

**IL BORDO MERIDIONALE DEL MONTE MARZANO E LA VALLE DEL F. BIANCO:
GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 191
ABSTRACT	” 191
1. GEOLOGIA	” 191
1.1 Precedenti conoscenze	” 191
1.2 I terreni pre-pliocenici	” 192
1.3 Il Pliocene	” 192
1.4 Assetto tettonico	” 193
1.5 I depositi quaternari	” 194
2. GEOMORFOLOGIA	” 195
2.1 Le paleosuperfici del M.te Marzano	” 195
2.2 Versanti e valli	” 197
3. DISCUSSIONE DEI DATI E PROBLEMI APERTI	” 198
BIBLIOGRAFIA	” 200

RIASSUNTO

E' stato effettuato il rilevamento di dettaglio in scala 1:25000 della zona compresa tra il Monte Marzano ed i M. ti Alburni, cioè più in particolare tra il polje di S. Gregorio Magno-Buccino a nord, il rilievo di M.te S. Giacomo a sud, la forra del T. Platano ad est e la confluenza Tanagro-Bianco ad ovest. L'area ricade nella zona assiale dell'Appennino campano-lucano e si è rivelata di particolare interesse sia per quanto riguarda la situazione geologico-strutturale, sia per quanto concerne l'evoluzione geomorfologica plio-quaternaria.

E' infatti una delle poche aree interne della catena in cui affiorano depositi marini del Pliocene inferiore - superiore e potenti formazioni continentali in facies lacustre e/o fluviale di età quaternaria. Il lavoro svolto ha consentito la ricostruzione dei principali eventi geologici e geomorfologici a partire dal Pliocene.

In particolare è stato possibile ricostruire le caratteristiche della trasgressione pliocenica sul substrato meso-cenozoico variamente eroso e si è evidenziato che tutta l'area in esame rappresenta una fascia di intensa deformazione, compresa tra il fronte di accavallamento dell'arco campano-lucano a nord (bordo settentrionale di M.te Marzano) e la struttura dei M. ti Alburni a sud. Tale deformazione ha come effetto superficiale un costante basculamento verso sud delle principali strutture con una inclinazione variabile tra i 70 ed i 45 gradi e, poiché coinvolge anche i terreni del Pliocene superiore (parte iniziale) è da ritenersi senz'altro posteriore a tale periodo. Il limite 'ante quem' per questi eventi deformativi è rappresentato invece da un antico paesaggio di erosione che taglia in discordanza le strutture ruotate e che risulta sospeso di varie centinaia di metri rispetto agli attuali fondovalle. L'analisi geomorfologica ha individuato la presenza di un secondo paesaggio antico di erosione localizzato intorno ai 600 metri slm., nel quale risultano "incastrati" i depositi del riempimento continentale della valle del F. Bianco e delle depressioni di S. Gregorio Magno e Buccino. La dissezione del livello di 600 metri è imputata a movimenti tet-

tonici che determinano il ribassamento relativo del bacino del F. Bianco ed il suo riempimento da parte di una successione continentale in facies lacustre e/o fluviale. Questi depositi sono a loro volta interessati da deformazioni e risultano profondamente dissecati e sospesi rispetto all'attuale fondovalle.

ABSTRACT

In this work a detailed geological survey and mapping of the area included between Paratiello Mt. to the north, S. Giacomo Mt. to the south and between Platano river to the east and Tanagro river to the west is presented. This area is located within the axial part of Southern Apennine chain and it results particularly interesting for its structural and geological setting and for its plio-quaternary geomorphological evolution.

The geological mapping evidenced the main characteristics of Pliocene transgression and focused that the area has been interested by a strong deformation during Plio-Quaternary times. Particularly the most important deformation consists in a southward tilting of the structures occurred during Upper Pliocene. Geomorphological analysis emphasized the existence of two order of erosional surfaces hanging above the present base level, which are not involved in this deformation and so postdated it. A further tectonic phase occurred after the formation of these erosional surfaces drawing the depression of Bianco river valley and S. Gregorio and Buccino polje.

PAROLE CHIAVE: Geologia, Geomorfologia, Pliocene, Quaternario, Tettonica, Appennino meridionale.

KEY WORDS: Geology, Geomorphology, Pliocene, Quaternary, Tectonics, Southern Apennine.

1. GEOLOGIA

1.1 Precedenti conoscenze

Il rilevamento di campagna (Tav. I) ha interessato in modo particolare i depositi della trasgressione pliocenica. Tali terreni erano già stati segnalati nell'area da SGROSSO (1966) e, successivamente, dai rilevatori del foglio 198 della Carta Geologica d'Italia (CESTARI, 1971). Il primo ed unico lavoro a carattere biostratigrafico che si occupa del ciclo pliocenico affiorante nei dintorni di Vietri di Potenza è condotto da DI NOCERA *et al.* (1982). Essi individuano una successione regressiva costituita dal basso verso l'alto, da puddinghe, sabbie, argille e conglomerati, che attribuiscono al Pliocene inferiore-medio (ciclo di Ariano) ed evidenziano che la sedimentazione è avvenuta in un ambiente marino caratterizzato da acque profonde una decina di metri al massimo, con normali condizioni di salinità e di ossigenazione al fondo, nonché da un clima temperato-caldo.

LIPPMANN-PROVANSAL (1987) conduce uno studio geomorfologico dettagliato dell'area, riconosce due cicli

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

(**)Istituto di Geologia Applicata - Facoltà di Ingegneria - Università di Napoli Federico II.

di riempimento continentale nel bacino del F. Bianco in facies fluvio-lacustre e li attribuisce al Pliocene superiore ed al Pleistocene inferiore.

1.2 I terreni pre-pliocenici

Il massiccio del M.te Marzano, costituito quasi interamente da carbonati mesozoici, è strutturato in un'ampia monoclinale mediamente immergente verso sud, che mostra i termini più antichi della successione (Trias) lungo il bordo settentrionale ed i termini più recenti (calcari cretaci ed eocenici) lungo il bordo meridionale.

Il Trias ed il Giura sono scarsamente rappresentati nell'area in esame e costituiti rispettivamente da dolomie grigio-chiare e bianche a struttura cristallina e da calcareniti e calcilutiti grigie. Il Cretacico, caratterizzato da un'estrema variabilità di facies (SGROSSO, 1966) è costituito nei termini basali (Cret. inf.) da calcari oolitici e pseudoolitici che evolvono a calciruditi e calcareniti.

Da un punto di vista paleogeografico questi carbonati (AA.VV., 1988) vengono attribuiti all'unità stratigrafico-strutturale M. Marzano-M. Maddalena, rappresentante le facies di margine della piattaforma campano-lucana.

I depositi terziari sono presenti nell'area in esame sia in facies di piattaforma carbonatica che in facies di flysch.

La facies calcarea di piattaforma è ben rappresentata nella dorsale di Salvitelle, costituita da calcari pseudosaccaroidi e calcareniti ricche in foraminiferi bentonici e da locali affioramenti riferibili alla Formazione di Trentinara. Questi terreni si ritrovano in continuità di sedimentazione sui calcari cretaci.

Più diffusi sono i terreni terziari in facies di flysch che sono stati raggruppati in due complessi: quello delle Unità Sicilidi di età Cretacico-Miocene inferiore (AA.VV. 1988) e quello del flysch della formazione di Castelvete di età alto-miocenica (PESCATORE *et al.*, 1972; COCCO *et al.*, 1974; PESCATORE, 1980).

Il complesso sicilide, più noto in letteratura come Complesso delle Argille Varicolori Scagliose, affiora lungo il bordo sud-occidentale dell'area studiata e rappresenta in realtà un gruppo di terreni dalla collocazione paleogeografica ancora discussa (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; AA.VV., 1988; PATACCA *et al.*, 1992); per tale motivo ci si è limitati a descriverne le principali caratteristiche litologiche. Si tratta di monotone alternanze di calcari marnosi e peliti ai quali si associano sovente membri più francamente silicei. Nell'insieme questi terreni hanno caratteristiche di facies bacinali e si presentano sempre fortemente deformati. Affiorano diffusamente, con spessori di alcune centinaia di metri e costituiscono parti strutturalmente elevate, conservate solo nelle principali depressioni tettoniche (come l'adiacente valle del Sele, nella zona dell'alto di Morignano). Probabilmente sono da riferirsi alla falda sicilide accavallata sui calcari di piattaforma e ai flysch ad essa legati, in età post-tortoniana (PATACCA *et al.*, 1992).

Il flysch della Formazione di Castelvete risulta conservato essenzialmente in piccoli bassi strutturali ed è costituito da arenarie generalmente immature; si tratta di successioni torbiditiche arenacee e arenaceo-pelitiche di età serravalliano-tortoniana, il più delle volte poggiati direttamente sui calcari cretaci. Gli affioramenti maggiori sono concentrati nella zona ad Ovest di S.

Gregorio Magno dove, localmente, tali terreni contengono piccoli lembi di calciruditi assimilabili alle facies basali del Bacino Irpino (*sensu* PESCATORE, 1980). Lo spessore di tali terreni supera in alcuni punti il centinaio di metri, ma non è valutabile a causa degli scarsi affioramenti.

1.3 Il Pliocene

Sui calcari cretaci in genere regolarmente stratificati e solo localmente sui terreni miocenici in facies di flysch, poggiano in paraconcordanza estese placche di terreni pliocenici in parte già segnalati (SGROSSO, 1966; CESTARI, 1971; DI NOCERA *et al.*, 1982).

Il rilevamento di dettaglio (Tav. I) ha permesso di valutarne meglio l'estensione e soprattutto di precisarne i rapporti con le formazioni inferiori e superiori.

Nell'ambito dei terreni pliocenici sono stati distinti quattro membri rappresentati da:

- a) Conglomerati calcarei basali
- b) Sabbie e Argille
- c) Conglomerati poligenici
- d) Argille continentali di Manzelle

a) *Conglomerati calcarei basali*

Si tratta in genere di conglomerati essenzialmente carbonatici, con clasti di dimensioni centimetriche e decimetriche immersi in una matrice arenacea contenente frequenti resti di macrofossili; lo spessore è di alcuni decimetri. E' una tipica facies che segna una trasgressione sulla piattaforma carbonatica dopo un'emersione alto-miocenica.

Questa trasgressione è marcata in più punti da una piattaforma d'abrasione, in parte ancora ricostruibile per la presenza lungo il contatto con il Pliocene di numerosi fori di litodomi (Fig. 1). In alcuni punti alla base della trasgressione sono presenti anche grandi blocchi calcarei che testimoniano la presenza di falezze attive. Gli affioramenti più significativi di questo membro si rinvengono lungo il versante settentrionale della valle del F. Bianco ("La Comune") nei tagli della strada che da Romagnano scalo conduce a Romagnano al Monte e nel tratto di strada tra Romagnano nuova e Buccino.

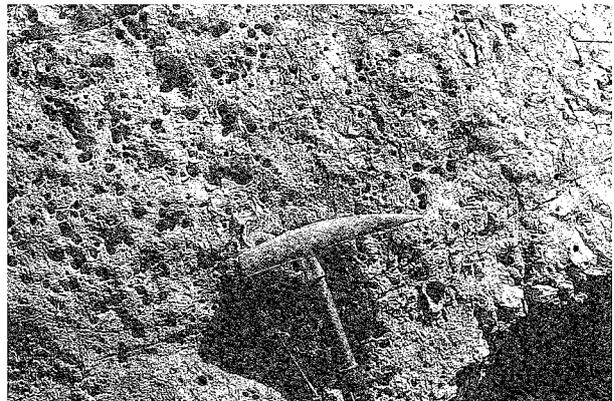


Fig. 1 - Perforazioni da litofagi lungo la superficie della trasgressione pliocenica.

b) *Sabbie e Argille*

I conglomerati calcarei basali passano per intercalazione (Fig. 2) a sequenze prima sabbiose poi più

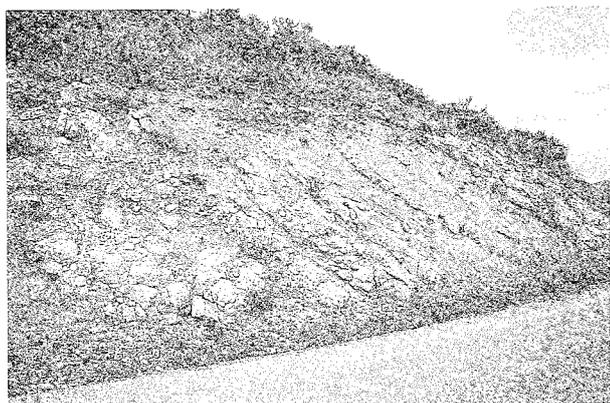


Fig. 2 - Particolare dei conglomerati pliocenici basali; si noti il passaggio per intercalazione al membro sabbioso.

francamente argilloso-sabbiose. Gli spessori delle sabbie sono variabili da punto a punto, raggiungendo valori massimi di alcune decine di metri nei pressi di Ricigliano. Si tratta di molasse in genere poco cementate nelle quali si intercalano piccole lenti di conglomerati poligenici e talora olistoliti carbonatici spesso forati da litodomi. Caratteristica è la presenza di frequenti livelli fossiliferi con grossi ostreidi, pectinidi etc.. I membri più francamente argilloso-sabbiosi affiorano nei dintorni di Ricigliano, e presso Vietri di Potenza (Loc. Fornace, Mass. Porcile). In essi si possono frequentemente ritrovare resti di lamelibranchi e gasteropodi a guscio sottile. Si tratta di argille e argille sabbiose dal caratteristico colore grigio azzurro con presenza di frequenti frustoli carboniosi, noduli di pirite e talora cristalli di gesso.

c) Conglomerati poligenici

Poggiano talora in continuità sui membri precedentemente descritti talaltro direttamente sui calcari mesozoici, probabilmente a testimonianza di una morfologia preesistente alquanto articolata.

Si tratta di conglomerati fortemente poligenici in cui si riconoscono clasti attribuibili ai terreni calcarei di piattaforma, ai flysch ad essa legata e alle unità lagonegresi. Questi ultimi generalmente risultano predominanti e conferiscono al deposito un caratteristico colore giallo-marrone; le dimensioni dei clasti sono generalmente centimetriche. L'aspetto dei conglomerati è variabile da punto a punto, generalmente in funzione del grado di cementazione. La matrice è di natura arenacea di colore giallo rossastro e talvolta in alcuni punti costituisce delle piccole lenti.

Nella parte superiore dei conglomerati si assiste ad un aumento di strutture sedimentarie tipiche di depositi alluvionali, quali canalizzazioni, embriatura dei ciottoli, presenza di paleosuoli che fanno ritenere tali terreni di ambiente transizionale e/o continentale.

In tutta la serie pliocenica descritta sono state effettuate delle campionature a scopo biostratigrafico; i primi risultati delle analisi paleontologiche in corso su foraminiferi (DI DONATO, com. pers.) confermano l'attribuzione di questi terreni alle biozone a "*G. bononiensis*" e "*G. hirsuta aemiliana*", proposta da DI NOCERA *et al.* (1982). Nel complesso quindi, si tratta di una successione trasgressivo-regressiva che nell'attuale bipartizione del Pliocene ricade nella parte bassa del Pliocene superiore.

d) Argille continentali di Manzelle

Nel settore meridionale dell'area (fondovalle fiume) affiora poi una successione di argille e argille siltose grigio-azzurre che all'analisi paleontologica ha fornito ostracofaune di ambiente continentale e che (loc. Manzelle) risulta immergere ancora verso sud di circa 50°; alla scala dell'affioramento purtroppo non è stato possibile osservare i rapporti esistenti tra questi terreni ed i membri precedentemente descritti, in quanto essi risultano mascherati da successioni conglomeratiche travertinose di età quaternaria o da colluvioni recenti. Lenti di depositi argillosi analoghi sono state però rinvenute nei conglomerati poligenici precedentemente descritti e pertanto, anche se non si hanno a disposizione dati cronologici assoluti o relativi, questi terreni sono ritenuti eteropici della parte alta del ciclo pliocenico e quindi appartenenti al Pliocene superiore. Nella carta allegata sono stati cartografati come appartenenti all' "unità di Auletta" descritta da ASCIONE *et al.*, (1992) ed affiorante in continuità fisica con questi depositi, nella confluenza Bianco-Tanagro e nella valle del Tanagro.

1.4 Assetto tettonico

In tutti gli affioramenti (Fig. 3 e sezione in Tav. I), è stata sempre osservata una paraconcordanza tra calcari mesozoici e trasgressione pliocenica, fatta eccezione per i termini più alti dei conglomerati dove si avverte una graduale discordanza. Cosa più interessante e singolare è stata poi il riscontro di una costanza delle giaciture degli strati mesozoici e pliocenici in tutto il settore studiato. Infatti una attenta e frequente misurazione degli strati dei calcari ha mostrato valori di giacitura con immersione costantemente rivolta verso N180°-190°, con inclinazioni variabili tra i 45 e i 70 gradi. Il Pliocene trasgressivo subisce la stessa rotazione e in tutti gli affioramenti è molto ben evidente la subconcordanza tra calcari e depositi pliocenici. Tra le situazioni più chiare e significative ricordiamo quella di località Pietra dell'Arma, al di sotto dei piloni del viadotto autostradale dove è ben visibile la superficie della trasgressione pliocenica, marcata da diffuse perforazioni da litofagi sulle superfici di strato dei calcari, l'appoggio paraconcordante delle sabbie sui calcari e dove si apprezzano giaciture N90°E, 60°S. Altri importanti affioramenti sono visibili lungo la strada che da Romagnano conduce a Buccino ed in località Siotta, sempre nel settore meridionale dell'area studiata; spostandosi più a nord ed in particolare a settentrione della piana di S. Gregorio Magno, uno degli affioramenti più significativi è osservabile nei pressi dell'abitato di Ricigliano. Qui è possibile osservare (località ex Convento) l'intera serie pliocenica (conglomerati basali, sabbie, argille e conglomerati), poggiante in trasgressione concordante sui calcari mesozoici ed il tutto immergente di 70 gradi verso sud.

E' possibile quindi affermare che tutta l'area in esame, dopo l'inizio del Pliocene superiore è stata interessata da una deformazione il cui prodotto superficiale è stato un imponente tiltaggio verso sud delle principali strutture.

Come si può notare dalla carta e dalle sezioni, il settore studiato risulta caratterizzato dal susseguirsi di piccole monoclini calcaree, costantemente immergenti verso sud, e che conservano la trasgressione pliocenica sui versanti di strato meridionali, mentre i versanti settentrionali risultano essere dei versanti di faglia con

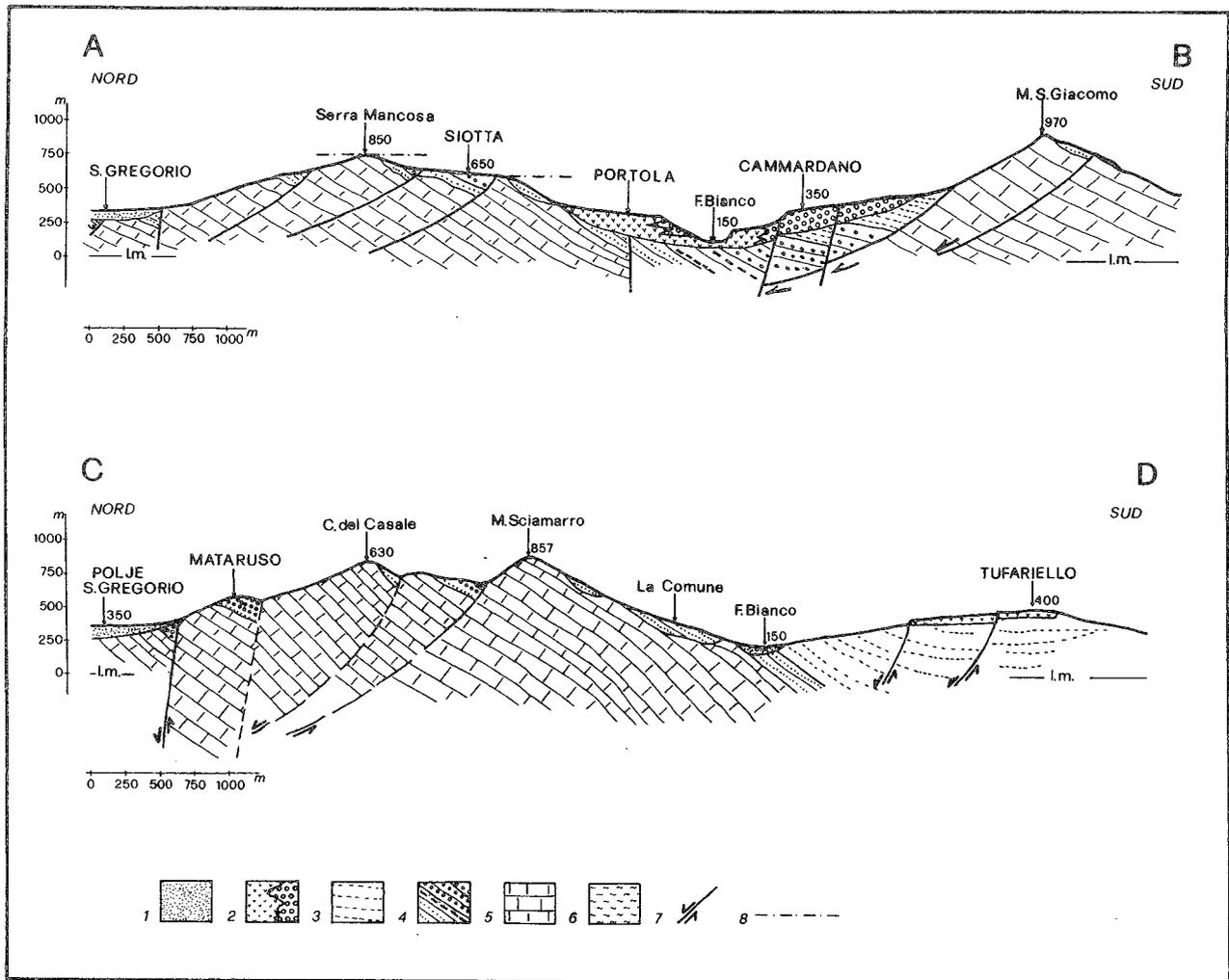


Fig. 3 - Sezioni geologiche trasversali nella valle del F. Bianco. 1) Colluvioni; 2) Travertini e conglomerati (riempimento continentale della valle del F. Bianco - Pleisocene inf.); 3) Argille di Manzelle (Pliocene sup.); 4) Sabbie e conglomerati (Pliocene inf.); 5) Unità carbonatiche mesozoiche; 6) Unità terrigene mioceniche; 7) Faglia (senza frecce se a componente trascorrente); 8) Antichi paesaggi di erosione sospesi.

direzioni est-ovest impostati su piani di faglia il più delle volte a basso angolo ed immergenti verso Nord. Tali piani sono osservabili in più punti (Loc. M. te Sciamarro, Loc. Salvarole - C. Piegati) e sono responsabili del costante tiltaggio delle strutture.

Al fine di delimitare l'area interessata da questo tipo di deformazione il rilevamento è stato spinto sino al M. Paratiello a Nord e sino al M. Alburno a Sud. Per quanto riguarda il settore nord gli studi sono ancora in corso, ma si hanno buoni indizi per poter affermare che tale deformazione si risenta almeno sino all'attuale fronte di M. Marzano e probabilmente si spinge sin nella valle dell'Ofanto. Per quanto riguarda il settore meridionale questo stile di deformazione è ben osservabile ancora nel rilievo di M. te S. Giacomo e lungo la valle del Tanagro, sino al versante settentrionale dei Monti Alburni.

Le strutture E-W appena descritte risultano tagliate da lineamenti trasversali orientati sia in direzione SW-NE (N30°) che in direzione ENE-WSW (N120°). Tra i primi i più vistosi risultano quello ubicato tra M. San Giacomo e M. Sciamarro e quello della forra del T. Platano, per i quali il controllo in campagna ha riconosciuto la presenza di liscioni con strie orizzontali e probabile direzione destra di movimento. Nel secon-

do gruppo rientrano i versanti perimetrali delle depressioni di S. Gregorio Magno - Buccino e della valle del F. Bianco per la descrizione dei quali si rimanda la paragrafo 2.2.

1.5 Depositi quaternari

I depositi quaternari affioranti nell'area sono rappresentati da una complessa serie di unità continentali, costituita in massima parte da depositi conglomeratici e travertinosi e localizzata essenzialmente lungo il fondovalle del fiume Bianco.

La monotonia di facies e la scarsa estensione degli affioramenti non hanno consentito una scansione dettagliata dei depositi che sono stati comunque suddivisi in due unità principali, basandosi anche su considerazioni morfologiche.

Unità di Portola. E' l'unità quaternaria più antica affiorante nell'area ed è costituita da depositi travertinosi molto cementati, stratificati ed in facies di lobo progradante, poggianti sui depositi argillosi e conglomeratici del ciclo pliocenico. Essi contengono numerose intercalazioni di conglomerati fluviali a ciottoli arrotondati, di dimensioni grossolane e di natura prevalentemente carbonatica, che diventano più frequenti nella parte alta della successione, fino a sostituirli.

tuire completamente i depositi travertinosi. La natura dei clasti, associata alla localizzazione dei depositi conglomerati in corrispondenza della confluenza tra T. Platano e fiume Bianco, fa presupporre che l'area di alimentazione fosse quella attualmente drenata dal torrente Platano.

La successione risulta ripetuta da faglie subverticali orientate all'incirca N30°E che determinano anche vistosi basculamenti verso SE dei depositi travertinosi (Loc. Portola, Fig. 4). Lo spessore dei travertini è maggiore di 60 metri e le migliori esposizioni si rinvengono in destra e sinistra orografica del fiume Bianco, tra la stazione di Romagnano scalo e la località Portola. La porzione conglomeratica della successione è invece concentrata in sinistra orografica del F. Bianco nella zona a valle dell'abitato di Salvitelle. Lo spessore massimo della successione, che è sicuramente inferiore a quello calcolato come differenza di quota tra i depositi più alti e l'attuale fondovalle (250-400 m) in quanto dislocato da faglie dirette, è localizzato nella parte mediana della valle.

Caratteristica è la variazione di spessore che si osserva spostandosi parallelamente all'attuale asta fluviale del F. Bianco; sia verso est che verso ovest infatti i depositi quaternari si assottigliano e scompaiono ed il fondovalle risulta inciso nella serie pliocenica. Si delinea quindi una paleomorfologia di bacino fluviale ostacolato da soglie trasversali di probabile origine tettonica, che giustifica il succedersi di facies travertinose in vasche mal drenate e di facies più dichiaratamente fluviali.

Unità di Tufariello. E' costituita anch'essa da travertini cementati con intercalazioni conglomeratiche ed è localizzata nella zona di spartiacque meridionale tra il F. Bianco ed il F. Tanagro. Queste placche travertinose poggiano generalmente sulle argille dell'unità di Auletta (cfr. Fig. 3) e formano dei terrazzi localizzati tra 400 e 300 metri di quota in seguito a ripetizione tettonica. Esse rappresentano la chiusura del ciclo di deposizione continentale nella valle del F. Bianco e sono da ritenersi eteropici della parte alta dell'unità di Portola. La distinzione in due unità viene fatta in quanto non c'è una continuità fisica di affioramenti che consenta la ricostruzione dettagliata dell'intera successione.

Per quel che riguarda il loro inquadramento cronologico, non si hanno purtroppo a disposizione dati assoluti ma relativi. Intanto, poiché poggiano al di sopra dell'unità di Auletta, sono da ritenersi senz'altro

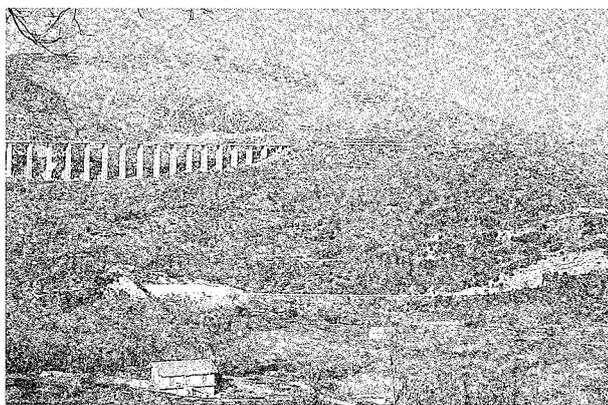


Fig. 4 - Lo sperone travertinoso di Portola; si noti sulla sinistra il blocco ribassato e basculato.

successivi al Pliocene sup. (ASCIONE *et al.*, 1992); osservazioni geomorfologiche (correlazione tra terrazzi) permettono di ritenerli coevi della parte finale del primo ciclo lacustre del Vallo di Diano (SANTANGELO, 1991) e quindi di collocarli verso la fine del Pleistocene inferiore.

Gli altri depositi quaternari presenti nell'area hanno estensione più limitata, appartengono all'intervallo alto Pleistocene medio-Pleistocene superiore e sono riconducibili a:

a) *Brecce di versante.* Sporadici affioramenti di brecce di versante si rinvengono lungo il versante settentrionale di Monte S. Giacomo, mentre affioramenti più diffusi sono localizzati lungo il versante settentrionale del polje di Buccino (solo parzialmente compreso in Tav. I). In entrambe i casi si tratta di depositi di recessione dei retrostanti versanti che risultano sospesi rispetto agli attuali livelli di base e in alcuni casi anche spettacolarmente fagliati.

b) *Detriti di versante e colluvioni.* Con questo simbolo sono stati cartografati tutti i prodotti di versante e le colluvioni recenti che si rinvengono al piede dei principali versanti e nelle depressioni di S. Gregorio Magno-Buccino

c) *Alluvioni recenti ed attuali.* In questo gruppo sono stati accorpati tutti i depositi ghiaiosi e sabbiosi che costituiscono i letti di piena dei principali corsi d'acqua dell'area studiata.

2. GEOMORFOLOGIA

L'analisi geomorfologica condotta in questa area ha rappresentato senz'altro un importante contributo metodologico alla ricostruzione geologico-strutturale. Infatti il riconoscimento dei principali eventi erosionali e deposizionali verificatisi a partire dall'emersione del settore e la comprensione della loro successione temporale ha permesso di porre dei vincoli cronologici, anche se indiretti, alle ricostruzioni effettuate.

2.1 Le paleosuperfici del M.te Marzano

Il più antico stadio morfologico riconoscibile nell'area è rappresentato da superfici erosionali chiaramente discordanti con la struttura e sospese di alcune centinaia di metri sui livelli di base locali.

Queste spianate sono distinguibili in due gruppi facenti capo a due diversi paleo-livelli di base (Fig. 5). Il più alto è attualmente sollevato a quote comprese tra 850 e 1100 metri, il più basso, incastrato nel primo, si svolge tra 550 e 600 metri s.l.m. (Fig. 6).

Entrambe le superfici rasano in maniera inequivocabile gli strati delle serie carbonatiche e dei terreni pliocenici su di esse trasgressive paraconcordanti, vistosamente basculati verso sud. Pertanto i fenomeni di spianamento responsabili della loro formazione sono da ritenersi successivi all'individuazione di queste strutture e quindi all'età dei depositi marini più recenti tagliati da queste paleomorfologie, e cioè il Pliocene superiore iniziale.

Il livello meglio conservato e più ampio è quello dei 600 metri. In molte località è stato possibile osservare che quando questo paleolivello di base interessa i depositi pliocenici, ad esso è sempre associato un profondo fronte di alterazione superficiale, evidenziato da un forte arrossamento dei depositi. Situazione significativa è quella del ripiano ubicato in loc. Siotta (qual-

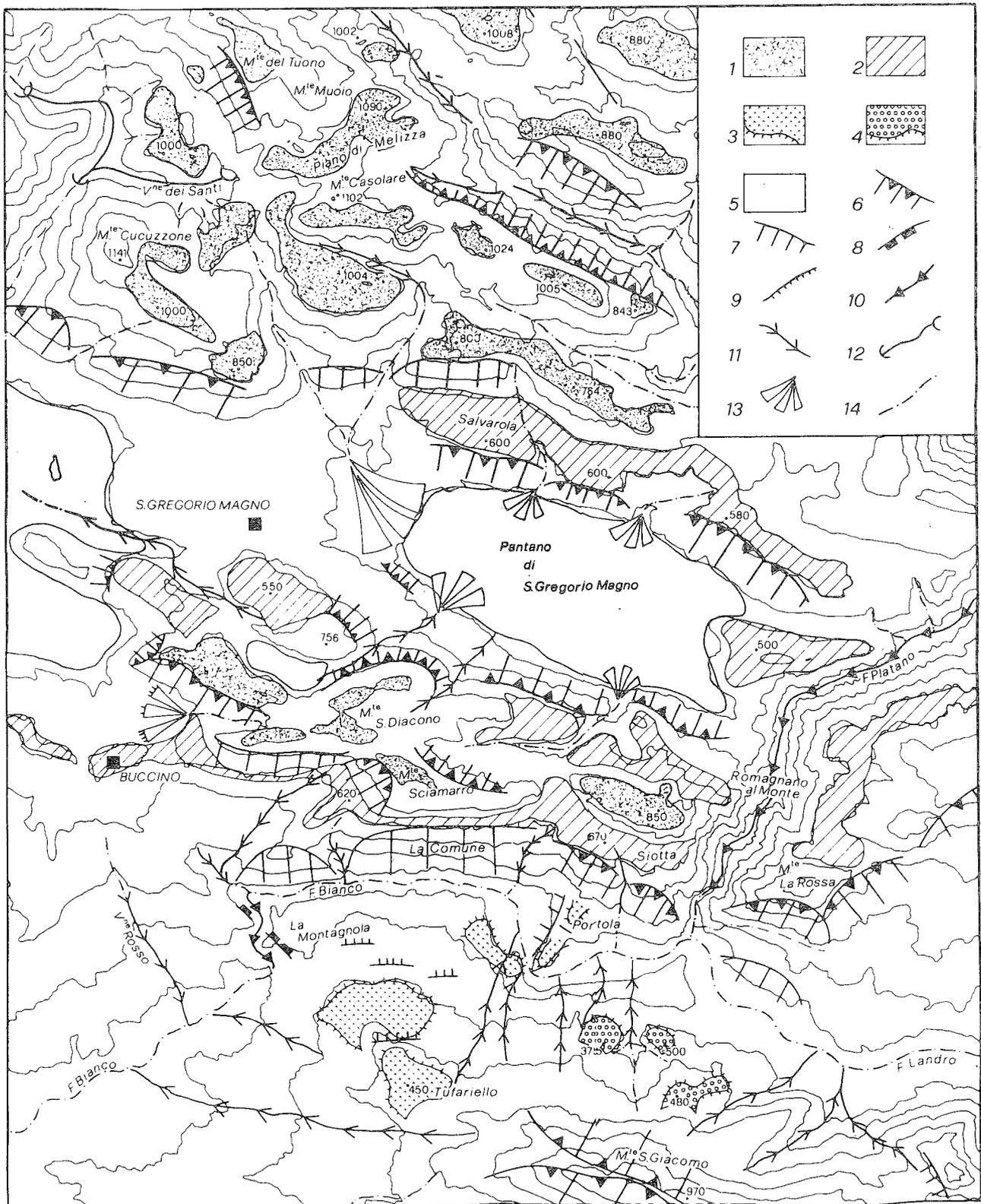


Fig. 5 - Schema geomorfologico del bordo meridionale del M. Marzano. 1) lembi di paesaggi erosionali sospesi a quota maggiore di 850 metri; 2) lembi di paesaggi erosionali sospesi a quota 650 metri; 3) terrazzi deposizionali sui travertini; 4) terrazzi deposizionali su conglomerati; 5) polje; 6) versante di faglia; 7) versante di strato; 8) scarpata di linea di faglia; 9) scarpata di faglia; 10) corso d'acqua sovrainposto; 11) corso d'acqua susseguente; 12) valle secca; 13) conoide; 14) reticolo idrografico.

che km ad est dell'abitato di Buccino), sul quale alcuni tagli stradali e sbancamenti per fondazioni espongono sezioni di 2-3 metri di spessore nei quali affiorano i conglomerati poligenici di chiusura del ciclo plio-

cenico, fortemente alterati per la presenza di una matrice sabbiosa arrossata. Come è noto, i processi morfodinamici responsabili degli spianamenti, in quanto processi erosionali, sono sempre di difficile definizione



Fig. 6 - Antichi paesaggi di erosione sospesi in sinistra orografica della forra del T. Platano.

genetica, oltre che di difficile collocazione cronologica, sicché qualsiasi tentativo in questo senso va inquadrato entro questi limiti.

Il profondo fronte di *weathering* osservato sulla paleosuperficie dei 600 metri suggerisce un contesto climatico subtropicale nel quale probabilmente si inseriscono anche gli spianamenti carsici che interessano la porzione carbonatica della paleosuperficie stessa. Per quanto riguarda l'inquadramento cronologico, si può affermare che entrambi i paesaggi d'erosione sono da ritenersi successivi al Pliocene inferiore finale e che tra essi si è interposta una importante fase tettonica.

Infatti, mentre i lembi della paleosuperficie di secondo ordine sono distribuiti lungo il bordo meridionale del M.te Marzano e sembrano disegnare il primo contorno delle due principali depressioni presenti nell'area (bacino endoreico del Pantano di S. Gregorio, valle del F. Bianco), quelli della paleosuperficie più antica (primo ordine) si rinvergono anche in aree più interne del massiccio entro una fascia altimetrica compresa tra 850 e 1100 metri di quota. L'ampia distribuzione altimetrica (250 m) evidenzia la componente verticale delle dislocazioni prodotte dalle fasi deformative che post-datano tanto la paleosuperficie di primo ordine quanto la precedente fase di *tilting* che coinvolge il ciclo marino pliocenico.

I lembi del secondo ciclo di spianamento (600 m) si incastrano chiaramente nel primo, hanno una distribuzione altimetrica più definita (550-600 m) e sono inscritte, se pure in posizioni sommitali, nel perimetro degli attuali bacini (Valle del Bianco e Pantano di S. Gregorio).

Essi si sono formati, dunque, all'interno di un contesto morfostrutturale già modificato che accennava quei tratti attualmente ben visibili nel paesaggio (rilievi e depressioni tettoniche).

L'altro limite temporale per l'inquadramento cronologico di queste superfici d'erosione, è rappresentata dal momento in cui si delineano definitivamente le depressioni del bacino del F. Bianco e di S. Gregorio Magno - Buccino e viene fornito quindi dall'età dei depositi di riempimento delle stesse.

2.2 Versanti e valli

Al fine della comprensione della successione degli eventi morfoevolutivi, verificatisi a partire dal smollamento delle paleosuperfici d'erosione prima descritte, sono stati analizzati i versanti bordieri che le

collegano al fondovalle del F. Bianco e delle depressioni di S. Gregorio Magno - Buccino.

Valle F. Bianco. Il versante calcareo che borda in destra orografica la valle del F. Bianco, da Buccino fin quasi a Vietri di Potenza (Fig. 7), è a tratti un versante di strato riesumato (per l'asportazione dei terreni pliocenici su di esso trasgressivi in sostanziale concordanza) ed orientato E-W; in altri tratti è un versante di faglia a direzione N120° che taglia chiaramente le strutture E-W responsabili del basculamento verso sud delle successioni mesozoico-terziarie e quindi ad esse successivo.

Nel profilo di questo versante la prima significativa rottura di pendenza, successiva al paleolivello dei 600 metri, è localizzata intorno ai 350 m di quota ed è rappresentata da terrazzi di natura erosionale che interessano sia il substrato prequaternario (carbonatico e non) che i depositi travertinoso-conglomeratici dell'unità di Portola. Localmente (Loc. Chialandrea) a questi terrazzi è associata una copertura di depositi conglomeratici in *facies* di conoide e/o di versante, clinostratificati, derivanti generalmente dall'erosione dei conglomerati pliocenici di chiusura presenti sul sovrastante ripiano di Siotta e pertanto, vistosamente arrosati. Questi terrazzi indicano il livello di base all'epoca della colmatazione del bacino del F. Bianco e sono correlabili con quelli impostati sui travertini dell'Unità di Tufariello e sui conglomerati presenti essenzialmente in sinistra orografica della valle, a quote comprese tra i 450 ed i 300 metri. Le differenze altimetriche fra i vari lembi terrazzati sono legate a dislocazioni tettoniche successive, testimoniate da scarpate di faglia nei depositi di riempimento orientate all'incirca E-W e da corsi d'acqua susseguenti a direzione N-S e NE-SW.

L'evoluzione successiva è caratterizzata da un'intensa fase di erosione, responsabile del terrazzamento della valle e del suo approfondimento fino alle quote dell'attuale fondovalle (165 m nella zona di confluenza con il F. Tanagro).

La vistosa forra del T. Platano, affluente di destra del F. Bianco, incisa per circa 350 metri, si approfondisce sicuramente durante questa intensa fase di erosione, anche se nella zona di confluenza con il F. Bianco la presenza di due terrazzi in destra ed in sinistra orografica alle quote di 450 m, permette di identificare una sosta nell'escavazione della valle, facilmente correlabile con il momento della colmatazione del bacino del F. Bianco.



Fig. 7 - Versante settentrionale della valle del F. Bianco (destra orografica).

I polje di S. Gregorio Magno - Buccino

Si tratta di due conche endoreiche coalescenti di natura tettonocarsica, limitate sia a nord che a sud da versanti di faglia a direzione circa N120°. La successione sedimentaria di riempimento non è affiorante e pertanto non è stato possibile ricavare dati cronologici sul momento dell'individuazione di queste depressioni. Dati di perforazioni eseguite per ricerche idriche (CELICO, 1983) evidenziano che lo spessore dei depositi quaternari all'interno della depressione di Buccino è di almeno 70 metri e che essi sono costituiti da intercalazioni di depositi detritici grossolani ed argille lacustri.

Per quanto riguarda la piana di S. Gregorio Magno, l'analisi dei versanti perimetrali non evidenzia una evoluzione policiclica successiva alla paleosuperficie dei 600 metri. Il versante settentrionale del polje di Buccino invece, caratterizzato da un regolare profilo di recessione, reca alla base, intorno ai 500 metri di quota, una scarpata di faglia subverticale alta circa 50 cm che interessa anche delle breccie di versante cementate a matrice rossastra. Tale scarpata, già segnalata da LIPPMANN-PROVANSAL (1987) rappresenta senz'altro una riattivazione della faglia perimetrale del polje, attribuita tentativamente dalla stessa Autrice all'alto Pleistocene medio.

Si ricorda infine che nell'area del Pantano di S. Gregorio sono stati riconosciuti fenomeni di fagliazione superficiale in seguito al sisma dell'Irpinia del 23 novembre del 1980 (BOLETTINARI & PANIZZA, 1981). Successivamente sono state effettuate delle trincee (D'ADDEZIO *et al.*, 1991) profonde all'incirca 9 metri, nei depositi della piana di S. Gregorio; in esse è risultato visibile un piano di faglia orientato N305° ed immergente verso NE di 70°. Gli studi di paleosismicità condotti hanno tra l'altro evidenziato che la sequenza sedimentaria esposta si è deposta negli ultimi 20.000 anni e che ha registrato almeno 4 eventi sismici precedenti al ter-

remoto dell'80 ma ad esso simili per dimensioni e stile deformativo.

3. DISCUSSIONE DEI DATI E PROBLEMI APERTI

Il rilevamento di campagna ha permesso di distinguere delle importanti tappe nell'evoluzione tettonica dell'area con particolare riferimento all'intervallo plioquaternario (Fig. 8).

In particolare i domini paleogeografici del M. Marzano e del M. Alburno, anche se differenziati durante tutto il Mesozoico (rappresentando rispettivamente le facies di margine e di retroscogliera della *piattafoma campano-lucana*), si comportano in maniera simile almeno fino al Messiniano (come dimostrato dalla presenza in entrambe le aree della *Formazione di Castelvetere*).

Tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore si realizza una importante differenziazione paleogeografica tra le due aree. In particolare si è visto come lungo il bordo meridionale del M. Marzano la trasgressione pliocenica va ad interessare direttamente i carbonati cretaci, ancora in giacitura pressoché orizzontale, estendendosi verso sud fino all'area di M.te S. Giacomo. Questo implica che nell'intervallo suddetto l'area del Marzano è stata dapprima emersa e soggetta ad una intensa fase di erosione (che ha comportato l'asportazione delle coperture terrigene mioceniche) e successivamente ribassata al di sotto del livello marino, mentre l'area dell'Alburno, che non riceve la trasgressione pliocenica, costituiva già probabilmente un'alto strutturale con abbondanti resti di coperture fliscioidi. E' importante sottolineare che la fase tettonica responsabile di questa differenziazione non comporta una vistosa deformazione della successione carbonatica, vista la costante paraconcordanza rilevata tra i depositi pliocenici ed i carbonati. Piccole articolazioni morfo-

MESSINIANO-PLIOC. INF.	L'area è emersa e soggetta ad intensa erosione
~ ~ ~	Crisi tettonica
PLIOCENE INF.-PLIOCENE SUP.	L'area subisce la trasgressione di un mare poco profondo, si depone la successione pliocenica; probabile fase tettonica prima della sedimentazione dei conglomerati poligenici sommitali
~ ~ ~	Crisi tettonica che si manifesta con formazione di strutture monocliniche E-W immergenti a sud (45°-70°)
PLIOCENE SUP.-PLEISTOCENE INF.	L'area è emersa ma dotata ancora di una scarsa energia di rilievo. Formazione di due ordini di "paleosuperficie" con intermezzo di una ulteriore fase tettonica
~ ~ ~	Crisi tettonica
PLEISTOCENE INF.-PLEISTOCENE SUP.	Si delineano gli alti e i bassi topografici caratterizzanti il paesaggio odierno

Fig. 8 - Schema riassuntivo degli eventi riconosciuti.

logiche sono testimoniate dalla presenza di depositi di falesia, a clasti anche grossolani, alla base della trasgressione.

Durante la deposizione della serie pliocenica si registra una nuova fase tettonica al passaggio tra le sabbie ed i conglomerati poligenici sommitali; la brusca variazione di *facies* e di alimentazione infatti non può essere spiegata soltanto con una crisi climatica, ma richiede necessariamente una variazione a livello regionale nella paleogeografia del paesaggio di alimentazione. E' questo comunque un problema aperto a scala nazionale e pertanto si rimanda alla letteratura più recente in merito (CAPOZZI & SARTORI, 1989).

La fase deformativa più importante che realizza in gran parte l'attuale assetto strutturale del settore in esame, si verifica alla fine della deposizione del ciclo pliocenico in questione e determina l'emersione definitiva dell'area. Come si è visto questa deformazione trova espressione in superficie in un forte basculamento verso sud delle successioni mesozoico-plioceniche, ad opera di importanti piani di faglia a basso angolo (e con probabile andamento listrico) orientati in direzione E-W ed immergenti verso nord. In particolare questi piani si susseguono in maniera abbastanza fitta (delimitano fasce di ampiezza massima dell'ordine di 0.5 - 1 km) e determinano la formazione di numerose strutture parallele ad andamento monoclinale.

Dopo questa fase tettonica dunque l'area in questione entra definitivamente in regime subaereo ma il "rilievo" è ancora prossimo al livello di base, così come testimoniato dallo sviluppo suborizzontale delle superfici d'erosione che tagliano le strutture precedentemente formatesi.

In particolare il paesaggio della paleosuperficie di primo ordine è dotato di scarsa energia del rilievo (senza escludere l'eventuale presenza di forme strutturali più o meno smussate dall'erosione) e di una idrografia prevalentemente endoreica accompagnata da un carsismo epigeo diffuso, probabile agente responsabile degli spianamenti. Come si è visto nel paragrafo 2.1 questo paesaggio di erosione è attualmente ridotto in lembi isolati e con una ampia distribuzione altimetrica a seguito di una ulteriore fase tettonica.

La paleosuperficie di secondo ordine invece rappresenta lo stadio geomorfologico che segna il passaggio tra due diversi assetti orografici, difficilmente inquadrabili all'interno di un ciclo ma ricalcanti, piuttosto, le direttrici strutturali di un orogene in corso di formazione. Essa infatti si rinviene lungo il perimetro delle principali depressioni (Valle Bianco e polje di S. Gregorio Magno - Buccino) a testimonianza di una loro primaria individuazione.

Non si hanno purtroppo dati cronologici assoluti per inquadrare con precisione questa successione di eventi ma essi possono essere inseriti tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore (cfr. § 2.2).

Una nuova crisi tettonica si verifica dopo la formazione del secondo ordine di paleosuperfici ed individua in maniera definitiva le depressioni della valle del Bianco e dei polje di S. Gregorio Magno - Buccino. Le faglie bordiere di queste depressioni sono orientate all'incirca in direzione WNW-ESE e laddove sono esposti i liscioni di faglia sono state rinvenuti indizi sia di movimenti *dip-slip* (faglia basale del M.te S. Giacomo) che orizzontali (faglia di M.te La Comune - La Serra-

polja). A livello morfologico (macrostrutturale) risulta ben evidente come questi lineamenti tagliano le strutture E-W prodotte dalla tettonica distensiva della fine del Pliocene (vedi carta).

La fisiografia del nuovo paesaggio è dominata da una maggiore gerarchizzazione del reticolo idrografico, da un aumento dell'ampiezza del rilievo e dall'inizio dell'erosione regressiva dettata dall'abbassamento dei livelli di base locali.

Questa redistribuzione di energie (cinetica e potenziale) mette in crisi la rete idrografica, da qui le anomalie: le valli di rango gerarchico inferiore entrano rapidamente in incisione e si infornano in sovrapposizione; le valli maggiori (valle del Bianco) che seguono le depressioni tettoniche entrano in sovralluvionamento, colmandosi fino a quote molto vicine a quelle degli attuali terrazzi alti presenti in sinistra del Bianco (450 metri circa).

La successiva e profonda reincisione del riempimento conglomeratico-travertinoso va collegata al raccorciamento della catena sul versante tirrenico e alla conseguente erosione regressiva che investe le soglie strutturali, ma anche ad una nuova fase tettonica che interessa i depositi dell'unità di Portola e che determina la variazione altimetrica tra i vari lembi di superfici terrazzate.

Dati di geomorfologia regionale permettono di inquadrare cronologicamente questi eventi nel Pleistocene medio e superiore.

In conclusione i dati raccolti consentono di affermare che l'assetto orografico e strutturale dell'area in studio è stato controllato principalmente da due importanti "fasi" tettoniche. La prima è quella realizzata dopo la deposizione del ciclo pliocenico e prima della formazione della paleosuperficie di primo ordine (e quindi nel Pliocene superiore); tale fase ha come espressione in superficie la formazione di piani di faglia diretta a basso angolo e comporta imponenti rotazioni di blocchi intorno ad assi orizzontali con formazioni di strutture monocliniche parallele, allungate in direzione E-W ed immergenti verso sud con angoli compresi tra i 45 ed i 60 gradi. Queste strutture potrebbero essere inquadrare in un modello di *block faulting rotation* su assi orizzontali, controllata dal gioco di lineamenti trasversivi sinistri orientati N120° collocati agli estremi settentrionali e meridionali dell'area studiata (bordo settentrionale del Marzano e bordo settentrionale dell'Alburno). Tale ipotesi trova riscontro con quanto osservato da ASCIONE *et al.* (1992) nella valle del Tanagro.

La seconda "fase" è quella che crea le depressioni del Bianco e di S. Gregorio Magno - Buccino, conferisce energia al rilievo, e realizza prevalentemente rigetti verticali lungo lineamenti che ricalcano la direzione N120°. Da un punto di vista cronologico è inquadrabile nel Pleistocene inferiore.

E' importante sottolineare che questa seconda fase non "altera" in maniera sostanziale, in tutta l'area studiata, l'assetto strutturale creato dalla prima. La costanza delle giaciture degli strati mesozoici e pliocenici in tutta la zona in esame, associata alla orizzontalità delle paleosuperfici che tagliano queste strutture, implica infatti che non si siano verificati durante questa seconda fase importanti rotazioni di blocchi né intorno ad assi orizzontali, né intorno ad assi verticali.

BIBLIOGRAFIA

- ASCIONE A., CINQUE A. & TOZZI M. (1992) - *La valle del Tanagro (Campania): una depressione strutturale ad evoluzione complessa*. In questo volume.
- AA.VV. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. Atti 74° Cong. Soc. Geol. It., Sorrento.
- BOLLETTINARI G. & PANIZZA M. (1981) - *Una "faglia di superficie" presso S. Gregorio Magno in occasione del sisma del 23.11.80 in Irpinia*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 135-136.
- CAPOZZI R. & SARTORI R. (1989) - *La regressione medio-pliocenica in Italia: una ipotesi di lavoro sulle possibili cause*. Giorn. di Geol., ser.3., 51(2), 31-39.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dell'Italia centro meridionale*. Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno, Roma.
- CESTARI G. (1971) - *Note illustrative alla Carta geologica d'Italia, F. 198 Eboli*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le unità irpine a nord di M. Marzano, Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 13.
- D'ADDEZIO G., PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1991) - *Paleoearthquakes along the Irpinia fault at Pantano di S. Gregorio Magno (Southern Italy)*. Il Quat., 4(1), 121-135.
- DI NOCERA S., RUSSO B. & TORRE M. (1982) - *I depositi timarini del ciclo Pliocene inferiore-medio nei dintorni di Vietri di Potenza*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., ser. 4, 45, 87-105.
- LIPPMANN-PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin meridionale (Italie): etude geomorphologique*. These de Doctorat d'Etat en geogr. Phys., Univ. d'Aix-Marseille.
- MOSTARDINI F. & MERLINI M. (1986) - *Appennino centro-meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-207.
- PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (EDS) (1992) - *Stratigraphical and structural analysis along the CROP 04-89 deep seismic line*. In stampa.
- PESCATORE T. (1980) - *Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., 97, 783-805.
- PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1972) - *Lineamenti di sedimentazione e tettonica nel Miocene dell'Appennino campano lucano*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, 78, 337-408.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato, Università "Federico II", Napoli.
- SGROSSO I. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica nella zona di Vietri di Potenza con particolare riguardo alla trasgressione miocenica*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 75, 464-495.