

CARTA GEOLOGICA DEI DEPOSITI QUATERNARI E CARTA GEOMORFOLOGICA DELL'ALTA VALLE DEL FIUME VOLTURNO (MOLISE, ITALIA MERIDIONALE). NOTE ILLUSTRATIVE.

Brancaccio L.⁽¹⁾, Di Crescenzo G.⁽²⁾, Roszkopf C.⁽¹⁾, Santangelo N.⁽²⁾, Scarciglia F.⁽²⁾

⁽¹⁾ Facoltà di Scienze MM. FF. NN. - Università degli Studi del Molise

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Napoli "Federico II"

RIASSUNTO - Studi geologici e geomorfologici compiuti nell'alta valle del Fiume Volturno e più precisamente nella porzione di territorio compresa tra gli abitati di Isernia e Roccaravindola (bacino di Isernia), hanno permesso di elaborare una Carta Geologica e una Carta Geomorfologica dell'area.

La successione fluvio-lacustre ampiamente affiorante nel suddetto bacino è stata cartografata e suddivisa in due unità morfo-litostratigrafiche: l'Unità Principale e l'Unità di Fondovalle.

L'Unità Principale, differenziata in diversi membri con varie associazioni di facies (di conoide alluvionale, fluviale e lacustre), rappresenta il primo ciclo di deposizione quaternaria ed è costituita da depositi poligenici ghiaiosi, limosi ed argillosi. All'interno di tale successione sono stati identificati, intercalati a varie altezze, livelli di *tephra* presumibilmente derivanti dall'attività eruttiva del Roccamonfina. Questa unità sulla base di considerazioni morfostratigrafiche è stata attribuita al Pleistocene medio e recentissime datazioni radiometriche effettuate da altri Autori su alcuni dei livelli piroclastici hanno confermato tale attribuzione.

Nonostante esistano molti indizi geomorfologici di condizionamento del reticolo idrografico da parte della struttura, secondo direzioni prevalenti OSO-ENE, N-S, E-O e NO-SE., tali depositi raramente mostrano chiare evidenze di fagliazione; l'unico sito significativo mostra faglie dirette con rigetti di ordine metrico.

L'Unità di Fondovalle, incastrata nell'Unità Principale, è costituita essenzialmente da ghiaie fluviali prevalenti di natura poligenica; comprende inoltre depositi detritici di versante e colluvioni.

Sulla Carta Geomorfologia sono state rappresentate tutte le principali forme, con particolare attenzione a quelle in grado di dare informazioni sulle tendenze morfoevolutive dell'area. Particolare enfasi è stata data ai processi fluviali (con indicazione del loro grado di attività), largamente dominanti rispetto a quelli gravitativi in questa porzione del bacino del F. Volturno.

Sono stati individuati e cartografati quattro ordini di superfici terrazzate di età compresa tra il tardo Pleistocene medio e l'Olocene. Le superfici del I ordine sono le più rappresentate e costituiscono il top dell'Unità Principale. Gli ordini successivi si rinvengono in corrispondenza delle principali aste fluviali che attraversano l'area (T. Lorda, F. Cavaliere, T. Vandra e F. Volturno): i terrazzi del II ordine sono prevalentemente costituiti da superfici di erosione sui depositi dell'Unità Principale, mentre quelli del III e IV ordine sono associati a superfici deposizionali dell'Unità di Fondovalle.

ABSTRACT - *Geological map of Quaternary deposits and Geomorphological map of the Upper Volturno River Valley (Molise, Southern Italy)*. - A Geological and a Geomorphological map have been elaborated on the basis of morphostratigraphical studies carried out in the Upper Volturno River Basin, an area located between the towns of Isernia and Roccaravindola (Isernia Basin).

A fluvial-lacustrine succession, broadly outcropping in the basin, has been mapped and divided into two main morpho-lithostratigraphic units: Main Infill Unit and Valley Floor Unit.

The Main Infill Units, made up of different members with various facies associations (gravelly, silty and clayey deposits of alluvial fan, fluvial and lacustrine environments), represent the first cycle of Quaternary deposition. Several tephra layers are intercalated in this succession, presumably originated from the eruptive activity of the Roccamonfina Volcano. Recent radiometric data related to some of the above-mentioned stratigraphic markers, confirm the attribution of such continental deposits to the Middle Pleistocene. Notwithstanding many geomorphological observations suggest that the hydrographic network is conditioned by the structure, the Quaternary deposits rarely show fault evidence.

The Valley Floor Units, overlaying the dissected Main Infill Units, are mainly made of poligenetic gravels; also alluvial fanglomerates and scree deposits occur.

On the Geomorphological map great attention has been given to those landforms which can give some information on the morphoevolutive trend of the area. Particular emphasis has been given to fluvial processes (largely prevailing in comparison to gravity phenomena) and to their status of activity.

Four orders of terraces ranging in age from Middle Pleistocene to Holocene, have been distinguished. The I order terraces, the most widespread in the area, have been interpreted as depositional terraces located at the top of the Main Infill Units. The following orders can be found in the principal rivers of the area (T. Lorda, F. Cavaliere, T. Vandra and F. Volturno): the II order surfaces are mainly erosional surfaces cut in the Main Infill Units, while the III and IV order terraces are depositional surfaces related to the Valley Floor Units.

Parole chiave: Geologia del Quaternario, terrazzi fluviali, cartografia geologica e geomorfologica, tettonica quaternaria.

Key words: Quaternary geology, fluvial terraces, geologic and geomorphological cartography, quaternary tectonics.

INTRODUZIONE

Sono state redatte una Carta geomorfologica ed una Carta geologica dell'alta valle del Fiume Volturno (Molise), articolata depressione intra-catena dell'Appennino meridionale.

Il territorio investigato si estende per circa 100 Km², tra la linea geografica "Colli al Volturno-Fornelli-Isernia" a nord, i monti di Venafro ad ovest, la linea geografica "Roccaravindola-Monte Gallo" a sud ed i rilievi del Matese ad est.

Tali carte sono il risultato di uno studio volto a ri-

conoscere e caratterizzare la stratigrafia dei depositi quaternari di questo bacino, a ricostruirne l'evoluzione geomorfologica e ad individuare la tendenza dinamica dei principali processi geomorfici. A questo fine è stato compiuto un rilevamento geologico e geomorfologico delle successioni sedimentarie pleistocenico-oloceniche su una base topografica in scala 1 : 10000 (edita dalla Provincia di Isernia). Al rilevamento *in loco* è stato accompagnato l'esame di foto aeree in scala 1: 18000. Gli elaborati finali di sintesi sono stati invece redatti ad una scala di 1 : 25000 per una più agevole lettura d'insieme ed una maggiore maneggevolezza. Per la legenda e la simbologia si è fatto riferimento alle proposte contenute nei Quaderni del Servizio Geologico Nazionale (1994), in qualche caso opportunamente modificate sia per esigenze di maggior completezza e specificità in riferimento alle situazioni da cartografare, sia per una migliore leggibilità dei dati prodotti.

1. CARTA GEOLOGICA

Il substrato meso-cenozoico (Triassico superiore - Elveziano) è stato cartografato senza effettuare una precisa distinzione delle formazioni, bensì evidenziando semplicemente i rilievi prevalentemente carbonatici (calcarei, calcareo-dolomitici e calcareo-marnosi, in facies di piattaforma e di transizione) (c) e quelli costituiti da successioni flyschoidi mioceniche (f) (Tortoniano - Messiniano *p.p.*).

I depositi quaternari sono stati rilevati e mappati con maggiore dettaglio, suddividendoli in due unità assimilabili alle unità morfo-litostratigrafiche *sensu* Bosi C. (1989) (Unità Principale ed Unità di Fondovalle), a loro volta costituite da diversi membri. L'approccio metodologico utilizzato per il rilevamento di questi terreni è stato appunto di tipo morfostratigrafico (Bosi C., 1989) e cioè le suddette unità sono state differenziate oltre che per peculiari caratteristiche litologiche e stratigrafiche, anche tenendo conto delle forme a cui sono associate (p.es. terrazzo fluviale: tipologia ed ordine relativo).

In particolare l'*Unità Principale*, costituita da depositi ghiaiosi, limosi ed argillosi rappresentativi di facies eteropiche di ambiente fluviale *s.l.* e lacustre, rappresenta il primo evento deposizionale nell'area, ha spessori di almeno 50 m ma la sua base non è affiorante se non in località "Rio Chiaro" dove poggia sul substrato carbonatico. L'analisi geomorfologica (cfr. § 3) ha evidenziato che tale unità è caratterizzata da un terrazzo sommitale di natura deposizionale interessato da più fasi di alterazione pedogenetica (terrazzi di I ordine) ed è tagliata lungo le principali aste fluviali da terrazzi di natura erosionale (terrazzi di II ordine).

L'*Unità di Fondovalle* è costituita prevalentemente da ghiaie poligeniche con spessori variabili dai 5 ai 15 metri che giacciono in contatto erosivo sui depositi dell'*Unità Principale*; ad essa sono associati i terrazzi deposizionali di III e IV ordine, incastrati di almeno una ventina di metri nelle incisioni che dissecano le superfici terrazzate più antiche. In questa unità sono stati inseriti anche i depositi detritici di versante e le colluvioni.

2.1. UNITÀ PRINCIPALE

Corrisponde grossomodo al "riempimento principale" di Coltorti & Cremaschi (1981) ovvero al primo ciclo di deposizione quaternaria nel bacino di Isernia. È stato suddiviso nei seguenti membri:

2.1.1. *Membro ghiaioso* (a¹_g).

È costituito da ghiaie calcaree e silicee prevalenti (con altre componenti terrigene in subordine) in matrice sabbioso-argillosa sia in facies fluviale *s.s.* sia in facies di conoide alluvionale. Si estende con spessori medi compresi tra i 30 ed i 50 m su una superficie di oltre 20 Km², occupando tutta la destra e la sinistra orografica del F. Volturno (da Colli al Volturno a S. Maria Oliveto), fino alle estreme propaggini occidentali del massiccio del Matese. È caratterizzato generalmente da sedimenti ascrivibili a facies di tipo *braided stream*, con ciottoli centimetrici e decimetrici, a buon grado di arrotondamento, talora allungati e/o appiattiti, variamente embriicati, talvolta con visibile gradazione diretta.

Tipicamente da trasporto in massa risultano le ghiaie calcaree arrotondate ed eterometriche (da qualche centimetro a diversi decimetri di diametro), che costituiscono la parte superiore (spessa 18-20 m) della conoide reincisa del T. Rava delle Coppelle (a sud di Monteroduni) (Fig. 1), sovrapposta con contatto erosivo, evidenziato da corpi sedimentari canalizzati, sui depositi piroclastici cartografati con la lettera "v" in Carta geologica.

Altri affioramenti significativi del *membro ghiaioso* sono quelli corrispondenti ad occasionali nicchie di frana per scalzamento al piede localizzate lungo le scarpate dei corsi d'acqua (sia perenni, come il Vandra, sia a regime torrentizio come il Rio Chiaro) nonché altre sezioni, naturali o antropiche.

2.1.2 *Membro ghiaioso-sabbioso* (a¹_{gs}).

Occupava un'area di circa una ventina di chilometri quadrati, corrispondente a quasi tutta la conca di Isernia. Gli spessori più elevati si riscontrano nella zona nord-orientale (anche 70-80 m) e vanno progressivamente riducendosi in direzione SO, verso Macchia d'Isernia.

L'unica differenza sostanziale con il *membro ghiaioso* prima descritto, consiste nella maggior abbondanza relativa di frazione sottile nei depositi, sia in termini di matrice sia di intercalazioni: si tratta infatti di depositi alluvionali costituiti da ghiaie prevalentemente calcaree e silicee, a luoghi cementate da precipitazioni di carbonato, in abbondante matrice sabbioso-argillosa con frequenti lenti o strati di sabbie e limi intercalati. Matrice ed intercalazioni sono frequentemente costituiti, anche in percentuale dominante, da piroclastiti rimaneggiate (pomice chiare bianche o giallo-ocra, scorie, frammenti litici, inclusi di cenere, fenocristalli di sanidino, biotite, pirosseni) talora diffuse, tal'altra concentrate in livelli centimetrici o decimetrici.

Anche nell'ambito del medesimo *membro ghiaioso-sabbioso* si osserva complessivamente una diminuzione granulometrica da ovest verso est. Tali variazioni nel-

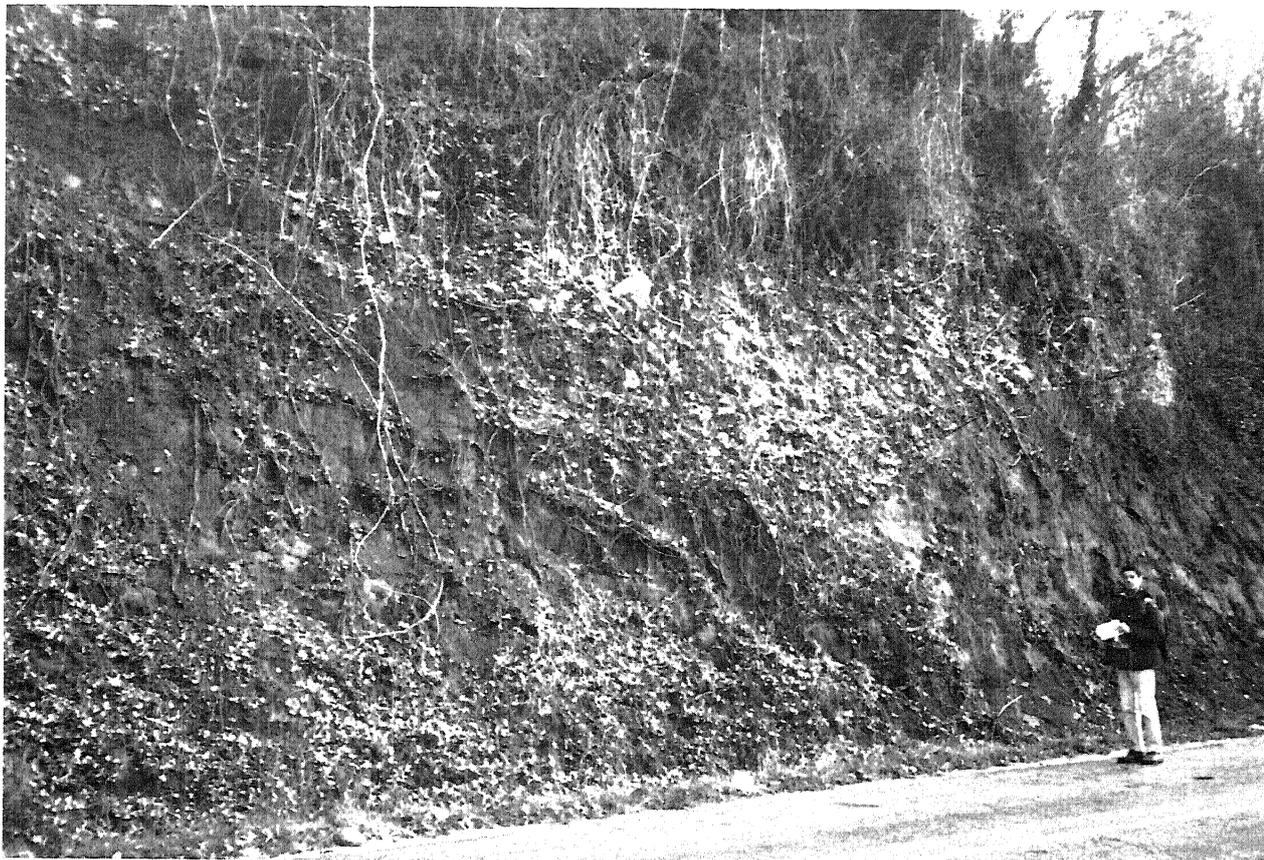


Fig. 1 – Sovrapposizione con contatto erosivo dei depositi del *membro ghiaioso* (a^1_g) su quelli piroclastici (v) (conoide del T. Rava delle Coppelle).

Erosive contact between of the Gravel Member (a^1_g) deposits overlaying the pyroclastic deposits (v) (Rava delle Coppelle alluvial fan).

le facies fluviali testimoniano una progressiva riduzione di energia del sistema in questa direzione, peraltro coerente con la posizione via via più protetta ed a minor drenaggio propria dell'area orientale. Localmente, in diverse aree prossime ai margini del bacino, sono presenti conoidi di deiezione i cui apporti risultano per lo più trasversali a quelli del corso d'acqua principale; tali facies si caratterizzano per la forte caoticità ed eterometria delle ghiaie.

Gli affioramenti di tale membro sono numerosi ed in genere molto estesi sia in senso verticale sia laterale; in altri casi le successioni si rinvergono soltanto a spezzoni, seppur facilmente correlabili sulla base di evidenze stratigrafiche e di considerazioni geomorfologiche. Pertanto risultano affioramenti piuttosto rappresentativi: segnaliamo la presenza di suddette ghiaie poligeniche in contrada Ravasecca, nell'area in destra del F. Sordo, dove affiorano per un'altezza di quasi una decina di metri lungo il taglio stradale della statale per Isernia. Si distinguono vari episodi di ondata di piena marcati da netti contatti erosivi tra gli strati ciottolosi e le lenti di materiale più sottile (Fig. 2). I clasti, di dimensioni medie dell'ordine del decimetro, presentano un discreto grado di arrotondamento, una buona isoorientazione ed embriatura, risultano inglobati in una matrice prevalentemente sabbiosa. Sulla base di tali caratteri possono essere interpretati come depositi di corrente fluviale trattiva, in particolare di corsi d'acqua a canali intrecciati (*braided*).

Alla base del viadotto della SS 627 sul T. Vandra, in sinistra orografica del corso d'acqua, è esposta una successione di circa 40 m (Fig. 3) in cui sono evidenti diversi orizzonti di suoli sepolti, localmente troncati da superfici di erosione ad opera di corpi canalizzati; sono inoltre presenti due livelli di materiale piroclastico in giacitura primaria (cartografati con la sigla "p" nella Carta geologica).

Altro affioramento significativo è quello in sinistra orografica del F. Carpino, a ridosso del dosso calcareo di SS. Cosma e Damiano. Qui la successione ha uno spessore di una quarantina di metri ed è caratterizzata nella parte alta da ghiaie fortemente eterometriche e mal stratificate, che passano verso il basso ad argille e limi di colore grigio chiaro, la cui "continuità" è interrotta da due paleosuoli bruni. Questo risulta essere l'unico sito in cui sono state rinvenute evidenze stratigrafiche di fagliazione dei depositi quaternari (Fig. 4) testimoniate da piani di faglia con giacitura compresa tra N120° e N170° di direzione ed immersione a NE e rigetti di ordine decimetrico.

Si vuole infine ricordare che esiste una peculiarità nella natura litologica dei ciottoli presenti sia nel *membro ghiaioso* sia nel *membro ghiaioso-sabbioso*: si tratta della marcata prevalenza della componente calcarea su quella silicea (e terrigena in generale) nelle aree terrazzate in sinistra del F. Volturmo, a sud dello sperone calcareo di Macchia d'Isernia, ed in sinistra del F. Cavaliere: tale prevalenza di ghiaie monogeniche è proba-



Fig. 2 – Depositi prevalentemente ciottolosi in facies di tipo *braided* appartenenti al *membro ghiaioso-sabbioso* (a^1_{gs}) in contrada Ravasecca.

Mainly gravel layers (braided stream facies) of the Gravel-sand Member (a^1_{gs}) in Ravasecca site.

bilmente da imputare alla maggiore incidenza dei bacini di alimentazione immediatamente alle spalle, essenzialmente carbonatici (estreme propaggini nord-occidentali del massiccio del Matese), rispetto all'influenza delle aree più settentrionali ed orientali, tipicamente flyscioidi, drenate dal F. Volturmo, dal T. Vandra e dal F. Cavaliere.

2.1.3. *Membro argilloso (l).*

E' caratterizzato da argille e limi lacustri piuttosto omogenei di colore grigio-azzurro o grigio-avana spesso con sfumature verdastre e raramente rosate, a cui sporadicamente si intercalano lenti di ghiaietto poligenico; i vari toni di grigio denotano un ambiente deposizionale essenzialmente riducente con condizioni di idromorfia che si evidenziano in maniera localizzata anche per la presenza di depositi torbosi. Localmente si rinvencono piccoli gusci di gasteropodi continentali. Questo membro costituisce la porzione basale delle successioni sedimentarie in sinistra orografica del F. Cavaliere (si rinviene talvolta anche in sinistra del T. Longano), dove affiora per almeno 5-7 m. Presso la città di Isernia si riconosce sia in affioramento, specialmente lungo il F. Sordo, con spessori decametrici, sia in stratigrafie di sondaggi geognostici ubicati proprio nell'area abitativa, dove raggiunge uno spessore di non meno di 40 m (Fig. 5).

2.1.4. *Membro travertinoso (tv).*

È costituito da travertino litoide o farinoso e si rinviene sia nella zona di Isernia sia nei pressi di S. Eusanio, centro abitato ubicato ad ovest di Monteroduni.

Nella zona di Isernia costituisce la placca sommitale del terrazzo su cui sorge la città, come osservabile in ampi affioramenti ed evidenziato da stratigrafie di sondaggi localizzati nell'area urbana. Si tratta essenzialmente di travertini autoctoni, grigiastri, il cui spessore varia tra alcuni metri ed oltre una dozzina, ovvero di depositi incrostanti fitoermali con numerose impronte di rami, foglie, ecc. ed accentuate caratteristiche litoidi, legati alla precipitazione di acque sovrassature della vicina sorgente Bagni de Masi (Celico *et al.*, 1984).

Il motivo deposizionale del travertino - come rilevato da Cremaschi (1983) sulla serie stratigrafica portata alla luce negli anni '70 attraverso gli sbancamenti per la costruzione della superstrada Napoli-Vasto ed oggi soltanto parzialmente esposta - risulta più complesso presso il sito paleolitico di Isernia La Pineta, dove è sepolto da altre unità sedimentarie di facies fluviale e lacustre spesse circa 3 m. Presenta infatti ritmiche alternanze (di ordine centimetrico e decimetrico) di argille e argille limose verdastre, di sabbie concrezionarie e di travertino vacuolare litoide (in lenti) per uno spessore complessivo di 4 m. Si presenta inoltre disarticolato da numerose faglie dirette con rigetto metrico (Cremaschi, 1983).



Fig. 3 – Sinistra orografica del T. Vandra (viadotto SS 627): si riconoscono corpi canalizzati di ghiaie prevalenti (a^1_{gs}) che troncano orizzonti di suoli sepolti e due livelli di materiale piroclastico (p) molto alterato.

Canalised gravel bodies (a^1_{gs}) and truncated horizons of buried soils with two levels of pyroclastic material (p) (left side of the Vandra Stream, viaduct SS 627).

Nelle successioni dei lembi terrazzati ubicati rispettivamente ad ovest di Isernia (località Castagna) e poco più a sud dell'insediamento preistorico ovvero ad est del dosso calcareo di SS. Cosma e Damiano, i depositi travertinosi presentano una facies porosa, molto polverulenta, biancastra, spesso non meno di 10 m, assimilabile alle suddette sabbie concrezionarie.

Le differenze sedimentologiche, tessiturali e di consistenza che caratterizzano tali depositi travertinosi possono essere interpretate come facies eteropiche legate ad una prevalenza di apporto biochimico o clastico in funzione della posizione all'interno dello stesso bacino, a seconda che si tratti di ambiente di centro-bacino (distale) o di margine (prossimale) o ancora di situazioni intermedie.

Nella zona di S. Eusanio il travertino affiora con spessore di qualche metro in località Le Cascate, dove sembra connesso con un vecchio livello di base di una sorgente tuttora attiva. Il bancone si assottiglia da ovest verso est, come evidenziato in profondità in un sondaggio meccanico ubicato più all'interno, presso il paese appena citato.

2.2. DEPOSITI DI ORIGINE VULCANICA

I depositi di origine vulcanica che si rinvencono nel bacino dell'alto Volturno derivano presumibilmente dall'attività eruttiva del Roccamonfina, strato-vulcano il cui chimismo alcalino-potassico e petrogenesi fono-trachitica s'inquadrano nell'ambito della Provincia Comagmatica Romana.

La sua attività, di tipo prevalentemente centrale misto, può essere suddivisa in 2 cicli principali, il primo a prevalente attività effusiva, con lave e piroclastiti tefritico-leucititiche, il secondo caratterizzato da prodotti trachitici legati ad attività per lo più esplosiva (Ghiara *et al.*, 1973; Cortini *et al.*, 1975; Giannetti *et al.*, 1979; Ballini *et al.*, 1989/a; 1989/b). In particolare i lavori più recenti (Ballini *et al.*, 1989/a; 1989/b) inquadrano la prima fase, costituita da una serie magmatica alta in potassio (HKS), tra 0.63 e 0.40 Ma BP (datazioni $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e K/Ar, v. discussione sulla cronologia nel § 4.1), alla quale appartengono rocce fortemente sottosature tra cui le colate leucititiche che hanno dato luogo al BLT (*Brown Leucitic Tuff*), di età K/Ar prossima ai 0.40 Ma BP (Lühr & Giannetti, 1987). La seconda fase (0.35 – 0.15 Ma BP $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) mette in posto prodotti da debolmente sottosaturi a sovrassaturi ascrivibili ad una serie bassa in potassio (LKS), poi ridefinita serie potassica (KS), nell'ambito della quale il deposito più esteso è noto con il nome di WTT (*White Trachytic Tuff*) (0.35 – 0.25 Ma BP, K/Ar) (Giannetti & Lühr, 1983): quest'ultimo è costituito da un complesso di *surge* e flussi piroclastici che permettono di individuare almeno 3 sotto-unità, corrispondenti ad altrettante eruzioni.

In realtà viene segnalata anche la presenza di un antico ciclo caratterizzato dall'assenza di fasi sottosature, precedente alla serie alta in potassio, i cui prodotti ad affinità potassica (OKS), forniscono età K/Ar (determinata su campioni di pasta di fondo e mica) intorno a 600 Ka BP (Ballini *et al.*, 1989/a).

Il rilevamento di campagna dei depositi vulcanici affioranti nell'area non ha consentito di effettuare una correlazione se non provvisoria e parziale, con i suddetti cicli di attività del Roccamonfina, soprattutto a causa del loro elevato grado di alterazione, talora con sviluppo di suoli (ora sepolti) piuttosto maturi e quindi con figure pedologiche ben espresse, che hanno cancellato i caratteri originari del *parent material*. Alla luce di queste considerazioni i depositi vulcanici sono stati distinti e cartografati come segue:

2.2.1. Depositi vulcanici fortemente alterati ed in parte rimaneggiati in ambiente lacustre o fluviale (v).

Le esposizioni più significative sono relative alle seguenti località:

(i) in località Carpinete, nelle vicinanze del Ponte a 25 archi e del Ponte S. Spirito: si tratta di depositi tufacei a tessitura grossolana, contraddistinti essenzialmente da pomice biancastre alterate, cristalli di sanidino, pirosseno, biotite e frammenti litici (Fig. 6), posti alla base dei depositi conglomeratici di conoide alluvionale del T. Rava delle Coppelle da cui sono troncati con netto contatto erosivo. Questi depositi talora presentano evidenze di rimaneggiamento ad opera di correnti idriche trattive; tal'altra sono localmente distinguibili come sedimen-



Fig. 4 – Evidenze di fagliazione nei depositi del *membro ghiaioso-sabbioso* (a^1_{gs}) in sinistra orografica del F. Carpino (SS. Cosma e Damiano).

Faulted deposits (Gravel-sand Member, a^1_{gs}) in the left side of the Carpino River (SS. Cosma e Damiano site).

ti da caduta e/o da flusso in posto, con giacitura suborizzontale, separati da relativi suoli sepolti di colore dal bruno al grigio-bruno al giallo-bruno. La serie, in questa località ha uno spessore complessivo di almeno una quindicina di metri (Fig. 7);

(ii) nella zona di Strippara, presso La Cascina, in destra orografica del T. Lorda, laddove tale torrente incide una forra nella soglia calcarea di Macchia d'Isernia: il materiale piroclastico, organizzato in numerose sequenze di straterelli orizzontali legati ad un ambiente di sedimentazione lacustre (o fluviale a bassissima energia), affiora per uno spessore di oltre 5 m, troncato al top da ghiaie in facies di conoide; si riconosce una fitta alternanza di livelli più chiari, costituiti prevalentemente da pomice bianche, di composizione più acida, subarrotondate e con \varnothing 0.5 cm, e di livelli più scuri (a più elevata densità), caratterizzati dall'abbondanza di pomice grigie (scorie), minerali femici e frammenti litici (Fig. 8).

2.2.2. Livelli piroclastici intercalati a più altezze nell'Unità Principale (p).

Sono stati rinvenuti:

(x) in sinistra orografica del T. Vandra, sotto il viadotto della SS 627 (Fig. 3): si individuano due livelli piroclastici (quello inferiore presenta uno spessore massimo di una trentina di centimetri – risulta localmente eroso – mentre quello superiore risulta di circa mezzo metro) se-

parati da 8-10 m di depositi alluvionali prevalentemente grossolani. In particolare, il livello inferiore, contenente pomice giallastre molto alterate (con diametro fino a 2-3 cm), fenocristalli di biotite e di sanidino (\varnothing 0.5 cm) e frammenti litici, ha confermato all'analisi in microscopia ottica su sezioni sottili alcuni caratteri già osservati alla scala dell'affioramento; essi consentono di interpretare tale deposito come *flow* piroclastico (ignimbrite), la cui morfologia si adatta a quella preesistente: si evidenzia infatti lo schiacciamento delle pomice, collassate ed assestatesi per effetto del carico al momento del raffreddamento del flusso con concomitante degassamento, la loro forma allungata e l'isorientazione nella direzione del flusso stesso (dott.ssa F. Bellucci, com. pers.). La colorazione giallastra sembra imputabile a fenomeni di alterazione secondaria operata dai fluidi circolanti. Su tale livello piroclastico si rinvengono un suolo bruno, molto argillificato, spesso poco più di 50 cm, troncato obliquamente da una superficie di erosione ad opera di un pacco di ghiaie in forma di canale. Lo stesso livello ignimbritico, a sua volta, tronca parzialmente un suolo sepolto di colore giallo-bruno, ben strutturato, alla cui sommità annerita si rinvengono resti di piccoli apparati radicali di piante, parzialmente decomposti. Il suolo è evoluto su materiale sabbioso-siltoso ad abbondante componente piroclastica probabilmente rimaneggiata dal corso d'acqua, nel quale sono intercalate lenti di ghiaie poligeniche. Il livello tufaceo superiore si presenta del tutto analogo al primo tranne che per un minore addensamento di pomice al suo interno;

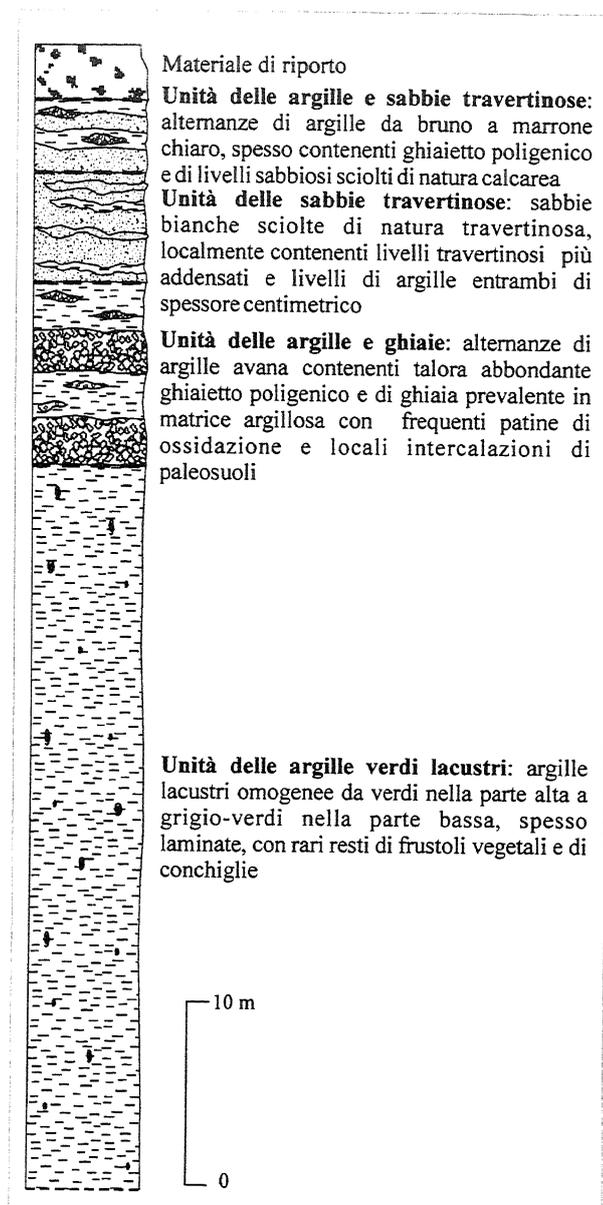


Fig. 5 – Colonna stratigrafica tipo ricostruita grazie a dati di sondaggi geognostici compiuti presso la città di Isernia.

Stratigraphic succession reconstructed thanks to geognostic perforations (Isernia site).

(xx) estesamente lungo l'intero orlo settentrionale (in sinistra orografica del F. Cavaliere) e localmente lungo l'orlo di scarpata meridionale (destra orografica del T. Lorda) del terrazzo di Piano di S. Vito: si tratta generalmente di un livello costituito da pomice chiare di colore arancione-giallastro dovuto a forte alterazione, il cui spessore medio risulta di 30-40 cm; frequentemente è sormontato da oltre un metro e mezzo di materiale piroclastico rimaneggiato.

2.3. UNITÀ DI FONDOVALLE.

Come già definito all'inizio del § 2 questa unità è costituita dalle alluvioni recenti del F. Volturmo associate

ai terrazzi di III e IV ordine (cfr. § 3 e carta Geomorfologica) e dai terreni che costituiscono la fascia pedemontana dei principali rilievi presenti nell'area. Al suo interno sono stati individuati i seguenti due membri:

2.3.1. Membro detritico (dt).

Nell'ambito di tale membro sono stati accorpati tutti i depositi in facies di falda detritica e le colluvioni, che complessivamente occupano una superficie dell'ordine di 5-6 Km²; si rinvengono in maniera un po' discontinua lungo le fasce pedemontane dei rilievi carbonatici che perimetrano il bacino.

Sebbene il detrito di versante si presenti con un'ampia varietà di caratteri si tratta essenzialmente di materiale clastico per lo più calcareo, a spigoli vivi o appena smussati, prodotto essenzialmente per gelifrazione durante le fasi stadiali dell'Ultimo Massimo Glaciale (e/o nel Tardiglaciale) e messo in posto da fenomeni prettamente gravitativi; può risultare molto grossolano o estremamente minuto, presentarsi incoerente o cementato in vario grado, evidenziare una buona stratificazione.

Anche i depositi colluviali sono abbastanza diffusi e sembrano essere il prodotto della degradazione e del rimodellamento tanto del substrato e del detrito più antico quanto dell'*Unità Principale*, rimossi dalle zone poste più a monte dove avevano già subito intensi processi di *weathering* e di pedogenesi. Coltorti (1983) segnala la presenza occasionale di reperti litici e ceramiche da neoneolitici a protostorici all'interno delle colluvioni, che pertanto risulterebbero di età olocenica. La presenza, inoltre, di piroclastiti pertinenti all'attività più recente dei vulcani campani (area flegrea) (Coltorti & Cremaschi, 1981; Coltorti, 1983) che sono spesso inglobate o sepolte dai depositi colluviali, consente di confermarne l'attribuzione all'Olocene.

2.3.2. Membro alluvionale (a²).

È costituito da depositi alluvionali a ghiaie prevalenti di natura calcarea e terrigena (soprattutto silicea), diffusi negli alvei attuali e nelle aree golenali di tutti i corsi d'acqua del bacino in esame con spessori massimi dell'ordine di una decina di metri. Ad est del F. Volturmo, nell'area a sud della confluenza con il T. Lorda, è praticamente monogenico cioè calcareo, data la maggiore influenza locale dei carbonati del Matese nord-occidentale come area sorgente.

La granulometria dei depositi risulta molto varia in funzione del regime idrico dei fiumi o torrenti; anche il grado di arrotondamento dei clasti è piuttosto variabile, in genere più elevato per quelli di minori dimensioni; la matrice è spesso assente; se presente mostra tracce di pedogenesi. In alcune sezioni naturali si possono osservare tipiche figure sedimentarie legate a correnti idriche trattive.

3. CARTA GEOMORFOLOGICA

La carta geomorfologica è stata redatta con un'attenzione particolare alla rappresentazione di quelle forme e quei depositi in grado di fornire informazioni di ti-



Fig. 6 - Depositi vulcanici fortemente alterati e rimaneggiati affioranti nell'incisione del T. Rava delle Coppelle.
Weathered and reworked volcanic deposits outcropping in the Rava delle Coppelle Stream incision.



Fig. 7 – Località Carpinete, presso Ponte 25 Archi: depositi vulcanici (v) con giacitura sub-orizzontale, separati da suoli sepolti.
Sub-horizontal layers of volcanic deposits (v), separated by buried soils in Carpinete site, near to Ponte 25 Archi.

po morfologico sull'area, caratterizzando alcuni dei principali processi morfodinamici in atto, o fenomeni potenzialmente attivabili, e la loro tendenza nel breve periodo.

3.1. GRANDI SUPERFICI DI SPIANAMENTO RELITTE E FORME ASSOCIATE, TALORA DI GENESI COMPLESSA

Con questa simbologia sono state indicate le superfici spianate di genesi complessa, delimitate da nette rotture di pendenza, ubicate sui fianchi o alla sommità dei rilievi bordieri spesso al margine delle principali faglie che hanno disarticolato il paesaggio; tali superfici, sospese sull'attuale fondovalle a quote comprese tra 400-500 e 1000-1100 m, sono interpretabili come residui di paesaggi maturi d'erosione modellatisi sul substrato prima dell'apertura dello stesso bacino intramontano. Sono state cartografate senza discriminare se si tratti di lembi appartenenti a distinte generazioni di superfici o ad un'unica superficie di spianamento smembrata e dislocata a diverse quote.

3.2. FORME TERRAZZATE E RELATIVO ORDINE

E' stata innanzitutto effettuata l'individuazione e la cartografia dei diversi ordini di terrazzi fluviali, cer-

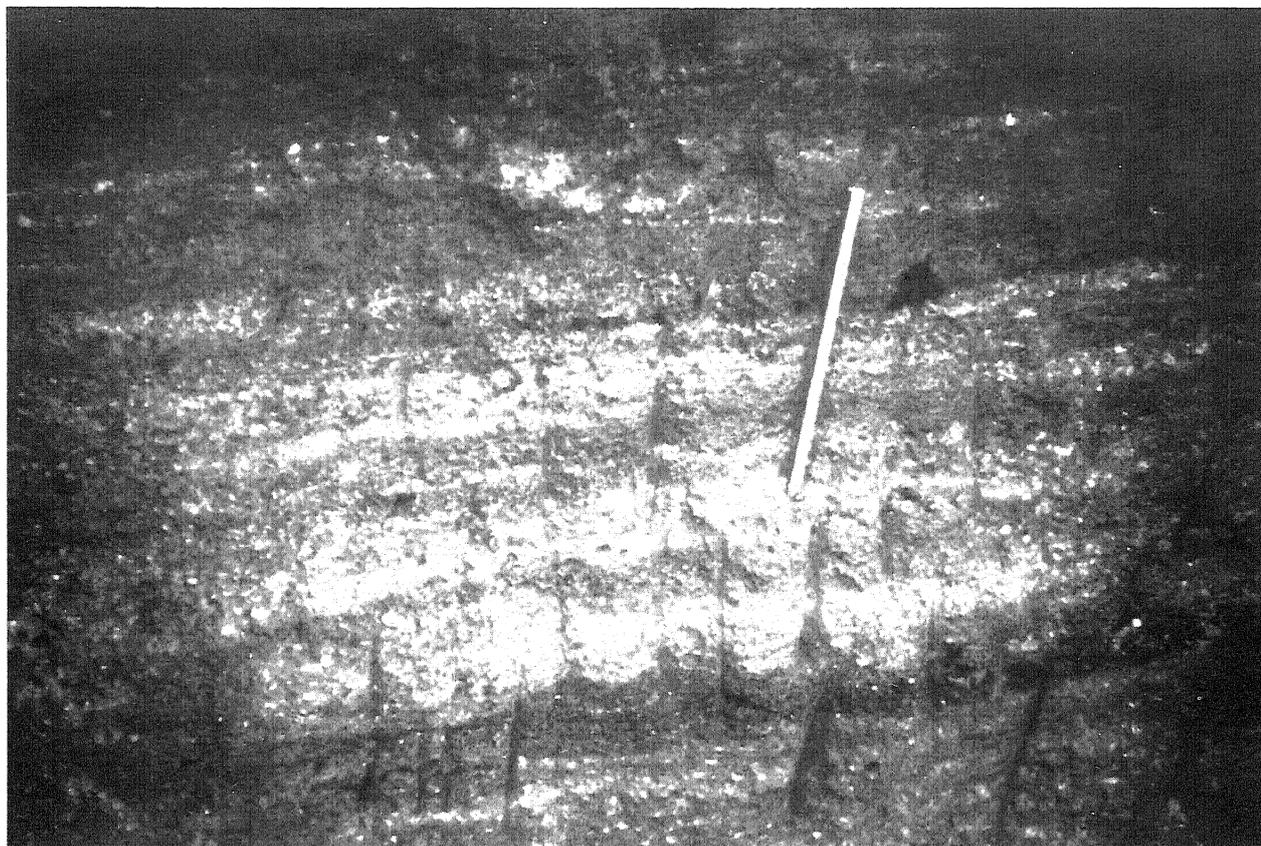


Fig. 8 - Materiale piroclastico alterato e rimaneggiato in ambiente di bassa energia (località Strippara, destra orografica del T. Lorda).
Pyroclastic weathered material, reworked in a low energy environment in Strippara site, right side of the Lorda stream.

cando di discriminare l'origine deposizionale o erosionale e le eventuali duplicazioni dovute ad attività tettonica. Sono stati distinti quattro ordini di superfici terrazzate che interessano il riempimento sedimentario quaternario del bacino dell'alto Volturno e dei suoi principali tributari.

Lo studio dei terrazzi ha fornito risultati complessivamente analoghi a quelli prodotti attraverso un approccio prettamente pedologico da van Otterloo e Sevink (1983); tuttavia nel presente lavoro vengono proposte poche ma sostanziali differenze sulla delimitazione di certe superfici terrazzate, sull'interpretazione genetica di alcune di esse e sull'attribuzione ad un determinato ordine gerarchico, soprattutto per quanto riguarda il basso tratto del F. Volturno (a sud di Montaquila e di Macchia d'Isernia) e del T. Vandra.

Il terrazzo di **I ordine** costituisce la superficie di gran lunga più ampia e diffusa per tutto il bacino di Isernia (~23 Km²). I suoi lembi, sebbene significativamente erosi e dissecati dal reticolo idrografico, nonché influenzati dall'incremento locale di acclività per la presenza di conoidi marginali e caratterizzati da un sensibile gradiente grossomodo da NE verso SO, risultano facilmente distinguibili e correlabili su grandi estensioni. Il *range* altimetrico entro cui si sviluppano, influenzato dalle direzioni di flusso dei principali assi di drenaggio (F. Volturno e T. Vandra da nord verso sud e F. Cavaliere e T. Lorda da NE a SO), va complessivamente da circa 490÷450 m a 275÷250 m s.l.m., mentre i dislivelli che interessano ciascun lembo non superano i 50÷80 m.

La superficie sommitale è essenzialmente di origine deposizionale e prevalentemente impostata sui depositi grossolani dei membri *ghiaioso* e *ghiaioso-sabbioso* (Unità Principale); localmente, invece, risulta di origine erosionale sul substrato carbonatico pre-quaternario.

Il terrazzo su cui sorge l'abitato di Isernia, che si attesta sul travertino in chiusura del ciclo lacustre a quote comprese tra i 460 (limite interno) ed i 400 m s.l.m. (limite esterno), risulta leggermente più elevato rispetto ai lembi terrazzati adiacenti ubicati ad est e ad ovest, ovvero rispettivamente al di là del F. Carpino e del F. Sordo. Le differenze altimetriche sembrano attribuibili all'intrinseco meccanismo di messa in posto delle facies incrostanti attraverso la progradazione di lobi di accrescimento ed al marcato effetto di morfoselezione esercitato dal bancone travertinoso litificato presente al *top* dei più teneri sedimenti argillosi.

Superfici di I ordine smembrate e duplicate tettonicamente su livelli altimetrici differenti risultano invece quelle in prossimità di Isernia, in destra del F. Sordo ed in sinistra del F. Carpino, dislocate da una scarpata di faglia ad andamento circa EO, con ribassamento relativo delle porzioni più meridionali.

In altri casi, anche se non sono evidenti scarpate che dislocano in maniera sensibile questa superficie, la susseguenza di numerose aste tributarie del F. Cavaliere e del T. Vandra suggerisce che esistono sistemi di faglie a piccolo rigetto, con direzioni prevalenti NE-SO e NO-SE, responsabili dell'ampia variazione altimetrica (circa 200 m) esistente tra le quote dei lembi del terrazzo.

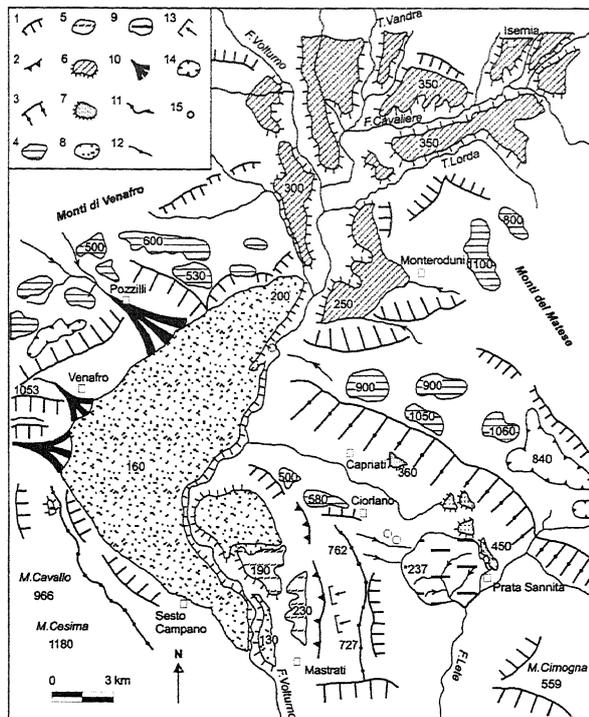


Fig. 9 – Schema geomorfologico dell'alta valle del F. Volturno (da Brancaccio *et al.*, 1997, modificato): 1) versanti di faglia; 2) versanti di linea di faglia; 3) versanti di faglia con indizi di riattivazione tettonica quaternaria; 4) lembi di paleosuperfici; 5) terrazzi di erosione su flysch; 6) terrazzi deposizionali ed erosionali di natura alluvionale di vario ordine (bacino di Isernia); 7) terrazzi deposizionali su materiale di conoide; 8) fondovalle della piana di Venafrò; 9) depositi limno-vulcanici terrazzati; 10) conoidi; 11) linea di cresta a controllo strutturale; 12) corsi d'acqua susseguenti; 13) valle sospesa; 14) polje; 15) sorgenti sulfuree.

Geomorphological sketch map of the Upper Volturno River Valley (after Brancaccio et al., 1997, modified): 1) fault scarps; 2) fault-line scarps; 3) fault scarps with evidence of Quaternary tectonic activity; 4) remnants of paleosurfaces; 5) erosional terraces on flysch deposits; 6) various orders of depositional and erosional fluvial terraces (Isernia basin); 7) depositional terraces on alluvial fans; 8) Venafrò valley floor; 9) terraces on limno-volcanic deposits; 10) alluvial fans; 11) structure-controlled ridges; 12) subsequent rivers; 13) hanging valleys; 14) polje; 15) sulphurous springs.

zo di I ordine presenti nella zona settentrionale e quelli presenti nella zona meridionale dell'area studiata, non giustificabile con il solo paleo-gradiente longitudinale della superficie deposizionale.

I terrazzi fluviali di **II ordine**, a parte rari lembi terrazzati di piccole conoidi alluvionali (ovviamente di origine deposizionale), sono sempre intagliati nell'Unità Principale, quindi sugli stessi sedimenti che danno luogo al I ordine. La loro genesi è interpretata come erosionale poiché la successione stratigrafica su cui sono modellate sia le superfici di I ordine sia di II sembra essere piuttosto omogenea quanto ai caratteri litologici, sedimentari e morfometrici dei depositi che la costituiscono, suggerendo una sua continuità fisica. Inoltre i dati stratigrafici raccolti testimoniano l'assenza di superfici di contatto per sovrapposizione tra i depositi su cui s'impone il terrazzo più giovane e quelli che individuano il terrazzo più antico.

Proprio lungo il F. Volturno, soprattutto a sud della vasca di espansione delle piene in prossimità del paese di Montaquila, quest'ordine di terrazzi si estende con continuità su ampie superfici (di alcuni Km²). Per il resto è invece costituito da ristretti lembi ubicati lungo i corsi d'acqua Vandra, Cavaliere, Longano e Lorda. Complessivamente le quote a cui si attestano le sue superfici sono comprese tra circa 380 e 210 m s.l.m.

I terrazzi di **III ordine** sono di natura deposizionale, individuando così un secondo ciclo di sedimentazione appartenente all'Unità di Fondovalle, incastrata nell'Unità Principale. A parte i pochi Km² del terrazzo più basso inciso dal F. Cavaliere e la più significativa estensione che occupa lungo il F. Volturno, tale ordine comprende scarsi lembi spianati, arealmente molto limitati, lungo le altre aste fluviali del bacino idrografico. L'intervallo di variazione altimetrica si situa tra 300-270 e quasi 200 m s.l.m.

Il **IV ordine** di superfici terrazzate si rinviene soltanto lungo il corso del T. Vandra e nella parte bassa del F. Volturno, dove è modellato su un ulteriore ciclo di deposizione alluvionale (anch'esso relativo all'Unità di Fondovalle), che ancora una volta s'incastra nei sedimenti più vecchi (ovvero nei terrazzi di III e talvolta direttamente anche di II o di I ordine).

Le sue quote raggiungono oltre 290 m s.l.m. nella parte alta dell'area in esame e poco meno dei 200 m nelle zone più basse del tratto di bacino esaminato.

3.3. FORME STRUTTURALI

Sono stati cartografati i principali versanti di faglia che costituiscono il perimetro dell'area studiata; essi sono ormai significativamente evoluti, receduti per meccanismi di *slope replacement*, e si presentano pressoché regolarizzati e variamente dissecati, talvolta fino al completo isolamento di faccette triangolari e persino alla distruzione delle stesse.

Per quanto riguarda il bacino vero e proprio, ovvero il riempimento sedimentario quaternario, è possibile riscontrare che sia i corsi d'acqua principali sia le aste secondarie ricalcano un sistema di faglie e fratture, acquisendo un tipico *pattern* angolato sostanzialmente in susseguenza, con tratti molto rettilinei anche su grandi distanze, serie di aste fluviali subparallele, anse ad andamento anomalo, "uncinature" opposte alle linee di massima pendenza ed alle direzioni di flusso, gomiti di cattura fluviale. Alcuni esempi sono rappresentati dai corsi d'acqua F. Cavaliere e T. Lorda che defluiscono in maniera subrettilinea e tra loro paralleli ai margini del Piano di S. Vito. Il primo scorre entro una valle a fondo piatto, disegnando una svolta anomala ad "S" attorno al promontorio di Macchia d'Isernia. L'attuale posizione del fiume e la presenza di numerose frane per scalzamento al piede lungo la riva sinistra inducono ad ipotizzare una progressiva migrazione dell'asta fluviale verso sud, parallelamente a se stessa e ad una probabile faglia a direzione OSO-ENE che avrebbe indotto un basculamento della valle in quella direzione. Ulteriori indizi relativi a tale lineamento risultano le "uncinature" dei tributari del Cavaliere (molto marcate per gli affluenti di destra, appena accennate per quelli di sinistra) non conformi alla direzione di massima pendenza.

Un altro esempio rappresentativo è offerto dall'allineamento grossomodo NO-SE dei corsi d'acqua tributari dei valloni principali che dissecano l'estesa superficie terrazzata di I ordine compresa tra il F. Volturmo ed il T. Vandra. Chiari indizi di fagliamento risultano anche le apprezzabili seppur minime differenze di quota tra i lembi di tale terrazzo individuati dalle suddette aste torrentizie, parzialmente oblitrate dalla moderata erosione subita dall'intera superficie (van Otterloo & Sevink, 1983) nonché dall'odierna presenza di un fitto bosco.

Con il simbolo di scarpata di faglia sono invece state cartografate le scarpate strutturali che evidenziano dislocazioni tettoniche dei depositi di riempimento e/o delle forme ad essi associate.

3.4. FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITÀ

Per quanto riguarda le fenomenologie strettamente legate all'azione della gravità sono state cartografate soltanto le più importanti forme di denudazione e, dove conservate, di accumulo (con i corrispondenti depositi). In particolare sono state distinti: frane di crollo che interessano i depositi alluvionali terrazzati, cui si aggiungono pochi altri casi che interessano il substrato carbonatico; nicchie e cumuli di frana di scorrimento verificatesi sui materiali ghiaiosi semicoerenti dei membri terrazzati e sui plastici sedimenti argillosi delle facies francamente lacustri; intere aree intensamente dissestate da fenomeni di *creep* (*soil creep strictu sensu* e soliflusso), e da episodi di *slumping* e franamenti superficiali diffusi sui versanti flyschoidi che costituiscono il margine nord del bacino.

3.5. FORME FLUVIALI

Le principali forme di erosione rappresentate in carta sono gli orli di scarpata di erosione fluviale e di terrazzo distinti in base alla diversa altezza dalla base (superiori ed inferiori a 2 m), mentre tra le principali forme di accumulo vi sono le conoidi alluvionali (in alcuni casi anch'esse terrazzate), ubicate generalmente allo sbocco di valli strette impostate sui rilievi bordieri e talora di incisioni dei depositi quaternari.

Altre elementi cartografati sono forre, gomiti fluviali di cattura e di altra origine (questi ultimi in genere controllati dalla struttura), alvei in approfondimento, valleciole a conca ed a fondo piatto, erosioni di sponda, diverse tipologie di barre, aree di esondazione.

I terrazzi fluviali, principale oggetto del presente studio, sono stati cartografati in maniera dettagliata come esposto nel § 3.2.

3.6. FORME ANTROPICHE

Tra le opere legate all'attività antropica sono state segnalate, oltre alle numerose cave (in calcare, travertino, ghiaie fluviali), in uso od ormai dismesse, l'area di interesse archeologico (sito paleolitico) di Isernia La Pineta, nonché la vasca di espansione delle piene ubicata lungo il F. Volturmo a monte della confluenza con il F. Cavaliere.

3.7. PROCESSI E STATO DI ATTIVITÀ

I processi geomorfici responsabili del modellamento di questa porzione del bacino del F. Volturmo sono prevalentemente i processi fluviali ed in secondo luogo quelli gravitativi; in carta geomorfologica è stato evidenziato anche il loro grado di attività.

L'attuale fondovalle è soggetto a ripetute modificazioni in occasione dei più significativi eventi di piena a decorrenza storica che modificano il perimetro e l'estensione delle aree di esondazione, la distribuzione, la stabilità, i caratteri morfometrici e sedimentari delle barre, e quindi lo stesso tracciato (essenzialmente di tipo *braided stream* per il F. Volturmo e più o meno meandriforme per il T. Vandra, il F. Cavaliere ed il T. Lorda).

La maggior parte delle conoidi cartografate risultano inattive, fortemente reincise anche per decine di metri e spesso coperte da una fitta copertura vegetale. Tra le forme attive sono state mappate invece quelle conoidi di deiezione, in genere più recenti (sovrapposte alle conoidi di precedenti generazioni o incastrate in esse), la cui superficie non ha subito affatto processi di dissezione o dove la reincisione verticale risulta dell'ordine di 1+2 m o poco più: si è inteso quindi il termine di conoidi "attive" nell'accezione più ampia di "potenzialmente attivabili". Pur dove non sono osservabili in atto fenomeni di alluvionamento e progradazione dei corpi sedimentari, si è voluto dare risalto alle potenzialità di rischio geomorfologico fornendo una valutazione del *trend* morfologico anche di breve periodo, ritenendo cioè che esistano le condizioni predisponenti perché detti fenomeni possano innescarsi in futuro.

Le superfici terrazzate, soprattutto quelle di I e II ordine, risultano profondamente dissecate da valleciole a fondo piatto o concavo, laddove i corsi d'acqua hanno avuto modo di svasare le valli stesse, o da strette incisioni a V, laddove invece il ruscellamento concentrato essenzialmente legato ad un regime idrico torrentizio, determina attualmente l'approfondimento dell'alveo.

In diversi tratti della rete idrografica si manifestano fenomeni di erosione di sponda, che ne rimodellano l'andamento più o meno sinuoso attraverso la migrazione di alcune anse e l'abbandono di alcuni meandri, o inducendo il progressivo arretramento delle scarpate dei diversi terrazzi fluviali, per scalzamento al piede e successivi crolli. In quest'ultimo caso, quindi, la dinamica di alveo interagisce in uno stretto rapporto di causa/effetto con i fenomeni di tipo gravitativo.

I versanti settentrionali del bacino, impostati su un substrato flyschioide, presentano un reticolo idrografico particolarmente addensato ed in rapida evoluzione, grazie alla scarsa permeabilità ed alla maggiore erodibilità delle successioni affioranti, molto poco conservative. Su di essi sono attivi e diffusi fenomeni di *creep* e di soliflusso.

4. DISCUSSIONE

4.1. VALUTAZIONI CRONOLOGICHE

Per quanto riguarda l'età dei depositi continentali cartografati, che formano il riempimento quaternario del bacino dell'alto F. Volturmo, dobbiamo rifarci all'età dei depositi vulcanici che risultano ad essi intercalati ed ai

dati archeologici provenienti dal giacimento Paleolitico di Isernia La Pineta.

L'apparente convergenza dei dati cronostratigrafici (datazioni radiometriche e paleomagnetiche di livelli *tephra*, attribuzione di manufatti litici a determinati momenti della cultura preistorica attraverso l'archeologia, indagini sui resti di pasto – micro e macromammiferi - e sulla malacofauna) proposti in letteratura (AIQUA, 1982; AA.VV., 1983; Gambassini *et al.* – a cura di –, 1995; Peretto – a cura di –, 1996) per il bacino di Isernia, in riferimento al giacimento de La Pineta, non risulta tuttavia così stringente come poteva ritenersi fino ai primi anni '80.

Infatti sia le vecchie datazioni K/Ar (Coltorti & Cremaschi, 1981; van Otterloo, 1982; Cremaschi, 1983; Delitala *et al.*, 1983; van Otterloo & Sevink, 1983) che i dati paleomagnetici che proponevano per i *tephra* rinvenuti nel sito di Isernia La Pineta (localizzato nella parte alta dell'Unità Principale) un'età maggiore di 0.7 Ma, sono in contrasto con le nuove determinazioni radiometriche ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su cristalli di leucite e K/Ar su roccia totale) che ascrivono l'attività eruttiva più antica del Roccamonfina a circa 600±650 Ka BP (Ballini *et al.*, 1989/a).

Le analisi mineralogiche da noi effettuate sui depositi piroclastici del T. Rava delle Coppelle hanno evidenziato, oltre alla forte alterazione, l'assenza di fenocristalli di leucite. Non è stato tuttavia possibile accertare se tale assenza sia primaria (il che indurrebbe a correlarli con il secondo ciclo di attività del Roccamonfina) o risulti invece legata ai processi di alterazione, trattandosi in effetti di un feldspatoide e quindi di un minerale facilmente alterabile.

In mancanza di saldi vincoli di carattere petrochimico e/o radiometrico, le osservazioni mineralogiche generali e le considerazioni essenzialmente morfostratigrafiche consentono di formulare l'ipotesi che almeno quei depositi di *tephra* affioranti in posizione basale nelle successioni dell'Unità Principale (conoide del Rava delle Coppelle, conoide del Lorda), siano stati messi in posto dal Roccamonfina nelle prime fasi di attività, ovvero possano essere l'equivalente della serie HKS (caratterizzata dai termini originariamente ad abbondante leucite modale, poi alteratasi con neoformazione di altre componenti) o della più antica serie OKS già sostanzialmente priva di leucite. Per quanto attiene invece ai livelli piroclastici intercalati nel *membro ghiaioso-sabbioso* presso il T. Vandra ed al tetto delle argille lacustri lungo il F. Cavaliere ed il T. Lorda, l'elevata posizione stratigrafica occupata nell'ambito dell'Unità Principale indurrebbe ad ascriverli almeno alle successive fasi di attività esplosiva del Roccamonfina, caratterizzate dalla serie KS, trachitica e sostanzialmente senza termini leucitici. Pertanto riteniamo di poter affermare che la porzione affiorante dell'Unità Principale ricade interamente nel Pleistocene medio; non si hanno attualmente dati relativi agli spessori complessivi di questa unità in quanto né il rilevamento di campagna né i dati di sottosuolo consentono di individuarne la base.

Recentissimi dati radiometrici $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Corrado *et al.*, 2000) relativi a campioni di *tephra* prelevati dai principali affioramenti segnalati anche nel presente lavoro hanno fornito una età di 504±12 ka per i tufi posti alla base della conoide del T. Rava delle Coppelle, una età di 476±10 ka per un livello pomiceo campionato nell'Unità Principale a SO di Isernia ed un'età di

232±11 ka per uno dei livelli piroclastici intercalati nella parte alta dell'Unità Principale in località T. Vandra. Tali dati consentono di confermare la nostra ipotesi e di attribuire interamente al Pleistocene medio la porzione affiorante dell'Unità Principale. Gli stessi aprono però dei problemi relativi all'età delle industrie litiche del sito di Isernia La Pineta che, rispetto alla diffusione di analoghe civiltà del Paleolitico sia in Europa sia in Africa, risulterebbero "troppo giovani" (prof. C. Peretto, com. pers.).

4.2. TETTONICA QUATERNARIA

Come già discusso (v. § 3) l'andamento spesso angolare del reticolo idrografico impostato sui sedimenti quaternari del bacino dell'alto F. Volturno suggerisce un forte condizionamento da parte della struttura e quindi la presenza di un reticolo di fratture e/o faglie che interessano tali depositi. Le direttrici più ricorrenti lungo cui si allineano ed eventualmente si intersecano i segmenti fluviali sono orientate OSO-ENE, circa N-S, tra E-O e NO-SE.

Nonostante la presenza di questi indizi geomorfologici le evidenze dirette di faglie che coinvolgano il riempimento quaternario non sono risultate numerose. L'unica località in cui è stato possibile osservare la presenza di faglie (località Selverina, in prossimità di SS. Cosma e Damiano), evidenzia dislocazioni dirette dell'ordine del metro con piani di taglio compresi tra N120° e N170° ed immergenti nel quadrante di NE. Faglie dirette con rigetti decimetrici erano state segnalate nei banchi di travertino in posizione basale rispetto ai suoli d'abitato paleolitici de La Pineta da Cremaschi (1983) e nella placca travertinoso che costituisce la superficie sommitale del terrazzo di Isernia durante gli scavi della trincea stradale Napoli-Vasto, ma non sono più attualmente visibili.

Altra considerazione indiretta sulla storia tettonica quaternaria dell'area in esame viene dallo studio delle superfici terrazzate e della loro distribuzione areale. Dei quattro ordini di superfici ben diffuse e cartografate in tutta l'area, le due più antiche scompaiono improvvisamente nella zona della piana di Venafro, ubicata immediatamente a sud dell'area studiata (Fig. 9). Tale scomparsa è legata secondo Brancaccio *et al.* (1997) all'attività tettonica del lineamento Pozzilli-Capriati che attraversa la valle del Volturno subito a sud del Ponte 25 Archi. Questa faglia, dopo la deposizione dell'Unità Principale, ha determinato il sollevamento relativo della zona dell'alto Volturno rispetto alla piana di Venafro: la prima zona è stata quindi soggetta a dissezione e terrazzamento mentre l'altra ha registrato l'aggradazione di una successione sedimentaria in facies prevalentemente lacustre.

La tettonica quaternaria ha dunque condizionato in maniera sostanziale l'evoluzione di questo tratto della valle del Volturno creando le condizioni necessarie sia per la sedimentazione dell'Unità Principale (subsidenza relativa, nel corso del Pleistocene medio, del settore compreso tra Isernia, Montaquila e S. Maria Oliveto) che per la sua reincisione e terrazzamento (attivazione e /o riattivazione, verso la fine del Pleistocene medio, della faglia Pozzilli-Capriati con sollevamento relativo dell'area in studio).

Lavoro eseguito con i fondi Cofinanziamento MURST 1997: "Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali" - Resp. nazionale: prof. A. Biancotti; resp. locale: prof. L. Brancaccio e fondi MURST 60% (1996) dell'Università del Molise.

BIBLIOGRAFIA

- AIQUA (1982) – *Relazione sul Convegno Autunnale 1980: "Il Pleistocene medio in Italia"* - Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**, 240-257.
- AA.VV. (1983) - *Isernia La Pineta* - Calderini Ed.
- Ballini A., Barberi F., Laurenzi M.A., Mezzetti F., Villa I.M. (1989/a) - *Nuovi dati sulla stratigrafia del vulcano di Roccamonfina* - Boll. G.N.V., 1989-2, 533-556.
- Ballini A., Frullani A., Mezzetti F. (1989/b) *La formazione piroclastica del Tufo Trachitico Bianco ("White Trachytic Tuff" - WTT Auctorum) del vulcano di Roccamonfina* - Boll. G.N.V., 1989-2, 557-574.
- Bosi C. (1989) – *Considerations and proposals on morpho-pedolithostratigraphic units in Quaternary studies* - Il Quaternario, **2**(1), 1989, 3-9.
- Brancaccio L., Cinque A., Di Crescenzo G., Santangelo N., Scarciglia F. (1997) – *Alcune osservazioni sulla tettonica quaternaria nell'alta valle del F. Volturino (Molise)* – Il Quaternario, **10** (2), 321-328.
- Celico P., De Gennaro M., Ghiara M.R., Russo D., Stanzone D. (1984) - *Relazioni tra idrodinamica e composizione chimica e isotopica delle acque di alcuni massicci carbonatici del Matese* - Periodico di Mineralogia, Roma, Anno LII, n° **1-2-3**.
- Coltorti M. (1983) - *Le fasi principali della evoluzione del paesaggio nel bacino di Isernia (Molise)*. In: AA.VV. (1983) - *Isernia La Pineta* - Calderini Ed.
- Coltorti M. & Cremaschi M. (1981) - *Depositi quaternari e movimenti neotettonici nella conca di Isernia* - C.N.R. Prog. Final. Geodin., Sottoprog. Neotettonica: Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Pubbl. n° **506**, 173-188.
- Corrado S., Di Bucci D., Naso G., Villa I. (2000) - *Extensional tectonics in the Matese area* - Abstract e Poster, Convegno in memoria del Prof. Giampaolo Pialli: "Evoluzione Geologica e Geodinamica dell'Appennino", Foligno, 16-18 febbraio 2000.
- Cortini M., Roberti N. & Scandone R. (1975) – *Geocronologia e Paleomagnetismo del Vulcano Roccamonfina* - Ann. Geofis., **28** (2-3), 129-138.
- Cremaschi M. (1983) – *La serie Pleistocenica di Isernia La Pineta (Molise) e la posizione stratigrafica dei suoli d'abitato paleolitici in essa inclusi*. In: AA.VV. (1983) - *Isernia La Pineta* - Calderini Ed.
- Delitala M. C., Fornaseri M. & Nicoletti M. (1983) – *Datazioni Argon-Potassio sulla serie pleistocenica di Isernia La Pineta*. In: AA.VV. (1983) - *Isernia La Pineta* - Calderini Ed.
- Gambassini P., Martini F., Palma di Cesnola A., Peretto C., Piperno M., Ronchitelli A. M., Sarti L. (a cura di) (1996) – *Il Paleolitico dell'Italia centro-meridionale*. Guide archeologiche – Preistoria e Protostoria in Italia, N° **1**, A.B.A.C.O. Edizioni.
- Ghiara M.R., Lirer L. e Stanzone D. (1973) – *Contributo alla conoscenza vulcanologica e petrografica del vulcano Roccamonfina* - Periodico di Mineralogia, Roma, Anno XLII, n° **1-2**, 267-293.
- Giannetti B. & Luhr J. F. (1983) – *The white trachytic tuff of roccamonfina Volcano (Roman region, Italy)* - Contribut. Mineral. Petrol. **84**, 352-252.
- Giannetti B., Nicoletti M., Petrucciani C. (1979) – *Datazioni K-Ar di lave leucitiche dello Strato-Vulcano di Roccamonfina* – Rendic. Soc. It. Mineral. Petrol., **35**, 349-354.
- Luhr J.F. & Giannetti B. (1987) – *The brown Leucitic Tuff of Roccamonfina Volcano (Roman Region, Italy)* - Contrib. Mineral. Petrol., **95**, 420-436.
- Peretto C. (1994) - *Il giacimento paleolitico* - in: Peretto C. (a cura di) (1994) - *Le industrie litiche del giacimento paleolitico di Isernia La Pineta* - Istituto Regionale per gli Studi Storici del Molise "V. Cuoco", Cosmo Iannone Editore, Isernia, 29-40.
- Peretto C. (a cura di) (1996) - *I reperti paleontologici del giacimento paleolitico di Isernia La Pineta* - Istituto Regionale per gli Studi Storici del Molise "V. Cuoco", Cosmo Iannone Editore, Isernia, pp. 625.
- Servizio Geologico Nazionale (1994) - *Carta Geomorfologica d'Italia - 1 : 50000 - Guida al Rilevamento* - Quaderni, **4**, serie III.
- van Otterloo R.H. (1982) - *Preliminary potassium-argon dating on Pleistocene volcanic deposits in the Upper-Volturno basin (Isernia)* - in: AIQUA (1982) – *Relazione sul Convegno Autunnale 1980: "Il Pleistocene medio in Italia"* - Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**, 240-257.
- van Otterloo R.H. & Sevink J. (1983) – *The quaternary evolution of the Upper- Volturno Basin*". In: AA.VV. (1983) - *Isernia La Pineta* - Calderini Ed.

Ms. ricevuto il 19 giugno 2000
Testo definitivo ricevuto il 10 ottobre 2000

Ms. received: June 19, 2000
Final text received: October 10, 2000