

Il contributo della pedologia nell'analisi geomorfologica. L'esempio della Sila (Calabria, Italia meridionale)

The contribution of pedology to geomorphological analysis. The case of Sila (Calabria, southern Italy)

SCARCIGLIA F. (*), VECCHIO G. (**), DE ROSA R. (*),
ROBUSTELLI G. (*), MUTO F. (*), LE PERA E. (*), CRITELLI S. (*)

RIASSUNTO - In questo articolo vengono sintetizzati alcuni contributi forniti dalla pedologia applicata allo studio geomorfologico di un'area montana della Calabria (Italia meridionale): il massiccio della Sila. Vengono descritti i principali caratteri di profili di alterazione e di suolo evoluti su materiale granitico e le morfologie ad essi associate, attraverso un'analisi di campagna alla macroscale, integrata con uno studio micromorfologico e mineralogico-petrografico. I processi di alterazione fisica dominanti sono il crioclastismo ed il termoclastismo, insieme a processi chimici soprattutto di idrolisi ed ossidazione. Alcuni caratteri osservati alla microscala sui minerali primari, come discontinuità strutturali e fratture, piani di geminazione o di sfaldatura, smescolamenti pertitici ed altre differenze composizionali, esercitano un forte controllo sull'insorgere dell'alterazione e sulle sue modalità di sviluppo, conducendo alla progressiva disgregazione granulare del granito ed alla formazione di orizzonti pedogenetici. Il grado di sviluppo dei caratteri dell'alterazione è funzione del tempo e del clima, che controlla anche la tipologia dei processi dominanti. I suoli studiati hanno mostrato caratteri in parte relicti ed in parte compatibili con il presente regime pedoclimatico. Il fattore topografico influisce fortemente sulla formazione e preservazione/rimozione della copertura regolitica e di suolo. I suoli più maturi si rinvenivano in maniera sporadica ed isolata, generalmente su morfologie subpianeggianti, spesso sepolti da suoli più giovani, con profili semplici e poco differenziati, che dominano invece il paesaggio silano e soprattutto i pendii più acclivi. Evidenze di campagna e di micromorfologia attestano fenomeni di intensa morfodinamica, talora correlabile anche all'azione antropica di deforestazione ripetutamente perpetrata nell'area specialmente in epoca storica. Correlazioni morfostratigrafiche con l'ausilio di alcune proprietà dei suoli hanno consentito di ottenere una cronologia dei principali eventi geomorfici succedutisi nell'area di studio nel corso del tardo Quaternario. In particolare, è stata identificata e caratterizzata geochimi-

camente la natura e la provenienza della componente vulcanica presente in un pedotipo dall'aspetto di campagna simile agli Andosuoli, ampiamente diffuso sugli altipiani silani, che può essere ritenuto un *marker* pedostratigrafico e pertanto definito come *geosuolo*.

PAROLE CHIAVE: pedogenesi, processi geomorfici, alterazione del granito, suoli vulcanici, tardo Quaternario, *geosuolo*.

ABSTRACT - This paper reports some results from the pedological approach applied to geomorphological studies in the Sila Massif, an upland area of Calabria, in Southern Italy. The main features of weathering and soil profiles developed on granite terrains are described, along with the associated landforms. Macroscale field work is coupled with micromorphological, mineralogical and petrographic investigations. In the Sila plateau weathering consists of both physical and chemical processes, cryoclastism and thermoclastism on one hand and hydrolysis and oxidation on the other representing the most prominent ones. Some microtextures observed on primary minerals, such as structural discontinuities and fractures, twinning and cleavage planes, micropertites and other differences in composition, strongly control triggering and modes of weathering, leading to the progressive granular disintegration of granite rocks and to soil horizonation. The degree of development of weathering features depends on time and climate, the latter also influencing the main types of soil processes. The studied soils showed both relict and present-day features. Relief strongly controls the development and preservation/removal of the regolith and soil cover. More mature soils sporadically occur in scattered sites, usually on flat surfaces, buried by younger soils with simple, poorly-differentiated profiles that conversely dominate in the Sila landscape, especially on steeper slopes. Both field evidence and micromorphological features indicate

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria, Via P. Bucci - Cubo 15B, 87036 Arcavacata di Rende (CS)

(**) Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo (ISSDS), 88063 Catanzaro Lido (CZ)

severe morphodynamic processes, sometimes related to man's activity, which consisted in repeated phases of forest clearance mainly promoted during historical times. Morphostratigraphic correlations coupled with some soil features enabled us to obtain some chronological constraints useful to reconstruct the major geomorphic events occurred in the study area during the late Quaternary. In particular, some glass components of volcanic origin identified in a widely outcropping soil with Andosol-like field appearance were characterized in terms of geochemical composition and provenance, and this soil was defined as a *geosol*, representing a pedostratigraphic marker in the Sila highlands.

KEYWORDS: pedogenesis, geomorphic processes, weathering of granite, volcanic soils, late Quaternary, *geosol*.

1. - PREMESSA

Questo lavoro propone il caso studio di un'area dell'Italia meridionale, il massiccio della Sila (fig. 1), in Calabria, che ha mostrato l'enorme potenzialità ed efficacia della pedologia come strumento di analisi da integrare negli studi a carattere geomorfologico. In particolare, rappresenta un tentativo di utilizzare un vasto approccio multidisciplinare, innanzitutto geomorfologico-stratigrafico e pedologico, ma anche mineralogico, petrografico e vulcanologico, con l'applicazione di diverse metodologie specifiche delle varie discipline. Una delle punte di forza di tale variegato approccio risiede nella molteplicità di scale di osservazione utilizzate, dalla macroscale (bacino idrografico, morfostrutture e morfosculture, nonché singoli affioramenti, singoli profili di alterazione e/o di suolo ed altre osservazioni puntuali di sito) alla microscale, indagata con varie tecniche di microscopia. Ciò ha consentito una più approfondita comprensione dei rapporti di interazione tra *weathering*, pedogenesi e processi geomorfici, con una particolare enfasi sulla loro interpretazione in chiave climatica (e paleoclimatica) ed ambientale. Si è cercato inoltre di discriminare tra caratteri attuali (legati a fenomeni attivi) e relitti, nonché tra morfodinamica naturale ed influenza dell'attività antropica. Infine, si è cercato di utilizzare alcuni caratteri dei suoli come indicatori atti a fornire vincoli cronologici per una più dettagliata scansione delle principali fasi di evoluzione geomorfologica tardo-quaternaria e per correlazioni morfo-stratigrafiche. A tal proposito è stata affrontata la questione se un pedotipo ampiamente diffuso nell'area (fig. 2), che si è sviluppato a partire da materiale parentale in parte di origine vulcanica (SCARCIGLIA *et alii*, 2005b) suggerito ed identificato grazie ad alcune caratteristiche morfologiche che lo rendono

no simile ai suoli vulcanici con proprietà *andiche* (Andosuoli, *sensu* FAO *et alii*, 1998, o Andisuoli *sensu* USDA, 2003), possa eventualmente rappresentare un *marker* pedo-stratigrafico.

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO

L'area di studio è ubicata nella porzione sommitale del massiccio della Sila (Calabria, Italia meridionale), il quale rappresenta la porzione centro-orientale dell'Arco Calabro Peloritano. Dal punto di vista geologico rappresenta il margine orientale europeo della catena orogenica ercinica ed è costituito da unità tettono-stratigrafiche di tipo alpino (rocce del basamento cristallino) sovrascorse, durante il Miocene, sulle unità mesozoiche carbonatiche dell'Appennino meridionale (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; PATACCA *et alii*, 1990). Il massiccio della Sila rappresenta la zona di congiunzione tra il Bacino plio-pleistocenico della valle del Fiume Crati ad ovest, ed i bacini sedimentari tardo-miocenici – pleistocenici che costituiscono l'ampia fascia che digrada verso la costa ionica ad est. Esso è formato da rocce paleozoiche plutoniche e metamorfiche di medio ed alto grado (che costituiscono il cosiddetto "Batolite della Sila", MESSINA *et alii*, 1991), localmente ricoperte da una successione sedimentaria mesozoica ("Unità di Longobucco"). Lungo il fianco orientale del massiccio, in discordanza angolare sia sulla copertura sedimentaria che sulle unità del basamento, si sovrappongono per uno spessore di circa 2000 m altre successioni sedimentarie di età compresa tra il Miocene medio ed il Pleistocene (RODA, 1964; CRITELLI, 1999). Il Batolite della Sila, di età tardo-ercinica, consiste di vari corpi intrusivi caratterizzati da diversa struttura, tessitura e composizione (da granodiorite a gabbro a leucomonzogranito) e variamente intersecantisi (MESSINA *et alii*, 1991). Sulla base di analisi delle tracce di fissione effettuate su cristalli di apatite e di zircone prelevati dalle rocce del basamento cristallino è stato stimato un periodo di esumazione del batolite silano grossomodo compreso tra 35 e 15 Ma (THOMSON, 1994).

I principali lineamenti tettonici che interessano l'area e più in generale tutto il settore settentrionale della Calabria sono rappresentati da tre maggiori sistemi di faglie a direzione NO-SE, N-S, NE-SO. I dati strutturali, sebbene preliminari, indicano una prima fase caratterizzata da un regime tettonico prevalentemente trascorrente che ha determinato lo sviluppo di zone di taglio orientate NO-SE; queste sono limitate da linea-

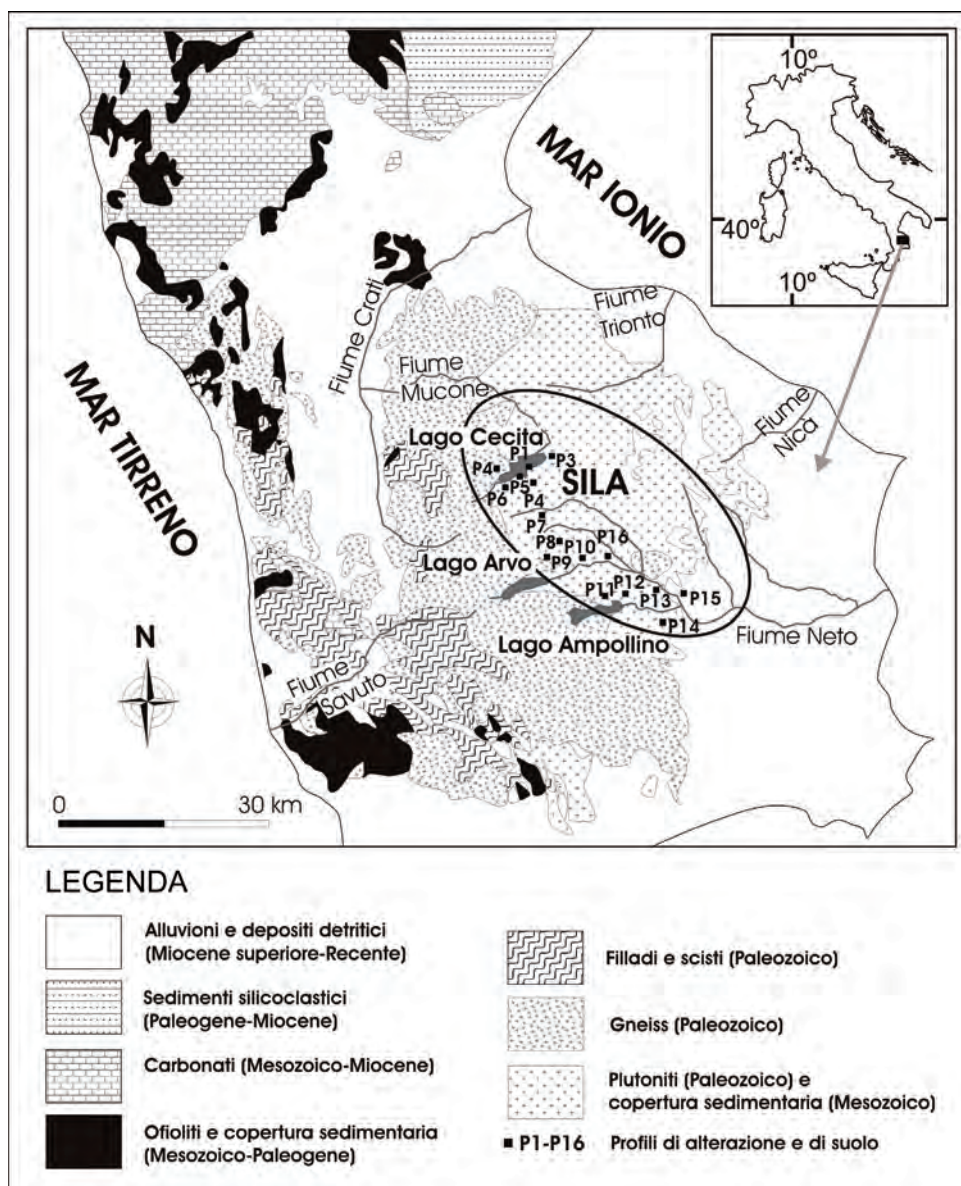


Fig. 1. Schema geologico dell'area di studio (nel cerchio) con l'ubicazione dei profili di alterazione e di suolo.

- Geological sketch map of the study area (circle) and location of the weathering and soil profiles.

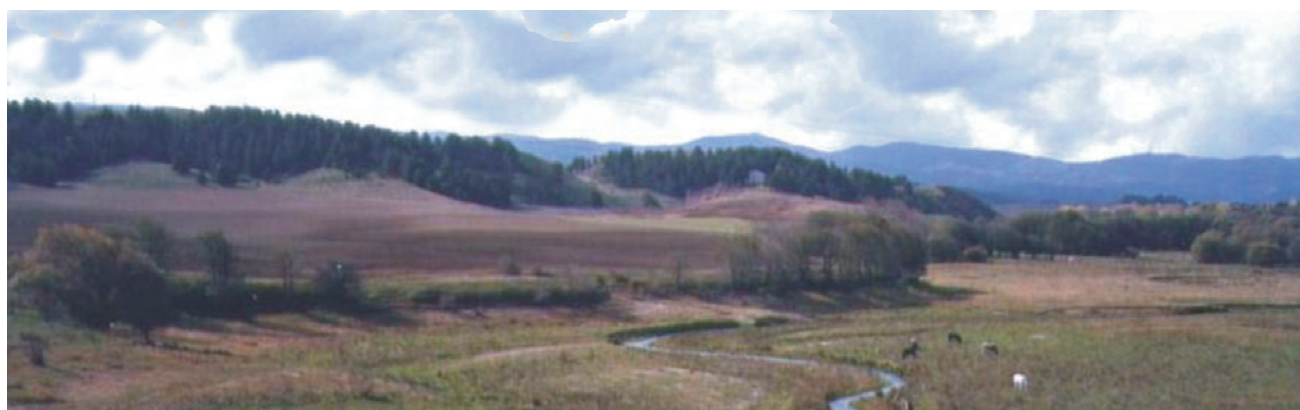


Fig. 2 - Vasto affioramento del pedotipo morfologicamente simile agli Andosuoli.
- Widespread surface exposure of the Andisol-like soil.

menti ad alto angolo la cui disposizione *en-éche-lon* ha prodotto, nelle zone di sovrapposizione, strutture transpressive orientate N-S e NE-SO. Sulla base di considerazioni morfostratigrafiche a carattere regionale, il limite cronologico superiore del suddetto regime trascorrente è da ascrivere al Pleistocene inferiore, in accordo con VAN DIJK *et alii*, (2000). Durante il Pleistocene si instaura un regime estensionale con direzione di massima estensione orientata circa ONO-ESE; questo è caratterizzato da riattivazione di rampe di *thrust* e neoformazione di segmenti di faglia orientati N-S. Questa fase è responsabile dell'individuazione e progressivo ampliamento, verso est, del Bacino del Crati; inoltre, all'interno del Massiccio della Sila, questo stile deformativo ha permesso una prima individuazione di depressioni intramontane che andranno a costituire i laghi degli altopiani silani. I bacini intramontani sono delimitati da lineamenti tettonici orientati NO-SE ad eccezione del Lago Cecita, delimitato ad est da sistemi di faglia orientati N-S. L'insieme dei sistemi delinea il progressivo coinvolgimento del massiccio della Sila nella propagazione verso est dei sistemi estensionali pleistocenici del Bacino del Crati e la contemporanea attività di faglie di trasferimento rappresentate dai lineamenti tettonici orientati NO-SE.

3. - CARATTERISTICHE CLIMATICHE ED USO DEL SUOLO

L'area di studio ha un clima temperato umido di tipo Mediterraneo montano (*Csb*, *sensu* KÖPPEN, 1936), caratterizzato da estati calde ma brevi ed inverni relativamente miti. I principali dati climatici di seguito sintetizzati sono tratti o elaborati da VERSACE *et alii* (1989), COLACINO *et alii* (1997) e LULLI & VECCHIO (2000). Le temperature medie mensili registrate tra gennaio e marzo, i mesi più freddi, si attestano intorno a valori tra -2,6 e 0°C, mentre nei mesi più caldi (luglio e agosto) raggiungono 16-18°C. Dal mese di novembre a quello di aprile i valori giornalieri di temperatura possono facilmente arrivare ad alcuni gradi sotto zero (consentendo frequenti cicli di gelo/disgelo), fino a minimi di -10°C o inferiori. I massimi assoluti estivi possono raggiungere 30-32°C. Le precipitazioni medie annue sono comprese tra circa 1400 e 1600 mm, variando in funzione della quota e dell'esposizione; sono distribuite per l'intera stagione invernale, mentre in luglio (e talvolta agosto) non superano i 30 mm. La copertura nevosa interessa in modo più stabile le aree poste a quote maggiori di 1400-

1600 m s.l.m., protrahendosi per almeno 6 mesi.

Il pedoclima (*sensu* USDA, 2003) è caratterizzato da un regime di temperatura del suolo di tipo *mesico* associato ad un regime di umidità *udico* (ARSSA, 2003).

La copertura vegetale degli altopiani della Sila è costituita da estesi prati e pascoli, conifere di alta montagna dominate da pino laricio (*Pinus nigra var. calabrica*) ed abete bianco (*Abies alba*), boschi di faggio (*Fagus silvatica*) e campi coltivati principalmente a patata e grano. L'area è attualmente soggetta ad una rinaturalizzazione spontanea e ad interventi di riforestazione promossi nel corso della seconda metà del secolo scorso (COSTANTINI, 1993) in seguito a ripetute fasi di intenso disboscamento, insediamento abitativo e pratiche agricole. Tali attività antropiche avevano interessato estensivamente i territori del massiccio silano a partire dai tempi preistorici (nel Paleolitico inferiore) a quelli storici (soprattutto in epoca classica, greca e romana) fino ai tempi moderni (prima metà del sec. XX) (SORRISO-VALVO, 1993; 1997; SORRISO-VALVO *et alii*, 1998).

4. - MATERIALI E METODI

Questo lavoro è stato eseguito attraverso un rilevamento geomorfologico e pedologico di una vasta area degli altipiani della Sila modellati su substrato granitico, comprendenti la parte alta di diversi bacini idrografici (fiumi Mucone, Neto, Trionto e Nicà) (fig. 1).

Descrizione di dettaglio e studio analitico tramite analisi di laboratorio sono state condotte specificamente nella zona circostante il Lago Cecita (profili di suolo P1-P6), dove anche il lavoro di campagna è stato più dettagliato ed accompagnato da un rilevamento geologico-stratigrafico dei depositi di riempimento del bacino, e nell'alto bacino del Fiume Neto (P15-P16). Numerose altre osservazioni su profili di alterazione (P7-P14) sono state effettuate su tutta l'area dei plateau sommitali, ricadente nei suddetti bacini idrografici.

In particolare, dai profili di suolo selezionati sono stati prelevati campioni indisturbati dei diversi orizzonti pedogenetici, del *grus* e del substrato (ove affioranti), impregnati con una resina poliestere (*crystic*) e consolidati per la preparazione di sezioni sottili di formato 10 cm x 5 cm x 30 µm. Queste ultime sono state descritte in microscopia ottica utilizzando le linee guida e la terminologia adottate da FITZPATRICK (1984). L'analisi micromorfologica in sezione sottile è stata effettuata anche su un campione

indisturbato prelevato da un livello piroclastico presente nell'area. Su questo e su granuli minerali appartenenti alla frazione sabbiosa dei suoli sono state compiute analisi morfoscopiche e composizionali tramite microscopio elettronico a scansione dotato di microanalisi ai raggi X (SEM-EDS). Analisi diffrattometriche ai raggi X sono state effettuate sia sulla frazione sabbiosa di 2-0,2 mm (polveri, campioni non orientati) sia su quella argillosa fine ($< 0,2 \mu\text{m}$, campioni orientati) degli orizzonti pedologici, per identificare i minerali primari ed i minerali argillosi di neoformazione.

La stima delle proprietà *andiche* su campioni appartenenti al pedotipo simile agli Andosuoli è stata effettuata attraverso la misura del pH(NaF), proposta da FIELDS & PERROT (1996), ed attraverso la tecnica dell'estrazione selettiva di Al e Fe in ossalato di ammonio (SCHWERTMANN, 1964) nella frazione "terra fine" ($< 2 \text{ mm}$), sulla base della quale sono stati calcolati i valori dell'indice $\text{Al}_0\% + 0,5 \text{ Fe}_0\%$ (PARFITT, 1990).

5. - CARATTERI GEOMORFOLOGICI E STRATIGRAFICI

Il paesaggio degli altipiani della Sila è costituito essenzialmente da ampi lembi relitti di antiche superfici di spianamento, subpianeggianti o a debole gradiente (DRAMIS *et alii*, 1990; SORRISO-VALVO, 1993; MATANO & DI NOCERA, 1999; MOLIN *et alii*, 2004) (fig. 3a). Essi si sono modellati sul substrato roccioso igneo-metamorfico paleozoico e/o sulla copertura sedimentaria miocenica durante il Pliocene. Se ne riconoscono diversi ordini smembrati e dislocati dalla tettonica a quote comprese tra circa 800 e 1700 m s.l.m., e variamente dissecati. A causa del sollevamento tettonico avvenuto durante il Pleistocene, il massiccio della Sila è caratterizzato da un'elevata energia del rilievo che condiziona fortemente l'approfondimento del reticolo idrografico ed i processi morfodinamici. Di origine tettonica sono anche le depressioni intermontane che sono state sede di deposizione fluvio-lacustre nel corso del Plei-

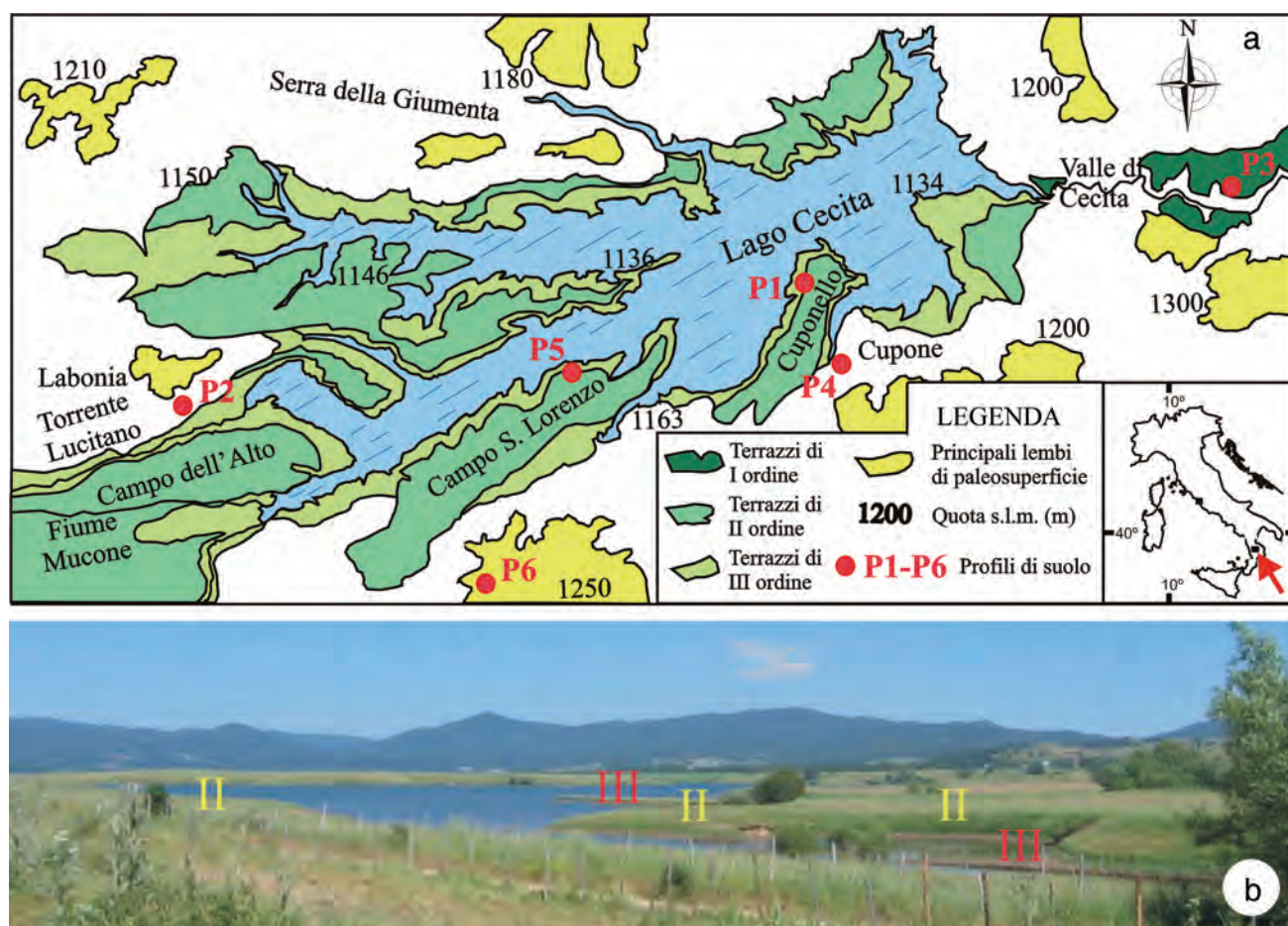


Fig. 3 - (a) Schema geomorfologico dell'area di studio (Lago Cecita) con l'ubicazione dei profili di suolo analizzati in dettaglio; (b) panoramica del Lago Cecita con l'indicazione dei terrazzi di II e III ordine.

- (a) Geomorphological sketch map of the study area (Cecita Lake) and location of the soil profiles studied in details; (b) the Cecita Lake landscape with 2nd and 3rd order terraces.



Fig. 4 - (a) Campi di massi sferoidali di roccia granitica (*boulder field*); (b) alcuni massi sferoidali di grandi dimensioni ($d_{max} \approx 3,5$ m); (c) massi sferoidali accatastati in morfologie di tipo tor o bornhardt; (d) solchi pseudo-carsici sul substrato granitico.
- (a) *Spheroidal boulder fields of granite rock*; (b) *large spheroidal boulders ($d_{max} \approx 3.5$ m)*; (c) *spheroidal boulders arranged in tor- or bornhardt-like landforms*; (d) *pseudokarst incisions on the granite bedrock*.

stocene e rappresentano tuttora bacini d'invaso artificiali (tra i principali i laghi Cecita, Arvo ed Ampollino).

Sui lembi di paleosuperfici più antichi ed ubicati a quote più elevate si rinvenivano vasti campi di blocchi (*boulder fields*) di forma subsferica (LE PERA & SORRISO-VALVO, 2000; SCARCIGLIA *et alii*, 2005a) (fig. 4a). Tali blocchi mostrano diametri da qualche decimetro fino ad oltre 3 m (fig. 4b) e possono localmente ammassarsi gli uni sugli altri dando luogo a morfologie di tipo *tor* o *bornhardt* (fig. 4c), o mobilizzarsi per rotolamento lungo i pendii. A luoghi, sia i massi sferoidali sia porzioni affioranti del substrato granitico evidenziano morfologie pseudo-carsiche, con scannellature superficiali di ordine decimetrico subparallele tra loro (*pseudo-karren*) (fig. 4d).

Il riempimento sedimentario del bacino del Cecita, drenato dal F. Mucone, ha uno spessore documentato di 15 m, sebbene la sua porzione

inferiore ed il fondo stesso del lago non affiorino neppure durante i periodi di regimazione al minimo livello di invaso.

La successione ricostruita sia in affioramento sia tramite sondaggi esplorativi è costituita da un'alternanza di sabbie e argille con intercalazioni di livelli conglomeratici (fig. 5a); essa poggia su un substrato cristallino articolato. I sondaggi hanno mostrato inoltre la presenza di diversi decimetri di materiale granitico alterato in posto (*saprolite*) su cui è stratigraficamente sovrapposta la successione fluvio-lacustre. La base della successione, per uno spessore di circa 3 m, è costituita da una alternanza di sabbie e microconglomerati con intercalazioni di lenti argillo-sabbiose giallo-verdastre. In successione, per uno spessore di 9 m, affiorano argille grigie, grigio-azzurre e giallo-grigiastre, talora plastiche, con intercalazioni di sabbie laminate da fini a medie che prevalgono verso l'alto; localmente e a varie altezze sono sta-

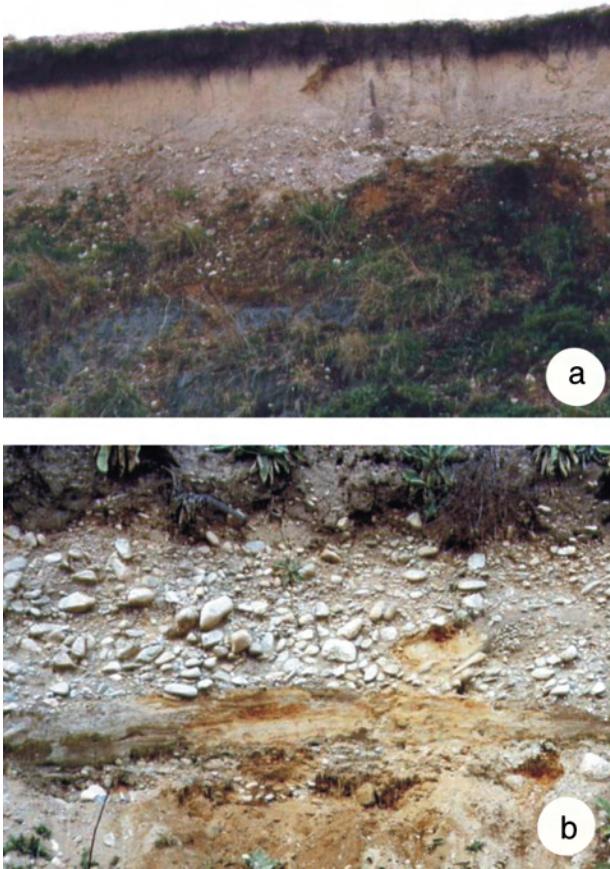


Fig. 5 - (a) Affioramento della porzione superiore della successione sedimentaria del Lago Cecita, costituita da argille, sabbie e conglomerati; (b) dettaglio delle ghiaie grossolane stratificate in cui si intercala il livello piroclastico (località Campo dell'Alto).

- (a) Upper sedimentary succession of the Cecita Lake infilling, consisting of clays, sands and gravels; (b) a detail of the stratified coarse gravels, where a tephra layer is interbedded (Campo dell'Alto site).

ti rinvenuti livelli di torba. Livelli centimetrici o decimetrici giallo-rossastri, fortemente ossidati, e talvolta costituiti da sottili laminazioni concrezionate ad andamento subparallelo, si intercalano a varie altezze di questo intervallo. La parte alta della successione, spesso 3 m, è costituita da sabbie da fini a grossolane e microconglomerati talora laminati; localmente si osservano conglomerati a clasti centimetrici e struttura canalizzata. Verso ovest, sulla successione descritta, affiorano ghiaie grossolane a stratificazione orizzontale ed incrociata con intercalazioni di lenti centimetriche di sabbie a laminazione incrociata tabulare e concava (fig. 5b).

La suddetta successione sedimentaria, probabilmente riferibile al tardo Pleistocene (SORRISO-VALVO, 1993), risulta morfologicamente incastata all'interno di depositi fluviali appartenenti ad un ciclo sedimentario più vecchio, sollevati tettonicamente e dissecati, che affiorano nel set-

tore più orientale del Lago Cecita (fig. 6a). Tali sedimenti più antichi, costituiti prevalentemente da sabbie e ghiaie fluviali, post-datano i vari ordini di paleosuperfici e potrebbero essere ascritti al Pleistocene medio o al basso Pleistocene inferiore. Entrambe le successioni sedimentarie risultano terrazzate (figg. 3a, 3b, 6a, 6b): il I ordine di terrazzi, che raggiunge quota di circa 1270 m s.l.m., è impostato sui depositi del ciclo sedimentario più antico; i sedimenti del ciclo più giovane sono rimodellati da due principali ordini di superfici terrazzate, il più alto dei quali (II ordine, a circa 1138-1150 m s.l.m.) si sviluppa su ghiaie e sabbie che chiudono in sommità la sedimentazione del bacino, mentre quello posto a quota inferiore (III ordine), probabilmente legato alle oscillazioni del livello del lago indotte dalla regolazione artificiale dell'invaso, rimodella la porzione basale affiorante sopra il livello minimo del lago, caratterizzata da alternanze di argille e sabbie.

Lungo alcune scarpate naturali o di origine antropica sia al margine sud-ovest sia ad est del Lago Cecita è stato rinvenuto un livello di materiale piroclastico intercalato e parzialmente rimaneggiato nella porzione superiore dei depositi fluviali appartenenti al terrazzo intermedio (fig. 5b). Esso è costituito da lenti di spessore variabile tra 10 e 30 cm, finemente laminato, caratterizzato da una granulometria prevalentemente limosa e da un colore giallastro a causa del debole grado di alterazione, localmente interessato da screziature grigie e giallastre o rossastre. Poiché un livello piroclastico messo in posto da un'eruzione può approssimativamente essere considerato come legato ad un evento geologico quasi "istantaneo" (di durata relativamente breve), la sua presenza può rappresentare un buon *marker* cronostratigrafico utile a dettagliare l'evoluzione geomorfologica recente del massiccio della Sila. L'analisi in microscopia ottica di sezioni sottili preparate da campioni di questo *tephra* nella zona di Campo dell'Alto ha mostrato la presenza di probabili frammenti di vetro vulcanico (sempre estinti a *nichol* incrociati), talvolta con struttura vescicolata (pomici) e con abbondante argilla di neoformazione. Essi risultano inclusi in una matrice a comportamento ottico prevalentemente isotropo (in luce polarizzata incrociata). È risultata ben riconoscibile anche una frazione cristallina costituita da singoli minerali di quarzo, feldspati (specialmente microclino), plagioclasti (con dominanza di minerali a geminazione albitica) e biotite, con muscovite, epidoto e frammenti di filladi in subordine, tutti variamente alterati, nonché occasionali granuli pseudomorfi. Tali

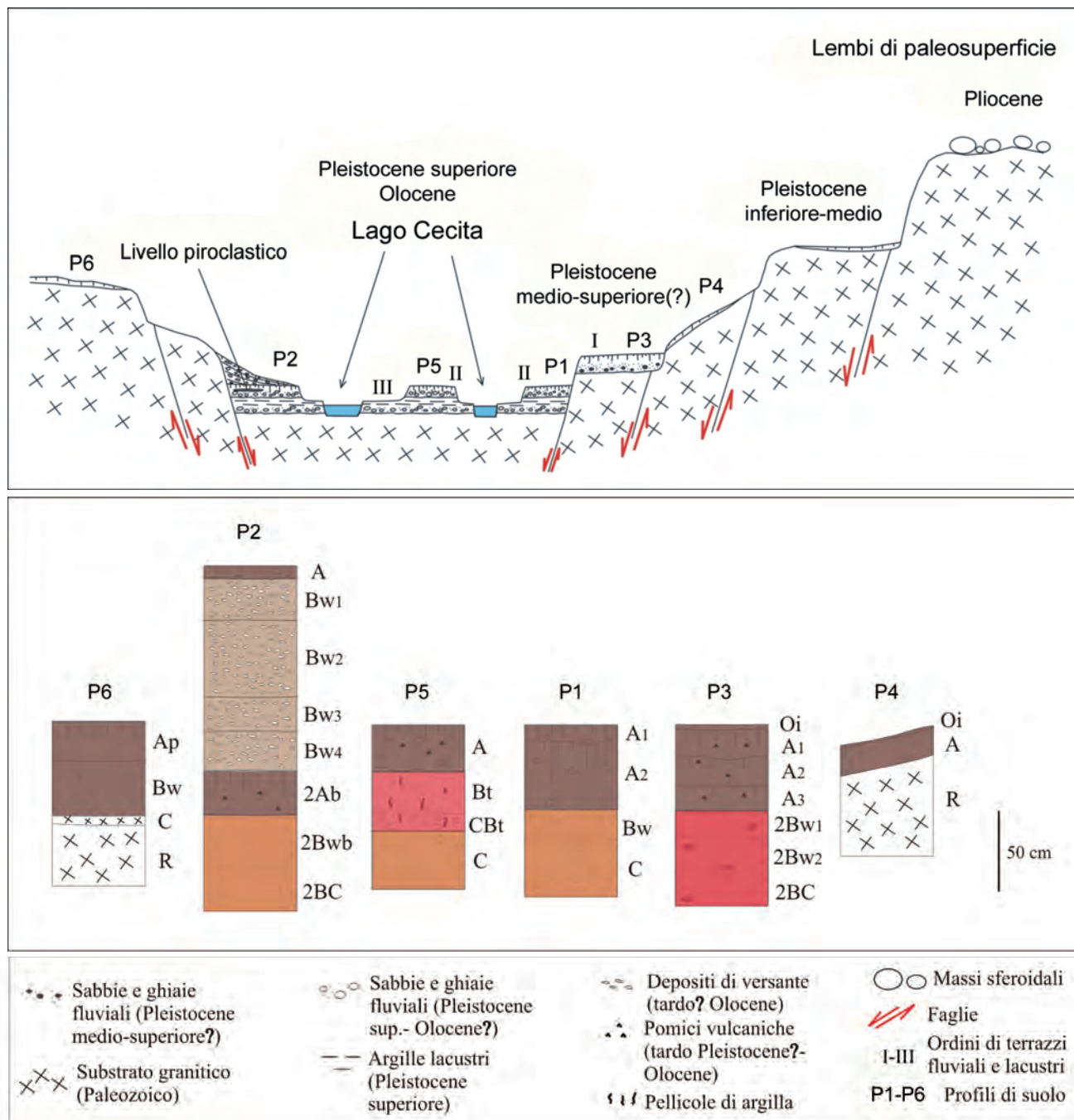


Fig. 6 - (a) Sezione geomorfologica schematica del bacino del L. Cecita; (b) log schematici dei profili di suolo.
 - (a) Geomorphological schematic section of the Cecita Lake basin; (b) simplified logs of the soil profiles studied.

fasi mineralogiche rappresentano probabilmente, almeno in parte, frammenti della disaggregazione delle rocce granitoidi del substrato. L'analisi in microscopia ottica a scansione ha confermato la presenza di pomici vescicolate di dimensioni estremamente piccole ($\varnothing \approx 100-150 \mu\text{m}$), e pertanto non identificate in campo, che appaiono molto alterate per fenomeni di *pitting* superficiale da dissoluzione chimica e locale neogenesi di minerali argillosi. L'analisi chimica degli elemen-

ti maggiori effettuata tramite EDS ha mostrato una composizione del vetro con elevati tenori in silice ($72,06 \% < \text{SiO}_2 < 76,24 \%$) ed alcali ($9,16 \% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 15,21 \%$), dove il potassio risulta particolarmente impoverito ($\leq 4,9 \%$) ed il sodio arricchito (fino al $15,9 \%$), ed a cui si accompagnano valori estremamente bassi di Al e Fe. La matrice argillosa del livello vulcanoclastico ha mostrato invece rapporti $\text{Si}/\text{Al} \approx 1$ o leggermente più elevati, suggerendo una

dominanza di fillosilicati con struttura 1:1, subordinatamente associati a minerali argillosi di tipo 2:1 (probabilmente caolinite e/o alloisite da una parte, ed illite, clorite, vermiculite o smectite dall'altra).

6. - PROFILI DI ALTERAZIONE E SUOLI

Le rocce granitiche affioranti sul massiccio della Sila sono caratterizzate da diverse tipologie e gradi di alterazione fisica e/o chimica, spesso controllate dai caratteri primari della roccia o da discontinuità secondarie dovute alla sua storia tettonica (ad es. variazioni composizionali, granulometriche o tessiturali, intrusione di dicchi pegmatitici, strutture da rilascio di carico, piani di faglia, zone cataclastiche o legate ad al-

tri stress di tipo meccanico) (fig. 7a). A seconda della loro natura tali discontinuità possono avere andamenti estremamente variabili, da molto regolari ad irregolari, ed intersecarsi dando luogo ad una frammentazione in blocchi di roccia di varia forma e dimensione. Talvolta le fratture possono essere divaricate dagli apparati radicali della vegetazione, che può colonizzare il substrato roccioso anche in presenza di un suolo molto esile o di una sua completa assenza, penetrando a profondità fino ad un paio di metri (fig. 7b). Esse divengono anche vie preferenziali per la percolazione delle acque e conseguentemente per le reazioni di alterazione chimica, influenzando così anche l'aspetto dei profili di alterazione, che sviluppano spesso un *pattern* di tipo sferoidale e concentrico con struttura "a cipolla" (figg. 7c, 7d). Blocchi e massi subsferici, (rispetti-



Fig. 7 - (a) Ampio affioramento del substrato granitico in cui si riconoscono diverse discontinuità della roccia; (b) apparati radicali di alberi che penetrano direttamente nelle fratture del granito; (c, d) dettagli di profili di alterazione con andamento sferoidale e concentrico ("a cipolla") in cui i corestone subsferici sono parzialmente esumati dal saprolite che li ingloba; si riconoscono inoltre zone preferenziali caratterizzate da eluviazione o da illuviazione.

- (a) Wide outcrop of the granitic bedrock exhibiting a variety of discontinuities; (b) tree roots penetrating at depth along granite fractures; (c, d) weathering profiles with typical "onion"-like, concentric, spheroidal pattern, where subspherical corestones are partly exhumed from the saprolite; zones of preferential eluvial or illuvial processes can be distinguished.



Fig. 8 - (a) Varie specie di licheni crostosi sulla superficie esterna di un masso sferoidale; (b) masso sferoidale caratterizzato da sottili esfoliazioni superficiali concentriche sulla parte esterna e più alterata; (c) coni detritici a varia granulometria e diversi caratteri della matrice alla base di un versante ad elevata acclività.
 - (a) Different species of crustose lichens on the outer surface of a spheroidal boulder; (b) a spheroidal boulder showing thin, concentric surface exfoliation of the outer and more weathered shell; (c) detrital cones displaying different particle sizes and matrix features at the base of a steep slope.

vamente *corestone* e (*core*)*boulder*, *sensu* BUTZER, 1976; OLLIER, 1988) di dimensioni comprese tra circa 30 cm e 3-4 m, possono essere inclusi nel saprolite, oppure parzialmente o completamen-

te esumati a formare i già citati *boulder field* (fig. 4). Il saprolite risulta frequentemente caratterizzato da un reticolo di linee eluviali biancastre, grigiastre o gialline, interessate da fenomeni di

riduzione o lisciviazione di particelle fini o ioni, e/o linee giallo-rossastre o nerastre dominate da segregazione di ossidi di Fe-Mn o da accumulo di argilla illuviale. Talvolta queste linee hanno un andamento curvo e/o concentrico che segue le morfologie sferoidali; talaltra risultano tra loro subparallele, suborizzontali o inclinate, e possono seguire le discontinuità della roccia o non di rado tagliarle, alternando le zone più decolorate a quelle dai colori più scuri. Il saprolite può essere piuttosto compatto oppure risultare più o meno granulare, fino a disgregarsi in un sabbione incoerente costituito da singoli minerali o piccoli aggregati poliminerali (disintegrazione granulare o arenizzazione, rispettivamente *sensu* BUTZER, 1976 e POWER & SMITH, 1994; TEEUW *et alii*, 1994) ed essere facilmente rimosso dai processi erosivi. Questo processo interessa anche i blocchi ed i massi sferoidali esumati sulle paleosuperfici più antiche, i quali presentano una porzione centrale completamente fresca ed una superficie esterna più alterata, spesso colonizzata diffusamente da licheni appartenenti a diverse specie crostose e raramente foliose (fig. 8a). La parte più esterna è in genere circondata da una serie di sottili esfoliazioni superficiali concentriche, con spessori di ordine millimetrico o centimetrico (fig. 8b). Sono caratterizzati da un grado di alterazione debole o moderato, risultano spesso frammentati e facilmente soggetti a disfacimento granulare. Alcuni *boulder* sono interessati anche da un'esfoliazione più massiva, con "gusci" esterni di maggiore spessore (10-30 cm) che tendono a rastremarsi alle estremità, o da grandi fratture che li suddividono in grossi blocchi. Tanto i diversi giunti che frammentano il substrato quanto la sua disgregazione granulare divengono importanti fattori predisponenti all'instabilità dei versanti: si originano pertanto sporadici fenomeni di crollo/ribaltamento o di *debris flow*, specialmente lungo i pendii più acclivi e le pareti in roccia subverticali, ed accumuli pedemontani sottoforma di falde e/o coni detritici a granulometria e caratteri della matrice talvolta estremamente variabili (fig. 8c) (SCARCIGLIA *et alii*, 2007).

L'analisi micromorfologica in sezione sottile ed al SEM ha mostrato che la maggior parte dei minerali primari (costituiti soprattutto da quarzo, K-feldspato, plagioclasti, biotite e subordinatamente muscovite), sia nel saprolite (*grus*) sia nel substrato roccioso, hanno un grado di alterazione debole o assente, evidenziando soprattutto fratture legate a disgregazione fisica. In particolare, i cristalli di biotite appaiono spesso esfoliati ai margini esterni, parzialmente suddi-

visi in due o più frammenti lungo i piani di sfaldatura (fig. 9a), ossidati e talvolta debolmente argillificati (fig. 9b). Frequentemente si osservano microfratture intra-granulari che si irradiano dal cristallo di biotite frammentato verso i cristalli di quarzo e feldspati circostanti (figg. 9b, 9c). Il grado di alterazione chimica risulta debole o moderato (più marcato nei feldspati e soprattutto nei plagioclasti) ed è evidenziato da figure di dissoluzione superficiale diffuse o localizzate lungo linee preferenziali (ad es. piani di geminazione o di sfaldatura), segregazione di ossidi di ferro e/o argilla di neoformazione.

I suoli presenti nell'area di studio (DIMASE & IOVINO, 1996; LULLI & VECCHIO, 1996; 2000; ARSSA, 2003) sono per lo più relativamente giovani, scarsamente differenziati e poco strutturati (Umbrisuoli, Cambisuoli, Fluvisuoli, Leptosuoli e Regosuoli secondo la classificazione *WRB - World Reference Base for Soil Resources*, FAO *et alii*, 1998, o Inceptisuoli ed Entisuoli, *sensu Soil Taxonomy*, USDA, 2003), talvolta molto sottili fino a spessori di soli pochi centimetri o del tutto assenti a causa di intensi fenomeni di erosione (LE PERA & SORRISO-VALVO, 2000a; LE PERA *et alii*, 2001b; SCARCIGLIA *et alii*, 2005a; 2005b; 2007). I profili-tipo più ricorrenti sono costituiti dalla sovrapposizione di orizzonti genetici (Oi)-A-Bw-(BC)-C(Cr)-R, che raggiungono al massimo profondità di un paio di metri (fig. 10a), ma non di rado privi degli orizzonti intermedi a dare profili molto semplici di tipo A-C o A-R. In questi suoli il processo dominante è l'accumulo di humus negli orizzonti superficiali per progressiva decomposizione dei resti dei tessuti della vegetazione su di essi impostata. Tuttavia, i processi di mineralizzazione prevalgono su quelli di umificazione nelle vaste aree soggette a pascolo e seminativi, mentre un *trend* opposto si osserva sotto copertura di bosco misto a conifere e latifoglie (SIDARI *et alii*, 2005). Localmente sono preservati anche pedotipi più maturi e ben differenziati, soprattutto Luvisuoli, *sensu* FAO *et alii*, 1998 (Alfisuoli, *sensu* USDA, 2003), costituiti da uno o più orizzonti argillici (Bt) sovrapposti, ma spesso fortemente erosi e/o sepolti dai suoli più recenti e meno evoluti. Gran parte dei suoli di superficie mostrano il tipico aspetto di campagna di suoli vulcanici (Andosuoli, *sensu* FAO *et alii*, 1998, o Andisuoli, *sensu* USDA, 2003) (figg. 2, 10b): hanno colori allo stato umido dal bruno (nerastro) scuro al bruno giallastro scuro, aspetto pulverulento quando asciutti, scarsa o nulla adesività e plasticità, bassa densità apparente, consistenza friabile e soffice, elevata porosità e capacità di ritenzione idrica, tissotropia. Nell'insieme,

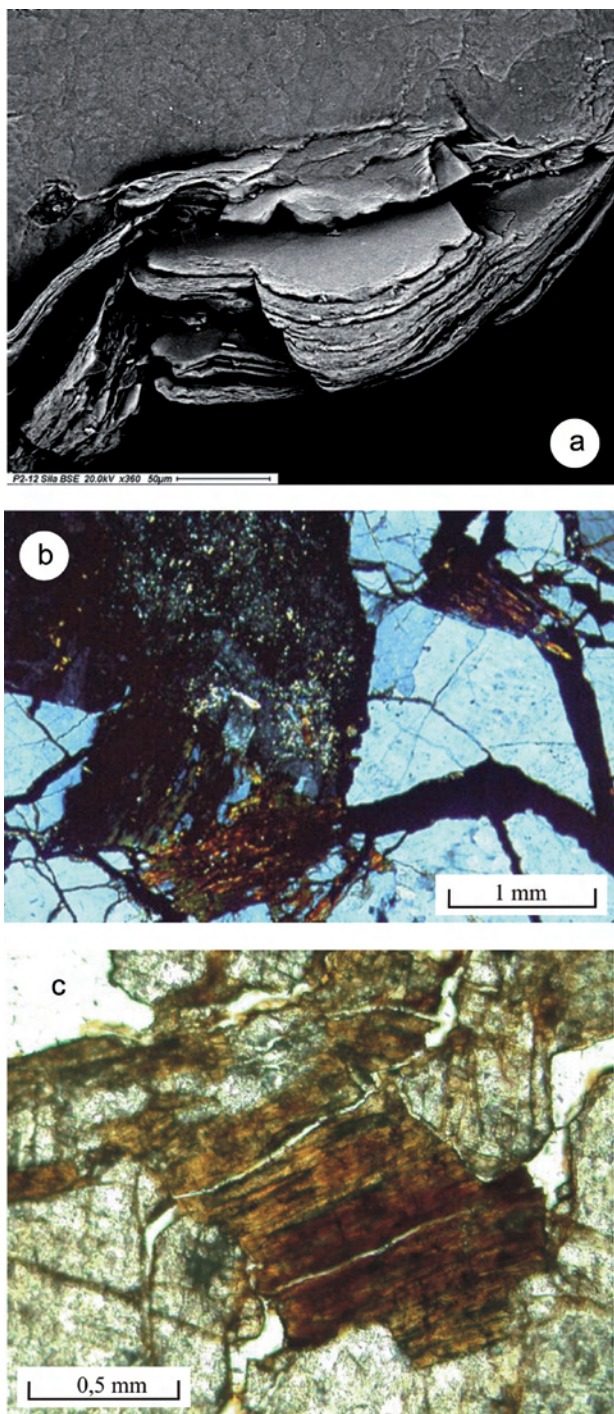


Fig. 9 - (a) Immagine al SEM di un cristallo di biotite con esfoliazioni sui margini esterni; Microfotografie di (b) cristalli di biotite ossidati e debolmente argillificati, parzialmente suddivisi in più individui lungo le tracce di sfaldatura, circondati da cristalli di quarzo fratturati (luce polarizzata incrociata); (c) microfratture intra-granulari che si irradiano dal cristallo di biotite frammentato lungo i piani di sfaldatura verso i cristalli di quarzo e feldspati circostanti (luce polarizzata piana).
 - (a) SEM image of a biotite crystal with exfoliation of outer edges; Microphotographs of (b) oxidized and weakly argillified biotite crystals, partially split into more fragments along cleavage lines, and surrounded by fractured quartz grains (crossed polarized light); (c) intragranular microfractures radiating from a fractured biotite crystal along cleavage planes into the surrounding quartz and feldspar grains (plane polarized light).

tali proprietà sono legate alla dominanza di minerali argillosi (allofane ed imogolite) e idrossidi di Fe (ferridrite) a basso ordine cristallino (FAO *et alii*, 1998; TERRIBILE *et alii*, 1999; CINQUE *et alii*, 2000), che si formano generalmente (ma non esclusivamente) come prodotti di alterazione di componenti primarie ricche in vetro vulcanico, in regimi di umidità del suolo da udico a perudico (DUCHAUFOR, 1982; BUOL *et alii*, 1989).

I principali caratteri pedogenetici osservati in campagna ed in micromorfologia, unitamente ai dati fisici, chimici e mineralogici disponibili (consultabili in dettaglio nei lavori di LULLI & VECCHIO, 1996; 2000; MIRABELLA *et alii*, 1996; SCARCIGLIA *et alii*, 2005a; 2005b; 2007), possono essere così sinteticamente descritti in riferimento ai pedotipi più ricorrenti nell'area ed alle unità geomorfologiche di cui essi sono rappresentativi (figg. 6a, 6b).

6.1. - SUOLI SU VERSANTI, SU PALEOSUPERFICI E SUI TERRAZZI DI I E II ORDINE - ORIZZONTI SUPERFICIALI

Sono caratterizzati da una scarsa o debole orizzontazione, con orizzonti genetici prevalenti di tipo A e Bw (talvolta con presenza di due o più orizzonti organico-minerali) (fig. 10a), limiti talvolta abrupti tra diversi orizzonti o fra orizzonti e substrato, tessiture grossolane e abbondante presenza di scheletro, che evidenziano ancora una significativa influenza del *parent material*, dominanza di accumulo di humus tra i processi pedogenetici, e fenomeni di ringiovanimento per erosione o colluvionamento specialmente lungo i versanti a maggiore pendenza. Le osservazioni in microscopia ottica hanno evidenziato la presenza di una struttura di aggregazione granulare e microgranulare, molto porosa ed aerata (fig. 11a), ed il comportamento otticamente isotropo o debolmente anisotropo della matrice (che risulta coerente con l'abbondante sostanza organica, suggerendo inoltre la probabile presenza di minerali argillosi a basso ordine cristallino) (fig. 11b) negli orizzonti organico-minerali dall'aspetto *andico*. In sezione sottile sono stati inoltre identificati rari riempimenti/pellicole di argilla con *pattern* di estinzione da debolmente a fortemente granulare a *nichol* incrociati; isolati frammenti di pellicole di argilla laminate (papule, *sensu* BREWER, 1976); occasionali pedorelitti arrotondati (cioè frammenti rimaneggiati di suolo con caratteri e figure pedogenetiche diverse da quelle dei suoli in cui sono inclusi) costituiti da matrice argillosa di colore rossastro per la segregazione di ossidi di Fe (fig. 11c) e spesso conte-

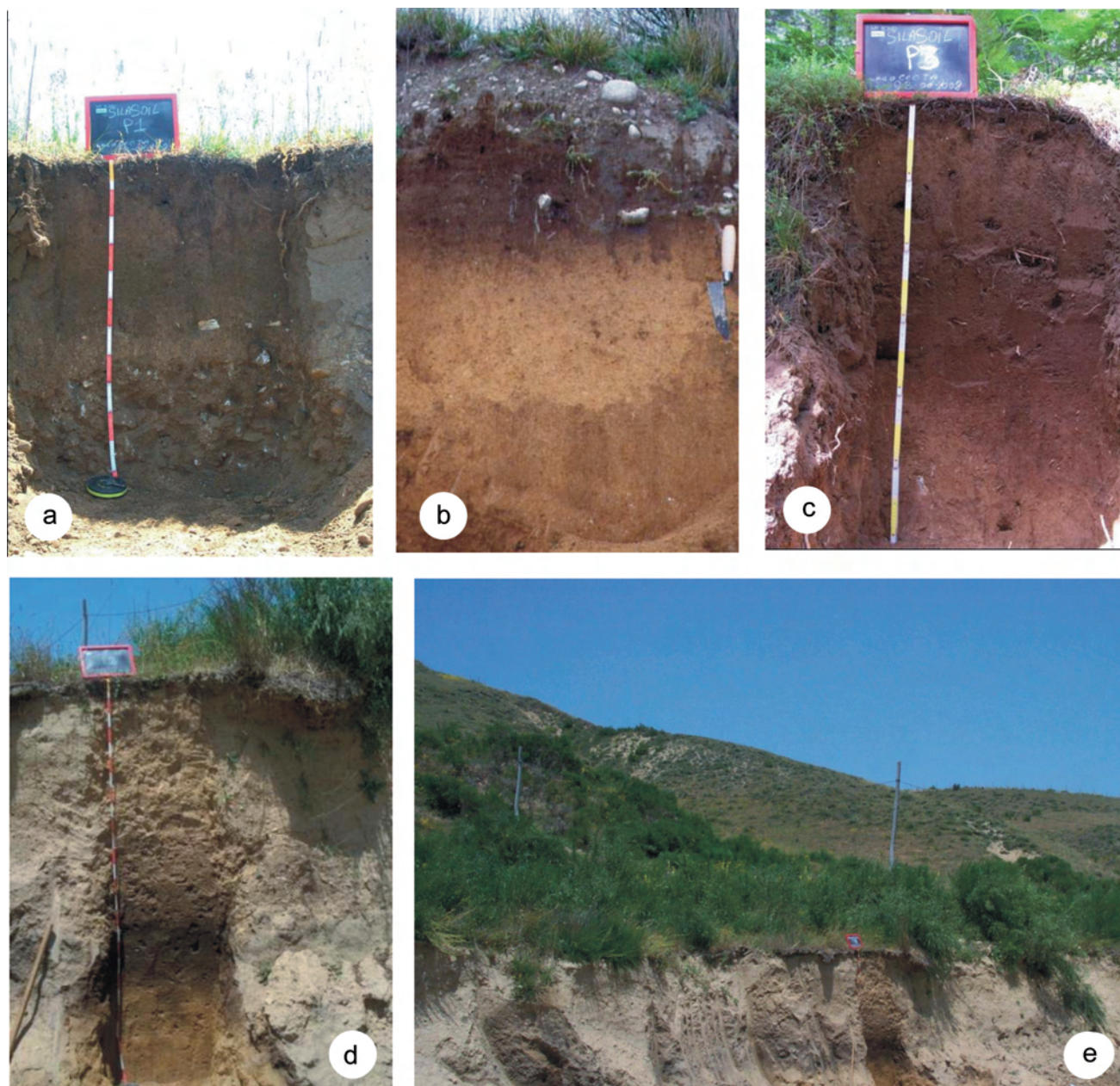


Fig. 10 - Vari profili di suolo in cui si osservano orizzonti con il tipico aspetto di campagna di suoli vulcanici, in superficie (a, b, c) ed in profondità (d); (a) profilo P1, sul terrazzo di II ordine del Lago Cecita; (c) profilo P3, sul terrazzo di I ordine, con orizzonti sepolti intensamente rubefatti; (d) profilo P2, con il suolo sepolto da depositi di versante poco pedogenizzati; (e) glacis d'accumulo dove è ubicato il profilo P2.
 - Soil profiles with the typical field appearance of volcanic soils, exposed at surface (a, b, c) and buried at depth (d); (a) profile P1, on the 2nd order terrace of the Cecita Lake; (c) profile P3, on the 1st order terrace, exhibiting intensely rubified buried horizons; (d) profile P2, showing a soil buried by younger, poorly pedogenized slope deposits; (e) a depositional glacis where profile P2 is cut.

nenti pellicole di argilla nei pori. I minerali primari appaiono in genere debolmente o per nulla alterati, con prevalenza di *pattern* di degradazione fisica (fratture ad andamento irregolare, lineare o incrociato); l'alterazione chimica, da debole a moderata, consiste in linee e piccole cavità da dissoluzione superficiale, segregazione di ossidi di Fe e/o neogenesi di argilla. Tra i minerali argillosi di neoformazione prevalgono fillosilicati come illite, clorite e/o vermiculite, minerali

interstratificati e talvolta alloisite e smectite. Il comportamento apparentemente "amorfo" ai raggi X di molti campioni relativi ad orizzonti A di superficie suggerisce inoltre la possibile presenza di fasi mineralogiche a basso ordine cristallino (di tipo allofane e/o imogolite).

Nell'insieme tali pedotipi (appartenenti agli ordini tassonomici degli Inceptisuoli ed Entisuoli, *sensu* USDA, 2003) denotano una pedogenesi piuttosto giovane.

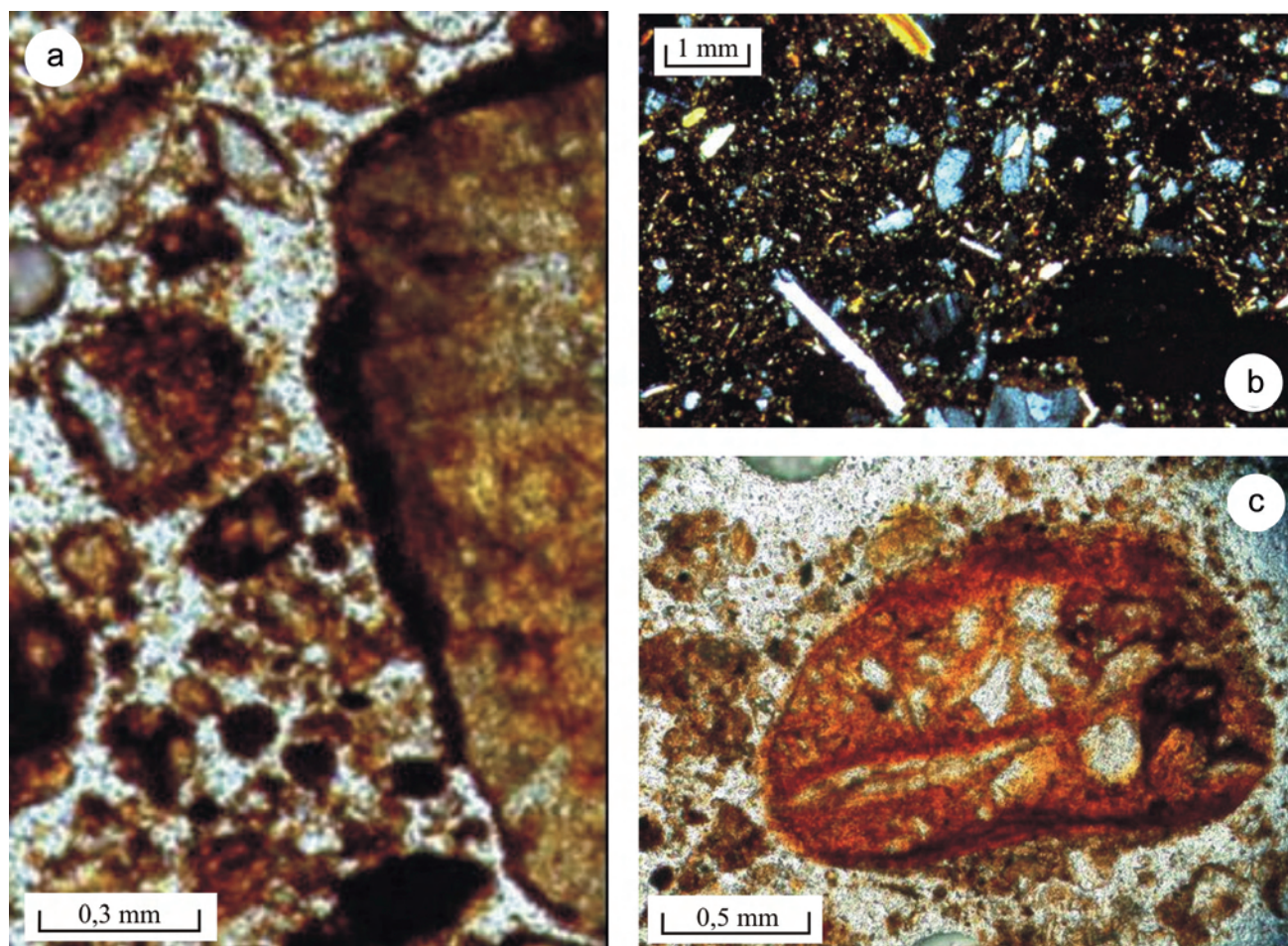


Fig. 11 - Microfotografie di (a) struttura di aggregazione microgranulare ad elevata porosità in un orizzonte A (luce polarizzata piana); (b) comportamento otticamente isotropo prevalente della matrice di un orizzonte A (luce polarizzata incrociata); (c) pedorelitto arrotondato prevalentemente argilloso e rubefatto, incluso in una matrice di suolo limoso-argilloso marrone, ricca in sostanza organica e con struttura microgranulare (luce polarizzata piana).

- Microphotographs of (a) a highly porous, microgranular structure from an A horizon (plane polarized light); (b) dominant optically isotropic behaviour of the matrix from an A horizon (crossed polarized light); (c) rubified, clayey, rounded pedorelict, included in a brown, silty-clay soil matrix, rich in organic matter and characterized by microgranular structure (plane polarized light).

6.2. - SUOLI SUI TERRAZZI DI II ORDINE - ORIZZONTI PROFONDI

Sono caratterizzati da orizzonti Bt debolmente o moderatamente rubefatti, con illuviazione di argilla sottoforma di pellicole e riempimenti nei pori e sulle facce degli aggregati, e possono pertanto essere classificati come Alfisuoli (*sensu* USDA, 2003). Risultano estremamente poco diffusi nell'area, in quanto non esposti (sepolti sotto suoli più recenti, geneticamente diversi), parzialmente troncati in superficie o completamente erosi. L'analisi micromorfologica ha evidenziato un'abbondanza di matrice ed un grado di anisotropia ottica da moderato a forte (fig. 12a), indicando una grande neogenesi di minerali argillosi per alterazione e pedogenesi. Ciò è confermato da un maggior grado di alterazione dei minerali primari, soprattutto plagio-

clasi e miche e poi K-feldspati. Al SEM anche il quarzo ha mostrato evidenze di corrosione superficiale, generalmente con tracce di dissoluzione puntuali o ad andamento geometrico (lineare subparallelo, rombico o ad angolo retto) e talvolta fortemente irregolare a causa dell'approfondimento o coalescenza delle stesse. Pellicole di silice amorfa o quarzo microcristallino costituiscono occasionali riprecipitazioni secondarie. Lo studio al microscopio ottico ed elettronico ha consentito di riconoscere diverse generazioni di pellicole e riempimenti di argilla, che appaiono microlaminati, e variamente degenerati (cioè frammentati, con estinzione a bande sfumate o granulare, evidenze di parziale assimilazione nella matrice) (figg. 12b, 12c). L'analisi mineralogica della frazione fine ha mostrato la presenza di fillosilicati di tipo illite, clorite, vermiculite e minerali argillosi a strati misti.

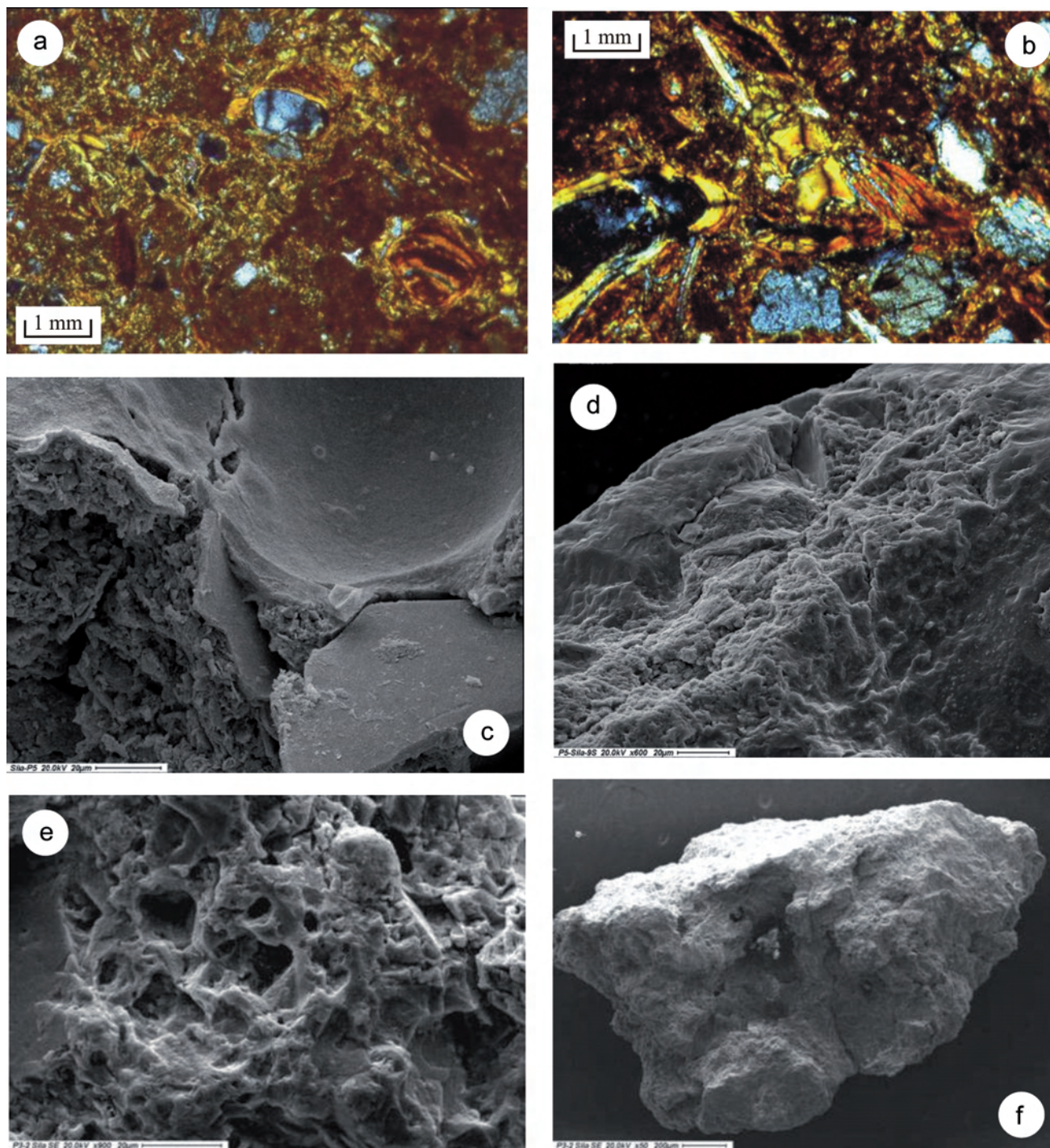


Fig. 12 - Microfotografie di un orizzonte Bt in cui si osserva (a) un'abbondante matrice con vaste aree a forte grado di anisotropia ottica (luce polarizzata incrociata); (b) varie pellicole e riempimenti di argilla con estinzione a bande debolmente sfumate o granulare (luce polarizzata incrociata); immagini al SEM di (c) pellicole di argilla leggermente frammentate; (d) superficie esterna di un granulo di quarzo arrotondato intensamente abrasa, con varie impronte (tra cui una frattura concoide, in alto a destra) dovute a trasporto; granuli di quarzo interessati da intensa dissoluzione chimica (e) con andamento vacuolare irregolare e (f) morfologia cavernosa.

- Microphotographs of an argillic (Bt) horizon, showing (a) an abundant matrix with large, highly anisotropic areas (crossed polarized light); (b) various clay coatings and infillings with slightly smoothed extinction bands to grainy extinction patterns (crossed polarized light); SEM images of (c) weakly fragmented clay coatings; (d) intensely abraded, outer surface of a rounded quartz grain, showing various marks due to transportation (a conchoidal fracture is visible in the upper right side); quartz grains affected by severe chemical weathering with (e) irregular and vacuolar etching patterns and (f) cavernous appearance.

6.3. - SUOLI SUI TERRAZZI DI I ORDINE - ORIZZONTI PROFONDI

Tali suoli sono caratterizzati da un'intensa e diffusa rubefazione della matrice legata alla liberazione di ossidi di ferro. Anch'essi affiorano per estensioni particolarmente esigue e localizzate, in genere sepolti da suoli più recenti (fig. 10c). Tra gli altri principali caratteri (identificati e descritti in microscopia elettronica a scansione e microanalisi EDS) va segnalata la presenza di granuli di quarzo che mostrano un elevato grado di arrotondamento, fratture (talvolta concoidi) legate ad azione meccanica ed abrasione della superficie esterna (figg. 12d, 12c), ma soprattutto appaiono intensamente interessati dall'attacco chimico (figg. 12e, 12f): le figure di corrosione mostrano cavità irregolari o spesso con andamento lineare, esagonale, romboidale o triangolare, suggerendo un forte controllo da parte di fattori cristallografici; talvolta l'aspetto vacuolare risulta così spinto da sviluppare una morfologia cavernosa (fig. 12f); talora si rinvengono anche riprecipitazioni secondarie di silice amorfa sottoforma di pellicole. Accanto alle fasi mineralogiche riconosciute già negli altri pedotipi, qui anche la caolinite è presente tra i minerali argillosi di neogenesi.

Sia i dati ottenuti dall'analisi petrografica quantitativa effettuata su alcuni profili di alterazione campionati nel bacino del F. Neto (LE PERA *et alii*, 2001a) sia i risultati di un'analisi semiquantitativa effettuata su alcuni profili di suolo nel bacino del F. Mucone nelle adiacenze del Lago Cecita mostrano una diminuzione delle abbondanze relative dei minerali più alterabili (come plagioclasio e feldspato) dalla roccia madre al *grus* al suolo, ovvero dagli orizzonti profondi a quelli più superficiali, generalmente accompagnato da un aumento del quarzo. In non rari casi, invece, l'andamento è caratterizzato da evidenti discontinuità, con locali incrementi di tutte le componenti mineralogiche in alcuni orizzonti non profondi del profilo, eventualmente seguite verso l'alto da una nuova diminuzione delle fasi labili (LE PERA *et alii*, 2001a; SCARCIGLIA *et alii*, 2007).

6.4. - SUOLI A COMPONENTE VULCANICA

Il suolo di superficie dall'aspetto simile a quello degli Andosuoli è costituito da un orizzonte di superficie organico-minerale (A) bruno scuro (epipedon umbrico, *sensu* USDA, 2003) sovrastante uno o più orizzonti cambici (Bw) o di transizione (BC) di colore bruno giallastro

(da 10YR7/6-7/8 a 10YR6/6-6/8 e 10YR5/6-5/8) (figg. 10a, 10b). A parte qualche piccola differenza di colore o spessore (diverse pedofacies talvolta rappresentate dal solo epipedon umbrico e mancanti invece degli orizzonti di alterazione più profondi), questo pedotipo affiora nell'area per non meno di 12 km², ricoprendo indistintamente la superficie dei terrazzi fluvio-lacustri di I e II ordine (profili di suolo P3, P1, P2 e P5), il substrato granitico affiorante (P4 e P6) ed i lembi più antichi delle paleosuperfici, nonché localmente orizzonti e/o suoli sepolti con caratteri pedogenetici molto diversi (P3 e P5) (figg. 2, 6b, 10a, 10b, 10c). Esso sembra in realtà anche molto più esteso, come mostrato da un rilevamento pedologico preliminare condotto in altre zone degli altopiani silani poste a nord, ad est ed a sud del Lago Cecita. In particolare, nelle immediate adiacenze del sito ubicato in località Campo dell'Alto in cui è stato descritto il livello piroclastico (v. paragrafo 5), dove gli strati di ghiaie fluviali che si rinvengono verso la superficie del terrazzo di II ordine tendono ad assottigliarsi, lo stesso livello di *tefra* in essi intercalato sembra sfumare gradualmente verso l'alto ad un suolo ben sviluppato dall'aspetto *andico*. Nella zona sud-orientale del lago, in località Labonia (profilo P2) (fig. 10d), tale suolo è impostato su sabbie fluviali e risulta sepolto (attraverso una netta superficie di erosione) da depositi detritici di versante stratificati, solo debolmente pedogenizzati, che costituiscono un *glacis* deposizionale a debole gradiente verso il fondovalle del Torrente Lucitano (fig. 10e). Negli orizzonti umbrici di questo suolo, soprattutto laddove si osservano indizi di almeno parziale colluvionamento del materiale pedogenizzato, si rinvengono frequentemente frammenti di carbone di dimensioni millimetriche o centimetriche, dispersi caoticamente nella matrice o concentrati in piccole lenti a profondità di qualche decimetro dalla superficie. In vari siti attorno al Lago Cecita sono stati ritrovati anche frammenti di cocci in terracotta di impasto grezzo (di probabile fattura classica, greca o romana).

L'analisi al SEM-EDS di sezioni sottili preparate da campioni di vari orizzonti con caratteristiche morfologiche da Andosuoli ha consentito di identificare frammenti di vetro vulcanico, scarsi ed estremamente piccoli (circa 20-200 µm) e perciò non riconosciuti in affioramento né al microscopio ottico. Essi sono costituiti da pomici subarrotondate od arrotondate, con struttura vescicolata (fig. 13a). Si presentano in genere moderatamente alterate, con locale accumulo di argille di neogenesi e butteratura diffu-

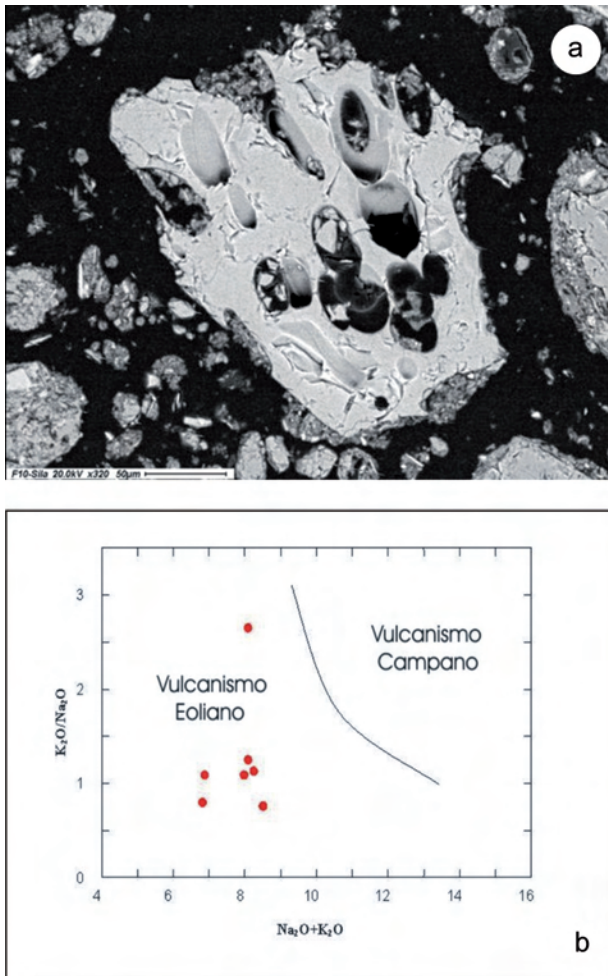


Fig. 13 - (a) Immagine al SEM di un frammento di pomice vulcanica con struttura vescicolata; (b) diagramma alcali totali vs. K_2O/Na_2O di alcuni frammenti di vetro vulcanico rinvenuti negli orizzonti A dei suoli studiati. La linea curva separa i campi di pertinenza dei prodotti del vulcanismo eoliano da quello campano in funzione del contenuto in alcali.

-(a) SEM image of a pumice with typical vesiculated structure; (b) binary diagram of total alkali versus K_2O/Na_2O from volcanic glass fragments identified in A horizons of the studied soils. The curved line separates the products of the Aeolian and the Campanian domains.

sa delle superfici, con sviluppo di piccole cavità da dissoluzione, talvolta coalescenti a formare ampi buchi di forma irregolare derivanti dalla progressiva distruzione degli originari vacuoli. La loro composizione risulta essenzialmente riolitica, con valori di silice compresi tra 75,96 e 78,51 % e la somma degli alcali ($Na_2O + K_2O$) compresa tra 6,82 e 8,51 %, con valori di sodio e potassio confrontabili.

La stima delle proprietà *andiche* è stata effettuata su circa una trentina di orizzonti A appartenenti al pedotipo *andico* presente nell'area in esame (oltre ai 6 profili caratterizzati in dettaglio), innanzitutto attraverso la misura del pH(NaF), che ha fornito per quasi tutti i campioni valori molto prossimi a 10. Inoltre, even-

tuali componenti pedogenetiche a basso ordine cristallino sono state stimate sulla base dell'indice di PARFITT (1990), $Al_o \% + 0,5 Fe_o \%$, che ha mostrato sempre valori $\leq 1,83 \%$.

7. - DISCUSSIONE

Le discontinuità primarie del substrato granitico ed i sistemi di fratture provocate dalla complessa storia tettonica che ha coinvolto il massiccio della Sila agiscono come vie preferenziali per l'azione di vari processi di alterazione chimica e fisica. I *boulder field* rappresentano morfologie relitte legate ad alterazione chimica profonda a volume costante, con *pattern* di tipo sferoidale (*spheroidal weathering*, OLLIER, 1967; 1971; MIGOÑ & LIDMAR-BERGSTRÖM, 2001; MIGOÑ & THOMAS, 2002), successivamente esumate da intensi e/o prolungati processi di erosione superficiale (SCARCIGLIA *et alii*, 2005a; 2007). A causa di reazioni chimiche di idratazione, dissoluzione e soprattutto idrolisi ed ossidazione attivate dalle acque principalmente lungo linee preferenziali di percolazione, i giunti di discontinuità tendono nel tempo ad ampliarsi ed arrotondarsi, smussando gli originari spigoli ed asperità, e procedendo in modo concentrico dall'esterno verso l'interno dando luogo alle strutture "a cipolla". Le alternanze di zone fortemente decolorate e di zone con colori scuri giallo-rossastri o neri osservate sulla superficie del saprolite denotano vie preferenziali di circolazione d'acqua in cui si alternano processi di eluviazione ed illuviazione e/o di riduzione ed ossidazione. Quando mostrano un andamento lineare e subparallelo alla superficie topografica, tali caratteri testimoniano probabilmente l'oscillazione di una falda sospesa; poiché la falda attuale si rinviene generalmente a maggiore profondità, è presumibile che anch'essi rappresentino un processo di alterazione profondo legato ad un diverso contesto paleo-idrologico e forse paleo-morfologico. Ciò conferma l'ipotesi di un'erosione spinta in grado di portare a giorno masse rocciose (tra cui i massi sferoidali) in precedenza sepolte da elevati spessori di saprolite e/o suolo. Una volta esposte in superficie sono soggette a processi e modalità di alterazione diversi, che si sovrimpongono ai caratteri ereditati dal *weathering* profondo. In particolare, l'esfoliazione sottile che caratterizza i massi sferoidali e l'arenizzazione *pro parte* sono probabilmente dovuti a processi termoclastici e crioclastici (BUTZER, 1976; MIGOÑ & THOMAS, 2002), che

sono ben compatibili con le attuali condizioni climatiche degli altopiani silani ed agiscono a livello di macro- e micro-discontinuità del granito (SCARCIGLIA *et alii*, 2005a; 2005b; 2007). Anche le micro-discontinuità sono spesso legate alla struttura primaria dei minerali presenti nella roccia (caratteri cristallografici come piani di sfaldatura nelle miche, piani di geminazione e smescolamenti pertitici nei feldspati, piccole differenze composizionali, fratture irregolari dovute ai processi sedimentari, ecc.), che esercitano un controllo sui processi e le forme di alterazione, trasferendo o amplificando i loro effetti alla macroscale. Ad esempio, all'espansione e separazione di singoli cristalli di biotite in diversi individui in seguito alla sua alterazione (TABOADA & GARCÍA, 1999a, b) sono probabilmente dovute le fratture radiali (osservate in sezione sottile) che si dipartono dalla mica esfoliata, ossidata, talora argillificata, e frammentata lungo le tracce di sfaldatura, interessando i minerali di quarzo e feldspati circostanti (ISHERWOOD & STREET, 1976), e generando a loro volta tensioni nella roccia e sua successiva disgregazione. Importanti forme di alterazione chimica sono state osservate anche sui K-feldspati e soprattutto sui plagioclasti. Linee o piccole cavità da dissoluzione superficiale, segregazione di ossidi di ferro e/o neogenesi di argilla appaiono localizzate o diffuse a causa di fenomeni di approfondimento e coalescenza per il progressivo incremento di superficie specifica al procedere della stessa alterazione, fino al progressivo indebolimento e disintegrazione dell'intera massa rocciosa. Il grado di alterazione più elevato è stato riscontrato, come atteso, sui minerali primari nei suoli più evoluti e di età più antiche, in alcuni dei quali anche il quarzo risulta intensamente corrosivo. Ciò è probabilmente determinato sia da un maggiore tempo di azione della pedogenesi (magari associato a condizioni climatiche particolarmente favorevoli e a condizioni locali di microsito, SCARCIGLIA *et alii*, 2007) sia da una maggiore interazione minerali primari/soluzioni circolanti del suolo: questa interazione aumenta infatti all'aumentare della superficie specifica dei cristalli in via di decomposizione, nonché per l'azione di parziale tamponamento esercitata dalla matrice di suolo, la quale deriva dalla stessa neoformazione di minerali argillosi per alterazione pedogenetica.

Per quanto riguarda i suoli con caratteristiche morfologiche simili agli Andosuoli, in generale, la composizione chimica dei frammenti pomicei in essi rinvenuti sembra non essere

stata particolarmente modificata dai processi di alterazione, consentendo così di ottenere informazioni utili a stabilirne l'area sorgente sulla base degli elementi maggiori. Il vulcanismo caratterizzato da prodotti con alti contenuti in silice (trachiti e rioliti) caratterizza l'attività esplosiva dei vulcani dell'Italia meridionale a partire da circa 80 ka (PATERNE *et alii*, 1988). Potenzialmente sia la provincia magmatica campana (rappresentata dall'Isola d'Ischia, dai Campi Flegrei e dal Vesuvio) sia quella dell'Arco Eoliano potrebbero aver fornito cineriti fini all'ambiente sedimentario come prodotti (equivalenti laterali) trasportati dal vento di depositi primari da caduta (CAS & WRIGHT, 1988; DE ROSA, 1990). Nell'insieme, il distretto campano è distinguibile dal dominio delle Isole Eolie per il suo più elevato contenuto in alcali (fig. 13b). L'impronta geochimica delle pomici analizzate risulta ben rispondente alla composizione delle rioliti eoliane, suggerendo pertanto una provenienza delle cineriti fini assimilate nei suoli presenti sugli altipiani silani dai centri eruttivi dell'Arcipelago delle Eolie.

Il livello piroclastico campionato a Campo dell'Alto sembra invece aver subito variazioni composizionali a causa dei processi di alterazione, rendendo così soltanto indicative le informazioni sulla provenienza. Tuttavia, l'Arcipelago Eoliano potrebbe essere ancora considerato come l'area sorgente del livello di *tefra*, che in località Campo dell'Alto si osserva sfumare gradualmente verso il suolo superficiale di aspetto *andico*. Le pomici del livello piroclastico hanno mostrato valori di Al e K estremamente bassi, e, al contrario, alte percentuali di Na. Ciò potrebbe essere spiegato da un ambiente molto lisciviato, in condizioni fortemente riducenti in grado di favorire anche la mobilizzazione e lisciviazione dell'alluminio dagli estremamente alterabili frammenti di vetro. La presenza di screziature grigie e giallo-rossastre osservate sul *tefra* indica chiaramente un ambiente idromorfo non permanente, probabilmente legato ad una falda sospesa nei depositi fluviali e ad una sua oscillazione stagionale. Variazioni locali del potenziale di ossido-riduzione, con l'alternanza di condizioni stagnanti (riducenti ed alcaline) ed aerate (ossidanti), potrebbero essere state particolarmente favorevoli all'innesco di reazioni di idrolisi delle componenti vetrose (e di altri minerali primari di natura granitoidale), con una abbondante mobilizzazione e rimozione di Al (e Fe) in soluzione, seguita dalla loro cristallizzazione sottoforma di ossidi/idrossidi e accompagnata

da neogenesi di minerali argillosi (cfr. OLLIER, 1988). L'alto contenuto in sodio potrebbe essere dovuto ad arricchimento secondario ad opera delle soluzioni acquose circolanti nel livello piroclastico (coerentemente con i caratteri idromorfi descritti), forse esse stesse arricchite in Na dall'alterazione di componenti primarie e/o dovute alle argille di neoformazione.

Per quanto riguarda la stima delle proprietà *andiche* negli orizzonti che mostrano caratteri di campagna apparentemente legati ad esse, i valori dell'indice di PARFITT (1990) sempre inferiori al 2 % (requisito minimo richiesto per entrare nell'ordine degli Andosuoli; FAO *et alii*, 1998; USDA, 2003) nonostante il $\text{pH}(\text{NaF}) \approx 10$, possono realisticamente essere spiegati con una natura "mista" del *parent material*. La prevalenza di materiale non vulcanico (rocce granitiche) su quello, scarso, di origine vulcanica, suggerisce una minore abbondanza relativa di minerali argillosi a basso ordine cristallino per la presenza di prodotti di neoformazione comunque dominati dai fillosilicati (SCARCIGLIA *et alii*, 2005b). Tra questi ultimi, l'occasionale alloisite rappresenta un frequente prodotto di alterazione di componenti primarie vulcaniche (TAZAKI, 1979; 1982; JONGMANS *et alii*, 1999; ADAMO *et alii*, 2001) in un ambiente pedogenetico caratterizzato da grande disponibilità di silice (BUOL *et alii*, 1989; CRONIN *et alii*, 1996; MALUCELLI *et alii*, 1999). Inoltre, i valori relativamente elevati di sostanza organica (generalmente ≥ 3 %, fino a massimi intorno al 9 %) riscontrati in gran parte di questi orizzonti A, suggerisce che parte dell'alluminio venga complessato dagli acidi organici anziché coprecipitare con il silicio per formare i minerali allofanici. Sia l'isotropia ottica della matrice sia il comportamento "amorfo" ai raggi X di molti campioni di orizzonti A, risultano a favore dell'ipotesi di componenti a basso grado di cristallinità, pur senza escludere l'effetto della stessa sostanza organica. Anche l'aspetto isotropo della matrice del livello piroclastico potrebbe indicare sia la presenza di materiale primario cineritico (vetroso) fine sia di argille di neogenesi a basso ordine cristallino.

Gli orizzonti pedogenetici a parziale componente vulcanica denotano nell'insieme una pedogenesi giovane, coerentemente con l'elevata posizione stratigrafica (in genere la più elevata, alla superficie topografica). Ciò risulta in buon accordo con la composizione riolitica dei frammenti di pomice identificati sia in essi sia nel livello piroclastico, che indica una provenienza dei prodotti vulcanici da un

magma molto evoluto e ben differenziato, di probabile età compresa tra il tardo Pleistocene e l'Olocene. In particolare, prodotti riolitici afirici caratterizzano la sola attività eruttiva dell'isola di Lipari durante gli ultimi 10 ka (DE ROSA *et alii*, 2003). Date le dimensioni estremamente piccole dei frammenti di vetro, tuttavia, non è da escludere che essi non siano interamente rappresentativi degli originari prodotti eruttivi. Questi ultimi, infatti, potrebbero anche non essere privi di fenocristalli alla fonte, ma averli depositati a distanze inferiori dalla stessa, a causa di una loro maggiore densità rispetto alle pomice vescicolate. In tal caso, prodotti non afirici contenenti vetro a composizione riolitica ed affioranti in aree costiere tirreniche della Calabria centro-meridionale, sono stati emessi dai centri eruttivi eoliani anche nel tardo Pleistocene. In ogni caso, la specifica tipologia di pedogenesi, che ha permesso la formazione, tra gli altri, di minerali argillosi a basso ordine cristallino e lo sviluppo di proprietà *andiche* nelle condizioni pedoclimatiche più favorevoli quali quelle udiche, è in accordo con tale ipotesi cronologica, giacché tali condizioni climatiche tipiche di aree mediterranee montane si verificano – e presumibilmente si sono verificate – sul massiccio della Sila durante l'Olocene. Anche la debole illuviazione di argilla che caratterizza gli epipedon umbrici, ed il carattere relitto delle stesse pellicole di argilla (indicato dalla loro estinzione granulare), suggerisce una loro deposizione durante l'*optimum* climatico olocenico e/o il tardiglaciale (cfr. SCARCIGLIA *et alii*, 2005b). Ulteriori indizi a conferma di uno sviluppo pedogenetico prevalentemente (tardo-pleistocenico)-olocenico degli orizzonti di suolo con componente vulcanica, risiedono nel rinvenimento degli occasionali cocci in terracotta di probabile epoca classica; nella presenza di frammenti di carbone che indicano incendi ed un probabile impatto dell'uomo sul territorio (avvenuto soprattutto in tempi storici, v. paragrafo 3); nel loro seppellimento (profilo P2, in località Labonia) da parte di depositi di versante poco pedogenizzati, che suggeriscono una rapida e recente aggradazione per processi di erosione-deposizione del materiale regolitico, forse indotta dalle fasi di deforestazione; nelle datazioni radiometriche effettuate su suoli di superficie con caratteri macroscopici simili e probabilmente correlabili, ubicati in altre aree degli altopiani silani più a sud dell'area di studio (GALLI & BOSI, 2003).

Visti (i) la continuità laterale e la vasta estensione degli orizzonti pedogenetici apparentemente *andici*, (ii) il fatto che ricoprano indistintamente substrati diversi (roccia, vari sedimenti e suoli) e di diversa età, (iii) la loro costante posizione stratigrafica, ed (iv) il contenuto in vetro vulcanico di età olocenica (e/o tardo-pleistocenica), il suolo da essi rappresentato può essere considerato un *marker* stratigrafico nell'area, e più propriamente un *geosuolo*, l'unità formale fondamentale della pedostratigrafia (NACSN, 1983; CATT, 1998). Secondo il Glossario di Paleopedologia dell'INQUA (CATT, 1998), un geosuolo consiste in un corpo tridimensionale di materiale di suolo riconoscibile e cartografabile, comprendente uno o più orizzonti pedologici differenziati; esso ha una determinata posizione stratigrafica ed è definito in una località tipo (nel caso specifico al sito Labonia), dove gli orizzonti sono sepolti da depositi più giovani (i depositi detritici di versante, nel profilo P2), ma possono anche essere seguiti in siti in cui affiorano in superficie (condizione dominante nel caso in esame). I geosuoli possono (o no) oltrepassare i limiti tra unità litostratigrafiche, allostratigrafiche o litodemiche (nell'area di studio: argille lacustri, sedimenti alluvionali sabbiosi e ghiaiosi, suoli sepolti, substrato granitico inalterato e saprolite). Essi variano lateralmente in funzione di differenze nel materiale parentale (di natura "mista", vulcanica e granitoide), l'originale topografia sepolta, condizioni di drenaggio, tipologia di vegetazione ed altri fattori (tra cui i principali processi morfodinamici), dando luogo a diverse pedofacies (ad es. la sovrapposizione di orizzonti genetici diversi, l'assenza di alcuni di essi, la variabilità dei loro spessori, limiti, colori, ecc.).

La presenza di questo *marker* pedostratigrafico e la definizione, seppur approssimata, della sua età, unitamente ad altre proprietà dei suoli studiati ed a correlazioni morfostratigrafiche, hanno consentito di ottenere ulteriori informazioni circa la cronologia dei principali eventi geomorfici che hanno contrassegnato l'evoluzione del paesaggio della Sila nel tardo Quaternario.

In particolare, (i) la presenza di abbondanti pellicole di argilla negli Alfisuoli sepolti dal geosuolo sui terrazzi di II ordine del Lago Cecita, (ii) il carattere relitto (legato a processi non attivi) delle pellicole dimostrato dalle figure di degenerazione (frammentazione, estinzione a bande sfumate o granulare, assimilazione nella matrice), (iii) la rubefazione degli stessi orizzonti

sepolti, (iv) la presenza di impronte da dissoluzione su alcuni granuli di quarzo, (v) l'età tardo-pleistocenica della successione lacustre e quella (tardo-pleistocenica) – olocenica del geosuolo, indicano che gli orizzonti Bt profondi si sono sviluppati alla fine del Pleistocene superiore in condizioni di clima caldo-umido (probabilmente più dell'attuale) con abbondanti precipitazioni e forte contrasto stagionale caratterizzato da deficit idrico estivo. Poiché alle medie latitudini e specificamente in ambiente mediterraneo tali condizioni climatiche hanno caratterizzato gli interglaciali quaternari, l'Ultimo Interglaciale sembra essere il periodo di principale sviluppo pedogenetico per questi suoli sepolti (SCARCIGLIA *et alii*, 2005a; 2005b).

Per quanto riguarda gli orizzonti sepolti dal geosuolo appartenenti ai terrazzi fluviali di I ordine, la loro intensa rubefazione, la presenza di caolinite tra i minerali argillosi di neogenesi ed il quarzo fortemente corroso denotano un grado di evoluzione pedogenetica piuttosto elevato, probabilmente da attribuire ad un lungo tempo di pedogenesi (coerentemente con l'età della superficie terrazzata ascrivibile al Pleistocene medio o al basso Pleistocene superiore) e/o a condizioni climatiche più caldo-umide dell'attuale, particolarmente favorevoli alle reazioni chimiche di alterazione dei minerali primari, alla lisciviazione ed alla segregazione di abbondanti ossidi di ferro. Ancora una volta i periodi più favorevoli sembrano essere stati quelli di tipo interglaciale, e sulla base dei vincoli cronologici disponibili la formazione di questo suolo potrebbe essere avvenuta principalmente durante il Penultimo e/o lo stesso Ultimo Interglaciale (SCARCIGLIA *et alii*, 2005a; 2005b). Alla luce di queste considerazioni, i processi di alterazione potrebbero essere stati policiclici, cioè essersi succeduti ripetutamente nel tempo, accentuando i corrispondenti caratteri e figure pedogenetiche. Non è da escludere, inoltre, che ad es. l'elevato grado di corrosione del quarzo possa anche essere dovuto ad un riciclo del sedimento (compatibile con l'ambiente alluvionale in cui si rinviene e con l'arrotondamento ed abrasione dei granuli a causa di processi di trasporto), che avrebbe pertanto potuto cumulare diverse fasi (e corrispondenti gradi di evoluzione) pedogenetiche precedenti (e sviluppatesi in altre porzioni del bacino, più a monte) a quella finale avvenuta *in situ* nel profilo descritto e campionato.

Varie altre evidenze di fenomeni di morfodinamica, come erosione e rimaneggiamento di materiale pedogenizzato, sono fornite dalla

duplicazione di orizzonti genetici di tipo A osservata in alcuni profili, dai limiti abrupti tra alcuni orizzonti o con il sottostante substrato, dalla presenza di pedorelitti (in genere con matrice argillosa e rubefatta e pellicole di argilla in essa incluse) rinvenuti in orizzonti organico-minerali (che suggeriscono siano stati strappati dai più vecchi Alfisuoli affioranti nell'area in maniera esigua), nonché dall'andamento talora discontinuo delle abbondanze relative dei minerali primari nei diversi orizzonti di suolo. In particolare, l'anomalo aumento verso l'alto osservato in alcuni casi (in opposizione a quanto atteso da un *trend* pedogenetico indisturbato, in cui si osserva una generale diminuzione delle componenti primarie dagli orizzonti profondi, ancora caratterizzati da un importante contributo del *parent material*, a quelli di superficie, in cui le trasformazioni chimiche, fisiche, mineralogiche e biologiche hanno provocato una sua maggiore differenziazione) suggerisce fenomeni di ringiovanimento del fronte dell'alterazione con l'apporto di nuovo materiale meno (o per nulla) alterato. Tutti questi processi sono favoriti sulle morfologie più acclivi e laddove la copertura vegetale è più rada o assente, spesso anche a causa della deforestazione operata dall'uomo o di intensive pratiche agricole e pastorali. Tali condizioni sono anche quelle che determinano una prevalenza di pedotipi caratterizzati da profili piuttosto semplici e poco differenziati, in cui i processi pedogenetici dominanti sono l'accumulo di humus negli orizzonti superficiali, seppur spesso molto esili, e la neogenesi di minerali argillosi derivanti da una debole o moderata alterazione dei minerali primari (e.g. SEQUEIRA BRAGA *et alii*, 2002; SCARCIGLIA *et alii*, 2005a; 2007). Al contrario, la maggiore stabilità geomorfologica che caratterizza le superfici terrazzate o aree con fitta copertura boschiva appare il fattore condizionante lo sviluppo di quei suoli (raramente ben preservati o affioranti) che denotano una maggiore maturità pedogenetica forse anche imputabile a processi policiclici, per la presenza di un'orizzontazione più spinta, rubefazione, illuviazione di argilla, elevato grado di alterazione dei minerali primari (talvolta quarzo incluso), abbondante sviluppo di matrice pedogenetica e mineralogia delle argille con componenti a struttura più semplice come la caolinite. La forte erosione che caratterizza molti lembi di paleosuperficie nonostante la topografia subpianeggiante è probabilmente dovuta all'elevata energia del rilievo e ad un lungo tempo di esposizione agli agenti erosivi.

8. – CONCLUSIONI

Questo lavoro ha mostrato come la pedologia possa fornire un valido contributo nello studio geomorfologico, in particolare avvalendosi di un insieme di ulteriori discipline affini e dei loro specifici approcci metodologici. L'interazione dei vari processi di alterazione e pedogenesi è stata studiata a diverse scale, tra le quali le osservazioni alla microscala hanno svolto un ruolo importante nella comprensione dei processi alla scala dell'affioramento. Si è vista la dominanza di processi fisici (termo- e crioclastismo) e chimici (idratazione, idrolisi, ossidazione) nella progressiva disgregazione granulare delle rocce granitiche e nello sviluppo e differenziazione degli orizzonti pedogenetici, ed il ruolo chiave della topografia nel controllo del grado di maturità pedogenetica: un'intensa attività morfodinamica (erosione, rimaneggiamento, sedimentazione) interagisce con i processi di *weathering* e pedogenesi soprattutto (ma non esclusivamente) sulle morfologie più acclivi, favorita dalle ripetute fasi di deforestazione che tendono a ringiovanire il fronte di alterazione, producendo profili relativamente poco differenziati. Una maggiore stabilità geomorfologica si osserva invece sulle superfici terrazzate, consentendo un maggiore sviluppo pedogenetico, sebbene sulle paleosuperfici più antiche l'elevata energia di rilievo ed un lungo tempo di esposizione abbiano favorito un'intensa erosione.

Il clima controlla essenzialmente la tipologia ed intensità dei processi dominanti (e delle figure pedogenetiche da essi derivanti), alcuni dei quali risultano compatibili con l'attuale regime climatico, mentre altri appaiono relitti, cioè non attivi, mostrando caratteri ereditati da ambienti del passato, generalmente in condizioni di maggiore temperatura ed umidità rispetto ad oggi.

Sulla base dei rapporti morfostratigrafici e di alcuni specifici caratteri pedogenetici è stato possibile fornire importanti vincoli cronologici per l'evoluzione geomorfologica quaternaria dell'area di studio: lo sviluppo dei suoli rubefatti, caolinitici e con quarzo corrosivo, sepolti da suoli più giovani sui terrazzi di I ordine, è stato attribuito principalmente al Penultimo e/o all'Ultimo Interglaciale, mentre i suoli con illuviazione di argilla e rubefazione, anch'essi sepolti da suoli più recenti, sui terrazzi di II ordine, sono stati ascritti all'Ultimo Interglaciale.

La componente vulcanica ipotizzata sulla base delle sole caratteristiche osservate in cam-

pagna in suoli morfologicamente simili agli Andosuoli, è stata ben identificata e caratterizzata in microscopia elettronica a scansione: le pomici di dimensioni estremamente piccole e composizione riolitica indicano un chiaro apporto di cineriti fini di origine vulcanica provenienti dall'attività eruttiva dell'Arco Eoliano (forse dall'Isola di Lipari), misto alla componente granitoide, durante lo sviluppo pedogenetico di questo pedotipo. Ciò suggerisce uno sviluppo pedogenetico avvenuto prevalentemente nell'Olocene, o forse già a partire dal tardo Pleistocene. La posizione stratigrafica e la vasta estensione sugli altipiani della Sila consente di considerarlo un buon *marker* pedostratigrafico nell'area e di definirlo pertanto un *geosuolo*.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMO P., VIOLANTE P. & WILSON M.J. (2001) - *Tubular and spheroidal halloysite in pyroclastic deposits in the area of the Roccamonfina volcano (Southern Italy)*. *Geoderma*, **99**: 295-316.
- 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.
- ARSSA (2003) - *I suoli della Calabria. Carta dei suoli in scala 1:250000 della Regione Calabria*. Monografia divulgativa. Programma Interregionale Agricoltura-Qualità - Misura 5, ARSSA, Servizio Agropedologia: pp. 387, Rubbettino Ed.
- BREWER R. (1976) - *Fabric and mineral analysis of soils*, pp. 482, Robert E. Krieger Publishing Company, Huntington.
- BUOL S.W., HOLE F.D. & MCCracken R.J. (1989) - *Soil genesis and classification*, 3rd ed., pp. 446, Iowa State University Press, Ames.
- BUTZER K.W. (1976) - *Geomorphology from the Earth*, pp. 512, Harper and Row Publishers, New York.
- CAS R.A.F & WRIGHT J.V. (1988) - *Volcanic successions. Modern and Ancient*, pp. 528, Unwin Hyman, London.
- CATT J.A. (1998) - *Report from working group definitions used in paleopedology*. *Quaternary Intern.*, **51/52**: pp. 84.
- 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: E. BROMHEAD, N. DIXON & M-L. IBSEN (Eds.): *"Landslides in research, theory and practice"*: pp. 273-278, Thomas Telford Ltd., London.
- COLACINO M., CONTE M. & PIERVITALI E. (1997) - *Elementi di climatologia della Calabria*. Collana Progetto Strategico "Clima, ambiente e territorio nel Mezzogiorno": pp. 218, CNR-IFA, Roma.
- COSTANTINI E.A.C. (1993) - *Surface morphology and thinning grade effect on soils of a Calabrian Pine plantation in the Sila Mountain (Calabria, Italy)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **16**: 29-35.
- 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 S.J., NEAL V.E. & PALMER A.S. (1996). *Investigation of an aggrading paleosol developed into andesitic ring-plain deposits: Ruapehu volcano, New Zealand*. *Geoderma*, **69**: 119-135.
- DE ROSA R. (1990) - *Modelli di deposizione vulcanoclastica*. *Giornale di Geologia*, suppl. vol. **51/2**: 21-29.
- DE ROSA R., GUILLLOU H., MAZZUOLI R. & VENTURA G. (2003) - *New unspiked K-Ar ages of volcanic rocks of the central and western sector of the Aeolian Islands: reconstruction of the volcanic stages*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **120**: 161-178.
- DIMASE A.C. & IOVINO F. (1996) - *I suoli dei bacini idrografici del Trionto, Nica e torrenti limitrofi (Calabria) with 1:100.000 scale map*, pp. 112, Accademia Italiana Scienze Forestali.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1990) - *Geomorphological scheme of the River Trionto basin*. In: M. SORRISO-VALVO (Ed.): *"Excursion guide-book - IGU-CoMTAG Symposium on Geomorphology of Active Tectonic Areas"*. CNR-IRPI, Rende (CS), Italy, 31 May - 8 June 1990. *Geodata*, **39**: 71-75.
- DUCHAUFOR P. (1982) - *Pedology*, pp. 448, George Allen and Unwin, London.
- FAO, ISRIC, ISSS (1998) - *World reference base for soil resources*. *World Soil Resources Report 84*: pp. 88, FAO, Rome.
- FIELDS 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*, pp. 433, Chapman and Hall, London.
- GALLI P. & BOSI V. (2003) - *Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy): New insights from paleoseismological investigation*. *Journal of Geophysical Research*, **108** (B1), 2004, doi: 10.1029/2001JB001713, 2003.
- ISHERWOOD D. & STREET A. (1976) - *Biotite-induced grussification of Boulder Creek Granodiorite, Boulder County, Colorado*. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 366-370.
- JONGMANS A.G., VAN OORT F., DENAIX L. & JAUNET A. M. (1999) - *Mineral micro- and nano-variability revealed by combined micromorphology and in situ sub-microscopy*. *Catena*, **35**: 259-279.
- KÖPPEN W. (1936) - *Das Geographische System der Klimate*. In: W. KÖPPEN & R. GEIGER (Eds.): *"Handbuch der Klimatologie 1"*: pp. 44, Gebrüder Bornträger, Berlin.
- LE PERA E., ARRIBAS J., CRITELLI S. & TORTOSA A. (2001a) - *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., CRITELLI S. & SORRISO-VALVO M. (2001b) - *Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy*. *Catena*, **42**: 1-15.
- LE PERA E. & SORRISO-VALVO M. (2000) - *Weathering and morphogenesis in a Mediterranean climate, Calabria, Italy*. *Geomorphology*, **34**: 251-270.
- LULLI L. & VECCHIO G. (1996) - *I suoli del bacino del Lago Cecicita nella Sila Grande e la loro sensibilità*. *Agri-*

- coltura Ricerca, 164/165/166: 113-122.
- LULLI L. & VECCHIO G. (Eds.) (2000) - *I suoli della Tavolletta "Lago Cecita" nella Sila Grande in Calabria*. Monografia Ist. Sperim. Stud. Dif. Suolo, Prog. PAN-DA, Sottoprog. 2, ser. 1: pp. 78, Catanzaro.
- MALUCELLI F., TERRIBILE F. & COLOMBO C. (1999) - *Mineralogy, micromorphology and chemical analysis of andosols on the Island of São Miguel (Azores)*. Geoderma, 88: 73-98.
- MATANO F. & DI NOCERA S. (1999) - *Weathering patterns in the Sila Massif (Northern Calabria, Italy)*. Il Quaternario, 12: 141-148.
- 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)*. Boll. Soc. Geol. It., 110: 165-206.
- MIGON P. & LIDMAR-BERGSTRÖM K. (2001) - *Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic*. Earth Sci. Rev., 56: 285-324.
- MIGON P. & THOMAS M.F. (2002) - *Grus weathering mantles. Problems of interpretation*. Catena, 49: 5-24.
- MIRABELLA A., VECCHIO G. & RISI B. (1996) - *Caratterizzazione mineralogica dei suoli su granito e micascisto in Sila Grande*. Calabria Verde, 2: 17-24.
- MOLIN P., PAZZAGLIA F.J. & DRAMIS F. (2004) - *Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila Massif, Calabria, Southern Italy*. Am. J. Sci., 304: 559-589.
- NACSN (1983) - *North American stratigraphic code*. A.A. P.G. Bull., 67 (5): 841-875.
- OLLIER C.D. (1967) - *Spheroidal weathering, exfoliation and constant volume alteration*. Z. Geomorph., N.F., 11 (1): 103-108.
- OLLIER C.D. (1971) - *Causes of spheroidal weathering*. Earth Sci. Rev., 7: 127-141.
- OLLIER C.D. (1988) - *Deep weathering, groundwater and climate*. Geografiska Annaler, 70A (4): 285-290.
- PARFITT R.L. (1990) - *Allophane in New Zealand. A review*. Australian J. Soil Research, 28: 343-360.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., 45: 425-451.
- PATERNE M., GUICHARD F. & LABEYRIE J. (1988) - *Explosive activity of the South Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology*. J. Volcanology Geothermal Research, 34: 153-172.
- POWER E.T. & SMITH B.J. (1994) - *A comparative study of deep weathering and weathering products: case studies from Ireland, Corsica and Southeast Brazil*. In: D.A. ROBINSON & R.B.G. WILLIAMS (Eds.): "Rock Weathering and Landform Evolution": pp. 21-40, John Wiley and Sons, New York.
- RODA C. (1964) - *Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese*. Geol. Romana, 3: 319-366.
- 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., 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., LE PERA E. & CRITELLI S. (2006) - *The onset of the sedimentary cycle in a mid-latitude upland environment: weathering, pedogenesis and geomorphic processes on plutonic rocks (Sila Massif, Calabria)*. Geol. Soc. Am. Bull., Special Paper, 420: 149-166.
- SCHWERTMANN U. (1964) - *Differenzierung der Eisenoxyde des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung*. Z. Pflanzenernährung Dung. Bodenkunde, 105: 195-202.
- SEQUEIRA BRAGA M.A., PAQUET H. & BEGONIA A. (2002) - *Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization*. Catena, 49: 41-56.
- SIDARI M., MUSCOLO A., CIANCI V., ATTINÀ E., VECCHIO G. & ZAFFINA F. (2005) - *Evoluzione della sostanza organica in suoli rappresentativi dell'Altopiano della Sila*. Forest@ 2(3): 296-305. (pubblicato online, URL: <http://www.sisef.it/>).
- SORRISO-VALVO M. (1993) - *The geomorphology of Calabria. A sketch*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 16: 75-80.
- SORRISO-VALVO M. (1997) - *Landsliding during Holocene in Calabria, Italy*. In: J.A. MATTHEWS, D. BRUNSDEN, B. FRENZEL, B. GLÄSER & M. WEISS M. (Eds.): "Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene". ESF Project European Paleoclimate and Man, Special Issue 12: pp. 97-108, Fischer-Verlag.
- SORRISO-VALVO M., ANTRONICO L. & LE PERA E. (1998) - *Controls on modern fan morphology in Calabria, southern Italy*. Geomorphology, 24: 169-187.
- TAZAKI K. (1979) - *Micromorphology of halloysite produced by weathering of plagioclase in volcanic ash*. In: M.M. MORTLAND & V.C. FARMER (Eds.): "Proceedings of the International Clay Conference 1978": pp. 415-422.
- TAZAKI K. (1982) - *Analytical electron microscopic studies of halloysite formation processes. Morphology and composition of halloysite*. In: H. VAN OLPHEM & F. VENIALE (Eds.): "Proceedings of the International Clay Conference 1981": pp. 573-584.
- TEEUW R.M., THOMAS M.F. & THORP M.B. (1994) - *Regolith and landscape development in the Koidu basin of Sierra Leone*. In: D.A. ROBINSON & R.G.B. WILLIAMS (Eds.): "Rock Weathering and Landform Evolution": pp. 303-320, J. Wiley & Sons, New York.
- 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: F. TERRIBILE & P. ADAMO (Eds.): "Cost Action 622, Scientific Program and Guide for the Excursions", Napoli, Italy, 27-30 May, 1999: pp. 10-23.
- THOMSON S.N. (1994) - *Fission-track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian Arc, southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion*. Tectonophysics, 238: 331-352.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALEONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, 324: 267-320.
- VERSACE P., FERRARI E., GABRIELE S. & ROSSI F. (1989) - *Valutazione delle piene in Calabria*. CNR-IRPI, Co-senza, Geodata 30: pp. 232.
- USDA (2003) - *Keys to soil taxonomy*. 9th ed., pp. 332, U.S. Dept. Agric., Soil Survey Staff, Natural Resources Conservation Service, Washington D.C.