

S. LAMBIASE (*), A. RUGGIERO

LA FORRA DEL TORANO (MATESE CENTRALE):
UN CASO DI CONVERGENZA TRA MORFOGENESI
CARSICA E FLUVIALE (**)

Riassunto — Nel quadro delle ricerche sull'evoluzione morfologica del massiccio del Matese (Appennino meridionale), è risultato di particolare interesse l'analisi della forra del Torano, una profonda incisione che separa la piana a NNW di Castello Matese dall'altopiano di Serra Campo di Fave e che si apre con un netto taglio alle spalle dell'abitato di Piedimonte Matese.

Lungo il tracciato della forra si individua una successione di strettorie e di varici, la cui interpretazione costituisce il punto focale della ricostruzione morfoevolutiva: il confronto con i dati di campagna esclude infatti il modello di evoluzione della forra come forma di erosione meccanica prevalente, mentre mette in risalto il ruolo dei processi carsici.

Gli slarghi vallivi sono pertanto interpretati come relitti di cavità carsiche epigee ed ipogee; il confronto tra le forme distribuite lungo la parte bassa del complesso vallivo (forra del Torano) e quelle della parte alta (Valle Orsara - Le Grassette) permette, inoltre, di ricostruire una scala evolutiva che colloca le forme più antiche nella parte terminale della forra e le forme più giovani nella alta valle (campo carsico di Le Grassette).

Il tracciato attuale della forra risulta quindi dallo sventramento della vecchia superficie topografica, per la convergenza dell'evoluzione verticale delle forme carsiche e dell'erosione lineare conseguente sia all'attingimento, a valle, della falda carsica, sia alla variazione della direzione di deflusso di un complesso vallivo che si riconosce ancora lungo Valle Orsara e che proseguiva nella parte orientale della piana di Castello Matese.

Abstract — *The Torano ravine (Matese massif): a case of karst and fluvial morphogenesis convergence.* A detailed study of the Torano ravine has been carried out as a part of the research program on the morphological evolution of the Matese Massif (Southern Apennines).

The Torano ravine is a deep cut that separates the plaine lying to NNW of Castello Matese from the plateau of Serra Campo di Fave, behind the Piedimonte Matese village.

(*) Istituto di Geologia e Geofisica, Napoli.

(**) Lavoro eseguito e stampato con il contributo del C.N.R., contributi n. 79.0011.05 e n. 80.00965.05.

The interpretation of narrow passages and widenings, located along the ravine, constitutes the focal point of the morphoevolutive reconstruction: the field observations exclude, in fact, that the evolution of the ravine has been prevalently controlled by mechanical and vertical erosion, stressing the role played by karst processes.

The valley widenings are, therefore, interpreted as relicts of epigean and hypogean karst cavities.

Comparing the forms of the lower part of the valley (ravine of Torano) with those occurring in the higher one (Valle Orsara - Le Grasseto) has been concluded that the earliest forms are in the terminal part of the ravine and youngest ones in the high part (karst-field of Le Grasseto).

The present morphology of the Torano ravine comes out therefore from the dissection of the old topographic surface through the convergence of the vertical evolution of the karst forms and the vertical erosion. The latter is due either to the reachment, in the low valley, of the karst water table, or to the variation of the defluxe direction of a valley that we can still recognize along Valle Orsara and in the eastern part of the Castello plaine.

Key Words — karst morphology.

1 - PREMESSA

Nel quadro delle ricerche sull'evoluzione morfologica del massiccio del Matese, uno dei principali argomenti è costituito dallo studio delle forme legate a processi carsici.

Trattandosi di una struttura quasi esclusivamente carbonatica, tali forme sono ovviamente molto diffuse: si rinvencono infatti numerose doline sparse su altopiani posti a quote diverse, campi tettono-carsici, inghiottitoi, cavità ipogee, lapiez, etc.

Questa situazione non trova riscontro nella piana che si estende tra il versante ai piedi di S. Gregorio Matese e Castello Matese, delimitata dalle profonde incisioni del Vallone Cila, ad Ovest e a Sud-Ovest, e della forra del Torano, ad Est: in tale zona sono stati rilevati solo due inghiottitoi nella parte occidentale della piana, che, nella configurazione morfologica attuale, risultano inattivi.

Un altro elemento che concorda nel far supporre la presenza di fenomeni carsici di maggiore rilevanza anche in questa zona è dato dalle sorgenti di Torano e Maretto, situate a monte dell'abitato di Piedimonte Matese. Entrambe sono sorgenti di tipo carsico, comunicanti con gli inghiottitoi della piana di Castello Matese (sorgente Maretto, CIVITA, 1969) e della piana del Lago del Matese (sorgente Torano, RUGGIERO, 1926), ma risultano essere indipendenti

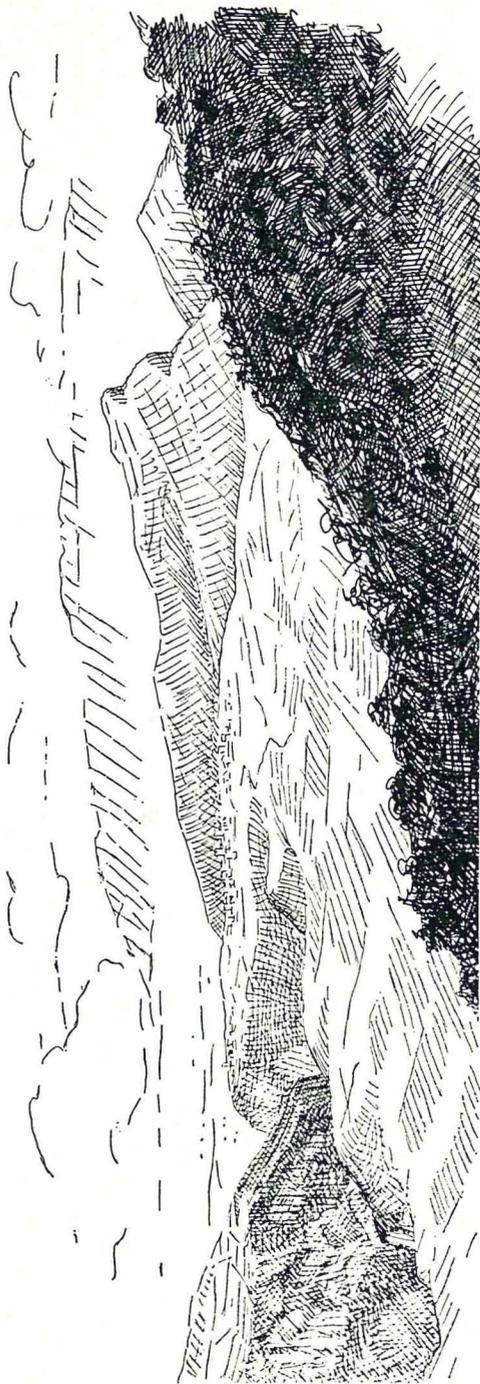


Fig. 1 - (Dis. da foto) La piana di Castello con il rilievo di M. Cila; a sinistra, la profonda incisione della forra del Torano.

tra di loro, almeno per quanto riguarda i condotti carsici principali (RUGGIERO, 1926; CIVITA, 1969).

Tutto ciò ha portato ad analizzare con maggiore dettaglio la forra del Torano, che si apre con un netto taglio alle spalle dell'abitato di Piedimonte Matese, tranciando un terrazzo orografico i cui lembi sono ancora perfettamente raccordabili, e su uno dei quali sorge l'abitato di Castello Matese (fig. 1).

2 - SCHEMA GEOLOGICO DELL'AREA IN ESAME

Ubicata ad una quota media di 500 m, e quindi in posizione sopraelevata rispetto all'attuale livello di base relativo (piana del Volturno), la piana di Castello costituisce un basso morfologico all'interno del massiccio del Matese, in quanto marginata ad Ovest dall'altopiano di M. Stufo (950 m), a Nord dall'altopiano di M. Maio (1300 m), ad Est dall'altopiano di Serra Campo di Fave (1000 m) ed a Sud da M. Cila (650 m).

I terreni affioranti sono ascrivibili alla serie della *Piattaforma Carbonatica Abruzzese-Campana* (D'ARGENIO et al., 1973). In particolare (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, foglio 161 - *Isernia* - e relative note illustrative), a M. Stufo affiorano i termini dolomitici e calcareo-dolomitici del Trias e del Giura inferiore; a M. Maio la successione stratigrafica comprende i termini dolomitici, calcareo-dolomitici e calcarei dal Giura al Cretacico inferiore (sull'altopiano sono segnalati anche i termini miocenici della facies Molisana); a Serra Campo di Fave si riscontrano terreni dolomitici e calcareo-dolomitici del Giura; infine, a M. Cila sono segnalati i terreni calcarei e calcareo-marnosi del Giura superiore e del Cretacico inferiore.

Per quanto riguarda i termini calcarei del Cretacico inferiore affioranti nella parte sommitale di M. Cila e di M. Stufo, abbiamo riscontrato alcuni elementi che potrebbero condurre all'interpretazione di questi terreni come scaglie tettonicamente sovrapposte ai terreni giurassici.

Nella piana di Castello Matese affiorano con continuità i termini miocenici della serie carbonatica, ed a luoghi sono presenti lembi di terreni riferibili alle facies flyschiodi (*Flysch di Pietraroia*). Ai margini della piana, in corrispondenza delle principali incisioni che la delimitano, affiorano anche i terreni calcarei del Cretacico

superiore. Sovrapposti alla copertura miocenica, sono presenti depositi continentali quaternari, costituiti da conglomerati ad elementi prevalentemente dolomitici, con abbondante matrice, localmente stratoidi con immersione verso NE ed inclinazione di circa 35°.

La situazione della piana di Castello si riscontra anche a monte di S. Gregorio Matese, e le due aree risultano dislocate a quote diverse lungo una linea tettonica molto recente, di cui si riconoscono gli specchi di faglia disposti a gradinata.

Poiché le caratteristiche sedimentologiche e giaciture di questi conglomerati sono rilevabili in maniera più completa nell'affioramento che costituisce la collina di Serra S. Croce, a monte di S. Gregorio Matese, in seguito si farà riferimento ad essi come « *conglomerati di S. Gregorio* ».

In base a quanto sommariamente descritto, risulta evidente che la piana di Castello costituisce un basso strutturale, oltre che morfologico, dislocato a quota inferiore rispetto alle principali unità orografiche circostanti (tav. 1).

3 - IL QUADRO GEOMORFOLOGICO

Le ricerche finora svolte, accentrate prevalentemente nella parte centro-meridionale del Matese (tav. I.G.M. 161 II SE - Piedimonte d'Alife), hanno fornito un gran numero di elementi che convergono nella definizione di un modello evolutivo che riteniamo possa costituire ben più di una semplice ipotesi di lavoro e che è opportuno descrivere, almeno per grandi linee, in quanto ad esso vanno riferite la genesi e l'evoluzione della forra del Torano.

Trattandosi di una ricostruzione geomorfologica, relativa quindi alla storia evolutiva più recente, assumiamo come punto di partenza l'emersione delle principali unità della catena appenninica.

Il ciclo morfoevolutivo che segue porta, nella sua fase finale, all'individuazione di una vasta superficie morfologica che raggiunge un avanzato stadio di erosione, come testimoniano i lembi residui che si riconoscono, sia nella zona in esame che in generale in tutto l'Appennino (APRILE et al., 1979). In particolare, nelle aree di affioramento dei sedimenti carbonatici, come il massiccio del Matese, la superficie morfologica antica è caratterizzata da numerose doline che presentano il fondo perfettamente e dolcemente raccor-

dato ai versanti adiacenti, nonché casi di reciproca cattura. Questi ultimi sono testimoniati dalla presenza di terrazzetti (BRANCACCIO, 1973).

Le doline ascrivibili a questo ciclo sono prevalentemente di piccole dimensioni, e quelle di dimensioni più rilevanti recano traccia di una fase lacustre, favorita anche da apporti di materiali piroclastici che ne hanno occluso i condotti carsici di smaltimento delle acque.

Il termine del ciclo evolutivo è segnato da un evento tettonico che smembra e disloca a varie quote i lembi della primitiva superficie morfologica (fig. 2).

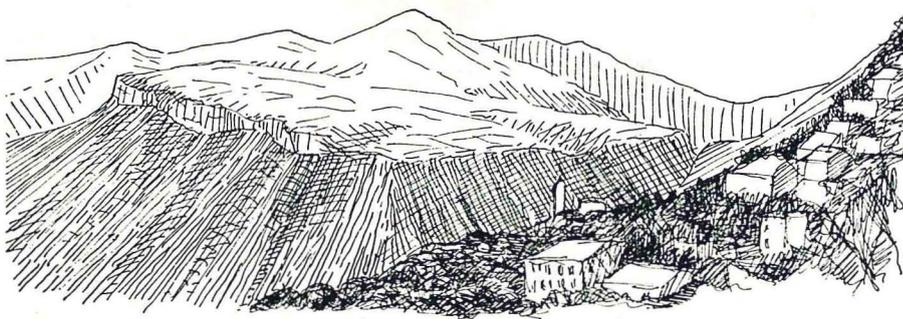


Fig. 2 - (Dis. da foto) Un lembo dell'antica superficie morfologica: l'altopiano di M. Stufo, visto da S. Gregorio Matese.

In concomitanza di questo evento neotettonico si registrano oscillazioni climatiche freddo-umide, ed entrambi i fattori determinano la genesi e la deposizione dei « conglomerati di S. Gregorio », che fossilizzano l'antica superficie morfologica.

In questo stadio della storia evolutiva, quindi, le aree di S. Gregorio e della piana di Castello dovevano trovarsi allo stesso livello, ed alcuni elementi, tra cui la distribuzione areale e le condizioni giaciture dei conglomerati, lasciano supporre che il drenaggio della piana avvenisse tramite gli inghiottitoi, attualmente inattivi, situati nella parte occidentale della piana stessa ed attraverso una linea di deflusso superficiale in direzione dell'attuale forra del Torano.

Le dislocazioni conseguenti alla fase neotettonica determinano una prima migrazione verticale degli assi di carsificazione.

Nel corso del nuovo ciclo morfoevolutivo si individuano i prin-

cipali campi tettono-carsici, tra i quali rientra anche la piana del Lago del Matese, che raccordano i lembi ribassati della superficie morfologica antica ai versanti di faglia di neoformazione.

Il drenaggio superficiale si sviluppa secondo linee consequenti rispetto alle principali strutture individuatesi, e quindi prevalentemente orientate in direzione Ovest-Est e NW-SE, aventi come fulcro la piana di Castello Matese.

Un secondo (e forse un terzo) evento neotettonico disloca ulteriormente i lembi dell'antica superficie morfologica, dando alla regione la configurazione morfologica attuale.

Nelle aree in cui si sviluppano processi erosivi lineari si determinano linee di drenaggio che si evolvono fino a catturare i rami dell'idrografia conseguente (ad esempio, la valle del Paterno - tav. 1), mentre contemporaneamente si verifica una nuova migrazione verticale degli assi di carsificazione.

Si verifica anche una importante variazione del paesaggio, sul margine meridionale del Matese, dove precedentemente doveva esistere il rilievo, di cui M. Cila costituisce un relitto, che ha dato origine ai « *conglomerati di S. Gregorio* », come dimostrato dalla petrografia largamente dolomitica dei clasti, che non trova riscontro nei rilievi circostanti.

Il quadro evolutivo risulta sufficientemente delineato per quanto riguarda la successione delle diverse fasi, ma tuttavia manca un riferimento cronologico preciso al quale correlare i vari episodi.

Il primo evento neotettonico sembra essere quello più facilmente determinabile, in quanto si riconoscono in altre zone dell'Appennino meridionale formazioni conglomeratiche che richiamano condizioni climatiche e crisi tettoniche analoghe a quelle che hanno determinato la genesi e la deposizione dei « *conglomerati di S. Gregorio* ».

I termini omologhi sono, verosimilmente, i « *conglomerati di Eboli* », nei M. Picentini (APRILE et al., 1979); le « *brecce di versante* » di Nocelle, in Penisola Sorrentina (BRANCACCIO et al., 1976); la « *formazione di Centola* », nel Cilento (GUIDA et al., 1980).

Per quanto riguarda la cronologia assoluta, si può ipotizzare che il secondo evento neotettonico sia identificabile con la fase finivillafranchiana di DEMANGEOT (1965), post-Calabriana di BOUSQUET & GUEREMY (1969), Gunziana di BAGGIONI (1973), e che il terzo corrisponda alla fase Rissiana di DEMANGEOT (1965), finirissiana di BOUSQUET & GUEREMY (1969), post-Rissiana di BAGGIONI (1973).

A conferma dell'età pleistocenico-inferiore del primo evento neotettonico vi è un recente dato sull'età assoluta di piroclastiti incluse in depositi di un bacino lacustre estinto, al margine settentrionale del Matese, che risulta di circa 1,1 milioni di anni (BRANCACCIO et al., 1980).

Il riferimento cronologico è utile in quanto nei depositi lacustri sono inclusi conglomerati in facies del tutto analoga a quelli di S. Gregorio. Anche l'evoluzione del bacino lacustre presenta forti analogie con la piana di Castello, differenziandosene per essere stata un'area a deflusso endoreico.

4 - OSSERVAZIONI GEOMORFOLOGICHE

L'evoluzione della forra del Torano, intendendo con tale nome la profonda incisione che separa la piana di Castello dal versante occidentale dell'altopiano di Serra Campo di Fave, coinvolge anche le strutture morfologiche indicate con i toponimi *Valle Orsara* (*E* ed *F* in tav. 1) e *Le Grassette*, anche se attualmente il piano Le Grassette si individua come un campo tettono-carsico a deflusso endoreico e quindi spezza in due tronchi la linea di deflusso superficiale.

4.1 - *Un paesaggio controllato dalle strutture*

In un contesto nel quale le rocce a comportamento plastico costituiscono una esile copertura discontinua, le forme del rilievo offrono un chiaro riscontro delle vicende tettoniche seguite al modellamento della vasta superficie morfologica plio-pleistocenica. Si può infatti osservare come l'intersezione dei vari sistemi di faglie determina strutture morfologiche a planimetria prevalentemente trapezoidale e triangolare.

Oltre ai versanti di faglia, più o meno estesi, che costituiscono l'elemento più diretto della evoluzione morfologica dei versanti strutturali, si riconoscono anche allineamenti morfologici che evidenziano le principali famiglie di lineazioni tettoniche.

Si è già detto, infatti, che i campi tettono-carsici costituiscono il raccordo tra i lembi ribassati della superficie morfologica antica ed i versanti di faglia di neof ormazione: ad esempio, quelli di Campo Rotondo, Mass. Vallelunga e Campo Braca, situati ad Ovest

del Lago del Matese, seguono l'allineamento del versante settentrionale di M. Pranzaturo.

Naturalmente, anche la rete idrografica ricalca con sufficiente fedeltà il quadro strutturale: il tortuoso tracciato della forra del Torano è costituito da una serie di segmenti pressoché ortogonali tra di loro, che richiamano l'allineamento del versante meridionale dell'altopiano di Serra Campo di Fave - M. Pozzo dell'Orno e gli allineamenti ad esso ortogonali che si seguono agevolmente dal margine meridionale del Matese alla piana del Lago.

Ancora, l'allineamento Valle Orsara - Le Grassete si segue facilmente sia verso WNW, con il rilievo di Serra S. Croce e l'alta Valle Paterno, sia verso ESE, con le incisioni fluviali al piede del versante Nord-Orientale di M. Pozzo dell'Orno e M. Ariola.

Nel complesso, le linee di deflusso superficiale evidenziano il controllo strutturale dei loro tracciati, attraverso famiglie di linee orientate nelle direzioni NNE-SSW, NE-SW, WNW-ESE, NW-SE.

Anche il corso primitivo di Valle Orsara era strettamente controllato dalla struttura: si riconosce ancora la soglia (*D*, in tav. 1), attualmente reincisa, conforme alla stratificazione del versante in sinistra orografica, che faceva confluire l'antico alveo nella piana di Castello.

Il vecchio alveo sulla piana stessa è marcato in destra orografica dal limite di affioramento dei « *conglomerati di S. Gregorio* »; nella parte orientale della piana affiorano le calcareniti mioceniche, a testimonianza di una erosione più intensa che ha asportato la coltre terrigena miocenica.

In seguito ai movimenti neotettonici, il prosciugamento di Valle Orsara, dove comincia a prevalere l'infiltrazione carsica, e lo sviluppo dei punti di assorbimento carsico nella parte settentrionale della forra del Torano hanno favorito la variazione della direzione di deflusso delle acque e l'erosione della soglia strutturale.

4.2. - *Morfologia ed evoluzione della forra del Torano*

Il tratto iniziale della forra del Torano, ai piedi di Castello Matese, è costituito da una gola che si sviluppa per circa 500 m, con pareti a strapiombo sulle quali sono riconoscibili vecchi condotti carsici.

Alla base delle pareti si riscontrano anche cavità di grosse di-

mensioni, di cui le prime verso Sud hanno un discreto sviluppo verticale (le cavità di questo tipo in sinistra orografica sono mascherate o parzialmente cancellate dalle opere di captazione della sorgente Torano).

Dopo questo primo tratto, la forra si allarga, e alla base della parete in sinistra orografica si osserva un accumulo di detriti, con clasti a spigoli vivi e blocchi di grandi dimensioni, in forma di conoide con pendio piuttosto acclive.

Oltrepassato il cumulo, si apre uno slargo molto ampio (A, in tav. 1), ed il versante in sinistra orografica si raccorda alle spianate sommitali con una pendenza intorno ai 30°.

Il corso della forra devia, quindi, bruscamente, proseguendo per circa 650 m in direzione SE-NW, salendo costantemente di quota e via via restringendosi, fino a diventare quasi un taglio nella roccia, dopo un'ulteriore deviazione in direzione SW-NE.

In questo stretto passaggio si riscontra un salto altimetrico di circa 20 m, sul quale il corso del Torano forma una cascata. A monte di questa, dopo una decina di metri, si apre un'altra varice (C, in tav. 1).

Ancora una strettoia di alcuni metri e poi, dopo la soglia re-incisa (D, in tav. 1), si ha la confluenza degli impluvi che drenano la parte nord-orientale della piana di Castello.

La genesi e l'evoluzione delle varici costituiscono un punto focale della ricostruzione geomorfologica, in quanto l'omogeneità litologica riscontrabile lungo le pareti della forra rende non giustificabile con un modello semplicistico di planazione laterale la successione di strettoie e varici.

4.2.1 - *L'ipotesi di evoluzione della forra come forma di erosione meccanica*

La presenza degli accumuli detritici al piede dei versanti della prima varice offre lo spunto per una interpretazione che tenga conto del modello di evoluzione per recessione dei versanti (BRACCACCIO et al., 1979).

Confrontando la larghezza delle strettoie e delle varici, si può valutare, anche solo qualitativamente, l'enorme volume di roccia che risulta eroso dai versanti e che nella morfologia attuale dovremmo rinvenire in qualche forma deposizionale lungo il corso del Torano.

Schematicamente, le possibilità sono o di accumulo al piede dei versanti o di distribuzione lungo il corso d'acqua o di deposizione allo sbocco della valle principale, ma le situazioni osservate conducono alla progressiva esclusione di tali possibilità.

Le dimensioni degli accumuli detritici al piede dei versanti, inferiori ai volumi di roccia erosa, e l'affioramento costante di roccia in posto lungo il fondo della forra spostano l'area di possibile deposizione allo sbocco della forra stessa. Qui si verificano le condizioni per la formazione di un conoide di deiezione, come dimostrano i grandi corpi deposizionali ai due lati dell'abitato di Piedimonte Matese; al contrario, la forra sbocca proprio nell'angolo morto tra questi due conoidi.

Inoltre, è difficile pensare che processi di degradazione legati a variazioni termiche ed a cicli gelo-disgelo possano instaurarsi sulle pareti di una forra larga pochi metri, nella quale si verificano condizioni climatiche molto vicine a quelle dell'isotermia sotterranea. Resta quindi da dedurre che l'evoluzione delle varici e dei versanti aggettanti sia iniziata a partire da cavità preesistenti, epigee od anche ipogee, e che il deflusso esoreico della forra, nella forma attuale, sia un episodio molto recente.

4.2.2 - *Il modello di evoluzione legata a processi carsici*

Il contesto geologico, e cioè la predominanza di rocce carbonatiche, richiama l'attenzione alla morfogenesi carsica che, attraverso i processi di dissoluzione chimica, può giustificare il deficit nel rapporto volumetrico tra corpi deposizionali esistenti e roccia erosa.

Ma nella parte terminale della forra le forme carsiche evidenti si limitano a cavità alla base delle pareti e a resti di condotti ricchi di concrezioni calcitiche. E' tuttavia probabile che si possano riconoscere relitti di forme carsiche, attualmente non più funzionanti come tali; un caso del genere è quello degli slarghi vallivi che, come abbiamo visto, non trovano soddisfacente interpretazione in termini di erosione meccanica.

Forme analoghe alle varici della forra del Torano si trovano allineate lungo l'asse vallivo dell'alto bacino; l'analogia, peraltro, non si arresta alla successione di varici e strettoie, ma si estende anche alla esistenza di importanti salti altimetrici in corrispondenza delle strettoie.

E' quindi il caso di esaminare nei dettagli questi due aspetti paralleli tra la parte bassa della valle (forra del Torano) e la parte alta (Valle Orsara - Le Grassette).

— *I campi carsici dell'alta valle*

Le forme carsiche epigee che si rinvencono nell'alta valle richiamano sorprendentemente la geometria delle varici della parte bassa della valle: in entrambi i casi le forme presentano una sezione trasversale caratterizzata da versanti molto acclivi, bruscamente raccordati ad un fondovalle pressoché piatto. Si differenziano, invece, nella sezione longitudinale, in quanto nelle forme dell'alta valle si individua la soglia topografica che ne determina l'endoreicità, mentre nella bassa valle le soglie sono ormai tranciate ed il deflusso è pertanto esoreico.

A rendere ancor più realistico il confronto, si può osservare nelle varici dell'alta valle tutta la gamma delle fasi evolutive, a partire da un campo carsico chiaramente endoreico, attraverso fasi intermedie in cui la soglia di endoreicità è ancora facilmente individuabile oppure è stata completamente distrutta e/o seppellita.

Nel caso del piano Le Grassette (fig. 3), il campo carsico si con-



Fig. 3 - Il campo carsico di Le Grassette, visto da S. Gregorio Matese; si osserva anche il salto altimetrico verso Valle Orsara (F, in tav. 1).

figura come una valle a fondo piatto, nella quale non si riconoscono i segni di una rete di ruscellamento che possa aver distribuito in maniera così uniforme i depositi di fondovalle, peraltro costituiti da una terra rossa colluvionata.

Alla testata di Valle Orsara (*F*, in tav. 1) è ancora individuabile il fondo piatto a costituzione prevalentemente colluviale, mentre la soglia di endoreicità è quasi completamente cancellata (fig. 4).

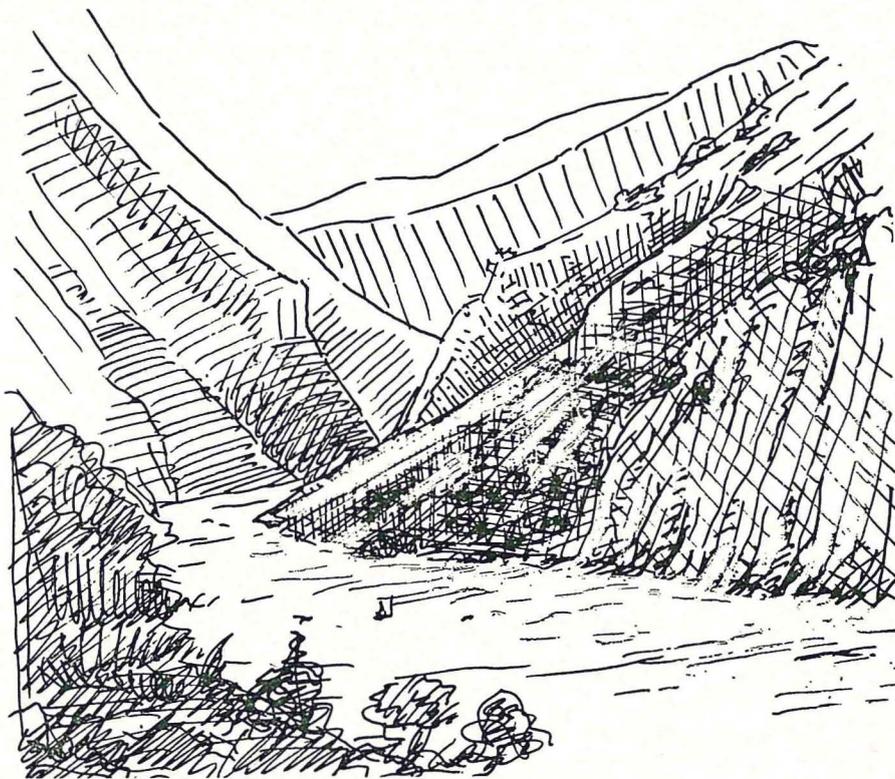


Fig. 4 - (Dis. da foto) Testata di Valle Orsara (*F*, in tav. 1), vista verso NW: la soglia di endoreicità è ancora individuabile.

Nella parte terminale di Valle Orsara (*E*, in tav. 1) il fondovalle è prevalentemente detritico ed alle ripide pareti si ammantano grandi accumuli detritici, mascherando parzialmente le differenze plano-altimetriche; la linea di deflusso superficiale è comunque francamente esoreica.

E' da notare che, sebbene si sia parlato di endoreicità e di

esoreicità, nell'alta valle il deflusso superficiale è pressoché assente. Infatti i bacini imbriferi sottesi rispettivamente da Valle Orsara e da Le Grassette, anche se arealmente estesi, sono costituiti da altopiani carsificati e dai ripidi versanti che li raccordano ai fondovalle attuali.

Inoltre, il livello della falda carsica si trova più in basso di circa 200 m, come testimoniano le sorgenti Torano e Maretto, e pertanto si ha la netta prevalenza dell'infiltrazione rispetto al ruscellamento superficiale.

— *I salti altimetrici*

Il profilo longitudinale della valle, nel suo complesso, è marcato da evidentissime rotture di pendenza tra segmenti ad assetto sub-orizzontale e tratti con inclinazione di 40° ed oltre.

Molto significativa risulta la distribuzione di queste rotture di pendenza: come nella parte alta, così nella parte bassa della valle essi si rinvergono nei tratti che separano una varice dalla successiva. Gli esempi più evidenti sono il salto che separa la soglia di Le Grassette da Valle Orsara e quello che forma la cascata lungo la forra del Torano.

L'analisi geologica e geomorfologica dei salti altimetrici della bassa valle consente di affermare che essi non sono legati né a differenze litologiche nella successione carbonatica, né a motivi tettonici, in quanto non si riscontrano linee tettoniche con analoga rispondenza morfologica sugli spartiacque.

Peraltro, dal confronto con la soglia tra Le Grassette e Valle Orsara, che ha funzione di sostanziale sbarramento al deflusso superficiale delle acque, vien fatto di ritenere i salti altimetrici della bassa valle anch'essi come relitti di antiche soglie di endoreicità.

4.3 - *L'evoluzione delle forme carsiche*

L' analogia plano-altimetrica tra la parte alta e la parte bassa del complesso vallivo porta quindi a ritenere le varici campi carsici funzionanti come tali (parte alta) o conquistati all'esoreicità (parte bassa) e le rotture di pendenza del profilo longitudinale come relitti morfologici delle vecchie soglie tra bacini chiusi: dunque, una classica morfogenesi carsica.

Come si è già accennato, esiste tra la parte alta della valle (Valle Orsara - Le Grassette) e la parte bassa (forra del Torano) una profonda differenza nei meccanismi evolutivi in alto: nella parte alta il deflusso superficiale è completamente assente e, in ragione dell'altitudine e del microclima, prevalgono fenomeni erosivi legati alla degradazione fisica delle rocce, mentre nella parte bassa la confluenza dei corsi d'acqua che drenano la parte orientale della piana di Castello (in particolare il fosso Torello, G in tav. 1, che riceve le acque di una sorgente di notevole entità posta al margine orientale del rilievo di Serra S. Croce) accentua i fenomeni di erosione lineare.

La mancata evacuazione degli accumuli detritici nell'alta valle, in particolare in Valle Orsara, ha come effetto il seppellimento delle forme carsiche preesistenti e pertanto il fondovalle è prevalentemente detritico.

Nella bassa valle, al contrario, il deflusso superficiale ha determinato una sostanziale erosione delle forme preesistenti, tanto che almeno due delle varici lungo la forra del Torano sono identificabili come cavità ipogee sventrate: si tratta dello slargo antistante la prima grande varice e dell'ultima varice.

Nel primo caso gli elementi che propendono a definire la cavità come ipogea, venuta a giorno per il crollo della volta, riguardano principalmente le caratteristiche geometriche delle pareti rocciose e dei cumuli detritici al loro piede.

La parete in sinistra orografica, in particolare, alla sua sommità presenta una leggera concavità verso il basso (fig. 5). L'accumulo detritico ad essa corrispondente è cosparsa di massi di grosse dimensioni su tutta la superficie, anche parzialmente sepolti in materiale meno grossolano; il suo apice presenta una convessità: ciò non è tipico degli accumuli detritici al piede dei versanti, per i quali si osserva, in genere, una classazione gravitativa dei materiali ed un profilo rettilineo. L'accumulo è paragonabile, piuttosto, a quelli che si ritrovano nelle grandi cavità ipogee, dove il crollo dei detriti non è localizzato soltanto lungo le pareti, ma si ha anche dai corpi rocciosi aggettanti, come ad esempio la volta delle cavità stesse.

A conferma dell'esistenza di un sistema carsico evolutosi verticalmente fino a giungere molto vicino alla superficie topografica, sul versante in sinistra orografica della forra del Torano è indivi-



Fig. 5 - (Dis. da foto) Parete con concavità sommitale e relativo accumulo detritico con convessità sommitale (poco più a valle della varice A, in tav. 1).

duabile, circa a quota 600, una dolina che per la sua posizione e per le sue caratteristiche geometriche è definibile come dolina di collasso (*B*, in tav. 1; fig. 6).

Nel secondo caso è ancora più evidente la somiglianza con una cavità ipogea: le pareti mostrano una convessità ben marcata, tanto che l'apertura verso Sud ha la forma di un arco con la volta tranciata.

Sulla parete destra orografica termina con una piccola ma spet-

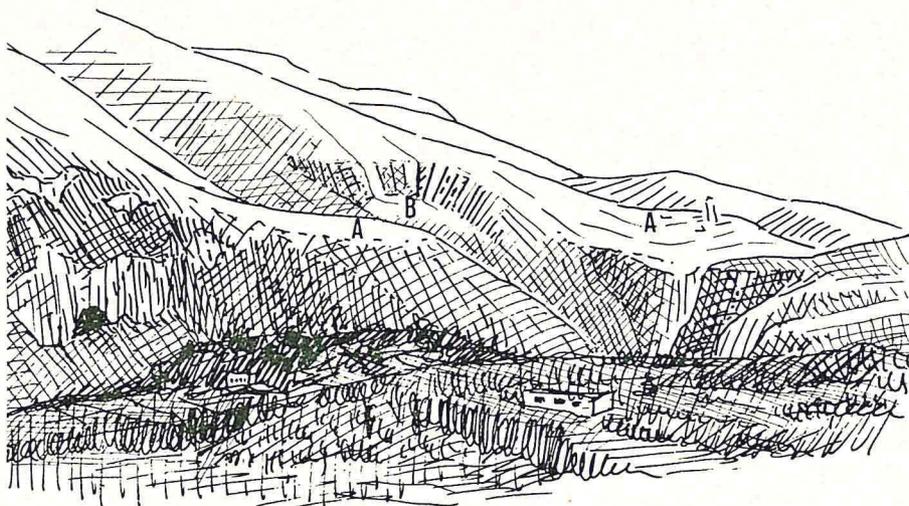


Fig. 6 - (Dis. da foto) Versante occidentale di Serra Campo di Fave: si osservano le superfici spianate (A), raccordabili alla pianta di Castello, e la dolina di collasso (B).

tacolare cascata una delle attuali linee di drenaggio della piana di Castello, quasi ad indicare che sulla verticale della varice una volta era ubicato un inghiottitoio. Non a caso, nella parete in sinistra orografica si apre una cavità dalla tipica forma fusoidale, ad ulteriore conferma dello sviluppo verticale delle forme carsiche ipogee nella zona in esame (MAUCCI, 1951).

Tale cavità è riempita per circa 1,5 m da materiali detritici, con abbondante matrice limosa, dei quali la parte sommitale è costituita da ciottoli arrotondati, tipici di trasporto fluviale.

La presenza dei ciottoli, insieme al riempimento di altre piccole cavità lungo le pareti (in queste ultime prevalgono materiali limosi), indicano un episodio durante il quale nella varice vi era ristagno di acqua, livello a cui si correla anche la base di grandi corpi di concrezioni calcitiche, sospesi a pagoda rispetto al fondo attuale della varice.

Comparando le varici distribuite lungo il complesso vallivo si possono ricostruire le tappe evolutive del sistema carsico epigeo ed ipogeo: da monte verso valle, si riconoscono dapprima le forme carsiche epigee, via via conquistate all'esoreicità, poi le forme ipogee, che verso valle risultano sempre più sventrate e modellate da altri processi morfogenetici (fig. 7).

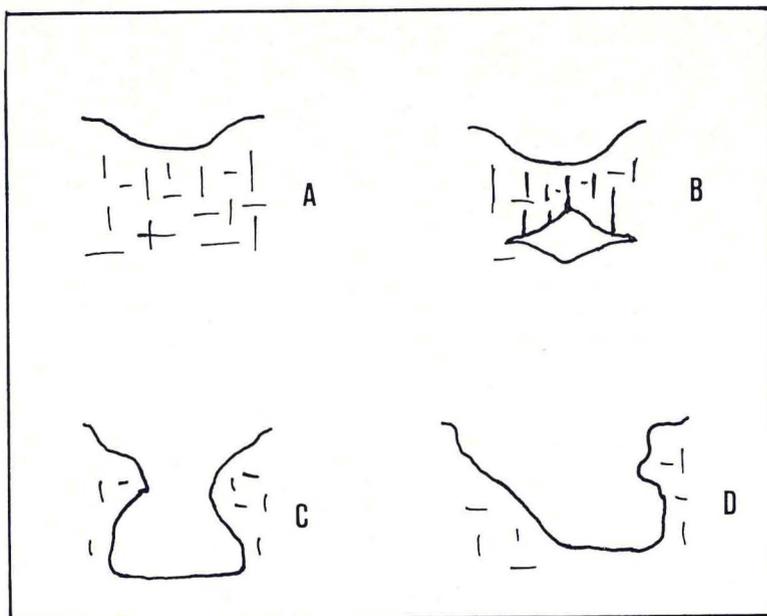


Fig. 7 - Le forme carsiche lungo il complesso vallivo (schizzi schematici): A, campo carsico di Le Grassete; B, valle secca con reticolo ipogeo ben sviluppato (Valle Orsara); C, saldatura tra carsismo epigeo ed ipogeo (forra del Torano, C in tav. 1); D, sventramento completo della fascia di separazione tra forme epigee ed ipogee (forra del Torano, A in tav. 1).

L'evoluzione delle forme carsiche rispecchia in pieno quindi, il modello di arretramento progressivo degli inghiottitoi (CVIJIC, 1960), secondo il quale le forme presenti verso valle mostrano una evoluzione maturata in tempi più lunghi rispetto alle forme presenti verso monte.

C'è ancora da osservare che in corrispondenza delle strettoie nella forra del Torano, oltre alle variazioni altimetriche del fondo-valle, si riscontrano sulle pareti grossi speroni rocciosi, ad indicare il relitto della fascia di separazione tra i condotti carsici ipogei e le forme epigee, ormai non più riconoscibili, ma una volta esistenti sulla verticale delle attuali varici (fig. 8).

Infine, le rotture di pendenza osservabili lungo le pareti di Valle Orsara sono correlabili tra di loro e permettono di ricostruire il profilo della valle fluviale esistente prima dello sviluppo delle forme carsiche e del disseccamento della soglia a monte della forra del Torano.



Fig. 8 - (Dis. da foto) Forra del Torano, subito a monte della sorgente omonima: speroni rocciosi sulle pareti, relitti della fascia di separazione tra forme carsiche epigee ed ipogee.

5 - LE FASI EVOLUTIVE

L'individuazione dei processi morfogenetici che hanno modellato il passaggio ed il riconoscimento dello stadio evolutivo delle

forme ad essi collegate ci consentono ora di tracciare uno schema delle fasi dell'evoluzione del complesso vallivo.

Si evidenziano due tappe fondamentali: nella prima, esisteva una rete idrografica che confluiva nella piana di Castello; nella seconda si sono sviluppati i processi carsici, particolarmente lungo l'attuale forra del Torano.

In riferimento a quanto esposto nel quadro geomorfologico, la rete idrografica è conseguente rispetto alle strutture individuate nel primo episodio neotettonico. A seguito di questo evento si ha anche la deposizione dei « *conglomerati di S. Gregorio* », la cui area di origine si individua in un rilievo del quale M. Cila costituisce un relitto del versante settentrionale. Tra l'altro, i conglomerati richiamano molto le caratteristiche di un deposito morenico, soprattutto nella parte basale degli affioramenti ed in particolare nella zona più prossima a Castello Matese.

Il deflusso superficiale lascia la sua traccia, nella parte orientale della piana di Castello, con l'erosione della copertura conglomeratica e la sua rielaborazione nella parte marginale dell'affioramento e con l'erosione dei sedimenti terrigeni miocenici.

Con il secondo evento neotettonico, l'area di S. Gregorio e la piana di Castello vengono diversamente dislocate e si ha anche il ribassamento dell'originario rilievo di M. Cila.

Inoltre, il conseguente abbassamento del livello di base locale accentua l'identificazione dei punti di assorbimento carsico nella zona terminale dell'attuale forra del Torano.

La carsificazione penetra gradatamente nel corpo del massiccio, fino a portarsi alla posizione dell'interfaccia freatico-vadosa; ciò viene conseguito prima nelle aree di carsificazione prematura, vale a dire in corrispondenza della parte terminale della forra, dove si ha, peraltro, saldatura di carso epigeo a carso ipogeo, mentre a monte le forme epigee risultano ancora oggi lontane dalla falda carsica. Ed è proprio in relazione al rapido attingimento della falda (dimostrato del resto dal disseccamento di condotti sotterranei come quelli delle sorgenti Torano e Maretto) che si sono innescati a valle i fenomeni di erosione meccanica legati al deflusso esoreico che, regressivamente, hanno catturato le varici vallive disposte lungo il corso del Torano.

Contemporaneamente, con la variazione di tracciato subita dal corso d'acqua nella piana di Castello, si ha il richiamo delle acque

verso la forra del Torano e quindi l'inizio di un processo di erosione meccanica e chimica della soglia strutturale che porta alla definitiva esoreicità della forra stessa.

Il conseguimento del quadro morfologico attuale è l'epilogo della successione di eventi descritta.

Ringraziamenti

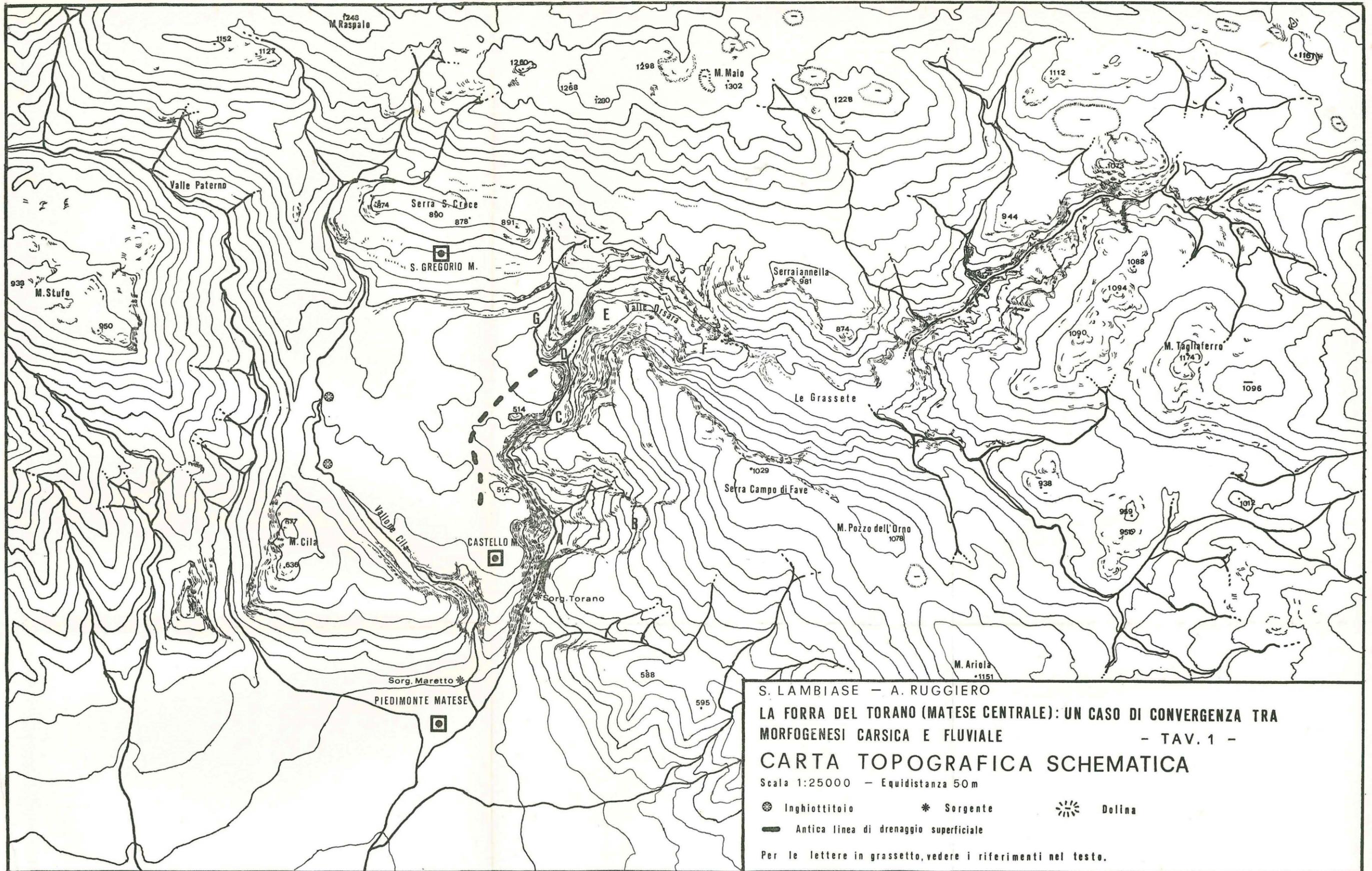
Ringraziamo gli amici prof. Ludovico Brancaccio, per le proficue discussioni avute durante lo svolgimento della ricerca; prof. Italo Sgrosso, per la lettura critica del manoscritto; dr. Aldo Cinque per l'esecuzione dei disegni da fotografia.

BIBLIOGRAFIA

- APRILE F., BRANCACCIO L., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I., TORRE M. (1979) - Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 174 (Ariano Irpino), 186 (S. Angelo dei Lombardi), 198 (Eboli). In: *Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*, pubbl. 251 del Prog. Final. Geodin., 149-178.
- BAGGIONI M. (1973) - La bordure de la plaine du Sélé. Etude morphologique. *Méditerranée*, 3.
- BOUSQUET J. C., GUEREMY P. (1969) - Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin Calabro-Lucanien et leurs conséquences morphologiques. *Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dynam.*, 11 (2), 223-236, Paris.
- BRANCACCIO L. (1973) - Sull'origine di alcune « uvala » nel massiccio del Matese. *Not. Sez. C.A.I.*, 2, 17-19, Napoli.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ORSI G., PECE R., ROLANDI G., SGROSSO I. (1980) - Lembi residui di sedimenti lacustri pleistocenici sospesi sul versante settentrionale del Matese, presso S. Massimo. *Boll. Soc. Nat.*, Napoli (in corso di stampa).
- BRANCACCIO L., CINQUE A., SGROSSO I. (1976) - La grotta di S. Barbara nel contesto dell'evoluzione geomorfologica della piana di Agerola (Penisola Sorrentina). *Ann. Speleol. C.A.I. 1974-75*, Napoli.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., SGROSSO I. (1979) - Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche: il riscontro naturale di un modello teorico. *Rendic. dell'Acc. di Sc. Fis. e Mat. della Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli*, ser. 4, 46, 21 pp.
- CIVITA M. (1969) - Valutazione analitica delle riserve in acque sotterranee alimentanti alcune tra le principali sorgenti del massiccio del Matese (Italia meridionale). *Mem. Soc. Nat. in Napoli*, suppl. Boll. 78, 133-163.
- COCCO E. (1971) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 161 - Isernia. *Serv. Geol. d'Italia*, Roma.
- CVIJIC J. (1960) - La géographie des terrains calcaires. *Ac. Serbe des Sc. et des Arts, Monogr.*, 341, Beograd.
- DAINELLI G. (1930) - Guida alla escursione al Matese. *Atti 11° Congr. Geogr. It.*, 4, 101-174.

- D'ARGENIO B., PESCATORE T., SCANDONE P. (1973) - Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania). *Atti Conv. « Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino »*, Acc. Naz. Lincei, Quaderno **183**, 49-72.
- DEMANGEOT J. (1965) - Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques. *Mémoires et Documents*, C.N.R.S., Paris, 403 pp.
- GUIDA D., GUIDA M., IACCARINO G., METCALF G., VALLARIO A., VECCHIO V., ZICARI G. (1980) - Il bacino del fiume Mingardo (Cilento): evoluzione geomorfologica, fenomeni franosi e rischio a franare. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, **15**, Bari (in corso di stampa).
- MAUCCI W. (1951) - L'ipotesi della « erosione inversa » come contributo allo studio della speleogenesi. *Boll. Soc. Adr. di Sc. Nat.*, **46**, 39-88.
- NICOD J. (1975) - Sur l'évolution des versants des canyons karstiques dans les régions méditerranéennes. *Actes du « Symposium sur les versants en pays méditerranéens »*, C.E.G.E.R.M., **5**, Aix-en-Provence, 15-20.
- RUGGIERO P. (1926) - Risultati di alcune indagini sul regime idrologico del massiccio del Matese. *Ann. Lav. Pubbl.*, **64**, Roma, 381-401.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 161 - Isernia. *Poligrafico di Stato*, Roma.

(ms. pres. il 10 luglio 1980; ult. bozze il 30 novembre 1980)



S. LAMBIASE — A. RUGGIERO
 LA FORRA DEL TORANO (MATESE CENTRALE): UN CASO DI CONVERGENZA TRA
 MORFOGENESI CARSIKA E FLUVIALE
 - TAV. 1 -
 CARTA TOPOGRAFICA SCHEMATICA

Scala 1:25000 — Equidistanza 50m
 ⊗ Inghiottoio * Sorgente ☼ Dolina
 — Antica linea di drenaggio superficiale

Per le lettere in grassetto, vedere i riferimenti nel testo.