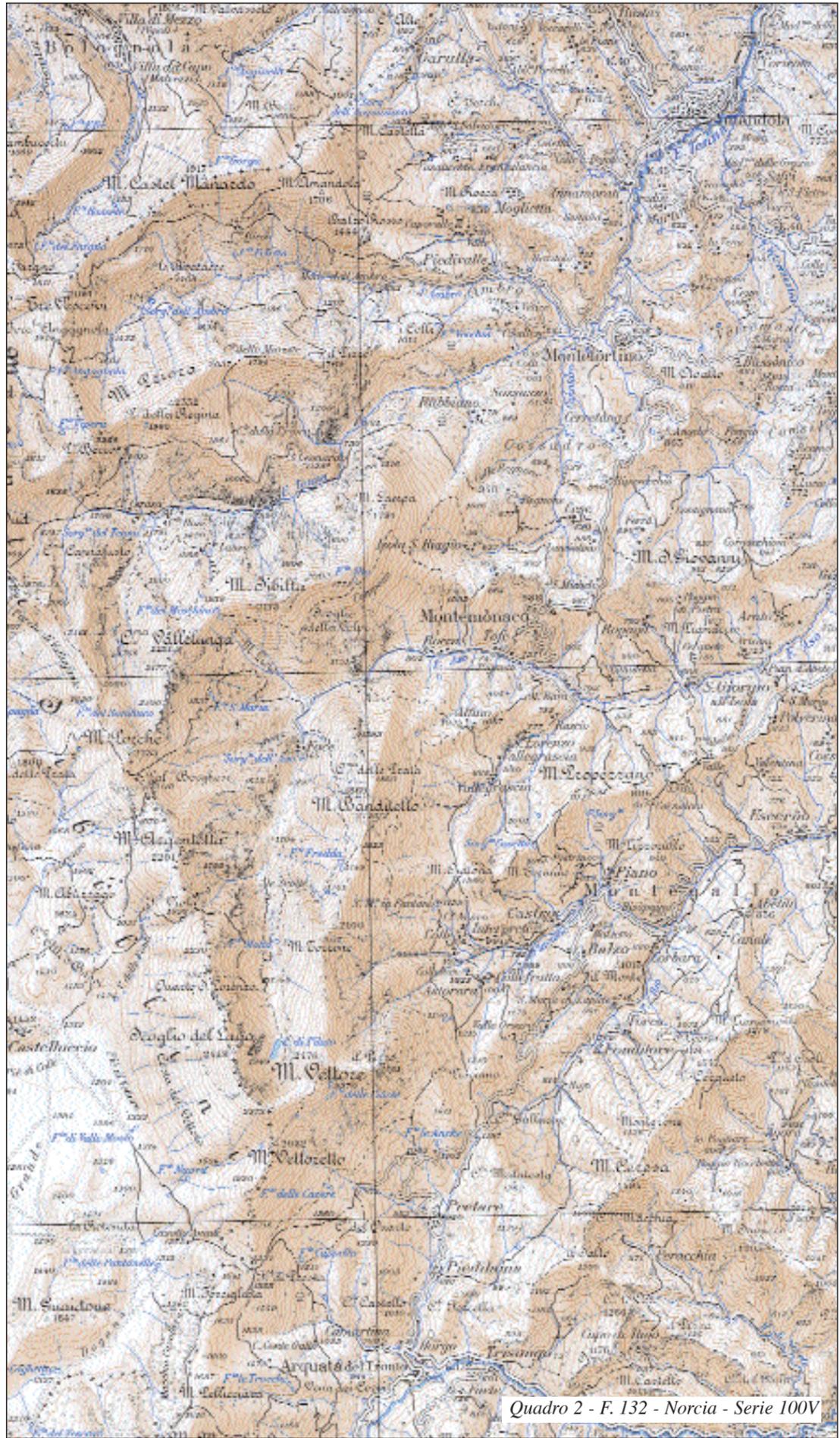


57. Fronti di sovrascorrimento

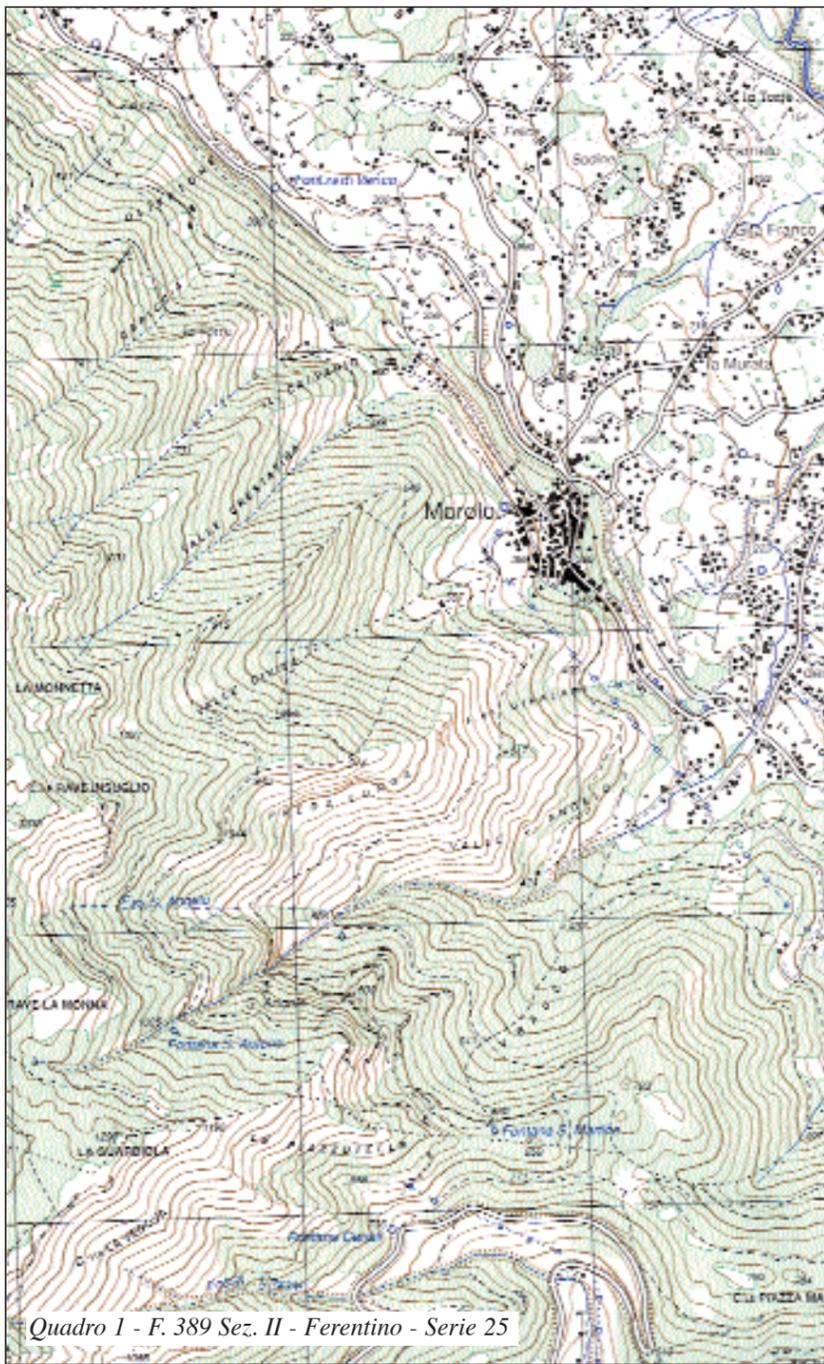
BERNARDINO GENTILI*

Università degli Studi di Camerino

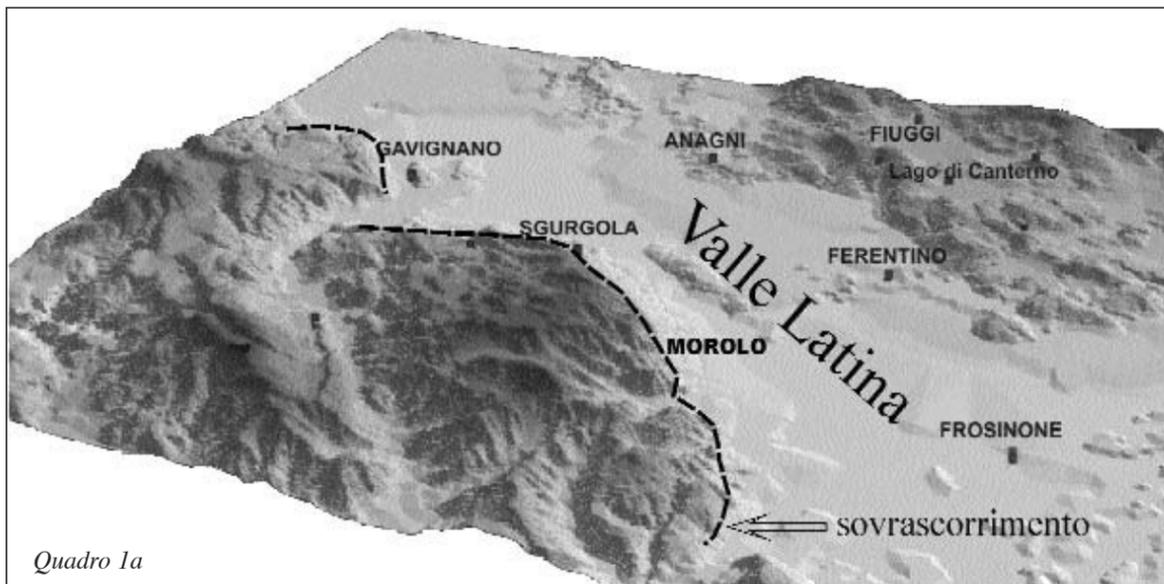
La configurazione dell'ambiente fisico continentale italiano risulta in generale strettamente conforme all'assetto geologico-strutturale del substrato roccioso. Infatti le principali morfostrutture, date da catene montuose, depressioni intramontane e pedemontane e fasce collinari, corrispondono per lo 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-



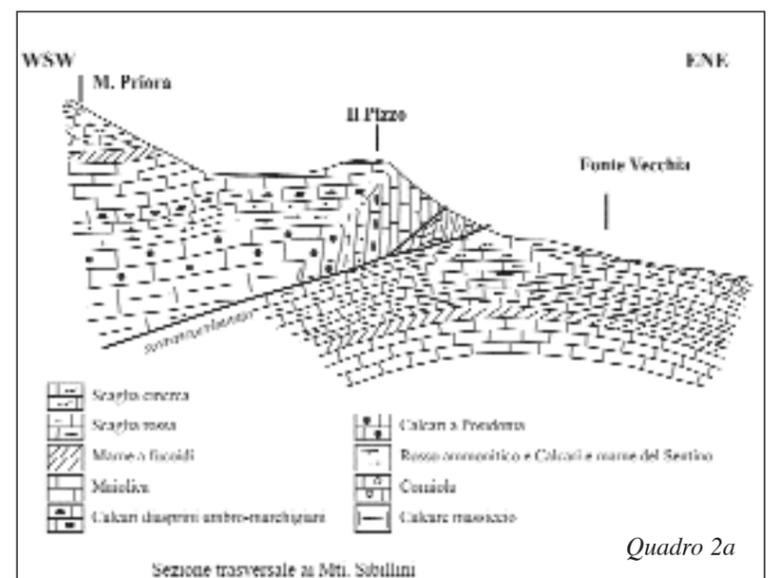
Quadro 2 - F. 132 - Norcia - Serie 100V



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



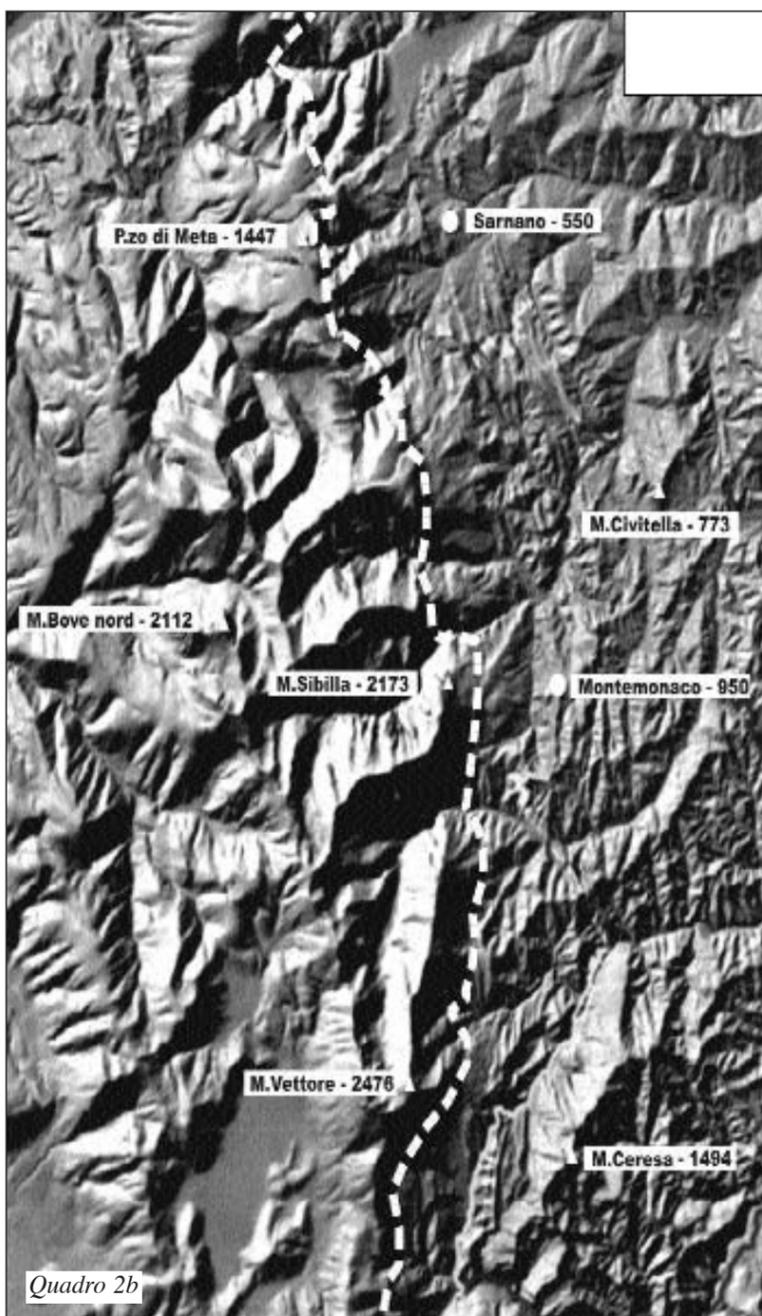
Quadro 1a



Quadro 2a



Quadro 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**).

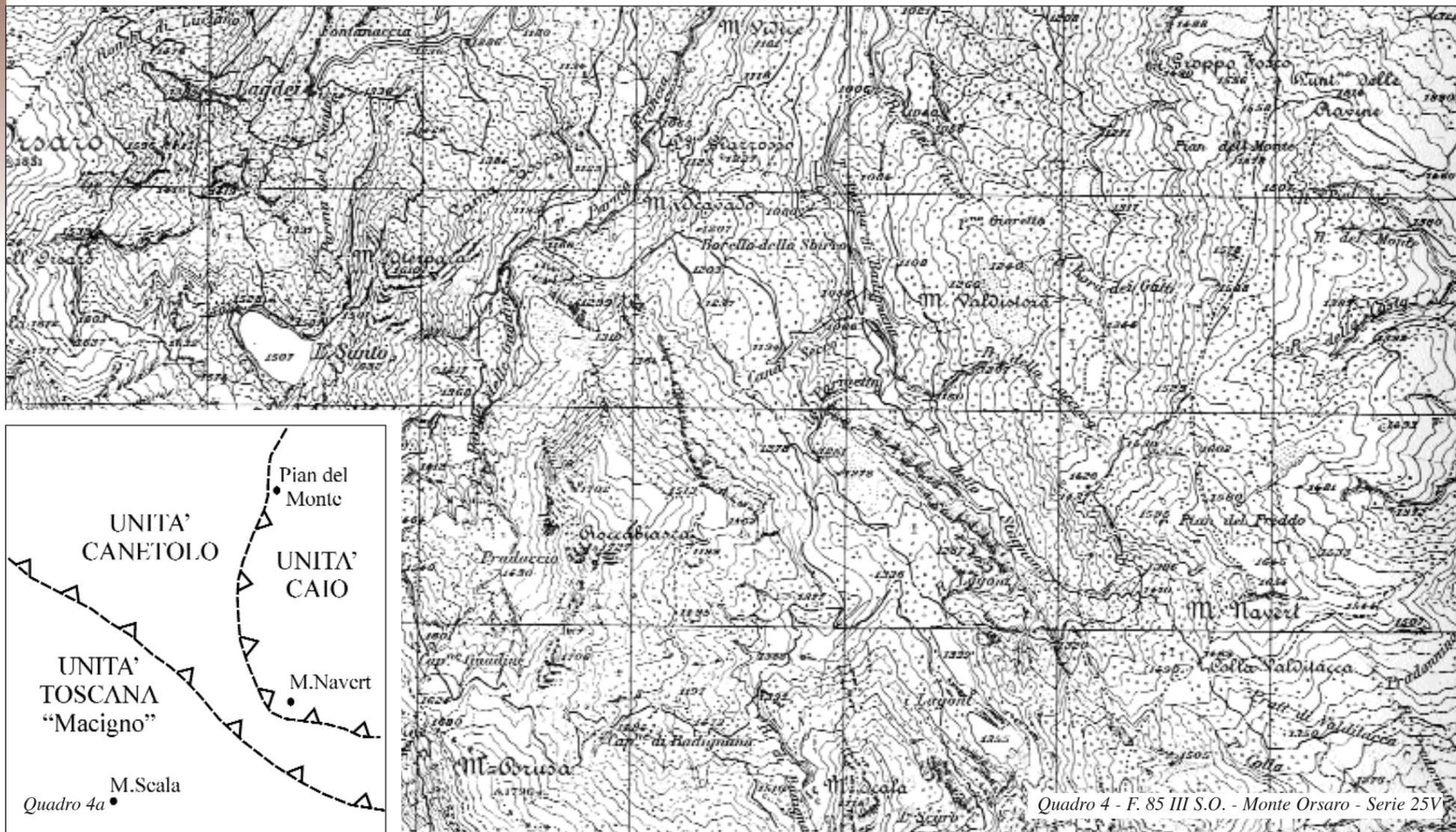
L'Appennino centrale è dominato da due grandi unità paleogeografico-strutturali, dalla cui evoluzione si è originato l'attuale paesaggio geologico e geomorfologico: «la piattaforma carbonatica laziale-abruzzese» (successioni calcareo-dolomitiche neritiche del Trias superiore-Miocene p.p.) e il «bacino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