

**IL BACINO PLIO-PLEISTOCENICO DI CALVELLO (POTENZA):
EVOLUZIONE GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 181
ABSTRACT	" 181
PREMESSA	" 181
INQUADRAMENTO GEOLOGICO E VI- CENDE PRE-PLIOCENICHE	" 182
I TERRENI PLIO-PLEISTOCENICI	" 182
Le calcareniti e le sabbie	" 183
Le argille	" 183
Le sabbie	" 183
I conglomerati	" 185
EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA	" 185
La "paleosuperficie"	" 185
I terrazzi	" 186
CONCLUSIONI	" 187
BIBLIOGRAFIA CONSULTATA	" 189

RIASSUNTO

Gli affioramenti di terreni marini presenti nei dintorni di Calvello (Potenza) rappresentano un relitto di un ben più ampio bacino (probabilmente un *piggy-back basin*) impiantatosi verso l'inizio del Pliocene superiore (zona MPI4) sulle propaggini esterne dell'edificio sud-appenninico. Sebbene interrotta da lacune di probabile significato tettonico, la sedimentazione marina è perdurata nell'area sino al Santerniano ed è stata caratterizzata da apporti clastici pelitici e subordinatamente arenitici. Le facies litorali di chiusura sono coperte in apparente concordanza da conglomerati fluviali poligenici e grossolani che raggiungono una potenza di circa 250 metri. Tali terreni appaiono interessati da fagliamenti diretti e trascorrenti, nonché da basculamenti anche di forte entità, che sono intervenuti dopo la deposizione della intera successione. Gran parte di detta deformazione (i basculamenti per intero) appare essersi verificata molto precocemente in quanto "sigillata" da paesaggi d'erosione sospesi (Paleosuperficie Auct.) che, in base a considerazioni geomorfologiche e strutturali di carattere regionale, riteniamo essersi modellati tra il Santerniano e l'Emiliano p.p..

In accordo con questa attribuzione cronologica riteniamo molto probabile che la tettonizzazione registrata dall'area tra la deposizione dei conglomerati di chiusura ed il modellamento della Paleosuperficie sia da legare più o meno direttamente a fasi compressive infrapleistoceniche, alle quali va imputata anche la accentuazione delle morfostutture positive embricate che decorrono in direzione circa N150 all'esterno dell'area di Calvello. Anche su questa fascia sollevata, dalla quale i terreni marini plio-santerniani sono stati interamente erosi, si ritrovano lembi di un paleopaesaggio sospeso a circa 1100 metri di quota e ben raccordati a quello tagliante in sommità la successione di Calvello.

Nell'area di Calvello sono stati anche riconosciuti tre ordini di terrazzi fluvio-denudazionali geomorfologicamente in-

castrati nella "paleosuperficie" e testimoniando pause significative della reincisione di quest'ultima. Il terrazzo di primo ordine è erosionale, il secondo è deposizionale ed è legato ad un ribassamento tettonico locale, il terzo ordine è deposizionale ed è incastrato nelle valli attuali. A parte i fagliamenti che hanno preceduto il terrazzamento di secondo ordine, l'area non ha subito deformazioni tettoniche importanti durante la reincisione della "paleosuperficie", la quale è avvenuta in un regime di sostanziale sovrapposizione di valli conseguenti a seguito di sollevamenti grossomodo uniformi.

ABSTRACT

The marine deposits outcropping in the area near Calvello (near Potenza, S. Italy) belong to a piggy-back basin that formed above the external portion of the deforming roof-thrust system of Southern Apennine duplex chain. Although interrupted by two gaps of possible tectonic significance, the marine sedimentation lasted from the beginning of Upper Pliocene (zone MPI4 sensu CITA) up to Santernian. The sedimentary and palaeontological characters of the succession suggest the existence of a relatively shallow basin that was supplied mostly with fine grained terrigenous inputs. Only after the final regression the area went conformably covered by thick and coarse grained fluvial conglomerates, possibly indicating a tectonic phase of relief creation. Shortly later entire succession was strongly deformed by compressional events which can be referred again to Santernian on the base of regional geomorphological and structural correlations. During a following period of local tectonic stability the relief of the area was remarkably reduced by a phase of erosion. This resulted in the modelling of a gentle landscape whose hanging remnants are nowadays to be found at about 1100 meters of elevation both in the study area and over a broad region East of it. The relations observed between this ancient landscape and the structural and geomorphological features characterising another younger piggy-back basin of the region (S. Arcangelo basin) indicate that the former accomplished its modelling somewhere during Emilian.

Starting from that time Calvello area entered a period of prevailing fluvial dissection in response to regional phases of uplift. Downcutting of valleys was passively controlled by the pre-existing structure and only moderately influenced by local faulting of minor importance. The total amount of downcutting was in the order of 500 meters and was realised in several steps, separated by three stillstands of base level, during which three orders of fluvial terraces were formed. The first one has an erosional nature and rest at about 1000 meters a.s.l.. The second order terraces (to be found between 800 and 870 meters) resulted from a localised episode of fault-controlled aggradation. The third order terraces, again of depositional origin and occurring at elevations between 730 and 750 meters, formed when the network of valleys had by then gained its present configuration.

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Napoli "Federico II".

(**)Lavoro eseguito e stampato col contributo C.N.R. n. 811 e MURST 40% n. 794

PAROLE CHIAVE: Appennino campano-lucano; Plio-Pleistocene; Depositi marini; Geomorfologia; Paleosuperfici.

KEY WORDS: Campanian-lucanian Apennine; Marine deposits; Plio-Pleistocene; Geomorphology; Hanging palaeolandscapes.

PREMESSA

Scopo del presente lavoro è la ricostruzione della storia evolutiva di un settore della catena il cui *record* stratigrafico, oltre a raccontare di vicissitudini piuttosto complesse, dimostra la sua permanenza in ambiente marino fino al Pleistocene inferiore (Santerniano). Questa circostanza ha offerto la possibilità di analizzare il comportamento tettonico, prima, e quello geomorfologico, poi, con una risoluzione temporale difficilmente possibile in altri settori interni della catena.

Nella prima parte di questo lavoro verranno descritte le successioni terrigene deposte in un bacino marino (il cosiddetto "bacino di Calvello"; Fig. 1) che è stato attivo tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore e che si è impostato sul dorso dell'edificio orogenico sud-appenninico già strutturato e deformato da precedenti fasi tettonogenetiche. Seguirà la descrizione delle principali tappe morfoevolutive conosciute nell'area a partire dalla sua definitiva emersione.

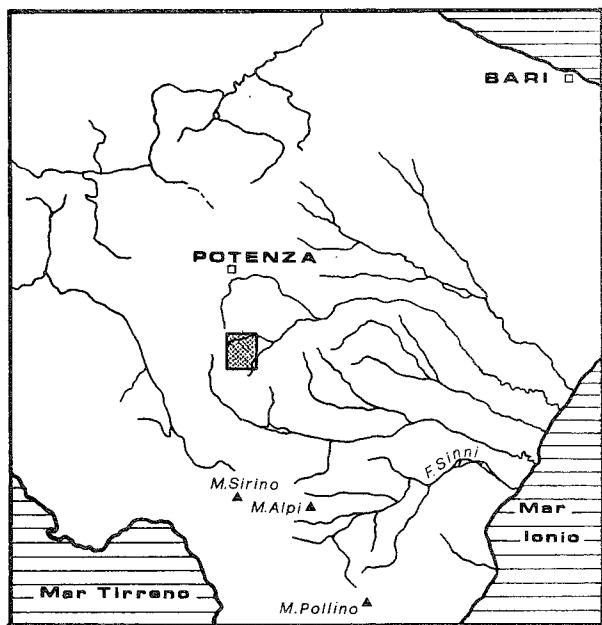


Fig. 1 - Ubicazione dell'area

INQUADRAMENTO GEOLOGICO E VICENDE PRE-PLIOCENICHE

Il substrato dei terreni plio-pleistocenici del bacino di Calvello⁽¹⁾ è costituito sia da unità tettoniche a forte alloctonia sia da depositi mesoautoctoni accumulatisi durante la tettonogenesi tardo-miocenica. Al primo gruppo appartengono il Complesso delle *Argille Varicolori* (o *Complesso Sicilide* di OGNIEN, 1969) e le Unità Lagonegresi (costituite dalla Serie Calcarea-silicomarnosa; SCANDONE, 1972). Queste due unità si trovano in complessi rapporti strutturali, risultato di più fasi tettonogenetiche, verificatesi a partire dal Langhiano. Il secondo gruppo è rappresentato dal *Flysch di*

⁽¹⁾La dicitura "bacino di Calvello" viene utilizzata solo per brevità e senza nessuna implicazione paleogeografica circa l'ubicazione e la geometria del bacino, il quale era certamente più vasto di quanto testimoniano gli affioramenti posti intorno Calvello.

Gorgoglione (SELLI, 1962), depositosi nel Tortoniano superiore in un bacino di *piggy-back* impostato lungo il margine esterno della catena. Esso poggia in forte discordanza angolare su vari termini delle unità tettoniche precedentemente menzionate ed appare a sua volta interessato da deformazioni compressive embricate di direzione variabile tra circa NE-SW e circa N-S. Una notevole parte di questa deformazione era già stata acquisita all'atto della impostazione del "bacino di Calvello", i cui terreni, infatti, risultano molto meno deformati delle unità su cui poggiano. Esempio è, al riguardo, la marcata piega a cuspide di direzione N140 che deforma il *Flysch di Gorgoglione* presso l'abitato di Anzi, la quale sembra aver coinvolto i terreni marini pliocenici solo durante una fase tardiva di accentuazione.

Per di più, i depositi pliocenici di Calvello sigillano contatti tettonici tra la formazione tardo-tortoniana del *Flysch di Gorgoglione* e le *Argille Varicolori* (come, ad esempio, ad Est del vallone La Rossa) e trasgrediscono spesso direttamente sui terreni *Sicilidi* (originariamente seppelliti dal *Flysch di Gorgoglione*), dimostrando che questi erano stati già allora riportati in affioramento a seguito di fenomeni di *thrusting* e di erosione.

I TERRENI PLIO-PLEISTOCENICI

Ad Est e Sud-Est del paese di Calvello sono largamente affioranti depositi marini trasgressivi in discordanza sulle unità mesozoiche e mioceniche. La ricostruzione della loro intera sequenza stratigrafica e delle variazioni laterali di questa è ostacolata, oltre che dalla ripetitività delle facies e dalla discontinuità degli affioramenti, dalla difficoltà a chiarirne esattamente l'assetto strutturale. Anche se nell'area del Monte Figarola, ove si concentra la maggior parte degli affioramenti, le giaciture sembrano delineare una monoclinale immergente di circa 25 gradi verso il primo ottante (Fig. 2), altri dati giacitureali suggeriscono l'esistenza di piegamenti ad ampio raggio. A ciò va aggiunta l'esistenza di faglie subverticali, orientate in prevalenza SW-NE, E-W e NW-SE, cui si associano rigetti verticali solitamente di ordine decametrico, e qualche faglia circa N-S con strie orizzontali.

La parte marina della successione, dello spessore totale di circa 450 metri, è dominata da facies pelitiche (argille, argille siltose e sabbie che solo alla base e verso il tetto lasciano posto a intervalli arenitici. Alle sabbie di chiusura del terzo ciclo seguono poi conglomerati fluviali poligenici potenti fino a 250 metri.

Recenti studi biostratigrafici (CIAMPO *et al.*, 1992) riconoscono all'interno della successione degli *hiatus* che farebbero pensare alla sovrapposizione di tre diversi cicli deposizionali. Allo stato attuale della ricerca non è ancora possibile dare un preciso significato a queste lacune stratigrafiche, le quali non appaiono marcate da alcuna apprezzabile discordanza o variazione verticale di facies. Va tuttavia osservato che i caratteri sedimentologici dei depositi marini ed il loro contenuto paleontologico rimandano ad un ambiente marino poco profondo in cui giungevano sottili apporti clastici provenienti dall'erosione di un rilievo a debole energia. In un simile contesto paleogeografico, lacune stratigrafiche del tipo sopracitato potrebbero essersi realizzate in seguito a modeste deformazioni tettoni-

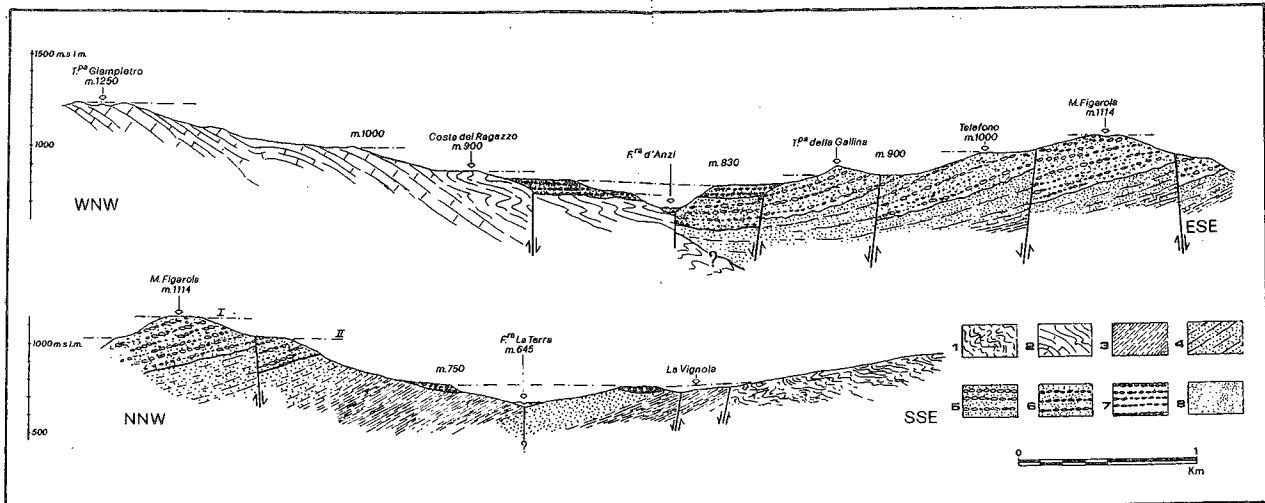


Fig. 2 - Sezioni geologiche. 1) Argille Varicolori; 2) unità lagonegrese; 3) calcareniti e sabbie; 4) argille; 5) sabbie; 6) conglomerati; 7) conglomerati terrazzati (II ordine); 8) conglomerati terrazzati (III ordine).

che del bacino (e/o variazioni eustatiche) con possibili fenomeni di cannibalismo intrabacinale.

Lo schema litostratigrafico allegato (Fig. 3) mostra la distribuzione delle principali litofacies all'interno dell'area rilevata.

Le calcareniti e le sabbie

Nel settore sud-occidentale dell'area sono ampiamente rappresentate le facies marginali del bacino, che in più punti mostrano l'appoggio sul substrato pre-pleiocenico.

In località Masseria Falvello si osservano conglomerati a matrice calcarenitica arrossata passanti in alto e lateralmente (Fosso Cannalumara) a calcareniti e sabbie ricche di macrofossili intercalate da sottili livelli ghiaiosi. A circa 30 m dalla base si ha l'evoluzione a sabbie.

Una evoluzione simile si ritrova nella contigua località Tempa Massimone laddove sulle *Argille Varicolori* poggia un sottile e discontinuo livello di conglomerati cui seguono calcareniti in strati di spessore compreso tra 10 e 40 cm in alternanza a livelli sabbiosi. Il corpo calcarenitico ha uno spessore valutabile intorno ai 100 m, e dovrebbe rappresentare la base del primo dei tre cicli individuati da CIAMPO *et al.*, 1992. I caratteri sedimentologici di questi affioramenti meridionali rimandano, almeno per la loro parte basale, a contesti litorale e di spiaggia con *input* clastici fluviali di modesta entità.

Altra località in cui sono state ritrovate facies costiere è situata nei pressi della stazione di Fiumarella, quasi all'altezza del fondo valle della Fiumara d'Anzi. Qui l'appoggio discordante delle sabbie sul *Flysch di Gorgoglione* è marcato da alcuni metri di megabrecce di base di falesia con matrice sabbiosa e clasti provenienti dall'immediato substrato.

Le argille

Al di sopra delle calcareniti poggiano le argille, le quali si rinvencono esclusivamente nel settore meridionale dell'area, lungo i fianchi della valle della Fiumara La Terra.

Un affioramento significativo è quello situato in destra orografica della Fiumara Piesco, affluente destro della Fiumara La Terra. Lungo questa sezione na-

turale, seguibile per circa 1.400 metri ed orientata Nord-Sud, affiorano argille siltose grigie, basculate verso Nord-Ovest di 22 gradi circa. Questi terreni sono stati biostratigraficamente attribuiti al Pliocene superiore e più esattamente alla parte media della biozona MP14 (CIAMPO *et al.*, 1992). Al limite meridionale dell'affioramento, le argille vengono in contatto per faglia diretta con le *Argille Varicolori* per cui non risultano esposte le facies arenitiche basali che sono, invece, ampiamente rappresentate nella contigua area occidentale.

In località Belvedere, sulla successione argilloso-siltosa ora descritta poggia una placca di argille sabbiose e sabbie immergenti a NW di circa 32 gradi. La successione è disturbata da una serie di faglie dirette subverticali, i cui rigetti sono di ordine metrico.

Qualche Km più a Est, in prossimità del Vallone La Rossa affiorano ancora litofacies argillose poggianti su *Argille Varicolori* con contatto non chiaro, probabilmente tettonico, sicuramente mancanti di facies di transizione alla base. Verso l'alto, invece, la successione sembra continuare con le argille affioranti sul versante meridionale del M.te Figarola, in corrispondenza delle morfologie calanchive presenti nelle località Camastra, Serra San Giacomo e La Pincia (Fig. 4). Qui le argille presentano uno spessore di circa 90 metri ed una inclinazione tra 20 e 25 gradi verso N20W. Dati biostratigrafici (CIAMPO *et al.*, 1992) permettono di collocare queste argille tra la parte alta della biozona MP15 ed il Pleistocene inferiore (Santerniano).

I rapporti stratigrafici tra le argille del Vallone La Rossa e quelle della Fiumara Piesco non risultano chiarificabili sul terreno per la mancanza di contatto diretto (tra le due località emerge il substrato pre-pleiocenico, qui dato da *Argille Varicolori*). Esse, comunque, potrebbero appartenere a due cicli distinti (come già riportato da CIAMPO *et al.*, 1992) considerate le altezze biostratigrafiche diverse a cui afferiscono.

Le sabbie

Lungo i versanti meridionali del M.te Figarola le già menzionate argille tardo-pleioceniche-santerniane evolvono a termini argilloso-sabbiosi e poi, a partire da quota 800 metri circa, a sabbie giallastre. Queste sono potenti tra 100 e 150 metri ed appaiono coperte in sostanziale concordanza dai conglomerati fluviali che



Fig. 3 - Schema litostратigrafico. Legenda: 1) alluvioni recenti; 2) conoidi; 3) conglomerati terrazzati (III ordine); 4) conglomerati terrazzati (II ordine); 5) sabbie; 6) argille; 7) argille; 8) calcareniti e sabbie; 9) Flysch di Gorgoglione; 10) unità lagonegresi; 11) Argille Varicolori; 12) giacitura; 13) giacitura.



Fig. 4 - Il versante meridionale del M. Figarola (località Camastra). I calanchi sono scolpiti in argille sabbiose del Pliocene superiore (MP15).

chiudono la successione. Si tratta di sabbie a grana media, sciolte o poco cementate, seguite da sabbie alternate a livelli arenacei a stratificazione incrociata e, infine, da alternanze decimetriche di sabbie e micro puddinghe di spiaggia. Questo intervallo sabbioso a chiara tendenza regressiva si segue con continuità a partire dal versante meridionale del Figarola, attraverso il suo bordo orientale, fino ad un piccolo tratto del versante settentrionale.

Un altro affioramento significativo e già citato, è situato in località Belvedere, in destra orografica della Fiumara Piesco. Qui le sabbie, sempre di colore giallo, hanno uno spessore di quasi 100 metri e risultano intercalate da livelli arenacei spessi da 20 a 50 centimetri e ricchi di frammenti di macrofossili dispersi. Sebbene il contatto tra queste sabbie e le sottostanti argille della zona MP14 non sia ben esposto, la leggera discordanza angolare ed il fatto che le sabbie passino in breve distanza a poggiare direttamente sul substrato pre-pliocenico, fanno pensare che queste ultime appartengano ad un ciclo diverso da quello cui appartengono le argille.

I conglomerati

La chiusura della successione plio-pleistocenica è marcata da un brusco passaggio a depositi di ambiente continentale dati da conglomerati fluviali a matrice limo-sabbiosa gialla potenti fino a 250 metri. Verso la sommità del M.te Figarola (all'interno dei valloni che ne dissecano il versante meridionale) il contatto tra i conglomerati e le sabbie è di tipo paraconcordante ed appare marcato da modeste ondulazioni erosionali. Come le sabbie, i conglomerati immergono di una ventina di gradi verso NW.

Detti conglomerati, che molto raramente mostrano lenti sabbiose, sono largamente poligenici, eterometrici ed hanno stratificazione mal distinguibile, anche a causa di amalgamazione di strati. I clasti, solitamente ben arrotondati, hanno diametro generalmente compreso tra pochi centimetri e uno o due decimetri, anche se non di rado si hanno lenti con clasti fino a quasi un metro di diametro. Le litologie rappresentate nei clasti (calcilutiti grigio-scure; marne rosse e verdi; brecce a matrice arenacea ricche di miche bianche e quarzo; areniti a cemento calcareo; arenarie micacee; marne silicifere verde-oliva; selce e calcari con selce) fanno pensare che nei bacini fluviali alimentatori affio-

rassero formazioni riferibili tanto alle Unità Lagonegresi (*Flysch rosso*, *Flysch galestrino*, *Calcari con selce*, *Flysch Numidico*) quanto alle *Argille Varicolori* ed al *Flysch di Gorgoglione*.

EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA

L'analisi geomorfologica ha permesso di raccogliere elementi utili a tentare una ricostruzione delle principali tappe morfoevolutive occorse nell'area di studio a partire dalla estinzione del "bacino di Calvello", ovvero dalla regressione finale testimoniata dalle facies di spiaggia santerniane e dai sovrapposti conglomerati continentali. Sebbene non sia da escludere una spiegazione esclusivamente eustatica e climatica di questi eventi, riteniamo probabile che il brusco debutto di una sedimentazione fluviale così grossolana e persistente sia stato facilitato, se non determinato, da un rinvigorismento tettonico del rilievo circostante. Rilievo che prima della regressione finale doveva risultare ad energia molto più bassa, vista la quasi totale assenza di facies da *input* fluviale conglomeratico anche negli affioramenti testimonianti le facies costiere del bacino (Fosso Cannalumara, Tempa Massimone, periferia N di Calvello, Stazione di Fiumarella).

Ben più forte e documentata appare la tettonizzazione che ha colpito l'area dopo la deposizione dei conglomerati di chiusura e prima del modellamento di quella che chiamiamo per brevità *paleosuperficie di quota 1100*, vale a dire un paleo-paesaggio erosionale a notevole maturità i cui lembi relitti si trovano oggi sospesi intorno a quota 1100 m e la cui età è verosimilmente emiliana (vedi oltre).

Tale tettonizzazione, che trova espressione soprattutto nel variabile basculamento (forse espressione di un piegamento ad ampio raggio) subito dalla successione plio-pleistocenica di Calvello, appare configurarsi, alla luce delle osservazioni geomorfologiche condotte nella regione, come l'ultima grossa fase deformativa di questo settore di catena.

La successiva evoluzione geomorfologica si è realizzata in un regime di sostanziale sovrimposizione, ovvero con un controllo soprattutto passivo da parte di strutture pregresse. I fagliamenti che pure hanno accompagnato detta evoluzione hanno condizionato solo subordinatamente e localmente le morfologie che verranno di seguito descritte.

Le "paleosuperfici"

I più antichi relitti morfologici rintracciabili nel paesaggio della zona indagata sono alcuni lembi di paleomorfologie erosionali molto isolati e rimodellati che si rinvencono a quote variabili tra 1300 e 1500 metri sulla sommità dei rilievi ad occidente di Calvello (più esattamente tra NE e SW rispetto al paese). Essi sono tagliati nelle formazioni più conservative dell'Unità Lagonegrese e possono essere riferiti ad un ciclo erosionale anteriore o al massimo coevo della deposizione marina nel bacino di Calvello. Incastrata in questi relitti tettonizzati più antichi si rinviene poi una seconda generazione di "spianamenti" che, tagliando in discordanza angolare anche tutti i vari termini della successione plio-pleistocenica di Calvello. Si tratta di lembi residui di un paesaggio erosionale a notevole maturità morfologica, caratterizzato da pendenze molto basse (talora tali da far pensare ad un paesaggio a *glacis* d'e-

rosione su rocce tenere), che tende a raccordarsi a livelli di base posti attualmente a circa 1100 metri di quota e dal quale emergevano dei rilievi costituiti da unità più dure. Questo antico paesaggio erosionale sospeso, che per brevità indichiamo come *Paleosuperficie di quota 1100*, appare talora ridotto a sottili relitti o a gruppi di spartiacque sub-orizzontali tra loro accordanti. Un lembo significativo di questa paleosuperficie è quello che spiana i conglomerati tiltati affioranti sulla sommità del Monte Figarola (Fig. 5).



Fig. 5 - La "Paleosuperficie" al M. Figarola e i tre ordini di terrazzi fluviali.

Sulla porzione di catena posta ad Est e Nord-Est di Calvello (cioè orogenicamente più esterna rispetto all'area mappata nelle Figg. 3 e 6) la *paleosuperficie di quota 1100* è ben testimoniata da ampi lembi relitti e costituisce il più alto paleo-paesaggio ivi riconoscibile. Anche qui tale paleosuperficie risulta posteriore a tutte le deformazioni compressive presenti in quanto taglia in netta discordanza gli strati, talora verticalizzati, del *Flysch di Gorgoglione* e regolarizza gli accavallamenti dei terreni sicilidi sopra quest'ultimo. La mancanza su questa fascia esterna di depositi plio-santerniani rappresentanti una possibile estensione orientale del *bacino di Calvello* è probabilmente da interpretarsi come l'effetto di una elisione erosionale occorsa durante il modellamento della citata paleosuperficie, anche se altre considerazioni (vedi oltre) ci portano a ritenere che detta mancanza sia anche dovuta al fatto che in questa fascia esistevano già degli alti morfostutturali relativi (e, a tratti, emersi) durante il perdurare del bacino di Calvello.

I terrazzi

Le principali tappe morfoevolutive verificatesi nell'area dopo il modellamento della *paleosuperficie di quota 1100* sono ricostruibili analizzando i terrazzi fluvio-denudazionali, di vario significato e disposti su vari ordini, che vi si rinvennero (Fig. 5). Nell'area del Monte Figarola il terrazzo più alto (terrazzo di primo ordine della Fig. 6), è dato da una serie di ampi ripiani erosionali (relitti di morfologie vallive estremamente svasate e, forse, anche pedimentate e planate al fondo) posti intorno a 1000 metri di quota. Risultando in netta discordanza con le giaciture della successione plio-pleistocenica (immergente verso NNE), tale ordine di ripiani taglia le sabbie santerniane, lungo il versante

meridionale del M. Figarola, ed i conglomerati fluviali sommitali, lungo il versante settentrionale. Non vi sono quindi dubbi che esso testimoni effettivamente una antica posizione del livello di base locale dell'erosione. D'altra parte, il fatto che questi lembi si incastrino mediante scarpate erosionali sinuose entro i relitti della paleosuperficie a 1100, consente di escludere che si tratti di lembi ribassati di quest'ultima.

Il secondo ordine di terrazzi si trova a quote comprese tra 870 e 800 metri di quota. Esso è presente esclusivamente nel settore nord-occidentale dell'area cartografata nelle figure 3 e 6 ed è associato a conglomerati fluvio-torrentizi poligenici che presentano spesso una matrice limo-argillosa bruno-rossastra, probabilmente derivata dall'erosione di antiche coperture pedologiche. La potenza di queste alluvioni è molto variabile, ma si mantiene normalmente nell'ordine di alcune decine di metri, mentre la loro base risulta sospesa sugli attuali fondivalle di cinquanta metri circa.

La stessa localizzazione ben precisa e delimitata dei terrazzi di secondo ordine suggerisce che essi siano nati per il sovralluvionamento di un settore tettonicamente ribassato rispetto alle aree circostanti. Le faglie responsabili di questo ribassamento relativo, ancora identificabili in base soprattutto ad evidenze morfologiche (scarpate più o meno recedute ed addolcite, incisioni susseguenti rettilinee e gomiti di cattura), hanno rigetti dell'ordine di alcune decine di metri e risultano orientate di preferenza NW-SE e NE-SW.

Nella parte medio-alta del vallone Cugno Marinelli, nei pressi della località Tempa della Gallina, i conglomerati del terrazzo di secondo ordine sigillano una faglia N60 ribassante verso Nord che mette in contatto la porzione argillosa della successione di Calvello con la porzione conglomeratica sommitale. In questo caso il fagliamento precede sensibilmente la deposizione dei conglomerati a matrice rossastra, i quali vanno infatti a seppellire una topografia erosionale che aveva prodotto una locale inversione del rilievo lungo la faglia in questione.

A confermare il significato tettonico dell'aggradazione che formò i terrazzi di secondo ordine concorre la presenza, nella successione conglomeratica terrazzata, di intervalli in *facies* lacuo-palustre, quale quello esposto lungo l'incisione situata in sinistra del vallone Cugno Marinelli. Il fatto che simili *facies* siano scarsamente rappresentate all'interno dei conglomerati (risultando, in particolare, del tutto assenti nella parte più a monte dell'area con terrazzi di secondo ordine) fa pensare che le dislocazioni tettoniche marginali ostacolarono solo parzialmente ed occasionalmente il deflusso idrico, il quale doveva comunque transitare in direzione Est, ovvero lungo la valle della Fiumara d'Anzi.

I terrazzi riferibili al terzo ordine hanno una distribuzione più ampia ed una sostanziale coerenza col reticolo di valli odierno. Essi si svolgono a quote comprese tra 730 e 750 metri e risultano sospesi di circa 80/100 metri sugli alvei attuali. Si tratta di terrazzi deposizionali impostati su depositi alluvionali conglomeratici con matrice limo-sabbiosa di colore rosso-bruno, probabilmente proveniente dall'erosione di suoli immaturi. Questi terrazzi insistono soprattutto su conoidi torrentizie sfocianti da piccole valli tributarie, mentre le *facies* assiali dei fondivalle principali risultano assenti in quanto smantellate dalle successive fasi di approfondimento. Per i caratteri delle alluvioni e delle morfo-

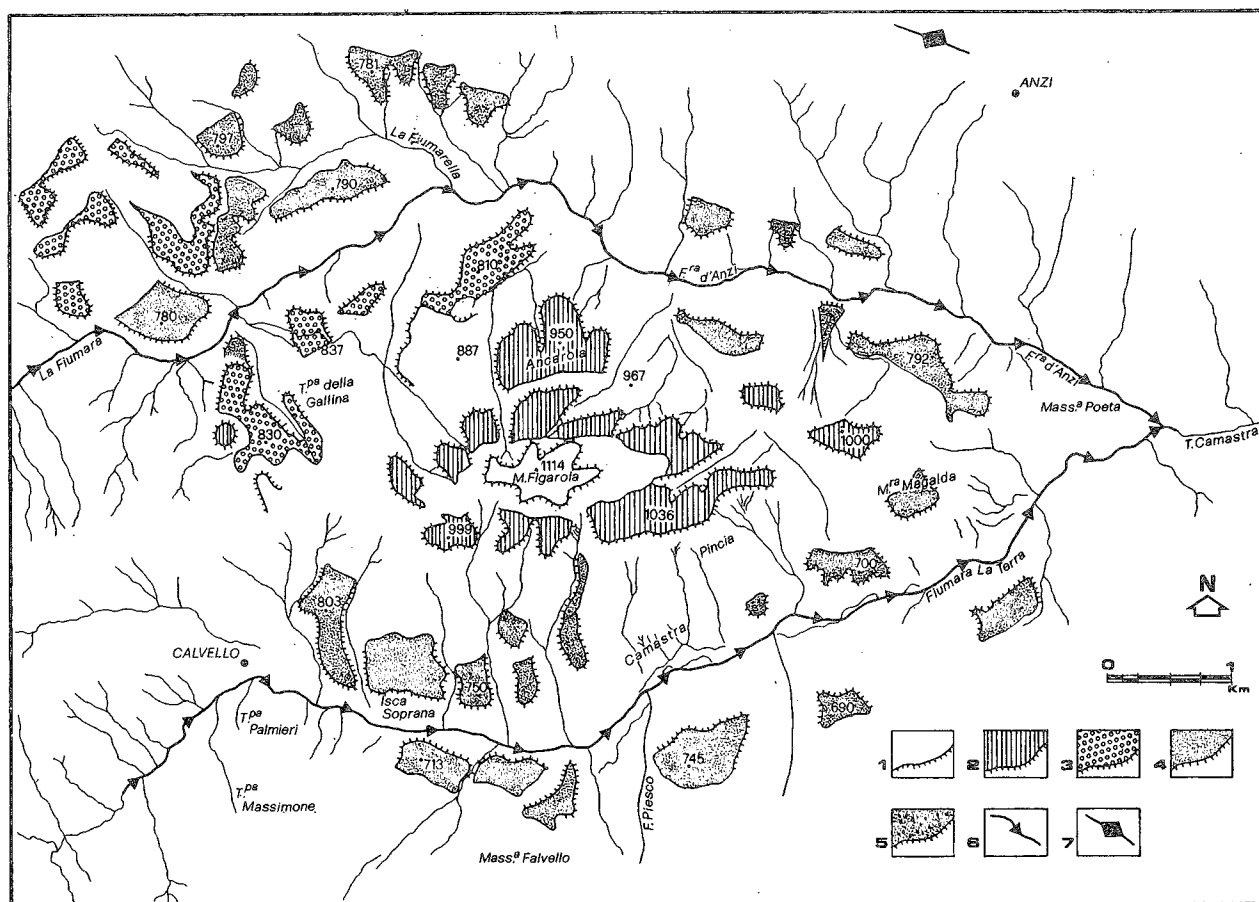


Fig. 6 - Schema geomorfologico. 1) Lembo residuo di glacis erosionale sospeso a quota 1100 m; 2) terrazzo di I ordine; 3) terrazzo di II ordine; 4) terrazzo di III ordine; 5) conoidi; 6) tracciato sovrimposto; 7) dorsale di morfoselezione.

logie ad esse associate, la fase di reaggradazione valliva da esse testimoniata può essere messa in relazione ad una variazione di origine climatica dei regimi fluviali, vale a dire un aumento dei ritmi denudazionali lungo i versanti e ad un conseguente incremento del carico solido dei torrenti tributari.

Durante questa reincisione si verifica un altro episodio di terrazzamento intravallivo dalle caratteristiche simili a quello precedente ed abbastanza diffuso nelle vallecicole tributarie che discendono dal Monte Figarola. Esso dà origine a terrazzi inclinati e convergenti verso gli attuali fondivalle principali, dai quali essi sono disgiunti mediante scarpate di erosione frontale modellate dai corsi d'acqua principali durante recenti fasi di planazione laterale. I conglomerati di questa ultima fase di aggradazione e *steepning* dei fondivalle tributari presentano *facies* di conoide, da rozzamente stratificate a caotiche, con clasti anche grossolani provenienti dalla erosione dei conglomerati sommitali della successione plio-pleistocenica di Calvello.

CONCLUSIONI

Lo studio condotto permette di ricavare alcune interessanti indicazioni circa l'evoluzione tettonica e geomorfologica dell'area, contribuendo a chiarire le vicende plio-pleistoceniche che hanno interessato le zone asiali dell'Appennino campano-lucano.

La storia geologica precedente all'episodio trasgressivo pliocenico esula dagli scopi di questo lavoro,

ma le conoscenze preesistenti in letteratura consentono di affermare l'esistenza di episodi di impilamento della catena accompagnati ora da emersione, ora da deposizione marina, l'ultima delle quali è rappresentata dal *Flysch di Gorgoglione* (Tortoniano superiore). Con la tettonizzazione compressiva che chiude questo bacino di *piggy-back* si ha l'emersione dell'area e l'inizio di un lungo periodo di erosione che si protrarrà sino all'inizio del Pliocene superiore, quando una larga porzione di quella che allora doveva costituire la fascia esterna della catena viene di nuovo ribassata sotto il livello marino, configurando probabilmente un bacino di *piggy-back* con aperture più o meno ampie e profonde verso la coeva avanfossa (il bacino di Calvello). La mancanza di ulteriori *markers* stratigrafici non consente di dettagliare la storia tettonica e geomorfologica di questo periodo di emersione. Ad esso possono tentativamente riferirsi alcune delle paleomorfologie mature presenti, in lembi molto dispersi ed a quote superiori a 1300 metri, sulla fascia di rilievi formati da unità lagonegresi che decorre in senso appenninico immediatamente all'interno di Calvello. In ogni caso questi relitti morfologici non sono più recenti dei terreni accumulatisi durante l'esistenza del bacino di Calvello in quanto essi predatano chiaramente la paleosuperficie di quota 1100, la quale si modellerà dopo la chiusura per deformazione tettonica di questo bacino.

In base ai dati stratigrafici disponibili non è possibile ricostruire le originarie dimensioni e la paleogeografia di quello che solo per comodità abbiamo denominato "bacino di Calvello". In realtà, gli eventi de-

formativi ed erosionali avutisi dopo la sua estinzione (vedi capitolo precedente) sono stati di portata tale da giustificare pienamente l'ipotesi che il bacino fosse più ampio di quanto mostrano gli affioramenti concentrati intorno a Calvello. E' possibile che esso, almeno in certi momenti della sua evoluzione, si estendesse in senso appenninico fino ad abbracciare le aree con terreni supra-pliocenici dei dintorni di Potenza, verso NW, e di S. Arcangelo, verso SE. La sua estensione verso l'esterno (NE), pur dovendo presentare comunicazioni con il bacino di avanfossa, era probabilmente limitata ed articolata ad opera di rughe, solo a tratti emerse, impostate sulle pieghe e le strutture compressive embricate NE vergenti che dovevano aver già deformato l'unità di *Gorgoglione*. A tale ultimo riguardo va infatti osservato che le deformazioni compressive che contraddistinguono i terreni pre-pliocenici nella fascia di catena immediatamente all'esterno di Calvello (ma anche all'interno dell'area con depositi plio-santerniani; come, ad esempio sulla citata anticlinale di Anzi) sono molto più marcate e di stile diverso da quelle che affliggono la successione plio-santerniana.

I depositi conservatisi nei dintorni di Calvello sembrano appartenere al margine sud-occidentale del bacino. Le loro *litofacies* ed il loro contenuto paleontologico attestano un mare poco profondo che riceveva apporti clastici quasi esclusivamente pelitici ed arenitici. La scarsità di apporti ghiaiosi che caratterizza anche le *facies* più prossimali (di spiaggia e litorali) lascia pensare ad un rilievo circostante caratterizzato da modesta energia. Ciò, ovviamente, non contrasta col fatto che la trasgressione è a luoghi marcata da depositi di piede di falesia cui, peraltro, non si associano né seguono depositi fluvio-marini grossolani denunciati l'esistenza di un forte rilievo nell'area emersa.

Ad una modesta portata delle deformazioni tettoniche intervenute nell'area durante la deposizione della successione di Calvello (ovvero tra la zona MPI4 ed una altezza non ben precisabile del Santerniano) lascia pensare anche la mancanza di forti discordanze all'interno della successione stessa. Tuttavia la presenza di lacune ad evidenza solo biostratigrafica (senza apprezzabili discordanze né variazioni sostanziali di *facies*), porta ad ipotizzare, piuttosto che emersioni senza forte deformazione tettonica, dei fenomeni di "cannibalismo" intrabacinale che trovano una qualche evidenza anche nella riscontrata frequenza del rimaneggiamento di fossili e che possono testimoniare fasi di deformazione di ampio raggio della geometria del bacino.

Nel corso del Santerniano si verifica la definitiva emersione dell'area. Alle *facies* di spiaggia che chiudono la successione marina si sovrappone in paraconcordanza una potente successione conglomeratica fluviale, possibile indizio di una accentuazione tettonica del rilievo. Successivamente l'area intorno Calvello subisce una deformazione tettonica ben marcata di cui non è stato ancora chiarito la cinematica complessiva ed il significato. Essa si manifesta primariamente con marcati basculamenti della successione plio-santerniana verso ENE e verso WSW circa. Per l'età santerniana che riteniamo di doverle attribuire (vedi oltre), essa può essere tentativamente ricollegata ad una delle ultime fasi tectogenetiche che hanno deformato questa porzione dell'Appennino campano-lucano, le quali si sono protratte fino all'inizio del Siciliano.

La tettonizzazione dei terreni plio-santerniani di Calvello risulta essere stata seguita da una fase di so-

stanziale stasi della deformazione durante la quale si modella, su di essi e su di una vasta regione circostante, il paesaggio erosionale ad avanzata maturità che è stato qui definito come *paleosuperficie di quota 1100*. Lembi relitti di questo paleo-paesaggio si rinvengono anche sulla fascia di rilievi allungati in direzione N 150 che decorre all'esterno orogenico dell'area di Calvello (area tra Anzi-Laurenzana e la valle del Basento). Parte delle strutture compressive che delineano detti rilievi erano probabilmente già individuate durante la deposizione del ciclo plio-santerniano. Ma una loro accentuazione in concomitanza della deformazione finale del "bacino di Calvello" e prima del modellamento su di esse della paleosuperficie sembra dover essere invocata per giustificare il fatto che su detta fascia esterna i terreni del ciclo plio-santerniano (che avevano dovuta ricoprirla, sia pure con spessori ed estensione minori) sembrano essere stati smantellati durante il modellamento della *paleosuperficie di quota 1100*.

Tracce di questa paleosuperficie si seguono verso SE fin sulla sommità dei rilievi del bacino della Fiumara di Gorgoglione, vale a dire sino sul margine settentrionale del bacino di Sant'Arcangelo. Qui essi appaiono tettonicamente sospesi di oltre duecento metri su ripiani che sovrastano la successione di riempimento dell'omonimo bacino di *piggy-back* ("terzo ciclo" di Lentini, 1991) e che risultano incastrati geomorfologicamente rispetto alla *paleosuperficie di quota 1100*. Ciò consente di ritenere che detta paleosuperficie doveva essere già modellata nell'Emiliano, in quanto tale risulta essere (in base a dati biostratigrafici. Lentini, 1991) l'età del citato ribassamento tettonico che la tronca nel momento in cui si individua il bacino *piggy-back* di Sant'Arcangelo.

La tettonica compressiva che aveva in precedenza deformato la successione di Calvello ed accentuato le strutture N 150 rasate dalla *paleosuperficie di quota 1100* è, di conseguenza, da ritenere anteriore a quella emiliana. In accordo con tutti i vincoli geomorfologici, strutturali e cronologici sin qui esposti riteniamo che essa vada ritenuta di poco posteriore ai sedimenti di spiaggia e fluviali che chiudono la successione di Calvello, collocandosi ancora nel corso del Santerniano. Nel settore a Nord del bacino di Sant'Arcangelo, la tettonica compressiva santerniana rappresenta l'ultima fase tectogenetica evidenziabile (come testimonia la buona correlabilità altimetrica dei vari lembi della paleosuperficie santerniano-emiliana), mentre più a Sud la tettonica a pieghe e *thrust* riprende nell'Emiliano.

Per quanto riguarda la successiva evoluzione geomorfologica dell'area di Calvello, i dati raccolti sembrano denunciare un sollevamento generalizzato che innesca e mantiene una prevalente tendenza alla dissezione fluviale. Tale dissezione, che raggiunge oggi un valore totale di circa 500 metri, sembra suddivisibile in due distinte fasi, la prima delle quali di più modesta entità e seguita da una lunga fase di stabilità di livelli di base locali (terrazzo erosionale di primo ordine, incastrato di circa 100 metri nella paleosuperficie).

La seconda fase di approfondimento ha avuto entità di almeno 350/400 metri ed è stata interrotta da episodi di aggradazione controllati da disturbi tettonici locali (terrazzo di secondo ordine) o da variazioni di regimi fluviali di probabile significato climatico (terrazzi di terzo e quarto ordine).

E' difficile valutare l'entità e l'articolazione temporale del sollevamento tettonico subito dall'area di

studio dopo il modellamento della "paleosuperficie", in quanto non esistono dati certi per valutare a quale quota assoluta è avvenuto tale modellamento. In attesa che lo studio geomorfologico da noi intrapreso sulla fascia più esterna della catena porti ulteriori elementi di valutazione, si può far presente semplicemente che nel corso del Santerniano-Emiliano l'area oggetto della presente nota si trovava ad almeno 25 km dalla costa orientale della catena, per cui, anche ammettendo bassi gradienti orografici lungo la "paleosuperficie", essa avrebbe potuto raggiungere quote di alcune centinaia di metri.

BIBLIOGRAFIA CONSULTATA

- BOENZI F. (1979) - *Geomorphological features of the lucanian Apennines*. 15th Meeting "Geomorphological survey & Mapping", Modena.
- BOENZI F., CIARANFI N., LOIACONO F. & PENNETTA L. (1988) - *Considerazioni sull'evoluzione morfostrutturale plio-quadernaria di un tratto di margine orientale dell'Appennino lucano*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, B, 21-23.
- BOENZI F., CALDARA M. & PENNETTA L. (1989) - *Cenni sull'evoluzione morfologico-strutturale del bordo appenninico tra Tricarico e Stigliano in Lucania*. Studi Geol. e Geof. sulle Reg. pugliese e lucana, XXXII, 1-11.
- BRANCACCIO L. & PESCATORE T. (1984) - *Le caratteristiche geologiche e geomorfologiche della Comunità Montana Del Lagonegrese*. Estr. Conv. Com. Mont. Lagon.
- CIAMPO G. (1969) - *I terreni plio-pleistocenici nei dintorni di Calvello (Pz). Studio statistico di Bulimina etnea SEG e Bulimina gibba FORN*. Mem. Soc. Nat. in Napoli. Suppl. Boll. 78, 179-213.
- CIAMPO G. (1971) - *Gli ostracodi plio-pleistocenici dei dintorni di Calvello*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 80.
- CIAMPO G., DI DONATO V., ESPOSITO P. & STAITI D. (1992) - *Bacini plio-pleistocenici dell'Italia Meridionale: il bacino di Calvello (Potenza)*. In stampa.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1992) - *Quaternary cinematic evolution of the southern Apennines Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Atti Conv. Erice, in stampa.
- CRITELLI S. & LOIACONO F. (1988) - *Provenienza e dispersione dei sedimenti nel Flysch di Gorgoglione (Langhiano - Tortonianano. Appennino lucano)*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., 175-182.
- LENTINI F. (1991) - *Carta geologica del bacino del Fiume Agri*. Regione Basilicata.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1991) - *Rapporti tra le Unità lagonegresi e le Unità sicilidi nella media Valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 81, 225-300.

