

# MORFOLOGIA STRUTTURALE

Responsabile d'area: Giuliano Rodolfi - Università degli Studi di Firenze

Coordinatore: Carlo Bartolini - Università degli Studi di Firenze



47. *Reticoli dendritici*
48. *Reticoli a traliccio*
49. *Reticoli e fratture*
50. *Reticoli idrografici: densità di drenaggio e litotipi*
51. *Forme di erosione selettiva*
52. *Strutture tabulari*
53. *Strutture a pieghe*
54. *Strutture monoclinali*
55. *Depressioni tettoniche intermontane*
56. *Versanti di faglia e linee di faglia*
57. *Fronti di sovrascorrimento*

# 47 Reticoli dendritici

CARLO BARTOLINI

Università degli Studi di Firenze

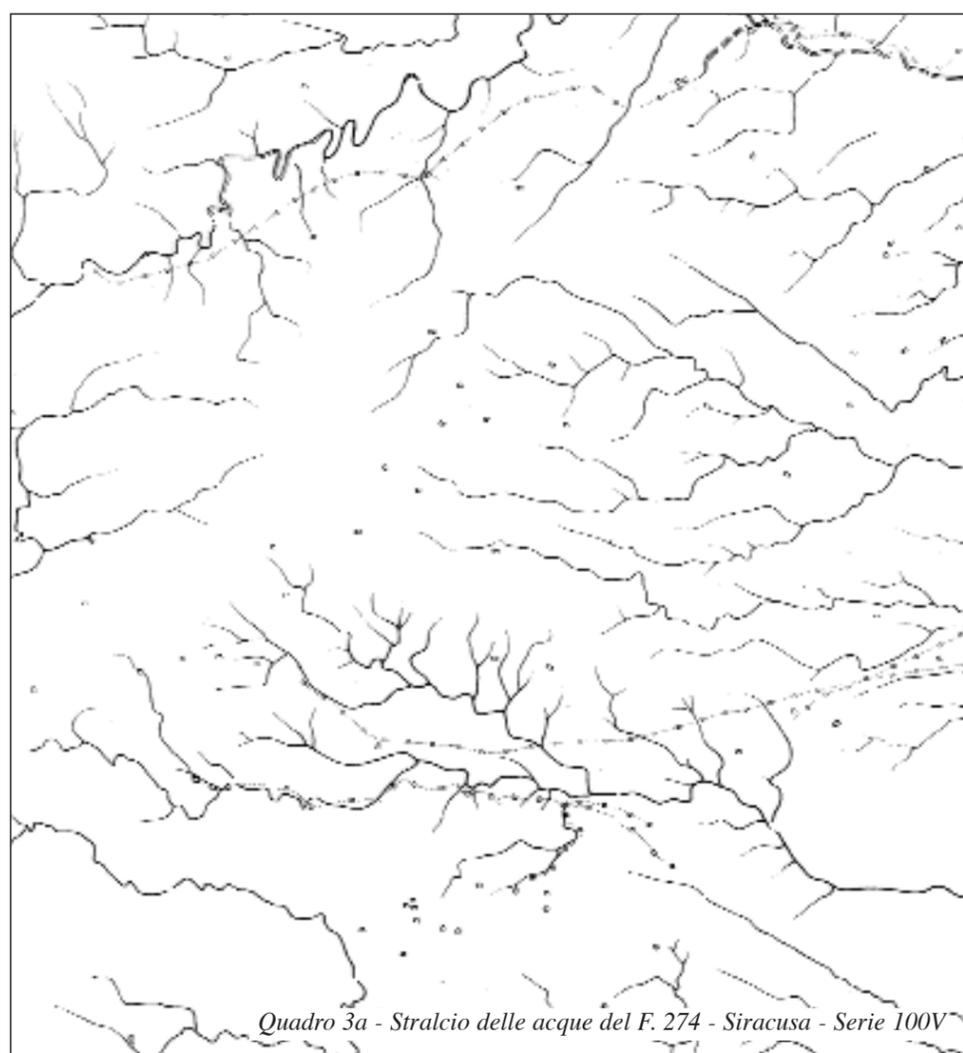
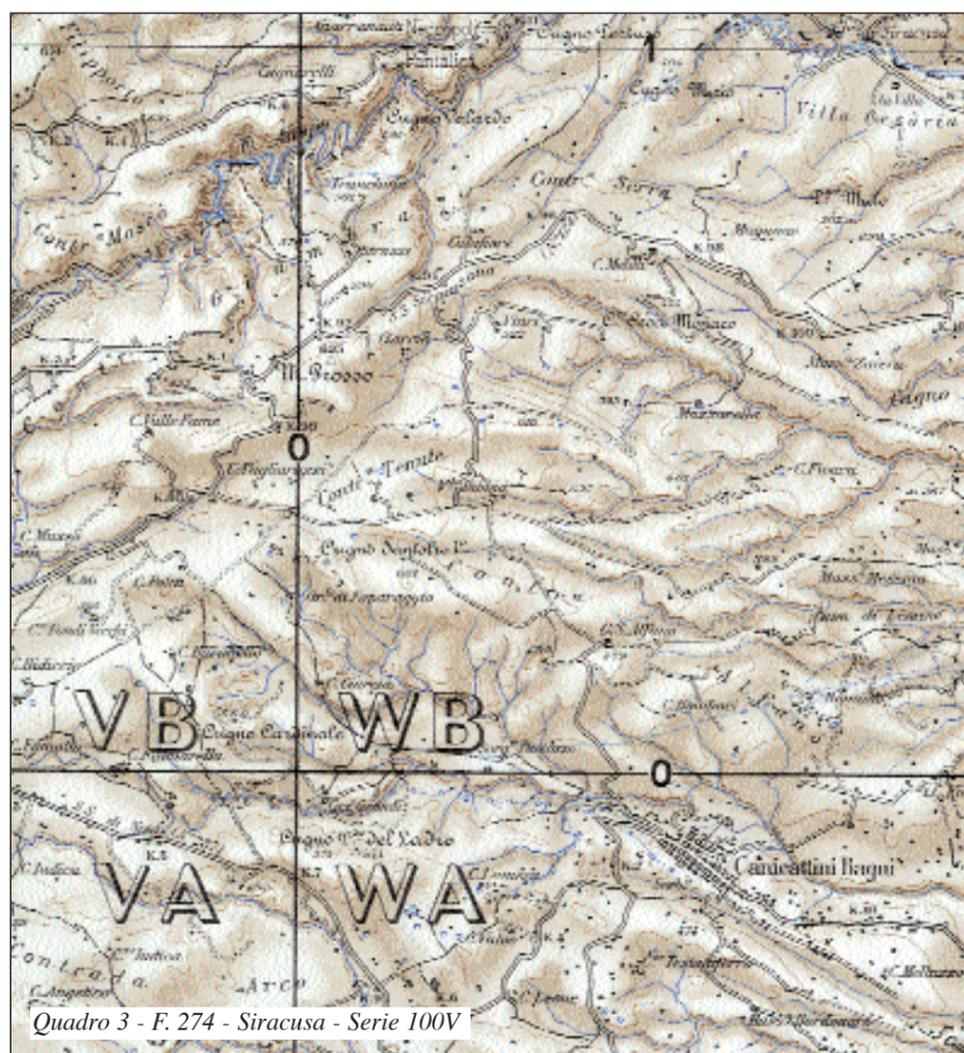
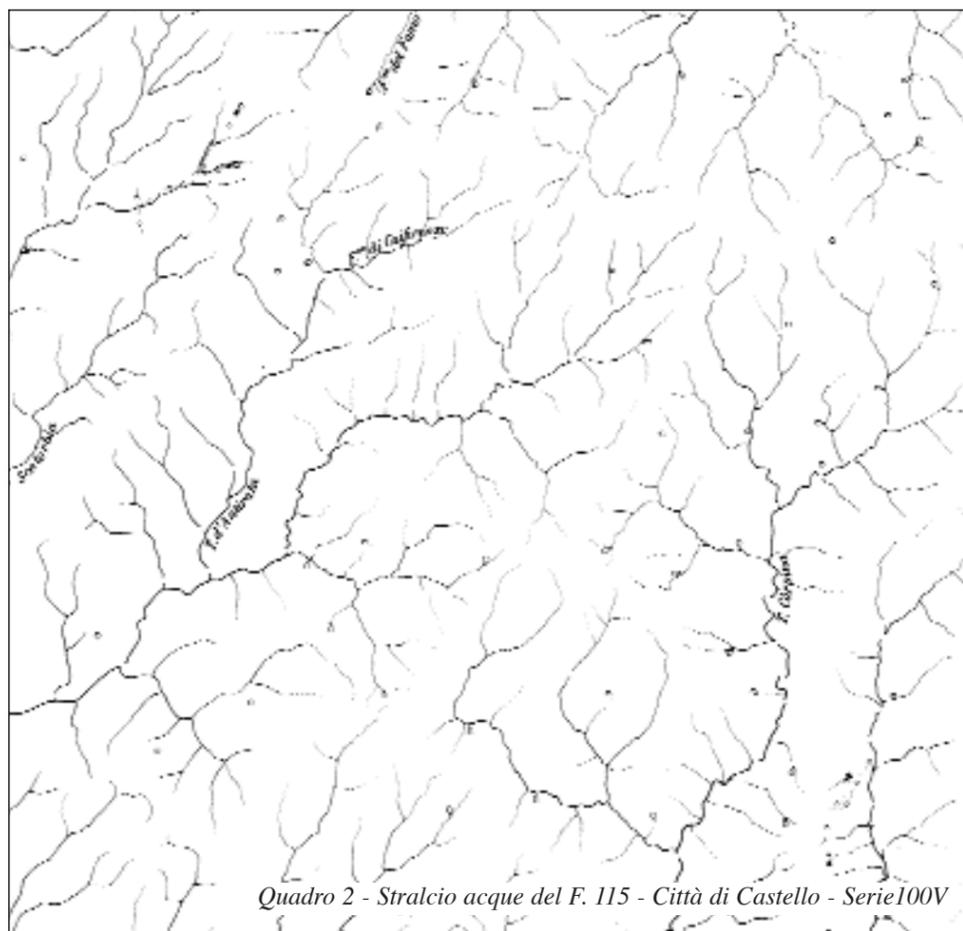
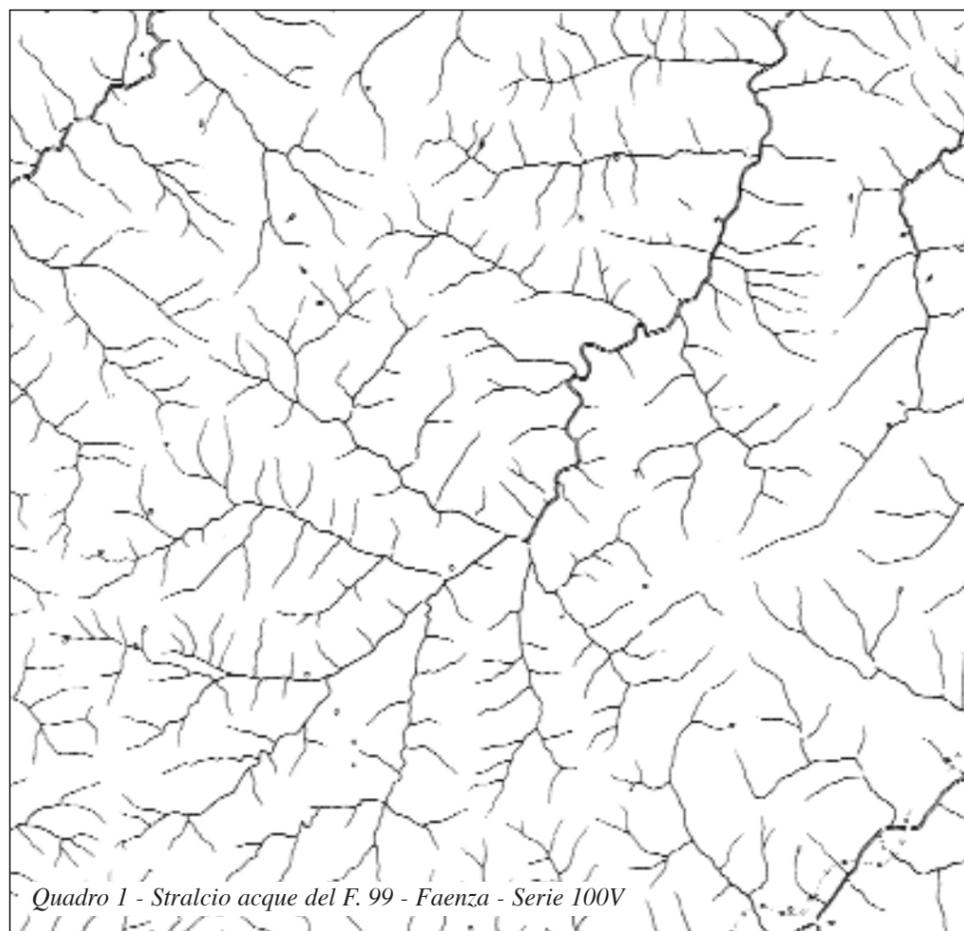
L'insieme dei corsi d'acqua di una regione prende il nome di reticolo idrografico o drenaggio. La geometria del reticolo e la sua densità sono influenzate da fattori geologici, morfologici, edafici, e climatici che l'analisi del drenaggio consente sinteticamente di valutare.

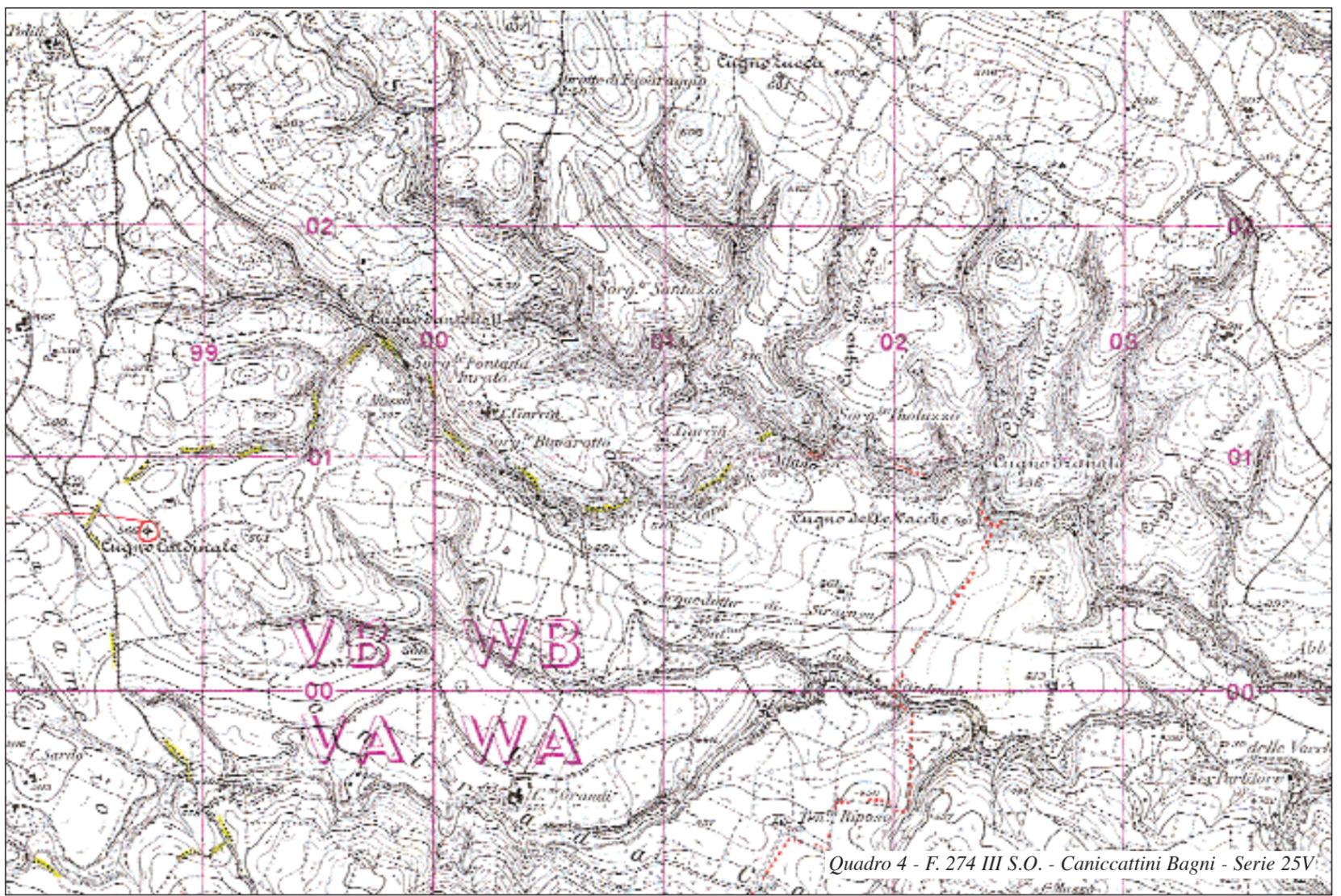
## Il reticolo dendritico

Lo stralcio delle «Acque» del **quadro 1** costituisce un esempio, fra i tanti, di reticolo dendritico. La geometria ricorda non solo la chioma di un albero, ma anche il sistema vascolare di un organismo vivente. Dove le strutture geologiche non esercitano alcun condizionamento passivo sul reticolo, questo si organizza liberamente irraggiandosi come negli esempi qui riportati. I corsi d'acqua che costituiscono un reticolo dendritico sono stati definiti da Davis «insequenti»: essi non seguono infatti allineamenti in corrispondenza dei

quali l'erosione sia facilitata a causa della maggiore erodibilità della roccia.

Un caso tipico di reticolo idrografico dendritico è quello che si riscontra in una regione caratterizzata da stratificazione orizzontale, cioè da una «struttura tabulare». In tali condizioni, il controllo litostrutturale dell'erosione è esercitato solo dai giunti di strato, praticamente ininfluenti sull'idrografia, data la loro giacitura orizzontale. Tuttavia non sempre in una regione «a struttura tabulare» si riscontra un reticolo dendritico. Infatti, se le rocce affioranti sono fortemente competenti e fratturate, lungo le intersezioni fra i piani di frattura e la superficie del terreno si creano le condizioni per un'erosione preferenziale: un certo numero di segmenti fluviali si sviluppa preferibilmente lungo tali linee, introducendo quindi una variante di un certo interesse (perchè rivelatrice delle caratteristiche geologiche del sottosuolo) nella geometria complessiva del reticolo dendritico. Anche nei casi in cui

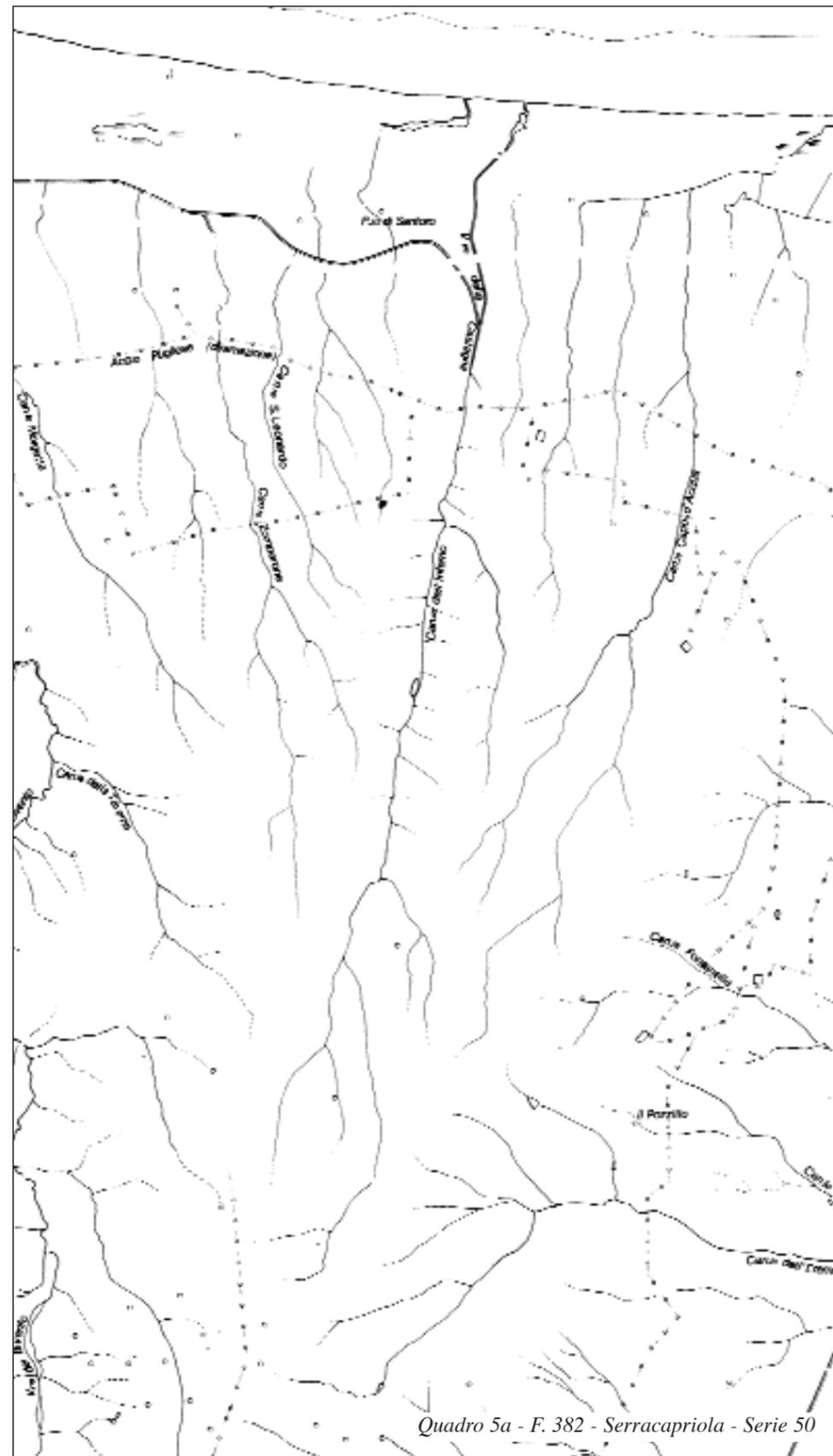




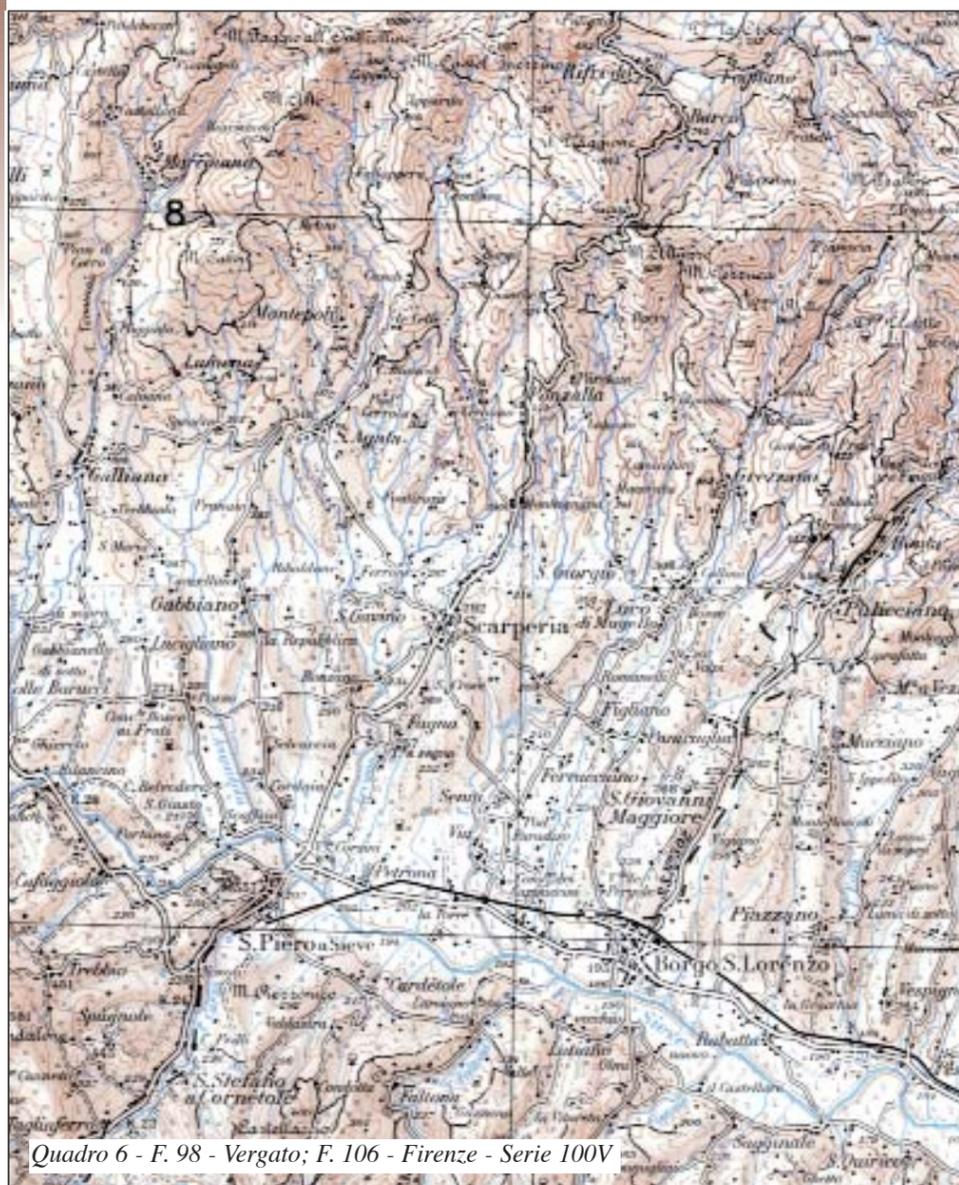
Quadro 4 - F. 274 III S.O. - Canicattini Bagni - Serie 25V



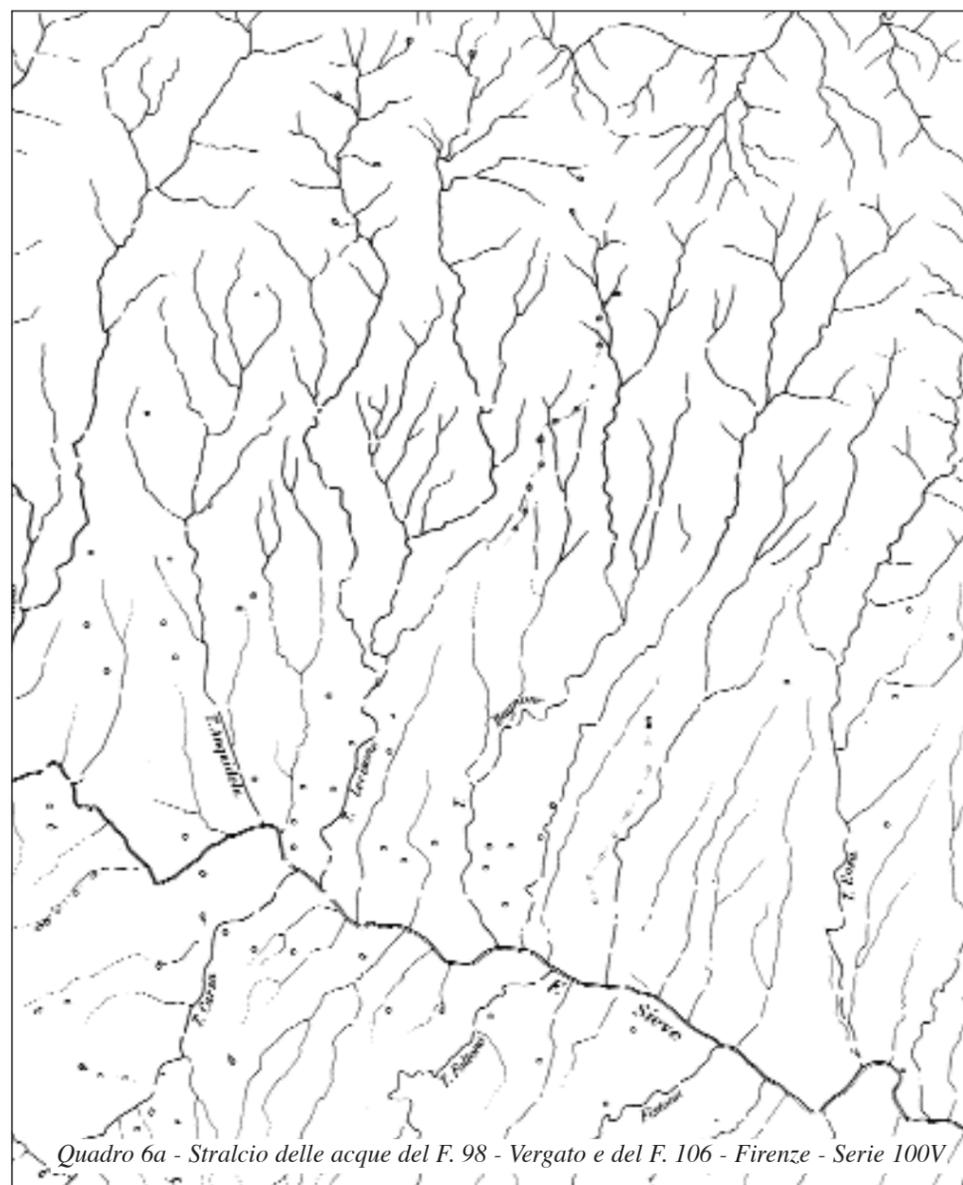
Quadro 5 - F. 382 - Serracapirola - Serie 50



Quadro 5a - F. 382 - Serracapirola - Serie 50



Quadro 6 - F. 98 - Vergato; F. 106 - Firenze - Serie 100V



Quadro 6a - Stralcio delle acque del F. 98 - Vergato e del F. 106 - Firenze - Serie 100V

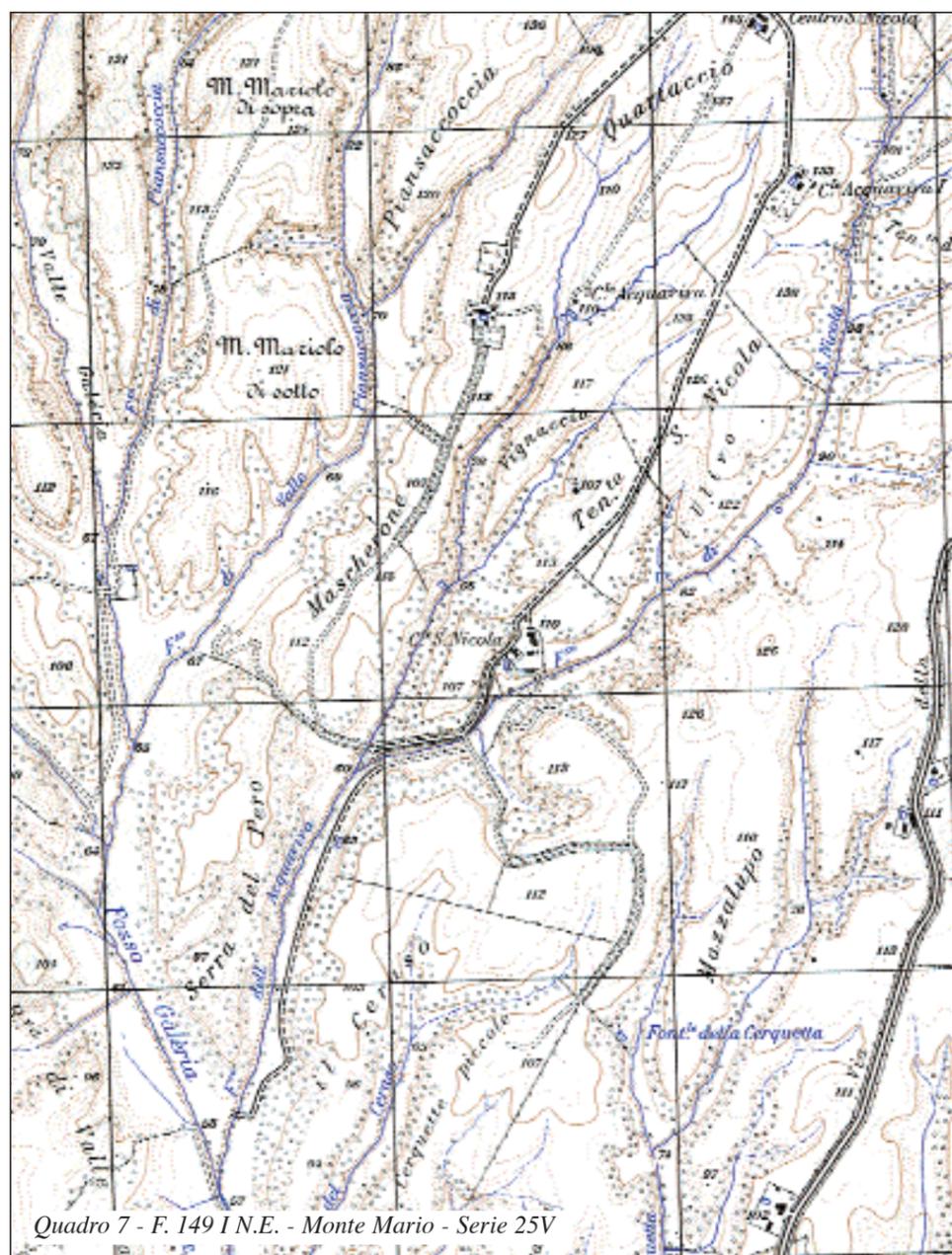
tali linee sono presenti, esse di fatto non controllano altro che una minoranza dei corsi d'acqua esistenti, dato che la maggioranza di essi è impostata secondo il «naturale» *pattern* dendritico. Un esempio di questo tipo di geometria del reticolo, marginalmente condizionata da linee di frattura, è illustrato nel **quadro 2**.

I reticoli dendritici non sono tutti uguali, ma coprono di fatto un ampio spettro di tipologie; esistono infatti vincoli di tipo litostrutturale o topografico (ad esempio il gradiente longitudinale del corso d'acqua) che consentono di mantenere nell'insieme una geometria di tipo dendritico, caratterizzata però, nel dettaglio, da una fisionomia particolare. Sono state per questo iden-

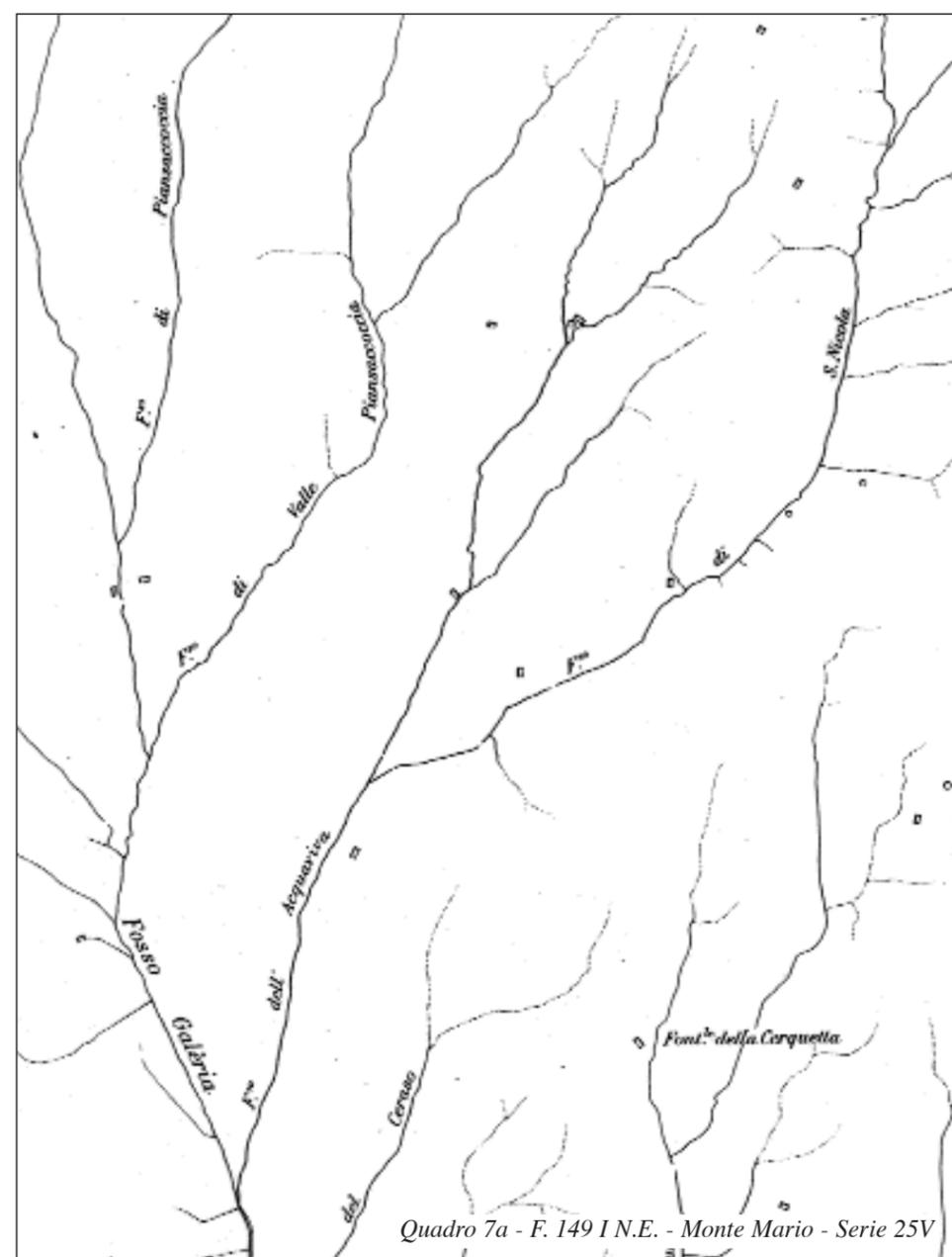
tificate alcune tipologie particolari di reticolo dendritico: nelle rocce massicce sottoposte a esfoliazione alcuni tratti dei corsi d'acqua tendono ad avere uno sviluppo leggermente arcuato; si tratta del «reticolo dendritico uncinato» (cfr. figura 5.1.20 in BARTOLINI, PECCERILLO, 2002). Altre tipologie sono quelle di «piumato» e a «pettine», caratterizzate da un basso grado di gerarchizzazione (*ibidem*).

Nei **quadri 3 e 3a** e, in maggior dettaglio, nel **quadro 4** si può osservare ancora un'altra varietà di reticolo dendritico, detta «a candelabro», che si caratterizza per un blando controllo strutturale unidirezionale.

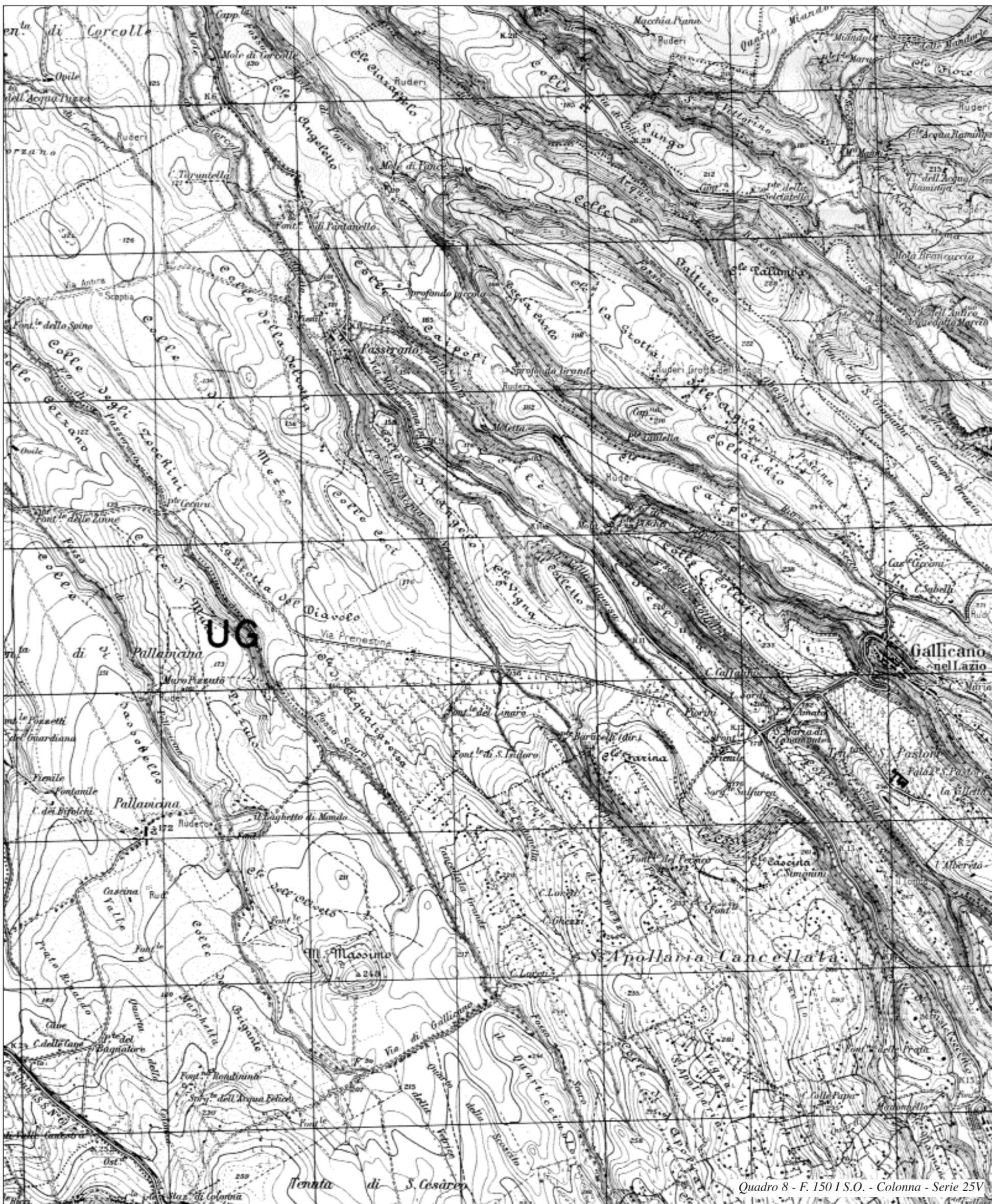
In corrispondenza delle superfici sommitali debolmente inclinate delle suc-



Quadro 7 - F. 149 I.N.E. - Monte Mario - Serie 25V



Quadro 7a - F. 149 I.N.E. - Monte Mario - Serie 25V



Quadro 8 - F. 150 I.S.O. - Colonna - Serie 25V

cessioni marine quaternarie (**quadri 5 e 5a**) e continentali (**quadri 6 e 6a**) e dei prodotti dell'attività vulcanica esplosiva quaternaria (**quadri 7 e 7a**), i segmenti fluviali confluiscono ad angolo acuto. Il *pattern* che ne deriva è detto «pennato». Rispetto al dendritico, esso si caratterizza per il minor grado di gerarchizzazione e per il prevalere di un determinato orientamento preferenziale dei segmenti fluviali; tale orientamento corrisponde al pendio regionale dell'area sulla quale il reticolo si è impostato. La presenza di un gradiente

topografico abbastanza marcato è infatti il fattore determinante per lo sviluppo di un reticolo pennato (ZERNITZ, 1932; HOWARD, 1967).

Se il gradiente si attenua, il reticolo pennato tende ad evolvere in reticolo dendritico. Viceversa, se il gradiente è elevato, il reticolo diviene parallelo o subparallelo (**quadro 8**).

#### BIBLIOGRAFIA

BARTOLINI. C., PECCERILLO A., *I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di geomorfologia strutturale*, II Ed., Bologna, Pitagora Editrice, 2002.  
HOWARD A. D., "Drainage analysis in geologic interpretation: a summation",

*American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 51, 1967, pp. 2246-2259.  
ZERNITZ E. R., "Drainage patterns and their significance", *Journal of Geology*, 40, 1932, pp. 498-521.

# 48 Reticoli a traliccio

CARLO BARTOLINI

Università degli Studi di Firenze

A differenza di quanto si verifica per le strutture tabulari, caratterizzate da un reticolo dendritico, il reticolo idrografico che si sviluppa in corrispondenza di strutture monoclinali (più correttamente denominate omoclinali, cfr. la tavola 54. «Strutture monoclinali») può risentire della predisposizione litostrutturale all'erosione selettiva. Ciò avviene quando la litologia non è uniforme, ma caratterizzata da alternanze di successioni diversamente erodibili. In tal caso prendono forma dorsali omoclinali interposte a depressioni vallive; nelle depressioni scorrono corsi d'acqua che chiamiamo «ortoclinali» (*strike streams*), perchè perpendicolari all'immersione degli strati. I loro affluenti sono, sul versante a franapoggio, i «cataclinali» (*dip streams*) e, sul versante a reggipoggio, gli «anaclinali» (*anti-dip streams*). L'insieme di questi corsi d'acqua costituisce un «reticolo a traliccio» o «a graticcio» (*trellis pattern*). La terminologia riflette dunque le connessioni esistenti fra idrografia e struttura geologica. Per una rappresentazione grafica si rimanda alla fig. 5.3.1 in BARTOLINI, PECCERILLO (2002).

Riguardo ai corsi d'acqua ortoclinali, si può notare che essi tendono a erodere maggiormente il fianco a reggipoggio della valle piuttosto che quello a franapoggio, in quanto è alla base del primo che affiora il livello relativamente erodi-



Quadro 1 - F. 38 IV N.E. - Cisón di Valmarino - Serie 25V



Quadro 1a - Stralcio delle acque del F. 38 IV N.E. - Cisón di Valmarino - Serie 25V

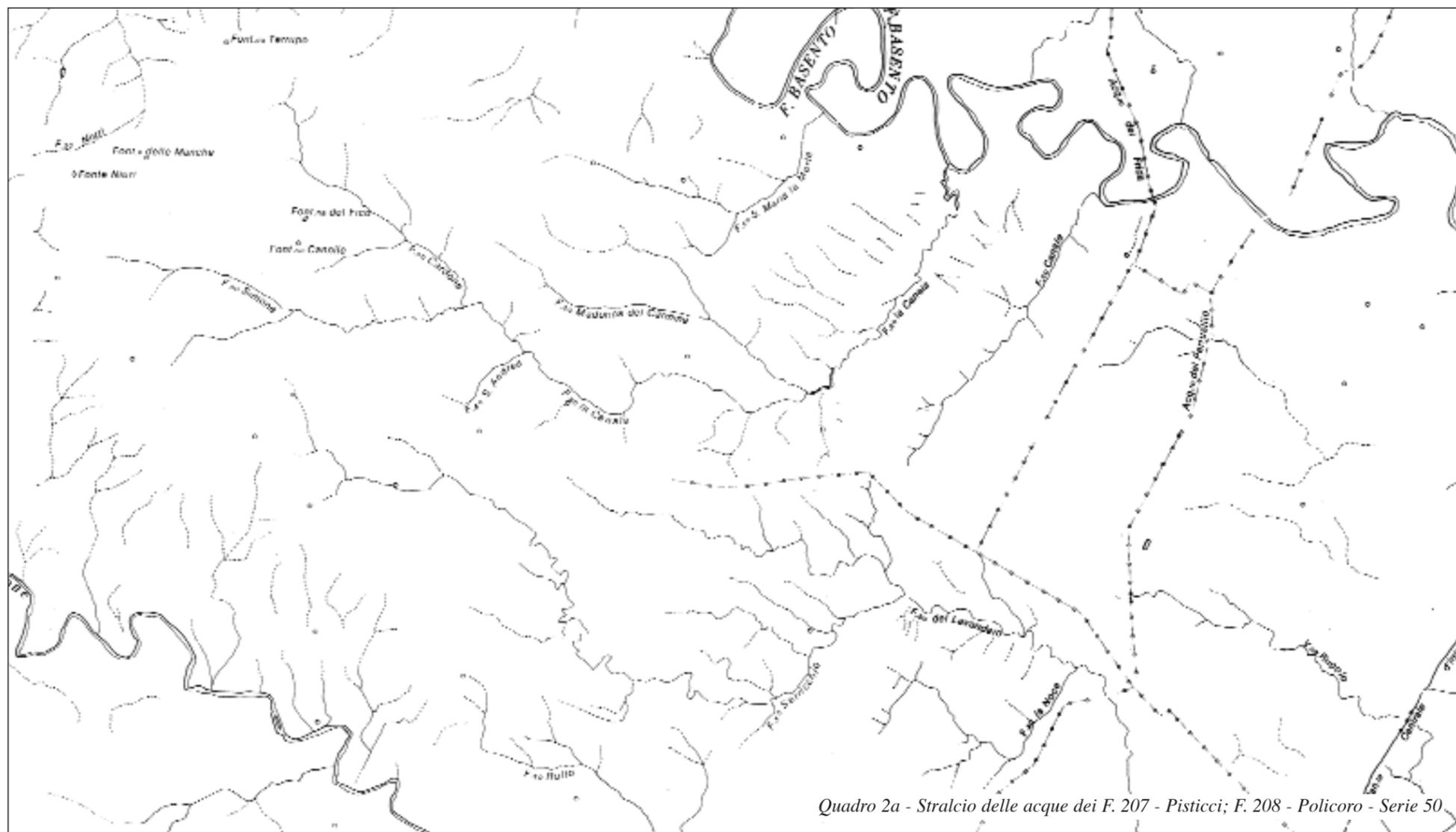
bile sul quale inizialmente si sono impostati; ne risulta una ancor maggiore accentuazione dell'asimmetria della valle dovuta al fatto che l'erosione non si esplica solo verticalmente, ma è caratterizzata da una componente laterale (cfr. fig. 5.2.4 in BARTOLINI, PECCERILLO, 2002). A differenza degli anaclinali e dei cataclinali, che non vi è ragione siano allineati, gli ortoclinali possono esserlo, simulando così un reticolo geneticamente assai diverso, «il reticolo rettangolare» (vedi tavola 49. «Reticoli e fratture»).

L'organizzazione del reticolo fin qui descritta, che ricalca il ben consolidato, didascalico approccio dei testi di morfologia strutturale, presume un perfetto controllo da parte del fattore litostrutturale. Di fatto il reticolo delle regioni a struttura monoclinale può non essere (spesso non è) un reticolo a traliccio. Non si tratta di «eccezioni» ma semplicemente del fatto che spesso non si verificano le condizioni litologiche predisponenti l'erosione selettiva e quindi lo sviluppo di un reticolo a traliccio.

Dal punto di vista litologico, le dorsali omoclinali, come gran parte delle forme strutturali in genere, sono particolarmente ben espresse su rocce calcaree che, per la loro elevata permeabilità, favoriscono la percolazione ostacolando quindi lo sviluppo di forme di erosione superficiale. Il risultato è l'elevata conservatività del rilievo.



Quadro 2 - F. 207 - Pisticci; F. 208 - Policoro - Serie 50



Quadro 2a - Stralcio delle acque dei F. 207 - Pisticci; F. 208 - Policoro - Serie 50

**Aspetti regionali**

La principale struttura monoclinale in Italia è la grande «Flessura pedemontana» o «Monoclinale pedealpina», che segna il margine delle Alpi orientali e che, nel tratto compreso fra il fiume Astico ed il Tagliamento, corrisponde ad una serie di *cuestas* e *hogbacks*. Le attuali condizioni di clima umido e mite non consentono lo sviluppo di morfostrutture particolarmente evidenti, nonostante che due diversi fattori svolgano invece un ruolo positivo:

- esiste infatti una buona predisposizione litologica all'erosione selettiva; arenarie e calcareniti (presenti soprattutto alla base della successione) e conglomerati (al tetto) si alternano infatti ad argille e marne;
- si tratta di una struttura in sollevamento.

Il reticolo idrografico corrispondente alla «Monoclinale pedealpina» non è infatti quello tipico delle strutture monoclinali dell'iconografia tradizionale; l'unica valle ortoclinale di un certo sviluppo (cui ha concorso in maniera determinante l'esarazione) è quella del fiume Soligo, che comunque abbandona ad un certo punto la direttrice strutturale per assumere un asset-

to diaclinale. Nel **quadro 1** è rappresentato il settore della monoclinale prossimo agli abitati di Miane e Follina. Le dorsali omoclinali sono ben espresse e lo è anche il reticolo a traliccio corrispondente. Il sollevamento regionale in atto produce due effetti: da un lato consente di mantenere i dislivelli, che sono un requisito fondamentale per l'esplicarsi dell'erosione selettiva; dall'altro favorisce lo sviluppo di un drenaggio cataclinale, con formazione di numerosi *watergaps*, responsabili del carattere frammentario delle dorsali omoclinali in quest'area.

Come sempre, quando esiste un certo controllo morfoselettivo da parte della struttura sull'idrografia, solo una minoranza dei segmenti fluviali che costituiscono il reticolo subisce il condizionamento, mentre la maggior parte di essi segue un andamento relativamente «libero», più o meno riferibile ad un *pattern* dendritico.

Un settore della «Monoclinale pedealpina» è rappresentato anche nel quadro 2 della tavola 26 dell'*Atlante dei tipi geografici* del Marinelli (1922).



Quadro 3 - F. 290 - Cagli - Serie 50

Anche i terreni di età pliocenica del margine padano-adriatico dell'Appennino hanno generalmente giacitura monoclinale. Dove l'inclinazione degli strati è modesta, come è ad esempio il caso del margine occidentale della Puglia (si veda il quadro 5 della tavola 47. «Reticoli dendritici», p. 263), si possono osservare superfici litostrutturali sommitali debolmente inclinate ed un reticolo che, coerentemente con il tipo di struttura geologica, è sia penna- sia a traliccio.

Nella Fossa Bradanica, dove ad un'emersione più recente si associa un più rapido sollevamento, un analogo assetto morfostrutturale interessa invece i depositi del Pleistocene Medio (**quadro 2**).

Oltre che su strutture monoclinali interessate da erosione selettiva (e che

per questo danno luogo in superficie allo sviluppo di dorsali omoclinali più o meno parallele), il reticolo a traliccio caratterizza anche i paesaggi delle strutture a pieghe. La geometria generale è a tal punto simile a quella del reticolo a traliccio «su monoclinale» da aver indotto gli autori ad adottare un'identica terminologia. Di fatto i due tipi di reticolo sono facilmente distinguibili soltanto nel caso che gli assi delle pieghe non siano orizzontali («pieghe ad immersione assiale»): in tal caso gli ortoclinali sono infatti convergenti anziché paralleli (cfr. fig. 5.3.9 in BARTOLINI, PECCERILLO, 2002).

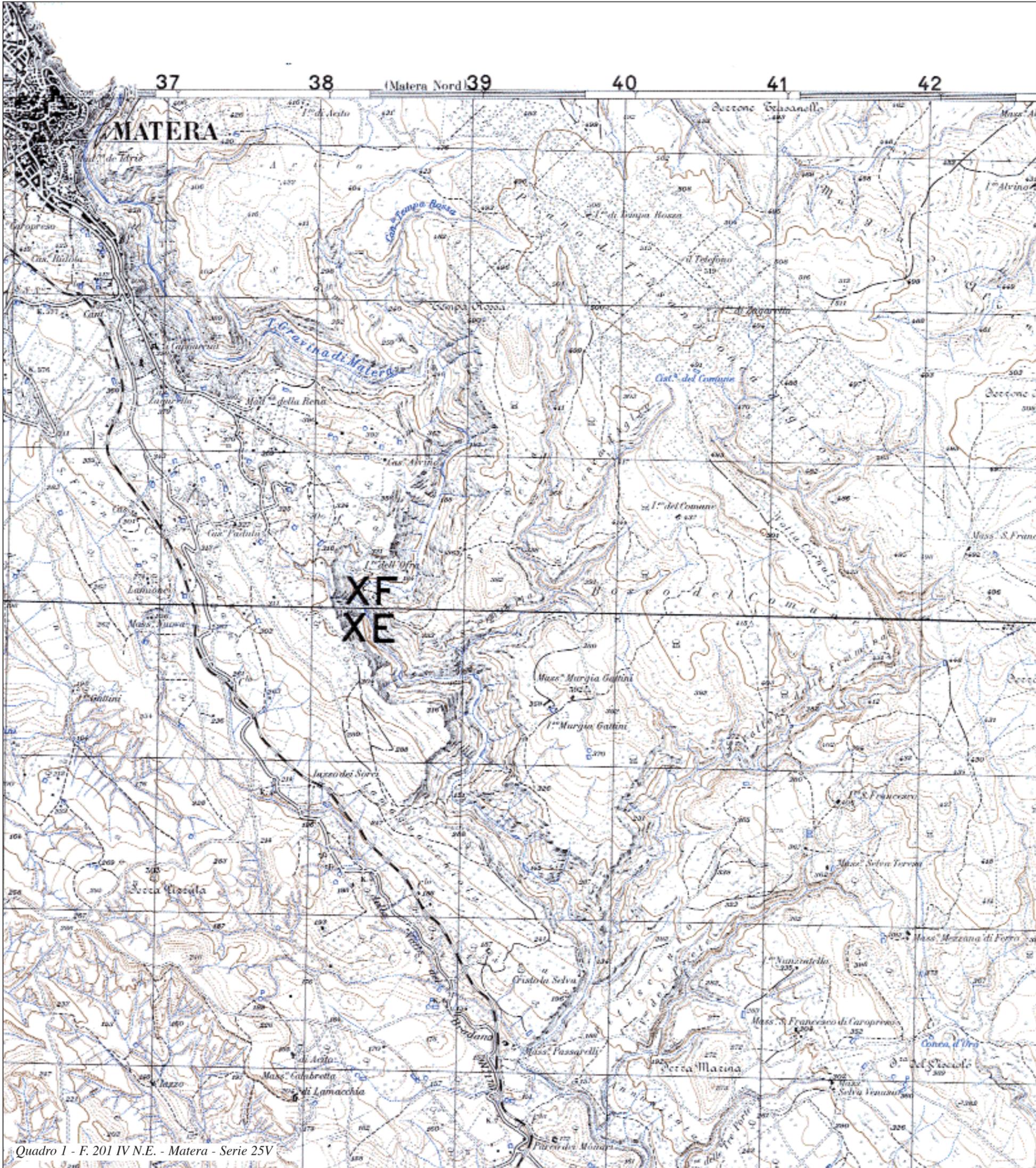
Un esempio di reticolo a traliccio su pieghe assai classico per il territorio italiano è illustrato dal **quadro 3**, relativo ad un settore dell'Appennino umbro.



# 49. Reticoli e fratture

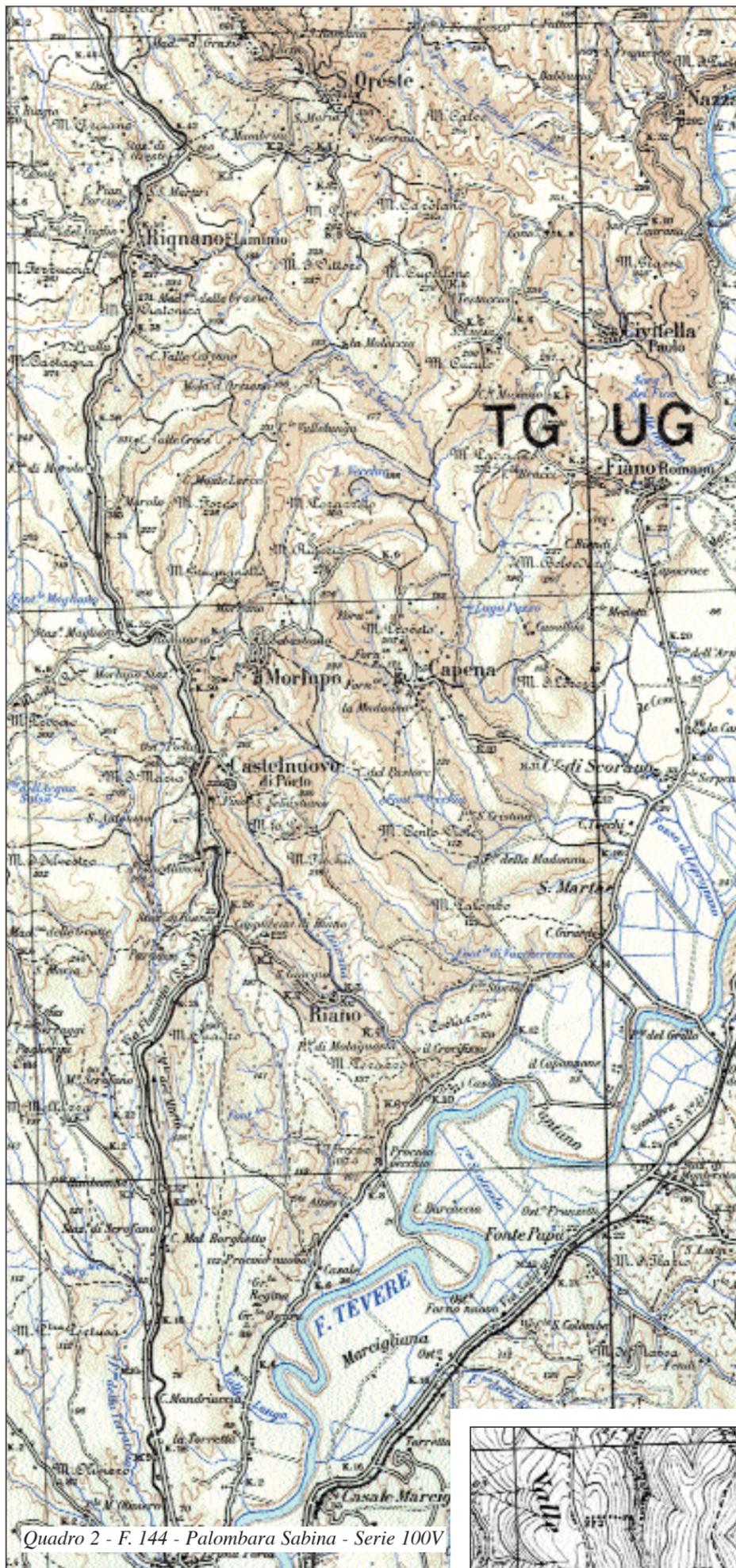
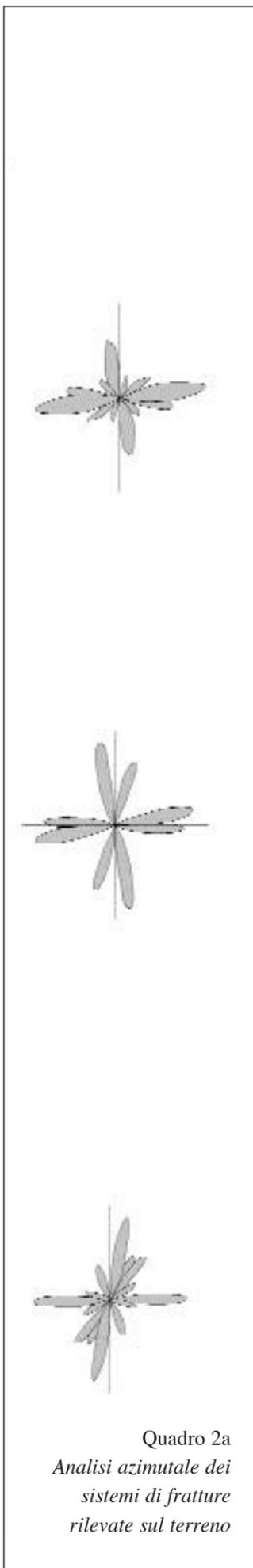
PAOLA FREDI

Università degli Studi di Roma «La Sapienza»



I reticoli idrografici, cioè l'insieme di un corso d'acqua principale e di tutti quelli secondari che vi sfociano, assumono aspetti molto vari a seconda della disposizione spaziale delle diverse aste fluviali. In assenza di controlli legati alla struttura geologica – cioè alla natura delle rocce affioranti, alla loro giacitura ed all'eventuale presenza di fratture o faglie – i corsi d'acqua si dispongono in modo casuale, dando origine a reticoli detti «dendritici» (cfr. tavola 47. «Reticoli dendritici»).

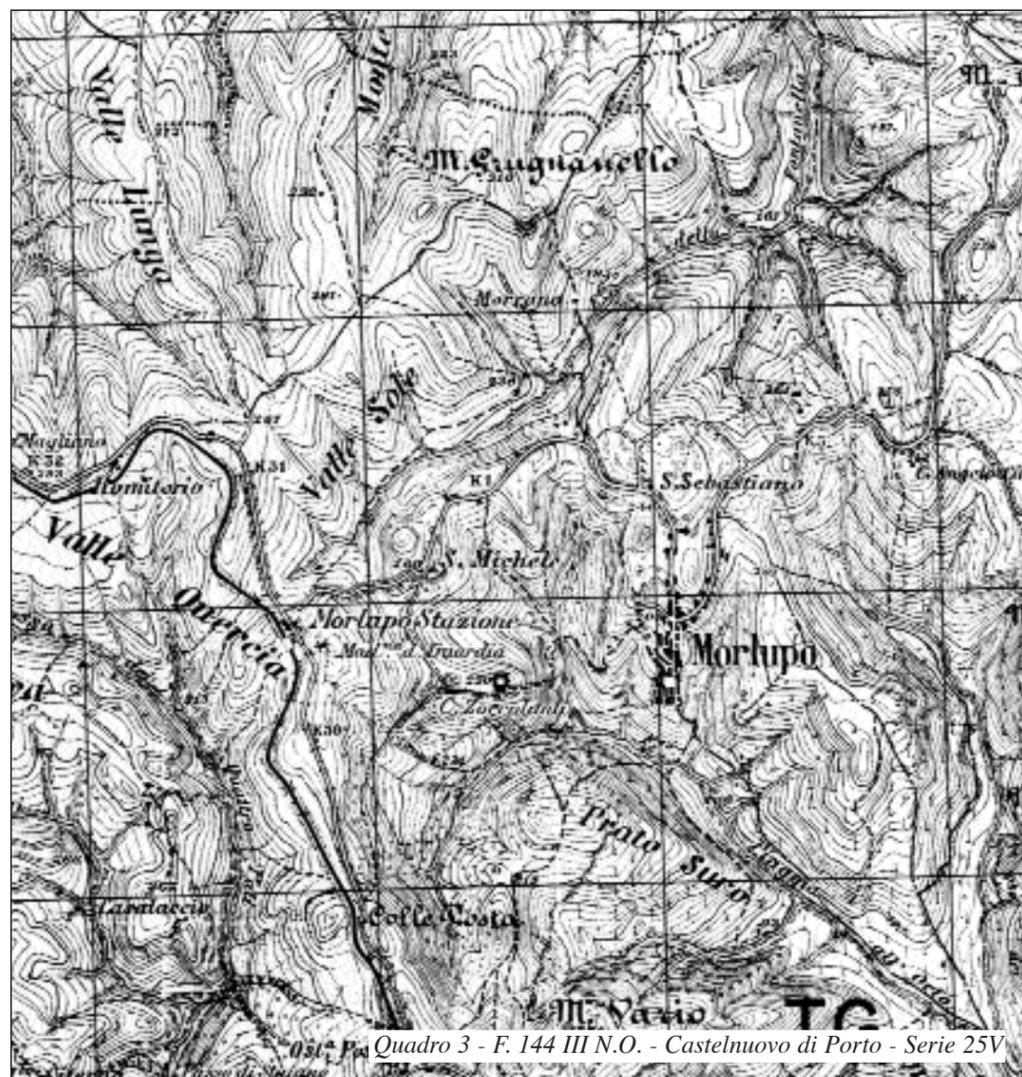
La presenza di elementi tettonici lineari, quali fratture o faglie (cioè fratture con spostamento reciproco dei due blocchi rocciosi adiacenti) determina l'esistenza di zone a minor resistenza, sulle quali i corsi d'acqua si sviluppano progressivamente con facilità. Si creano così direzioni preferenziali di scorrimento che coincidono, ovviamente, con le direzioni degli elementi tettonici presenti. Come conseguenza del controllo esercitato da sistemi di faglie o fratture, l'insieme dei corsi d'acqua si dispone secondo parti-



rimento coincidenti con elementi tettonici lineari. Il rilevamento geologico eseguito direttamente sul terreno ha messo in luce l'esistenza di fratture che seguono prevalentemente le direzioni EO e NS, come evidenziato dai tre grafici del **quadro 2a** che riporta i risultati dell'analisi statistica degli azimut delle fratture rilevate (CICCACCI *et al.*, 1986). Un attento esame della carta topografica permette di individuare corsi d'acqua analogamente orientati, il cui decorso mal si inquadra nell'andamento generale della rete idrografica.

Ad esempio il fosso di S. Martino assume, a sud dell'abitato di Rignano Flaminio, un decorso in senso N-S che risulta parallelo a quello del fiume Tevere, nella cui piana giunge, dopo aver subito, a sud-est di Capena, due brusche deviazioni in direzione O-E. Altrettanto significativa è la situazione del fosso della Torraccia, affluente di sinistra del fiume Tevere, che scorre nel settore occidentale dello stralcio rappresentato, sempre mantenendo un decorso N-S e per di più all'interno di una valle stretta e fortemente asimmetrica, come è tipico dei corsi d'acqua controllati dalla tettonica.

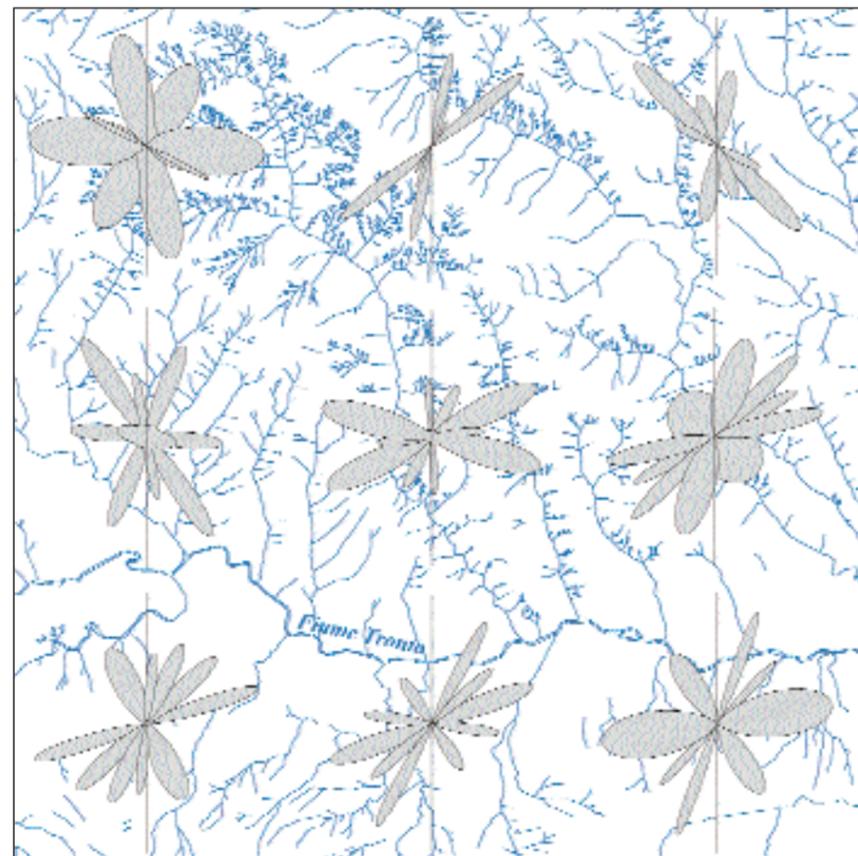
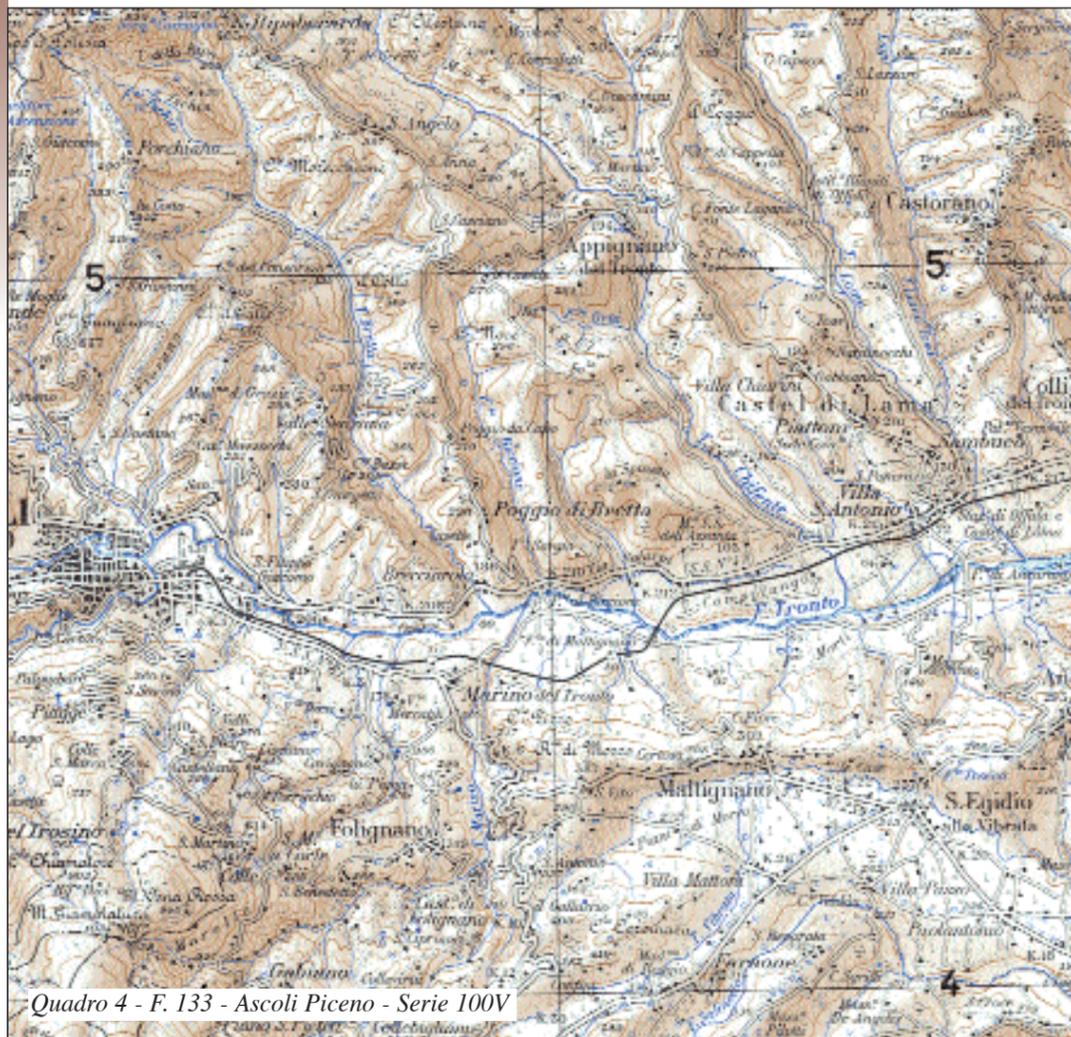
Se è vero che le reti di drenaggio tendono ad impostarsi seguendo le direzioni di fratture e faglie già esistenti, è anche vero che un reticolo idrografico già sviluppato può subire profonde modifiche a seguito dell'attivazione di un nuovo elemento tettonico, individuabile proprio dallo studio della geometria assunta dalla rete idrografica. È questo il caso del reticolo idrografico che fa capo al fosso della Fontanella, rappresentato nel **quadro 3**. Nel suo tratto iniziale questo corso d'acqua defluisce secondo la direzione SO-NE, che mal si inquadra nell'andamento generale della rete idrografica adiacente. Esso, inoltre, scorre con andamento rettilineo in una valle a spiccata asimmetria: il versante sinistro, corrispondente alla zona di valle Sole, è più esteso e meno acclive di quello destro ed appare solcato da numerosi affluenti, che mancano, invece, sul versante destro. A SE dello spartiacque destro (coincidente approssimativamente con la strada che conduce a Morlupo) è presente una serie di corsi d'acqua, allineati con gli affluenti di sinistra del fosso della Fontanella, che scorrono nell'insieme verso SE per poi confluire nel fosso Piaggia all'Orto. Questo allineamento lascia pensare che, in una fase evolutiva precedente all'attuale, la rete idrografica del suddet-



colari geometrie, dando origine, nei casi più evidenti, a «reticoli paralleli» e «reticoli rettangolari»; nel primo tipo si ha una sola direzione preferenziale di scorrimento, mentre nel secondo caso le direzioni preferenziali sono due e a 90° tra loro.

Un esempio eclatante di reticolo rettangolare è quello rappresentato nel **quadro 1**. Tutta l'area a NE della linea ferroviaria appare solcata da una serie di corsi d'acqua le cui valli si dispongono prevalentemente secondo le due orientazioni NO-SE e NE-SO. Inoltre improvvise variazioni di direzione si osservano anche nell'ambito della valle di uno stesso corso d'acqua, come è chiaramente evidente per il vallone della Femmina (nella parte più orientale dello stralcio) che, dopo un iniziale decorso NO-SE, devia bruscamente in direzione NE-SO. Questo particolare andamento della rete idrografica riflette il marcato controllo tettonico esercitato da due sistemi di faglie, orientati secondo le direzioni suddette. È facile intuire che l'area a SO della linea ferroviaria non risente di questo condizionamento. Essa, infatti, è interessata da una fitta rete di corsi d'acqua che non presentano direzioni preferenziali di scorrimento e che, per la loro elevata densità, sembrano suggerire piuttosto un controllo di tipo litologico, esercitato da rocce prevalentemente impermeabili (cfr. tavola 50. «Reticoli idrografici: densità di drenaggio e litotipi»).

Nell'area rappresentata nel **quadro 2** il condizionamento tettonico è meno evidente di quello precedentemente illustrato; tuttavia anche in questa area la rete idrografica tende ad assumere alcune direzioni di scor-



Quadro 4a - Analisi azimutale della rete idrografica presente nello stralcio del Foglio 133. I diagrammi evidenziano le variazioni areali delle orientazioni dei canali fluviali

to canale fluviale fosse più estesa, tanto da comprendere anche gli attuali affluenti di sinistra del fosso della Fontanella. In una fase successiva si sarebbe attivato un elemento tettonico, orientato in direzione SO-NE, lungo il quale si sarebbe impostato con facilità il tratto analogamente orientato del fosso della Fontanella; quest'ultimo, d'altra parte, per la sua direzione di scorrimento non congruente con le pendenze locali e per la sua valle asimmetrica, mostra forti indizi di controllo tettonico. Tale nuova via di drenaggio, quindi, avrebbe privato la rete idrografica del fosso Piaggia all'Orto dei segmenti fluviali della zona di valle Sole (CICCACCI *et al.*, 1988).

Poiché, come appare ormai evidente, i corsi d'acqua tendono a ricalcare nel loro decorso le direzioni degli elementi tettonici, è possibile, laddove le informazioni geologiche siano scarse o addirittura mancanti, individuare l'esistenza di eventuali fratture o faglie proprio analizzando le direzioni preferenziali di scorrimento dei canali fluviali.

Il **quadro 4** rappresenta un'area dove affiorano prevalentemente rocce argillose o a forte componente argillosa, che, essendo facilmente erodibili, non conservano facilmente le tracce delle fratture o delle faglie. È proprio in

aree come questa che l'analisi delle direzioni preferenziali dei corsi d'acqua si presenta particolarmente idonea all'individuazione di elementi tettonici (LUPIA PALMIERI *et al.*, 1995).

Nel **quadro 4a** è riportato il reticolo idrografico dell'area considerata, al quale sono sovrapposti alcuni diagrammi che mostrano, per nove diversi settori, i risultati dell'analisi statistica relativa agli azimut dei segmenti fluviali rettilinei. Ciascun picco rappresenta una direzione di scorrimento; quelli più lunghi e più stretti indicano che molti segmenti rettilinei dei corsi d'acqua presentano un azimut assai simile e quindi suggeriscono direzioni preferenziali di scorrimento, non sempre desumibili da un semplice esame d'insieme dell'idrografia. Analizzando i risultati ottenuti per i nove settori in cui è stato suddiviso il reticolo idrografico, è possibile ipotizzare che le direzioni di scorrimento NO-SE, NE-SO e NS siano influenzate da sistemi di fratture o faglie che hanno controllato l'impostazione e lo sviluppo dei corsi d'acqua in modo differenziato nei diversi settori.

## BIBLIOGRAFIA

CICCACCI S., FREDI P., LUPIA PALMIERI E., SALVINI F., "An approach to the quantitative analysis of the relations between drainage pattern and fracture trend", in *International Geomorphology*, Chichester, John Wiley & Sons Ltd, 1986, pp. 49-68.  
CICCACCI S., DE RITA D., FREDI P., "Geomorfologia quantitativa e morfotettonica dell'area di Morlupo - Castelnuovo di Porto nei Monti Sabatini (Lazio)", *Geografia*

*Fisica e Dinamica Quaternaria*, Suppl. I, 1988, pp. 197-206.

LUPIA PALMIERI E., CICCACCI S., CIVITELLI G., CORDA L., D'ALESSANDRO L., DEL MONTE M., FREDI P., PUGLIESE F., "Geomorfologia quantitativa e Morfodinamica del territorio abruzzese. I - Il bacino idrografico del Fiume Sinello", *Geografia Fisica e Dinam. Quaternaria*, 18, 1995, pp. 31-46.

# 50. Reticoli idrografici: densità di drenaggio e litotipi

CARLO BARTOLINI

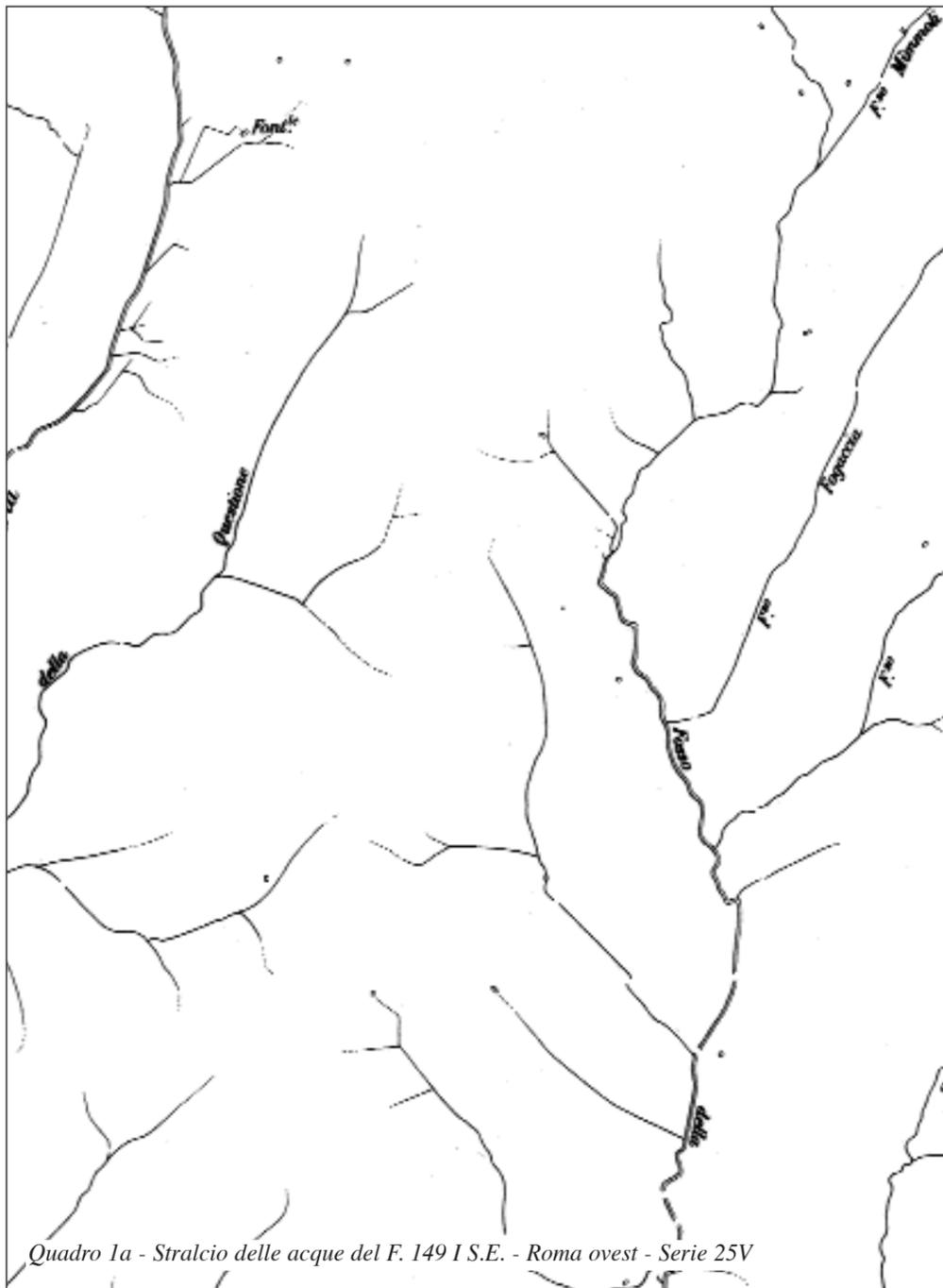
Università degli Studi di Firenze

Il concetto di «densità del reticolo» risale al 1900, quando fu definito da Neumann come «il quoziente fra la lunghezza complessiva dei corsi d'acqua del bacino considerato e l'area del medesimo». Lo sviluppo complessivo dei corsi d'acqua rappresentati in una carta topografica, anche a parità di scala, dipende dalla soggettività del cartografo. Nice (1948) cita in proposito il caso del Foglio 321 dell'*Atlante topografico della Svizzera* che, nell'edizione del 1884, riporta un reticolo di complessivi 44,1 km che, nell'edizione successiva (1927), salì a ben 87,5 km. A questo inconveniente si può in buona parte ovviare misurando lo sviluppo complessivo delle depressioni vallive (un carattere oggettivo che dipende solo dalla scala della carta) piuttosto che lo sviluppo dei corsi d'acqua, dipendente invece in larga misura da una scelta del cartografo. È dunque opportuno che la densità del reticolo sia considerata un parametro morfometrico, che ha uno stretto legame con l'idrologia attuale, ma non si identifica con questa, in quanto può anche risentire dell'effetto di processi di modellamento non più attivi. Si vedano a questo proposito i **quadri 1 e 1a**: le vallecole sono numerose, ma non altrettanto i corsi d'acqua, che non sono stati riportati in ragione del loro regime sporadico.

Sulla base degli studi specifici condotti nell'arco di un secolo, i fattori che controllano la densità del reticolo, in ordine di importanza, sono la permeabilità delle rocce, la pendenza, il regime pluviometrico, la consistenza del regolite e/o del suolo e le caratteristiche della copertura vegetale, se presente. Sulla maggiore influenza dei primi due parametri rispetto al terzo (la piovosità) concorda anche Marinelli (1922) nel testo della tavola 25, «Colline d'erosione». Riguardo invece all'importanza relativa dei due principali parametri, vi sono casi in cui il fattore «energia del rilievo» predomina rispetto al fattore «litologia», come si vede nel **quadro 2**: al passaggio, in corrispondenza del meridiano di Melissa, dalle arenarie e dai conglomerati alle sovrastanti argille, affioranti in



Quadro 1 - F. 149 I S.E. - Roma ovest - Serie 25V



Quadro 1a - Stralcio delle acque del F. 149 I S.E. - Roma ovest - Serie 25V

tutto il settore orientale dello stralcio, l'energia del rilievo diminuisce bruscamente e con essa la densità del reticolo a dispetto della maggiore impermeabilità.

Poiché le pendenze, ovvero l'energia del rilievo, possono essere esattamente apprezzate su una carta topografica e, d'altra parte, gli altri fattori possono essere sommariamente valutati almeno in termini relativi, si può giungere, con un po' di esperienza, ad una stima della permeabilità delle rocce affioranti in un'area di cui si possiede una buona rappresentazione cartografica.

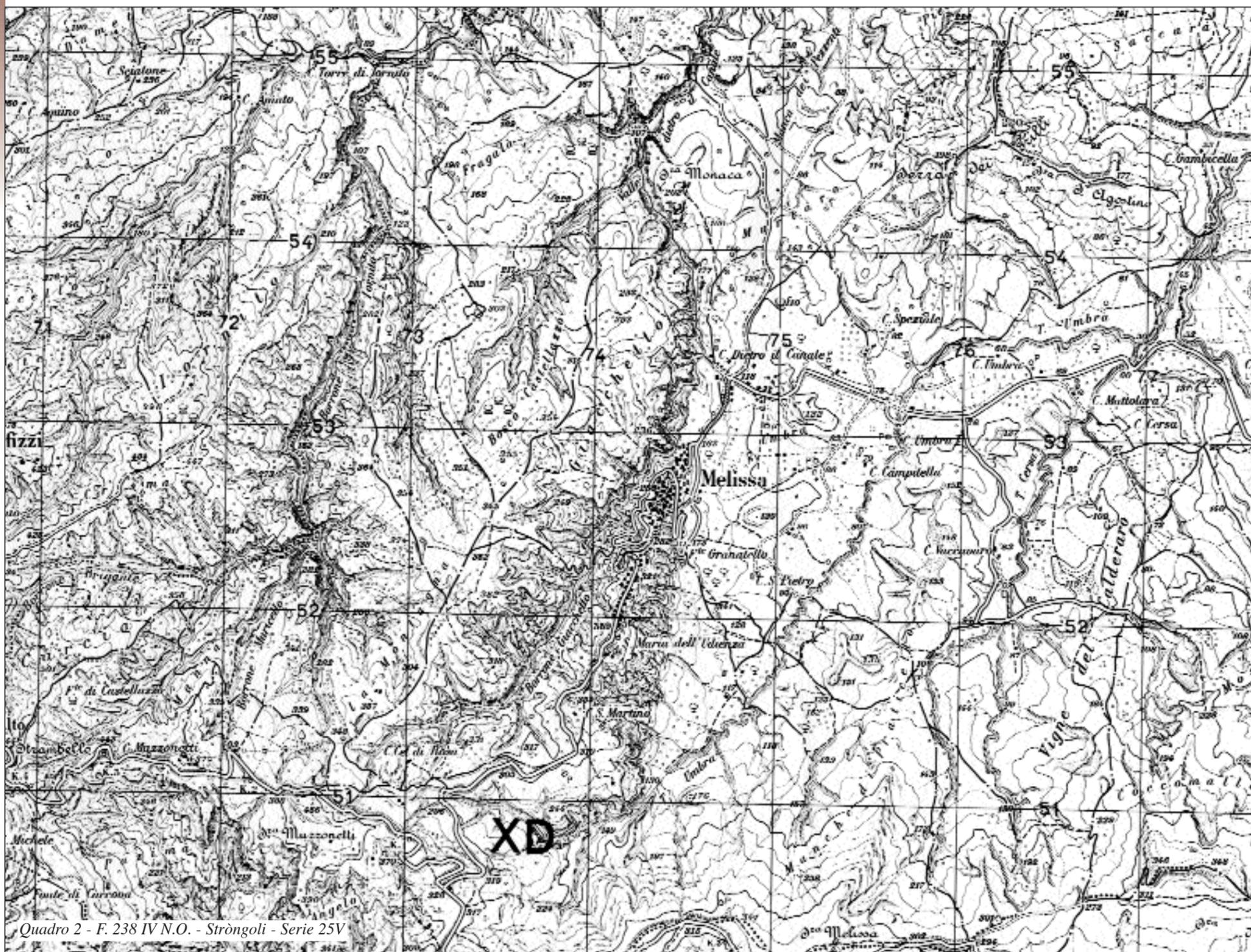
Le aree carsiche hanno generalmente un'idrografia (a scala regionale) assai poco sviluppata, salvo i casi in cui essa si sia impostata precedentemente su rocce impermeabili che ricoprivano quelle carsificabili (idrografia ereditata).

Nei **quadri 3 e 3a** affiorano rocce calcaree a struttura sub-tabulare: si tratta dei «calcarei di scogliera del Malm». L'area si presenta caratterizzata da apprezzabili differenze della densità del reticolo che è limitato alle fasce corrispondenti a scarpate degradate ed è pressoché assente nelle aree sommitali. Data la sostanziale omogeneità litologica, le differenze di densità del reticolo dipendono esclusivamente dal fattore «pendenza». Situazioni analoghe sono quelle riportate da Marinelli (1922):

- tavola 1 - quadro 16, che si riferisce all'altopiano di Colfiorito ed al suo margine occidentale prospiciente all'abitato di Norcia;
- tavola 1 - quadro 17, che si riferisce al margine bradanico dell'altopiano delle Murge.
- tavola 3 - quadro 18, che si riferisce al margine occidentale dell'altopiano di Asiago.

Un altro esempio di altopiano carsico privo di drenaggio è quello raffigurato nel **quadro 4**.

Una situazione sostanzialmente opposta a quella dei rilievi carsici si ha



Quadro 2 - F. 238 IV N.O. - Ströngoli - Serie 25V

nelle zone di affioramento delle argille. Qui l'infiltrazione è praticamente assente e, clima permettendo, il modellamento del paesaggio è quasi interamente operato dalle acque di ruscellamento. In condizioni di sufficiente energia del rilievo, dovuta ad esempio ad un recente abbassamento del livello di base (cfr. a questo proposito Marinelli, 1922, tavola 23, Colonna IV), le acque di ruscellamento scavano una fitta rete di solchi e rivoli ad alto grado di gerarchizzazione.

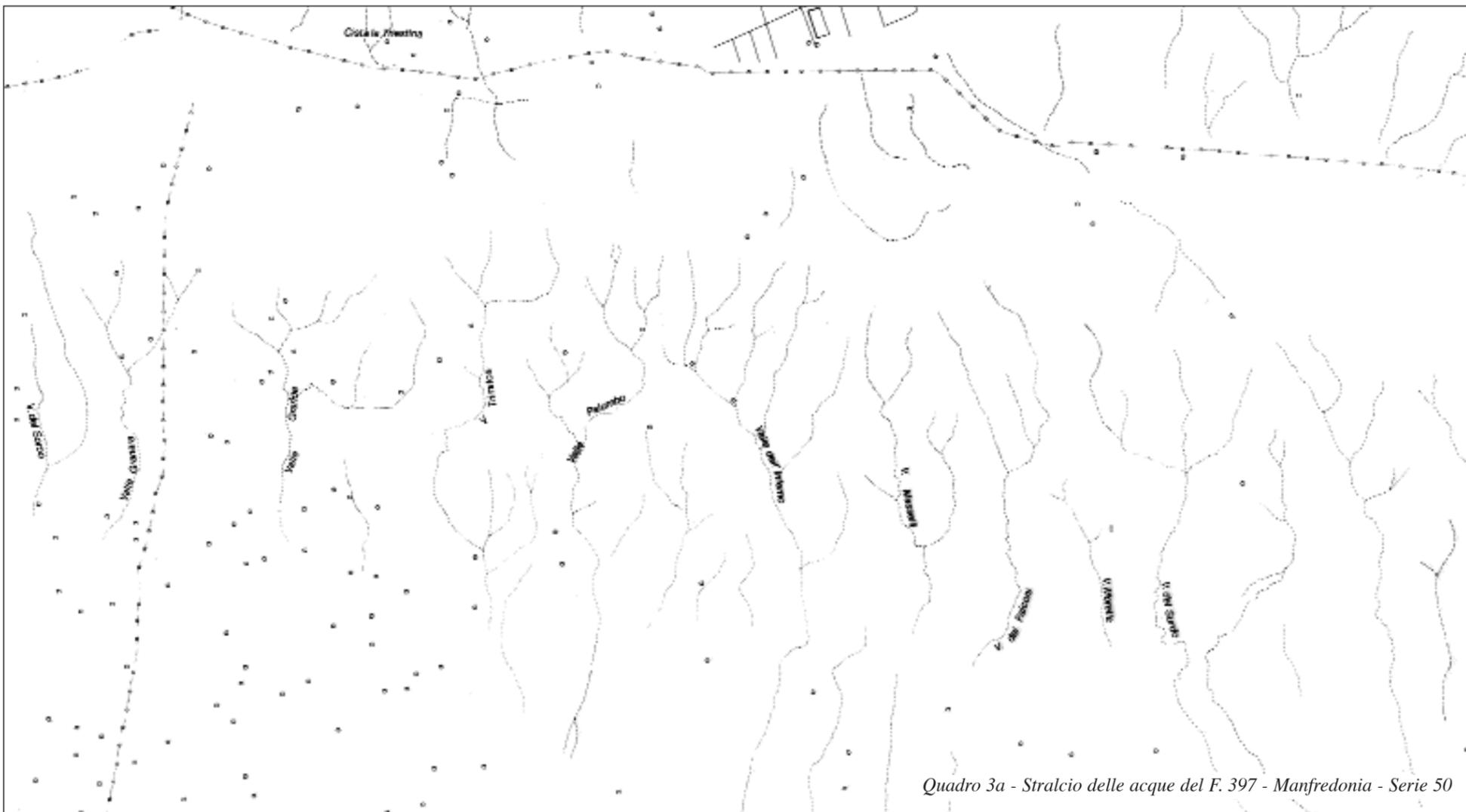
Il paesaggio che ne deriva è quello dei «calanchi», ove i versanti di mode-

sti rilievi sono fittamente incisi da solchi di ruscellamento molto approfonditi rispetto alle creste che li dividono.

Perché i calanchi si conservino, è necessario che i versanti evolvano con un processo di arretramento parallelo. Ciò succede solo se alla sommità delle argille esiste un livello con minore erodibilità, che può essere costituito da sabbie leggermente cementate o da argille indurite da croste di sali lasciati dai continui cicli di essiccamento-imbibizione. Un importante fattore iniziatore è svol-



Quadro 3 - F. 397 - Manfredonia - Serie 50



Quadro 3a - Stralcio delle acque del F. 397 - Manfredonia - Serie 50



Quadro 4 - Stralcio F. 177 III N.O. - Riuvo di Puglia - Serie 25V

to da movimenti gravitativi, che permettono la formazione di ripide scarpate sulle quali ha inizio il processo di erosione lineare che porta allo sviluppo dei calanchi.

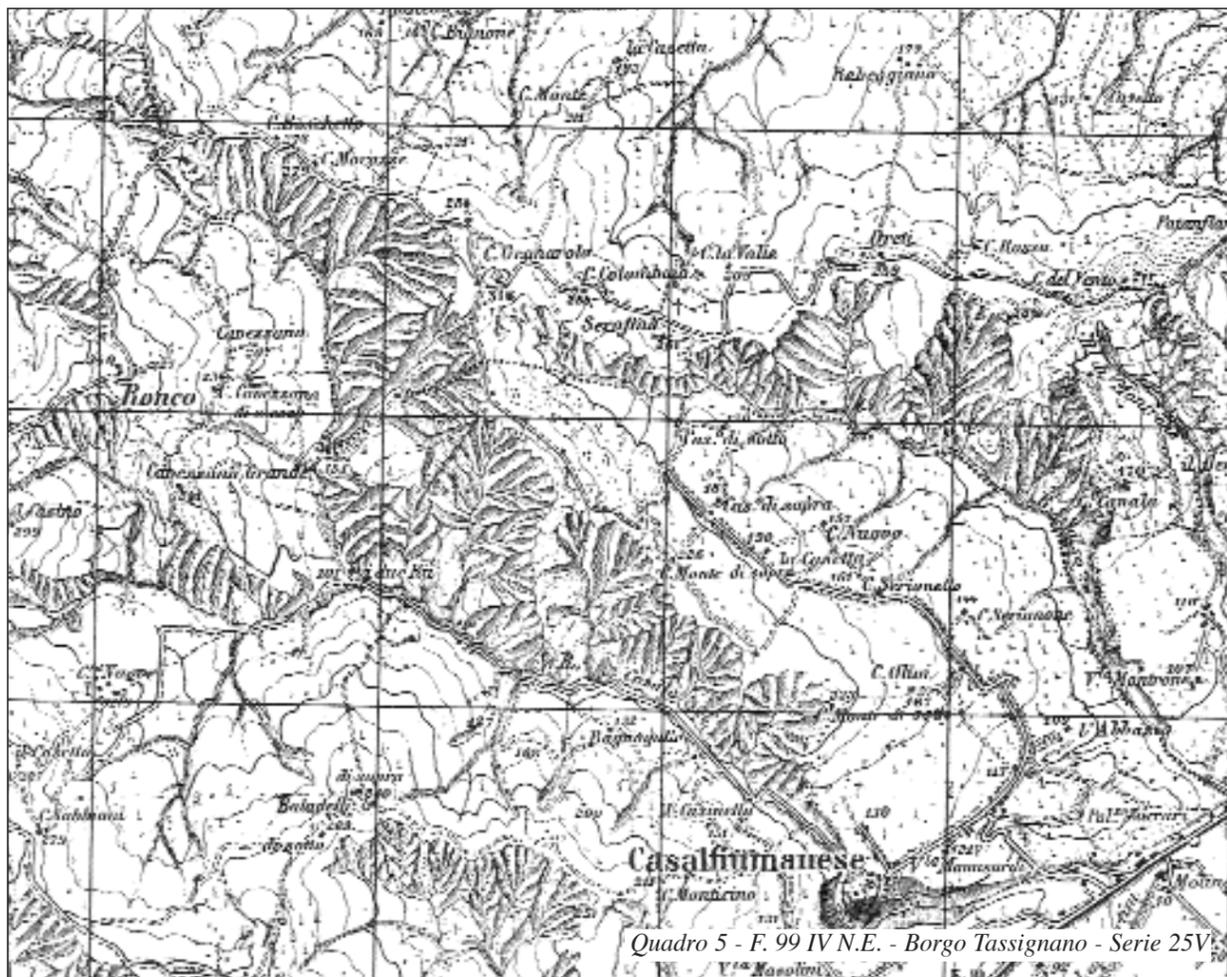
I paesaggi caratterizzati dalla presenza dei calanchi sono caratterizzati da argille poco diagenizzate. In Italia sono soprattutto diffusi sulle argille marine plioceniche del pedeappennino padano-adriatico, delle «Crete Senesi» e nei terreni alloctoni delle «Falde Sicilidi» in Basilicata.

Il **quadro 5**, che ripropone parte del quadro 1 di Marinelli (1922), ne è un tipico esempio. Conformemente a quanto precedentemente indicato a

proposito della correlazione esistente fra sviluppo di calanchi e sollevamento in corso (ovvero abbassamento del livello di base locale), i meandri incassati del medio corso del fiume Santerno, sviluppatosi nonostante l'elevata erodibilità dei terreni affioranti, provano che l'area è in sollevamento, come molteplici dati geologici confermano.

#### BIBLIOGRAFIA

- BARTOLINI C., PECCERILLO A., *I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di geomorfologia strutturale*, II Ed., Bologna, Pitagora Editrice, 2002.
- NEUMANN L., "Die Dichte des Flussnetzes im Schwarzwalde", *Gerland's Beitr. Z. Geophysik*, IV (3), 1900, pp. 219-240.
- NICE B., "La fittezza del reticolato idrografico nell'Appennino toscano-emiliano", *Pubblicazione, Istituto di Geografia*, Università di Firenze, 2, 1948, pp. 1-49.

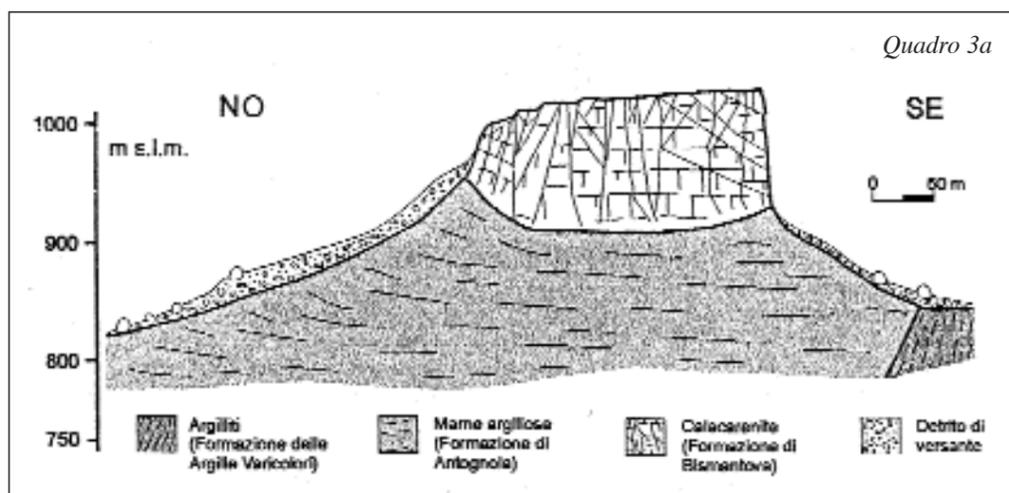
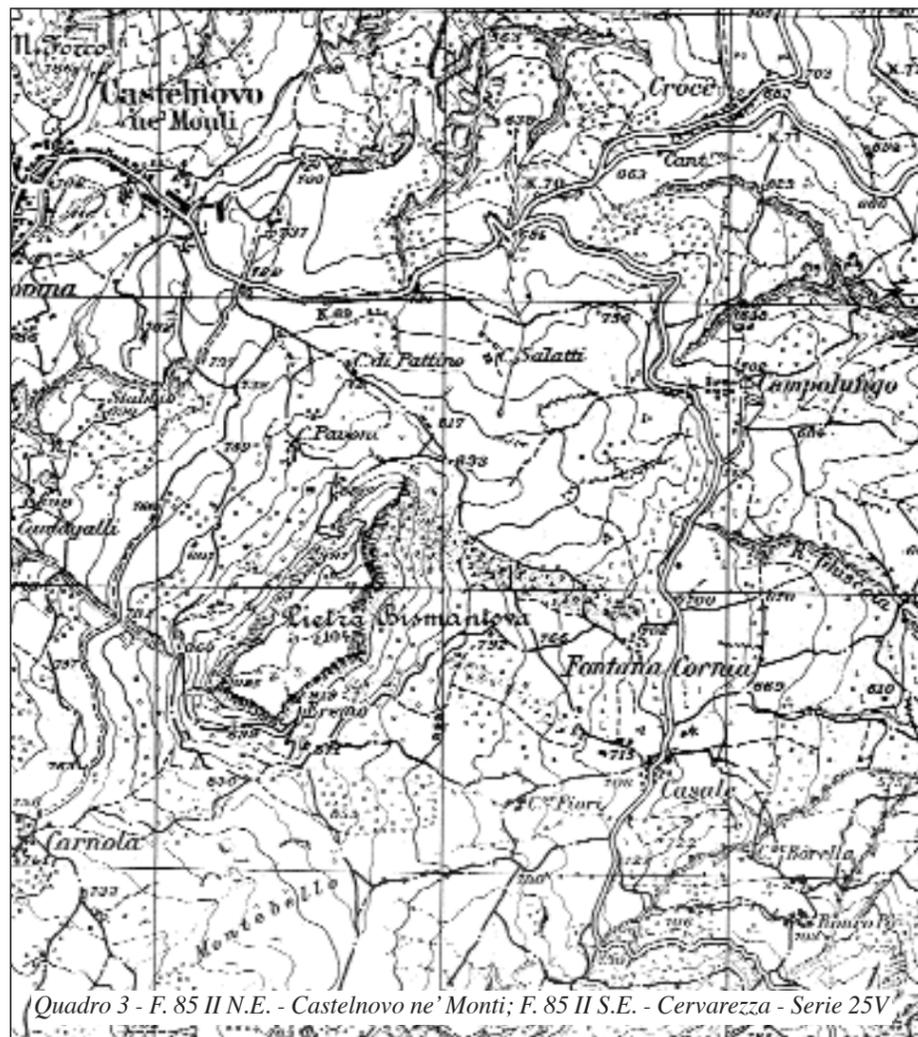
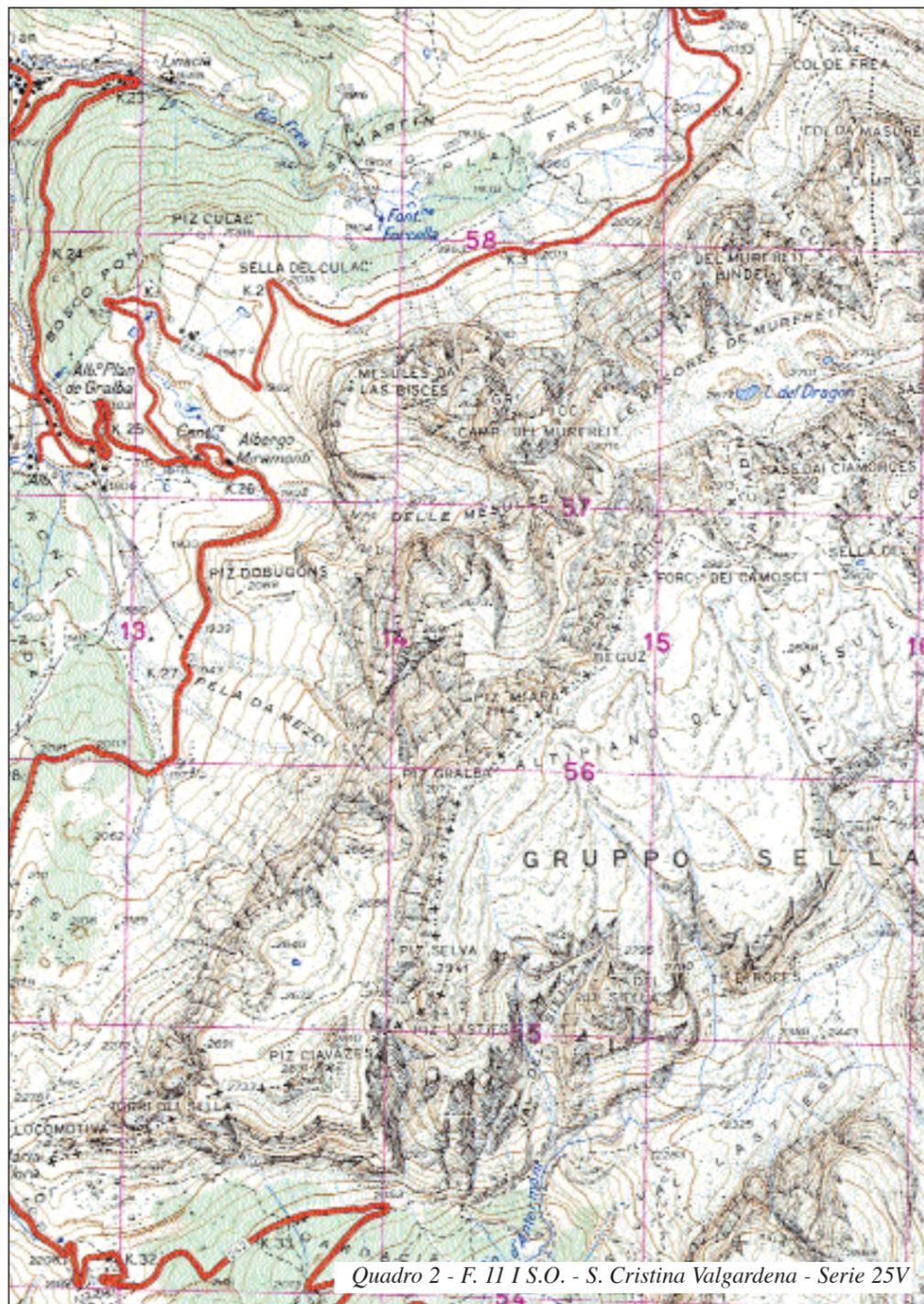


Quadro 5 - F. 99 IV N.E. - Borgo Tassignano - Serie 25V

# 51. Forme di erosione selettiva

ADRIANO RIBOLINI

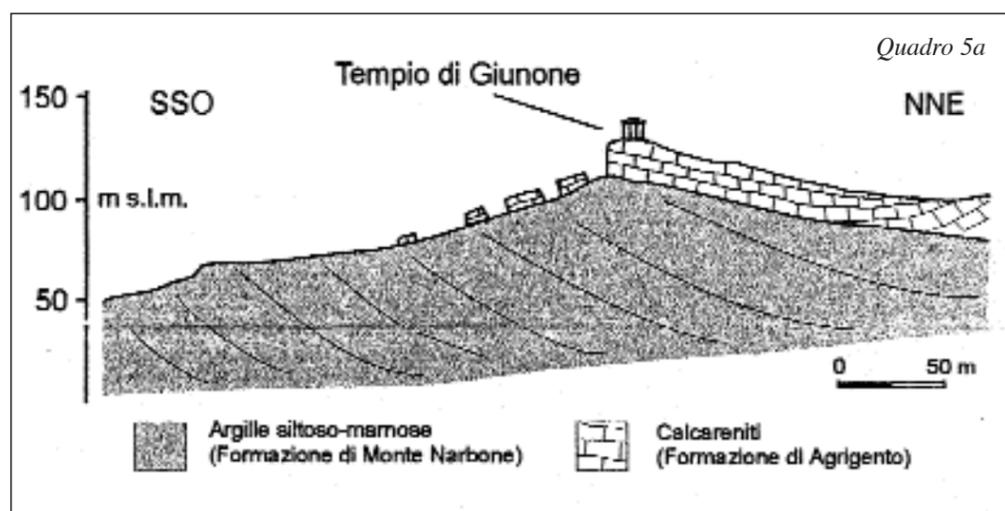
Università degli Studi di Pisa



Con «erosione selettiva», o «morfoselezione», si intende la diversa efficacia dei processi erosivi subaerei, causata dalla variabilità delle proprietà fisico-meccaniche e chimiche delle rocce. In geomorfologia, col termine «struttura» si identificano l'insieme delle proprietà fisico-meccaniche e chimiche delle rocce, la giacitura e lo stato di fratturazione delle masse rocciose. L'erosione selettiva riguarda quindi il ruolo passivo della struttura geologica nei confronti delle forze esogene, che vengono subite in maniera disomogenea e preferenzialmente lungo gli orizzonti di maggior debolezza. La classificazione delle rocce in «resistenti», «poco resistenti all'erosione» o «facilmente erodibili» è quindi una cosa abbastanza complessa che prevede una raccolta di dati litologici, strutturali e meccanici piuttosto ampia. Inoltre è necessario considerare anche che rocce identiche, ma collocate in ambienti climatici diversi, possono generare una diversa risposta all'azione di processi subaerei, in quanto le condizioni di temperatura, precipitazioni e

copertura vegetale ne limitano o ne accrescono la capacità erosiva. La grande varietà litologica e la complessità tettonica del territorio italiano ha offerto alla selettività dell'erosione la possibilità di generare forme del rilievo di dimensioni molto variabili, di una scala che può andare dalla decimetrica fino alla chilometrica.

Nell'Appennino ligure-emiliano estesi affioramenti di rocce ofiolitiche (basalti, gabbri e ultramafiti) spesso emergono dalle arenarie e dalle argilliti dei complessi di base, formando le più elevate culminazioni topografiche. Nell'alta val di Taro l'effetto dell'erosione selettiva ha fatto sì che quasi tutti i rilievi sommitali (monti Penna, Groppo e Groppetto: **quadro 1**) risultino costituiti da ofioliti, più compatte e meno erodibili delle formazioni arenacee ed argillitiche sui cui poggiano. Il progressivo arretramento dell'erosione nelle sottostanti formazioni tende a generare pareti ofiolitiche sempre più estese e ripide. I fianchi montuosi tendono a riacquistare un «equilibrio



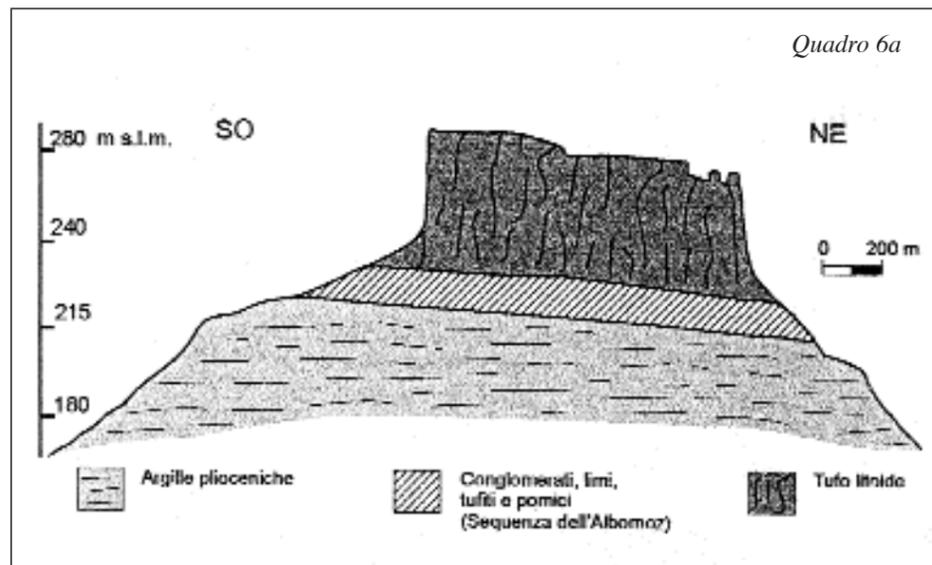
morfologico» evolvendosi tramite movimenti di massa anche molto estesi e deformazioni gravitative profonde di versante.

Nelle rocce stratificate il tipo e la forma delle morfosculture dipende molto dalla disposizione degli strati e del contatto fra le singole formazioni. Un versante composto da rocce con una diversa resistenza all'erosione in genere è modellato in gradini che assumono forma regolare, se le giaciture degli strati sono sub-orizzontali o se vi è un'interposizione orizzontale di un livello roccioso meno coerente all'interno di rocce più compatte. Si generano in questo caso versanti a gradinata con ripiani di denudazione selettiva. Le Dolomiti offrono i casi più noti di morfoselezione in rocce stratificate sovrapposte sub-orizzontalmente. Il celebre gruppo del Sella (**quadro 2**) è costituito da pareti verticali in rocce resistenti (*crone*), alternate a «cenge» meno inclinate, generalmente ricoperte di detriti, in rocce più facilmente erodibili. La cengia principale percorre tutto il perimetro del Sella con una larghezza pressoché costante per una lunghezza di circa 23 km. Nel **quadro 2** si osserva la sua parte occidentale che, dall'area delle Torri del Sella e del Piz Ciavazes, si estende a nord fino alle Masores de Murfreit. Essa si sviluppa all'interno delle erodibili rocce marnose ed argillose della

«Formazione di Raibl», interposta fra la soprastante «Dolomia Principale» (a stratificazione orizzontale) e la sottostante «Dolomia Cassiana».

In una successione di formazioni rocciose litologicamente non omogenee e con la bancata superiore più resistente e stratificata orizzontalmente, l'erosione differenziale può generare un rilievo tabulare con una superficie sommitale pressoché pianeggiante. Anche in questo caso, la progressiva verticalizzazione delle pareti dei rilievi e lo scalzamento alla base nelle sottostanti rocce più erodibili causa problemi di stabilità, con frane e crolli di ampi settori di versante. «Vassi in San Leo e discendesi in Noli, / montasi su in Bismantova 'n Cacume / con esso i piè; ma qui convien ch'om voli»: così ne parla già Dante Alighieri nel IV canto del Purgatorio (vv. 25-27). In effetti la Pietra di Bismantova (**quadro 3**), nell'Appennino reggiano, è un esempio di erosione differenziale estremamente evidente, con un profilo di forma riconoscibile anche da molto lontano (**quadro 3a**). Si tratta di una placca calcarenitica, estesa circa 185000 m<sup>2</sup>, che si eleva con pareti verticali alte fino a 150 m dalle sottostanti formazioni argillitiche, arenacee e marnose delle «Unità liguri» ed «epiliguri». I processi esogeni hanno facilmente aggredito le formazioni argillitico-arenacee, mentre lembi di rocce calcarenitiche hanno offerto una maggiore resistenza all'erosione, costituendo rilievi isolati nel paesaggio. Lo stato di fratturazione della compatta placca calcarenitica a stratificazione sub-orizzontale soprastante ed il fatto che essa per buona parte poggi su un substrato duttile hanno indotto la formazione lungo i fianchi di crolli, ampie frane di scivolamento, deformazioni profonde e di versante.

Nella regioni dell'Ogliastra, della Barbagia e del Sarcidano (Sardegna centro-orientale), la «Formazione di Dorgali», composta da dolomie giurassiche a stratificazione orizzontale, appoggia sulle filladi e quarziti del Paleozoico. I processi erosivi hanno preservato, isolandoli in blocchi, frammenti di questa originaria estesa copertura dolomitica, ed hanno generato altopiani dalla tabularità pressoché perfetta, in sardo «Tacchi» (**quadro 4**). Questi residui dell'erosione possono raggiungere estensioni molto elevate,



come quello di S. Sofia (Barbagia) e di Ulàssai (Ogliastra), di cui nel **quadro 4** si osserva il bordo nord-orientale. La presenza di discontinuità planari (fratture, faglie) condiziona molto le proprietà meccaniche delle rocce. L'erosione, che si sviluppa in maniera preferenziale lungo fratture molto profonde, favorisce la compartimentazione della formazione rocciosa, arrivando fino a separare interi settori di roccia dall'affioramento principale, formando rilievi isolati. È il caso del Bruncu Pranedda, torrione roccioso che domina l'abitato di Ulàssai, separato dal resto del «tacco» dall'erosione lungo sistemi di fratture verticali.

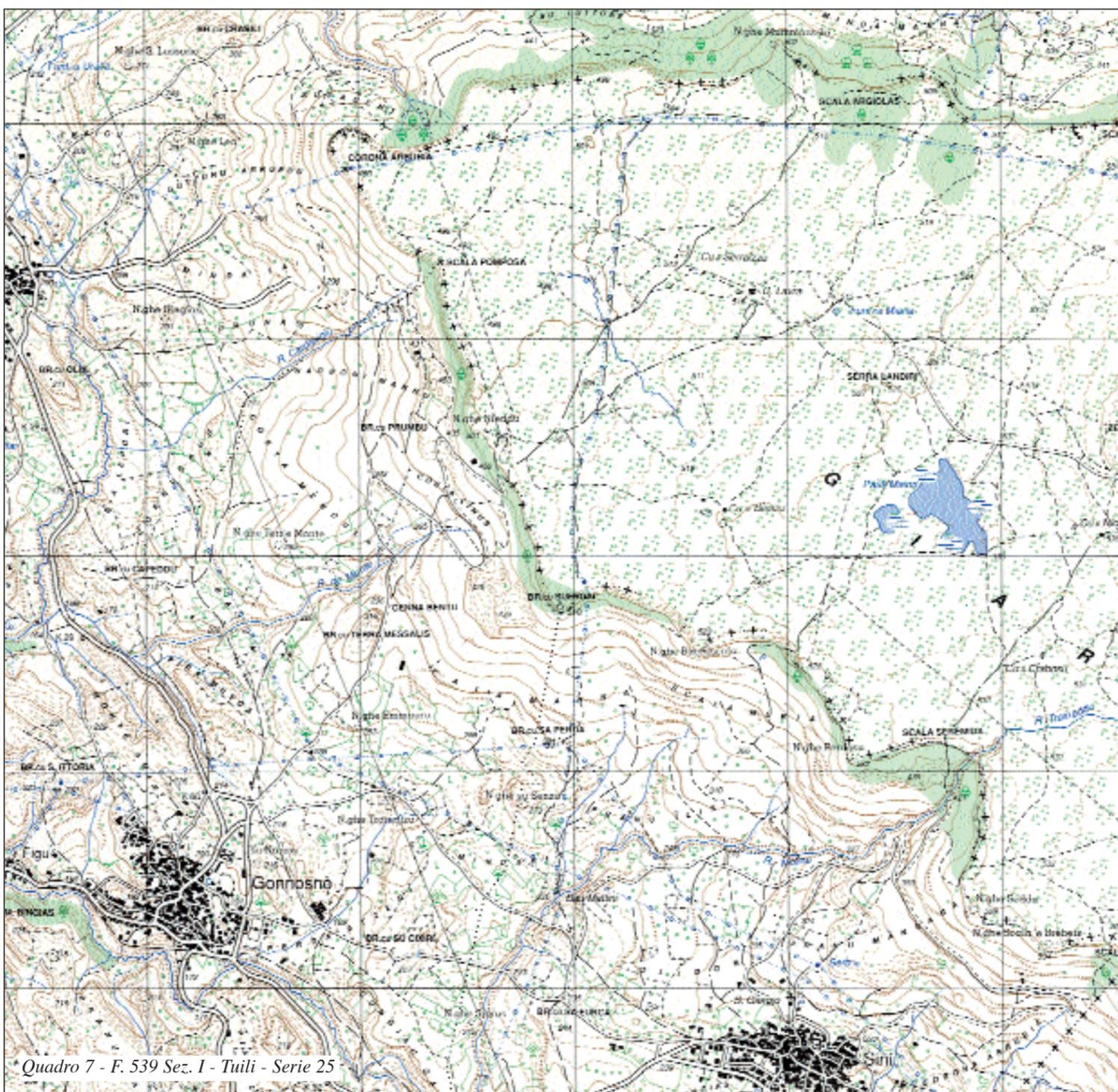
La città di Agrigento e l'adiacente Valle dei Templi poggiano su orizzon-

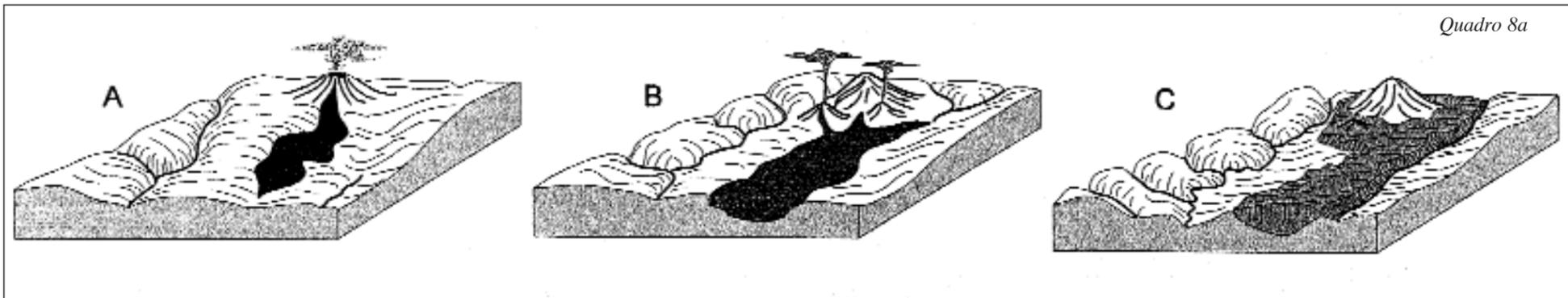
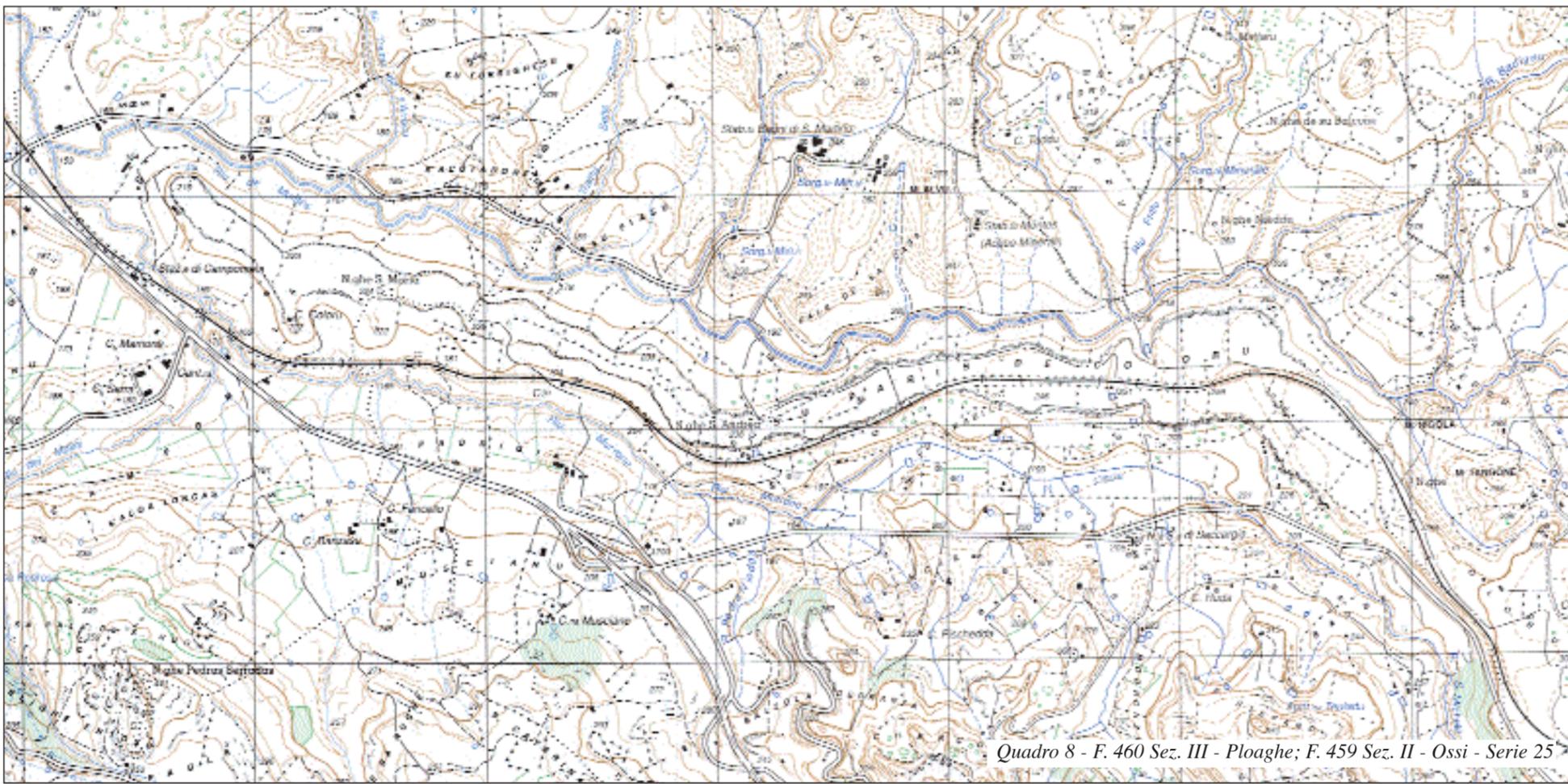
ti calcarenitici del Pleistocene inferiore, molto più resistenti all'erosione delle sottostanti argille siltoso-marnose del Pliocene medio superiore. L'intera successione in realtà non è orizzontale, ma deformata secondo una blanda sinclinale con asse E-O (**quadri 5 e 5a**). La selettività dell'erosione nelle due formazioni a contatto ha portato ad una progressiva verticalizzazione del contatto fra le compatte calcareniti e le argille, più duttili ed erodibili. Le scarpate che si sono formate sono oggetto di numerosi fenomeni di instabilità che hanno determinato l'arretramento dei fronti calcarenitici, fino ad interessare i celebri templi e la stessa città di Agrigento. Per raggiungere la tabularità del rilievo non è comunque sempre necessaria la presenza di formazioni stratificate orizzontalmente. Le rocce vulcaniche effusive dell'Italia centrale e della Sardegna offrono esempi in questo senso. Il colle di Orvieto (monti Vulsini) è un rilievo isolato sub-circolare costituito da una piastra tufacea (tufo litoide a scorie nere) poggiate su argille plioceniche (**quadri 6 e 6a**). La morfoselezione ha generato pareti verticali nei tuffi della parte superiore del rilievo (rupe di Orvieto) e versanti meno inclinati nelle sottostanti argille. Questa sovrapposizione geometrica è anche la causa degli importanti problemi di instabilità dei fianchi della piastra tufacea, da molti anni oggetto di interventi di consolidamento.

Analogamente, il vulcanismo recente della Sardegna ha favorito la formazione di forme del rilievo orizzontali, molto estese e poste ad altezze anche cospicue (fino a più di 730 m s.l.m.), note con il termine sardo di «Giare».

Nel **quadro 7** è illustrata la parte occidentale della Giara di Gesturi, a cavallo fra il Sarcidano e la Marmilla. Queste colate basaltiche del Pliocene-Pleistocene si sono sovrapposte a marne ed arenarie del Miocene, costituendo antiche aree sub-pianneggianti o depresse. Successivamente l'erosione selettiva ha asportato le rocce sedimentarie nelle parti periferiche delle colate, lasciando progressivamente in rilievo le rocce basaltiche, fino a farle diventare le parti più elevate del paesaggio. Si è cioè attuata un'inversione del rilievo. Un altro esempio di questo processo di inversione è rappresentato dalla colata del Su Paris de Coloru (**quadri 8 e 8a**), nei pressi di Ploaghe a sud di Sassari. Mezzo milione di anni fa la lava si è incanalata all'interno di un'antica valle in rocce arenacee del Miocene, sigillandola; successivamente l'erosione fluviale ha agito in maniera differenziale, re incidendo due valli tra i margini della colata ed i versanti (Riu de Montes, Riu Murrone), e lasciando in rilievo quello che era l'antico fondo vallivo.

Fra i processi erosivi subaerei, in un territorio come quello italiano, deve essere sottolineata l'azione del moto ondoso che riesce a disgregare ed erodere con maggiore facilità laddove affiorano rocce meno compatte e facil-





mente alterabili. La costa di Moneglia e Deiva Marina (Liguria di Levante) mostra tratti rettilinei, insenature e promontori (**quadro 9**). Le baie di Moneglia e di Deiva Marina sono scavate nelle rocce prevalentemente argillitiche rispettivamente delle «Formazioni degli Scisti di Val Lavagna» e delle «Argille a Palombini». Molto più resistenti all'erosione marina, le «Arenarie del Gottero» costituiscono i tratti rettilinei di costa a Nord di Punta di Moneglia e tra Punta Rospo ed il Porticciolo. Gabbri compatti costituiscono il promontorio roccioso di Punta della Madonna, l'unico di questo tratto di costa.



#### BIBLIOGRAFIA

BARTOLINI C., *I fattori geologici delle forme del rilievo*, Bologna, Pitagora Editrice, 1992  
 CONTI S., TOSATTI G., "Caratteristiche geologico-strutturali della Pietra di Bismantova e fenomeni franosi connessi (Appennino Reggiano)", *Quaderni di Geologia Applicata*, 1, 1994, pp. 31-49.  
 FIORILLO F., "Analisi di alcune aree instabili nella Valle dei Templi (Agrigento) in

relazione al locale assetto geostrutturale", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 118, 1, 1999, pp. 113-124.  
 GINESU S., *Sardegna. Aspetti del paesaggio fisico in un microcontinente*, Sassari, Edizioni Poddinghe, 1999, 194 pp.  
 PIALLI G., MARTINI E., SABATINI S., "Contributo alla conoscenza della geologia del colle di Orvieto", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 1978, 97, 1-2, pp. 103-114.

# 52. Strutture tabulari

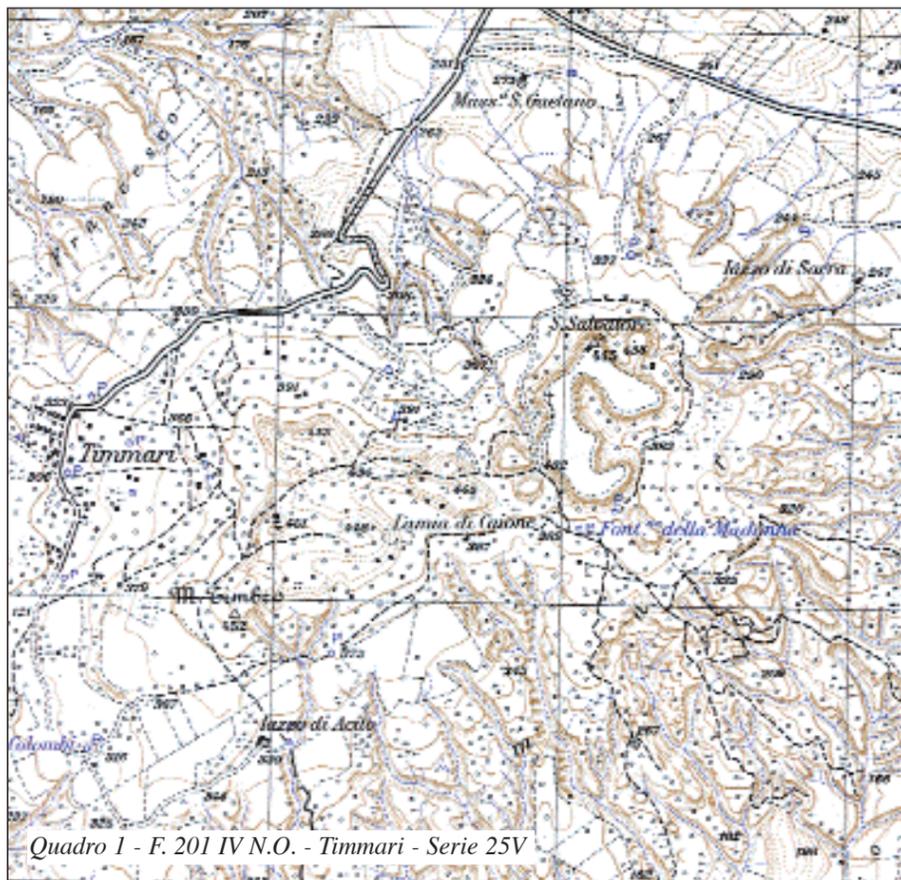
GIOVANNI PALMENTOLA\*

Università degli Studi di Bari

Un «tavolato» è una collina o una montagna con sommità piatta, costituita da un banco roccioso rigido, di solito più resistente delle rocce su cui poggia; esso è troncato da una o da più parti da un margine ripido. Perché si formi un tavolato è necessario che una successione geologica venga sollevata senza eccessive deformazioni e che l'erosione fluviale la incida e la sezioni.

In conseguenza di crolli del margine dell'orizzonte rigido sommitale, provocati dalla perdita di sostegno conseguente all'allontanamento erosivo dei terreni sottostanti, il tavolato si riduce progressivamente di estensione, fino a scomparire.

La superficie sommitale del tavolato, nel caso più diffuso, è costituita da una faccia di strato esumata dall'erosione di un corpo geologico a stratificazione piano-parallela; essa può corrispondere anche alla sommità di una successione sedimentaria non deformata (come le lunghe dorsali a sommità pianeggiante nella «Fossa Bradanica» in Basilicata), oppure a superfici strutturali di corpi sovrimposti, come accade dove un basamento di varia natura e assetto sia stato coperto da un corpo pianeggiante più resistente all'erosione: una copertura basaltica (tavolato basaltico) o comunque vulcanica (tavolati prodotti da espandimenti lavici, tavolati ignimbritici, ecc.) o ancora un crostone sommitale, una duricrosta (ad esempio una



silicicrosta o una ferricrosta). Nel caso di corpi geologici costituiti da alternanze di strati rigidi e teneri, ripiani corrispondenti a facce di strato e variamente estesi possono essere esposti dall'erosione anche lungo i versanti di un rilievo: questi costituiscono i «terrazzi orografici» di cui parlano gli studiosi italiani.

Non rientrano nel concetto di «tavolato» le superfici prodotte dallo spianamento erosivo di corpi geologici deformati, cioè le superfici discordanti rispetto alla giacitura dei sottostanti corpi geologici.

In Italia si riconoscono i resti di tavolati molto ampi sezionati dall'erosione torrentizia; in certi luoghi questa è stata così intensa o così prolungata nel tempo da lasciare soltanto collinette residue, a sommità pianeggiante; un esempio è visibile nei territori alla sinistra del fiume Adige, poco a NE della città di Trento, dove la densa rete idrografica del fiume Avisio ha minutamente frazionato un tavolato ignimbritico permiano.

Il concetto di «tavolato» è stato reso con la dizione «altopiano» nel nostro Paese; *mesa*, in quelli di lingua spagnola; *plateau*, in quelli di cultura francese; *tabletop mountain* o *hill*, oppure più genericamente *tableland*, nei Paesi di lingua inglese; o, ancora, *amba*, in Etiopia; eccetera. A volte il termine *plateau* è utilizzato per indicare tavolati molto estesi; tuttavia, dato il loro carattere «soggettivo», alle dizioni «poco» e «molto» non corrispondono dimensioni certe.

Le forme poco estese, isolate dal tavolato di appartenenza a causa dell'erosione, sono correntemente indicate con il termine *butte*, che è di origine francese.

La superficie di un tavolato è generalmente regolare e subpianeggiante a grandi linee, ma nel dettaglio mostra forme di ordine inferiore, prodotte dai processi erosivi che su di essa hanno potuto esercitarsi: un esempio è costituito dai tavolati calcarei, la cui originaria regolarità è stata modificata dalle forme modellate dal processo carsico.

Nel **quadro 1** è riportato il tavolato, ubicato a sud del trigonometrico posto a quota 443, nei dintorni di Matera. Esso è intagliato nella parte superiore della successione sedimentaria Plio-quadernaria di riempimento della depressione fra l'Appennino e le Murge (Fossa Bradanica).

Questa successione, praticamente orizzontale, è costituita in basso da argille, anche marnose e a luoghi debolmente sabbiose, sulle quali poggiano sedimenti



Quadro 3 - F. 532 Sez. III - Torre di Bari - Serie 25

regressivi sabbiosi e conglomeratici, di transizione dall'ambiente marino a quello schiettamente continentale. L'affioramento di questi litotipi di diversa resistenza all'erosione dà luogo a versanti con segmenti a pendenza differente, crescente verso l'alto fin quasi alla verticale in corrispondenza del conglomerato sommitale. A luoghi, l'orlo di questa superficie mostra ampie rientranze semicircolari dovute al distacco di frane, per lo più di crollo. Date le dimensioni, la collina di Timmari, come tante altre analoghe presenti nella regione, costituisce una *butte*.

Nel **quadro 3** è esposto il Taccu Aresti, un tavolato basaltico, che copre il basamento granitico ercinico, ubicato subito a N di Bari Sardo (NU), nella Sardegna orientale. Con forma di «ferro di cavallo», il «tacco» si erge sulla piana circostante e sul mare per oltre 150 metri; esso presenta pareti marginali particolarmente evidenti e subverticali sui lati che volgono verso terra, mentre verso mare degrada alquanto più dolcemente. Nella stessa Sardegna si trovano anche tavolati di altro tipo, come quelli presenti nel territorio dell'Ogliastra (NU); fra questi si ricordano: il tacco di Ulàssai (**quadro 2**) e quello di monte Arbu (**quadro 4**). Entrambi costituiscono superfici e orizzonti relitti del complesso calcareo-dolomitico-marnoso della cosiddetta «serie giurassica» dei Tacchi, che in parte ricopre resti del penepiano permo-triassico, e mostrano sulla superficie gli effetti dell'erosione dilavante e incanalata.

Gli affioramenti dei sedimenti del Giurassico, debolmente inclinati verso occidente, danno luogo, fra gli 800 e 1000 m di quota, a una parete subverticale alta fin oltre 100 metri, al di sotto della quale il versante intagliato nel complesso filladico-arenaceo siluriano ha una pendenza media di circa 30°. Queste forme, insieme con altre disposte in direzione N-S nella Sardegna orientale, come ad esempio il monte Tisiddu, rappresentano i residui testimoni di un rilievo tabulare originariamente assai esteso.

In Italia un altro esempio di tavolato è costituito dalla Pietra di Bismantova nell'Appennino Modenese (cfr. tavola 51. «Forme di erosione selettiva»).

\*Con la collaborazione di Gregorio Castelliti



Quadro 4 - F. 541 Sez. II - Tertenia - Serie 25

#### BIBLIOGRAFIA

- ASSORGIA A., "Rilevamento geologico della parte settentrionale del tacco di Laconi (Sardegna centrale)", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 85 (1), 1964, pp. 195-201.
- BARTOLINI C., PECCERILLO A., *I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di geomorfologia strutturale*, II Ed., Bologna, Pitagora Editrice, 2002.
- BOENZI F., RADINA B., RICCHETTI G., VALDUGA A., *Note illustrative del F° 201 della Carta Geologica Italiana*, 1971.
- MARINI A., ULZEGA A., "Osservazioni geomorfologiche sul tacco di Ulàssai", *Rendiconti della Facoltà di Scienze di Cagliari*, 47, 1977, pp. 195-205.

# 53. Strutture a pieghe

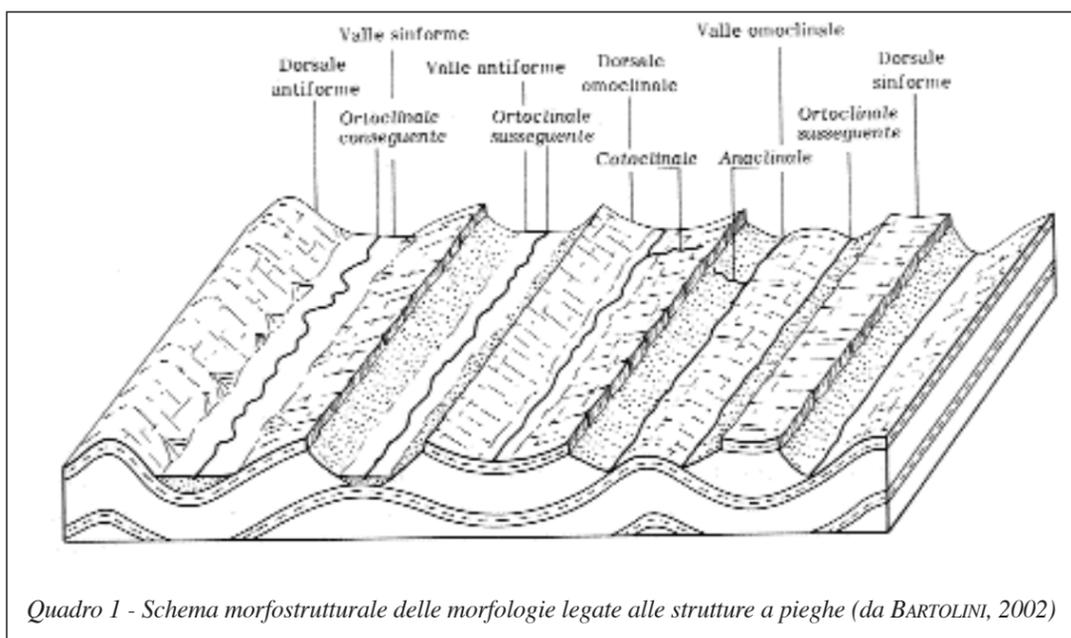
OLIVIA NESCI\*

Università degli Studi di Urbino

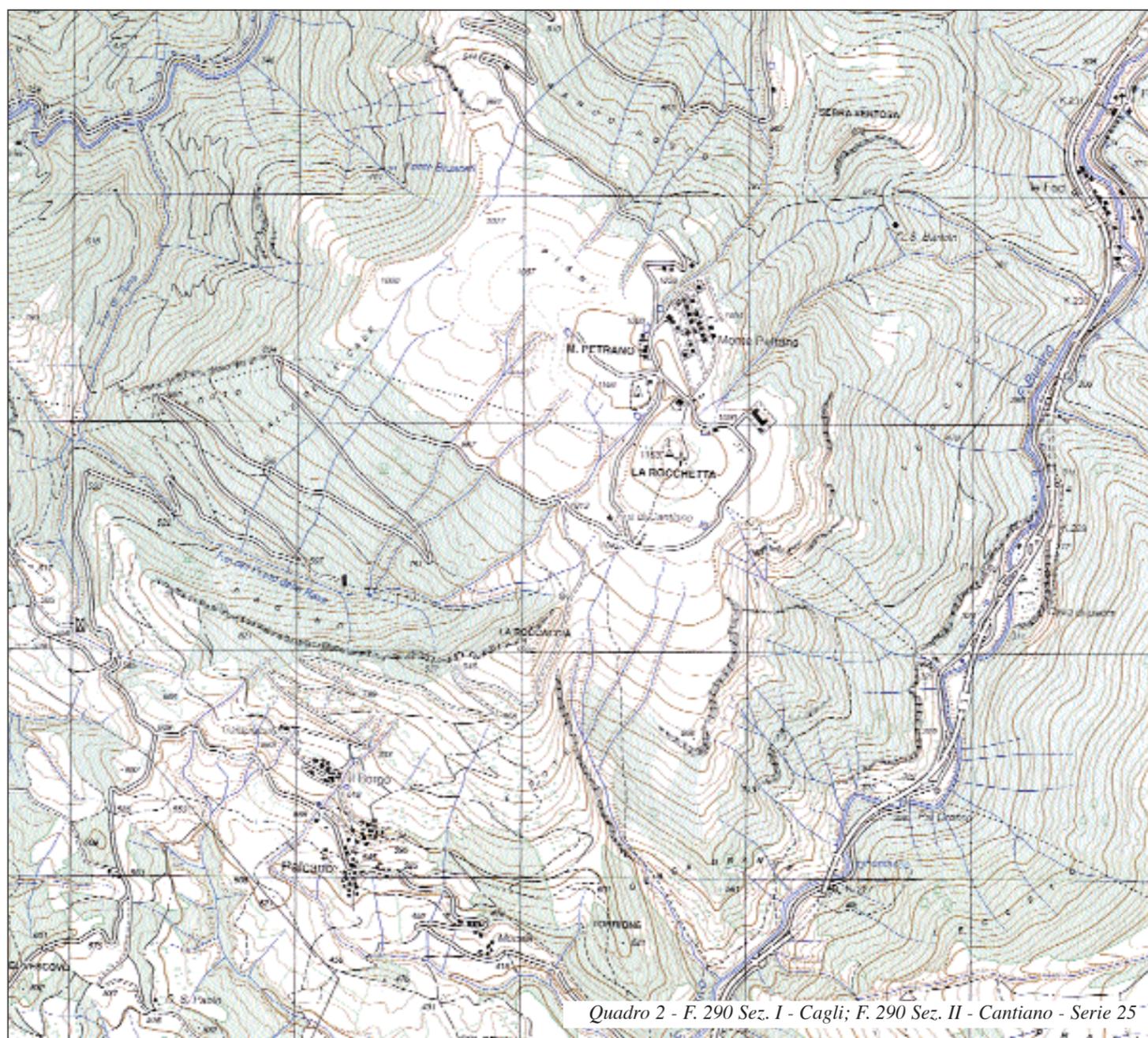
Le «strutture a pieghe», specialmente in aree caratterizzate da successioni sedimentarie con formazioni a differente litologia alternate tra loro, imprimono al paesaggio morfologie tipiche e ben riconoscibili. Una struttura a pieghe, sulla quale agisce l'erosione selettiva prodotta dalla degradazione meccanica, dall'erosione delle acque dilavanti e incanalate o, talora, da movimenti di massa, è caratterizzata da antiforimi e sinforimi (rispettivamente anticlinali e sinclinali, se la successione dei terreni non è stata rovesciata dai processi tettonici) e si esprime in genere nel paesaggio con dorsali e depressioni relativamente strette e allungate, più o meno parallele tra loro. I principali parametri da tenere in considerazione nello studio dei paesaggi strutturali di questo tipo sono la resistenza all'erosione delle formazioni presenti, l'inclinazione sia degli assi strutturali sia dei fianchi delle pieghe e lo stadio evolutivo del paesaggio. In linea generale, se il nucleo delle anticlinali è più resistente all'erosione rispetto alle formazioni più giovani, esso sarà difficilmente smantellato ed emergerà come una dorsale anticlinale. Viceversa, se al nucleo di un'anticlinale affiorano litologie più erodibili, tenderà a formarsi una valle anticlinale con serie di dorsali omoclinali ai lati. Le sinclinali con al nucleo le formazioni più erodibili daranno origine a valli sinclinali; quelle con terreni più resistenti al nucleo con l'andar del tempo tenderanno invece a dare origine a dorsali sinclinali. In quest'ultimo caso, come in quello di valli anticlinali, il controllo litologico tende a prendere il sopravvento sul fattore strutturale producendo un'inversione del rilievo, cioè una non congruenza tra struttura tettonica e morfologia. In particolare, questa non congruenza si esprimerà con lo sviluppo di rilievi in corrispondenza di originari avvallamenti strutturali o di depressioni in corrispondenza di originarie convessità strutturali. Anche l'idrografia che si sviluppa su una struttura a pieghe assume caratteristiche particolari, benché sia problematico inquadrarla in classificazioni morfogenetiche, in quanto *pattern* simili sono spesso prodotti da fattori e condizioni diversi. È utile invece operare una classificazione geometrico/descrittiva mediante le qualifiche di «diaclinali» e «ortoclinali» se, rispettivamente, tagliano trasversalmente le morfostrutture o se le seguono; «cataclinali» e «anaclinali» a seconda che scorrono seguendo l'immersione degli strati o in senso opposto a essa. Lo schema morfostrutturale del **quadro 1** illustra bene le più comuni morfologie legate alle strutture a pieghe; per un'approfondita trattazione e spiegazione delle terminologie si rimanda a Bartolini e Peccerillo (2002).

Nel territorio italiano, l'Appennino umbro-marchigiano è considerato l'area più rappresentativa per lo studio dei paesaggi strutturali a pieghe. Quest'area è caratterizzata da una serie di dorsali anticlinali, costituite da rocce meso-cenozoiche, prevalentemente carbonatiche, cui si interpongono depressioni sinclinali, al cui nucleo affiorano termini terrigeni cenozoici. Le zone di cerniera delle anticlinali corrispondono con grandi superfici strutturali che, ricalcando la curvatura degli strati, assumono una caratteristica forma «a dorso di balena». Il forte contrasto litologico che caratterizza le unità della locale successione stratigrafica è all'origine di serie di dorsali omoclinali (*hogbacks* e *cuestas*), più o meno pronunciate, disposte tutt'attorno alle zone di cerniera. Solo raramente le dorsali omoclinali possiedono una continuità laterale significativa: nella maggior parte dei casi sono invece segmentate in serie di piccoli rilievi la cui inconfondibile forma a prisma triangolare o trapezoidale con la punta verso l'alto può ricordare un ferro da stiro, da

cui il nome di *flatiron*, che viene loro comunemente attribuito. Il rilievo del monte Petrano (**quadro 2**) costituisce un bell'esempio di dorsale anticlinale. Al centro della carta si osserva un'ampia superficie litostrutturale debolmente inclinata e incurvata in corrispondenza della cerniera dell'anticlinale. Questa superficie costituisce la zona sommitale del monte Petrano a quota di 1077-1106 m. Sul fianco sud-occidentale risalta il rilievo de La Roccaccia (1062 m) di forma triangolare bordato su due lati da ripide scarpate (*flatiron*). Sui fianchi delle valli laterali, tipicamente asimmetrici, si imposta un reticolo cataclinale; i reticoli anaclinali hanno scarsissimo sviluppo a causa delle pareti estremamente ripide che bordano il *flatiron*. A quest'ultimo si ricollega geneticamente il piccolo rilievo de La Rocchetta (1163 m), che si erge al di sopra della superficie strutturale di monte Petrano. Questa morfostruttura rappresenta un *outlier* rimasto isolato dall'erosione selettiva che, impostandosi al limite tra i termini calcarei della «maiolica» e le sovrastanti «marne a Fucoidi», ha denudato la sommità della



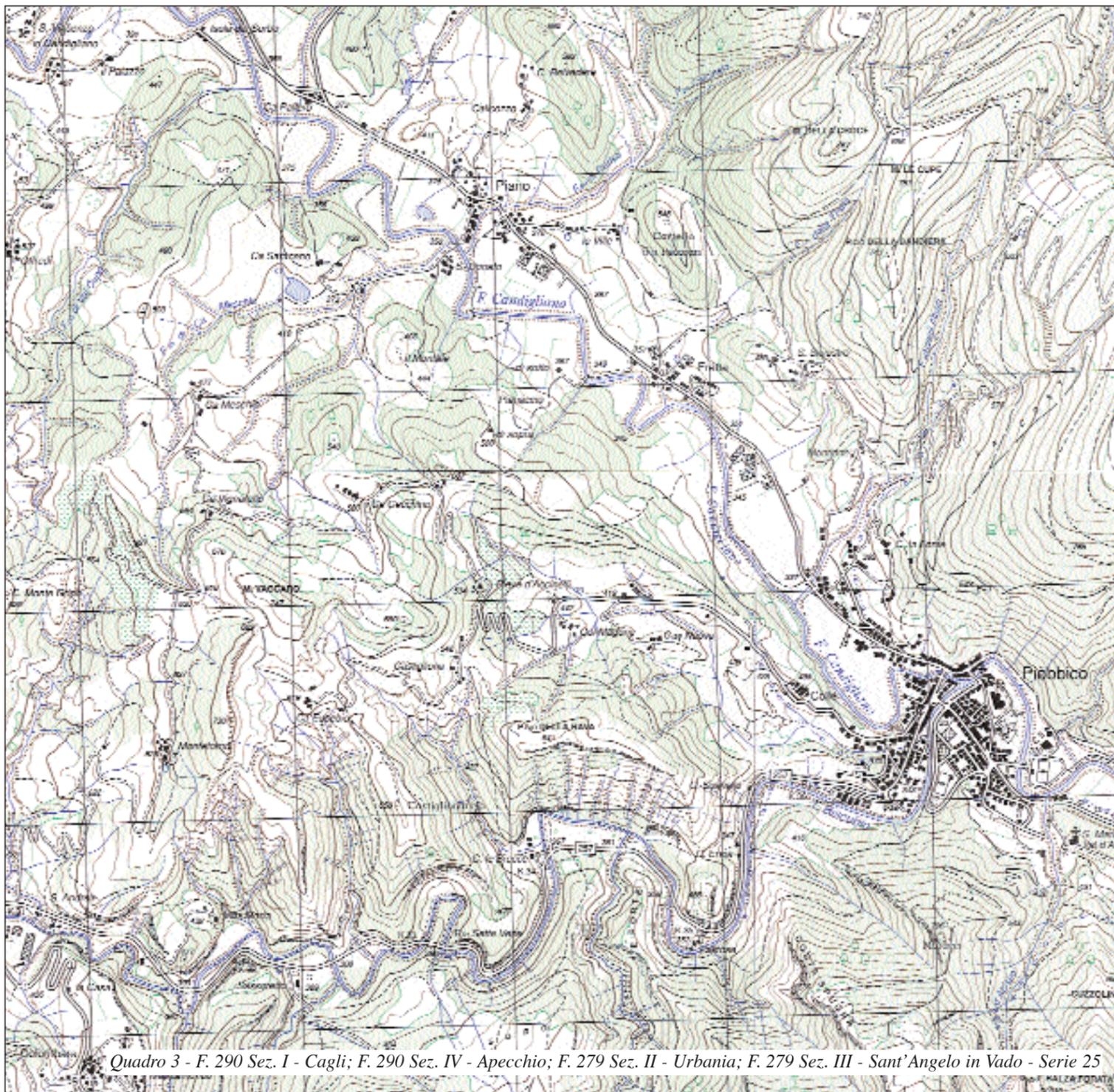
Quadro 1 - Schema morfostrutturale delle morfologie legate alle strutture a pieghe (da BARTOLINI, 2002)



Quadro 2 - F. 290 Sez. I - Cagli; F. 290 Sez. II - Cantiano - Serie 25

struttura anticlinale. Sul fianco di nord-est il rilievo minore di Serra Ventosa è riconducibile ad un *flatiron*, anche se meno riconoscibile a causa di una maggior deformazione ed inclinazione degli strati sul fianco esterno della struttura e anche a causa della presenza di faglie.

Le grandi superfici strutturali spesso evidenziano anche l'immersione assiale della struttura assumendo una caratteristica inclinazione proprio in corrispondenza della terminazione periclinale o nelle aree di depressione assiale. Un bell'esempio di terminazione periclinale si osserva nell'area della dorsale anticlinale monte Catria - monte Nerone, a ovest di Piobbico (**quadro 3**). La periclinale è separata dal massiccio di monte Nerone, che si erge verso sud-est, da una profonda gola diaclinale incisa dal torrente Biscubio che descrive localmente una caratteristica serie di meandri parzialmente incastrati. La zona periclinale, che si sviluppa sulla sinistra idrografica, seppure dislocata da alcune importanti faglie, è ben evidenziata sia dall'idrografia sia da una serie di superfici e forme strutturali che descrivono un ampio semicerchio centrato sulla gola del torrente Biscubio. Nel dettaglio, risalta l'asimmetria dei rilievi omoclinali a Monteforno e monte Vaccaro e, a est di quest'ultimo, del colle a quota 680. Altrettanto



Quadro 3 - F. 290 Sez. I - Cagli; F. 290 Sez. IV - Apecchio; F. 279 Sez. II - Urbania; F. 279 Sez. III - Sant'Angelo in Vado - Serie 25



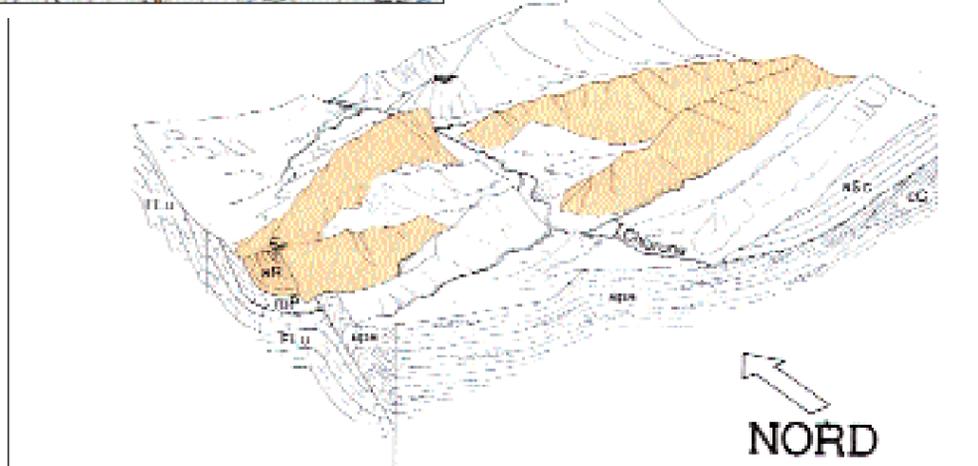
Quadro 4 - F. 71 I N.E. - Pianello Val Tidone; F. 71 I S.E. - Nibbiano - Serie 25V

senta un corso meandriforme all'interno di una valle sinclinale. Sul fianco nord-orientale di quest'ultimo i rilievi minori di C. Belvedere, Castello dei Pecorari e S. Silvestro rappresentano altrettanti *flatiron* impostati sul «Bisciaro».

Le strutture sinclinali (e sinclinori) coincidono invece quasi sempre con depressioni più o meno ampie che riflettono la presenza al loro nucleo di terreni più degradabili. Un caso molto didattico lo si riscontra nell'Appennino ligure-emiliano (**quadro 4**). Il torrente Chiarone taglia trasversalmente una struttura sinclinale ad asse arcuato formando una valle «a canoa» (AA. Vv., 1994, **quadro 4a**). Le «Marne di monte Piano» affiorano lungo la fascia piuttosto sottile corrispondente ai fianchi della morfostruttura, mentre la «Formazione di Ranzano» ne occupa il nucleo.

Nell'Appennino marchigiano è rappre-

significativa è la lunga dorsale omoclinale che dalle immediate vicinanze di Pieve d'Accinelli scende con continuità verso Piobbico. Fra il ciglio del versante di sinistra della gola e i rilievi monoclinali, risalta la disposizione «a ferro di cavallo» di una serie di superfici litostrutturali non sommitali profondamente dissecate, impostate sulla discontinuità litologica fra i litotipi prevalentemente calcarei della «Scaglia Rossa» e i termini più degradabili marnoso-calcarei della «Scaglia Variegata» e della «Scaglia Cinerea». A nord-est della struttura descritta è interessante osservare un tratto ortoclinale del fiume Candigliano che pre-



Quadro 4a - Rappresentazione tridimensionale della valle «a canoa» del torrente Chiarone (Da AA. Vv., 1994)



Quadro 5 - F. 290 Sez. IV - Apecchio - Serie 25

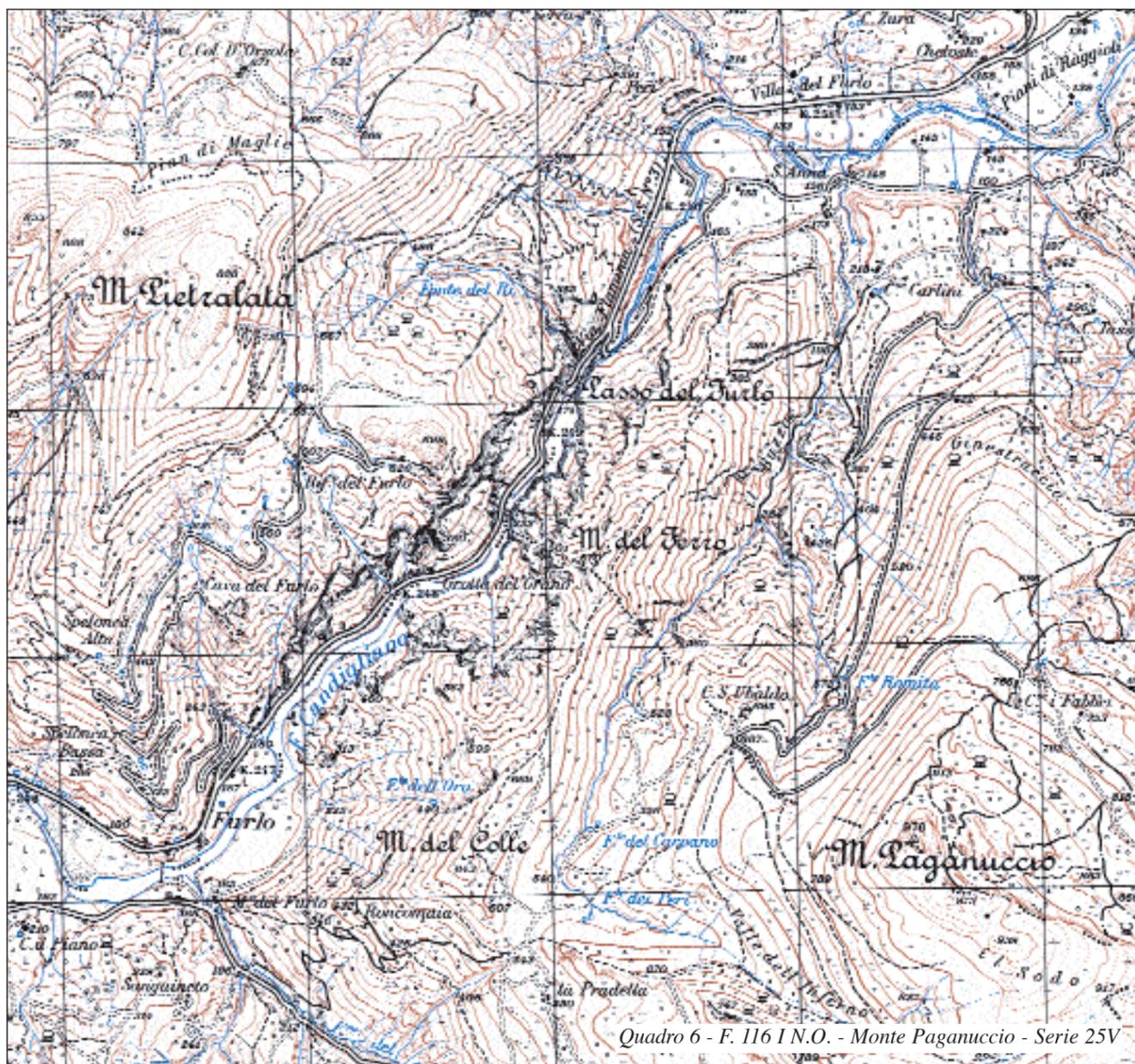
sentato un raro caso di inversione del rilievo (**quadro 5**). Il monte Vicino è una dorsale sinclinale legata alla presenza, al nucleo della struttura, di formazioni arenacee o arenaceo-conglomeratiche particolarmente resistenti. Il corso d'acqua principale, il torrente Biscubio, attraversando l'area con andamento diaclinale, taglia la sinclinale di monte Vicino - Serre di Burano. Il rilievo sinclinale di monte Vicino presenta una forma a ferro di cavallo con versanti «esterni» ripidi, indicanti condizioni giaciture a reggipoggio. La blanda depressione, che ne costituisce la sommità, corrisponde ad una superficie strutturale che evidenzia la zona assiale della struttura. La debole pendenza verso sud-est di tale depressione riflette, almeno in parte, una locale depressione assiale. Da qui ha origine un vistoso fenomeno franoso favorito dal blando franapoggio della stratificazione che procede dall'area di la Vena Grossa verso il fondovalle ed è ben evidenziato dall'andamento dapprima concavo poi convesso delle curve di livello. Per quanto concerne l'idrografia, attorno al monte Vicino l'inversione del rilievo ed il progressivo isolamento hanno determinato lo sviluppo di un'idrografia centrifuga. Questa caratteristica è tuttavia meno sviluppata nel settore assiale, a causa di una minor maturità evolutiva raggiunta da questa area, ove si riconosce ancora un accentuato andamento appenninico (ortoclinale) del reticolo.

L'alternanza di rilievi anticlinali e depressioni sinclinali, insieme alla presenza di litologie più o meno erodibili che presiedono alla formazione delle dorsali omoclinali segmentate o meno in *flattiron*, influenza notevolmente anche l'andamento

di un consistente numero di corsi d'acqua minori. Questi si organizzano infatti in reticoli che assumono un tipico andamento «a traliccio», disegnato da serie di piccoli tributari cataclinali e anaclinali che si congiungono approssimativamente ad angolo retto con corsi d'acqua ortoclinali conseguenti o susseguenti. I fiumi principali, di contro, mostrano un andamento prevalentemente diaclinale, non congruente con la struttura, che li porta ad attraversare le anticlinali, incidendovi profonde gole.

Una caratteristica peculiare del paesaggio dell'Appennino umbro-marchigiano, comune con altri paesaggi su strutture a pieghe, sono appunto le gole trasversali diaclinale. La gola del Furlo taglia trasversalmente la struttura anticlinale del monte Pietralata-monte Paganuccio (**quadro 6**). Quest'ultima è evidenziata soprattutto da ampie superfici strutturali sommitali blandamente ricurve che ricalcano l'assetto della stratificazione e da ripiani di denudazione occasionalmente presenti sui due versanti della gola. Le pareti della gola risultano strapiombanti a causa del controllo litologico esercitato dal «calcere massiccio», formazione particolarmente resistente all'erosione e di oltre 500 m di spessore. Le scarpate trasversali che si osservano all'interno della gola si impostano lungo sistemi di faglia che dislocano il nucleo della struttura anticlinale. La genesi di questo tipo di reticolo è ancora dibattuta e controversa. In alcuni casi, come per esempio nei monti del Furlo, le gole si formano addirittura in corrispondenza di una culminazione assiale della struttura anticlinale. Tutto ciò si pone come elemento di indubbio interesse e significato nella disputa sull'origine delle gole diaclinale che attraversano le strutture plicative dell'Appennino umbro-marchigiano, che invocano meccanismi di antecedenza, sovrapposizione (o varie combinazioni degli stessi) e catture (BARTOLINI, PECCERILLO, 2002; MAYER *et alii*, 2002).

\*Con la collaborazione di Daniele Savelli



Quadro 6 - F. 116 I.N.O. - Monte Paganuccio - Serie 25V

## BIBLIOGRAFIA

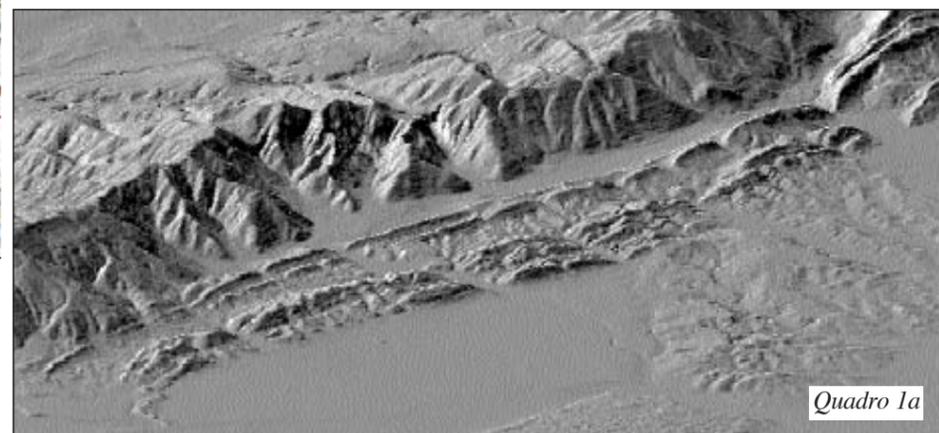
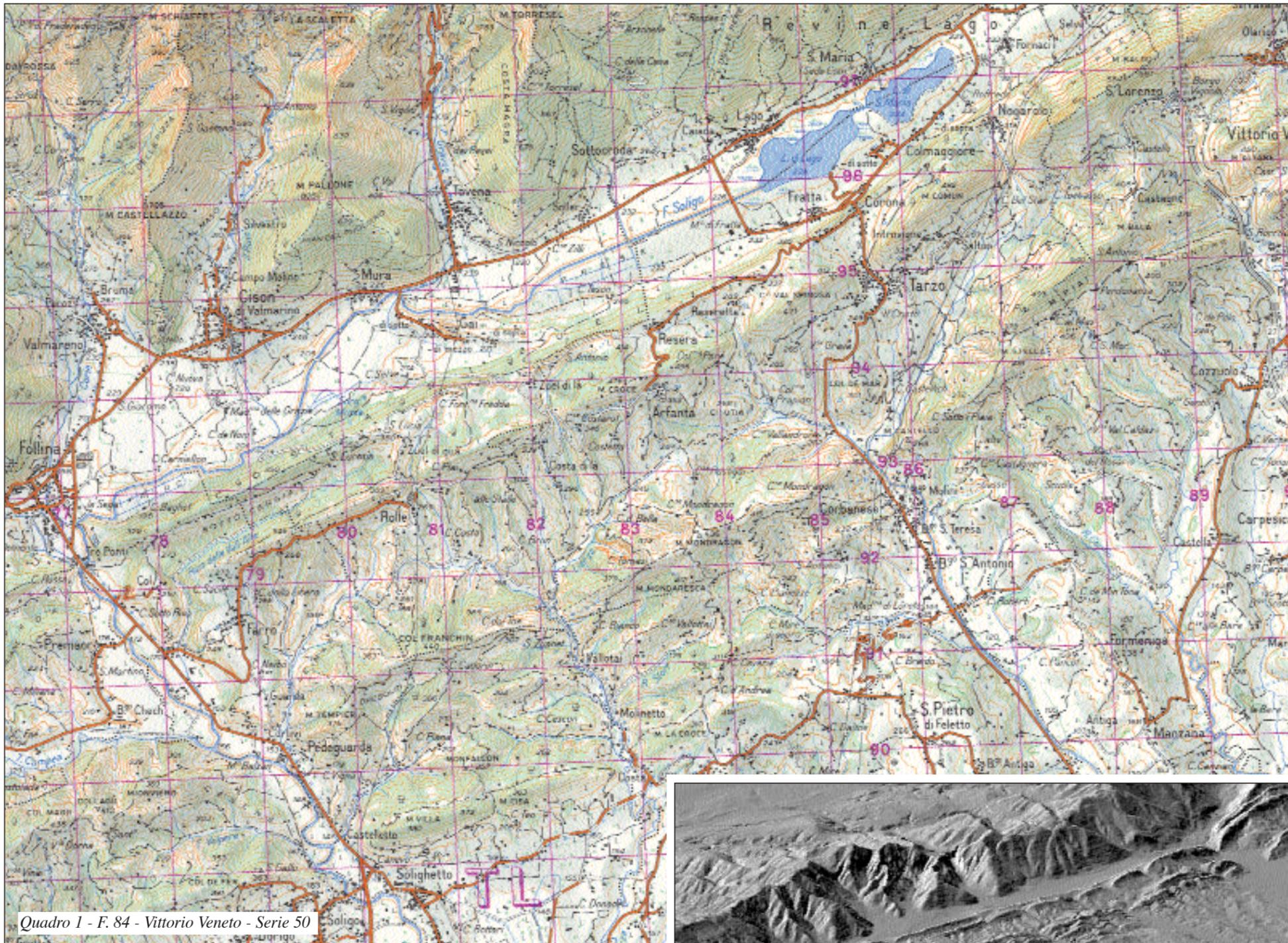
AA. VV., "Appennino Ligure-Emiliano", *Guide geologiche regionali*, vol. 6, Milano, BE-MA editrice, 1994.  
BARTOLINI C., PECCERILLO A., *I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di geomorfologia strutturale*, II Ed., Bologna, Pitagora Editrice, 2002.

MAYER L., MENICETTI M., NESCI O., SAVELLI D., "Morphotectonic approach to the drainage analysis in the North Marche Region in Central Italy", *Quaternary International*, 2002, v. 101, pp 157-167.

# 54. Strutture monoclinali

UGO SAURO\*

Università degli Studi di Padova



Le «strutture» o «morfo-strutture monoclinali» (dette «omoclinali» nei trattati di lingua inglese) rientrano nella grande categoria delle forme tettoniche e strutturali. Perché un rilievo o una valle possano essere considerati di tipo monoclinale è necessario che siano sviluppati nell'ambito di una serie di rocce stratificate, le quali presentino una giacitura inclinata omogenea (e quindi la stessa direzione, immersione ed inclinazione degli strati), e che la forma risulti influenzata in modo evidente dalla disposizione degli strati. In particolare, una dorsale o una valle monoclinale sono allungati nel senso della direzione degli strati e un loro versante coincide o corrisponde, a grandi linee, con le superfici di stratificazione (versante di faccia), mentre l'altro taglia gli strati mettendone in evidenza le testate (versante di testata) (SAURO, 1973; BARTOLINI, PECCERILLO, 2002).

Nel versante di faccia l'erosione selettiva tende a mettere in luce la superficie degli strati più resistenti, individuando versanti strutturali o substrutturali, coincidenti con i piani di strato. La linea di cresta dei rilievi, così come le linee di fondovalle, è generalmente rettilinea. Nel versante di testata la diversa resistenza delle rocce stratificate, che costituiscono il rilievo, può determinare l'individuazione di fasce di diversa pendenza. Nei casi più comuni, ad una fascia sommitale più ripida segue un versante regolarizzato meno ripido oppure un versante a gradinata in cui si alternano pareti e fasce meno ripide.

Sono da considerarsi strutture monoclinali non soltanto quei rilievi o quelle valli che si trovano nell'ambito di serie omoclinali omogenee e che quindi presentano ai loro lati altre valli o rilievi monoclinali paralleli, ma anche morfo-strutture isolate che rientrano nella definizione sopra esposta.

Dal punto di vista genetico possiamo distinguere due diversi tipi di evoluzione del rilievo: 1) l'erosione selettiva si esplica nell'ambito di una superficie di erosione che tronca una serie di strati già inclinati, in seguito a processi tettonici che hanno preceduto la fase erosiva; 2) l'erosione selettiva si esplica in

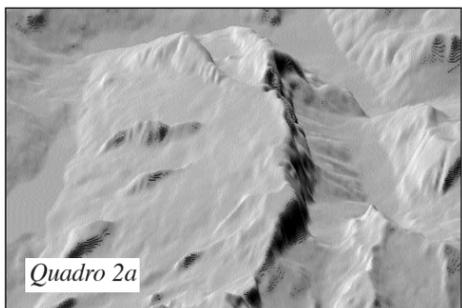
concomitanza con processi tettonici, i quali determinano un accentuarsi dell'inclinazione degli strati o dislocano in vari modi lo stesso rilievo monoclinale. Nel secondo caso i caratteri del rilievo sono il risultato di concomitanti processi tettonici ed erosivi.

Se la maggior parte delle piccole forme è imputabile alla semplice erosione selettiva e rientra quindi nella categoria delle forme strutturali, le forme medie e grandi sono molto spesso di origine mista, tettonica ed erosiva, risultando da una concomitanza di processi che hanno contribuito in vario modo a determinarne i caratteri.

Tra le morfo-strutture monoclinali più suggestive ci sono certamente le colline subalpine delle Prealpi trevigiane, che si estendono a ovest di Vittorio Veneto (**quadro 1**) e sono separate dal versante prealpino da una valle monoclinale asimmetrica ampia circa 1 km, occupata dai due laghi di Revine e dall'emissario di questi, il fiume Soligo (MARINELLI, 1922). Si tratta di una fascia collinare da cui emerge una serie di dorsali parallele, localmente dette «corde», proprio per il loro andamento rettilineo e parallelo. Le dorsali principali sono due: quella monte Croce - colle Val Spinosa - monte Comun - monte Baldo, e quella col Franchin - monte Mondragon - monte Stella. Esistono tuttavia alcune altre dorsali minori. Le principali valli sono parallele alle dorsali (valli monoclinali di tipo susseguente), come la prima parte della valle del Soligo, oppure perpendicolari a queste (valli cataclinali di tipo conseguente), come il secondo tratto della valle del Soligo. Nel modello prospettico (**quadro 1a**) l'area delle colline subalpine e la dorsale delle Prealpi trevigiane sono viste da



Quadro 2 - F. 28 - La Marmolada - Serie 50

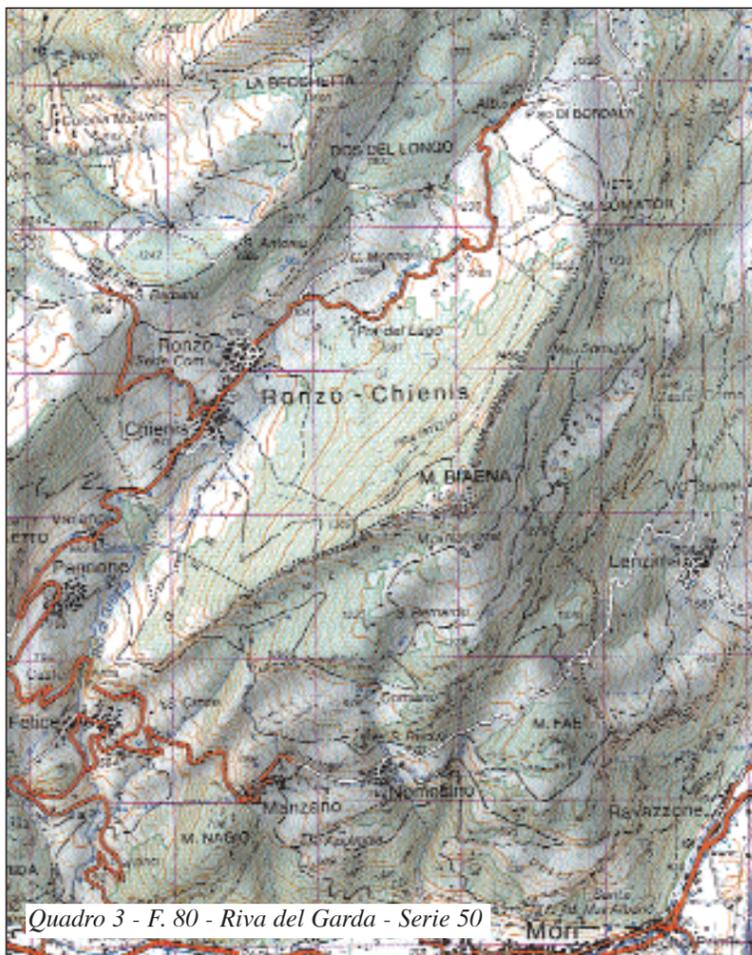


Quadro 2a

sud.

Questi rilievi collinari sono il risultato dell'erosione selettiva che si è esplicata a partire da una superficie di spianamento di tipo *glacis* pedemontano, che troncava una serie di strati pressoché verticalizzati, appartenenti al fianco meridionale dell'anticlinale asimmetrica delle Prealpi trevigiane. L'ultimo ciclo erosivo è stato probabilmente innescato da un sollevamento dell'area, durante il Pliocene superiore ed il Quaternario. Le bancate delle formazioni più resistenti sono state messe in risalto a costituire le dorsali, in cui le parti alte dei versanti di faccia e di testata presentano pendenze simili, intorno al 50-70%, ma che localmente superano il 100%, in particolare nell'ambito dei versanti di faccia. Evidentemente, qui gli strati sono molto inclinati ed i rilievi monoclinali sono di tipo *hogback*. Certi dettagli del rilievo si spiegano con eventi morfogenetici particolari. Così, il breve sviluppo verso est della dorsale rettilinea di NO (Costa di Zuel) si spiega con l'azione erosiva operata durante il Pleistocene superiore dalla lingua glaciale che depose l'arco morenico su cui sorge il paese di Gai. La maggior altezza dei monti Baldo e Piai nel settore orientale e il non allineamento di quest'ultimo con la dorsale che sta ad ovest potrebbero essere la conseguenza di movimenti tettonici differenziali lungo faglie attivate durante gli ultimi episodi di sollevamento dell'area.

Nell'ambito delle Dolomiti esistono molti esempi di rilievo monoclinale. Uno dei più spettacolari è certamente il massiccio della Marmolada, che corrisponde ad una scaglia tettonica, costituita da rocce sedimentarie stratificate del Mesozoico, sovrascorsa verso sud e inclinata verso nord (quadro 2). Questo rilievo tettonico-erosivo, pur essendo stato intensamente scolpito dall'erosione, rivela



Quadro 3 - F. 80 - Riva del Garda - Serie 50

in modo evidente l'influenza dell'assetto degli strati che lo costituiscono. Il versante settentrionale, che è quello di faccia, è stato modellato da ghiacciai locali che vi hanno scavato circhi e solchi diretti secondo la pendenza degli strati, separati da strette dorsali rocciose. Il versante meridionale, che è il versante di testata, è caratterizzato da un'imponente parete sommitale. Nel modello prospettico (quadro 2a) la dorsale della Marmolada è vista da ovest verso est.

Nella fascia delle Giudicarie si trova un sistema di pieghe tettoniche, tagliate da faglie di tipo inverso che determinano un'immersione prevalente degli strati verso O-NO. Il monte Biaena (quadro 3) è un rilievo monoclinale del tipo *cuesta* situato a NE del lago di Garda. Il cambio di direzione della linea di cresta si spiega con l'evoluzione concomitante dei grandi versanti vallivi dell'Adige ad est e della valle di Loppio a sud. Nell'ambito del versante di faccia si riconoscono nicchie di frana e al suo piede accumuli che ospitano conche chiuse. Su questo tipo di versanti si producono facilmente distacchi di bancate, che scivolano verso valle innescando fenomeni del tipo «frane di scivolamento in roccia» (*rockslide*).

Al sistema delle Giudicarie appartiene anche il grande versante monoclinale del monte Baldo che delimita la depressione del Garda ad est ed è il fianco di una piega asimmetrica, fagliata sul lato est (SAURO, ZAMPIERI, 1999). Un dettaglio del suo versante di faccia ci permette di individuare tipici *flatiron* (detti in italiano «ferri da stiro» e chiamati localmente «pale»). La formazione dei *flatiron* è la conseguenza dell'isolamento, in seguito all'incisione di forre, di porzioni triangolari del versante di stratificazione. Qui vediamo almeno quattro «pale» (punta della Marola, punta della Dossa, pala di S. Zeno, punta Manara). Nell'ambito del versante sono presenti anche nicchie ed accumuli di frana risultanti dallo scivolamento di pacchi di strati (quadro 4).

Un rilievo a *cuesta* particolare è la Timpa S. Lorenzo



Quadro 4 - F. 35 II S.O. - Brenzone - Serie 25V



Quadro 5 - F. 534 - Castrovillari - Serie 50



Quadro 6 - F. 368 - Avezzano - Serie 50



Quadro 7 - F. 517 - Baunì - Serie 50

in Calabria, una scaglia tettonica di calcari emergente da rocce più tenere (**quadro 5**). La conservazione del versante di faccia, che non presenta incisioni lineari, è resa possibile, oltre che dalla resistenza della bancata rocciosa che costituisce il suddetto versante, anche dalla penetrazione dell'acqua in profondità lungo fessure allargate dalla dissoluzione carsica. Si può notare il contrasto fra la struttura monoclinale, priva di reticolo idrografico, e le aree circostanti dove invece il reticolo è molto fitto.

Il monte Sirente in Abruzzo è una dorsale monoclinale dove, tuttavia, il versante di faccia è notevolmente inciso e non mostra, nel suo ambito, forme di erosione selettiva evidenti, né *flatiron*. Evidentemente le bancate di rocce carbonatiche che lo costituiscono presentano caratteristiche nell'insieme omogenee. Al modellamento del versante hanno contribuito i processi glaciali e nivali tipici delle fasi fredde del Pleistocene (**quadro 6**).

La dorsale monoclinale del monte Su Nercone in Barbagia, nella Sardegna occidentale (**quadro 7**) ha un andamento particolarmente rettilineo. Essa è stata scolpita nel fianco di una piega anticlinale, costituito da rocce calcaree. Il versante occidentale è substrutturale, a tratti più inclinato della pendenza degli strati, ed è interessato da forme di spianamento carsico (vedi il Planu Campu Oddeu). La valle antecedente della gola De Gorropu, percorsa dal rio Flumineddu, taglia questa morfostruttura.

\*Con la collaborazione di Francesco Ferrarese

## BIBLIOGRAFIA

- BARTOLINI C., PECCERILLO A., *I fattori geologici delle forme del rilievo*, Bologna, Pitagora Ed., 2002.
- MARINELLI O., "Catene e creste parallele", in *Atlante dei tipi geografici*, Firenze, Istituto Geografico Militare, 1922, tav. 26.
- SAURO U., *Il paesaggio degli alti Lessini. Studio geomorfologico*. Museo Civico di Storia Naturale di Verona, Memorie fuori serie, 6, 1973, pp. 161.
- SAURO U., ZAMPIERI D., "Una montagna in evoluzione", in TURRI E. (A CURA DI), *Il Monte Baldo*, Verona, Cierre Edizioni, 1999, pp. 53-88.

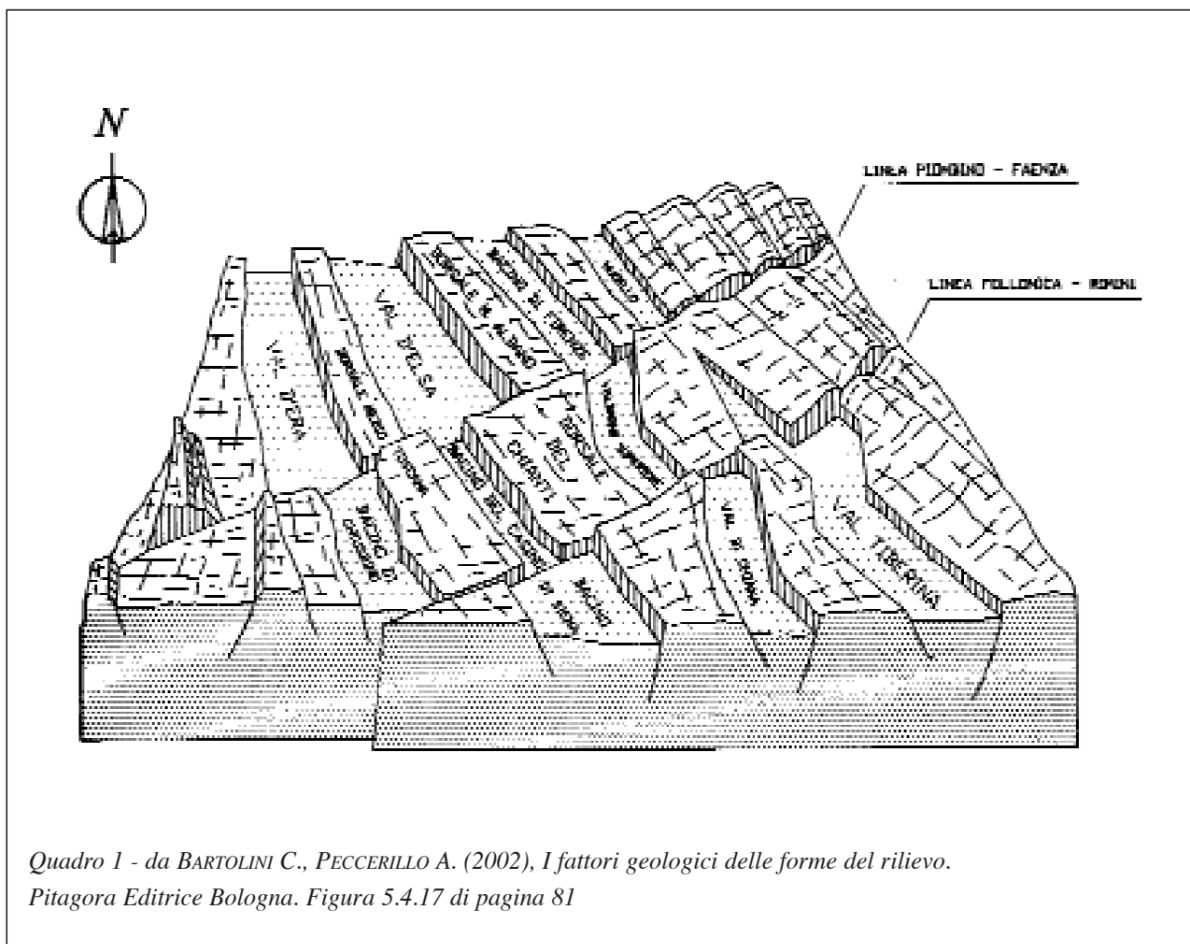


# 55. Depressioni tettoniche intermontane

GILBERTO PAMBIANCHI

Università degli Studi di Camerino

Le depressioni tettoniche intermontane sono diffuse, in Italia, prevalentemente sul versante tirrenico dell'Appennino. Esse sono orientate per lo più in senso appenninico e sono sedi di bacini idrografici di importanza regionale e/o interregionale. Raramente tali depressioni sono chiuse (endoreiche) e ospitano ancora oggi stagni e/o paludi. La loro genesi è correlabile all'ultimo stadio tettonico (stadio postorogenico, Plio-Pleistocenico) della storia geologica dell'Appennino, caratterizzato dal collasso e conseguente estensione della catena. L'attività tettonica postorogenica, allo stesso modo di quella orogena (che origina le strutture tipiche di una catena montuosa a pieghe e sovrascorrimenti: vedi tavole 53. «Strutture a pieghe» e 57. «Fronti di sovrascorrimento» del presente Atlante), si è manifestata nell'Appennino migrando dal Tirreno verso l'Adriatico. Le depressioni tettoniche intermontane risultano infatti via via più recenti andando da ovest verso est, come, ad esempio, i bacini intermontani della Toscana, dell'Umbria e dell'Appennino umbro-marchigiano (**quadro 1**: BARTOLINI C., PECCERILLO A., 2002).



Relativamente alla frequentazione antropica, sin dall'età del ferro le conche intermontane dell'Italia centrale (Colfiorito, Norcia, ecc.), per la presenza di acqua, di terreni facilmente coltivabili e molto fertili (suoli fersialitici e con elementi vulcanici) sono state infatti sedi di insediamenti preferenziali. Ancora oggi, attraverso le carte topografiche dell'I.G.M., è possibile riconoscere tracce della «centuriazione romana» (conche di Rieti e L'Aquila e piana del Fucino) e di trasformazioni agrarie più recenti (i canali di bonifica nelle conche di Colfiorito e Norcia).

I versanti che bordano i bacini intermontani sono il risultato di spostamenti lungo faglie il cui piano («piano di faglia») tende alla verticale. In molti casi lo sviluppo in lunghezza di queste faglie è notevole (fino oltre i 100 Km), ed è il «piano di faglia» a conferire al versante del bacino una relativa regolarità che si manifesta con pendii rettilinei e molto acclivi (vedi tavola 56. «Versanti di faglia e linee di faglia»). Queste morfologie sono ben visibili, specialmente nel caso di bacini di piccole dimensioni, sia nei documenti cartografici (carte ufficiali I.G.M. e di altri Enti, come Regioni, Provincie, ecc.), anche a diversa scala, sia in altri documenti, come le immagini aeree e satellitari. La scala topografica più adatta per una completa visione di rappresentativi bacini intermontani è senz'altro quella 1:100 000 dell'I.G.M..

Il **quadro 2** si riferisce alle depressioni tettoniche intermontane di Norcia e Castelluccio, ricadenti nell'Appennino umbro-marchigiano. La disposizione delle curve di livello mostra il netto contrasto tra le parti più depresse delle conche, dove le curve sono molto diradate (piano Grande di Castelluccio e Piana di S. Scolastica di Norcia) e gli acclivi versanti circostanti, rappresentati da dense isoipse. Il condizionamento morfologico delle faglie che bordano tali depressioni è evidenziato, specialmente nella conca di Norcia, dall'andamento pressoché rettilineo delle curve di livello che raffigurano i versanti orientale (allineamento «i Cappuccini - Nottoria») ed occidentale (allineamento «Casali di Serravalle - S. Andrea»), lunghi fino a circa 8 km. Gli altri versanti, meridionale e settentrionale, sono meno sviluppati e caratterizzati da curve di livello articolate, che nell'insieme raffigurano tuttavia un'evidente direzione ENE-OSO. La regolarità dei versanti è spesso interrotta da torrenti, la cui direzione risulta condizionata da faglie o fratture e da fenomeni gravitativi e/o tettonico-gravitativi, che hanno fatto collassare nelle zone più depresse delle conche masse rocciose di enormi dimensioni: poggio Valaccone, nella piana di Norcia

e monte Guaidone, colli Alti e Bassi nel Piano Grande e nel piano Perduto di Castelluccio (CALAMITA *et alii*, 1982; COLTORTI, FARABOLLINI, 2002). Fenomeni di questo tipo sono molto frequenti nelle conche intermontane dell'Italia centrale.

La regolarità dei versanti, ma soprattutto della zona di raccordo tra questi e la piana, è da attribuire alla presenza di falde detritiche stratificate di origine periglaciale depositatesi durante i periodi freddi quaternari (COLTORTI *et alii*, 1983). Nella carta topografica questa zona di raccordo è marcata dall'improvviso diradarsi delle curve di livello, come si osserva alla base del versante occidentale del monte Vettore (area «Piè di Vettore»). Spesso in queste zone di raccordo, alla confluenza di torrenti, l'andamento delle curve di livello risulta arcuato e con concavità verso monte, raffigurando conoidi detritiche, come ad esempio poco a est di Norcia, tra Madonna delle Grazie ed i Cappuccini.

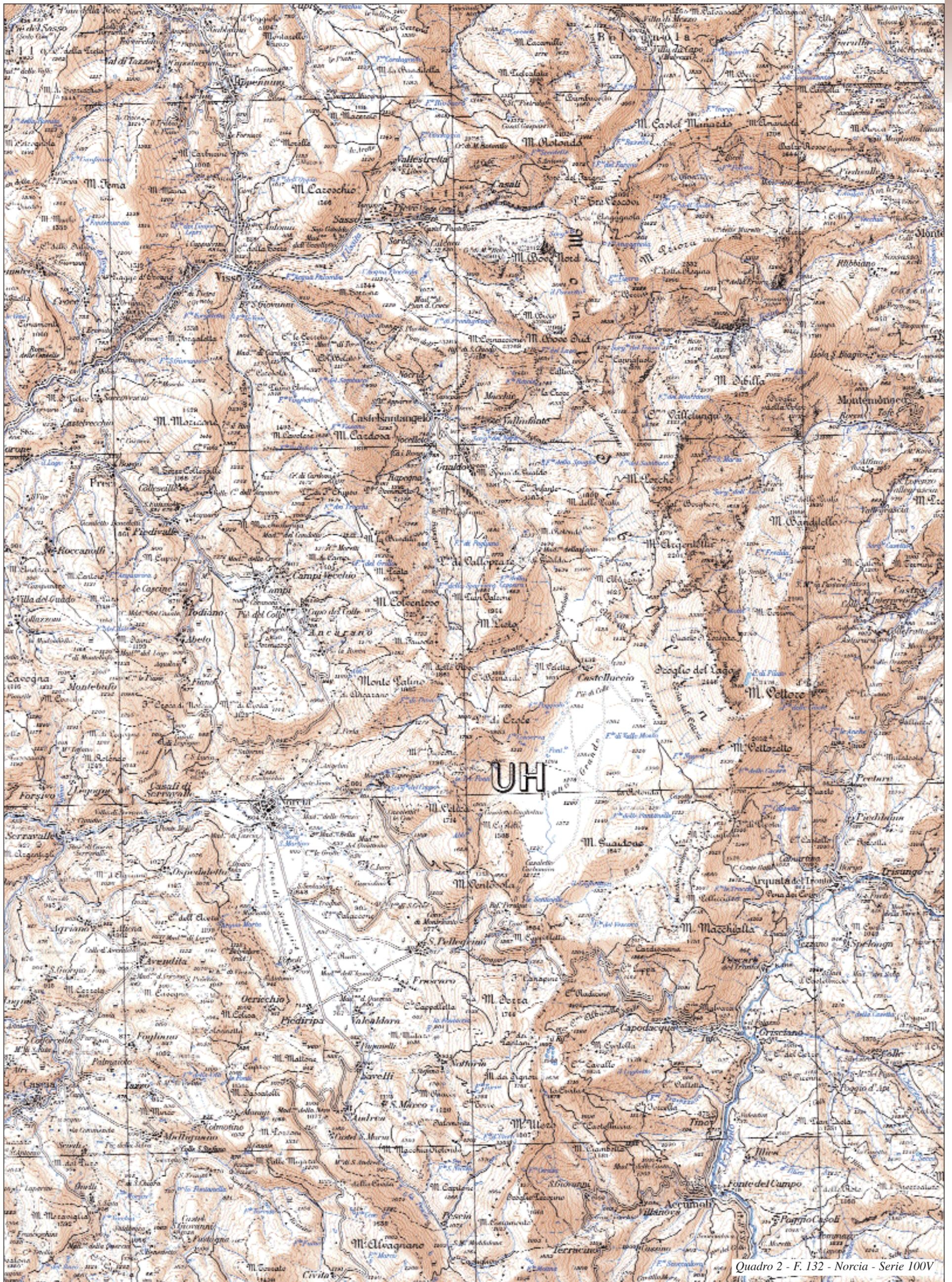
Le conche dell'Appennino calcareo sono spesso interessate da fenomeni carsici, rappresentati principalmente da doline ed inghiottitoi (vedasi tavola 60. «Altopiani carsici»); nella conca di Castelluccio, lungo una faglia bordiera dell'area meridionale, un inghiottitoio che drena le acque di un torrente (fosso Mergari) è visibile in carta poco a N di Casaleto Carbonara, a quota 1257 m s.l.m. (COLTORTI, FARABOLLINI, 2002).

Il **quadro 3** illustra la depressione tettonica della piana del Fucino nell'Appennino abruzzese. In questa depressione, fino alla bonifica più recente terminata nel 1875, esisteva l'omonimo lago del Fucino che si sviluppava su una superficie di circa 150 km<sup>2</sup>. Lavori di bonifica del lago furono condot-

Quadro 1 - da BARTOLINI C., PECCERILLO A. (2002), *I fattori geologici delle forme del rilievo*. Pitagora Editrice Bologna. Figura 5.4.17 di pagina 81

Il collasso tettonico della fase postorogenica è da correlare al rapido sollevamento della catena appenninica, come conseguenza di movimenti tettonici a scala regionale (mediterranea), e nel caso specifico all'apertura del bacino tirrenico. Numerosi sistemi di faglie dirette, per lo più appenninici, hanno quindi smembrato il vecchio paesaggio (caratterizzato da blandi rilievi i cui lembi relitti sono riconoscibili sulle sommità dell'Appennino, vedi tavola 25. «Superfici relitte»), creando depressioni anche di enormi dimensioni (COLTORTI M., PIERUCCINI P., 2002). Il rapido progredire del sollevamento tettonico e della conseguente estensione ha favorito l'ampliamento dei bacini intermontani, l'approfondimento del reticolo idrografico (vedi tavola 21. «Valli di sovrainposizione e precedenza») e, in alcuni casi, l'apertura delle conche (vedi tavola 22. «Catture fluviali») e la conseguente parziale erosione dei materiali alluvionali e lacustri.

Nell'evoluzione geomorfologica di queste depressioni hanno avuto un ruolo importante: i processi morfogenetici, legati alle varie fasi climatiche quaternarie (che hanno prodotto ingenti quantità di materiali detritici crioclastici, conoidi e terrazzi alluvionali, morfologie periglaciali e carsiche); i fenomeni gravitativi, spesso generati dall'intensa sismicità (DRAMIS *et alii*, 1995); l'uomo, che vi ha arrecato profonde trasformazioni (vedi tavole 7. «Deformazioni gravitative profonde»; 8. «Grandi movimenti franosi»; 13. «Conoidi di deiezione»; 17. «Terrazzi alluvionali climatici»; 44. «Forme da glacialismo appenninico»; 46. «Forme da nivazione e da valanga»; 59. «Forme carsiche dell'alta montagna»; 60. «Altopiani carsici»; 61. «Conche tettono-carsiche e piani carsici»).



Quadro 2 - F. 132 - Norcia - Serie 100V

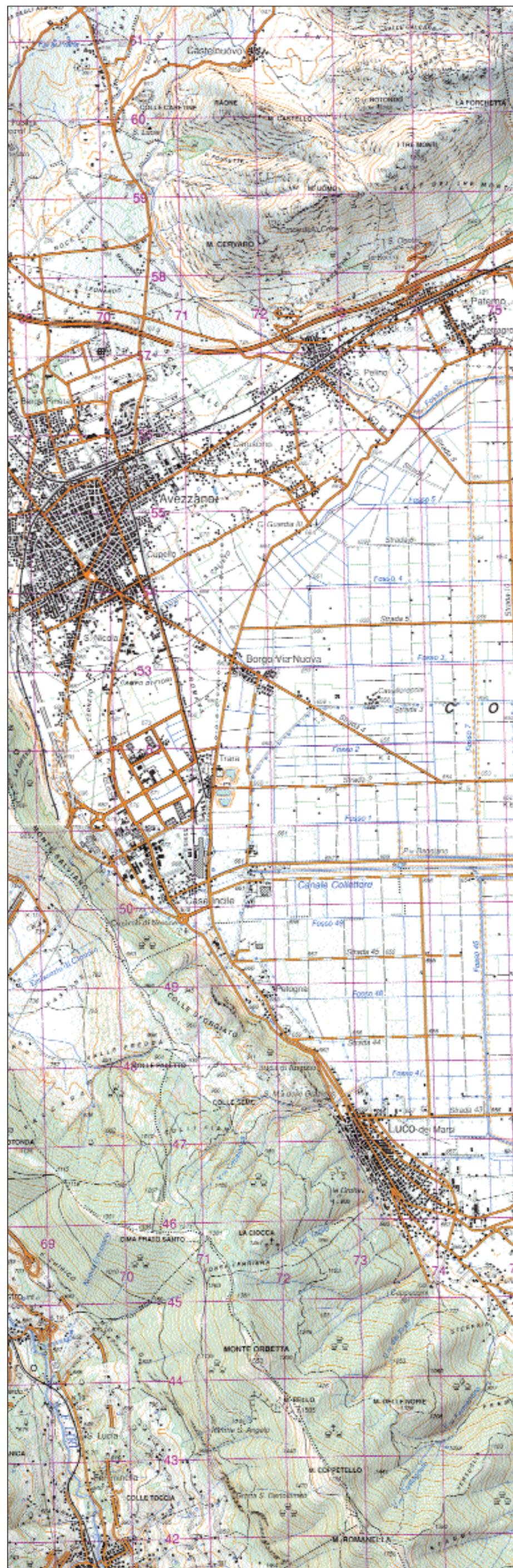
ti anche dai romani e terminati nel II secolo d. C.. Osservando la carta topografica è possibile tracciare il limite del lago in epoca storica (romana e post-romana) che oggi coincide con i canali, «allacciante settentrionale» e «meridionale».

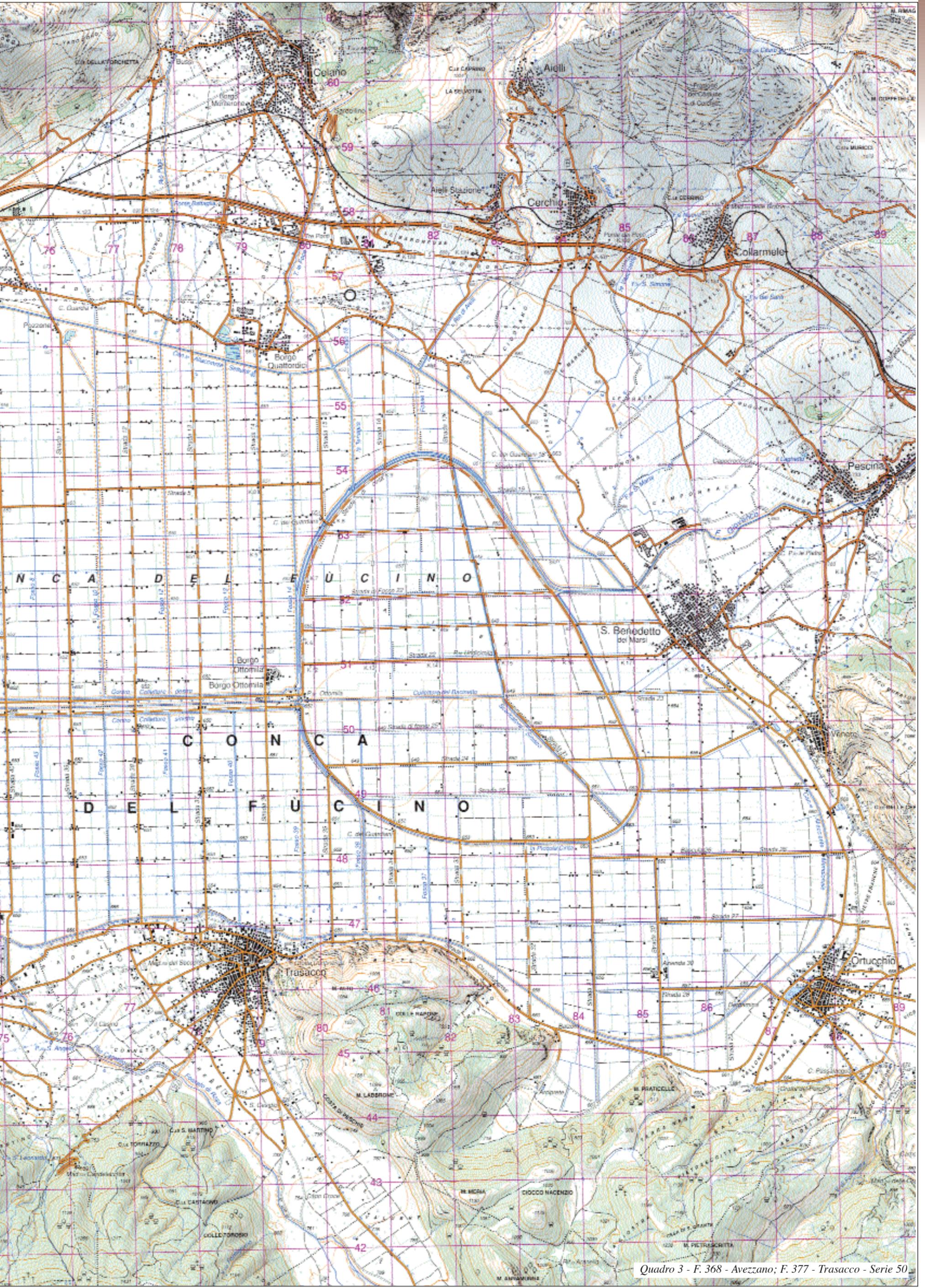
La carta topografica mostra la varietà del paesaggio tra l'area meridionale e quella settentrionale e ci aiuta ad ipotizzare lo scenario al tempo del lago. Nell'area meridionale le acque del lago dovevano trovarsi a ridosso dei versanti ed il contrasto morfologico tra questi e la piana è ben visibile nella carta nei pressi dei centri abitati di Trasacco e Luco dei Marsi. Nell'area settentrionale, tra il lago ed i versanti rocciosi, esisteva una vasta area di raccordo, rappresentata oggi da una superficie debolmente inclinata che dal canale allacciante settentrionale si sviluppa verso nord e nord-est, fino ai centri abitati di Celano, Cerchio, Collarmele e Pescina. In quest'area affiorano i sedimenti lacustri e fluviali più antichi della conca che risalgono al Pliocene superiore (BOSI *et alii*, 1995).

Anche in questo stralcio è possibile osservare il condizionamento morfologico esercitato dalle faglie che bordano la conca e che conferiscono ai versanti andamenti rettilinei, come si osserva nell'area a sud e sud-ovest di Avezzano e tra quest'ultimo e Celano. La natura calcarea ha favorito la diffusione del processo carsico che si è manifestato soprattutto attraverso doline ed inghiottitoi. Quest'ultimi sono stati utilizzati dall'uomo durante le bonifiche per permettere il deflusso delle acque. Un inghiottitoio non visibile in carta, dove confluiscono canali di scolo anche di epoca romana (GIRAUDI, 1988) è situato a nord-ovest di Luco dei Marsi, in località Angizia. Depressioni minori, corrispondenti a grandi doline, si osservano ai bordi della conca, circa 8 km a sud-est di Trasacco. Una di queste depressioni, Amplerò, presenta anche un inghiottitoio ben visibile nella carta a quota 843 m s.l.m.

## BIBLIOGRAFIA

- BARTOLINI C., PECCERILLO A., *I fattori geologici delle forme del rilievo*, Bologna, Pitagora Editrice, 2002.
- BOSI C., GALADINI F., MESSINA P., "Stratigrafia plio-pleistocenica della conca del Fucino", *Il Quaternario*, 8 (1), 1995, pp. 83-94.
- CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F., PAMBIANCHI G., "Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depressions (Umbria-Marche Apennines)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5 (2), 1982, pp. 263-276.
- COLTORTI M., DRAMIS F., PAMBIANCHI G., "Stratified slope-waste deposits in the Esino river basin (Umbria-Marche Apennines, Central Italy)", *Polarforschung*, 53 (2), 1983, pp. 59-66.
- COLTORTI M., FARABOLLINI P., "Quaternary evolution of the Castelluccio di Norcia Basin (Umbro-Marchean Apennine, Central Italy)", *Il Quaternario*, 8 (1), 2002, pp. 149-166.
- COLTORTI M., PIERUCCINI P. (2002) "The late lower Pliocene planation surface and mountain building of the Apennines (Italy)", *Studi Geologici Camerti*, numero speciale, International workshop "Large-scale vertical movements and related gravitational processes", Camerino-Rome, 1999, pp. 45-60.
- DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., PAMBIANCHI G., "Neotectonic and large-scale gravitational phenomena in the Umbria-Marche Apennines, Italy", in SLAYMAKER O. (A CURA DI) *Steepland geomorphology*, Chichester, John Wiley & Sons Ltd., 1995, pp. 199-217.
- GENTILI B., PAMBIANCHI G., *Gravitational morphogenesis of the Apennine chain in Central Italy*, Proc. 7<sup>th</sup> Int. IAEG Congr., Rotterdam, Balkema, 1994.
- GIRAUDI C., "Evoluzione geologica della piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30000 anni", *Il Quaternario*, 1 (2), 1988, pp. 131-159.



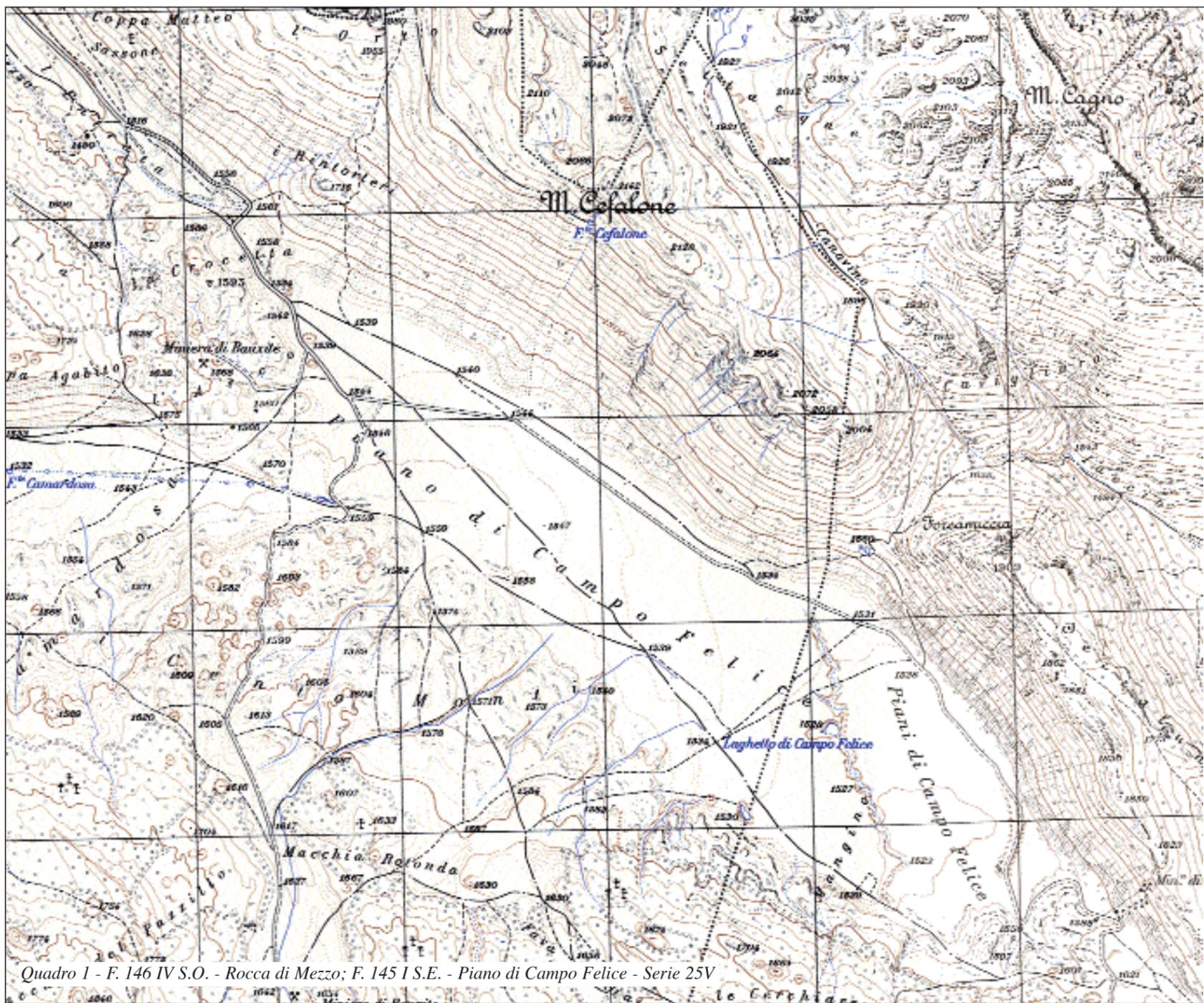


Quadro 3 - F. 368 - Avezzano; F. 377 - Trasacco - Serie 50

# 56. Versanti di faglia e linee di faglia

NICOLETTA SANTANGELO\*

Università degli Studi di Napoli «Federico II»



Quadro 1 - F. 146 IV S.O. - Rocca di Mezzo; F. 145 I S.E. - Piano di Campo Felice - Serie 25V

Con questi termini si indicano due forme strutturali che presentano una forte convergenza morfologica. In entrambi i casi infatti il termine si riferisce ad una scarpata (versante) caratterizzata da una marcata rettilinearità in pianta e da una pendenza più o meno elevata (**quadro 1**), che può presentare (**quadro 2**) un allineamento di faccette triangolari (THORNBURY, 1954; CASTIGLIONI, 1986; BARTOLINI, PECCERILLO, 2002).

La rettilinearità è una funzione della geometria del piano di faglia e, pertanto, le scarpate rettilinee sono generalmente associate a piani di faglia subverticali con cinematica diretta o trascorrente.

La pendenza è funzione della litologia (scarpate in rocce dure di solito presentano pendenze maggiori di scarpate in rocce tenere) e del grado di evoluzione della scarpata: nella stragrande maggioranza dei casi, a causa dei tempi implicati (centinaia di migliaia o milioni di anni) nella genesi di una scarpata di faglia con dimensione dell'ordine delle centinaia di metri, la possibilità di osservare una faglia non ritoccata da processi erosionali è notevolmente bassa e limitata a scarpate di dimensioni modeste (metriche o decametriche), spesso localizzate al piede di scarpate di faglia di dimensioni più imponenti. Pertanto la scarpata di faglia, o quella di linea di faglia, difficilmente coincide con il piano di faglia alla quale è associato, ma rappresenta piuttosto il prodotto del modellamento di quest'ultimo da parte degli agenti esogeni. In particolare, l'azione di erosione operata dai corsi d'acqua, che dissecano trasversalmente una scarpata, può determinare la formazione di «faccette triangolari» (**quadro 2**).

La differenza tra «scarpata di faglia» e «scarpata di linea di faglia» è strettamente genetica (**quadro 3**):

- una «scarpata di faglia» è il risultato diretto di una faglia (il rigetto topografico osservabile lungo la scarpata è il prodotto di un movimento tettonico).
- una «scarpata di linea di faglia» è il prodotto dell'erosione differenziale sui due lati della faglia (il rigetto topografico osservabile lungo la scarpata è causato dall'azione di processi erosionali): essa si genera quando lungo una

faglia vengono a contatto terreni a forte contrasto litologico (per esempio rocce dure, come i calcari o i graniti, e rocce erodibili, come le argille).

Una stessa scarpata può essere in parte «di faglia» ed in parte «di linea di faglia»: si parla allora di «scarpate composite» o «poligeniche».

Gli elementi diagnostici al fine di distinguere tra «scarpate di faglia» e «scarpate di linea di faglia» (THORNBURY, 1954) sono:

1) per le scarpate di faglia:

- presenza di litologie con lo stesso grado di erodibilità sui due lati della faglia (**quadro 4**);
- presenza di superfici di erosione, terrazzi o depositi di versante dislocati (**quadri 4 e 5**);
- presenza di una zona in aggrada-

zione e/o subsidenza al piede della faglia (**quadro 5**);

- presenza di valli antecedenti rispetto al lineamento;
- attività sismica;

2) per le scarpate di linea di faglia:

- presenza di litologie a forte contrasto di erodibilità sui due lati della faglia (**quadri 6 e 7**);
- presenza di valli sovrainposte rispetto al lineamento (**quadri 6 e 7**);
- variabilità nell'altezza della scarpata, che può giungere a luoghi a scomparire, dove lo specchio di faglia non è stato ancora esposto (**quadri 6 e 7**);
- presenza di superfici di erosione che «cavalcano» il lineamento;

Ovviamente questi elementi non sono sempre presenti contemporaneamente lungo un'unica scarpata, ma uno o due di essi possono risultare significativi ai fini dell'interpretazione (vedi lettura guidata delle tavole). Qualora non sia possibile identificare elementi significativi, è preferibile riferirsi a queste morfologie con un termine più generico come «scarpate (versanti) su faglia» (ASCIONE, CINQUE, 1997). Bisogna infine ricordare che esistono altre forme, come i «versanti di strato di strutture monocliniche» (vedi tavola precedente), che presentano le stesse caratteristiche (rettilinearità in pianta e pendenza più o meno elevata) dei versanti su faglia. In questo caso la presenza di morfologie associate, quali *chevrons* e *flatirons* (THORNBURY, 1954; CASTIGLIONI, 1986; BARTOLINI, PECCERILLO, 2002), risulterà significativa ai fini dell'interpretazione.

## Lettura guidata

**Quadro 1** - scarpata rettilinea ad elevata pendenza impostata in rocce dure (monte Cefalone, massiccio del Gran Sasso, Abruzzo).

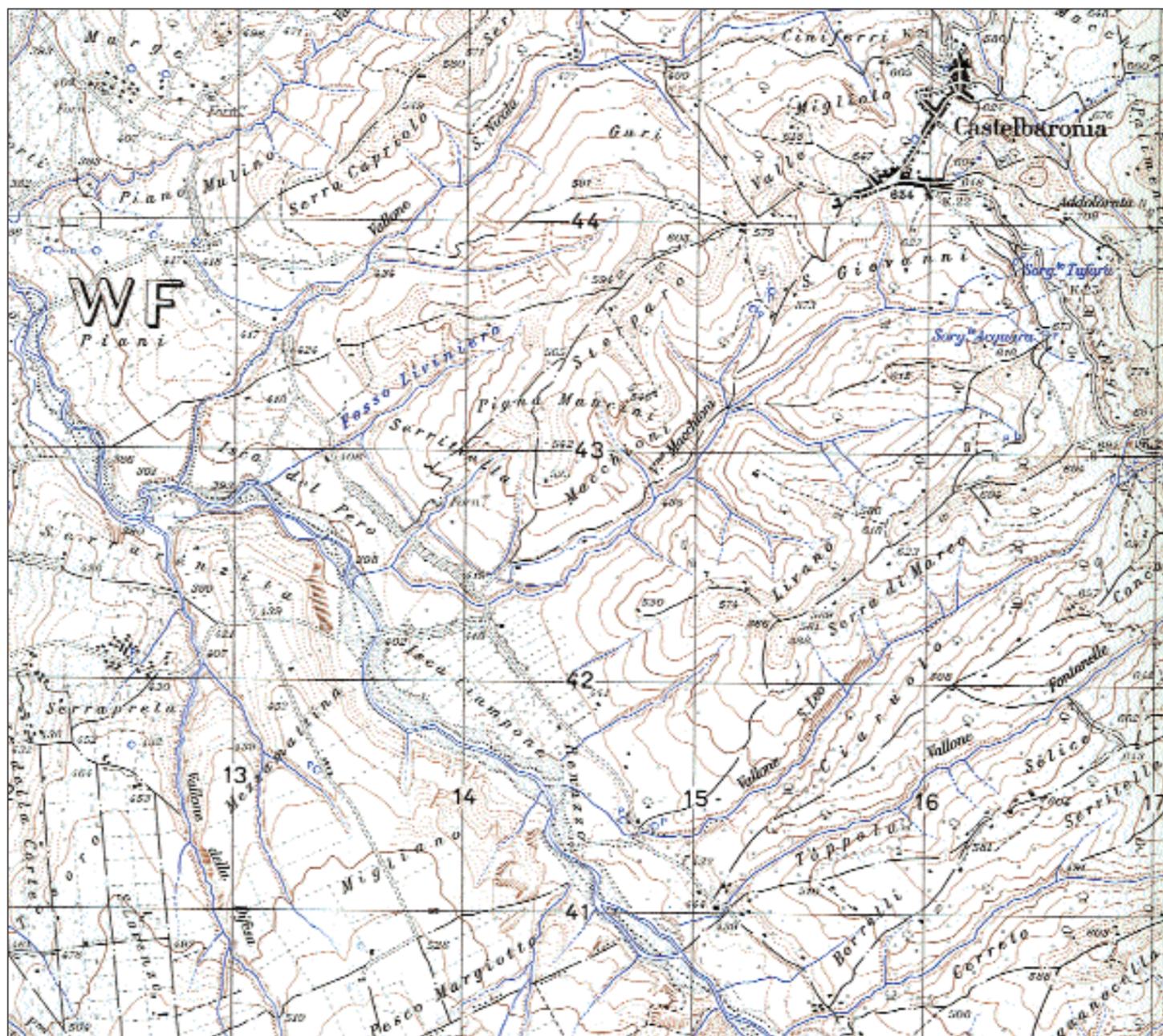
**Quadro 2** - Allineamento di faccette triangolari lungo il versante, impostato in rocce tenere, in destra orografica del fiume Ufita (Campania).

**Quadro 4** - I lembi di un'antica superficie di erosione carsica (monte S. Elmo e Pozze S. Elmo) sono dislocati a circa 100 m dalla faglia lungo cui è

impostato il versante di faglia sud-orientale di monte S. Elmo (monti Picentini, Campania).

**Quadro 5** - Scarpata di faglia che delimita verso NE la depressione tettonica quaternaria del pantano di San Gregorio Magno (massiccio del monte Marzano, confine Campania - Basilicata). Si possono osservare i lembi di antiche superfici erosionali sospesi intorno ai 550 m di quota.

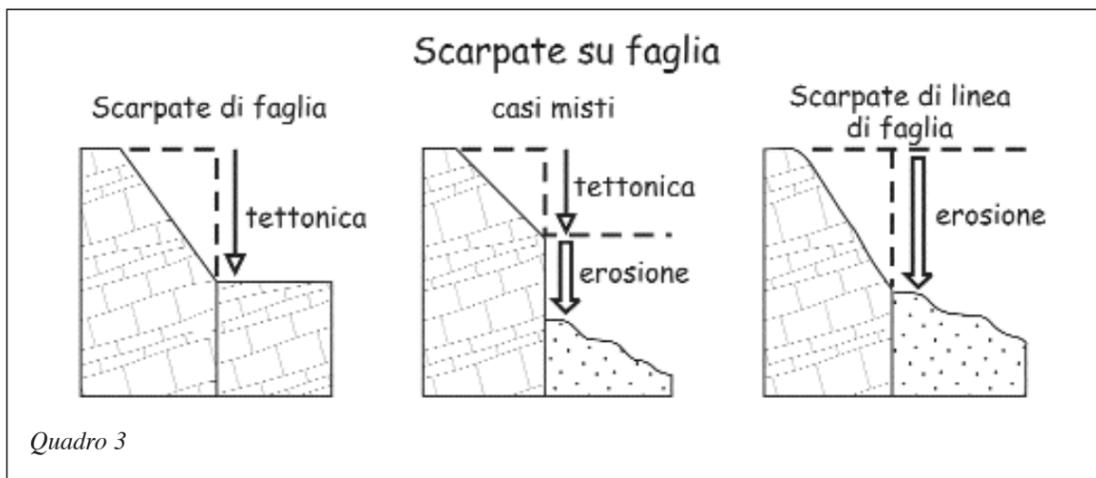
**Quadri 6 e 6a** - Il versante sudoccidentale del monte Vivo (massiccio del monte Motola, Campania) presenta una progressiva riduzione di altezza procedendo da SE verso NO, fino ad annullarsi nei pressi della forra del torrente Sammaro che, con meandri profondamente incastrati, lo attraversa in discordanza. Il versante insiste su una faglia ad alto angolo a direzione circa N 120°, lungo la quale i calcari del monte Vivo vengono a contatto con terreni argilloso-arenacei. La forra si è approfondita nei calcari partendo da un antico tracciato ubicato al contatto con i più erodibili terreni argilloso-arenacei che ricoprono lateralmente (verso NO) le litologie carbonatiche. Su questo fianco del rilievo sono inoltre evidenti, intorno a quota 730 (Pastina) e quota 880 (a sud di Le Scalelle), due antichi tracciati vallivi meandriformenti abbandonati; osservando i meandri incastrati anco-



Quadro 2 - F. 174 III S.E. - Frigento - Serie 25V

CINQUE, 1999) l'erosione selettiva delle più tenere litologie argilloso-arenacee è stata responsabile sia dell'individuazione della scarpata di linea di faglia sia della decapitazione delle valli Soprana e Sottana.

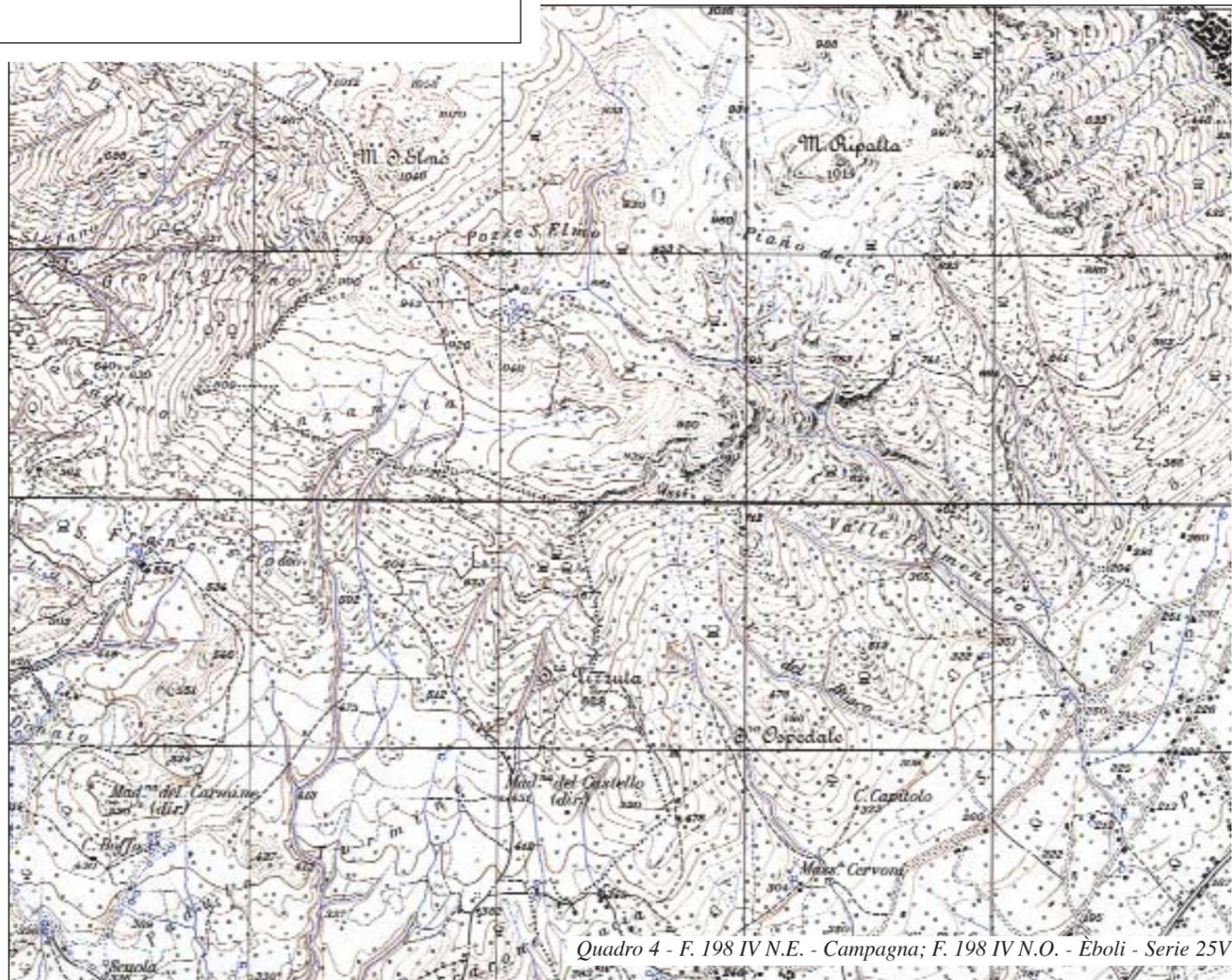
\* Con la collaborazione di Alessandra Ascione



Quadro 3

ra attivi, queste valli abbandonate possono essere interpretate come indicatori di vecchi andamenti del contatto tra calcari e successioni argilloso-arenacee, testimonianti i vari stadi dell'esumazione delle litologie carbonatiche per erosione selettiva (vedi i *blockdiagrams* del **quadro 6a**). Il versante meridionale del monte Vivo viene quindi interpretato come una scarpata di linea di faglia (BRANCACCIO *et alii*, 1978).

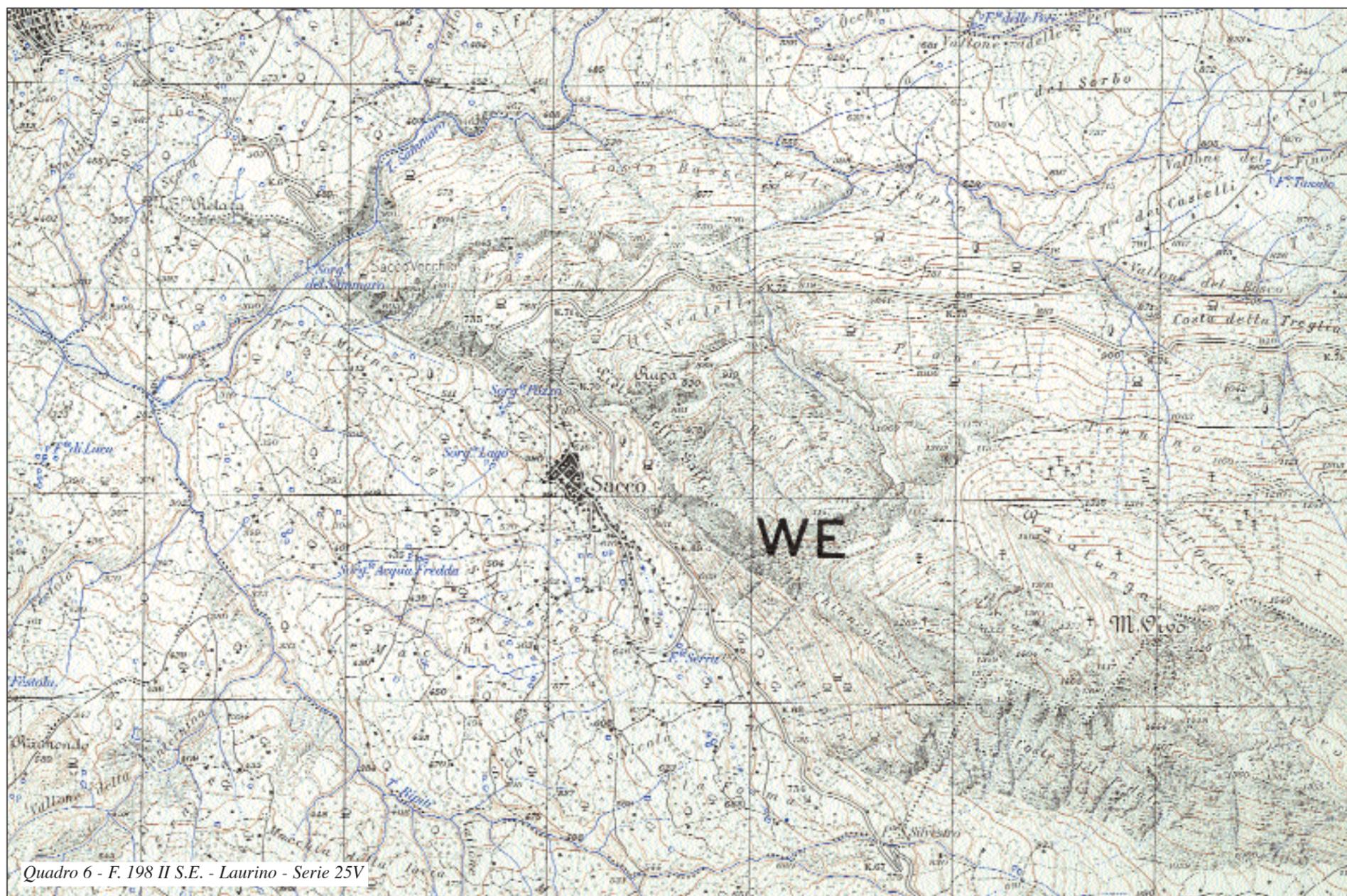
**Quadri 7 e 7a** - Il lungo e rettilineo versante monte Calvello - monte Rotondo (massiccio del monte Cervati, Campania) è impostato lungo una faglia ad alto angolo ed orientazione SO-NE, che mette a contatto rocce carbonatiche a nord e litologie argilloso-arenacee a sud. Questo versante viene interpretato come una scarpata di linea di faglia, perché è caratterizzato da un'altezza fortemente variabile; inoltre esso è attraversato da profonde forre discordanti (valle Soprana e valle Sottana), attualmente secche e prive di testata. Come schematizzano i *blockdiagrams* nel **quadro 7a** (da ASCIONE,



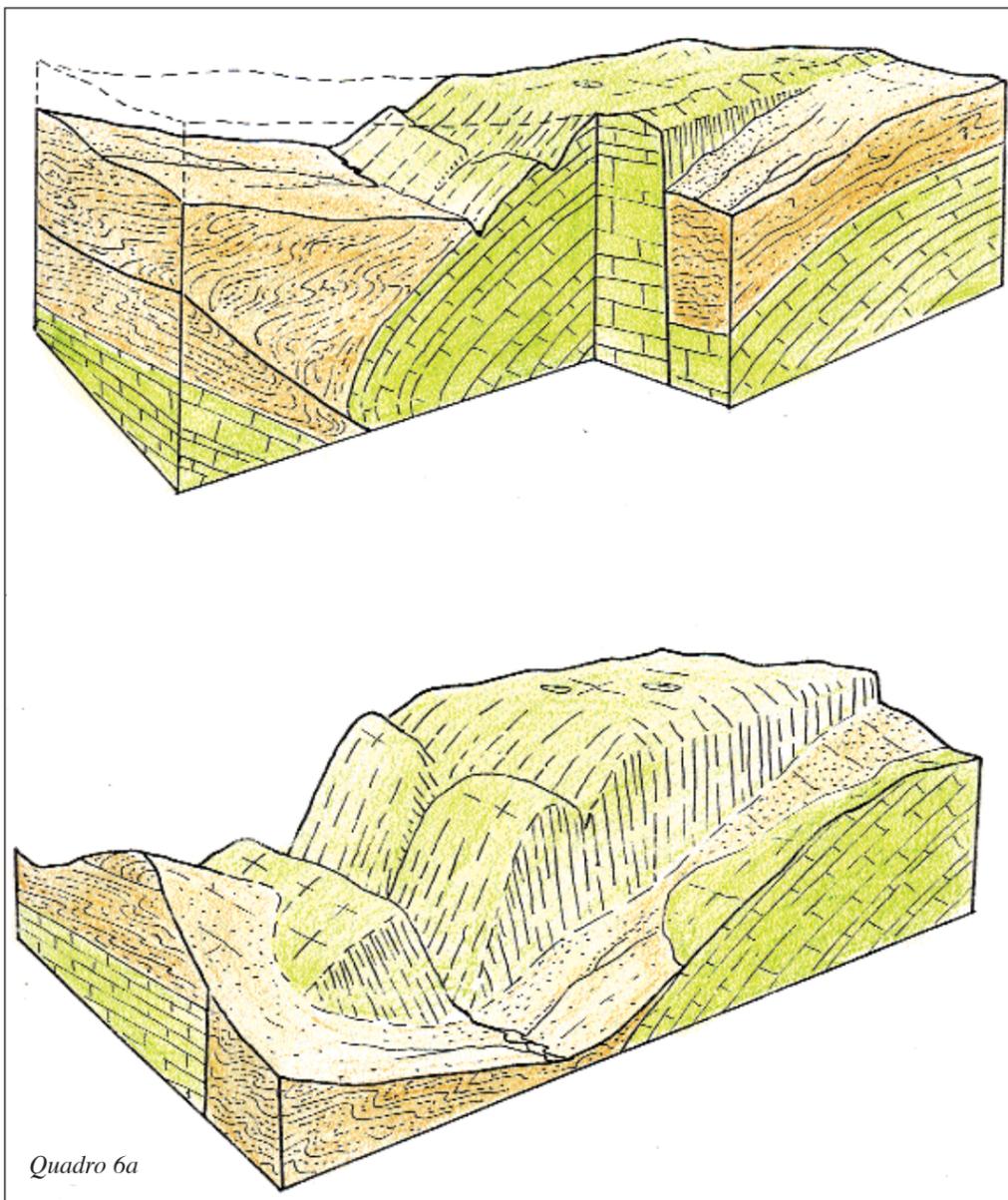
Quadro 4 - F. 198 IV N.E. - Campagna; F. 198 IV N.O. - Eboli - Serie 25V



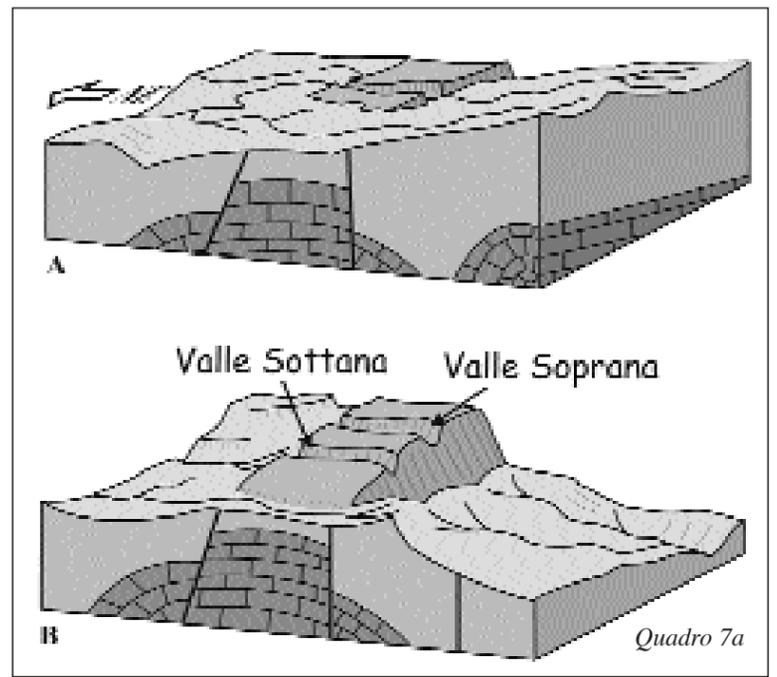
Quadro 5 - F. 469 Sez. III - Buccino - Serie 25



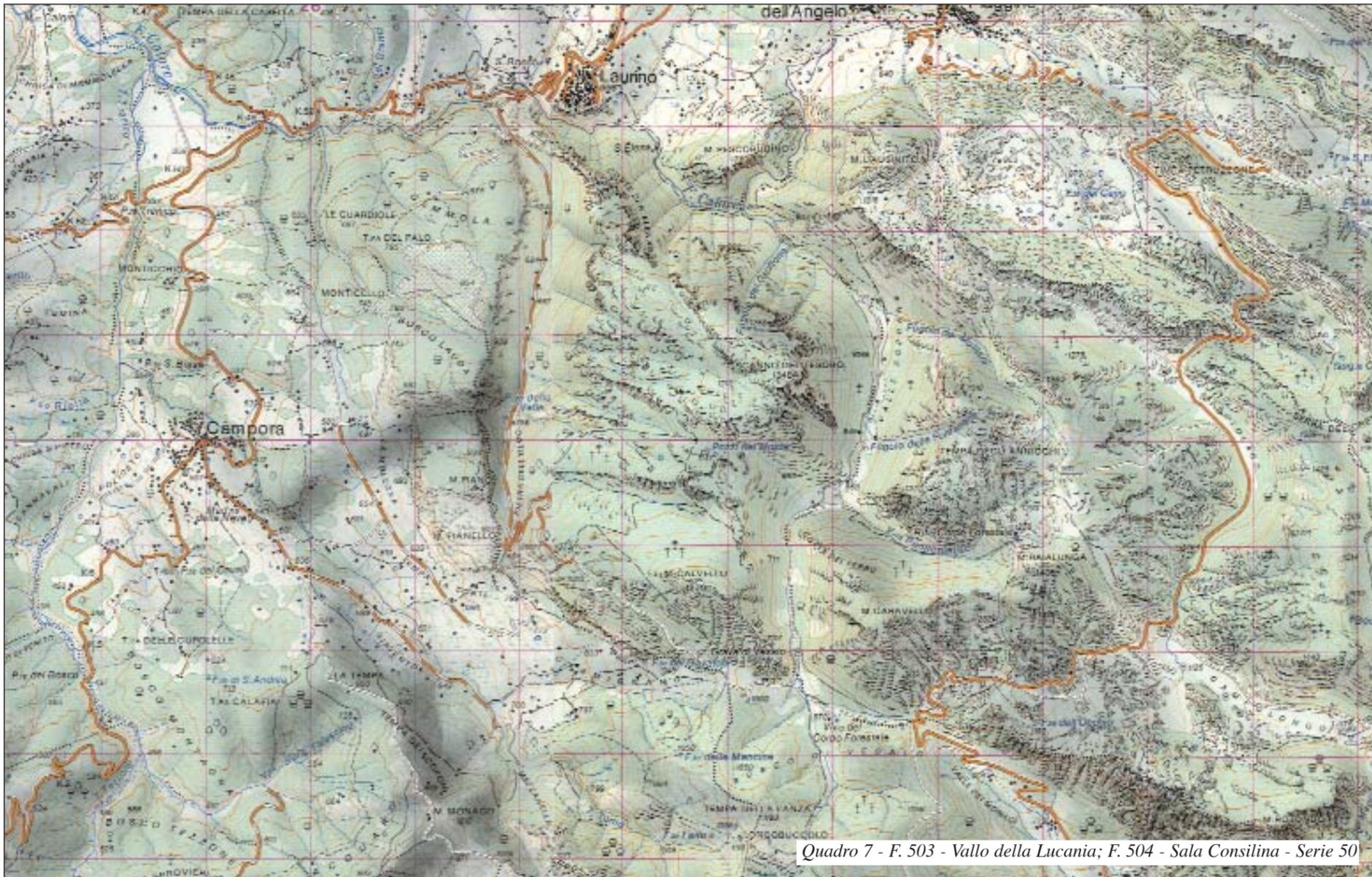
Quadro 6 - F. 198 II S.E. - Laurino - Serie 25V



Quadro 6a



Quadro 7a



Quadro 7 - F. 503 - Vallo della Lucania; F. 504 - Sala Consilina - Serie 50

## BIBLIOGRAFIA

BRANCACCIO L., NICOLETTI E., PATTI O., "La forra epigenetica del T. Sammaro (Cilento). Un problema geomorfologico e sue implicazioni antropogeografiche", in *Bollettino della Società dei Naturalisti*, Napoli, 87, 1978, pp. 1-18.  
 ASCIONE A., CINQUE A., "Le scarpate su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico", *Il Quaternario*, 10 (2), 1997, pp. 285-293.  
 ASCIONE A., CINQUE A., "Tectonics and erosion in the long term relief history of the

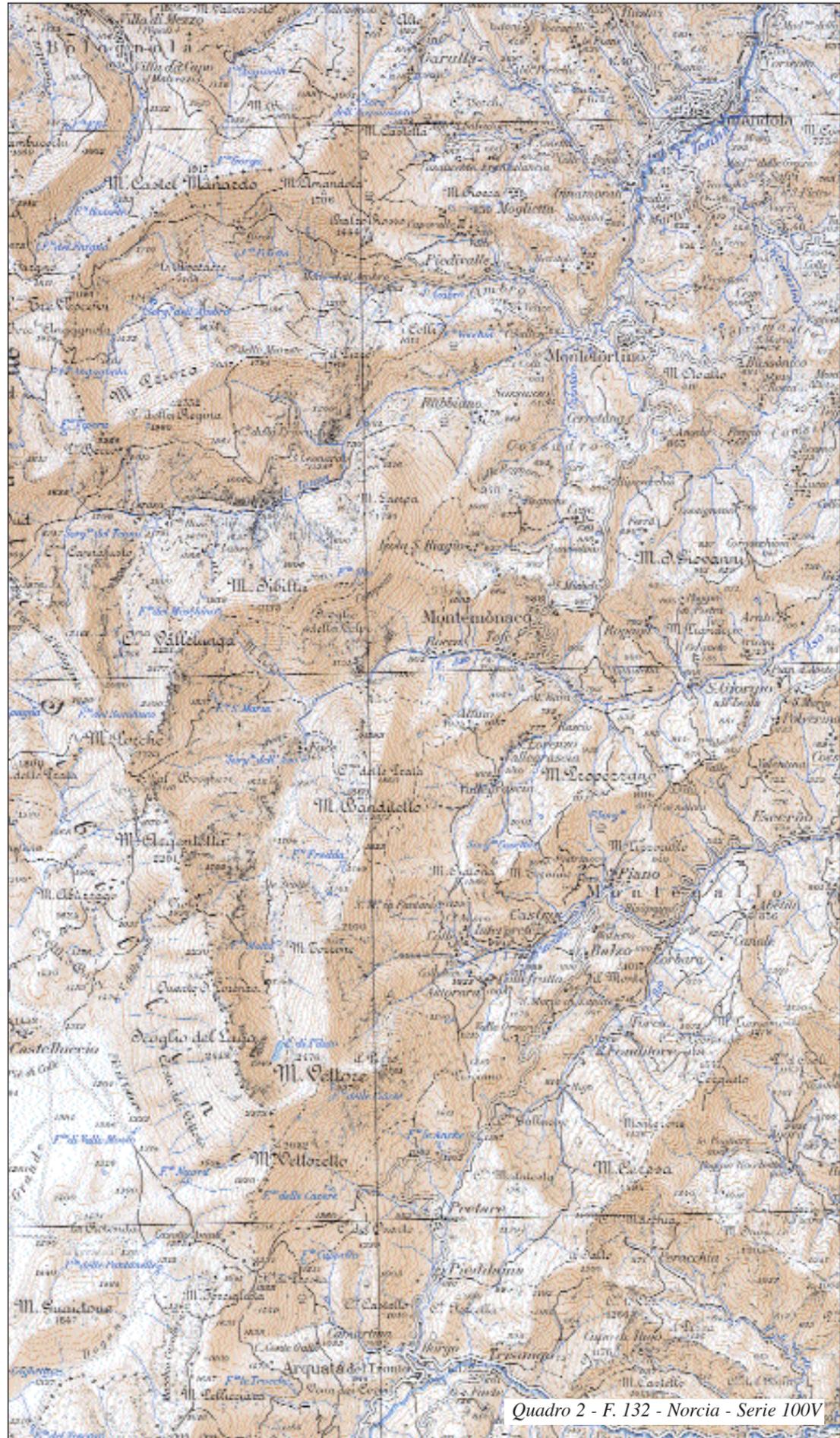
Southern Apennines (Italy)", *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl. -Bd 118*, 1999, pp. 1-16.  
 BARTOLINI C., PECCERILLO A., *I fattori geologici delle forme del rilievo. Lezioni di Geomorfologia strutturale*, Pitagora ed., 2002.  
 THORNBURY W. D., *Principles of geomorfology*, New York-London, John Wiley & sons Ed., 1954.

# 57. Fronti di sovrascorrimento

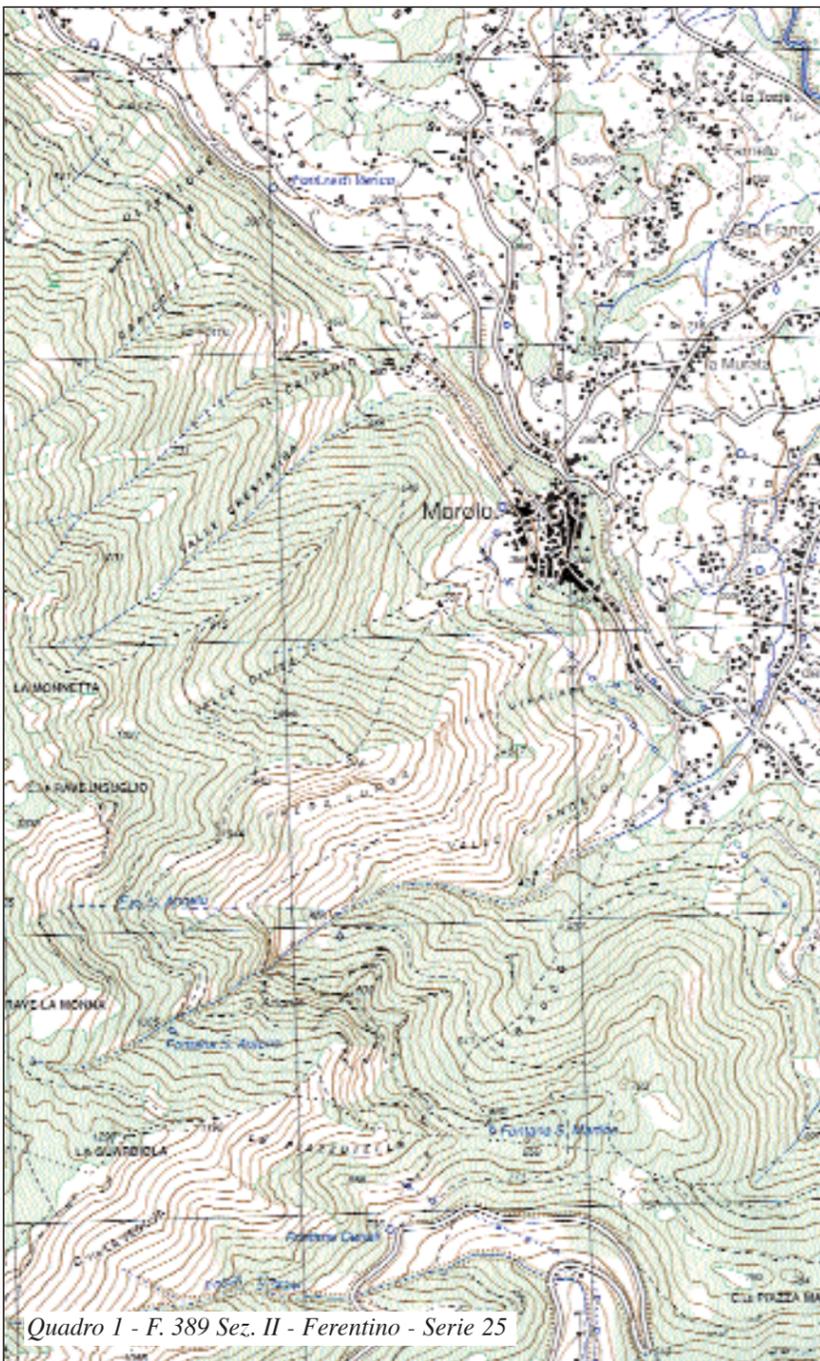
BERNARDINO GENTILI\*

Università degli Studi di Camerino

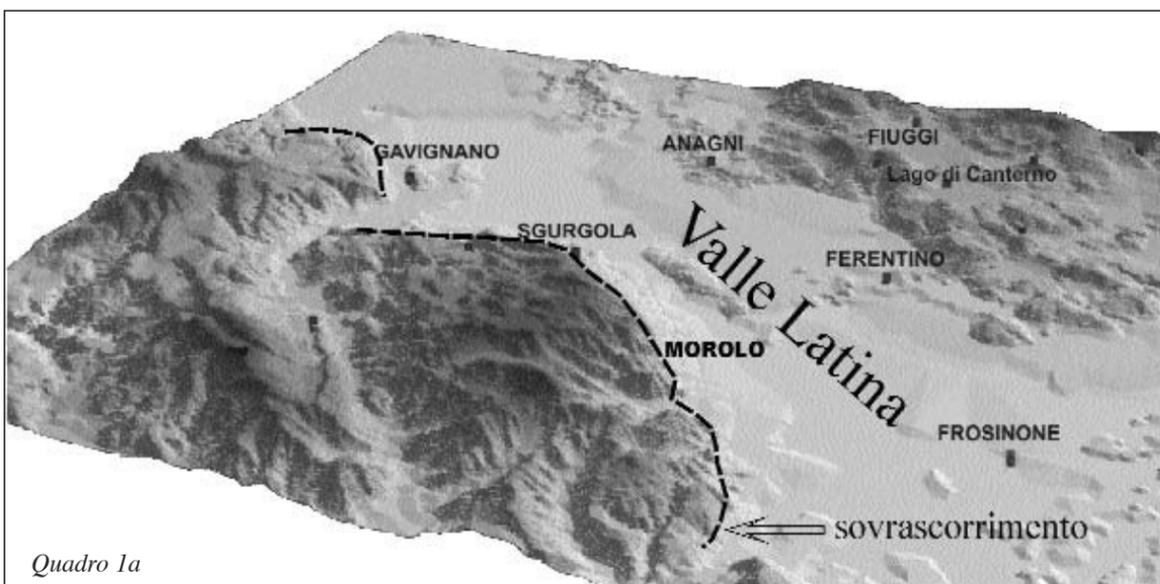
La configurazione dell'ambiente fisico continentale italiano risulta in generale strettamente conforme all'assetto geologico-strutturale del substrato roccioso. Infatti le principali morfostrutture, date da catene montuose, depressioni intramontane e pedemontane e fasce collinari, corrispondono per lo più ad aree di intensa deformazione e sollevamento (che portano in affioramento le unità più antiche interessate da pieghe ed estesi sovrascorrimenti), a conche tettoniche e ad aree di minore deformazione e sollevamento, non di raro corrispondenti ad assetti monoclinali nei terreni più recenti. In corrispondenza dei sovrascorrimenti, in particolare quando questi realizzano la sovrapposizione di corpi rocciosi a deformazione rigida su litotipi a deformazione duttile, si rilevano i più netti, evidenti ed estesi contrasti morfologici, a loro volta esaltati da fenomeni di erosione differenziale (assetti ricorrenti con particolare frequenza nell'Appennino cen-



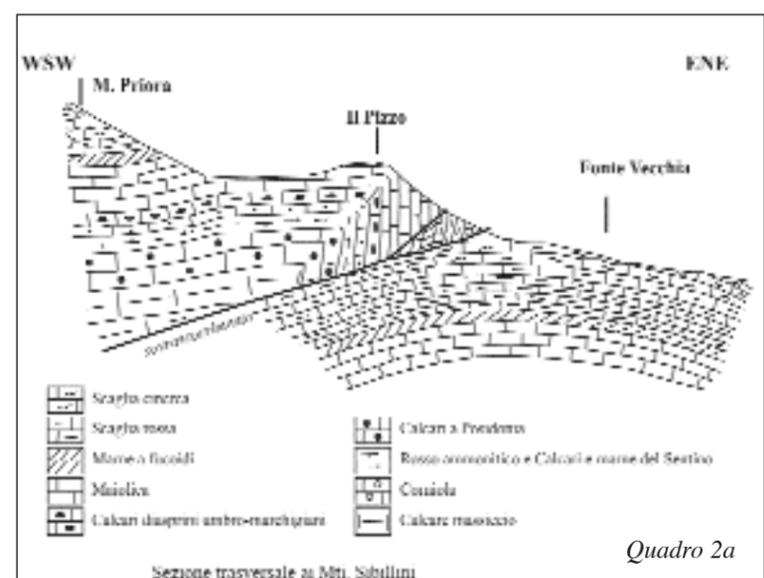
Quadro 2 - F. 132 - Norcia - Serie 100V



Quadro 1 - F. 389 Sez. II - Ferentino - Serie 25



Quadro 1a



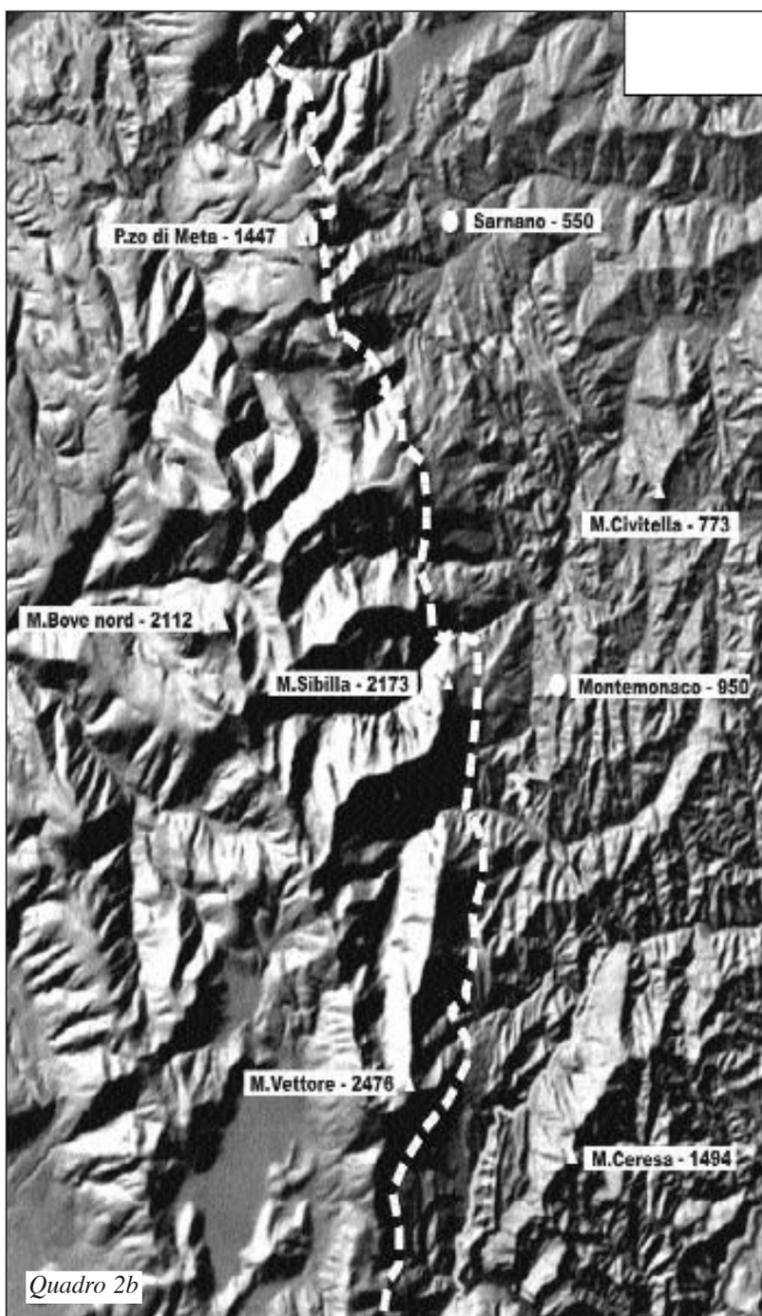
Quadro 2a



Quadro 3 - F. 140 - Teramo - Serie 100V



Quadro 3a



Quadro 2b

trale: **quadri 1, 2 e 3**). Invece, quando essi realizzano assetti stratigrafici più complessi (come nel caso dell'Appennino settentrionale e dell'arco alpino), i risalti morfologici sono meno evidenti (**quadro 4**).

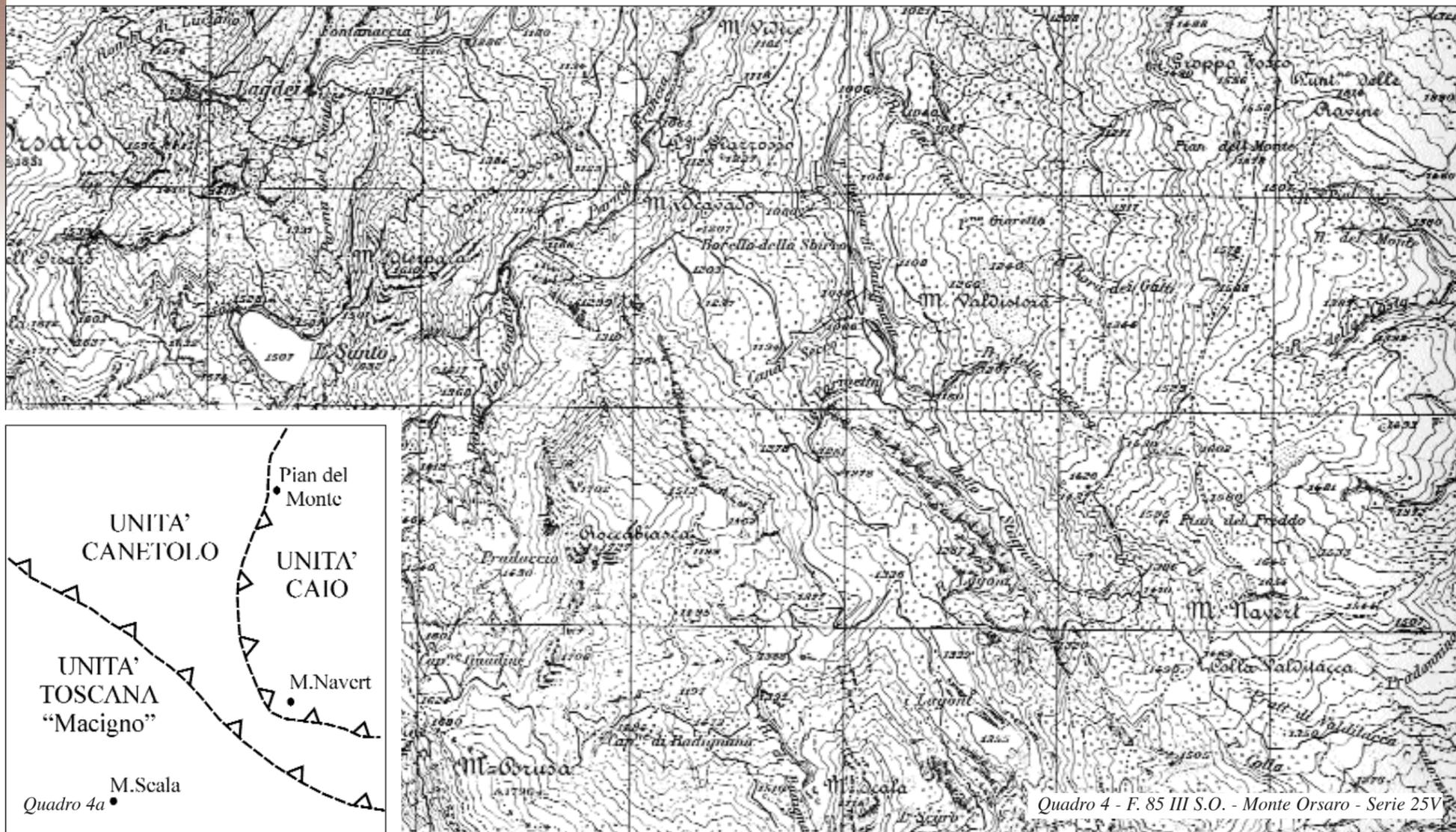
L'Appennino centrale è dominato da due grandi unità paleogeografico-strutturali, dalla cui evoluzione si è originato l'attuale paesaggio geologico e geomorfologico: «la piattaforma carbonatica laziale-abruzzese» (successioni calcareo-dolomitiche neritiche del Trias superiore-Miocene p.p.) e il «bacino umbro-marchigiano-sabino» (successioni pelagiche calcareo-silicico-marnose del Lias medio-Miocene p.p.).

Il **quadro 1** rappresenta un'area caratterizzata da elevati valori dell'energia di rilievo (1 200 m circa), nella quale la marcata differenza di densità delle curve di livello permette di riconoscere due diverse unità morfologiche, separate da una netta rottura di pendio (corrispondente circa all'andamento della strada che da Morolo prosegue verso SE e verso NO). La prima, montuosa (quote fino ad oltre 1 300 m), modellata su litotipi prevalentemente calcarei, è caratterizzata da un'elevata acclività dei versanti (50% circa) e incisa da una rete idrografica di ordine molto basso. La seconda unità, pedemontana, scolpita sopra un substrato geologico terrigeno, presenta pendii meno acclivi (15-20%) ed una rete idrografica maggiormente gerarchizzata. Una potente copertura continentale (coni e falde di detrito e conoidi di deiezione) modella l'ampia fascia di raccordo tra le due unità.

La genesi di tali fondamentali lineamenti geomorfologici è strettamente legata alla storia geologica dell'area. Infatti il settore montuoso corrisponde al fronte del sovrascorrimento della dorsale carbonatica lepino-ausona, traslata verso NE durante il Tortoniano superiore ed accavallatasi sui depositi terrigeni del bacino di avanfossa della valle Latina; il contatto tettonico tra detti litotipi, per gran parte obliterato dalla citata copertura detritica, è riconoscibile nella zona compresa tra Morolo e Sgurgola. Tali originari dislivelli sono stati esaltati significativamente da una successiva azione di faglie normali (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore), responsabili del modellamento del *graben* della valle Latina (**quadro 1a**), mentre l'intenso vulcanismo del Pleistocene medio e superiore ha regolarizzato, in parte, la morfologia del fondovalle (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1975; GENTILI, LUPA PALMIERI, in stampa).

Caratteristiche topografiche simili a quelle evidenziate nel **quadro 1** si rilevano negli stralci cartografici dei **quadri 2 e 3**, ampiamente rappresentativi dell'Appennino umbro-marchigiano e di quello laziale-abruzzese. La configurazione e la densità delle isoipse individuano in entrambi i casi due ampie ed estese unità morfologiche, costituite da dorsali montuose orientate, rispettivamente, circa N-S (monti Sibillini) ed E-O (Gran Sasso d'Italia), le cui quote sommitali superano, talora ampiamente, i 2 000 m nonché da fasce pedemontane, formate da rilievi generalmente compresi tra 600 e 1 000 m di quota.

In entrambi i casi il contrasto morfologico è reso particolarmente evidente dal repentino passaggio dai fianchi delle dorsali alle zone pedemontane: i primi sono relativamente regolari, fortemente acclivi (>50%, con frequenti pareti verticali o aggettanti) e contraddistinti da valori molto elevati dell'energia di rilievo (oltre i 1 200 m nei monti Sibillini, oltre i 1 500 m nel Gran Sasso); energia di rilievo limitata a qualche centinaio di metri e versanti molto meno acclivi (20-40%) ed estesi dei precedenti, oltre che molto più articolati, contraddistinguono



le fasce pedemontane. Nella zona di raccordo tra le due unità si rilevano potenti ed estesi accumuli detritici, spesso rimobilizzati da grandi frane, che contribuiscono ad abbassare i gradienti topografici, fino a produrre locali ripiani e contropendenze; essi hanno prodotto nel complesso una rottura concava di pendio (graduale aumento di distanza tra le isoipse sulla carta). Per le più elevate aree di catena gli stralci cartografici evidenziano scarpate strutturali, creste di varia forma e, in subordine, forme legate alla morfogenesi glaciale pleistocenica (circhi e valli ad U).

La morfostruttura dei monti Sibillini (**quadro 2**) è il risultato della fusione delle terminazioni meridionali delle catene montuose umbro-marchigiana e marchigiana (costituite da rocce calcaree e calcareo-marnose del Mesozoico-basso Terziario) nel «massiccio» dei Sibillini e della sovrapposizione tettonica di quest'ultimo sui terreni marnoso-arenacei terziari lungo il sovrascorrimento dei monti Sibillini (**quadri 2a e 2b**). Alla superficie principale di sovrascorrimento, che corre nel tratto mediano dell'area (circa in corrispondenza della rottura di pendio sopra citata), si accompagnano piani di accavallamento secondari, cui si associano elementi morfologici minori. Faglie normali quaternarie, a prevalente immersione occidentale, interessano il settore meridionale dell'unità tettonica dei monti Sibillini; ad esse è geneticamente legata la depressione di Castelluccio, ubicata sul blocco ribassato dalle faglie (CALAMITA, DEIANA, 1988).

L'assetto tettonico del Gran Sasso (**quadro 3**) è caratterizzato da due importanti elementi tettonici (Miocene superiore-Pliocene medio): il sovrascorrimento Olevano-Antrodoco, ad andamento circa N-S, ed il sovrascorrimento del Gran Sasso, dalla marcata convessità settentrionale. Quest'ultimo, a vergenza N-NE, sovrappone l'unità tettonica calcarea (Trias superiore-Miocene medio) alle più erodibili torbiditi arenaceo-argillose della «Formazione della Laga» (Messiniano). L'unità stessa risulta dislocata, verso S, da faglie normali che trovano un vistoso riscontro morfologico nella depressione di Campo Imperatore (GHISSETTI, VEZZANI, 1990). Il passaggio tra i due morfotipi è marcato dalla rottura di pendio collocata tra circa 1 100 e 1 600 m di quota (**quadri 3 e 3a**).

Anche nei casi in parola, agli elevati dislivelli ed ai ripidi pendii dei versanti montuosi corrispondono i fronti di sovrascorrimento e alla stretta zona compresa tra le due unità morfologiche corrisponde l'intersezione con la superficie topografica del piano (o piani) di sovrascorrimento. Tale originario assetto geomorfologico è stato esaltato da processi di erosione differenziale, di gran lunga più intensi sui litotipi torbiditici, anche in relazione

ai buoni valori dell'energia di rilievo del pedemonte.

Il **quadro 4** rappresenta un limitato settore dell'Appennino settentrionale (alta val di Parma), il cui substrato geologico è caratterizzato da due sovrascorrimenti a vergenza appenninica (NE) e da una piega frontale del «Macigno» (l'unità tettonica più profonda ad asse NO-SE), che trova riscontro morfologico negli *hogbacks* visibili a Colla di Valditacca e più a S. La «Falda Toscana» è sovrascorsa dall'«Unità Sub-Ligure di Canetolo» (argille, calcari e arenarie a diverso grado di selettività geomorfologica, Cretacico superiore-Oligocene inferiore). Il contatto tettonico (interessato da una faglia inversa tardiva che ha sollevato la zona del crinale) tra i potenti strati arenacei subverticali del «Macigno» e le «Argille e calcari» di Canetolo ha generato un contrasto di erodibilità favorendo l'incisione del rio Stagnone e della testata del torrente Colla. Infine, l'«Unità Ligure di monte Caio» (*flysch* calcareo-marnoso e argille, Cretacico superiore) sovrasta geometricamente quella di Canetolo. Il contatto tettonico tra le due unità, suborizzontale ma con ondulazioni, corre sotto il monte Navert, circa 70 m sopra il passo della Colla, e si prolunga verso Pradonnino (ad est) e verso pian del Monte a nord (**quadro 4a**); in questo settore esso è evidenziato da un più marcato salto morfologico, nonostante la presenza delle coperture moreniche di monte Navert - pian del Freddo.

La configurazione complessiva del paesaggio fisico dell'area, contraddistinta da due alti morfologici (settori nord-orientale e sud-occidentale) ed una fascia centrale più depressa, i cui dislivelli sono dell'ordine di qualche centinaio di metri, è quindi il risultato del sovrascorrimento dell'«Unità Caio» e del sollevamento tettonico più recente del «Macigno» per faglia inversa. Il rimodellamento esogeno delle suddette morfostrutture, particolarmente intenso durante le fasi glaciali del Pleistocene superiore, ha incrementato o ridotto gli iniziali valori dell'energia di rilievo.

Riconosciuta una stretta corrispondenza tra unità morfologiche ed unità tettoniche, è possibile, in via preliminare, individuare le seconde sulla base di corrette analisi geomorfologiche (**quadri 1, 2 e 3**); tali interpretazioni sono molto meno immediate in aree dall'assetto geologico complesso e nelle quali vengono a contatto litotipi le cui caratteristiche fisico-meccaniche non siano marcatamente differenti (**quadro 4**).

\* Con la collaborazione di:  
Giovanni Deiana, Domenico Aringoli, Piero Farabollini  
e Marco Materazzi, Claudio Del Vecchio, Claudio Tellini

## BIBLIOGRAFIA

CALAMITA F., DEIANA G., "The arcuate shape of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)", *Tectonophysics*, n. 146, 1988, pp. 139-147.  
GENTILI B., LUPA PALMIERI E., *Note illustrative della Carta geomorfologica d'Italia alla scala 1:50 000: foglio 389 Anagni*, Roma, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, in stampa.  
GHISSETTI F., VEZZANI L., *Carta geologica del Gran Sasso d'Italia: da Vado di Corno al Passo delle Capannelle*, Firenze, S.EL.CA., 1990.

PAROTTO M., PRATURLON A., "Geological summary of the Central Apennines", *Quaderni della Ricerca Scientifica*, n. 90, 1975, pp. 257-306.  
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, *Carta geologica d'Italia in scala 1:50 000, Foglio 389 Anagni*, Roma, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 1975.  
ZANZUCCHI G., "La Geologia dell'Alta Val Parma", *Memorie della Società Geologica Italiana*, n. 4, 1963, pp. 131-212.