

SALVATORE LA ROCCA & NICOLETTA SANTANGELO (**)

NUOVI DATI SULLA STRATIGRAFIA E SULL'EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DEL BACINO LACUSTRE PLEISTOCENICO DEL FIUME NOCE (BASILICATA)

Abstract: LA ROCCA S. & SANTANGELO N., *New data on stratigraphy and geomorphological evolution of pleistocene lacustrine basin of Noce river (Basilicata)* (IT ISSN 0391-9838, 1991).

Lacustrine sediments, outcropping in the Noce river valley, have been studied. Two stratigraphic successions have been singled out, the first mainly conglomeratic, the second mainly clay-sand; the relation between these materials is heteropic.

The polygenic conglomeratic deposits, found in the northern and central zone of the basin, have been interpreted as fluviolacustrine coming from northern streams (Lagonegrese area) to fill the lake. The clay-sand deposits, found in the southern part of the basin, have been interpreted as lacustrine *sensu strictu* and show the paleoenvironmental and depositional evolution of the area.

A geomorphological analysis has been carried out and a morphoevolutive succession has been envisaged by the study of the main perimetral fault scarps and of the lacustrine and pre-lacustrine morphologies. The barring of PaleoNoce, due to a tectonic movement along ancient regional fault lines, created the endoreic basin. At first the lake was filled with sediments, according to the regressive stratigraphic succession, then cut by fluvial incision related to an important variation of the local base level (due to other tectonic movements).

Although we don't have direct geochronological data, there are regional geomorphological data that allow us to affirm the lacustrine event came true between the end of Lower Pleistocene and the beginning of Middle Pleistocene.

KEY WORDS: Lacustrine basins, Geomorphology, Tectonics, Pleistocene, Southern Apennines.

Riassunto: LA ROCCA S. & SANTANGELO N., *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione geomorfologica del bacino lacustre pleistocenico del F. Noce (Basilicata)* (IT ISSN 0391-9838, 1991).

Sono stati studiati gli affioramenti di sedimenti lacustri presenti nella media valle del F. Noce. Sono state riconosciute e ricostruite due

«sezioni tipo», una prevalentemente conglomeratica e l'altra prevalentemente argilloso-sabbiosa, che rappresentano due sottoambienti eteropici. I depositi conglomeratici, rinvenuti nella porzione centro-settentrionale del bacino, sono stati interpretati come il prodotto di deposizione degli immissari del lago. I depositi argilloso sabbiosi, localizzati nella porzione meridionale, rappresentano le facies strettamente lacustri in cui sono registrati diversi intervalli deposizionali, caratterizzati da variazioni del grado di energia e dell'area di alimentazione degli apporti clastici.

L'analisi geomorfologica è stata rivolta al riconoscimento delle forme direttamente legate alla fase lacustre e alla loro collocazione in un contesto morfoevolutive.

La genesi del lago è stata ascritta ad una fase tettonica che avrebbe accentuato bassi ed alti strutturali, peraltro preesistenti perché ereditati dal complesso assetto paleotettonico dell'area, ostacolando il decorso esoreico del PaleoNoce. L'estinzione del lago è avvenuta a causa del progressivo colmamento di sedimenti da parte dei corsi d'acqua affluenti; la reincisione dei depositi è stata causata da una notevole variazione del livello di base, a sua volta determinata dal ribassamento tettonico relativo della zona costiera a nord della foce del Fiume Noce. I due momenti possono essere separati da un periodo di tempo forse anche lungo ma, allo stato attuale delle conoscenze, non valutabile. Considerazioni geomorfologiche di carattere regionale permettono comunque di collocare l'evento lacustre tra la fine del Pleistocene inferiore e gli inizi del Pleistocene medio.

TERMINI CHIAVE: Bacini lacustri, Geomorfologia, Tettonica, Pleistocene, Appennino meridionale.

INTRODUZIONE

Lo studio del bacino del F. Noce si inserisce in un più ampio progetto di ricerca su alcuni bacini fluviolacustri dell'Appennino campano-lucano (SANTANGELO, 1991).

È ben noto che questi ultimi rivestono un ruolo di grande importanza nell'ambito della ricostruzione morfoevolutive della catena appenninica. Infatti, laddove mancano depositi quaternari marini, essi offrono delle successioni stratigrafiche continue, anche se limitate a piccoli intervalli di tempo, da cui trarre preziose informazioni sulle caratteristiche paleoambientali del Pleistocene. Inoltre la loro formazione ed evoluzione è spesso strettamente collegata alle vicissitudini tettoniche che hanno interessato la catena appenninica dal momento della sua emersione fino ad

(*) Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. (N. PE. 007227).

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli, Largo S. Marcellino, 10, 80138 Napoli.

(***) Le determinazioni sugli ostracodi e sui molluschi sono state effettuate rispettivamente in collaborazione con il Prof. G. Bonaduce del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli e con la Dott.ssa D. Esu del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma.

Gli autori desiderano ringraziare il prof. L. Brancaccio, il Prof. A. Cinque ed il dott. D. Guida per le numerose discussioni e per gli utili consigli.



Fig. 1 - Carta geologica della media valle del Fiume Noce.

oggi; infatti nella maggior parte dei casi (CAPALDI & *alii*, 1988; BAGGIONI & *alii*, 1981) si tratta di bacini individuati in seguito a sbarramenti tettonici di valli fluviali, estintisi poi per erosione regressiva della soglia (determinata a sua volta da variazioni dei livelli di base) o per colmatazione. Dallo studio dei rapporti intercorrenti fra forme del rilievo e i depositi lacustri si possono quindi trarre importanti considerazioni relative alla ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica dell'area in esame.

Per quanto riguarda l'Italia meridionale, l'unico studio tematico su questi bacini lacustri risale alla fine del secolo scorso (DE LORENZO, 1898). Questo lavoro, in cui la formazione dei vari laghi viene attribuita al progressivo adolcimento, per evaporazione, del mare pliocenico in regressione, va senz'altro rivisto e riletto in base alle conoscenze geologiche e geomorfologiche acquisite in quest'ultimo secolo, pur rimanendo di preziosa importanza per la segnalazione degli affioramenti e per la modernità di alcune osservazioni.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le unità del substrato affioranti nell'area in questione (vedi fig. 1) sono, a partire dalla più interna (BONARDI, 1966; CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, 1969; SCANDONE, 1961; BONARDI & *alii*, 1988):

A) Unità Nord Calabrese o Liguride, con la sola Formazione delle Crete Nere (SELLI, 1962) costituita da alternanze di marne, marne silicifere ed argilliti plumbee, giallastre e verdognole, calcari siliciferi, siltiti e quarziti grigie. Questa formazione, a luoghi estremamente caoticizzata, costituisce in prevalenza il substrato impermeabile della valle del Noce, sul quale si è impostato l'omonimo lago pleistocenico; l'età considerata fino a poco tempo fa, aptiano-albiana, è stata di recente ringiovanita e considerata, almeno nella sua parte alta, come non più antica dell'Eocene medio (BONARDI, 1988).

B) Unità carbonatiche dei M.ti di Trecchina. Questi terreni sono costituiti da calcari in facies di scarpata di piattaforma carbonatica, passanti verso l'alto a calcari con liste e noduli di selce in facies più prettamente bacinali, e sono interpretati come appartenenti al margine interno della Piattaforma carbonatica Campano-Lucana (BRANCACCIO & *alii*, 1984). Entrambi i litotipi enunciatosi affiorano estesamente nei monti a sud dell'abitato di Trecchina; l'età della successione va dal Trias superiore (M. Crivo) al Miocene inferiore.

C) Unità carbonatiche dei massicci silentino-lucani; appartengono a questa unità parte dei massicci che bordano il bacino, quali i monti di Lauria, M. Messina — Serra S. Filippo, M. Coccovello e Serralunga. Le facies affioranti sono soprattutto di ambiente neritico di piattaforma carbonatica. L'età è compresa tra il Lias ed il Miocene.

D) Unità del M. Foraporta; affiora estesamente nella parte settentrionale del bacino (Serra Luceta), è costituita da dolomie e calcari in facies di bacino e viene tradizionalmente interpretata come residuo di un piccolo bacino

intrapiaffaforma, individuatosi nel Giurassico (IPPOLITO & *alii*, 1973; BONI & *alii*, 1974; DE ALFIERI & *alii*, 1986).

E) Unità dei M.ti della Maddalena; affiorano solo in termini triassici e poco estesamente, a Rivello, alla Ferriera di Nemoli e nei pressi di Lagonegro; sono costituiti da dolomie stratificate bianche e grigie a *Gervilleia* e *Megalodon*, intensamente tettonizzate. Rappresentano con ogni probabilità i sedimenti riconducibili al margine esterno della piattaforma interna (SCANDONE, 1967; PAPPONE, 1988).

F) Unità Lagonegresi; affiorano anch'esse nella parte alta del bacino (massiccio del M. Sirino), sono costituite da una successione di numerosi tipi di terreni, tutti in facies di bacino più o meno profondo (SCANDONE, 1967; 1972). L'età dei sedimenti va dall'Anisico (formazione di M. Facito) al Miocene inferiore (flysch numidico).

Le unità appena descritte si rinvencono in diverse falde sovrapposte tettonicamente a partire dalla più interna (IPPOLITO & *alii*, 1973).

IL BACINO DEL FIUME NOCE: LA STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI LACUSTRI

L'esistenza del bacino lacustre pleistocenico del Noce è segnalata, come già detto, da DE LORENZO (1896; 1898) ma, pur avendo questo antico lago una notevole estensione, i depositi rimasti a testimoniare l'esistenza sono abbastanza limitati, a causa di una erosione molto spinta. DE LORENZO (1898) segnala i principali affioramenti e raggruppa i depositi in due tipi: depositi conglomeratici ed argillosi rappresentanti le facies di centro lago e depositi di «spiaggia» concentrati lungo le sponde.

Il rinvenimento di nuovi e significativi affioramenti ha permesso di precisare la stratigrafia e lo spessore del riempimento sedimentario quaternario, nonché di inquadrarlo geomorfologicamente; pertanto verranno deprimamente descritte le sezioni tipo, per poi passare all'analisi geomorfologica dell'area.

LA SEZIONE DI «LE CUTNI»

Questa sezione rappresenta la situazione riscontrabile nella porzione sudoccidentale del bacino, dove sono conservati depositi prevalentemente argillosi. Gli affioramenti sono localizzati alla base del versante orientale del M. Coccovello, in sinistra orografica del T. Prodino e nei dintorni dell'abitato di Trecchina (vedi fig. 1); la sequenza è stata ricostruita in base ad una serie di tagli in scarpate fluviali; lo spessore così determinato raggiunge i 150 metri.

La base della successione (intervallo A in fig. 2a) è costituita da conglomerati a clasti carbonatici ben arrotondati, stratificati in giacitura orizzontale e mostrandone generalmente un buon grado di classazione granulometrica (le dimensioni medie dei clasti sono dell'ordine di 2 cm), che raggiungono uno spessore di circa 30 metri. Nella parte alta essi presentano frequenti intercalazioni lenticolari di

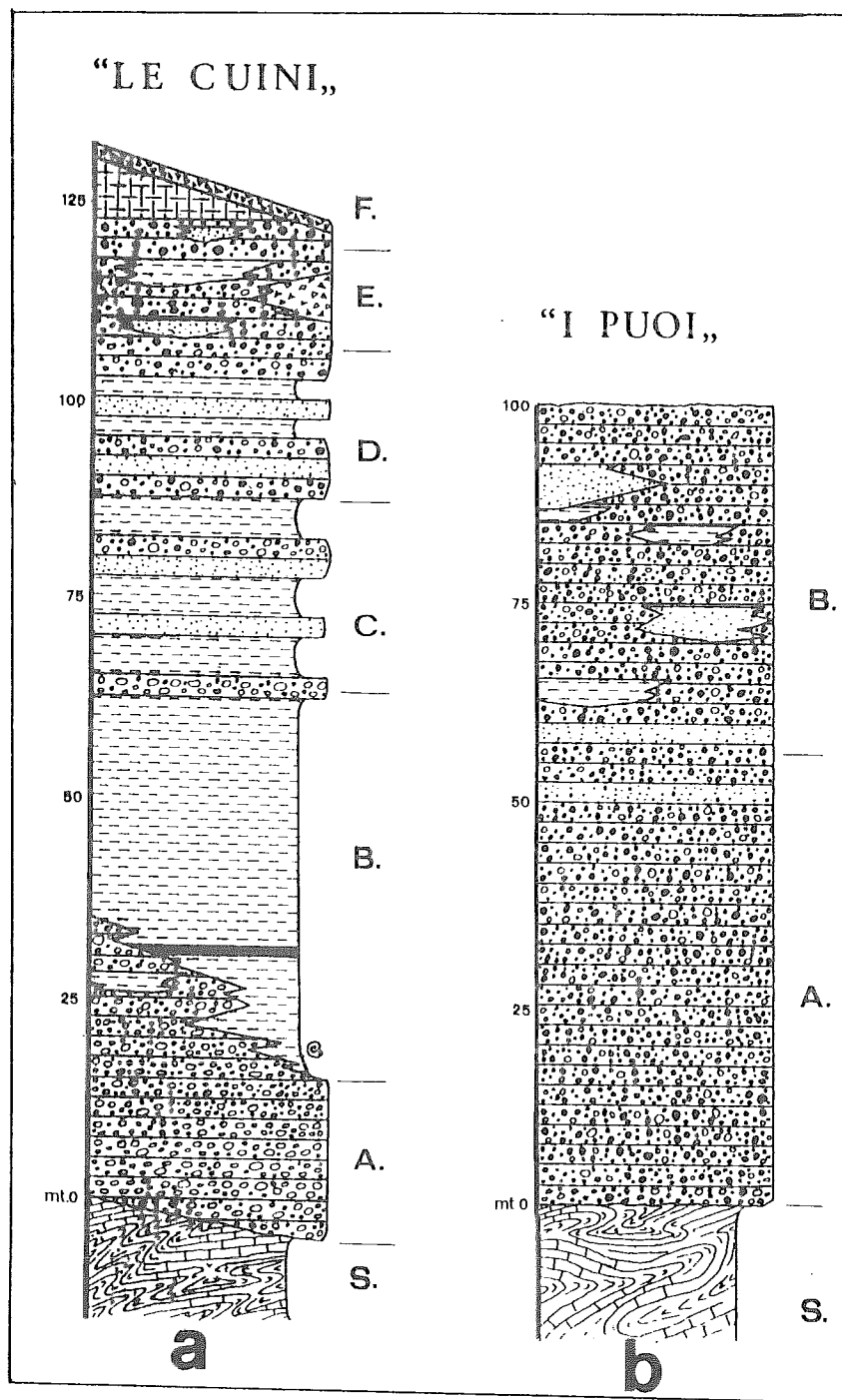


FIG. 2 - Colonne stratigrafiche delle sezioni tipo. a) Sezione di «Le Cuini»: S) substrato flischioide; A) conglomerati carbonatici basali; B) argille e limi grigi; C) alternanze di limi, sabbie e conglomerati raramente poligenici; D) alternanze di sabbie e conglomerati poligenici in matrice limosa arrossata; E) conglomerati poligenici con locali intercalazioni di breccie calcaree; F) argille rosse coluvionali e breccie di versante. b) Sezione de: «I Puoi»: S) substrato flischioide; A) conglomerati poligenici in matrice sabbioso-limosa; B) conglomerati poligenici con lenti di sabbie e limi.

argille grigie contenenti numerosi frammenti di lamellibranchi (*Dreissena* sp.), opercoli di Gasteropodi dulcicoli (*Bythinia* sp.) e abbondanti gusci di Ostracodi (*Ilyocypris gibba* e *Candona* sp.).

I depositi conglomeratici vengono sostituiti da una sequenza dapprima argillosa e successivamente argilloso sabbiosa, per uno spessore complessivo di circa 35 metri (intervallo B in fig. 2a). Le argille sono generalmente di colore grigio azzurro; al passaggio con i conglomerati sottostanti è da segnalare la presenza di un livello piroclastico molto

ricco in pirosseni, attualmente in corso di studio, ed inoltre l'esistenza di un livello lignitifero notevolmente continuo (visibile anche da foto aeree), con una costante giacitura orizzontale ed uno spessore massimo di qualche decimetro. Al suo interno sono stati rinvenuti numerosi resti vegetali (frammenti di corteccia e pezzi di legno); di rilievo è il fatto che questo livello lignitifero è riconoscibile alla stessa quota e nella stessa posizione stratigrafica anche in località «Prati», in destra orografica del T. Proдино, assumendo così il ruolo di un livello guida che testi-

monia l'assenza di locali movimenti tettonici differenziali in questo settore del bacino.

Verso l'alto la sedimentazione prevalentemente argillosa viene sostituita da alternanze di livelli sabbiosi e sabbioso-argillosi (intervalli C e D in fig. 2a; spessore 35 m circa) che sfumano poi nell'intervallo sommitale (intervallo E in fig. 2a) prevalentemente conglomeratico.

Quest'ultimo ha uno spessore di una ventina di metri ed è costituito da conglomerati ben arrotondati, alternati a sabbie grossolane e a sabbie argillose. La natura litologica dei clasti è poligenica e la provenienza è dalle formazioni delle unità lagonegresi, in special modo dal flysch galestrino e dagli scisti silicei, cui si associano clasti calcarei; la matrice, di natura argillosa, è abbondante e di colore rossastro. Localmente, all'interno di questo conglomerato poligenico, sono presenti delle lenti di breccie esclusivamente carbonatiche, con clasti delle dimensioni comprese tra i 5 e i 15 cm; vista la localizzazione della successione alla base del versante meridionale della struttura carbonatica del M. te Coccovello, esse sono senz'altro interpretabili come conietritici provenienti da tale versante. Va comunque sottolineato che questi apporti sedimentari laterali risultano estremamente esigui e localizzati, rispetto agli apporti poligenici.

Su tali terreni poggiano i depositi indicati con la lettera F in fig. 2a; si tratta di argille sabbiose fortemente arrossate, dello spessore di circa 5 metri, in cui si rinvennero elementi di natura piroclastica (piccole pomice e cristalli isolati di pirosseni, sanidino e miche). Esse sono interpretabili come colluvioni di materiale piroclastico pedogenizzato, dilavato lungo i versanti e deposto al loro piede, rappresentato dalla sommità del riempimento lacustre.

La successione è chiusa infine da materiale detritico di versante clinostratificato, di spessore variabile e disposto solitamente in conoidi, poggiante in discordanza e per

troncatura erosiva sia sulle argille rosse (F in fig. 2a) che sui conglomerati sottostanti (E in fig. 2a).

I tre membri principali della successione di Le Cuini (conglomerati carbonatici basali, argille sabbiose grigie e conglomerati poligenici sommitali) afforano in maniera continua in tutta l'area compresa tra il M. Coccovello e l'abitato di Trecchina (fig. 3). Caratteristico è il loro andamento a «becco di flauto», riscontrabile spostandosi dalla porzione centrale dell'area verso i versanti perimetrali, che riflette la progressiva colmatazione del bacino.

Nell'ambito della successione descritta è possibile individuare almeno tre momenti, caratterizzati sia da un diverso grado di energia dell'ambiente deposizionale che da diversa alimentazione clastica, che riflettono il succedersi di diverse condizioni climatiche e tettoniche. Infatti la natura esclusivamente carbonatica dei conglomerati carbonatici basali, suggerisce che inizialmente per questo settore del bacino, le principali direzioni di apporto clastico erano da sud-sudovest (M. Coccovello - M. ti di Trecchina) e che esistevano versanti carbonatici in degradazione, probabilmente in relazione a recenti movimenti tettonici, coevi o poco anteriori alla loro deposizione. L'inizio della sedimentazione argillosa testimonia invece un'avvenuta stabilizzazione dei versanti calcarei o comunque una stasi nell'apporto clastico di provenienza meridionale.

La graduale comparsa verso l'alto di materiale clastico poligenico e grossolano, testimonia un nuovo aumento dell'energia ed una variazione nell'alimentazione detritica, proveniente questa volta dalla porzione settentrionale dell'attuale bacino imbrifero del Fiume Noce, in cui affiorano estesamente i litotipi flischiodi e lagonegresi. La deposizione di questi grossi quantitativi di materiale terrigeno è stata responsabile del colmamento dell'intero bacino. È da sottolineare inoltre (se si trascura la presenza occasionale di breccie carbonatiche nella porzione più alta di que-

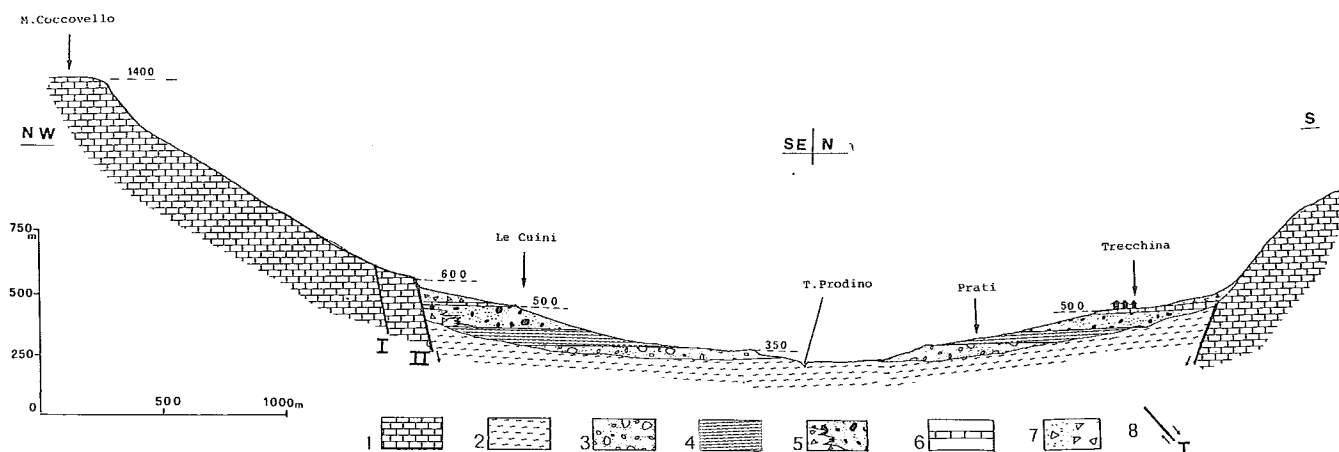


FIG. 3 - Sezione geologica nella porzione sudoccidentale del bacino. 1) substrato carbonatico; 2) substrato flischioide (F. Crete Nere); 3) conglomerati carbonatici basali; 4) argille lacustri; 5) conglomerati poligenici con intercalazioni di breccie carbonatiche; 6) argille rosse colluvionali; 7) breccie carbonatiche a matrice rossa; 8) faglia e cronologia relativa. Con il tratteggio sono indicate le rotture di pendenza più significative (dall'alto, rispettivamente: paleosuperficie, terrazzi erosionali pre-lacustri e terrazzi lacustri).

sto tratto della successione) la mancanza di grossi apporti detritici dai versanti di faglia calcarei evidentemente in condizioni di stabilità.

Ovviamente tali variazioni potrebbero collegarsi a variazioni climatiche anche di notevole importanza, purtroppo non quantizzabili con i dati finora a nostra disposizione.

LA SEZIONE DE «I PUOI»

Questa sezione è rappresentativa del settore centro-settentrionale del bacino, nel quale si registra la principale variazione laterale nella sedimentazione lacustre; i depositi rinvenuti infatti sono quasi esclusivamente conglomeratici. L'affioramento de «I Puoi», localizzato lungo una collinetta poco a sud dell'abitato di Nemoli (cfr. fig. 1), offre delle buone esposizioni della successione nelle scarpate di alcune nicchie di frana. Lo spessore stimato è di circa 100 m e la serie è abbastanza monotona; si tratta infatti di conglomerati fortemente eterometrici e poligenici immersi in una matrice arenaceo-argillosa di colore giallognolo, dove localmente si possono notare delle intercalazioni lenticolari di sabbie e silts giallastri. Dal basso verso l'alto stratigrafico si nota una tendenza alla diminuzione della granulometria, accompagnata da un aumento dei ciottoli di provenienza lagonegrese e delle intercalazioni di sottili livelli argillosi grigiastri (fig. 2b). La giacitura nel complesso è suborizzontale.

Per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione si ipotizza che la deposizione conglomeratica sia legata agli apporti terrigeni degli antichi immissari del lago; la distribuzione areale degli affioramenti conglomeratici, localizzati soprattutto nella porzione settentrionale e centrale del bacino, associata alla monotonia di facies in senso verticale riscontrata in tali successioni, permette di affermare inoltre che l'attività deposizionale dei corsi immissari ha con-

dizionato sin dall'inizio, in quest'area, la sedimentazione lacustre.

Evidenze di campagna suggeriscono poi che, negli stadi iniziali, gli apporti di materiale nel bacino si sono esplicitati anche in maniera «diretta» tramite grossi movimenti in massa, che devono aver interessato i paleoversanti in litologie «tenere» delimitanti il lago; diversamente sarebbe difficile da spiegare la presenza di grossi inclusi (diversi metri cubi) di materiale del substrato (pacchi di strati deformati delle argilliti della formazione delle Crete Nere), inglobati nei depositi conglomeratici (fig. 4).

Confrontando le due successioni descritte, si può osservare che la loro principale originalità, come aveva notato anche DE LORENZO, (1898), consiste nel fatto che nella parte centrale del bacino domina nettamente una sedimentazione clastica di tipo grossolano mentre solo ai piedi dei versanti montuosi calcarei si rinvengono sedimenti sottili (sabbie e argille), in una logica di distribuzione inversa tra le facies prossimali e distali. Inoltre la variazione in senso verticale della granulometria e della natura dei clasti, riscontrata nella successione di «Le Cuini», confrontata con la monotonia della successione de «I puoi», suggerisce una «progradazione» verso sud dell'attività deposizionale degli immissari principali.

ALTRI AFFIORAMENTI

Spezzoni delle successioni sopra descritte si rinvengono in maniera diffusa lungo il perimetro del bacino ed in modo più localizzato al centro. In particolare i litotipi argillosi sono concentrati lungo il bordo occidentale alla base del M. Coccovello (loc. «Russiano», taglio fondovalle Noce, etc., vedi fig. 1), mentre buone esposizioni delle facies conglomeratiche di centro lago si rinvengono a Rivel-



FIG. 4 - Grosso blocco di substrato appartenente alla Formazione delle Crete nere inglobato, per frana, nei depositi conglomeratici.

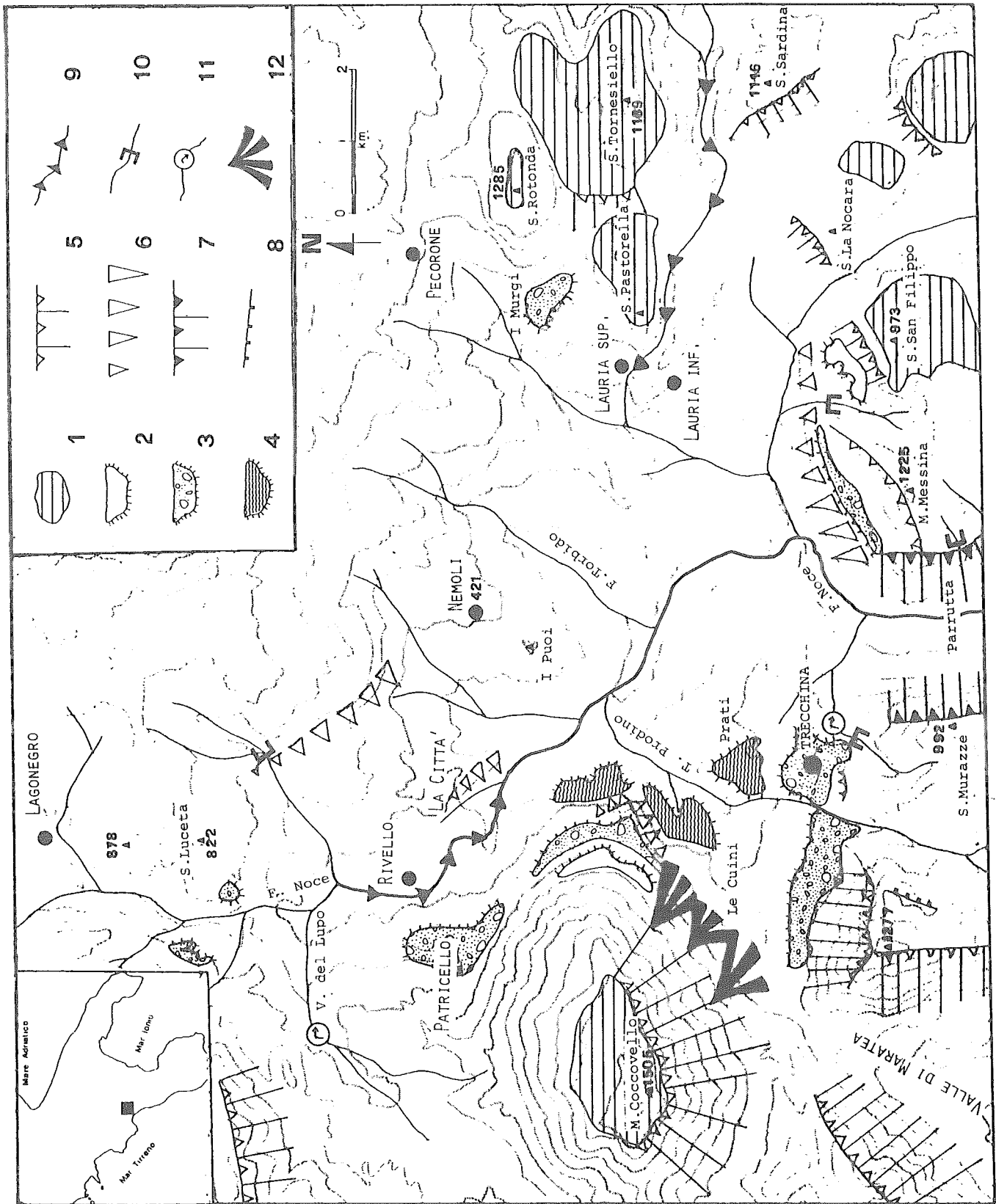


FIG. 5 - Carta degli indizi geomorfologici - 1) lembi di paleosuperficie; 2) terrazzi erosionali su substrato; 3) terrazzi lacustri; 4) terrazzi da morfoselezione su depositi lacustri; 5) versanti di faglia; 6) versanti di linea di faglia (*fault-line-scarp*); 7) versanti di faglia rimodellati in epoca post-lacustre; 8) scarpata di faglia; 9) reticolo idrografico sovrainposto; 10) valli tronche o sospese; 11) gomiti fluviali; 12) conoidi.

lo, nella collina di «Serra la Città» e tra i paesi di Nemoli e Rivello.

Menzione a parte meritano invece lembi sporadici e di modestissimo spessore di ghiaie a ciottoli arrotondati di natura poligenica, immersi in una matrice arenacea giallo rossastra, che si rinvengono sui versanti bordieri del bacino (Serra Luceta, I Murgi) in corrispondenza di rotture di pendenza poste ad una quota di circa 600 metri. La natura litologica poligenica dei clasti e considerazioni di carattere geomorfologico che saranno successivamente esposte, ci hanno permesso di correlare questi depositi alla porzione sommitale della successione ricostruita in località «Le Cuini» (intervalli D ed E in fig. 2a).

GEOMORFOLOGIA

L'analisi geomorfologica dell'area ed in particolare dei versanti perimetrali, ha permesso di stabilire che, in più di una zona, le forme legate al livello di base lacustre e rappresentate da terrazzi deposizionali o in roccia posti ad una quota di circa 500 metri s.l.m., si inseriscono in un contesto morfologico già evoluto e modellatosi in seguito all'alternarsi di almeno altri due momenti di stabilità del livello di base (che come vedremo più avanti hanno significati geologici e geomorfologici distinti), separati da altrettante fasi tettoniche. I dati raccolti sono stati sintetizzati in uno schema geomorfologico (fig. 5) nel quale tra le forme erosionali e deposizionali, sono state distinte quattro voci principali.

a) I *lembi di paleosuperficie* rappresentano i resti di un paesaggio di erosione marcato da superfici debolmente ondulate, poste generalmente in posizione sommitale sui rilievi più importanti dell'area, in netto contrasto con la ripidità dei versanti che lo delimitano. In quest'area tale superficie «taglia» depositi non più recenti dell'Eocene ed è quindi difficilmente inquadrabile da un punto di vista cronologico. Essa è modellata prevalentemente su rocce carbonatiche risultando così caratterizzata da vistose fenomenologie carsiche epigee. Si deve poi aggiungere che, escludendo il terrazzo orografico del M. Coccovello, in molti casi (M.ti di Trecchina o M. Messina) essa include paesaggi abbastanza articolati, caratterizzati da versanti di faglia molto arretrati e modellati, nonché da episodi di deposizione detritica. Sul M. Crivo ad esempio, a circa 1000 metri di quota, sono presenti delle brecce calcaree eterometriche, fortemente cementate, che si presentano «ruotate a monte» con angoli che variano da 15 ai 30 gradi rispetto al versante dal quale provengono e sono a loro volta «regolarizzate». Data la loro complessa storia evolutiva (si trovano in posizione sommitale, quasi di «cresta», sono ruotate in contropendenza e successivamente regolarizzate) potrebbero essere ritenute coeve di questi antichi paesaggi.

b) Con il simbolo di *terrazzi erosionali in roccia* sono state cartografate alcune rotture di pendenza presenti lungo il versante orientale del M. Coccovello e su quello meridionale della S.rra S. Filippo che, non essendo legate a morfoselezione (i versanti in esame interessano interamente cal-

cari di età cretacea) né a complicazioni strutturali, sono state interpretate come un antico raccordo basale e pertanto hanno permesso di riconoscere una policiclicità nello sviluppo di questi versanti. Sul versante settentrionale della Serra S. Filippo infatti, la paleosuperficie sommitale è bordata da un versante intagliato a faccette triangolari fortemente reinciso che si raccorda a tre piccoli terrazzi intorno a quota 600 metri, sospesi a loro volta rispetto alle morfologie lacustri. Situazione analoga si rinviene anche sul versante orientale del M. Coccovello, dove in località Russiano ed Elcitelli è possibile riconoscere una rottura di pendenza compresa tra le quote 650 e 600 m s.l.m. (cfr. fig. 3). È importante sottolineare che tali terrazzi risultano «sospesi» rispetto ai terrazzi deposizionali lacustri (vedi oltre) e pertanto sono stati interpretati come la traccia di un livello di base pre-lago. Inoltre nella estrema porzione orientale dell'area, alla base del gruppo del M. Sirino (fuori carta), si rinvengono in maniera diffusa, lembi di superfici terrazzate a quote comprese tra i 600 e i 700 m s.l.m., che danno un ulteriore appoggio a questa ipotesi.

c) I *terrazzi deposizionali lacustri* rappresentano la sommità della successione lacustre e sono notevolmente diffusi lungo tutto il perimetro del bacino (loc. Trecchina, versante settentrionale M. Messina, Le Cuini, Russiano, Patricello); sul bordo occidentale e meridionale essi si rinvengono costantemente alla quota di 500 m s.l.m. e risultano «incastrati» morfologicamente rispetto ai livelli erosionali prima descritti. Sul bordo orientale, in riflesso della notevole riduzione di depositi lacustri in affioramento, si registra anche una scarsità di forme direttamente correlabili al lago e gli unici terrazzi presenti sono quelli localizzati alla base del versante di faglia di Serra Luceta (600 m s.l.m.) (fig. 6) e di S. Rotonda in località «I Murgi» (630 m s.l.m.). Su di essi sono conservati lembi di modestissimo spessore di materiale conglomeratico a ciottoli poligenici di prevalente origine lagonegrese, ricoperti localmente da depositi argilloso-sabbiosi di colore rossastro; a quote più basse non sono presenti altri depositi ascrivibili al lago.

La spiccata analogia di facies esistente fra i depositi conservatisi su questi terrazzi ed i conglomerati poligenici caratterizzanti la parte alta della successione di «Le Cuini», associata alla presenza di materiale simile anche sul terrazzo di M. Messina (fig. 7), peraltro perfettamente correlabile altimetricamente con i terrazzi lacustri di Trecchina e «Le Cuini», fa ritenere che essi siano legati alla fase lacustre. La differenza di quota è da ascrivere ad un sollevamento in blocco del settore nordorientale del bacino rispetto a quello sudoccidentale, secondo un lineamento orientato grosso modo lungo l'attuale corso del F. Noce (che ha in questo tratto un andamento rettilineo orientato NW-SE), che non ha comportato basculamenti o rotazioni del riempimento sedimentario (i depositi lacustri si presentano infatti in giacitura suborizzontale senza evidenti segni di deformazione).

d) Le *conoidi* presenti nell'area sono localizzate alla base del versante orientale del M. Coccovello; esse poggiano sul terrazzo di 500 m e rappresentano le ultime fasi di produzione detritica di questi versanti carbonatici avvenute

FIG. 6 - Il terrazzo di Serra Luceta.



dopo l'estinzione del bacino lacustre (esse infatti poggiano al di sopra e, localmente, rimaneggiano le paleocolluvioni che chiudono il ciclo di riempimento lacustre).

Nello schema geomorfologico sono state evidenziate poi le anomalie più significative del reticolo idrografico, che conserva ancora, a grandi linee, uno schema ad andamento centripeto ereditato dal periodo lacustre. Le sovrimposizioni sono invece legate alla variazione del livello di base responsabile dello svuotamento del bacino.

Infine tra le *forme strutturali* sono stati riconosciuti versanti di faglia e versanti di linea di faglia.

I *versanti di faglia* sono in genere assestati su profili rettilinei inclinati di circa 30 gradi che presentano una scarpata sommitale solo laddove sussiste una variazione litologica (M. Coccovello, p. es., dove la «cornice» corrisponde al passaggio stratigrafico Cretacico-Paleocene). Essi han-

no quindi subito una recessione completa e costituiscono il raccordo tra i lembi di paleosuperficie ed i terrazzi deposizionali lacustri. Per alcuni, come già detto, è stato possibile riconoscere un'evoluzione policiclica, risultata dal succedersi di due momenti di sollevamento e di una interposta fase erosionale, tutti da ritenersi pre-lacustri.

I *versanti di linea di faglia* sono abbastanza diffusi nell'area e sono legati alla profonda re-incisione verificatasi dopo la fase lacustre. Ciò è confermato dal fatto che le scarpate o le porzioni basali di scarpate strutturali, ascrivibili a morfoselezione lungo piani di faglia, sono sempre localizzate al di sotto delle quote dei terrazzi lacustri (versante di esumazione basale di M. Messina; fig. 7) e localmente (M. Coccovello) è ancora possibile osservare l'appoggio stratigrafico dei depositi sul versante (fig. 8). In località «La Città» invece l'erosione del F. Noce, rioperando



FIG. 7 - Versante settentrionale di M. Messina: è visibile il terrazzo di 500 metri su cui si rinvengono i depositi lacustri ed alla sua base la scarpata di linea di faglia.

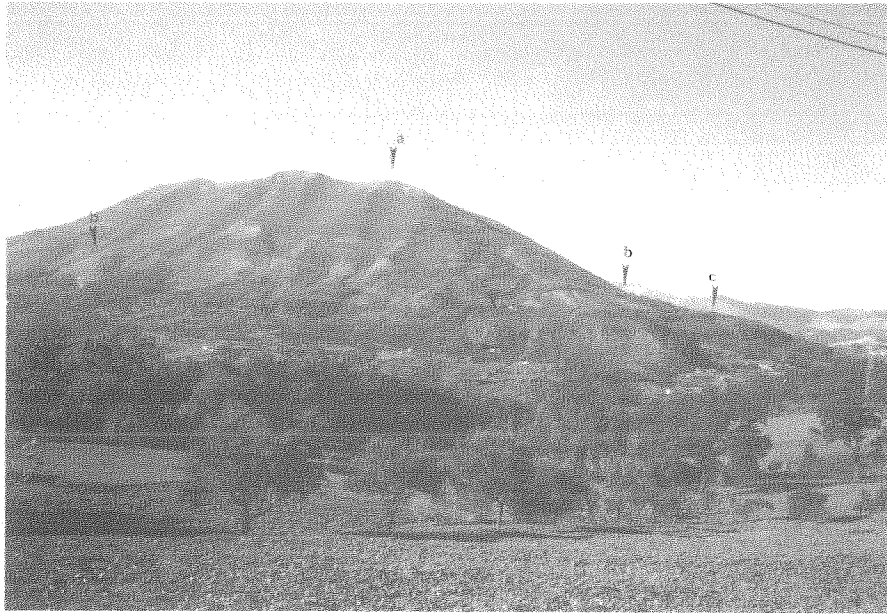


Fig. 8 - Panoramica del M. Coccovello. a) paleosuperficie sommitale; b) rottura di pendenza corrispondente al livello di base prelacustre; c) terrazzi lacustri; d) versante di linea di faglia. Si noti come la riesumazione della scarpata si spegne verso la sinistra della foto, in accordo con il diminuire dell'erosione regressiva operata dal T. Prodino; e) terrazzo da morfoselezione su depositi lacustri.

lungo una faglia diretta di età anteriore almeno alla fase lacustre, ha esumato il contatto tettonico fra le dolomie dell'unità Alburno-Cervati e gli argilloscisti della Formazione delle Crete Nere. I depositi lacustri che ricoprivano l'antico lineamento tettonico, sono stati asportati dall'erosione del F. Noce insieme ai teneri terreni che gli facevano da substrato; un unico lembo risparmiato dall'erosione si è conservato sul blocco dolomitico, dando un'idea sia della morfologia accidentata del fondo del bacino che dell'entità dello smantellamento erosionale verificatosi nell'area.

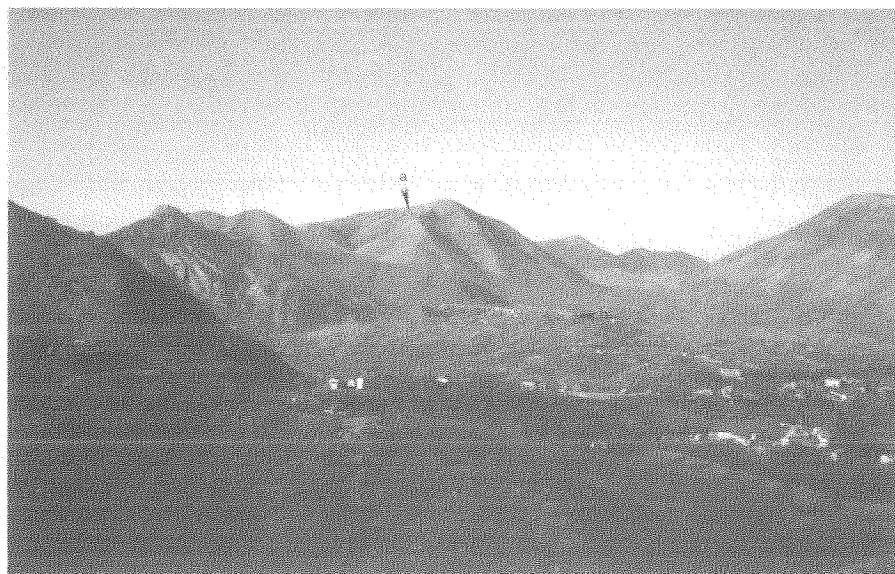
Discorso a parte meritano invece i versanti che delimitano la stretta di Parrutta, un tratto in cui attualmente la valle del F. Noce, ampia non più di 1.5 km, scorre incassata tra i rilievi carbonatici dei M.ti di Trecchina e del M. Messina. Attraverso questa «stretta» infatti, è avvenuto lo svuotamento del bacino e qui, necessariamente, doveva esistere una soglia che ostacolasse il deflusso esoreico delle acque del Paleonoce, consentendo la formazione del bacino lacustre. Tali versanti, ed in particolare quello occidentale (fig. 9), presentano oggi morfologie estremamente «fresche», risultando caratterizzati da un'intensa produzione detritica, da valli affluenti sospese nonché da ventagli di testata drenanti verso nord, cioè verso il paleolago, bruscamente troncati. Il versante occidentale si raccorda al fondovalle attuale che decorre fra 130 e 100 m circa s.l.m. e che risulta quindi circa 400 metri più basso dell'antico livello di base testimoniato dai terrazzi deposizionali lacustri. Entrambi i versanti laterali della stretta di Parrutta non recano, a mezzacosta, tracce di raccordi basali con detti terrazzi lacustri, né altri elementi morfologici che consentano di ricostruire con esattezza la situazione paleogeografica durante l'esistenza del lago. In prima ipotesi si potrebbe ritenere che la stretta, cioè il basso morfologico di Parrutta, si sia interamente formata dopo il periodo lacustre, ovvero che proprio il ribassarsi relativo di questa struttura

abbia consentito lo svuotamento del lago. In effetti non esistono sufficienti elementi per sostenere tale tipo di ricostruzione. È certo infatti che i lineamenti sui quali tali versanti sono impostati, non «tagliano» la successione lacustre e non dislocano altimetricamente i terrazzi di Trecchina e del M. Messina, per cui si deve ammettere che la loro attività disgiuntiva sia anteriore al lago e che essi abbiano subito un rimodellamento in epoca post-lacustre.

Per comprendere allora quale potesse essere la paleogeografia della zona di soglia del bacino è necessario soffermarsi sull'assetto geologico-strutturale di questo solco vallivo, notevolmente complesso, in quanto vi si verifica l'accostamento di successioni appartenenti a domini paleogeografici diversi. In particolare (cfr. Inquadramento geologico) i massicci occidentali (M.ti di Trecchina) sono riconducibili alle facies di transizione interna della piattaforma carbonatica campano-lucana, mentre quelli orientali (M. Messina) sono riconducibili alle facies di piattaforma s.s.; i primi risultano accavallati sui secondi con l'interposizione di depositi fliscioidi, affioranti nella parte più settentrionale della valle e al di sotto della copertura detritica recente che riveste tutta la destra orografica; il tutto è complicato da faglie dirette (fig. 10a).

Osservando comunque l'andamento della base della successione lacustre nella zona tra Trecchina e M. Messina e, dove i depositi lacustri sono mancanti, quello del «tetto» del loro substrato fliscioide, si può notare come esso risalga in questa zona a quote di circa 550 m s.l.m.; l'ipotesi più probabile che si può formulare è che la «stretta» di Parrutta fosse riempita fino a quote superiori ai 500 metri dei terrazzi lacustri, da depositi terrigeni e che questi costituissero, su questo lato, la soglia del bacino (fig. 10b). Il paesaggio erosionale che all'epoca del lago e raccordato a questo, si doveva sviluppare all'interno della stretta di Parrutta, non è ricostruibile in quanto è andato completamente distrutto con le fasi di generalizzato e cospicuo ab-

FIG. 9 - Panoramica sui M.ti di Trecchina. a) Breccie di M. Crivo; b) terrazzo lacustre di Trecchina perfettamente raccordato ai versanti retrostanti; c) versante occidentale della stretta di Parrutta.



bassamento erosionale che questa area ha subito a partire dallo svuotamento del lago. Solo presso il limite meridionale della stretta, in località San Quaranto, si è conservata una morfologia terrazzata a circa 580 m s.l.m., imposta sul substrato dolomitico e ricoperta da una coltre di colluvioni e alluvioni, potente fino a circa 50 metri. La parte alta è costituita da un deposito argilloso sabbioso di colore rosso, del tutto simile ai depositi che suggellano il ciclo lacustre nella zona di Trecchina-Coccovello. La parte ba-

sale della successione di San Quaranto è costituita invece da ghiaie poligeniche con clasti della successione dei Monti di Trecchina e di M. Messina, poco arrotondati e con strutture sedimentarie da trasporto fluviale l.s. Il ripiano di San Quaranto va quasi certamente ritenuto coevo del periodo lacustre; esso doveva costituire un vecchio raccordo dei versanti in sinistra orografica del Noce, con la zona di soglia del bacino lacustre.

All'epoca del lago le formazioni terrigene occupanti il fondo della depressione di Parrutta davano quindi luogo a un paesaggio erosionale ondulato e stabile. Ciò si può spiegare, a nostro avviso, solo ammettendo una energia del rilievo regionale molto più bassa di oggi, ovvero una minore altezza s.l.m. e/o una maggiore distanza dalla linea di costa. Al contrario, e di conseguenza, la veloce e profonda re-incisione della zona di soglia deve essere stata innescata da eventi tettonici che hanno ribassato sotto il livello del mare una porzione costiera della catena, accordando sensibilmente il corso del Noce.

Evidenze di questi ribassamenti tettonici sono presenti lungo il tratto di costa tirrenica compreso tra Sapi e la foce del F. Noce. Questo è infatti caratterizzato da versanti di faglia costieri ripidi e monociclici, che sospendono lembi della Paleosuperficie e che recano solo verso la base modesti terrazzi marini, peraltro relativamente recenti. Il più alto ed antico di questi, presente intorno a quota 50 m s.l.m. viene attribuito da CAROBENE & DAI PRÀ (1991) alla prima grande trasgressione eustatica del Pleistocene medio (probabilmente corrispondente con lo stage isotopico 21). Mancano quindi in quest'area tracce di linea di riva più antiche (Pleistocene inferiore) ben rappresentate invece a sud della foce del F. Noce (Praia a Mare - Scalea) (BRANCACCIO & VALLARIO, 1968; DAMIANI & PANUNZI, 1978; CARBONI & *alii*, 1988; CAROBENE & DAI PRÀ, 1990); tale assenza va senz'altro collegata a movimenti tettonici che abbiano risagomato, facendolo arretrare, il tratto costiero in esame.

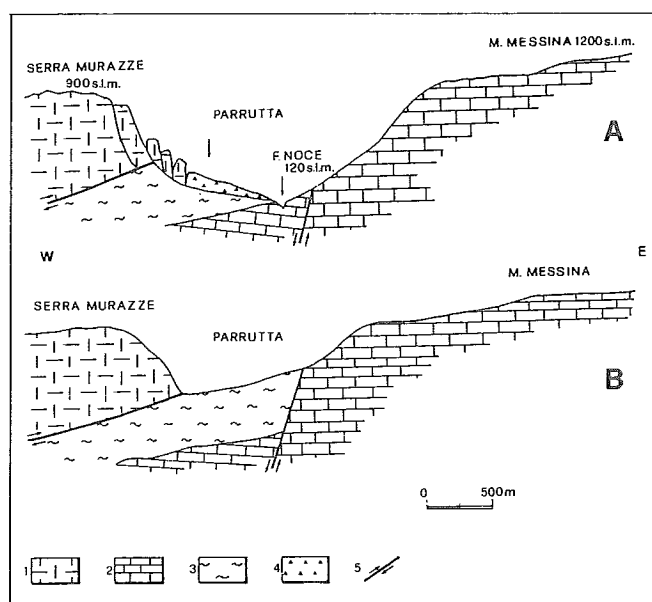


FIG. 10 - Sezione geologica schematica della «Stretta» di Parrutta. A) Situazione attuale; B) ipotetica situazione durante la fase lacustre. 1) Unità carbonatiche dei M.ti di Trecchina; 2) Unità carbonatiche Alburno-Cervati; 3) Unità flischioidi; 4) detriti di versante; 5) faglia.

Questi fatti tettonici, unitamente al fatto che il Noce aveva oramai riguadagnato l'intero bacino imbrifero dell'omonimo lago (si ricorda che le serie lacustri salgono con facies regressive fino alle quote della soglia), hanno permesso l'avvio di una fase di approfondimento regressivo

che ha determinato la reincisione della soglia e lo svuotamento del bacino.

In definitiva si può quindi ritenere che l'arretramento tettonico della costa e la conseguente estinzione del lago del Noce, siano avvenuti non prima della parte finale del

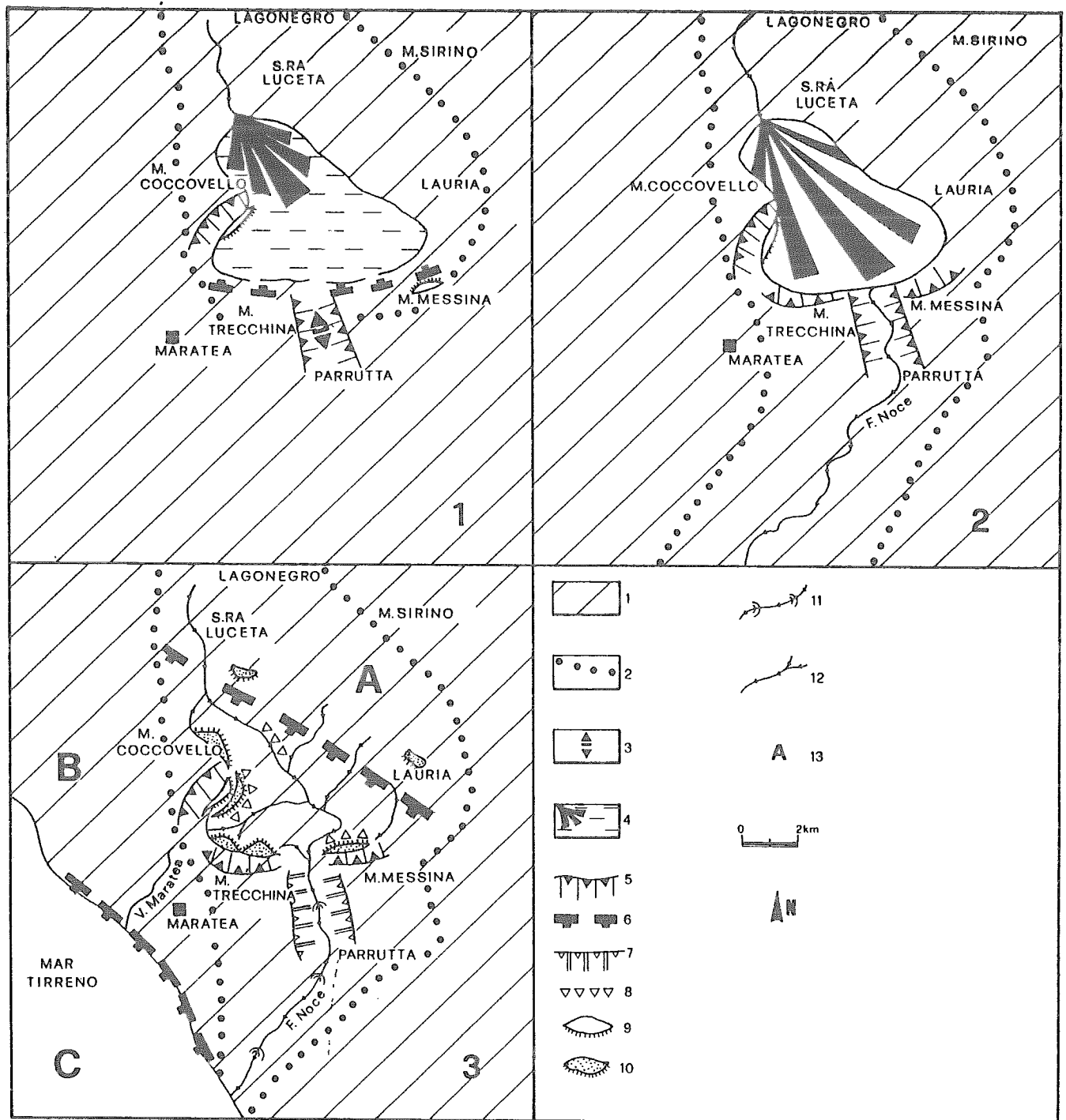


Fig. 11 - Probabile schema morfoevolitivo del bacino del F. Noce. 1) Paesaggi erosionali precedenti all'impostazione del bacino lacustre; 2) spartiacque nei vari intervalli temporali considerati; 3) zona di soglia; 4) area interessata da sedimentazione lacustre; 5) versanti di faglia modellati nell'intervallo temporale precedente a quello considerato; 6) lineamento attivo nell'intervallo considerato; 7) versanti rimodellati nell'intervallo considerato; 8) scarpate di faglie esumate nell'intervallo considerato; 9) terrazzi erosionali pre-lacustri; 10) terrazzi lacustri; 11) reticolo idrografico in approfondimento regressivo; 12) reticolo idrografico; 13) settori in sollevamento o in abbassamento relativo nell'intervallo considerato.

Pleistocene inferiore (diversamente dovremmo trovare tracce delle linee di riva ascrivibili a tale periodo anche nel tratto costiero prima citato, come si verifica a sud di Praia a mare) e, più probabilmente, nel corso della prima metà del Pleistocene medio.

L'approfondimento del reticolo idrografico conseguente a tali variazioni del livello di base ha causato lo «svuotamento» della struttura di Parrutta ed ha innescato il rimodellamento dei suoi fianchi vallivi. La dinamica recente di questi versanti, ed in particolare di quelli occidentali, favorita dall'assetto strutturale, si è esplicata essenzialmente tramite colossali fenomeni di crollo (sono presenti blocchi al piede dei versanti di dimensioni maggiori di 100 metri cubi) e di arretramento delle pareti carbonatiche. Non si esclude, vista la situazione geologico-strutturale, che tali fenomeni di instabilità possano anche avere caratteristiche di deformazione gravitativa profonda, come del resto si è verificato lungo il fianco occidentale dei M.it di Trecchina (GUARRICCHIO & *alii*, 1987; GUERRICCHIO & MELIDORO, 1979).

CONCLUSIONI

L'analisi geomorfologica ha permesso di riconoscere in quest'area il succedersi nel tempo di tre momenti di stabilità del livello di base, di durata e significato senz'altro diversi, rappresentati rispettivamente dai lembi di paleosuperficie, dai terrazzi di erosione pre-lacustri e da quelli lacustri. Ad essi si sono intervallate almeno tre fasi di tettonizzazione, due prelacustri come testimoniato dalla policiclicità di alcuni versanti, ed una post-lacustre. Relativamente all'età delle citate fasi di deformazione, attualmente non si hanno a disposizione elementi cronologici assoluti che consentano di collocarle esattamente nella storia plio-pleistocenica dell'area e, quindi, di chiarire l'età del bacino lacustre del F. Noce.

I confronti con aree limitrofe (settore costiero) permettono di ipotizzare che la dissezione, ad opera del Noce, della struttura dei M.ti Trecchina-M. Messina, col conseguente svuotamento del lago, si deve essere verificata non prima della parte finale del Pleistocene inferiore e, più probabilmente, nel corso della prima metà del Pleistocene medio. Le indicazioni così ottenute, per quanto caratterizzate da margini di incertezza, consentono quantomeno di restringere fra la seconda metà del Pleistocene inferiore e la parte bassa del Pleistocene medio il periodo di esistenza del lago del Noce.

In conclusione, lo schema morfoevolutivo più probabile per l'area del bacino del F. Noce è divisibile in tre momenti principali (fig. 11).

INTERVALLO 1 - (parte finale del Pleistocene inferiore)

Rappresenta la situazione paleogeografica all'inizio della fase lacustre; il paesaggio circostante è già notevolmente articolato e modellato, caratterizzato da alti e bassi topografici relativi, in seguito ad almeno due fasi tettoniche

che hanno disarticolato il paesaggio debolmente ondulato della Paleosuperficie. In particolare la zona meridionale dell'area in esame subisce un sollevamento relativo maggiore di quello dell'area settentrionale e ciò determina l'inizio della fase lacustre. Nella stretta di Parrutta esiste in questo intervallo uno spessore maggiore di depositi terrigeni che contribuisce a chiudere il bacino lungo il bordo meridionale.

Nasce così il lago, in cui inizia la deposizione dei sedimenti lacustri secondo la distribuzione di facies descritta in precedenza.

INTERVALLO 2 - (Pleistocene inferiore - inizio del Pleistocene medio)

Rappresenta la situazione paleogeografica nel momento in cui si arriva alla colmatazione del bacino lacustre. Gli apporti degli immissari principali hanno raggiunto anche le sue porzioni più meridionali (regressività della successione di «Le Cuini» e poligenicità delle formazioni conglomeratiche superiori) ed il PaleoNoce tracima oltre la zona di soglia. Le scarpate di faglia responsabili del sollevamento dei terrazzi pre-lacustri sono state quasi interamente fossilizzate dai depositi lacustri ed i versanti si sono raccordati alla sommità del riempimento continentale.

INTERVALLO 3 - (Pleistocene medio - Pleistocene superiore)

Il quadro paleogeografico cambia notevolmente allorché una nuova fase deformativa determina il repentino abbassamento del livello di base, rappresentato dalla costa tirrenica, interessata da vistosi fenomeni di arretramento per cause tettoniche (area C in figura); a questi si accompagna il sollevamento generalizzato del settore continentale. Ciò innesca una grossa ondata di erosione regressiva a partire dal Tirreno che si traduce in un imponente approfondimento dell'asta fluviale del F. Noce con conseguente reincisione della zona di soglia del bacino lacustre. I versanti che bordano la stretta di Parrutta, in seguito a tale approfondimento, subiscono un sensibile rimodellamento che esplicandosi quasi esclusivamente per via gravitativa, cancella ogni traccia dei paesaggi dell'epoca lacustre e conferisce a questo tratto vallivo morfologie estremamente «fresche».

Nell'area sede del lago l'arrivo dell'ondata di erosione regressiva provoca il terrazzamento della successione lacustre; va sottolineato che questa fase di reincisione ha una entità e una durata notevoli visto che i depositi lacustri sono stati quasi interamente smantellati, che gli alvei attuali sono scesi al di sotto della base della successione lacustre ed hanno intaccato i terreni del substrato e visto che non si rinvengono altre successioni continentali incastrate in quelle lacustri, con spessori o estensioni tali da indicare un successivo e significativo evento deposizionale.

A questo continuo e generalizzato approfondimento degli assi vallivi sono collegati i fenomeni di esumazione delle scarpate basali dei versanti perimetrali del bacino (M.

Messina e M. Coccovello), nonché i diffusi fenomeni di epigenesi segnalati nello schema geomorfologico (forre di Lauria e Rivello).

Ciò è senz'altro da collegarsi ad una attività tettonica che ha comportato un sollevamento progressivo di questo settore nel corso del Pleistocene medio. A riprova di questo si ricordano i terrazzi marini sollevati lungo la costa tirrenica (CAROBENE & DAI PRÀ, 1991) e la differenza di quota esistente tra i terrazzi lacustri del bordo settentrionale e nordorientale del bacino del F. Noce. In particolare è possibile affermare che in quest'ultimo si è verificato un sollevamento differenziale generalizzato del bordo nordorientale a quello sudoccidentale, secondo un lineamento orientato grosso modo lungo l'attuale cordo del F. Noce.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1969) - *Carta Geologica d'Italia - Foglio 210 Lauria*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- BAGGIONI M., SUC J.P. & VERNET J.L. (1981) - *Plio-Pleistocene de Camerote (Italie Meridionale): geomorphologie et paleoflores*. Geobios, 14, 229-237.
- BONARDI G. (1966) - *Studio geologico dei monti di Lauria*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 75, 181-200.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. In corso di stampa.
- BONI M., IPPOLITO F., SCANDONE P. & ZAMPARELLI TORRE V. (1974) - *L'unità di M.te Foraporta nel lagonegrese (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 469-512.
- BRANCACCIO L. & VALLARIO A. (1968) - *Osservazioni geomorfologiche nel tratto di costa tra le foci dei fiumi Noce-Castrocucco e Lao (Cosenza)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 77, 303-325.
- BRANCACCIO L., PESCATORE T., SGROSSO I. & SCARPA R. (1984) - *Geologia regionale*. In: Lineamenti di Geologia Regionale e Tecnica - FORMEZ - Napoli, 5-47.
- CAPALDI G., CINQUE A. & ROMANO P. (1988) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini meridionali*. Suppl. Geogr. Fis. e Din. Quat., 1, 207-222.
- CARBONI M.G., MALATESTA A. & ZARLENGA F. (1988) - *Il Quaternario fra Praja a mare e Scalea (Calabria settentrionale)*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, 80-86.
- CAROBENE L. & DAI PRÀ G. (1990) - *Genesis, chronology and tectonics of the Quaternary marine terraces along the Tyrrhenian coast of northern Calabria*. Il Quaternario, 3, 75-94.
- CAROBENE L. & DAI PRÀ G. (1991) - *Middle and upper Pleistocene sea level highstands along the tyrrhenian coast of Basilicata (Southern Italy)*. Il Quaternario, 4, 173-202.
- DAMIANI A.V. & PANUZI L. (1978) - *Terrazzi marini e neotettonica pleistocenica della costa tirrenica calabro-lucana tra Maratea e Cetrano*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 597-604.
- DE ALFIERI A., GUZZI R., SACCHI M., D'ARGENIO B., PERRONE V. & ZAMPARELLI V. (1986) - *Monte Foraporta unit: a minor element of southern Apennine nape pile, stratigraphic and tectonic study*. Rend. Soc. Geol. It., 9, 171-178.
- DE LORENZO G. (1896) - *Studi di geologia dell'Appennino meridionale*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., ser. 2, 8 (7).
- DE LORENZO G. (1898) - *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., ser. 2, 9 (6).
- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1979) - *Deformazioni gravitative profonde del tipo «Sackung» nei monti di Maratea (Lucania)*. Geol. Appl. e Idrogeol., 14, 13-22.
- GUERRICCHIO A., MELIDORO G. & RIZZO V. (1987) - *Sulla dinamica geomorfologica recente ed attuale della valle di Maratea (Lucania)*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 293-302.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale*. Pubbl. n. 15, Ist. Geol. e Geof. Università di Napoli.
- PAPPONE G. (1988) - *Facies mesozoiche di margine di piattaforma carbonatica nel settore settentrionale del Vallo di Diano*. Atti 74° Cong. Soc. Geol. It., Sorrento, 430-440.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo siliceo mamosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 76, 1-175.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 199 e 210 Potenza e Lauria*. Serv. Geol. d'It.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: nota illustrativa della carta dei terreni della serie calcareo-siliceo-mamosa*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 81, 225-300.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 737-789.