale ipotesi è anche supportata dal fatto che in Sila sono stati rinvenuti in quantità e dimensioni massime inferiori rispetto a quelli di Palmi. Similmente a quanto precedentemente affermato per quest'ultimo sito, l'assenza di materiale vulcanico primario visibile in campagna, suggerisce un'intensa assimilazione in matrice dei vetri identificati alla microscala, grazie a ritmi di alterazione e

pedogenesi superiori a quelli di accumulo dello stesso materiale vulcanico, consentendo un'aggradazione sedimentaria dei suoli indagati, completamente obliterata alla macroscale dai processi pedogenetici (*accretionary soils*, *sensu* Catt, 1998).

Come per il sito di Palmi, la presenza di prodotti di alterazione del vetro vulcanico è confermata da altri dati indiretti, derivanti dalle analisi geochimiche, mineralogiche tramite FT-IR e micromorfologiche. In particolare, il prevalente comportamento otticamente isotropo della matrice osservato in sezione sottile (in luce polarizzata incrociata) in tutti gli orizzonti A di tutti i profili pedologici, è in accordo con la presenza di alluminosilicati a basso ordine cristallino e complessi argillo-umici. Contemporaneamente, l'identificazione di locali domini anisotropi nella matrice degli stessi orizzonti e più ampi e diffusi nell'orizzonte Bw del profilo preistorico, indica anche la presenza di fillosilicati, identificati attraverso spettrometria all'infrarosso e soprattutto analisi in XRD. L'incrocio dei risultati di tali analisi conferma questa coesistenza di SROM (proto-imogolite, imogolite e/o allofane) e fillosilicati nei suoli romani. Questi ultimi aumentano invece nel suolo preistorico (ed in particolare nell'orizzonte Bw), dove si distingue in particolare l'alloisite (spesso associata alla caolinite), riconosciuta comunque in tutti gli orizzonti. Essa rappresenta insieme alle componenti allofaniche un tipico prodotto di alterazione del materiale vulcanico (ad es. Dahlgren et al., 1993; Vacca et al., 2003; Colombo et al., 2007; Gérard et al., 2007).

Anche il pH(NaF) sempre $\geq 10,2$ nella maggior parte dei campioni indica la presenza di alluminio libero ritenuto probabilmente nei minerali argillosi a basso ordine cristallino e/o nei complessi argillo-umici (Fieldes e Perrott, 1966; IUSS Working Group WRB, 2007; Soil Survey Staff, 2010). Inoltre la presenza degli SROM è confermata dall'indice di ICOMAND che mostra valori sempre più bassi del 2% in tutti gli orizzonti, ma sempre maggiore di 0,4%. Questo valore indica che le componenti a basso ordine cristallino sono presenti, ma in quantità poco elevate. Pertanto la stima delle proprietà andiche permette di ritenere che da un punto di vista tassonomico i suoli vulcanici in oggetto non ricadano nell'ordine degli Andosuoli (Soil Survey Staff, 2010). Infatti, l'indice $(Al_o - Al_p)/Si_o$, che tiene conto della correzione rispetto all'alluminio (Al_p) legato alla frazione organica (Parfitt e Wilson, 1985), risulta in generale circa 3 (Parfitt e Henmi, 1982; Dahlgren et al., 1993), permettendo di stimare che le componenti Al-argillo-umiche prevalgono sugli SROM (Nanzyo et al., 1993). Inoltre, il rapporto $Al_p/Al_o > 0,5\%$ ed il contenuto in $Si_o < 0,6\%$ (tranne l'orizzonte Bw del suolo neolitico) indicano che i suoli archeologici di Cecita, diversamente dai suoli del sito di Palmi, sono di tipo *alu-andic* (*sensu* IUSS Working Group WRB, 2007). Ciò significa che la

componente poco cristallina è legata prevalentemente alle componenti argillo-umiche (García-Rodeja et al., 2007) piuttosto che agli SROM e che quindi i suoli sono non-allofanici (Nanzyo et al., 1993). Sia il basso contenuto in allofane (1,2 e 2,3%) che in ferridrite (sempre $\leq 1,1\%$) determinati sulla base delle estrazioni selettive, confermano la bassa quantità di alluminosilicati a basso ordine cristallino nei suoli studiati. Questi dati sono coerenti con i valori mediamente bassi del pH, a loro volta in accordo con gli elevati tenori di humus (e pertanto di sostanze acide, quali gli acidi organici). In questo ambiente, l'elevato accumulo di humus nel suolo suggerisce anche un abbondante presenza di vegetazione al momento della formazione dei suoli esaminati, in grado di fornire molti resti primari alla decomposizione ad opera dei batteri. Inoltre, data la scarsa percentuale di argilla, i valori elevati di CSC riscontrati nei due profili di suolo romani sono da attribuire principalmente alla presenza dei complessi Al-argillo-umici (e/o secondariamente alla presenza di SROM, caratterizzati anche da elevata superficie specifica). Ciò testimonia che il suolo è stato probabilmente capace di adsorbire e ritenere potenzialmente molti nutrienti, risultando così particolarmente fertile (cfr. Shoji et al., 1993). In particolare, parte dei nutrienti necessari potrebbero essere stati forniti alla vegetazione dall'alterazione del vetro vulcanico. Quest'ultimo, infatti, se in condizioni ambientali e climatiche favorevoli, come umidità prolungata nel tempo con abbondanti precipitazioni e un buon drenaggio, si altera molto rapidamente portando alla formazione delle componenti allofaniche. È probabile che l'Epoca Romana sia stata caratterizzata da tali condizioni di umidità abbondante (regime di umidità udico/perudico) che hanno favorito la formazione degli SROM. Al contrario la prevalenza di fillosilicati (illite, vermiculite e/o smectite) nel periodo Neolitico è da imputare a condizioni ambientali pur sempre umide, ma caratterizzate da un maggiore contrasto stagionale (regime di umidità xerico). Sotto queste condizioni ambientali viene favorita la segregazione di ossi-idrossidi di ferro, i quali ultimi hanno conferito colorazioni bruno-giallastre all'orizzonte profondo (Bw) del profilo neolitico. L'abbondante umidità ha consentito l'innescare delle reazioni di alterazione chimica delle componenti primarie, in particolare mobilizzato il ferro, mentre la successiva diminuzione della quantità d'acqua nel suolo, per evaporazione o drenaggio, ha fatto precipitare il ferro sotto forma di ossidi, principalmente idrati (cfr. Diaz e Torrent, 1989).

Anche la presenza delle pellicole di argilla riconosciute in quantità relativamente maggiore nel suolo neolitico (e in minima parte nei livelli di Epoca Romana) conferma la presenza di condizioni climatiche caldo-umide, contrastate in termini di umidità. Generalmente, per la formazione delle pellicole di argilla, sono necessarie abbondanti precipitazioni, che

forniscono al suolo quantità elevate di acqua. Essa, percolando lungo il profilo risultò così capace di portare in sospensione e di far migrare le particelle di argilla in profondità. Un conseguente *deficit* idrico stagionale (Fedoroff, 1997) permette la deposizione delle particelle di argilla nella porosità degli orizzonti profondi. La loro parziale degenerazione (evidenziata osservata in sezione sottile da bande di estinzione sfumate ed estinzione granulare in luce polarizzata incrociata), suggerisce che sono figure pedogenetiche relitte, cioè che il processo di illuviazione di argilla non è più attivo (FitzPatrick, 1984; Kemp, 1998). Esse si sono formate probabilmente durante l'*optimum* climatico olocenico, caratterizzato da condizioni climatiche caldo-umide, come ipotizzato almeno in parte per il sito di Palmi e ben documentato in vari altri siti della Calabria (Scarciglia et al., 2008a, b, 2009; Bernasconi et al., 2010), nonché nell'ampia fascia delle medie latitudini, dalla parte meridionale della Gran Bretagna (Catt, 1989) ai paesi peri-mediterranei del nord Africa (Cremaschi e Trombino, 1998).

Anche qui come a Palmi, la presenza dei fillosilicati e delle pellicole di argilla negli orizzonti neolitici potrebbe semplicemente indicare uno stadio di pedogenesi più spinto rispetto ai suoli più giovani (in questo caso romani), laddove invece le componenti a basso ordine cristallino sono indicative di stadi iniziali di alterazione pedogenetica. I fillosilicati, infatti, possono anche derivare dalla trasformazione degli SROM al passare del tempo. Tuttavia, proprio questa trasformazione, è generalmente determinata da un mutamento delle condizioni ambientali rispetto a quelle in cui gli SROM si sono formati, generalmente a causa di un maggiore contrasto stagionale di umidità. Ciò è coerente pertanto con un'interpretazione climatica della diversa abbondanza relativa di alluminosilicati a basso ordine cristallino e fillosilicati nei diversi suoli. Anche altri caratteri dei suoli indagati possono essere interpretati in questa chiave. In particolare, la diminuzione delle pellicole di argilla nei suoli romani rispetto a quelli di epoca preistorica potrebbe derivare da una drastica diminuzione dell'umidità, riducendo così la capacità di traslocazione di argilla lungo il profilo pedologico. Come già ricordato, almeno quattro eventi di inaridimento climatico tra circa 5500 e 2000 anni fa sono noti in letteratura (ad es. Sadori e Narcisi, 2001; Allen et al., 2002; Hunt et al., 2004; Mayewski et al., 2004; Di Rita e Magri, 2009; Jalut et al., 2009; Geraga et al., 2010; Swindles et al., 2010; Zhao et al., 2010; Peyron et al., 2011). Tuttavia potrebbe esserci una seconda ipotesi alternativa, che però non esclude quella appena formulata. L'umidità potrebbe essersi mantenuta relativamente alta durante l'Epoca Romana, ma le temperature al contrario si sarebbero abbassate (Mayewski et al., 2004; Frisia et al., 2007; Di Donato et al., 2008) non consentendo un sufficiente contrasto stagionale adatto alla deposizione delle particelle di

argilla sotto forma di pellicole all'interno dei pori. In questo periodo infatti, sia in Europa centrale che in Italia, sono segnalate in letteratura condizioni umide e fresche, spesso in relazione con ripetute fasi di risalita dei livelli dei laghi intorno a 2700-2500, ~1800 e 1300-1000 anni fa (cfr. Allen et al., 1999; Sauro et al., 2003; Magny, 2004; Giraudi, 2007). Tali oscillazioni, unitamente alle considerazioni sull'ipotesi di inaridimento climatico, in realtà, suggeriscono che possano essersi verificate condizioni di umidità relativamente alta associate a temperature più basse, ripetutamente alternatesi a periodi di aridità durante tutta la seconda parte dell'Olocene (Dramis et al., 2003; Magny, 2004; Giraudi, 2007, 2011). Ulteriori considerazioni interpretative possono essere fatte sulla base di un non lontano suolo sepolto da depositi di versante presente nell'area del lago Cecita, nel quale sono state riconosciute numerose analogie con il profilo neolitico in esame: si tratta in particolare di simili caratteristiche morfologiche, fisiche, chimiche e mineralogiche, tra cui la presenza di pellicole di argilla degenerate (Scarciglia et al., 2005b, 2008a, b). Gli stessi autori hanno formulato simili interpretazioni paleoambientali, che vedono una parte importante della sua formazione durante l'*optimum* climatico olocenico. Sulla base di una datazione radiometrica ^{14}C su un frammento di carbone rinvenuto al suo interno, che ha restituito un'età di 3136 ± 19 anni BP (Scarciglia et al., 2008), è possibile sviluppare ulteriori considerazioni utili alla ricostruzione dei cambiamenti climatico-ambientali registrati anche nei suoli archeologici. Infatti, tale data testimonia che fino a circa 3000 anni fa nell'area di studio c'era ancora una certa stabilità geomorfologica, favorevole allo sviluppo del suolo ed alla crescita di una vegetazione protettiva, probabilmente arborea (v. oltre). Subito dopo si sono instaurate condizioni di instabilità, evidenziate dai depositi di versante che seppelliscono tale suolo e che derivano dall'erosione dei versanti a causa di una scarsa copertura vegetazionale. La scomparsa o riduzione della vegetazione potrebbe essere stata causata dai sopra menzionati periodi di accentuata aridità, succedutisi ciclicamente nel corso dell'Olocene superiore.

L'ambiente fortemente degradato in Epoca Romana è evidenziato anche dai dati antracologici. Si è visto infatti che nel Neolitico prevale una foresta decidua dominata da quercia (tipo *Quercus deciduous*) con pochi carboni di pino. Al contrario nei suoli di Epoca Romana prevale la foresta dominata da pino montano (gruppo del *Pinus sylvestris*, probabilmente *Pinus laricio*), mentre il querceto scompare completamente. Cambiamenti vegetazionali simili sono già noti in letteratura in altri luoghi dell'Europa settentrionale (Mayewski et al., 2004; Magri, 2011). La presenza del pino è indice di un ambiente fortemente degradato, poichè è una specie eliofila e pionera che ha bisogno di un suolo nudo

per instaurarsi e di spazi molto aperti (Pignatti, 1982; Quézel e Médail 2003). Pertanto, la colonizzazione del pino deve essere stata necessariamente preceduta dal degrado pressoché completo del querceto. Probabilmente la causa principale di tale degrado dell'ambiente e del querceto può essere imputata proprio ad una o più fasi di aridità prima segnalate, in particolare avvenute intorno a circa 4000 anni fa o nei due millenni successivi (ad es. Giraudi, 2007; Di Rita e Magri, 2009). Le fasi più accreditate sembrano essere quelle più recenti (da circa 2000 anni fa), proprio perché fino a 3000 anni fa sono testimoniate nell'area condizioni di relativa stabilità geomorfologica. Nonostante ci sia una grande lacuna temporale tra i suoli del periodo Neolitico e quelli di Epoca Romana, le diverse caratteristiche degli stessi ci suggeriscono che dopo l'*optimum* climatico siano avvenuti rilevanti cambiamenti climatici, che si sono ciclicamente alternati tra loro producendo un effetto cumulativo sull'ambiente nel tempo.

Non è da escludere comunque che tale degrado ambientale sia stato prodotto e amplificato anche dalle attività antropiche. In quest'area infatti è ampiamente documentata la presenza dell'uomo durante questi periodi (Sorriso-Valvo, 1993; Dimase et al., 1996) e numerose sono le evidenze registrate nei siti archeologici studiati. Probabilmente i suoli ivi presenti sono stati molto fertili almeno sin dal Neolitico: infatti, la disponibilità di nutrienti favorita dalla rapida alterazione del vetro vulcanico, insieme a condizioni climatiche favorevoli, disponibilità di acqua, copertura vegetale e conseguente accumulo di materia organica, hanno probabilmente influenzato la scelta dei siti d'insediamento nei diversi periodi preistorici e storici.

In particolare, le attività più praticate erano l'agricoltura, testimoniata dalle diverse tracce di aratura presenti nei siti archeologici (dal Neolitico fino ai tempi moderni) e la deforestazione, attraverso tagli e/o incendi (Pons e Quézel, 1998). L'utilizzo del disboscamento dovrebbe essere stato praticata sia per l'uso del legname come materia prima, ma anche e soprattutto per creare spazio per le pratiche agricole. Alla chiara evidenza di campagna si associano anche le probabili tracce di pratiche agricole, tra cui l'aratura, individuate con l'analisi micromorfologica. Nell'orizzonte neolitico A sono state osservate pellicole di limo di forma arcuata che appaiono laminate, selezionate e con *pattern* di estinzione striato soprattutto lungo un bordo esterno (cfr. *agro-striated b-fabric*, *sensu* Huisman et al., 2009). Le pellicole di limo potrebbero essere ricondotte all'azione delle acque di pioggia ed infiltrazione, in grado di portare in sospensione e far migrare le particelle di limo verso le porzioni inferiori del profilo, anche grazie all'azione di disgregazione e scuotimento operata dall'aratro. Anche un'eventuale irrigazione, magari relative a periodi successivi a quelli di interesse

archeologico, potrebbe aver concorso all'innescio di tali processi ed alla formazione delle suddette figure pedogenetiche di illuviazione. La loro laminazione e selezione sarebbe da ricondurre alle fasi di deposizione, mentre l'aspetto striato del *pattern* di anisotropia ottica potrebbe essere legato anche allo stress da pressione causato dall'aratro. Inoltre, anche il fatto che localmente le pellicole di limo appaiono frammentate potrebbe essere il risultato dell'aratura. Un'altro effetto delle pratiche agricole potrebbe essere l'aspetto fortemente disomogeneo della matrice (da massivo a poliedrico, a granulare fino a grano singolo), osservato in sezione sottile, che testimonia importanti fenomeni di rimaneggiamento. In particolare, la presenza di aggregati di particolare forma subarrotondata a carattere più massivo e più denso della matrice circostante, indica chiari processi di rimescolamento del materiale (Huisman et al., 2009), magari favoriti dall'utilizzo dell'aratro.

In base a tutte queste considerazioni si può quindi pensare che, sebbene le condizioni ambientali e climatiche abbiano comunque giocato un ruolo fondamentale sulle modificazioni verificatesi nel contesto geomorfologico ed in particolare nei suoli di Cecita, il degrado ambientale non sarebbe stato così marcato se non ci fosse stato l'intervento dell'uomo. Infatti, in questo ambiente di alta montagna caratterizzato da abbondanti precipitazioni, le diverse fasi di aridità avvenute nell'Olocene potrebbero essere state relativamente deboli e quindi rese meno efficaci dall'abbondante umidità.

CAPITOLO 5

SARACENA

SARACENA

5.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il sito archeologico in esame è situato in Calabria settentrionale, all'interno di una grotta di origine carsica, la "Grotta San Michele", posta nel Massiccio del Pollino. Si trova sul versante sinistro del Torrente Garga, quasi di fronte al moderno abitato di Saracena, ad un'altitudine di 750 m s.l.m. (fig. 5.1).

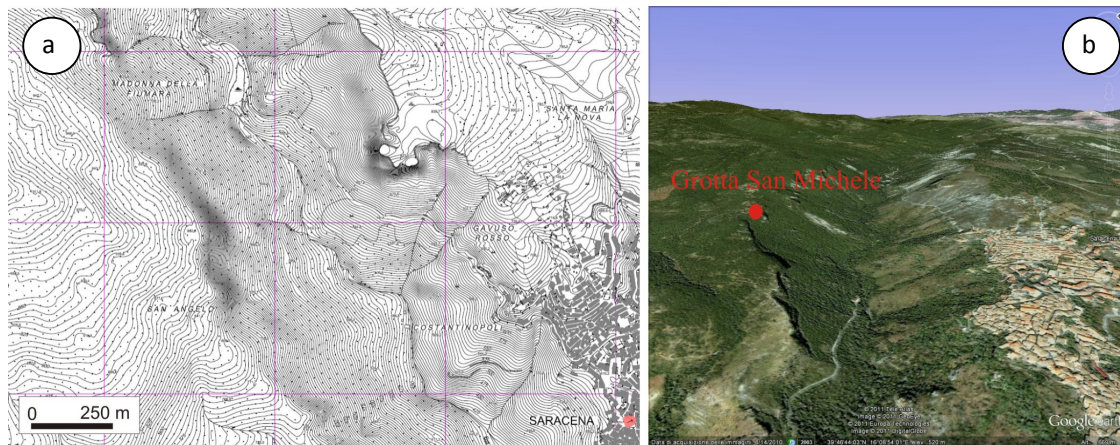


Fig.: 5.1: Ubicazione della grotta "San Michele": carta topografica in scala 1:5000 (a), da Google Earth (b).

Si inserisce in un paesaggio modellato su rocce dolomitiche e calcareo-dolomitiche del Triassico. Nell'area circostante affiorano anche occasionali breccie intraformazionali ed intercalazioni di argilliti fogliettate ed arenarie.

Le rocce carbonatiche del Triassico superiore presenti nell'area, appartengono all'Unità di Piattaforma Carbonatica e rappresentano pertanto domini di piattaforma, scarpata e bacino della cosiddetta Dolomia Principale (Ietto et al., 1992; Climaco et al., 1997; Mastandrea et al., 2003, 2006; Perri et al., 2003). Tale unità è in contatto tettonico con l'Unità Ofiolitica Inferiore (Complesso Liguride in Piluso et al., 2000) (fig. 5.2). La posizione strutturale attuale di questi depositi è il risultato di complicati eventi tettonici avvenuti durante l'orogenesi alpina-appenninica (Amodio Morelli et al., 1976). Inoltre, nell'arco di tempo compreso tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, le suddette unità, rappresentate da depositi terrigeni e carbonatici, sono state interessate dal perdurare di un regime tettonico trascorrente che ha modificato i rapporti geometrici, da queste acquisiti durante il Miocene. Nel corso del Pleistocene inferiore medio l'area tirrenica è stata anche soggetta ad un regime estensionale

(Tortorici et al., 1995) , che ha localmente riattivato strutture preesistenti con cinematiche differenti (Robustelli et al., 2008). I contatti tra queste unità del basamento sono di sovrascorrimento a basso angolo, oblitterati dalla successiva sovrapposizione di faglie ad alto angolo (Van Dijk et al., 2000).

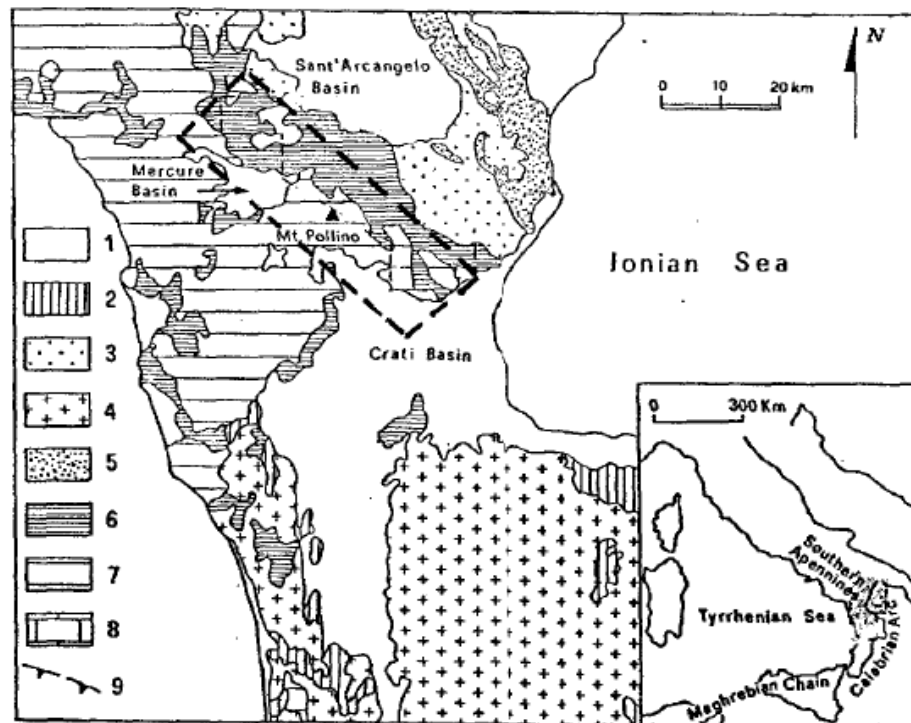


Fig. 5.2: Schema geologico del confine Calabro-Lucano (da Lorenzo et al., 2001). 1) depositi plio-pleistocenici; 2) depositi del Miocene superiore; 3) torbiditi dell'Oligocene superiore-Miocene; 4) unità cristalline; 5) unità sicilidi; 6) unità ofioliti fere liguridi; 7) unità appenniniche; 8) successioni carbonati che dell'Avampaese Apulo; 9) fronte d'accavallamento della catena.

In dettaglio, il basamento dell'area può essere diviso in unità carbonatiche mesozoiche di tipo "Appenninico" ed unità del basamento "Complesso del basamento calabro" (Van Dijk et al., 2000). Per quanto riguarda le Unità "Appenniniche", sono state identificate da Mastandrea et al. (2003) e Perri et al. (2003) due unità sedimentarie maggiori. L'Unità Inferiore è caratterizzata da alti rilievi, piattaforme carbonatiche progradanti, che passano lateralmente a *facies* di scarpata e bacino, attraverso depositi di scarpata ad alto angolo. I carbonati di tale Unità sono fortemente dolomitizzati, ma le macro e microstrutture primarie sono ancora riconoscibili, particolarmente nei depositi superficiali di piattaforma. L'Unità Superiore è composta da cicli peritidali dominati da microbialiti; è costituita principalmente da torbiditi e *mudstone* limosi di acqua profonda, che passano lateralmente a *facies* di piattaforma carbonatica. Quest'ultima è sormontata da depositi bacinali che testimoniano un generale

approfondimento durante il Triassico superiore. Il limite tra le due unità risale al Norico medio (Mastandrea et al., 2006).

Le unità che costituiscono il “Complesso del basamento calabro” includono da una parte le unità parzialmente metamorfiche del “Complesso Liguride” (Piluso et al., 2000), che comprende anche sequenze ofiolitifere rappresentate dalle successioni non metamorfiche dell'*Unità del Flysch calabro-lucano* (Monaco et al., 1991), sormontate tettonicamente dai terreni metamorfici dell'*Unità del Frido* (Amodio-Morelli et al., 1976). Dall'altra parte include le unità derivate dal vecchio basamento ercinico (“Complesso calabride”). Il sovrascorrimento del Complesso del basamento calabro sulla serie della piattaforma “Appenninica” è del Miocene iniziale (tardo Burdigaliano), come documentato nell'area calabro-lucana (Van Dijk et al., 2000).

Secondo Spina et al. (2009), i suddetti carbonati meso-cenozoici sono sormontati in disconformità da sabbie e conglomerati del Pliocene superiore (Ghisetti e Vezzani, 1982), che evolvono ad argille del Pleistocene inferiore. La successione è sormontata da conglomerati di *fan* delta di tipo *Gilbert* che hanno un'età assoluta di 1,2-0,8 Ma (Russo e Schiattarella, 1992). Questi ultimi localmente sono dislocati a quote di circa 150 m dalla faglia di Castrovillari, implicando perciò un tasso di sollevamento verticale di 1,2 mm/anno negli ultimi 125.000 anni (Monaco e Tortorici, 2000). La faglia di Castrovillari si estende a sud del Pollino: è composta da tre principali faglie normali con *trend* NNO immergenti ad ovest, che si estendono per una lunghezza di 15 km; presentando scarpate affilate e lineari, raggiungendo un'altezza cumulativa di circa 25 m. Tale sistema di faglie normali si sviluppava come il risultato della tettonica estensionale Plio-Quaternaria che coinvolgeva la parte interna dell'Arco Calabro (Lanzafame e Tortorici, 1981; Cifelli et al., 2007).

In sintesi, la storia deformativa dell'area è stata distinta in quattro stadi principali durante i quali sono stati generati altrettanti insiemi di strutture (Monaco e Tortorici, 1994; Lorenzo et al., 2001). Il più antico di questi comprende le strutture formatesi in seguito alla chiusura dell'oceano tetideo e caratterizza la deformazione oligocenica dei terreni liguridi, fino a comprendere il sovrascorrimento dell'*Unità del Frido* sull'*Unità del Flysch calabro-lucano*. Il secondo gruppo si riferisce a strutture contrazionali più recenti (pieghe e sovrascorrimenti a vergenza apula), formatesi tra il Miocene medio ed il Pleistocene. Questo evento deformativo ha portato l'intero *Complesso Liguride* ad accavallarsi sulle unità carbonatiche. Il terzo stadio è legato alla deformazione fragile del Pleistocene inferiore-medio, che vede lo sviluppo di faglie trascorrenti sinistre orientate ONO-ESE che interessano sia il substrato carbonatico che

i terreni alloctoni sovrastanti e i sedimenti plio-quadernari (Russo e Schiattarella, 1992; Schiattarella, 1996, 1998; Catalano et al., 2004). Queste strutture sono costituite da vari segmenti che nel loro insieme formano l'estesa fascia trascorrente che interessa l'intero appennino meridionale. L'ultimo stadio deformativo è rappresentato da una tettonica distensiva che, caratterizzata da una direzione di massima estensione NE-SO (Schiattarella, 1996; 1998), riattiva le preesistenti faglie trascorrenti. Questa deformazione estensionale si sviluppa probabilmente a partire dal Pleistocene medio e continua presumibilmente fino all'attuale, definendo le caratteristiche sismotettoniche dell'Appennino meridionale. Distensioni NE-SO sarebbero infatti responsabili della sismicità dell'area, definita da eventi tensionali caratterizzati da assi T orientati perpendicolarmente alle principali strutture ad andamento appenninico (Gasparini et al., 1982; Cello et al., 2003).

5.2. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO, PEDOLOGICO, CLIMATICO E PEDOCLIMATICO

La Grotta San Michele è posta sul margine esterno di un ripiano morfologico a debole gradiente, caratterizzato da un versante molto acclive, con pareti subverticali sommitali, fortemente disseccato alla base dal torrente Garga, con un dislivello di circa 300 m (fig. 5.3). Tale paesaggio è modellato su rocce dolomitiche e calcareo-dolomitiche del Triassico, spesso ben stratificate, anche se localmente le tracce di stratificazione sono completamente obliterate dall'intensa fatturazione. La stratificazione ha giacitura generalmente con immersione 35-40° verso ovest, mentre localmente appare debolmente inclinata in corrispondenza dei ripiani morfologici posti a diverse quote sull'attuale fondovalle, che coincidono grossomodo con le superfici di strato. A margine della scarpata che delimita il ripiano sommitale, su cui si trova la grotta, sono evidenti in superficie ampie macroforme debolmente concave verso l'alto (fino a diverse decine di metri di diametro), che sono aperte verso il versante principale a causa dei crolli che interessano le pareti subverticali. Rappresentano probabili doline, cioè forme legate all'azione di dissoluzione chimica dei carbonati (processi carsici) che diffusamente interessano le rocce affioranti in questa zona. Oltre ai processi di alterazione chimica (dissoluzione carica), i versanti più acclivi dell'area sono spesso interessati da processi di alterazione fisica (come il termoclastismo ed occasionalmente il crioclastismo) che causano una franosità caratterizzata da fenomeni di crollo, ribaltamento e scorrimento traslazionale. Tali tipologie franose sono messe ben in evidenza dalla presenza di nicchie di distacco sulle

pareti rocciose e di accumuli di blocchi rocciosi eterometrici ai piedi delle scarpate (Lorenzo et al., 2001).

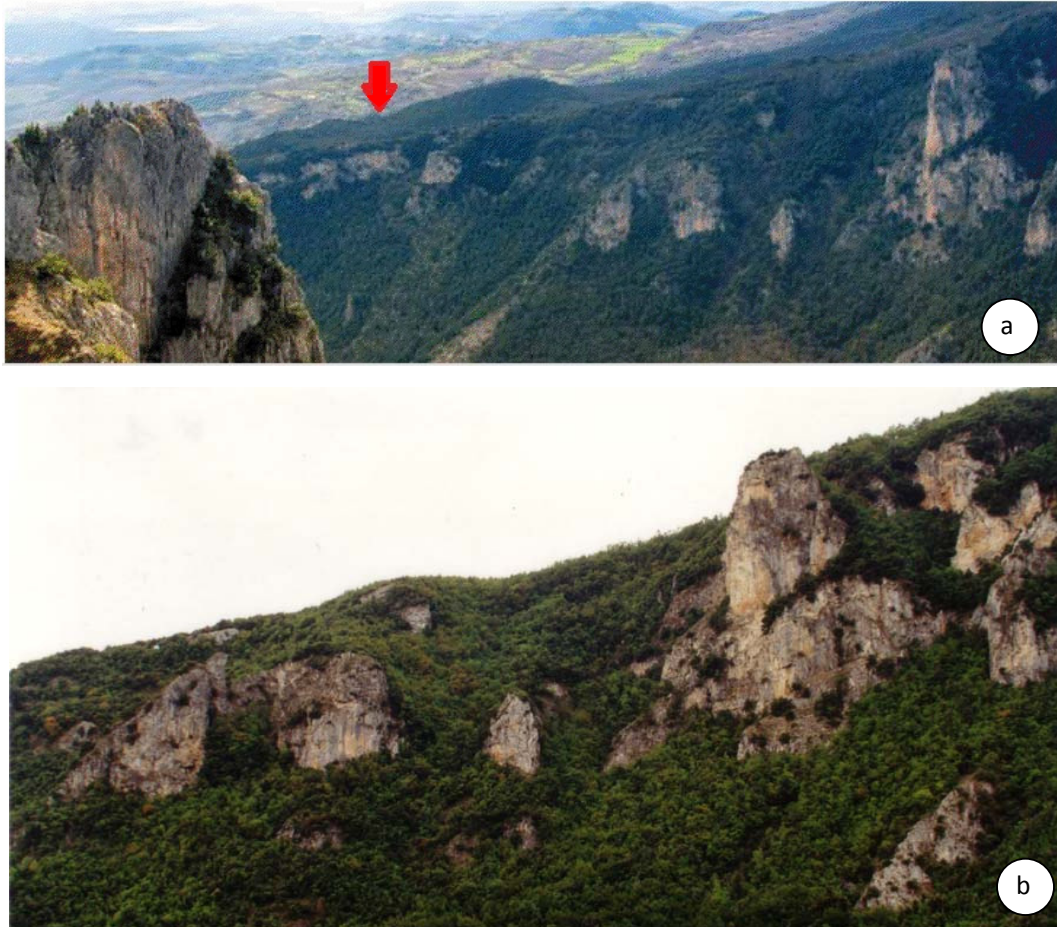


Fig. 5.3: Veduta della valle del torrente Garga con ripiani sommitali e pareti subverticali che caratterizzano la parte alta del versante su cui è localizzata la Grotta San Michele (freccia rossa) (a, b)

La grotta in esame è un'ampia cavità carsica che presenta un'alta volta, la cui sezione grossomodo triangolare è interrotta su un fianco da una parete subverticale. L'asimmetria della volta è causata proprio da tale parete, delimitata verso l'alto da una grande frattura che la attraversa con andamento lineare, longitudinalmente alle due aperture che si trovano rispettivamente nella parte anteriore (attuale accesso della grotta) e posteriore (fig. 5.4). Questa frattura è subparallela ad un'altra grande frattura longitudinale che costituisce l'apice della volta stessa. L'andamento regolare di tali discontinuità suggerisce un chiaro controllo tettonico. Inoltre, è molto probabile che tali fratture già preesistenti all'interno dell'ammasso

roccioso abbiano fortemente contribuito alla genesi della grotta. Esse, infatti, potrebbero aver costituito vie preferenziali per la circolazione delle acque d'infiltrazione, causando nel tempo un progressivo allargamento ed approfondimento delle stesse per dissoluzione carsica fino a produrre una camera così ampia. Il prolungato stillicidio dell'acqua ed il conseguente concrezionamento hanno suturato molte fratture all'interno della grotta, comprese le due fratture lineari principali, con concrezioni di carbonato di calcio e/o magnesio (microforme carsiche).

In corrispondenza dell'apertura posteriore della grotta (di dimensioni inferiori rispetto a quella anteriore) vi sono ingenti depositi detritici grossolani, costituiti anche da blocchi di dimensioni metriche. Tali ammassi detritici sono riconducibili a fenomeni di crollo e/o ribaltamento di parte della volta e/o avvenuti lungo le pareti verticali sommitali che si trovano subito al di sopra (esterno) della grotta. Processi di alterazione fisica e di alterazione chimica, nonché occasionali terremoti possono essere state le cause di tali crolli all'interno della grotta. A tali fenomeni può essere ricondotta anche la presenza di occasionali blocchi di roccia intercalati a diverse altezze stratigrafiche della successione di riempimento, che raggiungono una dimensione massima di circa 1 m.



Fig. 5.4: Apertura anteriore (a) e posteriore della grotta (b).

Per quanto riguarda i suoli dell'area, la loro profondità varia in funzione del fattore morfologico. In corrispondenza delle doline si rinvencono, infatti, suoli più profondi, come pure negli impluvi e nelle zone di accumulo (parte bassa di versante o altre aree in cui si verifica la rottura di pendenza). In questo caso, al livello tassonomico della *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), si collocano nei Mollisuoli. Si presentano con elevata riserva idrica e ben drenati, sono caratterizzati da un orizzonte superficiale di colore bruno giallastro molto scuro, con struttura grumosa fortemente sviluppata, che poggia attraverso un orizzonte di

transizione ricco di scheletro, sul substrato roccioso più o meno fratturato. D'altra parte, sui versanti più acclivi si rinvengono suoli meno spessi, con spessore dell'orizzonte di superficie (generalmente di 50 cm) che varia in funzione dell'intensità dei processi di alterazione chimico-fisici e soprattutto dei fenomeni di erosione. Al livello tassonomico più elevato della *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), rientrano nei gruppi di Entisuoli (suoli poco evoluti, ai primi stadi di sviluppo); generalmente sono molto sottili, ricchi di scheletro, con elevati tenori in sostanza organica e reazione neutra (ARSSA, 2003). A luoghi, dove i processi di morfogenesi prevalgono su quelli di pedogenesi, i versanti sono completamente privi di copertura pedologica ed affiora la roccia del substrato (ARSSA, 2003).

Il clima dell'area è quello tipico mediterraneo, con il massimo assoluto di precipitazioni meteoriche in inverno e il minimo in estate; il regime termico è caratterizzato da una bassa escursione annuale. I dati climatici sono stati ottenuti dalla non lontana stazione pluviometrica del Servizio Idrografico e Meteorografico situata a Mormanno. Le piogge concentrate prevalentemente nel periodo autunno-inverno raggiungono i valori massimi nel mese di dicembre (251 mm) ed i minimi nel mese di luglio (30 mm). Tali afflussi meteorici si presentano con carattere di pioggia in particolare nei fondovalle, mentre sui rilievi (in genere da dicembre a marzo) hanno spesso carattere nevoso. Ad alta quota la persistenza della neve si protrae fino a maggio e sono piuttosto frequenti forti raffiche di vento (Cantore et al., 1987). La temperatura media mensile raggiunge il valore massimo nel mese di luglio (13,3 °C) ed il valore minimo nel mese di gennaio (3,1 °C). La media annuale delle precipitazioni è di 1675 mm; la media annuale delle temperature è di 8,4 °C (ARSSA, 2003).

Il pedoclima dell'area è caratterizzato da un regime di umidità del suolo di tipo udico, e da un regime di temperatura di tipo mesico. La temperatura media annua del suolo è compresa tra gli 8 ed i 15 °C, con una differenza tra la temperatura media estiva e quella media invernale superiore a 6 °C (ARSSA, 2003).

5.3.RISULTATI DEL SITO DI SARACENA

5.3.1.Descrizione del sito (stratigrafia e archeologia)

La successione pedostratigrafica messa in luce dagli scavi mostra livelli suborizzontali di spessore generalmente da centimetrico a decimetrico, occasionalmente fino al metro. In particolare è costituita da alternanze di sottili strati sabbioso-limosi di composizione carbonatica e silicoclastica con livelli pedogenizzati più spessi. Molti di questi livelli sono antropizzati e corrispondono al Neolitico antico, medio e recente (inizi del VI – inizi del IV millennio a.C.), all'Eneolitico (IV-III millennio a.C.) e all'età del Bronzo antico e medio (ultimi secoli del III e prima metà del II millennio a.C.). Il deposito della grotta costituisce quindi una sequenza fondamentale per la ricostruzione del popolamento preistorico nella valle del Garga e nella Sibaritide, a partire dall'arrivo dei primi coloni neolitici in Italia meridionale fino allo sviluppo delle civiltà più avanzate dell'Età del Bronzo. Questo deposito è stato integralmente esplorato attraverso due distinti saggi di scavo: il saggio *Alpha* e il saggio *Beta* (fig. 5.5). Il primo è posto nella parte più interna dell'antro, dove si conservano i livelli più recenti che sono riferibili alle fasi avanzate dell'Eneolitico e del Bronzo antico; in quest'area della grotta sono stati rinvenuti anche sporadici elementi riferibili alla fase iniziale del Bronzo medio.

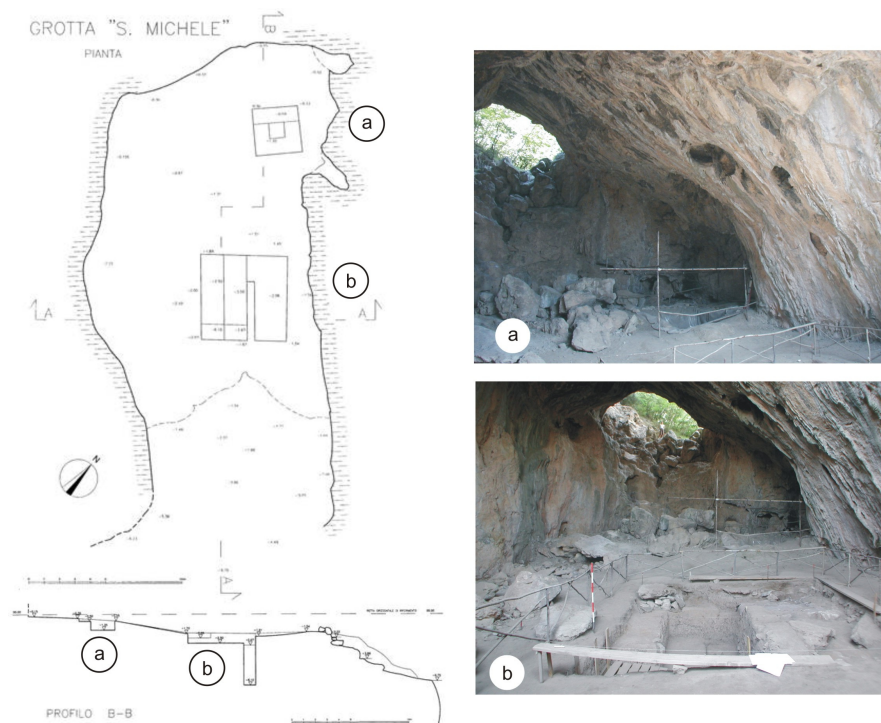


Fig. 5.5: Ubicazione dei due distinti saggi di scavo: saggio Alpha (a) e il saggio Beta (b).

Il saggio *Beta*, di spessore pari a circa 6 m, è posto nella parte più prossima all'ingresso. Gli scavi hanno accertato la presenza di una frequentazione antropica, che copre un arco temporale compreso tra le fasi iniziali del Neolitico e quelle dell'Eneolitico, pur con fasi di abbandono del sito. Durante il Neolitico antico, in particolare, sono stati recuperati manufatti di uso quotidiano, che attestano una frequentazione essenzialmente abitativa della grotta. Appartengono a questo periodo alcune strutture di combustione di forma circolare o ovale, il cui riempimento è costituito da ceneri e carboni (fig. 5.6 c). Nel Neolitico medio si arricchisce la produzione ceramica con manufatti realizzati in argilla ben depurata decorata da motivi geometrici dipinti, la cui fabbricazione richiede competenze e capacità tecniche elevate (fig. 5.6 f). Nel Neolitico recente la straordinaria abbondanza del materiale rinvenuto sembra individuare un momento di frequentazione umana particolarmente intensa della grotta (soprattutto durante la fase di *Diana-Bellavista*) messo in evidenza anche dalla ricchezza e dalla varietà delle classi di materiali rinvenuti: oltre alla ceramica, è abbondante l'industria in osso, in selce e ossidiana e in pietra levigata (fig. 5.6 e). Sono stati inoltre individuati due focolari (fig. 5.6 a), ma il rinvenimento più significativo è costituito da una sepoltura in fossa contenente l'inumazione di un bambino di 4-5 anni di età, deposto in posizione fortemente rannicchiata sul fianco sinistro e con il capo orientato ad ovest (fig. 5.6 d). Al Neolitico finale appartengono una serie di livelli caratterizzati dalla presenza di numerose buche di palo. In base alla disposizione di alcune di esse è stato possibile definire la pianta di una struttura absidata (fig. 5.6 b).

Al di sotto dello strato più profondo fino ad ora indagato, è stato condotto, nel 2007, un piccolo approfondimento che ha raggiunto uno strato caratterizzato da resti di fauna (cervo) associati, per il momento, ad un'unica scheggia in selce fabbricata dall'uomo in un periodo precedente al Neolitico antico. Tale rinvenimento, che necessiterebbe di ulteriori e più ampie indagini, appare particolarmente importante poiché indica che il deposito della grotta è ancora più profondo e che conserva le tracce di una frequentazione umana pre-neolitica, per il momento non documentata nella Sibaritide (Natali e Tiné, in prep.).

Tuttavia in questo lavoro di tesi è stato studiato soltanto il saggio *Beta*, in cui sono stati indagati in dettaglio gli otto livelli maggiormente pedogenizzati, quattro dei quali sono suoli più sviluppati (331, 324, 195 e 109, indicati nel testo che segue semplicemente come "suoli"), mentre i restanti quattro appaiono meno pedogenizzati (242, 211, 194 e 115, per semplicità di seguito chiamati "livelli sedimentari") (fig. 5.7). I risultati relativi alla loro descrizione morfologica ed al corrispondente corredo analitico di laboratorio sono riportati di seguito.



Fig. 5.6: Evidenze antropiche all'interno del saggio Beta: focolare relativo al Neolitico recente (a); buche di palo che individuano una struttura absidata nel Neolitico finale (b); focolare del Neolitico antico (c); sepoltura in fossa di un bambino (d) e industria in osso, in selce ed ossidiana del Neolitico Recente (e); ceramiche a bande rosse del Neolitico medio (f).

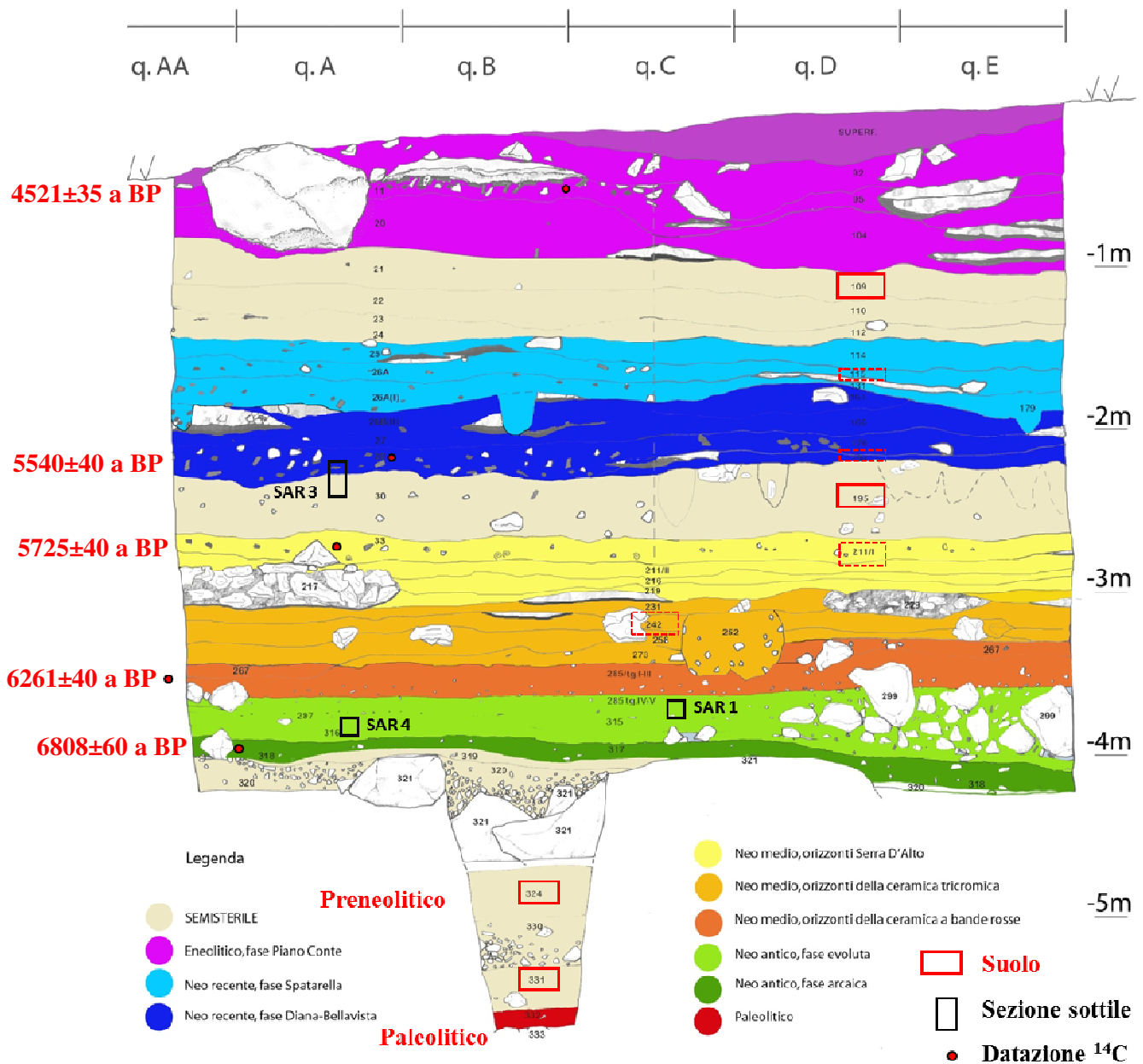


Fig. 5.7: Schema della successione stratigrafica completa del saggio Beta.

5.3.2. Descrizione morfologica della successione stratigrafica

5.3.2.1. SAGGIO BETA

Viene di seguito riportata una sintetica descrizione di dettaglio dell'intera successione pedostratigrafica campionata (fig. 5.8):



Fig. 5.8: Successione stratigrafica completa del saggio Beta.

109 (23) Sterile, Neolitico finale (fase Spatarella) – Eneolitico (fig. 5.9 a):

Colore secco bruno molto pallido (10YR 7/3). Struttura poliedrica subangolare piccola (0,5-1,2 cm). Effervescenza forte.

115 (26A) Neolitico finale (fase Spatarella):

Colore secco bruno pallido (10YR 6/3). Struttura poliedrica subangolare piccola (0,1-0,7 cm). Effervescenza forte.

194 (28) Neolitico recente (fase Diana-Bellavista) (5540±40 BP):

Colore secco bruno (10YR 5/3). Struttura poliedrica subangolare piccola (0,1-0,6 cm). Effervescenza forte.

195 (30) Sterile, Neolitico medio (fase Serra D'Alto) - Neolitico recente (fase Diana-Bellavista) (fig. 5.9 a):

Colore secco bruno (10YR 5/3). Struttura poliedrica da angolare a subangolare piccola (0,2-1,2 cm). Effervescenza forte.

211 tg I Neolitico medio (Serra d'Alto):

Colore secco bruno pallido (10YR 6/3). Struttura poliedrica da angolare a subangolare piccola con tendenza prismatica (0,2-0,7 cm). Effervescenza forte.

242 Neolitico medio (fase Ceramica Tricromica):

Colore secco bruno (10YR 5/3). Struttura poliedrica subangolare piccola (0,1-0,3 cm). Effervescenza forte.

273 (fase Ceramica Tricromica): Livello grigio nerastro con inclusi frammenti di carbone.**285 tg. I-III (35) Neolitico medio (fase Ceramica a Bande Rosse) (6261±40 BP):**

Colore secco bruno pallido (10YR 6/3). Struttura poliedrica angolare da media (1-3 cm) a grande (4-5 cm) con aggregati poco resistenti. Scheletro costituito da granuli angolari di dimensioni variabili da 0,5 cm a 5 cm ($\approx 50\%$), disposti in maniera suborizzontale; clasti più grossolani nella parte intermedia dell'orizzonte; clasti più occasionali e di minori dimensioni nella parte inferiore (ultimi 5-7 cm), associati a una diminuzione della porosità, e ad un'accentuazione dell'andamento suborizzontale. Presenza di frammenti di carbone di dimensioni millimetriche.

Nella parte medio-bassa di questo livello archeologico (**285 tg. IV-V Neolitico antico - fase evoluta**) sono presenti una lente bianca (1C1), un livelletto nero (1C2) e un livelletto bruno (1C3) (fig. 5.9 b):

(1C1): Lente bianca: Colore secco bruno giallastro chiaro (10YR 6/4). Presenza di una radice di dimensioni millimetriche.

(1C2): Livelletto nero: Colore secco bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2).

(1C3): Livelletto bruno: Colore secco bruno (10YR 4/3). Aspetto massivo.

316 Neolitico antico - fase evoluta (Fase di Stentinello):

Colore secco grigio brunastro chiaro (10YR 6/2). Struttura poliedrica subangolare grande (3-4 cm). Densità apparente bassa. Scheletro scarso, costituito da clasti di natura calcarea (talvolta frammenti di concrezioni di volta) subangolari di dimensioni variabili da 2 a 6 cm. I primi 4 cm sono più brunificati dalla pedogenesi, mentre i 5 cm in basso sono più grigiastri. Presenza di probabili coproliti (resti fecali) di dimensioni millimetriche di colore bruno scuro. In tutto l'orizzonte si rinvenivano piccoli frammenti di carbone di dimensioni millimetriche.

317 Neolitico antico – passaggio tra fase arcaica e fase evoluta:

Colore secco bruno molto pallido (10YR 7/4). Struttura poliedrica angolare media (1-3 cm). Consistenza debole. Scheletro < 1 cm costituito da occasionali concrezioni di forme prevalentemente irregolari e rari clasti calcarei angolari.

318 Fase delle ceramiche impresse arcaiche (6808±60 BP):

Colore secco bruno molto pallido (10YR 7/3). Si presenta concrezionato e pertanto molto consistente.

319-320 Sterile, pre-Neolitico:

Colore secco bruno molto pallido (10YR 7/3). Si presenta screziato e incoerente, con uno scheletro costituito da clasti calcarei, da angolari a subangolari (45-50%) di dimensioni millimetriche e centimetriche.

324 Sterile, pre-Neolitico:

Colore secco bruno (10YR 5/3). Struttura poliedrica angolare piccola (0,1-1,2 cm). Effervescenza moderata. Probabile presenza di pellicole di argilla.

331 Sterile, pre-Neolitico:

Colore secco da bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2) a bruno grigiastro scuro (10YR 4/2). Struttura poliedrica angolare piccola (0,2-1,2 cm). Effervescenza moderata.

332 Paleolitico(?)

Tutti i livelli stratigrafici hanno una struttura di aggregazione poliedrica da angolare a subangolare e presentano un elevato contenuto in calcare anche nella frazione fine, come evidenziato dall'effervescenza generalmente elevata (ed occasionalmente moderata) al test dell'HCl diluito al 10% sulla matrice. Il contributo della componente silicoclastica risulta abbastanza variabile lungo la successione. A diverse altezze stratigrafiche lungo l'intera successione si rinvencono sottili livelli biancastri concrezionati legati ai tipici processi carsici di grotta: in particolare nella parte bassa alcuni di essi (livelli 318, 319 e 320) presentano una maggiore cementazione e conseguente maggiore consistenza. In diverse porzioni della successione questi livelli appaiono discontinui e si alternano a livelli bruno-nerastri, anch'essi discontinui, che appaiono molto più frequenti e meglio espressi nella parte alta, assumendo un tipico aspetto "zebrato" (cfr. Boschian, 1997; Macphail et al., 1997, 2004). Come già descritto, i diversi livelli sedimentari sono intercalati a suoli più sviluppati con tessitura fine, il cui colore varia da bruno a bruno molto pallido (livelli 109 e 195). Localmente alla base della successione (livelli paleolitici) sono stati riscontrati orizzonti con caratteri idromorfi, consistenti in screziature grigiastre su una matrice più bruna. In particolare due di essi, si presentano maggiormente pedogenizzati (livelli 324 e 331). È importante sottolineare che i livelli di suolo più sviluppati sono anche quelli sterili da un punto di vista archeologico. A più altezze stratigrafiche nella successione si rinvencono accumuli detritici localizzati costituiti da abbondanti blocchi rocciosi di diametro da qualche decimetro a circa un metro e livelli con concentrazioni di clasti prevalentemente grossolani (in particolare livelli 321, 299, 229 e 217 ed all'interno delle unità archeostratigrafiche 20 ed 11).

In alcuni livelli (unità archeostratigrafiche 285 e 316) sono stati rinvenuti carboni di dimensioni da millimetriche a centimetriche, testimoni dell'attività antropica legata all'utilizzo del fuoco. Nell'ultimo livello vi è la probabile presenza di coproliti (resti fecali) di colore bruno scuro e di dimensioni millimetriche.

Nel livello più profondo (332) sono stati rinvenuti resti di fauna selvatica (cervo). Tale fauna si discosta molto dalle altre unità, sia per qualità che per concentrazione di reperti. Sono stati riconosciuti tre resti di cervo, praticamente interi, di cui due presentano ampie tracce di combustione. I resti sono riferibili ad un individuo adulto di dimensioni medie. Presentano tracce di combustione anche un frammento di piastrone di tartaruga ed una tibia di ghio. Questi resti faunistici sembrerebbero legati alla presenza umana nell'area, mentre i resti di chiroteri (4 frammenti) e di avifauna (5 frammenti) potrebbero essere riferibili sia ad una frequentazione della grotta in concomitanza con l'uomo, ma indipendente da essa, sia essere

relativi a fasi di abbandono della grotta stessa da parte dell'uomo. Completano il quadro tre frammenti indeterminati, riferibili a mammiferi di taglia media e piccola, uno dei quali con tracce di combustione. Non è presente alcuna fauna domestica, come anche per il livello 331, mentre in altri livelli, che sembrerebbero essere più di transizione e più a contatto con livelli neolitici, si osserva la presenza contemporanea di fauna domestica, selvatica, micromammiferi, avifauna e rettili.

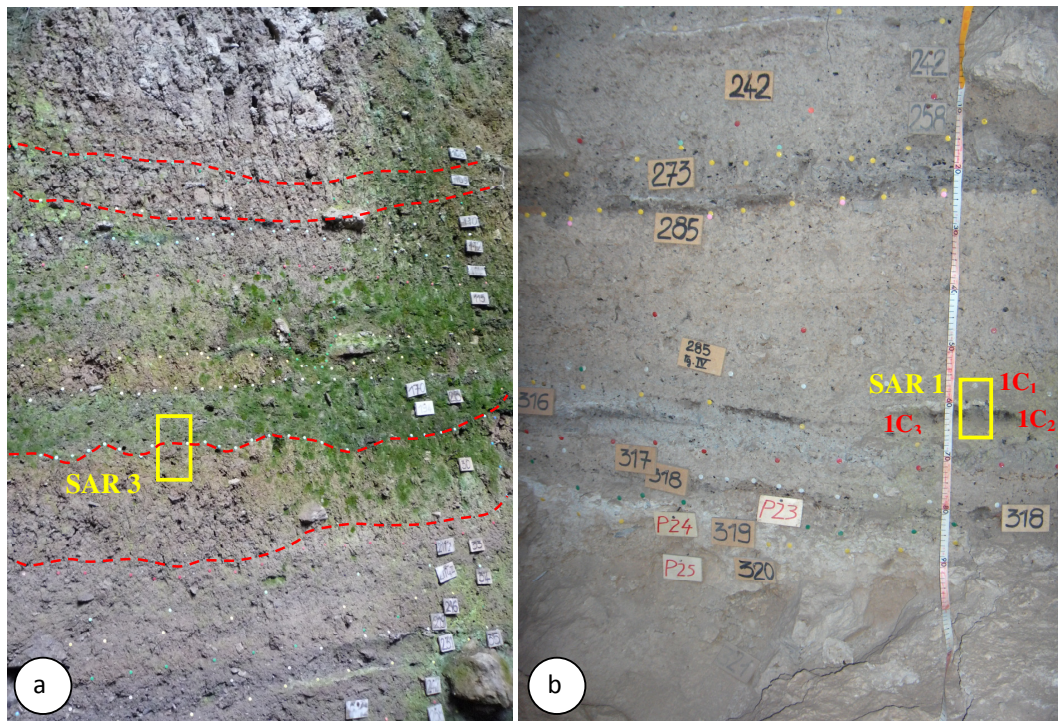


Fig. 5.9: Particolari della successione stratigrafica descritta; parte alta della successione: il tratteggio rosso rappresenta due suoli (109-195) (a); parte bassa della successione (b). I riquadri gialli indicano l'ubicazione di due campioni indisturbati per la micromorfologia.

5.3.3. Analisi chimico-fisiche

I risultati delle analisi chimico-fisiche sono sintetizzati nella tabella 9. La percentuale di sabbia risulta sempre elevata, con valori compresi tra 41,7 e 56,9 %. In particolare, i quattro campioni di suolo presentano valori in sabbia mediamente più alti degli altri livelli. L'argilla, d'altra parte, risulta sempre molto bassa in tutti i campioni, con valori compresi tra 6 e 14%. Il pH risulta generalmente alcalino. La quantità di CaCO_3 risulta invece sempre elevata e compresa tra 24,1 e 32,1%, anche se negli orizzonti di suolo risulta mediamente più bassa risultando compresa tra 5 e 21,1%. Anche il tenore in sostanza organica risulta sempre elevato (S.O. > 2%), non solo nei quattro orizzonti di suolo, ma anche negli altri quattro livelli sedimentari caratterizzati in dettaglio. L'analisi della capacità di scambio cationico (CSC) ha fornito valori compresi tra 34,7 e 56,5 meq/100g, risultando pertanto alta e molto alta, seppur con un andamento discontinuo lungo tutta la successione stratigrafica. In particolare, anche i valori di CSC relativi agli orizzonti di suolo sono molto variabili tra loro (tra 34,7 e 53,4 meq/100g), con una capacità di scambio cationico da alta a molto alta. L'analisi delle basi di scambio mostra che negli orizzonti di suolo il magnesio ha sempre valori pari a circa 7 meq/100g, tranne nell'orizzonte SAR 331 raggiunge il valore di 10,31 meq/100g; il sodio ha valori compresi tra 6,45 e 7,37 meq/100g, tranne l'orizzonte di suolo SAR 331 che ha valore 4,79 meq/100g; il potassio risulta invece variabile tra gli orizzonti di suolo, ed è compreso tra 2,52 e 7,14 meq/100g. Anche i valori del calcio sono variabili, infatti sono compresi tra 8,09 e 15,20 meq/100g. Per quanto riguarda tutti gli altri livelli sedimentari analizzati, il magnesio ha valori sempre maggiori di circa 7 meq/100g, compresi tra 7,80 e 10,07 meq/100g; il sodio ha valori più omogenei, compresi tra 6,34 e 7,82 meq/100g; il potassio è invece variabile, con valori tra 2,28 e 6,02 meq/100g; infine, anche il calcio scambiabile è abbastanza variabile, in un intervallo compreso tra 11,31 e 15,98 meq/100g. Le concentrazioni degli elementi maggiori misurate in XRF vengono riportate nella tabella 10. In particolare, i valori di silicio, alluminio, ferro e sodio aumentano maggiormente nei livelli di suolo. Analogo andamento ha la concentrazione del potassio, aumentando invece significativamente nei suoli più profondi. Il calcio mostra tenori elevati generalmente in tutti i livelli, ma negli orizzonti di suolo i valori si abbassano. Andamento più o meno simile si riscontra per il magnesio.

Sulla base di alcuni di questi elementi è stato calcolato l'indice di alterazione di Colman: $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$. Come si vede dal grafico corrispondente (tabella 10 e fig. 5.10), gli orizzonti di suolo mostrano valori generalmente più bassi rispetto ai livelli stratigrafici non pedogenizzati.

Tabella 9: Risultati delle analisi chimico-fisiche

Campione	Tessitura			pH	C.E.	CaCO ₃	S.O.	CSC	Calcio (Ca)	Magnesio (Mg)	Potassio (K)	Sodio (Na)
	sabbia %	limo %	argilla %	(H ₂ O)	mS/cm	%	%	meq/100g	meq/100g	meq/100g	meq/100g	meq/100g
SAR 109	46,5	39,5	14,0	7,43	3,09	14,1	2,0	34,7	8,64	7,46	7,37	7,14
SAR 115	51,5	40,5	8,0	7,39	3,47	32,1	4,8	35,7	15,98	8,74	6,51	2,28
SAR 194	41,7	48,3	10,0	7,35	2,70	28,2	6,3	53,4	12,22	7,77	6,45	2,52
SAR 195	50,1	37,9	12,0	7,50	2,42	21,1	4,8	56,5	11,31	7,80	6,34	2,74
SAR 211	52,1	35,9	12,0	7,30	3,10	24,1	4,1	41,7	11,89	10,07	7,82	6,02
SAR 242	47,1	42,9	10,0	7,49	2,77	28,1	4,6	37,3	13,12	8,01	7,14	4,97
SAR 324	56,9	37,1	6,0	7,60	2,98	5	2,1	37,5	8,09	7,30	6,47	5,98
SAR 331	54,2	37,8	8,0	7,81	2,54	11	8,3	46,6	15,20	10,31	4,79	2,98

C.E.: conducibilità elettrica; S.O.: sostanza organica; CSC: capacità di scambio cationico

Tabella 10: Concentrazione degli elementi maggiori e indice di Colman

Campione	MgO (%)	Na ₂ O (%)	Al ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	K ₂ O (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Indice di Colman
SAR109	0,18	4,05	11,53	51,37	4,79	2,77	16,45	0,57	0,31	3,72	3,25
SAR 115	0,16	4,44	7,21	33,77	8,96	2,08	33,45	0,37	0,26	1,84	3,58
SAR 194	0,15	4,35	7,28	32,39	10,11	1,76	31,64	0,38	0,23	1,95	3,37
SAR 195	0,18	4,13	9,75	40,02	5,99	2,11	25,11	0,51	0,30	2,77	3,07
SAR 211	0,14	6,04	7,29	34,16	6,87	1,68	32,33	0,37	0,26	1,82	3,60
SAR 242	0,10	5,73	6,09	30,01	8,52	1,65	36,41	0,31	0,24	1,46	3,82
SAR 324	0,29	3,33	9,12	44,68	27,20	2,33	19,73	0,47	0,15	2,77	3,62
SAR 331	0,28	3,38	8,72	34,91	23,45	2,22	23,38	0,51	0,16	2,83	2,90

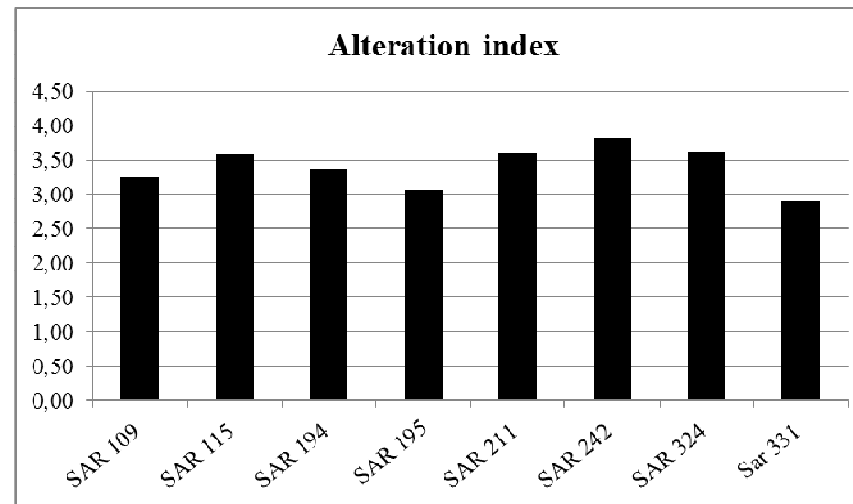


Fig. 5.10: Indice di Colmann

5.3.4. Estrazioni selettive e indici di alterazione

I risultati delle estrazioni selettive e degli indici associati sono riportati in tabella 11.

Le estrazioni selettive in ammonio ossalato di ferro mostrano valori omogenei tra i profili ($0,06 < \text{Feo} < 0,19\%$); il valore del ferro estratto in ditionito citrato bicarbonato risulta compreso tra $0,46 < \text{Fed} < 0,99\%$. Gli orizzonti di suolo, in entrambi i casi, presentano i valori più alti ($\text{Feo} > 0,1\%$ e $\text{Fed} > 0,6\%$). Gli indici di alterazione mostrano valori molto omogenei: i valori dell'indice $(\text{Fed} - \text{Feo})/\text{Fet}$ (fig. 5.11) sono compresi tra 0,31 e 0,41%, in particolare si mostrano più alti negli due orizzonti pedogenizzati inferiori. L'indice AIR varia da 0,10 $< \text{Feo}/\text{Fed} < 0,20\%$ (fig. 5.12).

Tabella 11: Risultati delle estrazioni selettive e indici associati

CAMPIONE	Fed	Feo	Fet	Feo/Fed	(Fed - Feo)/Fet
	%	%	%		
SAR 109	0,99	0,19	3,72	0,20	0,31
SAR 115	0,53	0,07	1,84	0,12	0,36
SAR 194	0,62	0,06	1,95	0,10	0,41
SAR 195	0,78	0,11	2,77	0,14	0,35
SAR 211	0,60	0,08	1,82	0,14	0,41
SAR 242	0,46	0,08	1,46	0,18	0,37
SAR 324	0,98	0,19	2,77	0,19	0,41
SAR 331	0,90	0,14	2,83	0,16	0,38

Feo: ferro estratto in ossalato di ammonio; Fed: ferro estratto in ditionito citrato bicarbonato; Fet: ferro totale; Feo/Fed: indice AIR.

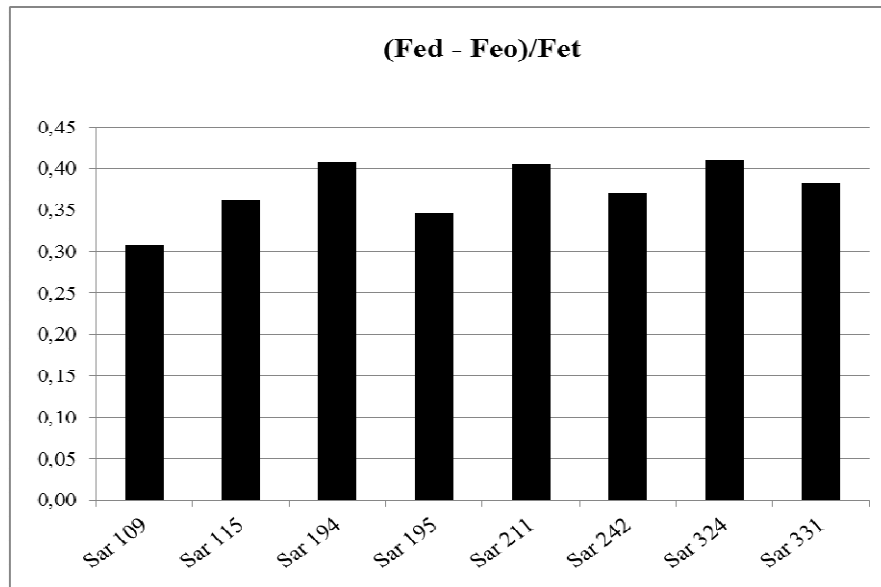


Fig. 5.11: Indice di alterazione (Fed-Feo)/Fet

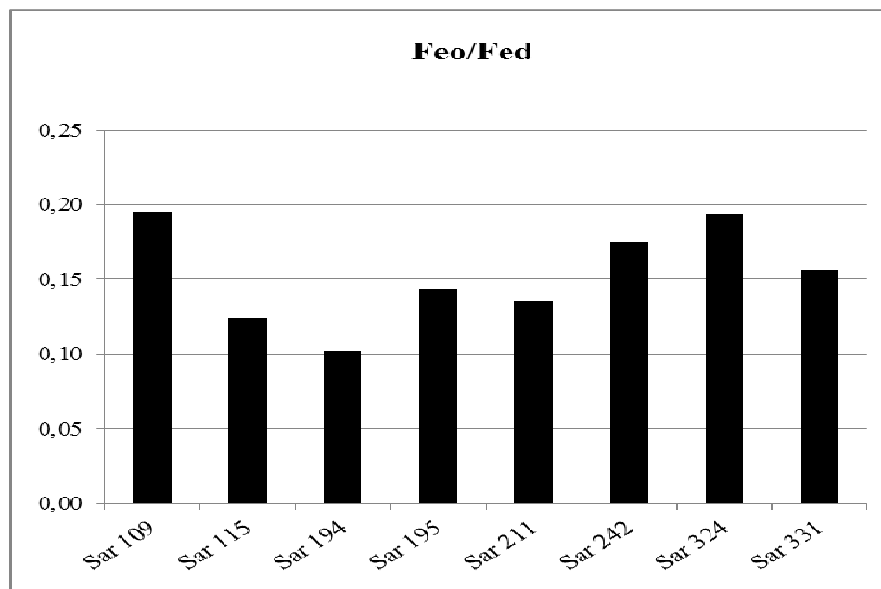


Fig. 5.12: Indice di alterazione AIR

5.3.5.Micromorfologia

Vengono di seguito descritti i principali caratteri micromorfologici di tre sezioni sottili ottenute da campioni indisturbati di tre distinti livelli rappresentativi della successione pedostratigrafica di Saracena (fig. 5.7). Partendo dal basso verso l'alto (dal più vecchio al più giovane), i campioni sono: SAR4 al passaggio tra i livelli archeologici 287 e 315 (Neolitico antico evoluto); SAR1 nel livello archeologico 285 tg. IV-V (Neolitico antico evoluto) al reciproco passaggio di tre distinti livelletti sopra descritti in esso inclusi, rispettivamente bianco (1C1), nero (1C2) e bruno (1C3); SAR3 prelevato al passaggio tra il livello archeologico 194 (Neolitico recente, fase di Diana-Bellavista; 5540±40 BP) e 195 (livello sterile).

L'analisi micromorfologica del campione SAR4 (fig. 5.13a, b) ha permesso di osservare la presenza di pori planari che individuano una struttura di aggregazione poliedrica da angolare a subangolare, localmente con presenza di struttura granulare. Lo scheletro è quasi completamente costituito da frammenti di roccia calcarea, tra cui abbondanti clasti di concrezioni e speleotemi a spigoli molto vivi, mentre la frazione silicoclastica appare molto esigua. La matrice risulta pervasivamente e diffusamente impregnata da riprecipitazioni carbonatiche, mentre solo localmente appare più organica. A *nicol* incrociati presenta un comportamento ottico da debolmente a molto debolmente anisotropo, con piccoli domini anisotropi. Si osservano piccoli pedorelitti di forma subcircolare la cui matrice è bruno-rossastra e molto argillosa, che mostra a *nicol* incrociati un comportamento ottico anisotropo con piccoli domini anisotropi lineari. Localmente si rinvencono altri piccoli pedorelitti di colore bruno scuro.

Nella sezione SAR1 (fig. 5.13c, d) è stata osservata la presenza di pori planari che individuano una struttura di aggregazione poliedrica da angolare a subangolare nella parte bassa, mentre nella parte alta aumentano i pori discreti di dimensioni variabili e la struttura diventa più granulare. Lo scheletro è principalmente calcareo: si osservano, infatti, frammenti di substrato calcareo-dolomitico con occasionali clasti di concrezioni e speleotemi. Questi ultimi mostrano una tipica struttura laminata, in cui alcune laminazioni evidenziano microcristalli aciculari ad esse ortogonali o macrocristalli disposti a mosaico. Si riconoscono anche minerali primari quali quarzo, plagioclasio geminato albite, mica (muscovite) e pirosseni. La matrice è generalmente carbonatica, anche se nella parte bassa della sezione diventa più umica, assumendo colorazioni brune, con comportamento otticamente da isotropo a moderatamente anisotropo (a *nicol* incrociati); a luoghi è pervasivamente impregnata da riprecipitazioni

carbonatiche micritiche. Nella parte bassa della sezione (orizzonte bruno) si osservano pellicole e riempimenti di argilla o loro frammenti, con estinzione a bande in luce polarizzata incrociata. In tutta la sezione sono presenti frammenti di carbone e rari resti ossei di dimensioni da millimetriche a submillimetriche.

La sezione SAR3 (fig. 5.13e, f, g, h) mostra uno scheletro calcareo costituito da grossi clasti di concrezioni carbonatiche. Si riconosce anche un abbondante scheletro silicoclastico, costituito da quarzo, feldspato e mica (muscovite). Anche la matrice è molto carbonatica, con un cemento da riprecipitazione diffuso che pervasivamente la impregna. In luce polarizzata incrociata il comportamento della matrice è moderatamente anisotropo, con domini anisotropi di piccole dimensioni. Nella parte bassa della sezione si osserva un grosso poro discreto quasi completamente riempito da spesse pellicole di argilla, che a *nicol* incrociati mostrano bande di estinzione sfumate e localmente estinzione granulare. I loro contorni irregolari ma ben definiti verso l'esterno, unitamente al fatto che sembrano le uniche pellicole di argilla presenti in tale sezione, suggeriscono che potrebbero rappresentare anche un pedorelitto (o una papula) eroso da un altro suolo, molto probabilmente posto all'esterno della grotta, ed ivi trasportato, senza tuttavia escludere che possano essere in posto. Inoltre è stato osservato un pedorelitto molto grande, di forma irregolare e contorni ben definiti. Esso è caratterizzato da una matrice argillosa molto arrossata, da molto fortemente a molto debolmente anisotropa a polarizzatori incrociati. Presenta, infatti, domini anisotropi lineari e vaste zone caratterizzate da domini da lineari ad irregolari, mentre localmente i domini sono molto scarsi e di piccole dimensioni. A luoghi si osservano indizi che tale matrice possa almeno in parte derivare da una progressiva degenerazione ed assimilazione di vecchie pellicole di argilla in essa. Nella sezione sono stati identificati anche frammenti di carbone e localmente piccoli frammenti di ossa, dall'aspetto poroso e di dimensioni da millimetriche a submillimetriche.

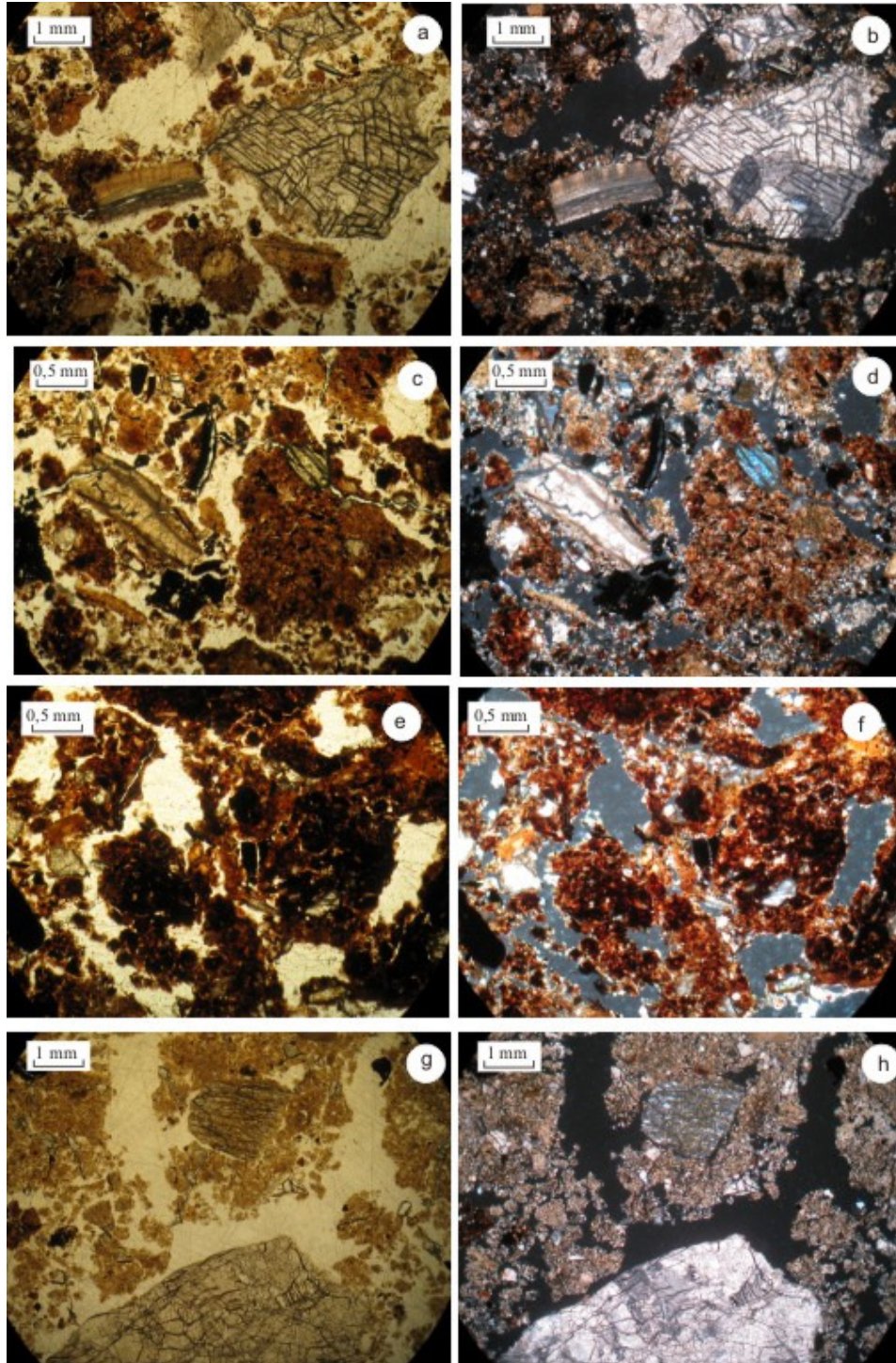


Fig. 5.13: Microfoto relative ad alcuni livelli della successione pedostratigrafica della grotta di Saracena: frammenti di roccia calcareo-dolomitica e di uno speleotema laminato in PPL (a) e in XPL (b) nel livello (315) del Neolitico antico evoluto; frammenti di uno speleotema laminato e cristallo di pirosseno in PPL (c) e in XPL (d) nel livello (285) del Neolitico antico evoluto; matrice organica con riempimento di argilla (al centro) in PPL (e) e sua estinzione a bande in XPL nel livello 195 (f); frammenti di dolomia e di scisto filladico in PPL (g) e in XPL (h) nel livello (194) del Neolitico recente.

5.4.INTERPRETAZIONE SARACENA

Lo studio geomorfologico e pedostratigrafico condotto sul sito Grotta San Michele di Saracena ha consentito di ottenere delle informazioni abbastanza dettagliate sul contesto geologico-geomorfologico di formazione della grotta, nonché di ricostruire le condizioni paleoambientali che hanno accompagnato le diverse fasi di insediamento della stessa.

L'alternanza di suoli e di diversi livelli sedimentari, inclusi importanti livelli concrezionati di carbonato di calcio, all'interno della successione pedostratigrafica della grotta indica il susseguirsi di diversi periodi rispettivamente caratterizzati da stabilità ed instabilità geomorfologica, ovvero caratterizzati da prevalente pedogenesi, con sviluppo di suoli più o meno spessi, alternati a prevalente aggradazione sedimentaria. Lo spessore/sviluppo dei suoli sembra essere condizionato, oltre che dalle condizioni climatico-ambientali (discusse di seguito), anche alla presenza/assenza dell'uomo in grotta. In particolare, i livelli pedologici più spessi, più strutturati e più evoluti coincidono con i livelli sterili dal punto di vista archeologico, che corrispondono cioè ad abbandono della grotta da parte dell'uomo. L'assenza di attività antropica in alcuni periodi sembra pertanto aver favorito lo sviluppo dei suoli, permettendo ai processi di alterazione e pedogenesi di progredire nel tempo senza importanti fenomeni di "disturbo" (ad es. erosione o rimaneggiamento ad opera delle pratiche agricole e pastorali attuate dall'uomo). D'altra parte, la presenza dell'uomo si manifesta in diverse altre porzioni della successione, molto più ricche in reperti archeologici, dove i livelli sedimentari, lateralmente molto discontinui, mostrano minori tracce di pedogenesi e si alternano a sottili livelli bruno-nerastri, anch'essi discontinui, che appaiono molto più frequenti e meglio espressi nella parte medio-alta della successione. In corrispondenza della loro localizzazione, la successione assume il tipico aspetto "zebrato" osservato generalmente in modo più diffuso in altri riempimenti di diverse grotte a frequentazione neolitica (cfr. Boschian, 1997; Macphail et al., 1997, 2004). In particolare, tale intervallo coincide grossomodo in termini cronologici ed archeologici con i livelli "zebrati" (compresi tra circa 5500 e 4000 anni fa) che caratterizzano grossa parte della successione pedostratigrafica della non lontana Grotta della Madonna a Praia a Mare, sul margine tirrenico della Calabria settentrionale (Tiné, 2006; Scarciglia et al., 2009). Generalmente lo "zebrato" è ritenuto indicativo di attività antropiche essenzialmente legate a pratiche agro-pastorali da parte dell'uomo, con alternanza di stabulazione/ricovero di greggi e successivo utilizzo del fuoco per bruciarne i resti poco salubri conseguenti a tali pratiche (Boschian, 1997; Macphail et al., 1997, 2004; Canti, 1999; Boschian e Montagnari-Kokelj, 2000). Pur confermandone

l'interpretazione in chiave antropogenica, Scarciglia et al. (2009) suggeriscono anche un importante contributo di processi geomorfici naturali (umificazione, erosione e rimaneggiamento dei suoli presenti all'esterno del sito, stillicidio e concrezionamento di CaCO_3 , ecc.) alla formazione della successione "zebrata". Anche nel caso della Grotta San Michele la "zebratura" potrebbe essere spiegata grazie all'alternanza di diversi processi pedogenetici, carsici e morfodinamici, con dinamiche erosivo-deposizionali e sedimentazione detritica (calcareao-dolomitica e silicoclastica) in risposta alle oscillazioni climatiche occorse nell'Olocene medio-superiore, sovrapposte agli effetti legati all'antopizzazione del sito, che sembrano in questo caso a carattere più localizzato sia nello spazio che nel tempo.

Naturalmente ciò evidenzia che le risposte locali nei due diversi siti di grotta sono state discordanti. Non è da escludere che l'intervento dell'uomo potrebbe essere stato diverso tra le due grotte, sia in termini di collocazione che di durata temporale. A Grotta della Madonna, infatti, la pedogenesi è stata inizialmente pressoché continua per qualche migliaio di anni, da circa 8700 a circa 5500 anni fa, seguita da un drastico passaggio a frequenti fasi di sedimentazione alternate a debole pedogenesi fino a circa 2900 anni fa. Al contrario, a Saracena, la già citata maggiore alternanza di suoli e depositi evidenzia comunque una maggiore dinamica geomorfologica con prevalenza di apporto sedimentario già a partire dalla parte bassa dell'intervallo considerato. Tale differenza potrebbe anche essere legata a risposte climatiche locali diverse.

Ulteriori dettagli sulle morfodinamiche registrate nella grotta di Saracena sono evidenziate dai dati composizionali ottenuti in XRF. Infatti, gli alti valori di silicio e alluminio riscontrati in tutti i livelli dall'analisi composizionale in XRF, suggeriscono che ci sia un significativo contributo silicoclastico (in particolare quarzo e vari alluminosilicati) nonostante il contesto geologico principale della grotta sia carbonatico. Ciò ha trovato riscontro nell'analisi micromorfologica in sezione sottile, che ha mostrato chiaramente la presenza di grani di quarzo, feldspati, miche e/o pirosseni oltre allo scheletro carbonatico, evidenziando così un diverso apporto di sedimenti non calcarei e pertanto di sicura provenienza esterna alla grotta attraverso le due aperture descritte.

Anche i piccoli pedorelitti di colore bruno o (bruno-)rossastro e di forma subcircolare riconosciuti in sezione sottile, confermano fenomeni di erosione e trasporto dall'esterno verso l'interno della grotta. La loro matrice, infatti, è completamente diversa da quella dei suoli in grotta in cui sono inclusi. Si presenta bruno-rossastra e molto argillosa, con un

comportamento ottico anisotropo a *nicol* incrociati, suggerendo che possano derivare da suoli esposti lungo i versanti esterni alla grotta.

Tornando all'apporto silicoclastico, sembra che esso abbia subito un incremento nel tempo lungo la successione stratigrafica. Infatti, l'analisi micromorfologica mostra che i livelli olocenici inferiori (Neolitico antico) presentano un contenuto silicoclastico meno abbondante, mentre nei livelli olocenici superiori (Neolitico recente) tale contributo aumenta sensibilmente. L'aumento del materiale silicoclastico potrebbe essere legato al progressivo allargamento della/e apertura/e della grotta (in particolare quella posteriore che risulta addossata al versante), a causa di progressivi crolli. Questi potrebbero essere stati indotti da processi di degradazione meteorica (termoclastismo, gelivazione o dissoluzione carsica) e/o da terremoti verificatisi nel corso del Neolitico, testimoniati da vari accumuli detritici anche grossolani più abbondanti in alcuni dei livelli inferiori e meno nella parte alta della successione. In particolare durante il Neolitico antico la grotta era già aperta verso l'esterno (con aperture forse di piccole dimensioni), consentendo però da esse solo uno scarso apporto di sedimenti.

Non è da escludere, tuttavia, che la variabilità dell'*input* silicoclastico dentro la grotta sia legata essenzialmente a modificazioni ambientali succedutesi nel corso dell'Olocene. L'interpretazione di tali variazioni può prestarsi però a molteplici ipotesi, sia in chiave climatica che antropogenica, assolutamente non univoche, bensì in parte anche contrastanti. Ad esempio, durante il Neolitico antico, eventuali condizioni ambientali poco umide in termini di precipitazioni meteoriche possono aver concorso ad una debole mobilizzazione di materiale sedimentario dall'esterno. Infatti una fase di aridità, avvenuta grossomodo intorno a 6600-7000 anni BP e ben documentata in letteratura (Davis et al., 2003; Dramis et al. 2003; Sangiorgi et al., 2003; Frisia et al., 2006), potrebbe essere stata responsabile di un minor ruscellamento superficiale nelle adiacenze del sito, con conseguente minor apporto di materiale silicoclastico in grotta. Tale fase di aridità potrebbe essere stata anche responsabile della formazione di un livello fortemente concrezionato presente nel Neolitico antico (unità archeostratigrafica 318, datata a circa 6,8 ka fa).

D'altra parte, altre fasi di aridità che hanno interessato la parte alta dell'Olocene (ad es. Sadori e Narcisi, 2001; Allen et al., 2002; Hunt et al., 2004; Mayewski et al., 2004; Di Rita and Magri, 2009; Jalut et al., 2009; Geraga et al., 2010; Swindles et al., 2010) potrebbero essere state responsabili, al contrario, dell'aumento dell'apporto silicoclastico in grotta. Infatti, in condizioni ambientali aride la copertura vegetazionale arborea sarebbe diminuita a favore di

quella erbacea (poco protettiva) tipica di ambienti aridi (Roberts et al., 2011), con conseguente maggiore degradazione e facilità di erosione dei versanti. Non è da escludere, inoltre, che la mancanza di vegetazione arborea possa essere stata provocata dalle attività antropiche (disboscamento), che avrebbero sensibilmente alterato il paesaggio vegetazionale favorendo così l'erosione dei versanti. In questo periodo la deforestazione, come già detto, veniva praticata per la realizzazione di campi da coltivare spesso attraverso l'uso del fuoco, o per l'utilizzazione del legno sia come materiale da costruzione che per focolari domestici (cfr. Pons e Quèzel, 1998).

Un'ipotesi alternativa, invece, potrebbe spiegare l'aumento di apporto sedimentario silicoclastico come dovuto ad un aumento dell'umidità, in termini di precipitazioni meteoriche, che avrebbe causato maggior ruscellamento e quindi maggiore trasporto di materiale dall'esterno verso l'interno della grotta. Evidenze di condizioni climatiche più o meno umide avvicendatesi nel sito in esame durante il corso dell'Olocene (e probabilmente già la parte finale del Pleistocene), sono costituite dall'alternanza di livelli più o meno pedogenizzati e di livelli più concrezionati di CaCO_3 . Questi ultimi risultano legati ai fenomeni di stillicidio dal tetto della grotta (costituita da rocce calcareo-dolomitiche): in particolare, la presenza di umidità facilita la dissoluzione del CaCO_3 , mentre una sua conseguente diminuzione lo fa riprecipitare sotto forma di concrezioni.

Quindi, in realtà, la successione pedostratigrafica sembra proprio registrare un'alternanza di condizioni di elevata umidità ed aridità (cfr. Scarciglia et al., 2009), segnalate per l'Olocene superiore anche da Di Donato et al. (2008) insieme ad un incremento di stagionalità e tendenza all'aridificazione.

I suoli compresi tra il Neolitico recente e l'Eneolitico si collocano grossomodo in un periodo compreso tra oltre 5540 anni BP e di poco precedente a circa 4000 anni BP, come evidenziato dalla cronologia su base archeologica (fig. 5.7), che corrisponde all'*optimum* climatico neolitico ascrivibile all'Olocene medio-inferiore (Orombelli e Ravazzi, 1996); esso risulta caratterizzato da condizioni climatico-ambientali caldo-umide favorevoli alla formazione dei suoli. Questi ultimi presentano colorazioni brunastre che suggeriscono la presenza di humus (confermate dalle analisi chimico-fisiche di laboratorio), derivante dalla decomposizione di resti vegetali o animali ad opera dei batteri. In particolare il suolo inferiore presente in questo intervallo pedostratigrafico (livello 195) presenta una colorazione più bruna ed un tenore in sostanza organica maggiore rispetto a quello superiore (livello archeostratigrafico 109), indicando un maggiore sviluppo pedogenetico, probabilmente favorito da una maggiore

presenza di copertura vegetale e/o da condizioni ambientali più caldo-umide in periodi di stabilità geomorfologica, già sopra evidenziate ed analoghe a quelle registrate in altri suoli neolitici della Calabria di età in parte confrontabile (Scarciglia et al., 2008a, b, 2009; Bernasconi et al. 2010). A sostegno di tale ipotesi concorre anche la presenza di occasionali pellicole di argilla illuviale (riconosciute in sezione sottile) all'interno degli orizzonti del Neolitico antico fase evoluta (livello 285 tg. IV-V), che suggerisce appunto condizioni climatiche caldo-umide con un probabile contrasto stagionale (Catt, 1989; Cremaschi e Trombino, 1998), ascrivibili ancora all'*optimum* climatico. Inoltre, nonostante l'assenza di dati di mineralogia delle argille, le analisi chimico-fisiche hanno consentito di ricavare alcune indicazioni circa le possibili famiglie di minerali argillosi presenti. I valori mediamente elevati di CSC nei suoli neolitici sono indicativi della presenza di alcuni fillosilicati con struttura di tipo 2:1, quali vermiculiti e smectiti. Tali fillosilicati, a loro volta, sono indicativi di un ambiente generalmente poco lisciviato (confermato dai valori delle basi di scambio) e di suoli caratterizzati da uno scarso o moderato sviluppo pedogenetico. Al contrario, i valori mediamente più elevati del potassio (ottenuto dall'analisi in XRF) nei suoli pre-neolitici sono probabilmente legati alla presenza di illite tra i minerali argillosi di neoformazione, che suggerisce un più elevato grado di sviluppo pedogenetico e/o di minerali primari come le miche.

Per quanto riguarda i due suoli pre-neolitici, la loro incerta definizione archeologica (genericamente precedente ai livelli di insediamento del Neolitico ed immediatamente post-paleolitica) e conseguentemente altrettanto incerta collocazione temporale non consentono una chiara interpretazione paleoclimatica. Tuttavia, le colorazioni brune e la probabile presenza di pellicole di argilla illuviale, nell'orizzonte superiore (livello 324), suggeriscono anche in questo caso la presenza di abbondante paleovegetazione e di condizioni ambientali relativamente favorevoli allo sviluppo pedogenetico (condizioni umide con un certo contrasto stagionale), che potrebbero riferirsi alla base dell'Olocene con l'inizio dell'*optimum* climatico (circa 9000 anni BP) o alle fasi più miti del Tardiglaciale (Allen et al., 1999; Sadori e Narcisi, 2001; Frisia et al., 2007; Magri, 2008). La formazione del suolo inferiore (livello 331) potrebbe invece essere avvenuta durante l'Ultimo Massimo Glaciale (circa 15-25 ka BP), come testimoniato dalle colorazioni brune scure che sono coerenti con condizioni climatiche fredde e dalle screziature grigiastre, indicative di un ambiente parzialmente idromorfo e quindi riducente spesso tipico di contesti periglaciali con fenomeni

di gelo-disgelo, similmente a quanto discusso per l'orizzonte inferiore della successione pedostratigrafica di Palmi.

Per quanto riguarda i tempi di sviluppo pedogenetico, pur non avendo informazioni cronologiche di estremo dettaglio lungo tutta la successione, è possibile utilizzare i vincoli forniti dalle datazioni radiometriche di alcuni livelli e suddividere idealmente, seppur con chiara approssimazione, ciascun intervallo compreso tra due datazioni successive disponibili in gruppi di livelli archeostratigrafici, attribuendo a ciascuno di questi gruppi un tempo presunto di formazione pari all'intervallo complessivo diviso il numero di intervalli considerato. È stato così possibile stimare che lo sviluppo pedogenetico sia stato dell'ordine di qualche centinaio di anni per ciascuno dei due suoli neolitici superiori (109 e 195). Intervalli più lunghi (di qualche migliaia o decine di migliaia di anni) dovrebbero aver riguardato invece i livelli pedologici inferiori pre-neolitici (324 e 331), di cui non si posseggono precise informazioni crono-archeologiche.

Inoltre, gli indici pedogenetici calcolati hanno consentito di dettagliare il grado di alterazione pedogenetica di tali suoli. Nonostante l'indice di Colman sembra essere poco efficace per la determinazione del grado di sviluppo pedogenetico, poiché tiene conto soltanto degli elementi totali, gli orizzonti di suolo mostrano valori di tale indice generalmente più bassi, coerentemente con un maggiore grado di alterazione rispetto ai livelli sedimentari. Al contrario, gli indici più comunemente usati per determinare il grado di evoluzione dei suoli, come l'indice $(Fed - Feo)/Fet$ e l'indice Feo/Fed (Alexander, 1974; Arduino et al., 1986; Moody e Graham, 1995; Bronger e Bruhn-Lobin, 1997; Wagner et al., 2007), sembrano essere poco indicativi e apparentemente in contrasto con quanto atteso e con quanto ben mostrato dall'indice di Colman. In particolare, l'indice $(Fed - Feo)/Fet$ serve a valutare il grado di sviluppo pedogenetico (ad es. Wagner et al., 2007) e in particolare, si rivela particolarmente efficace nel confronto tra profili pedologici di diversa età (ad es. Arduino et al., 1984; Scarciglia et al., 2006, 2011; Tsai et al., 2007; Robustelli et al., 2009). In questi livelli di suolo, il grado di maturità pedogenetica è espresso principalmente dall'accumulo di sostanza organica (sempre $> 2\%$), che risulta il processo pedogenetico dominante. Proprio l'elevato contenuto in sostanza organica (legato fortemente alla capacità di scambio cationico, coerentemente con l'elevato numero di cariche negative dell'humus) tende a far diminuire in modo significativo l'indice $(Fed - Feo)/Fet$ ed a far aumentare il Feo/Fed , poiché il Feo estrae le componenti amorfe (o a basso ordine cristallino), tra cui ovviamente anche la sostanza organica. D'altra parte, invece, il Fed risulta poco elevato a causa della scarsità di

ossidi/idrossidi di ferro, testimoniata dalle colorazioni brunastre piuttosto che rossastre dei vari orizzonti, coerentemente con il loro moderato grado di evoluzione pedogenetica, con la loro età olocenica e con intervalli di tempo di sviluppo pedogenetico stimabili, sulla base dei vincoli cronologici forniti dall'archeologia, nell'ordine di alcune centinaia o (decine di) migliaia di anni. Tuttavia, se si fa un confronto tra i valori dell'indice (Fed - Feo)/Fet dei suoli neolitici della porzione superiore con quelli pre-neolitici della porzione inferiore della grotta, si nota che quelli posti stratigraficamente più in basso presentano valori più elevati. Questo indica che lo sviluppo pedogenetico dei suoli neolitici è minore rispetto a quelli pre-neolitici. Questi ultimi hanno avuto probabilmente più tempo per svilupparsi (come evidenziato dalla stima approssimata degli intervalli pedostratigrafici sopra effettuata), nonostante le condizioni climatiche nell'Ultimo Massimo Glaciale e/o tardiglaciale fossero probabilmente più sfavorevoli. Al contrario il minor sviluppo dei suoli neolitici è legato al minor tempo di pedogenesi, sebbene sia avvenuto in condizioni ambientali più favorevoli (*optimum* climatico olocenico).

L'abbandono della grotta da parte dell'uomo in particolari momenti del Pleistocene superiore e dell'Olocene potrebbe corrispondere a particolari eventi climatici e/o sismici che potrebbero aver interessato l'area. In particolare, le condizioni climatiche particolarmente rigide, come quelle fredde dell'Ultimo Massimo Glaciale o di alcune fasi del Tardiglaciale, e quelle aride riconosciute episodicamente durante tutto l'Olocene, possono aver costretto l'uomo ad abbandonare la grotta. Estate particolarmente secche ed inverni molto rigidi potrebbero infatti portare ad un ambiente sfavorevole per le colture, rendendo quindi sempre più difficile la sussistenza e pertanto la stessa vita dell'uomo.

CAPITOLO 6

CONFRONTO TRA I SITI DI STUDIO

6.1.CONFRONTO TRA I SITI DI STUDIO

Le osservazioni di campagna, i risultati delle analisi chimico-fisiche di laboratorio, associate a quelle micromorfologiche e pedoantracologiche ci hanno consentito di evidenziare nei tre siti studiati similitudini, ma anche differenze sostanziali tra loro (fig. 6.1). I siti scelti si presentano molto diversi, sia per la loro posizione geografica che per quella topografica; per il contesto geologico e geomorfologico nonché per quello ambientale. Inoltre sono collocati in modo da sistemarsi lungo un transetto ideale che attraversa tutta la Calabria. Tale transetto parte dal massiccio del Pollino con il sito di Grotta nei pressi dell'abitato di Saracena, impostato prevalentemente su rocce calcareo-dolomitiche del Triassico; si passa poi al sito montano collocato sull'altopiano Silano, costituito da un basamento cristallino paleozoico, caratterizzato da rocce ignee e metamorfiche; infine si arriva in Calabria sud-occidentale nel sito costiero posto ai piedi del massiccio dell'Aspromonte, caratterizzato da rocce metamorfiche di medio-alto grado. Tali diversi contesti ambientali hanno influenzato la risposta dei suoli e della vegetazione alle variazioni climatiche oloceniche. Inoltre i substrati diversi (sebbene Palmi e Cecita hanno avuto in parte un comune contributo vulcanico) hanno condizionato la differenziazione dei suoli. Tuttavia, sia la comunanza del regime pedoclimatico di tipo udico che la presenza di *input* vulcanico nelle aree del Cecita e di Palmi, ne favorisce il confronto.

La parziale corrispondenza di alcuni intervalli cronologici e la diversità di altri nei tre siti studiati ha permesso inoltre di avere un quadro completo circa le variazioni ambientali che si sono succedute nell'Olocene. È stato anche possibile confrontare i periodi corrispondenti, evidenziandone le differenze. In dettaglio, a Palmi e Saracena è registrata la parte finale del Pleistocene superiore. L'Olocene medio (periodo Neolitico) è invece l'unico periodo comune a tutti i tre siti indagati, in particolare a Saracena tale intervallo cronologico è coperto per intero partendo dal Neolitico antico fino al Neolitico recente (e al Bronzo antico). Invece nei restanti due siti è presente solo il Neolitico finale.

L'Olocene superiore è registrato solo nei siti di Palmi e Cecita, in particolare, a Palmi si registra la fase post-Bronzo che non si riesce a collocare con esattezza da un punto di vista temporale, poiché mancano dei vincoli cronologici precisi; tuttavia una datazione radiometrica eseguita su un frammento di carbone in un orizzonte corrispondente, ce la fa collocare probabilmente all'Epoca Romana (circa 1620 ± 20 anni BP). Di Epoca Romana è certamente la parte alta della successione pedostratigrafica studiata a Cecita. Si è visto che l'aspetto andico in campagna, dei suoli di periodo, è il risultato dell'alterazione di materiale

vulcanico, che ha portato alla formazione dei suoli e conseguentemente alla formazione di prodotti di neoformazione, come le componenti a basso ordine cristallino (SROM). In entrambi i siti sono stati riconosciute al SEM-EDS piccole pomice di composizione riolitica, riconducibile al vulcanismo acido dell'Arco Eoliano (Scarciglia et al., 2008a, b; Bernasconi et al., 2010). Analogamente, le osservazioni micromorfologiche hanno mostrato, a *nicol* incrociati, un comportamento prevalentemente isotropo della matrice negli orizzonti A, suggerendo che gli SROM e la sostanza organica prevalgono rispetto ai fillosilicati. Inoltre questi dati sono coerenti con quelli mineralogici ottenuti in spettrometria FT-IR, con i valori relativi alle estrazioni selettive di ferro, alluminio e silicio, quelli relativi agli indici di ICOMAND, $(Alo - Alp)/Sio$ e Alp/Alo (Parfitt e Wilson, 1985) e alle quantità di allofane e ferridrite. Tuttavia sono evidenti chiare differenze tra i due siti. A Palmi, infatti, le concentrazioni di SROM sono più alte e sono confermate dall'indice di ICOMAND ($Alo\% + 0,5 Feo\%$) che mostra valori sempre $> 2\%$ in quasi tutti gli orizzonti, tranne nell'orizzonte 2Btb2 dove è più basso. Anche l'indice $(Alo - Alp)/Sio$ che risulta compreso tra 1 e 2 (Parfitt e Henmi, 1982; Dahlgren et al., 1993), permettendo di stimare che gli SROM prevalgono sulle componenti Al-argillo-umici (Nanzio et al., 1993). L'indice $Alp/Alo < 0,5\%$ e $Sio > 0,6\%$ indicano che i suoli sono *sil-andic* (*sensu* IUSS Working Group WRB, 2007), cioè suoli allofanici la cui componente amorfa (Alo) è legata interamente alle componenti a basso ordine cristallino (García-Rodeja et al., 2007). Anche l'alto contenuto in allofane (soprattutto negli orizzonti A) e quello in ferridrite confermano l'elevata quantità di SROM nei suoli investigati. Al contrario, queste componenti sono sempre più basse a Cecita dove l'indice di ICOMAND supera il limite minimo per le proprietà andiche che è $0,4\%$, ma non supera mai il 2% (IUSS Working Group WRB, 2007; Soil Survey Staff, 2010). Inoltre l'indice $(Alo - Alp)/Sio$ risulta in generale circa 3 (Parfitt e Henmi, 1982; Dahlgren et al., 1993), permettendo di stimare che le componenti Al-argillo-umiche prevalgono sugli SROM (Nanzio et al., 1993). Inoltre il rapporto $Alp/Alo > 0,5\%$ e $Sio < 0,6\%$ (tranne l'orizzonte Bw del suolo neolitico) indicano che i suoli sono *alu-andic* (*sensu* IUSS Working Group WRB, 2007), cioè che la componente amorfa è legata interamente alle componenti argillo-umiche (García-Rodeja et al., 2007) e che quindi i suoli sono non-allofanici (Nanzio et al., 1993). Il basso contenuto in allofane e ferridrite confermano inoltre la bassa quantità di SROM in tali suoli. Tali indici si possono considerare pertanto *proxy* di un moderato sviluppo delle proprietà andiche (Scarciglia et al., 2008a, b).

Questa differenza si evidenzia in tutti gli orizzonti di suolo di ogni profilo nei due siti. Potrebbe essere dovuta a una differente quantità di materiale vulcanico primario che ha raggiunto ogni sito, a causa della distanza dall'area sorgente (sito prossimale di Palmi e sito distale di Cecita) e dal tempo di formazione. Infatti il tempo potrebbe aver influenzato un differente grado di sviluppo pedogenetico, specialmente per le proprietà andiche, che generalmente sono relative a stadi giovani di pedogenesi. I fillosilicati come alloisite (e/o caolinite) sono molto più abbondanti negli orizzonti neolitici B rispetto a quelli post-neolitici in entrambi i siti. La presenza dei fillosilicati negli orizzonti neolitici, associata alla presenza delle pellicole di argilla, indica uno stadio più avanzato di pedogenesi rispetto ai suoli post-neolitici. Questi minerali potrebbero essersi formati/trasformati almeno in parte dagli SROM nel corso del tempo. Tuttavia è proposta un'interpretazione paleoambientale.

Le pellicole di argilla e i fillosilicati nel Neolitico potrebbero essersi formati in condizioni climatiche caldo-umide caratterizzate da contrasto stagionale. Inoltre il carattere relitto delle pellicole di argilla, indicato dai *pattern* di degenerazione, colloca la loro formazione durante l'*optimum* climatico olocenico (Catt, 1989; Cremaschi and Trombino, 1998; Scarciglia et al., 2009; Bernasconi et al., 2010; Pelle et al., 2010). Inoltre, durante il Neolitico a Saracena si assiste ad un aumento del materiale silicoclastico in grotta, supportando la complessiva umidità (seppur contrastato) di tale periodo. L'aumento, infatti, delle precipitazioni avrebbe favorito il ruscellamento superficiale e di conseguenza il trasporto del materiale silicoclastico dall'esterno verso le porzioni interne della grotta carbonatica. Tuttavia non è da escludere che a Saracena il degrado vegetazionale sia stato causato da fasi di aridità che si sono alternate durante l'Olocene e che hanno portato al degrado della copertura arborea sui versanti (ad es. Sadori e Narcisi, 2001; Allen et al., 2002; Hunt et al., 2004; Mayewski et al., 2004; Di Rita and Magri, 2009; Berger et al., 2009; Jalut et al., 2009; Geraga et al., 2010; Swindles et al., 2010).

Gli SROM nel post-Neolitico indicano invece alterazione del vetro vulcanico sotto condizioni di umidità prolungata nel tempo, che sono anche le condizioni ideali alla loro formazione (Duchaufour, 1982; Parfitt et al., 1984; Buol et al., 1989). Tali condizioni paleoambientali sono sostenute dall'assenza e diminuzione delle pellicole di argilla negli orizzonti superiori più giovani rispettivamente di Palmi e Cecita. Sebbene non ci sono precise o continue informazioni cronologiche in questi orizzonti superiori, la scomparsa/decreta dell'illuviazione di argilla potrebbe essere relativa a fasi di aridità avvenute dopo l'*optimum* olocenico (ad es. Sadori and Narcisi, 2001; Allen et al., 2002; Hunt et al., 2004; Mayewski et

al., 2004; Di Rita and Magri, 2009; Jalut et al., 2009; Swindles et al., 2010) che hanno inibito la percolazione dell'acqua lungo il profilo e di conseguenza la traslocazione delle particelle di argilla. Naturalmente nei due siti gli effetti delle fasi di aridità sono state diverse e non sincrone, poiché differenti sono le quote e di conseguenza diversa è stata l'illuviazione di argilla dopo l'Età Preistorica. L'elevata altitudine e le abbondanti piogge relative all'ambiente montano di Cecita ha permesso probabilmente di prolungare maggiormente la disponibilità di acqua nel suolo rispetto al sito di Palmi, favorendo la riduzione delle pellicole di argilla.

Inoltre le fasi di aridità non devono essere state particolarmente forti o almeno devono essere state temporanee, visto che dopo il periodo Neolitico (specialmente a Palmi) si sono reimpostate condizioni di umidità prolungata nel tempo, come suggerito dalla prevalenza di SROM sui fillosilicati. Tali condizioni, possibilmente associate a temperature basse (Davis et al., 2003; Sauro et al., 2003; Mayewski et al., 2004; Di Donato et al., 2008), si sono ripetutamente alternate nella seconda parte dell'Olocene (ad es. Dramis et al., 2003; Magny, 2004; Giraudi, 2007). Essi potrebbero aver favorito un minor contrasto stagionale che potrebbe anche spiegare bene la decrescita/scomparsa delle pellicole di argilla rispettivamente durante l'Epoca Romana a Cecita e dopo l'Età del Bronzo a Palmi. Tuttavia, queste informazioni paleoclimatiche sulla seconda parte dell'Olocene, sembrano essere in contrasto con il resto della letteratura che invece evidenzia un aumento verso l'aridificazione (ad es. Jalut et al., 2008; Zanchetta et al., 2010; Magri, 2011).

In entrambi i siti, i maggiori cambiamenti nelle condizioni climatiche, riconosciuti sulla base delle figure pedogenetiche tra il Neolitico e i periodi a seguire, sono in relazione con le evidenze pedo-archeologiche di un forte degrado del terreno ad opera delle pratiche antropiche. Infatti, è chiara una sovrapposizione e interferenza tra i segnali ambientali e le modifiche antropiche. Tale interpretazione è supportata dalle analisi antracologiche specialmente a Cecita. Infatti, sebbene nel Neolitico ci sia sempre il querceto in entrambi i siti, un maggiore cambiamento vegetazionale è registrato nei suoli romani di Cecita, dove una foresta di pino montano rimpiazza il querceto.

Questa transizione può essere spiegata in parte dai cambiamenti climatici che si sono succeduti dall'Olocene medio all'Olocene superiore (discussi sopra); tuttavia i loro effetti non dovrebbero essere stati particolarmente drastici sulle dinamiche vegetazionali in un ambiente montano fresco-umido. Infatti il *Pinus nigra* subsp. *laricio* è una specie pionera ed eliofila che colonizza spazi aperti (Pignatti, 1982; Quézel e Médail 2003); perciò la colonizzazione del pino dovrebbe essere stata preceduta da un degrado completo del querceto. Tale degrado

sarebbe stato enfatizzato dalle attività antropiche sul suolo e sulla copertura vegetale, e probabilmente si sarebbe sovrapposto agli effetti dei cambiamenti climatici verso condizioni aride. La foresta decidua che si mantiene negli orizzonti di suolo che coprono la paleosuperficie del Bronzo a Palmi, da un punto di vista vegetazionale, è legata principalmente alle differenti altitudini dei siti. Infatti, un cambiamento climatico verso condizioni più aride potrebbe aver avuto un maggior impatto nella vegetazione a basse quote come a Palmi; dove il fatto che la foresta decidua è ancora presente dopo l'*optimum* climatico, rafforza l'idea che a Cecita il degrado è stato indotto dall'uomo. Questo differente comportamento potrebbe essere relativo a un'estensione spaziale più limitata per le coltivazioni e l'allevamento a Palmi, senza completa distruzione della copertura forestale circostante.

Anche durante il Neolitico c'è evidenza di degrado antropico nei tre siti. In particolare a Palmi e Cecita gli orizzonti sia di superficie che sepolti, appaiono parzialmente erosi e in quelli di superficie sono evidenti tracce di aratura. In sezione sottile, sono evidenti pellicole di limo frammentate, laminate, selezionate e striate che possono essere interpretate come *agro-striated b-fabric* (*sensu* Huisman et al., 2009): sono figure pedogenetiche la cui illuviazione deriva dall'irrigazione dei campi, mentre la loro orientazione è conseguenza delle pratiche agricole (arature). A Saracena in sezione sottile sono state riconosciute papule (frammenti pellicole di argilla) che indicano rimaneggiamento dei suoli proprio ad opera delle attività antropiche. Inoltre in quest'ultimo sito, l'aumento del materiale silicoclastico in grotta può essere stata una conseguenza delle pratiche di deforestazione attuate dall'uomo durante il Neolitico. La necessità di crearsi spazi liberi per l'agricoltura e la necessità di utilizzare il legno come materia prima, ha fatto sì che l'uomo disboscasse eliminando la copertura arborea. Di conseguenza la protezione dei versanti è venuta a mancare e i versanti sono stati più esposti ai fenomeni esogeni.

Inoltre nei siti di Palmi e Saracena sono conservati i suoli che si riferiscono al Pleistocene superiore. In parte la formazione di tali suoli si colloca nelle fasi miti del Tardiglaciale, poiché la formazione delle pellicole di argilla è favorita da condizioni umide (e contrastate) che sono presenti in tale periodo. Inoltre altri orizzonti si sarebbero formati durante le fasi glaciali, come testimoniato dalla matrice bruno-scura e dall'aspetto torboso che sono tipici di ambiente riducente freddo. Tuttavia a Palmi, l'apporto vulcanico dall'arco eoliano riconosciuto al SEM-EDS, la prevalenza degli SROM sui fillosilicati (riconosciuti tramite l'analisi mineralogica) collocano la formazione del suolo sepolto 3Ab in una fase mite pre-LGM (Last Glacial

Maximum), come confermato dalla datazione radiometrica che lo colloca a circa 27000 anni BP, in cui le condizioni ambientali erano fredde, ma umide poiché la formazione degli SROM altrimenti non sarebbe avvenuta.

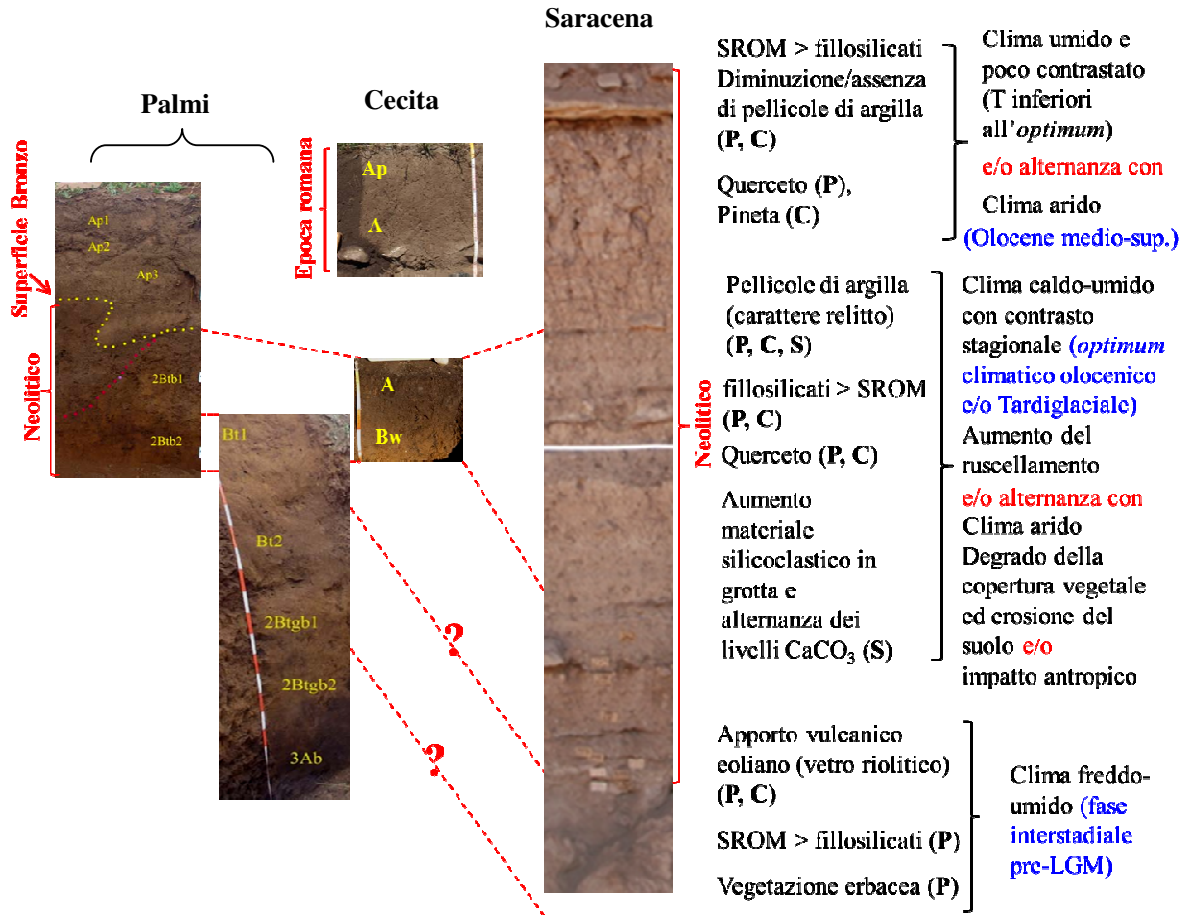


Fig. 6.1: Schema riassuntivo delle variazioni climatiche e ambientali nei tre siti studiati sulla base delle principali caratteristiche pedologiche ed antracologiche.

CONCLUSIONI

In questo lavoro di tesi di dottorato è stato usato un approccio multidisciplinare a carattere geomorfologico, stratigrafico, sedimentologico, pedologico, geoarcheologico e pedoantracologico, per ricostruire e confrontare la risposta dei suoli e della vegetazione alle variazioni ambientali (locali ed eventualmente globali) e alle attività dell'uomo in Calabria durante l'Olocene. I tre siti archeologici studiati, diversi tra loro e rappresentativi della variabilità spaziale del territorio calabrese sia per la posizione geografica che per il contesto topografico, geologico-geomorfologico ed ambientale (costiero, montano e di grotta), sono stati caratterizzati in termini di proprietà morfologiche (alla macro- e microscala), fisiche, chimiche, mineralogiche e figure pedogenetiche e processi pedogenetici (e geomorfici) associati, dinamiche paleovegetazionali ed effetti degli insediamenti e dell'uso del suolo da parte dell'uomo.

In particolare, i risultati delle analisi pedologiche sono molto coerenti con quelli ottenuti dallo studio antracologico ed isotopico (il primo effettuato nei due siti di Cecita e Palmi, il secondo soltanto in quest'ultimo). Ciò ne conferma reciprocamente la validità ed efficacia metodologica, che consente una migliore comprensione dei meccanismi di reciproca risposta (*feedback*) tra i suoli e la vegetazione nel contesto naturale e poi antropico. Inoltre, la stima della diversa tipologia (*sil-andic* vs *alu-andic*) e diverso grado di sviluppo delle proprietà andiche (per i suoli a componente vulcanica di Palmi e Cecita) si è rivelata, come atteso, un altro importante e valido strumento per ottenere informazioni sui cambiamenti paleoambientali e paleoclimatici registrati nei suoli di diversa età.

Nonostante nei tre siti studiati non esista una sovrapposizione totale, ma solo parziale, degli intervalli archeologici e quindi di tempo racchiusi nelle successioni pedostratigrafiche (in particolare con il Neolitico in comune per tutte e tre le situazioni), dal loro confronto è stato possibile arrivare ad una più articolata, seppur non completa, ricostruzione delle variazioni ambientali in Calabria (fino ad ora molto limitate e/o incomplete) e dei processi pedogenetici/morfodinamici ad esse associati, relativi ai diversi momenti dell'Olocene e, in parte, del tardo Pleistocene.

Nei siti di Palmi e Saracena l'intervallo cronologico che si riferisce al Pleistocene superiore è ancora, almeno in parte, conservato nella parte basale di entrambe le successioni pedostratigrafiche studiate, rispettivamente orizzonte 3Ab del profilo FDG (datato tramite AMS su carbone a 27 ka fa) ed orizzonti ad esso sovrastanti (con contenuto in vetro vulcanico

di composizione riolitica ascrivibile alle eruzioni eoliane tardo-pleistoceniche tra 42 e 24 ka fa) per Palmi e livello archeologico 332 (e probabilmente il/i successivo/i 331 e/o 324) per Saracena. Pertanto, la loro formazione si colloca in parte prima o nel corso dell'Ultimo Massimo Glaciale e forse in parte nel Tardiglaciale. La matrice bruno scura ricca in humus e nel sito di Palmi l'aspetto torboso, le abbondanti tracce di intensa bioturbazione, le occasionali figure pedogenetiche di idromorfia, rafforzano l'idea di uno sviluppo pedogenetico avvenuto in condizioni climatiche fredde, forse in parte di tipo periglaciale (con gelo non permanente nel suolo ed abbondanza di acqua di scioglimento stagionale). Ciò è confermato dall'analisi antracologica, che nei suoli di Palmi ha mostrato la dominanza di vegetazione erbacea, spesso tipica di ambienti freddi e diffusa durante i periodi glaciali quaternari, anche in Calabria (Gruger et al., 1977). Per quanto riguarda l'orizzonte inferiore sepolto (3Ab) di Palmi la datazione ^{14}C colloca la sua formazione in una fase immediatamente precedente al *Last Glacial Maximum*, cioè in una fase mite interstadiale, probabilmente caratterizzata da condizioni più umide rispetto al restante periodo glaciale. Tali condizioni sono evidenziate dalla prevalenza di componenti a basso ordine cristallino (SROM) rispetto ai fillosilicati (evidenziata dall'analisi mineralogica e dagli indici geochimici) tra i prodotti di neoformazione legati all'alterazione del vetro vulcanico riconosciuto al SEM.

Nonostante l'incerta definizione cronologica, le fasi di miglioramento climatico che preludono al passaggio dal tardo Pleistocene all'Olocene, potrebbero essere registrate dalla presenza di pellicole di argilla negli orizzonti Bt e Btg del profilo FDG, ed ascritte, come sopra accennato, almeno in parte al Tardiglaciale. In questo periodo si assiste infatti a un iniziale incremento dell'umidità (ad es. Allen et al., 1999; Sadori e Narcisi, 2001; Magri, 2008) che consente l'attivazione dei processi di illuviazione di argilla (ad es. Scarciglia et al., 2006, 2008a). Analogamente, a Saracena le colorazioni brune e la probabile presenza di pellicole di argilla illuviale nell'orizzonte di suolo corrispondente all'unità archeostratigrafica 324, suggeriscono la presenza di abbondante paleovegetazione e di condizioni ambientali relativamente favorevoli allo sviluppo pedogenetico (condizioni umide con un certo contrasto stagionale), che potrebbero riferirsi alle fasi più miti del Tardiglaciale o alla base dell'Olocene, con l'inizio dell'*optimum* climatico (presumibilmente intorno a 9000 anni fa). E proprio ad una parte dell'*optimum* climatico olocenico può essere riferita la formazione dei suoli neolitici di tutti e tre i siti studiati. La contemporanea presenza di fillosilicati (come prodotti di alterazione dei minerali primari) e delle pellicole di argilla, infatti, consente di ricostruire, per tale periodo (almeno fino a circa 5.5-4 ka fa), condizioni ambientali caldo-

umide con un certo contrasto stagionale. In particolare, nei suoli neolitici di Palmi e Cecita i fillosilicati risultano dominanti rispetto agli SROM (che invece sono molto meno abbondanti). Anche la copertura vegetale caratterizzata da foresta decidua dominata dalla quercia, presente durante l'*optimum* climatico olocenico sia a Palmi che a Cecita, conferma condizioni calde e umide. Queste potrebbero essere inoltre responsabili, a Saracena, dell'aumento di materiale silicoclastico in grotta, registrato a partire dal Neolitico antico fino al Neolitico recente, in seguito ad un aumento di ruscellamento idrico superficiale all'esterno della cavità. Tuttavia, tale aumento potrebbe essere ricondotto anche alle diverse fasi di aridità riconosciute in letteratura nel corso dell'Olocene (Sadori e Narcisi, 2001; Allen et al., 2002; Hunt et al., 2004; Mayewski et al., 2004; Di Rita and Magri, 2009; Berger et al., 2009; Jalut et al., 2009; Geraga et al., 2010; Swindles et al., 2010), che avrebbero provocato la degradazione o parziale scomparsa della vegetazione arborea, rendendo il suolo più esposto ai fenomeni erosivi. A rendere il suolo più suscettibile all'erosione potrebbe aver contribuito inoltre l'uomo con le attività di deforestazione e le pratiche agricole.

Dopo il Neolitico (e le condizioni di *optimum*), nei siti di Palmi e Cecita (dove tale intervallo temporale è registrato), l'aumento degli SROM rispetto ai fillosilicati e rispettivamente la scomparsa o diminuzione delle pellicole di argilla, suggeriscono una transizione verso condizioni più fresche, con un'umidità più prolungata nel tempo e minor contrasto stagionale (Magny, 2004; Giraudi, 2007). La riduzione del processo d'illuviazione di argilla, in realtà, potrebbe anche essere il risultato di una importante diminuzione di umidità, probabilmente legata alle diverse fasi più o meno aride che si sono alternate nell'Olocene superiore.

Le ipotesi appena proposte in termini di cambiamento climatico dall'Olocene inferiore e medio verso il superiore mostrano, da una parte, una tendenza all'incremento o pressoché costanza di umidità associato ad un abbassamento delle temperature, mentre, dall'altra, una tendenza all'aridificazione, coerentemente con dati contrastanti presenti in letteratura (ad es. Giraudi 2005; Jalut et al., 2008; Zanchetta et al., 2010; Magri, 2011; Sadori et al., 2011). L'apparente contraddizione potrebbe però essere facilmente spiegata non solo da una diversa efficacia dei differenti *proxy* utilizzati o dalle differenti risposte locali a variazioni di più ampia portata, ma anche dal ciclico avvicinarsi di condizioni contrastanti nel tempo, di cui i suoli possono registrare tracce sovrimposte e quindi coesistenti, essendo i loro caratteri di sviluppo pedogenetico tempo-trasgressivi. Come già citato, infatti, l'alternanza di ripetute fasi di umidità e di aridità sono ben documentate nel corso dell'Olocene, inclusa la sua parte superiore (ad es. Allen et al., 2002; Dramis et al., 2003; Magny et al., 2003; Magny, 2004;

Mayewski et al., 2004; Giraudi, 2007; Sadori et al., 2008, 2011; Di Rita and Magri, 2009; Peyron et al., 2011).

Inoltre, i dati acquisiti suggeriscono che i cambiamenti climatici fin qui discussi siano stati accompagnati da un progressivo incremento degli effetti della pressione antropica sul territorio nel corso dell'Olocene. In particolare dopo il Neolitico, si evidenzia un importante degrado del suolo, enormemente enfatizzato dalle attività umane soprattutto nell'area di Cecita, dove il querceto è stato pressoché completamente sostituito dalla pineta durante (e probabilmente anche prima) l'Epoca Romana. Le sole cause climatiche, infatti, legate all'instaurarsi di fasi aride e fasi fredde (ed umide), sembrerebbero insufficienti a spiegare tale drastico mutamento della copertura vegetale in un sito montano caratterizzato da particolarmente abbondanti precipitazioni ed umidità, che sarebbe quindi stato determinato anche da cause antropiche (principalmente deforestazione, sfruttamento delle risorse e pratiche agricole). D'altra parte, la preservazione del querceto a Palmi anche dopo il Neolitico e l'Età del Bronzo, suggerisce un impatto antropico probabilmente di minore intensità.

Sebbene il *record* pedostratigrafico e geocronologico complessivo dei tre siti studiati non sia comunque completo e la sua interpretazione non sia sempre chiara ed univoca, questa tesi di dottorato ha fornito importanti evidenze, a diverse scale di osservazione e di misura, della complessità del contesto naturale della Calabria e delle sue dinamiche, anch'esse naturali o antropo-indotte, nel corso dell'Olocene. Questo lavoro viene pertanto a ridurre il *gap* di dati paleoambientali esistenti in tale area centrale del Mediterraneo, contribuendo alla comprensione della risposta dell'ecosistema suolo-vegetazione, nel contesto dell'evoluzione del paesaggio, alle oscillazioni climatiche oloceniche, e fornendo in particolare informazioni utili alla discussione circa il peso da attribuire ai due diversi fattori "clima" e "uomo" in diverse situazioni rappresentative di più ampi scenari. L'approccio multidisciplinare integrato ha rivelato un elevato potenziale di risoluzione dei principali processi pedogenetici e morfodinamici registrati nelle successioni pedosedimentarie indagate. Ciò ha portato, tra l'altro, alla pubblicazione di parte dei risultati già conseguiti (Pelle et al., 2010, 2011, 2012), sebbene alcuni fronti aperti con questo lavoro di ricerca meriterebbero ulteriori approfondimenti.

BIBLIOGRAFIA

- Agostino R., Tiné V., 2008. Tracce di una cultura marinara. *Archeo* 10-284, De Agostini Periodici.
- Alexander E.B., 1974. Extractable iron in relation to soil age on terraces along the Truckee River, Nevada. *Soil Science Society of America Proceedings* 38, 121-124.
- Allen J.R.M., Brandt U., Brauer A., Hubberten H.-W., Huntley B., Kellerk J., Kramlk M., Mackensen A., Mingram J., Negendank J.F.W., Nowaczyk N.R., Oberhansli H., Watts W.A., Wulf S., Zolitschka B., 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400, 740-743.
- Allen J.R.M., Watts W.A., McGee E., Huntley B., 2002. Holocene environmental variability - the record from Lago Grande di Monticchio, Italy. *Quaternary International* 88, 69-80.
- Alley R.B. Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U., 1997. Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 years ago. *Geology* 25, 483-486.
- Amodio Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin Lorenzoni E., Zuppetta A., 1976. L'Arco Calabro Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.* 17, 1-60.
- Amato V., 2005. La risposta di alcuni tipici sistemi morfodinamici della Campania (Italia meridionale) alle variazioni climatiche oloceniche. Tesi di dottorato, Università di Napoli "Federico II", 445 pp.
- Amato V., Aiello G., Aurino P., Bailo Modesti G., Barra D., Basile F., Cerchiai L., Di Pasquale G., Di Pasquale L., Mancusi M., Rossi A., Russo Ermolli E., Pellegrino C., Schiano Di Cola C., Viscione M., 2009. Cambiamenti ambientali indotti dalle variazioni climatiche oloceniche e dall'uomo nell'area dell'Abitato antico di Pontecagnano (SA – Italia meridionale). *Mediterranean revue géographique des pays méditerranéens* 112, 119-128.
- Anderson D.G., Maasch K.A., Sadweiss, D.H. (Eds.), 2007. *Climatic change and cultural Dynamics. A global perspective on mid-Holocene transitions.* Academic Press, San Diego, 575.
- Antonoli F., Ferranti L., Lambeck K., Kershaw S., Verrubbi V., Dai Pra G., 2006. Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea). *Tectonophysics* 422, 23-40.
- Aramini G., Colloca C., Corea A.M., De Rosa R., Iamarino M., Mileti A., Paone R., Scarciglia F., Terribile F., Vergata M., Vingiani S., 2005. Gli andosuoli della piana di Gioia Tauro e Monte Poro. In: Colloca C., Odierna P. (Eds.), *Suoli e paesaggi fra le piane di Gioia Tauro e di Lamezia Terme. Antichi insediamenti, attualità produttive e potenzialità di valorizzazione.* VII ediz. IPI (Incontri Pedologici Italiani) della SIPE (Società Italiana di Pedologia), Calabria, 10-12 Settembre 2005, 1-24.
- Arduino, E., Berberis, E., Marsan, F.A., Zanini, E., Franchini, M., 1986. Iron oxides and clay minerals within profile as indicators of soil age in Northern Italy: *Geoderma*, 37, 45-55.
- Arrighi S., Tanguy J.-C., Rosi M. 2006. Eruptions of the last 2200 years at Vulcano and Vulcanello (Aeolian Islands, Italy) dated by high-accuracy archeomagnetism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159, 225–233.
- ARSSA (Agenzia Regionale per lo Sviluppo e per i Servizi in Agricoltura), 2003. *I suoli della Calabria. Carta dei suoli in scala 1:25.000 della Regione Calabria. Monografia divulgativa. Programma Interregionale Agricoltura-Qualità – Misura 5, ARSSA, Servizio Agropedologia, Rubbettino Ed., Italy, 387 pp.*

- Bar-Matthews M., Ayalon A., Kaufman A., Wasserburg G., 1999. The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq Cave, Israel. *Earth and Planetary Science Letters* 166, 85-95.
- Basile-Doelsch I., Amundson R., Stone W.E.E., Masiello C.A., Bottero J.Y., Colin F., Masin F., Borschneck D., Meunier J.D., 2005. Mineralogical control of organic carbon dynamics in a volcanic ash soil on La Réunion. *European Journal of Soil Science* 56(6), 689-703.
- Berger, J-F., Guilaine, J., 2009. The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International* 200, 31-49.
- Bernasconi M.P., Chiocci F. L., Critelli S., La Russa M.F., Marozzo S., Martorelli E., Natali E., Pelle T., Robustelli G., Russo Ermolli E., Scarciglia F., Tiné, V., 2010. Multi-proxy reconstruction of Late Pleistocene to Holocene paleoenvironmental changes in SW Calabria (southern Italy) from marine and continental records. *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences* 23(2), 249-256.
- Bernasconi M.P., Melis R., Stanley, J.D., 2006. Benthic biofacies to interpret Holocene environmental changes and human impact in Alexandria's Eastern Harbour, Egypt. *The Holocene* 16 (8), 1163-1176.
- Bertrand S., Fagel N., 2008. Nature, origin, transport and deposition of andosol parent material in south-central Chile (36-42°S). *Catena* 73, 10-22.
- Bianca M., Catalano S., De Guidi G., Gueli A.M., Monaco C., Ristuccia G.M., Stella G., Tortorici G., Tortorici L., Troja S.O., 2011. Luminescence chronology of Pleistocene marine terraces of Capo Vaticano peninsula (Calabria, Southern Italy). *Quaternary International* 232, 114-121.
- Biggs T.H., Quade J., Webb R. H., 2002. $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic matter in semiarid grassland with mesquite (*Prosopis*) encroachment in southeastern Arizona. *Geoderma* 110, 109-130.
- Bobos I., Duplay J., Rocha J., Gomes C., 2001. Kaolinite to halloysite-7Å transformation in the kaolin deposit of São Vicente de Pereira, Portugal. *Clays and Clay minerals* 49(6), 597-607.
- Bonardi G., Cavazza W., Perrone V., Rossi S., 2001. Calabria-Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea. In Vai and I. P.Martini, (Eds.). *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basin*, 287-306. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- Bonardi G., de Capoa P., Di Staso A., Estevez A., Martín-Martín M., Martín-Rojas I., Perrone V., Tent-Manclús J.E., 2003. Oligocene to Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria-Peloritani Arc southern subterrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Betics and Morocco. *Rif. Geodin. Acta* 16, 149-169.
- Bond G., Shower W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMonecal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G., 1997. A pervasive millennia-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-1266.
- Boschian G., 1997. Sedimentology and soil micromorphology of the late Pleistocene and early Holocene deposits of Grotta dell'Edera (Trieste Karst, NE Italy), *Geoarchaeology* 12, 227-249.
- Boschian G., Montagagnari-Kokelj E., 2000. Prehistoric shepherds and caves in the Trieste Karst (Northeastern Italy). *Geoarchaeology* 15, 331-371.
- Brancaccio L., Cinque A., 1988. L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41,83-86.
- Brindley G.W., Brown G., 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, Monograph no. 5, London, 495 pp.

- Bronger A., Bruhn-Lobin N., 1997. Paleopedology of Terrae rossae-Rhodoxeralfs from Quaternary calcarenites in NW Morocco. *Catena*, 28, 279-295.
- Brooks B.E., Petruso K.M., Harrold F.B., 1997. High-Resolution Paleoclimatic Trends for the Holocene Identified Using Magnetic Susceptibility Data from Archaeological Excavations in Caves. *Journal of Archaeological Science* 24, 569-573.
- Buol S.W., Hole F.D., McCracken R.J., 1989. *Soil Genesis and Classification*, 3rd edit. Iowa State University Press, Ames. 446 pp.
- Butzer K.W., 2005. Environmental history in the Mediterranean world: cross disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion. *Journal of Archaeological Science* 32, 1773-1800.
- Caggianelli A., Del Moro A., Di Battista P., Prosser G., Rottura A. 2003. Leucogranite genesis connected with low-pressure high-temperature metamorphism in the Sila basement (Calabria, Italy); *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 83, 301-316.
- Calanchi, N., De Rosa, R., Mazzuoli, R., Rossi, P., Santacroce, R., Ventura, G., 1993. Silicic magma entering a basalticmagma chamber: eruptive dynamics and magmamixing-an example from Salina (Aeolian islands, southern Tyrrhenian sea). *Bull. Volcanol.* 55, 504-522.
- Caloiero D., Niccoli R., Reali C. 1990. *Le precipitazioni in Calabria (1921-1980)*. CNR-IRPI (Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica nell'Italia Meridionale ed Insulare), Cosenza, 54 pp.
- Canti M.G., 1999. The production and preservation of faecal spherulites: animals, environment and taphonomy. *Journal of Archaeological Science* 26, 251-258.
- Cantore V., Iovino F., Pontecorvo G., 1987. *Aspetti climatici e zone fitoclimatiche della Basilicata*. CNR-Istituto di Ecologia e Idrologia Forestale, Cosenza, Grafiche Badioli Ed. Pubbl. n. 2, 49 pp.
- Carcaillet C., Muller S.D., 2005. Holocene tree-limit and distribution of *Abies alba* in the inner French Alps: anthropogenic or climatic changes? *Boreas*, 34, 468-476.
- Carcaillet C., Thimon M., 1996. Pedoanthracological contribution to the study of the evolution of the upper treeline in the Maurienne Valley (North French Alps): methodology and preliminary data. *Review of Palaeobotany and Palynology* 91, 399-416.
- Carta geologica della Calabria 1:25000, II SE, Foglio 245, Palmi.
- Catalano S., De Guidi G., Monaco C., Tortorici G., Tortorici L., 2008. Active faulting and seismicity along the Siculo-Calabrian Rift Zone (Southern Italy). *Tectonophysics* 453, 177-192.
- Catalano S., Monaco C., Tortorici L., Paltrinieri W., Steel N., 2004. Neogene-Quaternary evolution of the southern Apennines. *Tectonics* 23 (TC2003), 1-19.
- Catt J.A., 1989. Relict properties in soils of the central and north-west European temperate region. *Catena Supplement* 16, 41-58.
- Cavazza W., Blenkinsop J., Decelles P.G., Patterson R.T., Reinhardt E.G., 1997. Stratigrafia e sedimentologia della sequenza sedimentaria oligocenico-quadernaria del bacino calabro-ionico. *Bollettino della Società Geologica Italiana – Italian. Journal of Geosciences*, 116, 51-77.
- Cavazza W., De Celles P. G., 1998. Upper Messinian siliciclastics rocks in southern eastern Calabria (southern Italy): palaeotectonic and eustatic implications for the evolution of the central Mediterranean region. *Tectonophysics*, 223-241.
- Cello G., Tondi E., Micarelli L., Mattioni L., 2003. Active tectonics and earthquake sources in the epicentral area of the 1857 Basilicata earthquake (Southern Italy). *Journal of Geodynamics* 36, 37-50.

- Childs, C.W., Matsue, N., Yoshinaga, N., 1990. Ferrihydrite in volcanic ash soils of Japan. *Soil Science and Plant Nutrition* 37, 299-311.
- Cifelli F., Rossetti F., Mattei M., 2007. The architecture of brittle postorogenic extension: results from an integrated structural and paleomagnetic study in north Calabria (southern Italy). *GSA Bulletin*, 119(1/2), 221-239.
- Cinque A., Robustelli G., Scarciglia F., Terribile F., 2000. The dramatic cluster of pyroclastic debris flows which occurred on 5th and 6th May 1998 on the Sarno Mountains (Vesuvius region, Southern Italy): a geomorphological perspective. In: Bromhead E., Dixon N., Ibsen M.-L. (Eds.), *Landslides in Research, Theory and Practice*, 1. Thomas Telford Ltd, London, pp. 273-278.
- Cirrincione R., Ortolano G., Pezzino A., Punturo R., 2008. Poly-orogenic multi-stage metamorphic evolution inferred via P-T pseudosections: An example from Aspromonte Massif basement rocks (Southern Calabria, Italy). *Lithos* 103, 466-502.
- Climaco A., Boni M., Iannace A., Zamparelli, V., 1997. Platform margins, microbial/serpulids bioconstructions and slope-to-basin sediments in the Upper Triassic of the ‘‘Verbicario Unit’’ (Lucania and Calabria, Southern Italy). *Facies*, 36, 37-56.
- Colacicchi R., Bizzarri R., 2008. Correlation between environmental evolution, historical settlement and cultural heritage upgrading in Valle Umbra (Central Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 31(2), 107-118.
- Colacino M., Conte M., Piervitali E., 1997. Elementi di climatologia della Calabria. Collana Progetto strategico ‘‘Clima, ambiente e territorio nel Mezzogiorno’’. In: Guerrini A. (Eds.), CNR-IFA (Istituto di Fisica dell’Atmosfera), Roma, 218 pp.
- Colombo C., Sellitto M.V., Palumbo G., Terribile F., Stoops, G., 2007. Characteristics and genesis of volcanic soils from South Central Italy: Mt. Gauro (Phlegrean Fields, Campania) and Vico Lake (Latium) In: Arnalds, Ó., Bartoli, F., Buurman, P., Óskarsson, H., Stoops, G. and García-Rodeja, E. (Eds.) *Soils of volcanic regions in Europe*. Springer, Berlin, 197-229.
- Constantin S., Bojar A.-V., Lauritzen S.-E., Lundberg J., 2007. Holocene and Late Pleistocene climate in the sub-Mediterranean continental environment: A speleothem record from Poleva Cave (Southern Carpathians, Romania). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243, 322-338.
- Corselli C., 2011. Variabilità climatica nel record sedimentario del Mediterraneo orientale durante l’Olocene. Atti del convegno XXIX Giornata dell’Ambiente: ‘‘Clima del Bacino del Mediterraneo negli ultimi 12mila anni’’ in ricordo di Ardito Desio nel decennale della morte. *Accademia dei Lincei*, 17 ottobre 2011, Roma, 7-22.
- Cremaschi M., 1992. Mutamenti del clima nel Quaternario: le linee generali. In: Guidi A., Piperno M. (Eds.). *Italia preistorica*, Laterza, Bari, 3-45.
- Cremaschi M., 2011. Al margine meridionale del Mediterraneo: cambiamenti ambientali nelle regioni aride nel corso dell’Olocene (tra clima ed impatto antropico). Atti del convegno XXIX Giornata dell’Ambiente: ‘‘Clima del Bacino del Mediterraneo negli ultimi 12mila anni’’ in ricordo di Ardito Desio nel decennale della morte. *Accademia dei Lincei*, 17 ottobre 2011, Roma, 32-37.
- Cremaschi M., Di Lernia S., 1999. Holocene climatic changes and cultural dynamics in the Libyan Sahara. *African Archaeological Review* 16(4), 211-238.
- Cremaschi M., Trombino L., 1998. The palaeoclimatic significance of paleosols in Southern Fezzan (Libyan Sahara): morphological and micromorphological aspects, *Catena* 34, 131-156.

- Cremaschi M., Zerboni A., 2009. Early to middle Holocene landscape exploitation in a drying environment: two case compared from the central Sahara (SW Fezzan, Libya). *C.R. Geoscience*, 341, 689-702.
- Cremaschi M., Zerboni A., Spotl C., Felletti F., 2010. The calcareous tufa in the Tadrart Acacus Mt. (SW Fezzan, Libya). An early paleoclimate archive in the central Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 287, 81-94.
- Critelli S., 1999. The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy. *Rend. Fis. Acc. Naz. Lincei*, 10, 257-326.
- Cronin T.M., 2010. Paleoclimates: Understanding climate change. past and present. *Quaternary Science Reviews* 29, 1950-1951.
- Crutzen, P.J. 2002. Geology of mankind. *Nature* 415, 23-23.
- D'Agostino N., Selvaggi G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary In the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research* 109, B11402.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., Data Contributors, 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.
- Dahlgren R., Shoji S., Nanzyo, M., 1993. Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. In: Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren R. (Eds). *Volcanic ash soil. Genesis, properties and utilization. Development in Soil Science* 21, Elsevier, Amsterdam, 101-143.
- De Astis, G., Dellino, P., La Volpe, L., Lucchi, F., Tranne, C.A., 2006. Geological map of the Vulcano Island. *Litografia Artistica Cartografica*, Firenze.
- De Rosa R., Donato P., Gioncada A., Masetti M., Santacroce R., 2003. The Monte Guardia eruption (Lipari, Aeolian Islands): an example of a reversely zoned magma mixing sequence. *Bulletin of Volcanology*, 65, 530-543.
- De Rosa R., Peccerillo A., Trotta G., 1997. Guida all'escursione delle Isole Eolie. Centro editoriale e librario, Università degli studi della Calabria, 49 pp.
- De Rosa R., Sheridan M.F., 1983. Evidence for magma mixing in the surge deposits of the Monte Guardia sequence, Lipari. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 17, 313-328.
- Di Donato, V., Esposito, P., Russo Ermolli, E., Cheddadi, R., Scarano, A., 2008. Coupled atmospheric and marine palaeoclimatic reconstruction for the last 35 kyr in the Sele Plain-Gulf of Salerno area (southern Italy). *Quaternary International* 190, 146-157.
- Dimase A.C., Bonazzi A., Iovino F., 1996. Effetti dell'impatto antropico sull'erosione dei suoli dell'altopiano della Sila (Calabria). *Annali dell'Accademia Italiana di Scienze Forestali*, XLV, 1-23.
- Di Pasquale, G., Marziano, M., Impagliazzo, S., Lubritto, C., De Natale, A., Bader, M.Y., 2008. The Holocene treeline in the northern Andes (Ecuador): First evidence from soil charcoal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(1), 17-34.
- Di Rita F., Magri D., 2009. Holocene drought, deforestation and evergreen vegetation development in the central Mediterranean: a 5500 year record from Lago Alimini Piccolo, Apulia, southeast Italy. *The Holocene* 19(2), 295-306.
- Dramis, F., Umer, M., Calderoni, G., Haile, M., 2003. Holocene climate phases from buried soils in Tigray (northern Ethiopia): comparison with lake level fluctuations in the Main Ethiopian Rift. *Quaternary Research* 60, 274-283.
- Drysdale R. N., Zanchetta G., Hellstrom J. C., Fallick A. E., Zhao J.-x., Isola I., Bruschi G., 2004. Palaeoclimatic implications of the growth history and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) geochemistry of a Middle to Late Pleistocene stalagmite from central-western Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 215-229.

- Ehleringer J.R., Cerling T.E., Helliker B.R., 1997. C4 photosynthesis, atmospheric CO₂, and climate. *Oecologia* 112, 285-299.
- Esperanca S., Crisci G.M., De Rosa R., Mazzuoli R., 1992. The role of the crust in the magmatic evolution of the Island of Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 112, 450-462.
- Favilli F., Cherubini P., Collenberg M., Egli M., Sartori G., Schoch W., Haeberli W., 2010. Charcoal fragments of Alpine soils as an indicator of landscape evolution during the Holocene in Val di Sole (Trentino, Italy). *The Holocene* 20(1), 67-79.
- Ferranti L., Monaco C., Antonioli F., Maschio L., Kershaw S., Verrubbi V., 2007. The contribution of regional uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straitss, Southern Italy: evidence from raised Late Holocene shorelines. *Journal of Geophysical Research* 112, B06401.
- Fieldes M., Perrott K.W., 1966. The nature of allophane in soils: 3. Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zealand Journal of Science* 9, 623-629.
- FitzPatrick E.A., 1984. *Micromorphology of Soils*. Chapman & Hall, London, 433 pp.
- Frezzotti M., Narcisi B., 1996. Late Quaternary tephra-derived paleosols in central Italy's carbonate Apennine Range: stratigraphical and paleoclimatological implications. *Quaternary International* 34-36, 147-153.
- Frisia S., Borsato A., Mangini A., Spötl C., Madonia G., Sauro U., 2006. Holocene climate variability in Sicily from a discontinuous stalagmite record and the Mesolithic to Neolithic transition *Quaternary Research* 66, 388-400.
- Frisia S., Filippi M.L., Borsato A., 2007. Evoluzione climatico-ambientale in Trentino dal Tardoglaciale all'Olocene: sintesi delle conoscenze alla luce dei risultati emersi dai progetti AQUAPAST e OLOAMBIENT. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.* 82 (2005): 325-330.
- Galy V., Francois L., France-Lanord C., Faure P., Kudrass H., Palhol F., Singh S.K. 2008. C4 plants decline in the Himalayan basin since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 27, 1396-1409.
- Galli P., Bosi V., 2002. Paleoseismology along the Cittanova fault: implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy). *Journal of Geophysical Research* 107 B3 10.1029.
- Galli P., Bosi V., 2003. Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy): New insights from paleoseismological investigation. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1), 2004, 20 pp.
- Galli P., Ruga A., Scionti V., Spadea R., 2006. Archaeoseismic evidence for a Late Roman earthquake in the Crotone area (Ionian Calabria, Southern Italy): Seismotectonic implications. *Journal of Seismology*, 10, 443-458.
- García-Rodeja E., Nóvoa J.C., Pontevedra X., Martínez-Cortizas A., Buurman P., 2007. Aluminium and iron fractionation of European volcanic soils byselective dissolution techniques. In: Arnalds Ó., Bartoli F., Buurman P., Óskarsson H., Stoops G., García-Rodeja E. (Eds). *Soils of volcanic regions in Europe*. Springer, Berlin, 325-351.
- Gasparini C., Iannaccone G., Scandone P., Scarpa R., 1982. Seismotectonics of the Calabrian Arc. *Tectonophysics*, 84, 267-286.
- Geraga M., Ioakim Chr., Lykousis V., Tsaila-Monopolis St., Mylona G., 2010. The high-resolution palaeoclimatic and palaeoceanographic history of the last 24,000 years in the central Aegean Sea, Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 287, 101-115.

- Gérard M., Caquineau S., Pinheiro J., Stoops, G., 2007. Weathering and allophane neoformation in soils developed on volcanic ash in the Azores. *European Journal of Soil Science* 58, 496-515.
- Ghisetti F., Vezzani L., 1982. Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale). *Bollettino della Società Geologica Italiana – Italian Journal of Geosciences*, 101, 385-440.
- Gibbard P.L. e van Kolfschoten T., 2004. The Pleistocene and Holocene epochs. In: Gradstein F.M. Ogg, J.G. e Smith A.G. (Eds.). *A Geologic Time Scale*, Cambridge University Press, Cambridge, 441-452.
- Giraudi C., 2005. Middle to Late Holocene glacial variations, periglacial processes and alluvial sedimentation on the higher Apennine massifs (Italy). *Quaternary Research* 64, 176-184.
- Giraudi C., 2007. Le variazioni climatiche in Italia Centrale negli ultimi 10.000 anni. In: Wezel F. (a cura di), *Variabilità naturale del clima nell'Olocene ed in tempi storici: un approccio geologico*. Quaderni della società geologica 1, 18-24.
- Giraudi C., Magny M., Zanchetta G., Drysdale R.N., 2011. The Holocene climatic evolution of Mediterranean Italy: A review of the continental geological data. *The Holocene* 21(1), 105-115.
- Goes S., Giardini D., Jenny S., Hollenstein C., Kahle H.G., Geiger A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Sciences Letters* 226, 335-345.
- Goodfriend G.A., 1999. Terrestrial stable isotope records of Late Quaternary paleoclimates in the eastern Mediterranean region. *Quaternary Sciences Reviews* 18, 501-513.
- Greguss, P., 1955. Identification of living gymnosperms on the basis of xylotomy. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 263 pp.
- Greguss, P., 1959. *Holzanatomie der Europäischen Laubhölzer und Sträucher*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 330 pp.
- Gruger E., 1977. Pollenanalytische Untersuchung zur wurmzeitlichen Vegetationsgeschichte von Kalabrien (Suditalien). *Flora*, Bd. 166, S. 47-489.
- Gustafsson J.P., Bhattacharya P., Karlun E., 1999. Mineralogy of poorly crystalline aluminium phases in the B horizon of Podzols in southern Sweden. *Applied Geochemistry* 14, 707-718.
- Hoch M., Bandara A., 2005. Determination of the adsorption process of tributyltin (TBT) and monobutyltin (MBT) onto kaolinite surface using Fourier transform infrared (FTIR) spectroscopy. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects* 253, 117-124.
- Hughes R.E., Moore D.M., Glass H.D., 1994. Qualitative and quantitative analysis of clay minerals in soils. In: Luxmoore R.J., Amonette J.E., Zelazny L.W., Bartels J.M. (Eds.), *Quantitative methods in soil mineralogy*. Soil Science Society of America, Miscellaneous Publication, Madison, Wisconsin, 330-359.
- Huisman D.J., Jongmans A.G., Raemaekers D.C.M., 2009. Investigating Neolithic land use in Swifterbant (NL) using micromorphological techniques. *Catena* 78, 185-197.
- Hunt C.O., Elrishi H.A., Gilbertson D.D., Grattan J., McLaren S., Pyatt F.B., Rushworth G., Barker G.W., 2004. Early-Holocene environments in the Wadi Faynan, Jordan. *The Holocene* 14(6), 921-930.
- ICOMAND, 1988. Circular Letter No. 10. International Committee on the Classification of Andisols. New Zealand Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.

- Letto A., Barilaro A.M., Calligaro G., Mancuso C., 1992. Elementi per una revisione dei rapporti Arco Calabro-Appennino. Bollettino della Società Geologica Italiana – Italian Journal of Geosciences, 111, 193-215.
- IUSS Working Group WRB, 2007. World Reference Base for Soil Resources 2006, First Update 2007. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome. 116 pp.
- Jalut G., Dedoubat J.J., Fontugne M., Otto T., 2009. Holocene circum Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. Quaternary International 200, 4-18.
- Jalut G., Amat A.E., Bonnet L., Gauquelin T., Fontugne M., 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 160, 255-90.
- Jaques E., Monaco C., Tapponnier P., Tortorici L., Winter T., 2001. Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. Geophysical Journal International 499-516.
- Jongierius A. 1970. Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. Geoderma 4, 311-331.
- Karltun E., Bain D.C., Gustafsson J.P., Mannerkoski H., Murad E., Wagner U., Fraser A.R., McHardy W.J., Starr M., 2000. Surface reactivity of poorly-ordered minerals in podzol B horizons. Geoderma 94, 265-288.
- Kemp R.A., 1998. Role of micromorphology in paleopedological research. Quaternary International 51-52, 133-141.
- Klerk P., Janke W., Kühn P., Theuerkauf M., 2008. Environmental impact of the Laacher See eruption at a large distance from the volcano: Integrated palaeoecological studies from Vorpommern (NE Germany). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 270, 196-214.
- Lanzafame G., Tortorici L., 1981. La tettonica recente del Fiume Crati (Calabria). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 4, 11-21.
- Le Pera E., Arribas J., Criteli S., Tortosa A., 2001. The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliciclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy). Sedimentology, 48, 357-378.
- Le Pera E., Sorriso-Valvo M., 2000. Weathering and morphogenesis in a Mediterranean climate, Calabria, Italy. Geomorphology, 34, 251-270.
- Liepelt S., Cheddadi R., de Beaulieu J.-L., Fady B., Gömöry D., Hussendörfer E., Konnert M., Litt T., Longauer R., Terhürne-Berson R., Ziegenhagen B., 2009. Postglacial range expansion and its genetic imprints in *Abies alba* (Mill.) - A synthesis from palaeobotanic and genetic data. Review of Palaeobotany and Palynology 153, 139-149.
- Liepelt S., Mayland-Quellhorst E., Lahme M., Ziegenhagen B., 2010. Contrasting geographical patterns of ancient and modern genetic lineages in Mediterranean *Abies* species. Plant Syst Evol 284, 141-151.
- Liotta D., Caggianelli A., Kruhl J. H., Festa V., Prosser G., Langone A., 2008. Multiple injections of magmas along a Hercynian mid-crustal shear zone (Sila Massif, Calabria, Italy). Journal of Structural Geology 30, 1202-1217
- Linstädter A., Zielhofer C. 2010. Regional fire history shows abrupt responses of Mediterranean ecosystems to centennial-scale climate change (*Olea-Pistacia* woodlands, NE Morocco). Journal of Arid Environments 74, 101-110.
- Lorenzo P., Schiattarella M., Sdao F., Tansi C., 2001. Inquadramento geologico e condizioni di stabilità dei versanti dell'area interessata dal sisma del 09/09/1998. In: Gullà G., Sdao F., 2001 (Eds.). Dissesti prodotti o aggravati dal sisma del 9 settembre 1998 nei territori del Confine calabro-lucano. Monografia del Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi

- Idrogeologiche, CNR Rubbettino Ed. srl. Linea 2 - Previsione e Prevenzione di Eventi Franosi a Grande Rischio, U.O. 2.56 (pubblicazione n. 2121).
- Lulli L., Vecchio G., 1996. I suoli del bacino del Lago Cecita nella Sila Grande e la loro sensibilità. *Agricoltura Ricerca*, 164/165/166, 113-122.
- Lulli L., Vecchio G. (Eds.), 2000. I suoli della Tavoletta "Lago Cecita" nella Sila Grande in Calabria. *Monografia dell'Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo, Progetto PANDA, Sottoprogetto 2, Serie 1, Catanzaro*, 78 pp.
- Macphail R.I., Courty M.A., Hater J., Wattez J., 1997. The soil micromorphological evidence of domestic occupation and stabling activities, in: Maggi R. (Ed.), *Arene Candide: A functional and environmental assessment of the Holocene sequence (excavations Bernabò Brea-Cardini 1940-50)*, *Memorie dell'Istituto Italiano di Paleontologia Umana*, 5, Nuova Serie, Il Calamo, Roma, 53-88.
- Macphail R.I., Cruise G.M., Allen M.J., Linderholm J., Reynolds P., 2004. Archaeological soil and pollen analysis of experimental floor deposits; with special reference to Butser Ancient Farm, Hampshire, UK, *Journal of Archaeological Science*, 31, 175-191.
- Madella M., Fuller D.Q., 2006. Palaeoecology and the Harappan Civilisation of South Asia: a reconsideration. *Quaternary Science Reviews* 25, 1283-1301.
- Magny M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113, 65-79.
- Magny M., Biegeot C., Guiot J., Marguet A., Billaud Y., 2003. Reconstruction and palaeoclimatic interpretation of mid-Holocene vegetation and lake-level changes at Saint-Jorioz, lake Annecy, northwestern French Pre-Alps. *The Holocene* 13, 265-275.
- Magri D., 2008. Lineamenti della vegetazione tardoglaciale in Italia peninsulare e in Sicilia. In: Mussi M., 2008 (Ed.). *Il Tardiglaciale in Italia – Lavori in corso*. *BAR International Series* 1859, 1-8.
- Magri D., 2011. Vegetazione e clima nel Bacino del Mediterraneo durante l'Olocene. *Atti del convegno XXIX Giornata dell'Ambiente: "Clima del Bacino del Mediterraneo negli ultimi 12mila anni" in ricordo di Ardito Desio nel decennale della morte*. *Accademia dei Lincei*, 17 ottobre 2011, Roma, 23-27.
- Marino D., Taliano Grasso A., 2008. In *Magna Sila. Dai primi uomini al tardo impero nel cuore della Calabria. Ricerche archeologiche e storiche in Calabria: Modelli e prospettive*. *Conference proceedings, Istituto per gli Studi Storici di Cosenza*, 24 march 2007, Editoriale Progetto 2000, Cosenza, Italy, 65-92.
- Marino D., Taliano Grasso A., 2010. *Ricerche topografiche e scavi archeologici nella Sila Grande*. *Atlante Tematico di Topografia Antica – ATTA 20*, «L'erma» di Bretschneider, Roma, 51-78.
- Mastandrea A., Perri E., Neri C., Russo, F., 2003. Conodont Biostratigraphy of the Norian-Rhaetian deposits in the Northern Calabria: the Valle Corvino and Grisolia sections. *Bollettino Società Paleontologica Italiana*, 42, 173-182.
- Mastandrea A., Perri E., Russo F., Spadafora A., Tucker M., 2006. Microbial primary dolomite from a Norian carbonate platform: northern Calabria, southern Italy. *Sedimentology* 53, 465-480
- Mattia M., Palano M., Bruno V., Cannavò F., 2009. Crustal motion along the Calabro-Peloritano Arc as imaged by twelve years of measurements on a dense GPS network. *Tectonophysics* 476, 528-537.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlen W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., van Kreveland S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F.,

- Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- McDermott F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews* 23, 901-918.
- McDermott F., Frisia S., Huang Y., Longinelli A., Spiro B., Heaton T.H.E., Hawkesworth C.J., Borsato A., Keppens E., Fairchild I.J., van der Borg K., Verheyden S., Selmo E., 1999. Holocene climate variability in Europe: evidence from $\delta^{18}\text{O}$ and textural variations in speleothems. *Quaternary Science Reviews* 18, 1021-1038.
- Messina A., Compagnoni R., De Vivo B., Perrone V., Russo S., Barbieri M., Scott B., 1991. Geological and petrochemical study of the Sila Massif plutonic rocks (northern Calabria, Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 110, 165-206.
- Mercuri A.M., Sadori L., Uzquiano Ollero P., 2011. Mediterranean and north-African cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic changes. *The Holocene* 21(1) 189-206.
- MiPAF (Ministero delle Politiche Agricole e Forestali), 2000. Osservatorio Nazionale Pedologico e per la Qualità del Suolo, International Society of Soil Science, Società Italiana della Scienza del Suolo. *Metodi di analisi chimica del suolo*. Franco Angeli Editore, Milano, fascicolato.
- Miyauchi T., Dai Pra G., Sylos Labini S., 1994. Geochronology of pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of south Calabria, Italy. *Il Quaternario* 7 (1/a), 17-34.
- Mizota C., Van reeuwijk L.P., 1989. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. *International Soil Reference and Information Centre Soil Monograph* 2, 1-185. ISRIC, Wageningen.
- Molin P., Pazzaglia F.J., Dramis F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila Massif, Calabria, Southern Italy. *American Journal of Science* 304, 559-589.
- Monaco C., Tansi C., Tortorici L., De Francesco A.M., Morten L., 1991. Analisi geologico-strutturale dell'Unità del Frido al Confine calabro-lucano (Appennino meridionale). *Mem. Soc. Geol. It.*, 47, 341-353.
- Monaco C., Tortorici L., 1994. Evoluzione geologico-strutturale dell'Appennino calabro-lucano. In: Ghisetti F., Monaco C., Tortorici L., Vezzani L., (Eds). *Strutture ed evoluzione del settore del Pollino (Appennino calabro-lucano)*, Guida all'Escursione, 8-50.
- Monaco C., Tortorici L., 2000. Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *Journal of Geodynamics* 29, 407-424.
- Monaco C., Tortorici L., Nicolich R., Cernobori L., Costa M., 1996. From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian Arc (Italy). *Tectonophysics*, 266, 233-249.
- Moody L.E., Graham, R.C., 1995. Geomorphic and pedogenic evolution in coastal sediments, central California. *Geoderma*, 67, 181-201.
- Moore D.M., Reynolds Jr. R.C., 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, 2nd edit. Oxford University Press, Oxford, UK, 378 pp.
- Moretti A., 2000. Il database delle faglie capaci della Calabria. In: Galadini F., Meletti C., Rebez A., (Eds.). *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Rome, 219-226.
- Munsell A.H., 1994. Munsell soil color charts. (Revised edit.) Munsell Colour Company Inc., Baltimore Md.
- Nanzyo M., Dahlgren R., Shoji, S., 1993. Chemical characteristics of volcanic ash soils. In: Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren, R. (Eds). *Volcanic ash soil. Genesis, properties and utilization*. *Development in Soil Science* 21, Elsevier, Amsterdam, 145-187.

- Natali E., Tiné V.. Grotta San Michele (o Sant'Angelo). In preparazione.
- Neil, C.R., Zanchetta, G., Jones, M.D., 2010. Oxygen isotopes as tracers of Mediterranean climate variability: An introduction. *Global and Planetary Change* 71, 135-140.
- Onac B.P., Constantin S., Lundberg J. E Lauritzen S.-E., 2002. Isotopic climate record in a Holocene stalagmite from Ursilor Cave (Romania). *Journal of Quaternary Science* 17(4), 319-327.
- Orombelli G., 2007. Le variazioni dei ghiacciai alpini negli ultimi 10 mila anni. In: Wezel F. (a cura di), *Variabilità naturale del clima nell'Olocene ed in tempi storici: un approccio geologico*. Quaderni della Società Geologica 1, 5-12.
- Orombelli G., Ravazzi C., 1996. The late glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate. *Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences* 9(2), 439-444.
- Ortolani F., Pagliuca S., 1994. Variazioni climatiche e crisi dell'ambiente antropizzato. *Il Quaternario* 7(1), 351-356.
- Ortolani F., Pagliuca S., 2007. Evidenze geologiche di variazioni climatico-ambientali storiche nell'Area Mediterranea. In: Wezel, F. (Eds). *Variabilità naturale del clima nell'Olocene ed in tempi storici: un approccio geologico*. Quaderni della Società Geologica 1, 13-17.
- Ortolano G., Cirrincione R., Pezzino A., 2005. P-T evolution of Alpine metamorphism in the southern Aspromonte Massif (Calabria-Italy). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 85 (1), 31-56.
- Ortolano G., Punturo R., Cirrincione R., 2010. Guida all'escursione di geologia dei basamenti cristallini dell'Aspromonte. Dipartimento di scienze geologiche Università di Catania.
- Parfitt R.L., Henmi T., 1982. Comparison of an oxalate extraction method and infrared spectroscopic method for determining allophane in soil clays. *Soil Science and Plant Nutrition* 28, 183-190.
- Parfitt, R.L., Wilson, A.D., 1985. Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zeland. In: Fernandez Caldas E and Yaalon DH (Eds.), *Volcanic soils*. CA-TENA Suppl. 7. Braunschweig. Catena Verlag, Desdedt, Germany, 1-8.
- Park J., Byrne R., Bohnel H., Molina Garza R., Conserva M., 2010. Holocene climate change and human impact, central Mexico: a record based on maar lake pollen and sediment chemistry. *Quaternary Science Reviews* 29, 618-632.
- Passariello I., Marzaioli F., Lubritto C., Rubino M., D'Onofrio A., De Cesare N., Borriello G., Casa G., Palmieri A., Rogalla D., Sabbarese C., Terrasi F., 2007. Radiocarbon sample preparation at the CIRCE AMS laboratory, in Caserta, Italy. *Radiocarbon* 49 (2), 225-232.
- Peccerillo A, Taylor SR (1976) Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamanu area, northern Turkey. *Bullettin of Volcanology*, 39, 557-569.
- Pelle T., Scarciglia F., Allevato E., Di Pasquale G., La Russa M. F., Marino D., Natali E., Robustelli G., Tiné V., 2012. Reconstruction of Holocene environmental changes in two archaeological sites of Calabria (Southern Italy) using an integrated pedological and anthracological approach. *Quaternary International*, in stampa.
- Pelle T., Scarciglia F., Allevato E., Di Pasquale G., La Russa M. F., Marino D., Natali E., Robustelli G., Tiné V., 2011. Holocene environmental changes reconstructed in two archaeological sites in Calabria (southern Italy): a pedological and anthracological perspective. *Atti del Congresso AIQUA "Il Quaternario italiano: conoscenze e prospettive"*, Roma, 24-25 febbraio, 2011. *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences*, 24, 197-199.
- Pelle T., Scarciglia F., Robustelli G., Allevato E., Di Pasquale G., Mitro R. e Marino D., 2010. Multidisciplinary study of Holocene soils in the archaeological sites of Cecita Lake (Sila Massif, Calabria, Italy): paleoenvironmental reconstruction. *Atti del convegno*

- “Scienze Naturali e Archeologia. Il paesaggio antico:interazione uomo/ambiente ed eventi catastrofici”, Napoli, 14-16 ottobre 2010, Aracne, Roma, 183-187.
- Perri E., Mastandrea A., Neri C., Russo F., 2003. A micrite-dominated Norian carbonate platform from Northern Calabria (Southern Italy). *Facies*, 49, 101-118.
- Perry CA, Hsu KJ., 2000. Geophysical, archaeological, and historical evidence support a solar-output model for climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA* 97(23), 12433-12438.
- Peyron O., Goring S., Dormoy I., Kotthoff U., Pross J., de Beaulieu J.-L., Drescher-Schneider R., Vanni re B.e Magny M., 2011. Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *The Holocene* 21(1) 131-146.
- Pezzino A., Pannucci S., Puglisi G., Atzori P., Ioppolo S., Lo Giudice A., 1990. Geometry and metamorphic environment of the contact between the Aspromonte-Peloritani Unit (Upper Unit) and Madonna dei Polsi Unit (Lower Unit) in the central Aspromonte area (Calabria). *Bollettino della Società Geologica Italiana – Italian Journal of Geosciences* 109, 455-469.
- Petit-Maire N., Damnati B., 1993. Recent quaternary climatic change and man in the Sahara. *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali XXVI, II*, 411-416.
- Pignatti S., 1982. *Flora d’Italia. Edagricole*, Bologna, 3 volumi.
- Piluso E., Cirrincione R., Morten L., 2000. Ophiolites of the Calabrian Peloritian Arc and their relationships with the crystalline basement (Catena Costiera and Sila Piccola, Calabria, Southern Italy). *Ofioliti*, 25 (2), 117-140.
- Pissinatto L., Martinelli L. A., Victoria R. L., de Camargo P. B. 1999. Stable carbon isotopic analysis and the botanical origin of ethanol in Brazilian brandies. *Food Research International* 32, 665-668.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Ekström G., Morelli A., Gasperini P., Vannucci G., 2006. The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159, 286-303.
- Pons A., Qu zel P., 1998. A propos de la mise en place du climat mediterraneen. *Comptes Rendus de l’Academie des Sciences de Paris* 327, 755-760.
- Qu zel P., Médail F., 2003. *Ecologie et biogéographie des forêts du Bassin Méditerranéen*. Elsevier, Collection Environnement, Paris, 573 pp.
- Roberts N., Warren I., Eastwood J., Kuzucuog C., Fiorentino G., Caracuta V., 2011. Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition. *The Holocene*, 21 (1), 147-162.
- Roberts N., Reed J.M., Leng M.J., Kuzucuođlu C., Fontugne M., Bertaux J., Woldring H., Bottema S., Black S., Hunt E., Karabiyikođlu M., 2001. The tempo of Holocene climatic change in the eastern Mediterranean region: new high-resolution crater-lake sediment data from central Turkey. *The Holocene* 11(6), 721-736.
- Roberts N., Stevenson A.C., Davis B., Cheddadi R., Brewer S. Rosen A., 2004. Holocene climate, environment and cultural change in the circum-Mediterranean region. In: Battarbee, R.W., Gasse, F., Sticklely, C. (Eds). *Past climate variability through Europe and Africa*. Springer: Dordrecht, 343-362.
- Robustelli G., Luc  F., Corbi F., Pelle T., Dramis F., Fubelli G., Scarciglia F., Muto F., Cugliari D., 2009. Alluvial terraces on the Ionian coast of northern Calabria, southern Italy: Implications for tectonic and sea level controls. *Geomorphology* 106, 165–179.
- Robustelli G., Muto F., Scarciglia F., Pulice I., Aiello M., 2008. The lower-middle Pleistocene marine terraces of the River Lao valley: stratigraphic considerations and morphoevolutive implications. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d’Italia LXXVII*, 223-244

- Rohling E.G., Mayewski P.A., Hayes A., Abu-Zied R.H., Casford J.S.L., 2002. Holocene atmosphere-ocean interactions: record from Greenland and Aegean sea. *Climate Dynamics*, 18, 573-592.
- Rossetti F., Faccenna C., Goffe B., Monié P., Argentieri A., Funiciello R., Mattei M., 2001. Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian. *Arc. Tectonics*, 20(1), 112-133.
- Ruddiman W.F., 2007. The early anthropogenic hypothesis: Challenges and responses. *Reviews of Geophysics* 45: RG4001.
- Russell J.D., 1987. Cap. 4 - Infrared methods, in: Wilson M.J. (Eds.), *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*. Blackie and Sons, Glasgow, 133-173.
- Russo Ermolli E. e di Pasquale G., 2002. Vegetation dynamics of south-western Italy in the last 28 Kyr inferred from pollen analysis of a Tyrrhenian Sea core. *Vegetation History and Archaeobotany* 11, 211-219.
- Russo F., Schiattarella M., 1992. Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale). *Studi Geologici Camerti* 1, 271-278 Special Issue.
- Sadori L., Narcisi, B., 2001. The Postglacial record of environmental history from Lago di Pergusa, Sicily. *The Holocene* 11(6) 655-670.
- Sadori L., Jahns S., Peyron O., 2011. Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean. *The Holocene* 21(1), 117-129.
- Sadori L., Zanchetta G., Giardini M., 2008. Last Glacial to Holocene palaeoenvironmental evolution at Lago di Pergusa (Sicily, Southern Italy) as inferred by pollen, microcharcoal, and stable isotopes. *Quaternary International* 181, 4-14.
- Sangiorgi F., Capotondi L., Combourieu Nebout N., Vigliotti L., Brinkhuis H., Giunta S., Lotter A.F., Morigi C., Negri A., Reichert G.-J., 2003. Holocene seasonal sea-surface temperature variations in the southern Adriatic Sea inferred from a multiproxy approach. *Journal of Quaternary Science* 18(8), 723-732.
- Sauer D., Al-Sharif R., Wagner S., Brückner H., Scarciglia F., Hilgers A., Heibili S., Scholten T., Stahr K., 2011. Soil development in climatically different periods in S Italy. *Proceedings of the Workshop "Co-Evolution of soils and organic substances: Links between soil forming processes and the stabilisation of organic substances"*, 2-4 March 2011, Landau, Germany, 14.
- Sauer D., Al-Sharif R., Wagner S., Brückner H., Scarciglia F., Hilgers A., Heibili S., Scholten T., Stahr K., 2011. Pleistocene soil development in Calabria and Basilicata, Southern Italy. *Proceedings of the International Palaeopedology and Soil Geography Conference 2011: "Landscapes and Soils through Time"*, 28 July - 1 August 2011, Hohenheim University, Stuttgart, Germany, 132-133.
- Sauro U., Borsato A., Frisia S., Madonna G., Piccini L., Tuccimei P., Camuffo D., Cucchi F., Forti P., Macaluso T., Miorandi R., Paladini M., Salzano R., Shopov Y., Spötl C., Stoykova D., Zini L., 2003. Variabilità climatica nel Tardiglaciale e nell'Olocene da dati di speleotemi lungo una traversa N-S in Italia. *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, 80, 175-184.
- Scarciglia F., Tuccimei P., Vacca A., Barca D., Pulice I., Salzano R., Soligo M., 2011. Soil genesis, morphodynamic processes and chronological implications in two soil transects of SE Sardinia, Italy: traditional pedological study coupled with laser ablation ICP-MS and radionuclide analyses. *Geoderma* 162(1-2), 39-64.

- Scarciglia F., De Rosa R., Vecchio G., Apollaro C., Robustelli G., Terrasi F., 2008a. Volcanic soil formation in Calabria (southern Italy): the Cecita Lake geosol in the late Quaternary geomorphological evolution of the Sila uplands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177 (1), 101-117.
- Scarciglia F., Le Pera E., Critelli S., 2005a. Weathering and pedogenesis in the Sila Grande Massif (Calabria, South Italy): from field scale to micromorphology. *Catena* 61(1), 1-29.
- Scarciglia F., Le Pera E., Critelli S., 2007. The onset of the sedimentary cycle in a mid-latitude upland environment: Weathering, pedogenesis, and geomorphic processes on plutonic rocks (Sila Massif, Calabria). In: Arribas J., Critelli S., Johnson M.J. (Eds.), *Sedimentary provenance and petrogenesis: Perspectives from petrography and geochemistry*. Geological Society of America Special Paper 420, 149-166.
- Scarciglia F., Le Pera E., Vecchio G., Critelli S., 2005b. The interplay of geomorphic processes and soil development in an upland environment, Calabria, South Italy. *Geomorphology* 69(1-4), 169-190.
- Scarciglia F., Pulice I., Robustelli G., Vecchio G., 2006. Soil chronosequences on Quaternary marine terraces along the northwestern coast of Calabria (Southern Italy). *Quaternary International* 156-157, 133-155.
- Scarciglia F., Robustelli G., Tiné V., La Russa M.F., Abate M., Pezzino, A., 2009. The role of human impacts and Holocene climate change in the Santuario della Madonna Cave (Calabria). In: Amato V., Marriner N., Morhange C., Romano P., Russo Ermolli E. (Eds.). *Geoarcheology in Italy. Méditerranée* 112, 137-143.
- Scarciglia F., Terribile F., Colombo C., Cinque A., 2003. Late Quaternary climatic changes in Northern Cilento (South Italy): an integrated geomorphological and paleopedological study. *Quaternary International* 106-107, 141-158.
- Scarciglia F., Vecchio G., De Rosa R., Robustelli G., Muto G., Le Pera E., Critelli S., 2008b. Il contributo della pedologia nell'analisi geomorfologica. L'esempio della Sila (Calabria, Italia meridionale). *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 78, 253-276. della Società Geologica Italiana 51, 543-566.
- Schiattarella M., 1998. Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Spec. Publ., 135, 341-354.
- Schweingruber, F.H., 1990. *Anatomy of European woods*. Stuttgart, Paul Haupt Berne and Stuttgart Publishers, Berne, 800 pp.
- Schwertmann U., 1964. Differenzierung der Eisenoxyde des Bodens durch photochemische Extraktion mit saurer Ammoniumoxalat-Lösung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde* 105, 194-202.
- Scott L., Vogel J.C., 2000. Evidence for environmental conditions during the last 20000 years in Southern Africa from ^{13}C in fossil hyrax dung. *Global and Planetary Change* 26, 207-215.
- Soil Survey Staff, 2010. *Keys to Soil Taxonomy*. 11th edition. United States Department of Agriculture (USDA)-Natural Resources Conservation Service (NRCS), Washington DC, 338 pp.
- Sorriso-Valvo M., 1993. The geomorphology of Calabria. A sketch. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 16, 75-80.
- Sorriso-Valvo M., Tansi C., 1996. Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria. Note illustrative della carta al 25.000. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 19, 395-408.

- Spina V., Galli P., Tondi E., Critelli S., Cello G., 2007. Kinematics and structural properties of an active faultzone in the Sila Massif (Northern Calabria, Italy) *Bollettino della Società Geologica Italiana – Italian Journal of Geosciences*, 126(2), 427-438.
- Spina V., Tondi E., Galli P., Mazzoli S., 2009. Fault propagation in a seismic gap area (northern Calabria, Italy): Implications for seismic hazard. *Tectonophysics* 476(1-2), 357-369.
- Stanley J-D, 2006. Kaulonia, southern Italy: Calabrian Arc tectonics inducing Holocene coastline shifts. *Méditerranée* 108, 7-15.
- Starkel L., 2002. Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International* 91, 25-32.
- Swindles G.T., Blundell A., Roe H.M., Hall V.A., 2010. A 4500-year proxy climate record from peatlands in the North of Ireland: the identification of widespread summer 'drought phases'? *Quaternary Science Reviews* 29, 1577-1589.
- Tanguy J.-C., Le Goff M., Principe C., Arrighi S., Chillemi V., Paiotti A., La Delfa S., Patanè, G., 2003. Archeomagnetic dating of Mediterranean volcanics of the last 2100 years: validity and limits. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 111-124.
- Tanner B.R., Uhle M.E., Kelley J.T., Mora C.I., 2007. C3/C4 variations in salt-marsh sediments: An application of compound specific isotopic analysis of lipid biomarkers to late Holocene paleoenvironmental research. *Organic Geochemistry* 38, 474-484.
- Tansi C., Muto F., Critelli S., Iovine G., 2007. Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy). *Journal of Geodynamics* 43, 393-414.
- Terrasi F., Rogalla D., De Cesare N., D'Onofrio A., Lubritto C., Marzaioli F., Passariello I., Rubino M., Sabbarese C., Casa G., Palmieri A., Gialanella L., Imbriani G., Roca V., Romano M., Sundquist M., Loger R., 2007. A new facility in Caserta/Italy. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B* 259 (1), 14-17.
- Terribile F., Basile A., di Gennaro A., Aronne G., Buonanno M., De Mascellis R., Vingiani S., Malucelli F., 1999. The soils of the landslides of Sarno and Quindici. In: Terribile F., Adamo P.(Eds.), *Cost Action 622, Scientific Program and Guide for the Excursions*, Napoli, Italy, 27-30 May, 1999.
- Terribile F., Basile A., De Mascellis R., Iamarino M., Magliulo P., Pepe S., Vingiani S., 2007. Landslide processes and Andosols: the case study of the Campania region, Italy. In: Arnalds Ó., Bartoli F., Buurman P., Óskarsson H., Stoops G., García-Rodeja E. (Eds.), *Soils of volcanic regions in Europe*. Springer, Berlin, pp. 545-563.
- Tiné V. (Ed.), 2006. *Praia a Mare. Guida archeologica*, Pino Benvenuto, Cosenza, 64 pp.
- Tortorici G., Bianca M., de Guidi G., Monaco C., Tortorici L., 2003. Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) during the Middle-Late Quaternary *International: 101–102*, 269-278.
- Tortorici L., Monaco C., Tansi C., Cocina O., 1995. Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy). *Tectonophysics* 243, 37-49.
- Turney C.S.M., Brown H., 2007. Catastrophic early Holocene sea level rise, human migration and the Neolithic transition in Europe. *Quaternary Science Reviews* 26, 2036-2041.
- Tranne C.A., Lucchi F., Calanchi N., Lanzafame G., Rossi P.L., 2002. Geological map of the island of Lipari (Aeolian Islands). University of Bologna and INGV, *Litografia artistica cartografica*, Firenze.
- Tsai E., Huang, W., Hseu Z., 2007. Pedogenic correlation of lateritic river terraces in central Taiwan. *Geomorphology* 88, 201–213.
- Vacca A., Adamo P., Pigna M., Violante P., 2003. Genesis of tephra-derived soils from the Roccamonfina Volcano, South Central Italy. *Soil Science Society of America Journal* 67, 198-207.

- Van Dijk J.P., Bello M., Brancaloni G.P., Cantarella G., Costa V., Frixia A., Golfetto F., Merlini S., Riva M., Torricelli S., Toscano C., Zerilli A., 2000. A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy). *Tectonophysics*, 324, 267-320.
- Verde J.R., Camps Arbestain M., Macías F., 2004. Expression of andic properties in soils from Galicia (NW Spain) under forest and agricultural use. *European Journal of Soil Science* 56, 53-63.
- Versace, P., Ferrari, E., Gabriele, S., Rossi, F., 1989. Valutazione delle piene in Calabria. CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche)-IRPI (Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica), Cosenza, Geodata 30, 232 pp.
- Wada S., Wada K., 1982. Effects of substitution of germanium for silicon in imogolite. *Clays and clay minerals* 30(2), 123-128.
- Wagner S., Costantini E.A.C., Sauer D., Stahr K., 2007. Soil genesis in a marine terrace sequence of Sicily, Italy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(2), 247-260.
- Wagner B., Lotter A. F., Nowaczyk N., Reed J. M., Schwalb A., Sulpizio R., Valsecchi V., Wessels M., Zanchetta G., 2009. A 40,000-year record of environmental change from ancient Lake Ohrid (Albania and Macedonia). *J Paleolimnol* 41, 407-430.
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Colin Prentice I., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791-1828.
- Warner K., Hamza M., Oliver-Smith A., Renaud F., Julca A., 2010. Climate change, environmental degradation and migration. *Natural Hazards* 55, 689-715.
- Watts .a., Allen J.R.M., Huntley B., Fritz S.C., 1996. Vegetation History and climate of the last 15000 years at Laghi di Monticchio, Southern Italy. *Quaternary Sciences Reviews*, 15, 113-132.
- Whitting L.D., Allardice W.R., 1986. X-ray diffraction techniques, 331-362. In: Klute A. (Ed.), *Methods of soil analysis, Physical and mineralogical methods*. 2nd edit., Agronomy 9(1), American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, Wisconsin, 1188 pp.
- Wilson M.J. (Ed.), 1987. *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*. Blackie and Sons, Glasgow, 308 pp.
- Wilson, M.J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspective. *Clay Minerals* 34, 7-25.
- Zanchetta G., Borghini A., Fallick A.E., Bonadonna F.P., Leone G., 2007. Late Quaternary palaeohydrology of Lake Pergusa (Sicily, southern Italy) as inferred by stable isotopes of lacustrine carbonates. *Journal of Paleolimnology* 38(2), 227-239.
- Zanchetta G., Di Vito M., Fallick A. E., Sulpizio R. 2000. Stable isotopes of pedogenic carbonate from the Somma-Vesuvius area, southern Italy, over the past 18 kyr: palaeoclimatic implications. *Journal of Quaternary Science* 15 (8), 813-824.
- Zanchetta G., Sulpizio R., Roberts N., Cioni R., Eastwood W.J., Siani G., Caron B., Paterne M., Santacrose R., 2010. Tephrostratigraphy, chronology and climatic events of the Mediterranean basin during the Holocene. An overview. *The Holocene* 21(19), 33-52.
- Zhao C., Yu Z., Ito E., Zhao Y., 2010. Holocene climate trend, variability, and shift documented by lacustrine stable-isotope record in the northeastern United States. *Quaternary Science Reviews* 29, 1831-1843.