

CARSISMO

Responsabile d'area: Francesco Dramis - Università degli Studi «Roma Tre»

Coordinatore: Ugo Sauro - Università degli Studi di Padova



58. Forme del carsismo classico

59. Forme carsiche dell'alta montagna

60. Altopiani carsici

61. Conche tettono-carsiche e piani carsici

62. Rilievo fluvio-carsico e carsismo di contatto

63. Forme carsiche nelle evaporiti

58. Forme del carsismo classico

FRANCO CUCCHI

Università degli Studi di Trieste

Il «Carso Classico» è un vasto altopiano in rocce carbonatiche che si estende fra l'Italia nord-orientale e la Slovenia, fra la sinistra del fiume Isonzo e il golfo di Trieste e verso est fino a Postumia (*Postojna*) ed a San Canziano (*Skocjan*). Il Carso occidentale, e precisamente il Carso di Doberdò, e il Carso di Trieste si trovano in Italia, mentre il Carso centro-settentrionale e quello orientale si trovano in Slovenia.

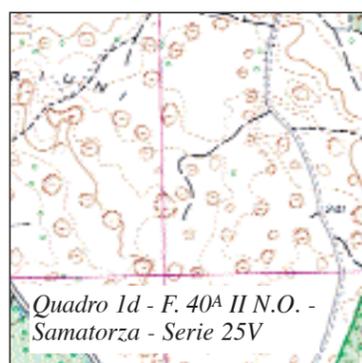
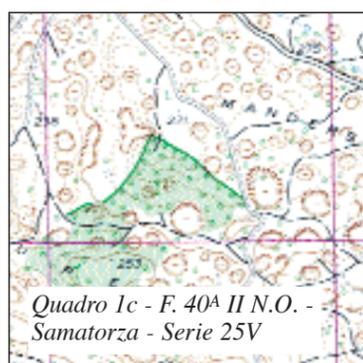
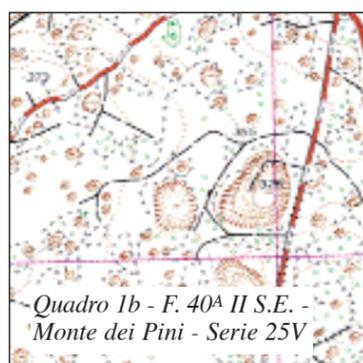
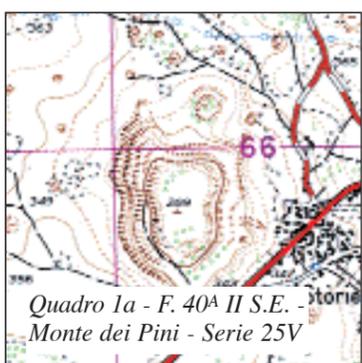
Il toponimo «Carso» deriva dalla radice paleoindoeuropea *Kar* o *Krs*, con il significato di «roccia» o «pietra», poichè in queste aree costituite da rocce carbonatiche, anche in seguito al disboscamento praticato dall'uomo sin dalla protostoria, sono affiorati molti spuntoni di roccia. Dal toponimo «Carso» sono derivati i termini «carsismo», «carsico», «carsologia», che vengono applicati ai fenomeni ed ai processi relativi agli ambienti ed alla morfologia

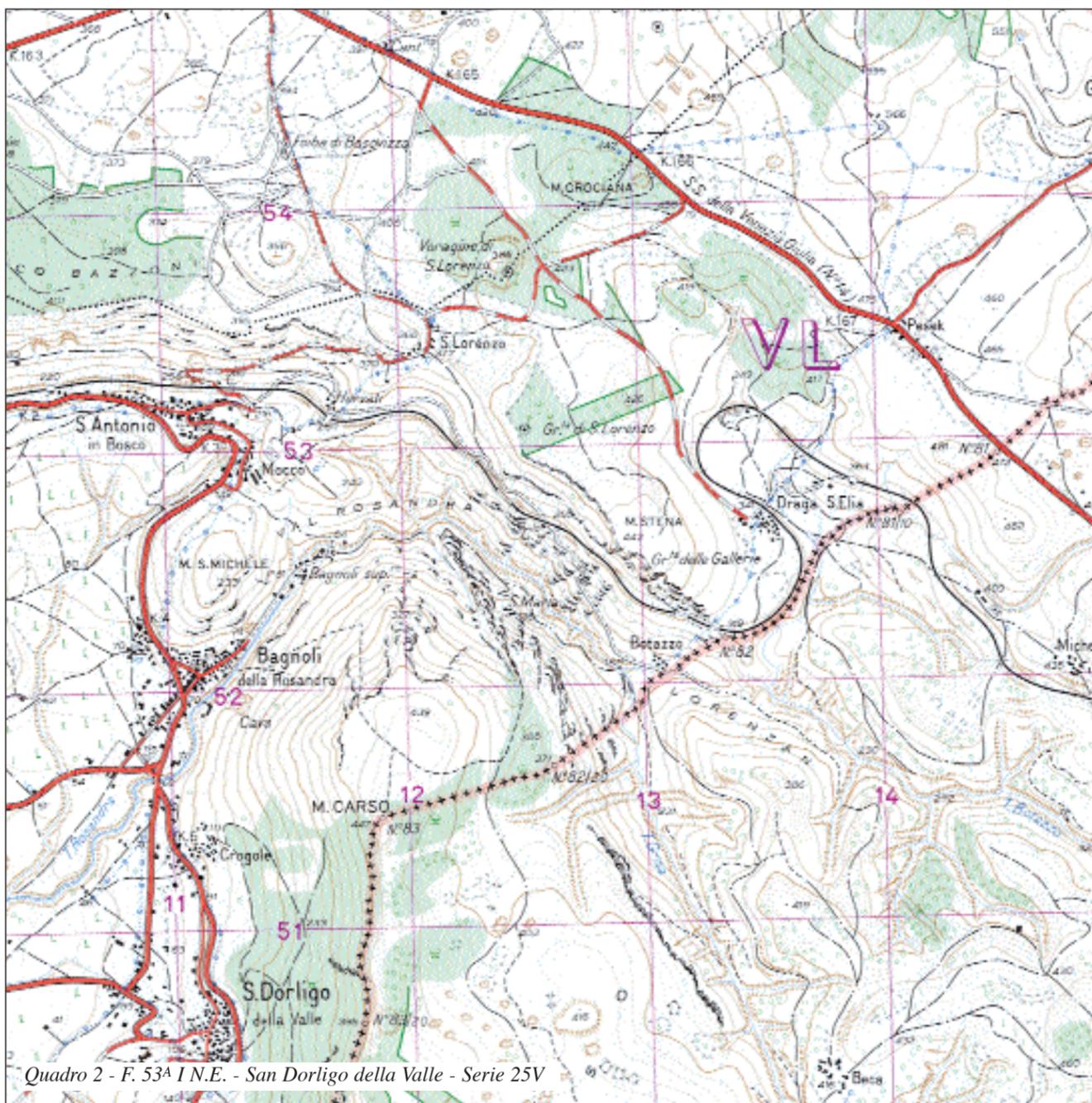
carsica, oltre che alla scienza che li studia. Lo studio del fenomeno carsico ha infatti avuto la sua culla proprio nel Carso Classico, dove a partire dalla prima metà dell'Ottocento si sono dapprima esplorate e studiate le grotte, in relazione ai problemi di approvvigionamento idrico della città di Trieste, e quindi le morfologie carsiche in connessione con la messa a punto del progetto di attraversamento del Carso da parte della linea ferroviaria dell'*Orient Express*.

Il Carso è un altopiano ben articolato che, a differenza delle aree con una morfologia di tipo «normale», non presenta un reticolo di valli fluviali, ma è movimentato da numerose depressioni chiuse di forma circolare: le «doline». La superficie dell'altopiano digrada da SE a NO, cioè fra l'inghiottitoio del fiume Reka (le grotte di San Canziano, in sloveno *Skocjanske Jame*), le risorgenze di San Giovanni di Duino ed il lago di Doberdò.

Dal punto di vista litologico, la serie di rocce carsificate consiste in una potente successione prevalentemente carbonatica, deposta tra il Trias e l'Eocene, localmente sovrastata dalla formazione non carsificabile del *flysch*, una successione torbiditica quarzoso-feldispato-calcareo (CUCCHI *et al.*,

1989). Dal punto di vista strutturale il Carso Classico fa parte di un'unità geologica definita *Komen Plate* o «Piattaforma di Comeno» (PLACER, 1981), caratterizzata da un'ampia anticlinale debolmente asimmetrica, ad asse NO-SE, complicata da una serie di pieghe secondarie e da alcune





Quadro 2 - F. 53A I N.E. - San Dorligo della Valle - Serie 25V

faglie, le principali delle quali sono orientate parallelamente alla struttura maggiore e ne dislocano i fianchi a formare modesti *graben* e *horst* sub-parallelari. L'altopiano carsico corrisponde ad una superficie di spianamento, che tronca la serie di rocce ripiegate.

Il Carso triestino è parte del fianco meridionale dell'anticlinale, caratterizzato da movimenti disgiuntivi che portano il massiccio carbonatico a sovrascorrere sul *flysch* verso SO. L'inclinazione degli strati è per lo più compresa tra 10° e 30°, mentre nella zona più settentrionale, lungo il margine dell'altopiano, gli strati diventano subverticali e talora rovesciati.

Il Carso di Doberdò rappresenta la terminazione occidentale dell'anticlinale, il cui asse passa al centro dell'altopiano, si immerge verso la pianura goriziana ed è in parte dislocato dal *graben*, nella cui depressione affiorano le acque di falda carsiche dando luogo al lago omonimo.

La terminazione occidentale del Carso ha forme varie e complesse, condizionate dalla tettonica e dal modellamento carsico: nel **quadro 1** (per la maggior parte riferibile al Carso di Doberdò) si possono riconoscere la baia di Sistiana a SE, nella quale è evidente l'influenza di alcune strutture del tipo faglia, e la falesia di Duino, che è invece influenzata dalla giacitura subverticale degli strati. Più a nord spicca l'area di scarpata dal rilievo mosso, al cui piede sgorgano le risorgive di San Giovanni al Timavo e, quindi, la piana alluvionale di Monfalcone con il delta del fiume Isonzo.

Poco più all'interno, a settentrione, si nota la dorsale monte Ermada - monte Cocco, posta trasversalmente all'altopiano, e la depressione ricca di doline di Iamiano e Brestovizza (*Brestoviča*), un antico *polje* sviluppatosi nella parte terminale di una valle cieca impostata lungo una linea di faglia che

rialza l'altopiano a dossi e doline di Opacchiasella (*Opatje selo*).

Al centro del settore occidentale, a Nord di Monfalcone, i laghi di Selz, di Pietrarossa e di Doberdò evidenziano i fondi di depressioni di tipo *polje*, influenzati da strutture tettoniche. Al centro, sinuoso ed allungato in direzione circa N-S, il cosiddetto «Solco del Vallone», secondo alcuni un segmento di paleovalle morta del fiume Isonzo, secondo altri una coalescenza fra più depressioni di tipo *polje*.

Le «doline», vale a dire le forme superficiali più tipiche del Carso, sono depressioni subcircolari la cui forma dipende da numerosi fattori: litologia, suddivisione della massa rocciosa e suo assetto strutturale, entità e tipi di riempimento, ma specialmente meccanismo genetico. Le più frequenti sono le «doline di dissoluzione», forme ad imbuto che derivano dalla dissoluzione accelerata conseguente all'attività drenante centripeta di inghiottitoi localizzati. Meno frequenti le «doline di crollo», forme a pareti subverticali, che si sono formate in seguito al crollo, per instabilità geomeccanica, di porzioni della volta di caverne o di gallerie sotterranee. Non rare le «doline di intersezione», che si formano alla messa a giorno di una cavità in seguito al progressivo abbassamento per dissoluzione della superficie topografica. Nel Carso Classico le doline sono molto frequenti, variano di dimensioni anche in brevissimo spazio e quindi convivono doline di diversa generazione, cioè sono adiacenti doline con diametro da ettometrico a decametrico, a metrico (si confrontino i **quadri 1a, 1b, 1c e 1d**, tutti di poco più di 1,5 km²).

La val Rosandra (**quadro 2**) è una forra scavata fin quasi al livello del mare: le caratteristiche litologiche (calcarei compatti e purissimi si alternano ad arenarie e a marne molto erodibili) e quelle tettonico-strutturali (pieghe e faglie) condizionano le morfologie epigee (doli-



Quadro 3 - F. 53A I N.E. - Erpelle-Còsina - Serie 25V

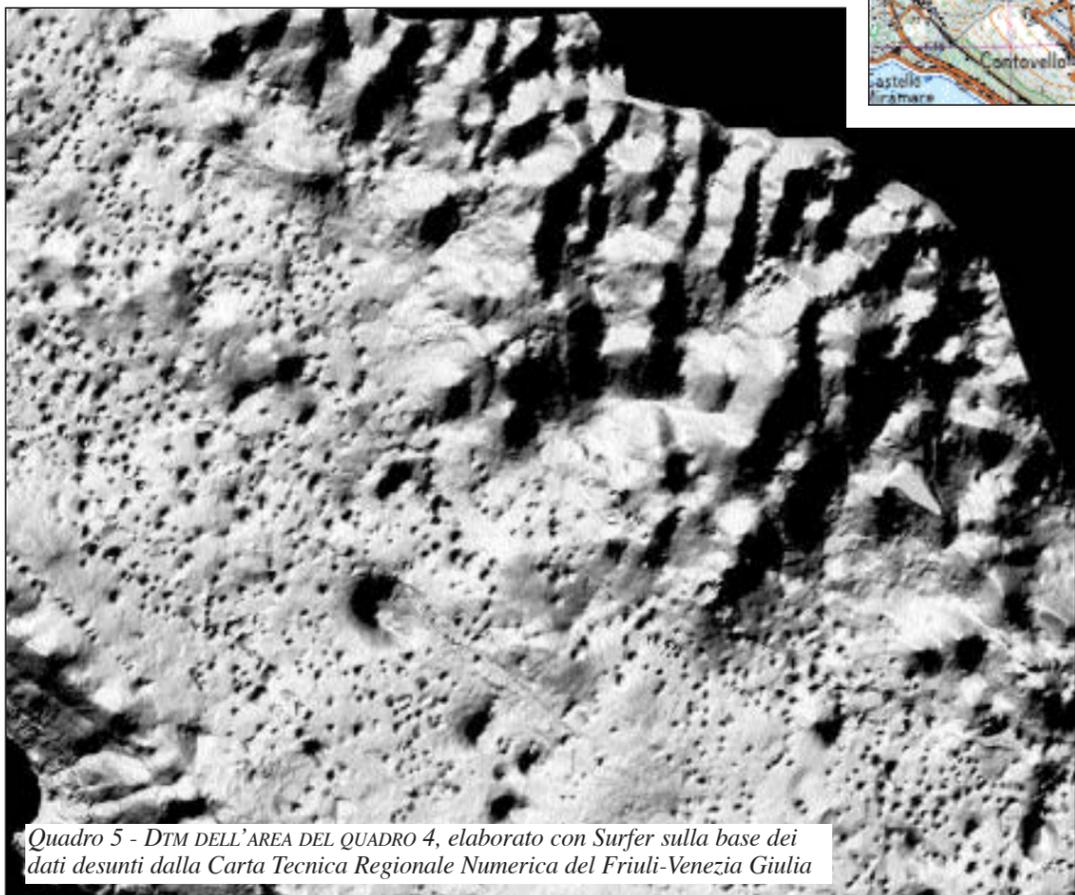
ne, paleofrane, scarpate a gradoni, forre, cascate, meandri incassati, marmitte, *karren*, campi solcati, ecc.) e quelle ipogee (più di quarantacinque grotte conosciute, di cui un paio con più di 1,5 km di sviluppo lineare).

È quindi difficile rappresentare in modo completo un simile territorio, e ciò spiega la diversità delle due rappresentazioni cartografiche riportate nei **quadri 2 e 3**.

Nel settore centrale del Carso di Trieste (**quadro 4**) si possono apprezzare i condizionamenti sulla morfologia da parte delle caratteristiche litologiche in funzione della corrodibilità e/o della erodibilità. A SO c'è un limitato tratto della costa alta che limita l'altopiano carsico verso il mare, con il piccolo promontorio di Miramare: le arenarie e le marne sono impermeabili e l'erosione genera solchi vallivi. Il settore centrale, ove affiorano calcari puri, è permeabile per fratturazione e carsismo ed è interessato da innumerevoli doline di svariate dimensioni che movimentano la superficie dell'altopiano. Nel settore nord-orientale, ove affiorano dolomie e calcari dolomitici meno carsificabili, alle doline si accompagnano rilievi collinari e vallecicole, a definizione di una morfologia condizionata sia da carsismo per corrosione sia da erosione per ruscellamento superficiale. In un'area di appena 40 km², come ben rappresentato nel modello digitale tridimensionale del **quadro 5**, sono noti quasi 1000 ingressi di cavità, dei quali il 75% si apre nella fascia centrale più carsificata (circa 25 km²).



Quadro 4 - F. 110 - Trieste - Serie 50



Quadro 5 - DTM DELL'AREA DEL QUADRO 4, elaborato con Surfer sulla base dei dati desunti dalla Carta Tecnica Regionale Numerica del Friuli-Venezia Giulia

È interessante notare come la viabilità debba tener conto non solo dei rilievi, ma anche delle depressioni.

Presso l'abitato di San Canziano (*Skocjan*, in Slovenia) il fiume Timavo da epigeo (*Reka*, in sloveno) diviene ipogeo, dando origine alle omonime grotte (*Skocjanske Jame*, patrimonio naturale mondiale dell'UNESCO). Doline di crollo dai fianchi più o meno evoluti (fra cui la ampia e profonda è quella di Mattauno-Matavun), forre, rapide e cascate, grotte di attraversamento conferiscono all'area una morfologia unica.



Quadro 6 - F. 110 - Trieste - Serie 50

BIBLIOGRAFIA

ANDRIANI F., CUCCHI F., MARINETTI E., ZINI L., "Doline di crollo e doline di dissoluzione nel Carso triestino", *Studi Trentini di Scienze Naturali - Acta Geologica*, v. 77 (2000), Trento, 2001, pp. 119-126.
BOEGAN E. (1938), "Il Timavo. Studio sull'idrologia carsica subarerea e sotterranea", *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, II, Trieste, pp. 251.
CUCCHI F., PIRINI RADRIZZANI C., PUGLIESE N., "The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste (Italy)", *Memorie della Società Geologica Italiana*, Vol. XL (1987), Trieste, 1989, pp. 35-44.

CUCCHI F., PUGLIESE N., ULCIGRAI F. (1990), "Il carso triestino: note geologiche e stratigrafiche", *International Journal of Speleology*, 18 (1-2), Trieste, 1989, pp. 49-64.
CUCCHI F., ZINI L. (2002), "Considerations on the speleogenesis in the Trieste Classical Karst", *Memorie della Società Geologica Italiana*, 57, (2002), Roma, pp. 481-486, 5 ff.
GAMS I., *Kras v Sloveniji v prostoru in casu*. Založba, Ljubljana, ZRC, 2003.
PLACER L., "Geologic structure of S. W. Slovenia", *Geologija*, vol. 241, pp. 27-60, Ljubljana, 1981.

59. Forme carsiche dell'alta montagna

MIRCO MENEGHEL

Università degli Studi di Padova

Gli ambienti carsici di alta montagna presentano uno stile morfologico peculiare, che è dovuto al concorso dei vari processi che modellano il rilievo. Va subito evidenziato che molte forme sono ereditate dal passato ed in particolare dall'ultimo periodo glaciale, quando le aree di alta montagna furono soggette ad un clima molto più severo di quello attuale e le condizioni tipiche degli ambienti glaciali e nivali erano assai più estese arealmente di quanto lo siano attualmente. Zone cacuminali, che durante l'Ultimo Massimo Glaciale erano coperte da una coltre di ghiaccio, negli ultimi 20000 anni sono state liberate dal ghiaccio, che svolgeva un'azione erosiva, ma nel contempo esercitava una protezione nei confronti di altri agenti morfogenetici. Con il passaggio dall'ambiente gla-

ciale a quello periglaciale si sono infatti potenziati i processi di disfacimento meccanico delle rocce, con conseguente produzione di abbondante detrito di origine crioclastica. Questo, insieme alla formazione di tappi di ghiaccio o di nevato in condizioni di *permafrost*, potrebbe aver ostruito vie di circolazione ipogee dell'acqua, attive nel precedente periodo glaciale. Le aree carsiche di alta montagna presentano perciò questa complessità morfologica, legata al concorso dei processi carsici con quelli caratteristici degli ambienti di alta montagna, in condizioni di rapido cambiamento climatico.

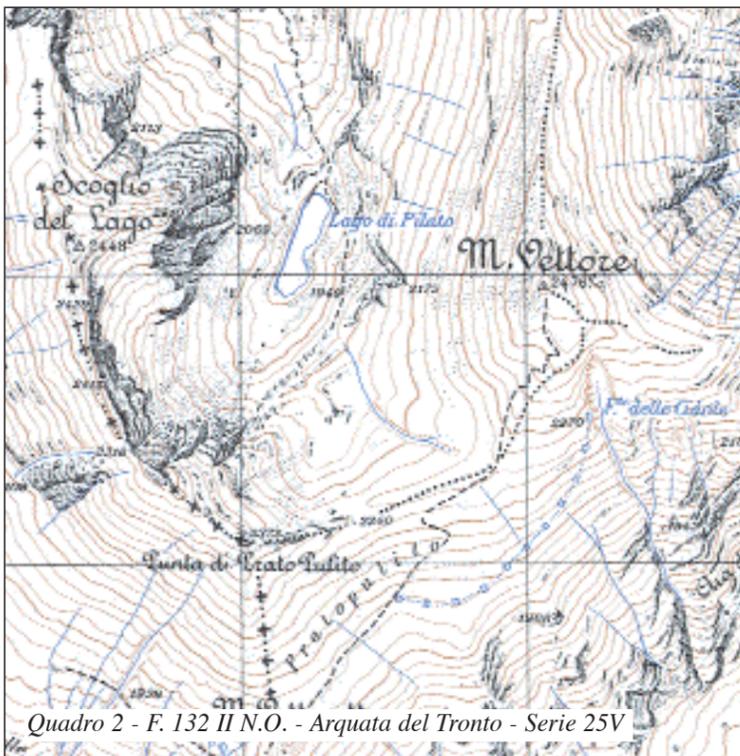
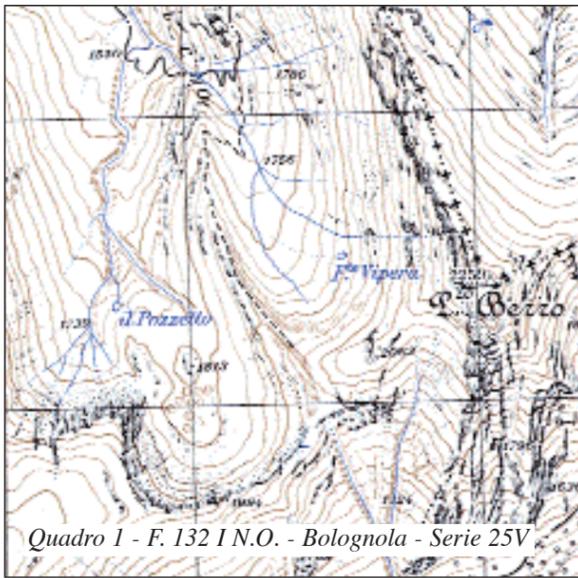
Qui vengono ovviamente descritte soltanto le forme che per dimensioni possono essere cartografate e riconosciute sulle carte topografiche; va tuttavia ricordato che esistono molte forme minute, sia glaciali sia carsiche che, pur non cartografabili, caratterizzano questo ambiente particolare.

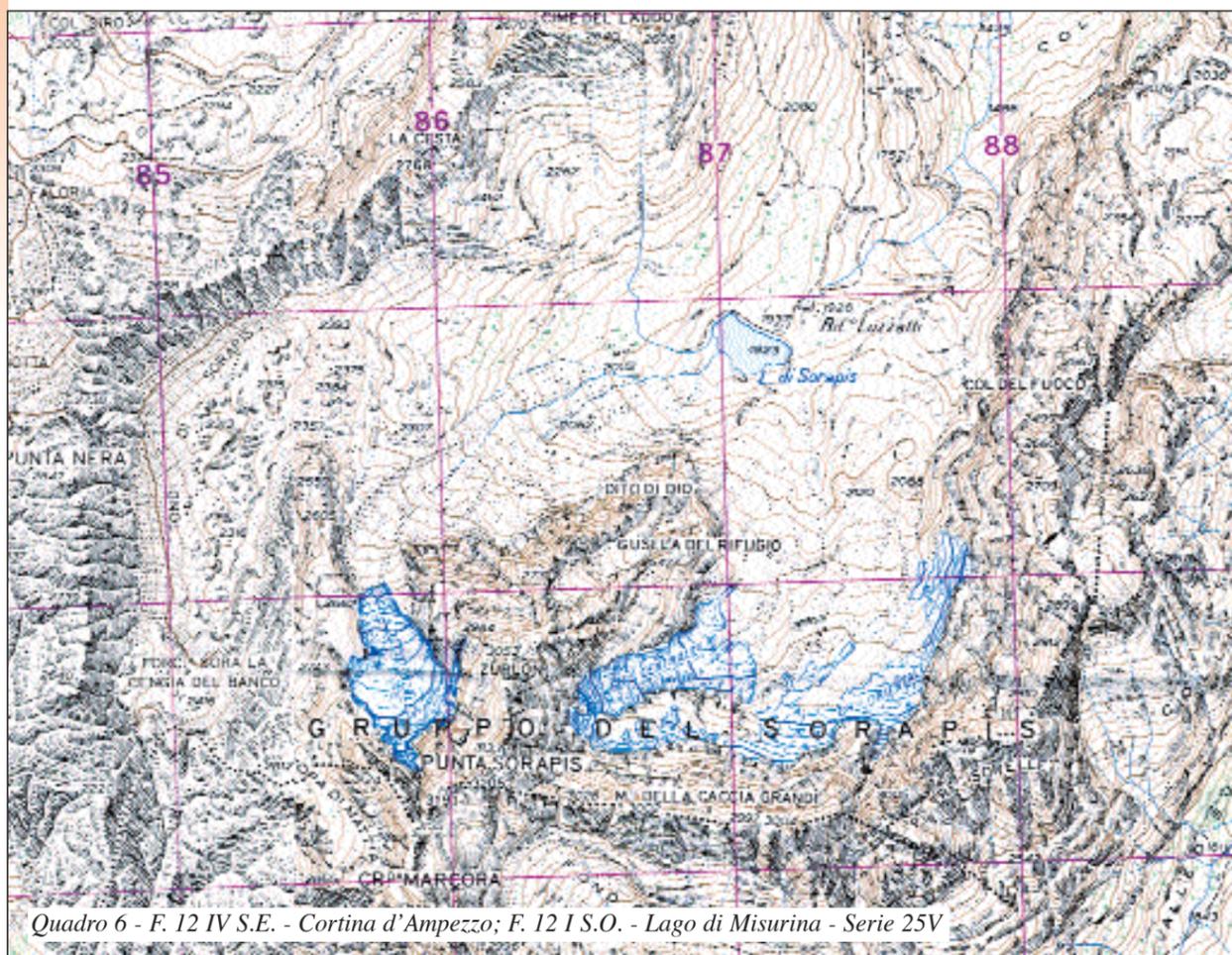
I circhi glaciali sono tra le forme più semplici che si possono riconoscere sulle carte. In ambiente carsico spesso queste forme presentano una notevole freschezza, legata all'assenza di scorrimento superficiale dell'acqua con la conseguente riduzione della velocità di modellamento dei versanti. Inoltre spesso al fondo del circo si hanno punti di assorbimento dell'acqua, più o meno efficaci, che contribuiscono, inghiottendo anche materiale sciolto, ad impedire un riempimento del fondo del circo stesso e, in qualche caso, la formazione di un lago di circo.

Il **quadro 1** mostra un circo, esposto a nord, nel gruppo dei monti Sibillini.

Il circo, largo 750 m e lungo circa 600 m, ha la soglia a valle dell'emergenza rocciosa con punto quotato 1813 m, che forma una contropendenza e che probabilmente è data da «rocce montonate». La profondità del circo è di quasi duecento metri. Al fondo si osserva un gruppo di piccole doline, cartografate con i cuneetti convergenti, che evidenziano la presenza di numerosi punti di assorbimento delle acque.

Più grande e più complesso è il circo del **quadro 2**, situato ad ovest del monte Vettore, sempre nei monti Sibillini. Il circo è alla testata di una valle glaciale allungata, sulla quale si apre con una soglia rocciosa a nord del lago di Pilato. La presenza del lago è dovuta ad una parziale impermeabilità del fondo; tuttavia l'acqua scompare per vie sotterranee, mancando sulla carta il



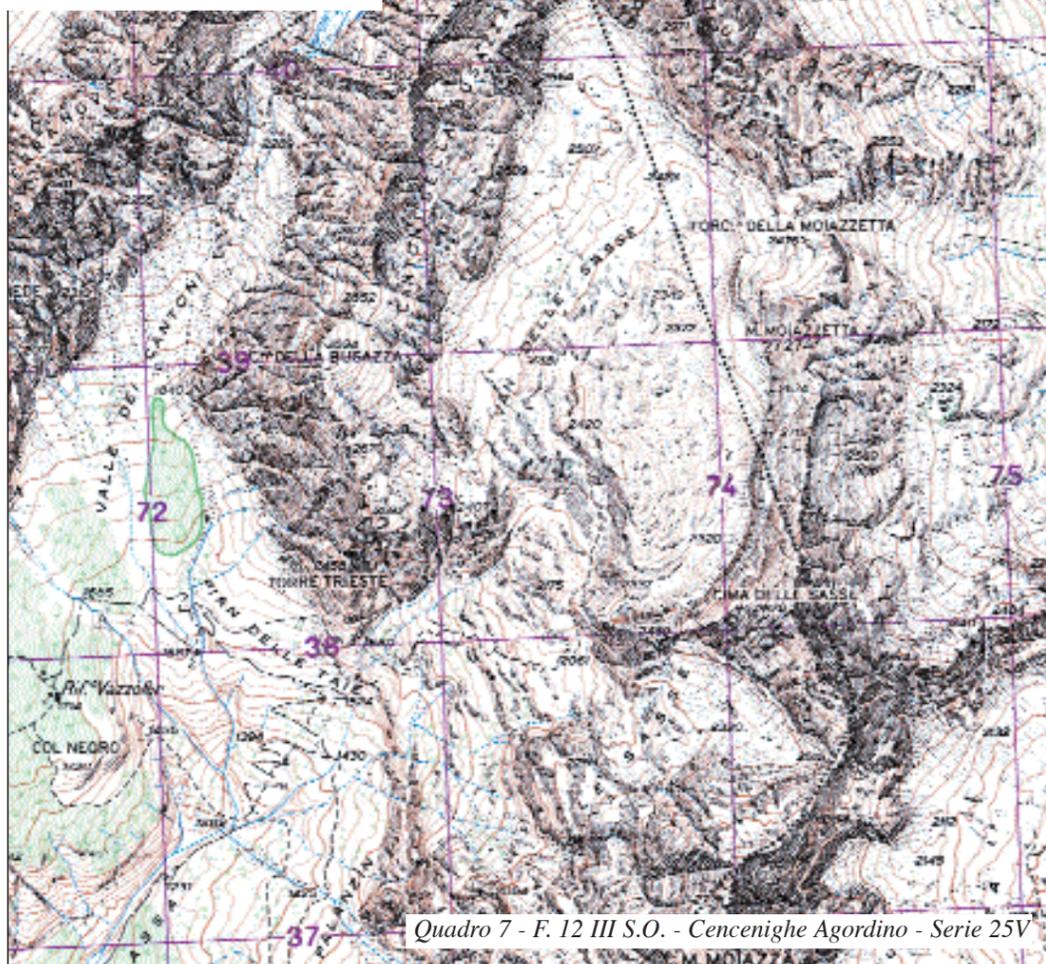


Quadro 6 - F. 12 IV S.E. - Cortina d'Ampezzo; F. 12 I S.O. - Lago di Misurina - Serie 25V

segno di un rio emissario del lago. È questo l'unico indizio sulla carta della presenza di carsismo, dato che l'idrografia superficiale sembra discretamente sviluppata.

Nel **quadro 3** è riportato un piccolo circo ubicato nei pressi della cresta che limita a SO Campo Imperatore, largo circa 300 m e profondo da 150 a 200 m. Al suo fondo, segnato dal punto quotato 1994, si osserva una depressione chiusa evidenziata dalla isoipsa 2000 e dal segno meno: anche in questo caso le acque che convergono al fondo sono drenate attraverso vie sotterranee. La soglia del circo è marcata da un'arcuata morena frontale, cartografata con una doppia fila di cuneetti.

Il **quadro 4** raffigura una situazione più complessa in area dolomitica, presso la Croda Rossa. Si osserva un tratto di altopiano, limitato a SO da una scarpata, alla cui base passa una strada e si trova la sorgente del Boite, mentre a NE sale a una cresta, lungo la quale si trovano la forcella di Cocodain, il rilievo della Remeda Rossa e un altro rilievo, di cui una propaggine è il monte Geralbes. Sull'altopiano, costellato di doline segnate sia con i cuneetti sia con le curve di livello, si affacciano due circhi, dei quali il più meridionale è compreso tra il monte Geralbes e la Remeda Rossa. Al suo fondo si trova il lago di Remeda Rossa, privo di emissario. Il circo situato a nord della Remeda Rossa presenta il punto più basso del suo fondo in corrispondenza della dolina con il punto quotato 2122. A quota leggermente più elevata, verso SO, vi è il lago Grande: le sue acque, con quelle del lago Piccolo e quelle di una sorgente tra i due laghi, scompaiono in un inghiottitoio posto 150 m a ovest della casetta presso la sorgente.



Quadro 7 - F. 12 III S.O. - Cencenighe Agordino - Serie 25V



Quadro 8 - F. 14 II S.E. - Monte Canin.; F. 14A III S.O. - Sella Nevea - Serie 25V

Altre forme caratteristiche dell'ambiente carsico sono le «conche glaciocarsiche», ampie depressioni chiuse, solitamente poco profonde, dovute all'azione di sovraescavazione dei ghiacciai e conservatesi grazie al carsismo, i cui processi le fanno funzionare quali *uvala*.

Degli esempi qui mostrati, la Pozza Tramontana, nel gruppo del Brenta (**quadro 5**), è la conca glaciocarsica più profonda, essendovi un dislivello di più di cento metri tra il fondo a quota 2100 e il passo di Ceda a 2223 m. La conca è stata scavata da un ghiacciaio che da cima Tosa scendeva verso SE e, scavalcando il passo di Ceda, defluiva lungo la sottostante val di Ceda.

Altra conca glaciocarsica è quella dei Tondi di Sorapis, nell'Ampezzano, illustrata nel **quadro 6**. La conca, che ha un'ampiezza di circa mezzo chilometro ed è lunga più di un chilometro e mezzo, è meno profonda di quella dell'esempio precedente: il dislivello tra il fondo, per il quale sono riportati tre punti quotati rispettivamente a 2313, 2315 e 2316 m, e la soglia a 2357 m risulta di poco superiore ai 40 m. Dalla conca defluiva verso NE un ghiacciaio, che si univa ai ghiacciai occidentale, centrale e orientale del Sorapis. Resta traccia di questo grande ghiacciaio, oltre che nelle testate di valle, nell'ampia conca che ospita il lago di Sorapis.

Forma simile si osserva a sud della cima del monte Civetta, sempre nelle Dolomiti (**quadro 7**). Qui più che una depressione si osserva una sorta di esteso e complesso circo glaciale che si affaccia con un gradino roccioso su un

60. Altopiani carsici

UGO SAURO*

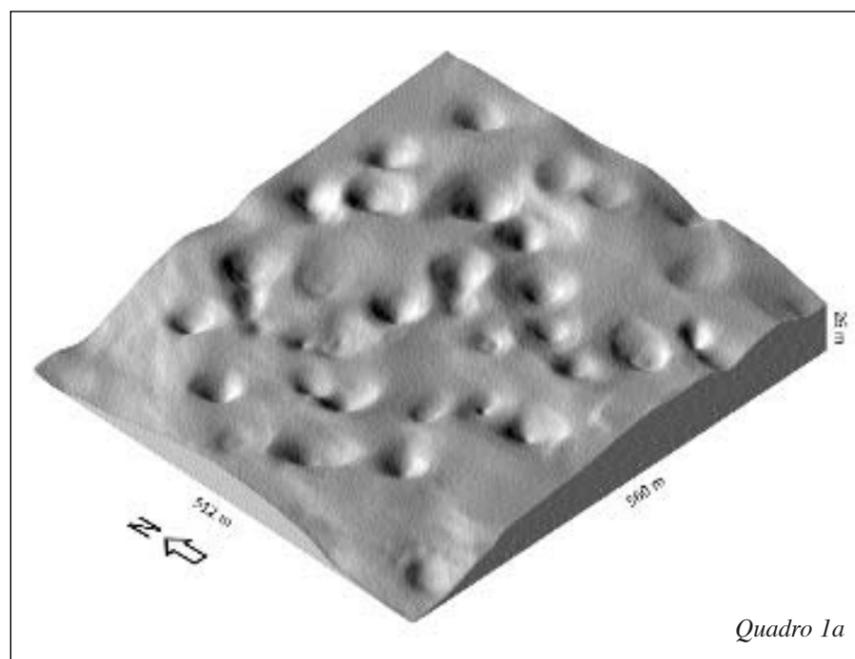
Università degli Studi di Padova



Molte delle aree carsiche delle regioni delle medie latitudini si presentano come altopiani. Ciò si spiega sia con i caratteri delle superfici su cui si è impostato il fenomeno carsico (superfici di spianamento, o superfici strutturali e sub-strutturali nell'ambito di serie sedimentarie a giacitura sub-orizzontale), sia con l'azione conservativa del fenomeno carsico stesso. Infatti nelle aree carsiche le acque penetrano in profondità scavando un reticolo di cavità sotterranee e, pertanto, non esercitano quell'azione di incisione che porta all'individuazione di un reticolo idrografico con il suo sistema di versanti, con conseguente smantellamento delle superfici poco inclinate.

Nell'ambito degli altopiani carsici prealpini è possibile riconoscere una grande varietà di situazioni geomorfologiche, che sono legate ai caratteri delle rocce su cui il fenomeno carsico si è impostato, alle situazioni tettoniche ed alle diverse storie evolutive (MIETTO, SAURO, 2000). Gli altopiani prealpini si prestano quindi per l'illustrazione di alcuni aspetti caratteristici delle aree carsiche delle medie latitudini. Uno dei rilievi carsici prealpini più giovani è certamente il Montello (**quadro 1**), costituito da una formazione conglomeratica del Miocene superiore, deformata a individuare una piega anticlinale in via di sollevamento. Nel corso del sollevamento il fiume Piave ha piallato questa morfostuttura che ora si presenta come un esteso altopiano con una serie di terrazzi di spianamento per erosione fluviale sul lato occidentale, terrazzi che rappresentano le superfici più recenti modellate dal fiume, prima della sua deviazione verso est. L'altopiano è butterato da oltre 2000 doline (FERRARESE *et alii*, 1997), che lo rendono simile a certe aree del Carso di Trieste (si veda la tavola 58. «Forme del carsismo classico») e sono l'espressione della penetrazione dell'acqua all'interno della compagine rocciosa. L'acqua, che si muove all'interno del suolo e delle fessure carsiche più superficiali convergendo verso le cavità drenanti, esercita un'azione solvente di tipo «accelerato» nella parte centrale delle depressioni, a causa della maggior quantità di liquido che viene a contatto con le superfici rocciose. Ne consegue un più rapido abbassamento del fondo della dolina rispetto alla superficie circostante, abbassamento contrastato dai fenomeni di accumulo di sedimenti provenienti dai versanti. Nel **quadro 1a** sono rappresentate le doline di una porzione del 7° terrazzo del Montello.

Anche i monti Berici (**quadro 2**) sono un altopiano carsico sviluppato in rocce calcaree dell'Eocene e dell'Oligocene, la cui superficie è stata spianata da un fiume che percorreva la pianura durante le prime fasi di sollevamento e che vi ha lasciato sedimenti ghiaiosi, documentati da lembi relitti e da ciottoli sparsi di quarziti (SAURO, 2002). In seguito ad un'accelerazione del sollevamento, un grande fiume incastrò i suoi meandri nel rilievo. Sono forme fluviali relitte l'impronta laterale di un meandro ad est di Brendola e il meandro incastrato di Pozzolo-Calto-Pederiva-Pila, riconducibili allo stesso grande fiume, date le dimensioni ed i raggi di curvatura simili; e nell'ambito di quest'ultimo meandro il segmento di Pozzolo è pensile rispetto



alle altre incisioni vallive. In seguito il fiume abbandonò il rilievo e corsi d'acqua locali approfondirono le valli periferiche sino a quote più basse di quelle della pianura attuale. Ciò potrebbe essere avvenuto durante il Miocene superiore, quando buona parte del Mediterraneo si prosciugò e quindi il livello di base era più basso. Il successivo innalzamento del livello del mare ha condizionato la dinamica fluviale, favorendo l'annegamento del rilievo da parte dei sedimenti fluviali della pianura, che si sono insinuati anche all'interno delle valli, creando aree acquitrinose da «sovralluvionamento», come si può dedurre dalla presenza di canali di scolo, espressioni di interventi di bonifica.

Nell'altopiano occidentale del massiccio del Grappa (**quadro 3**), il fondo della valle di San Lorenzo è diventato secco, come dimostra la presenza di una strada costruita lungo la linea di fondovalle. Anticamente questa valle era diretta verso nord, come si può dedurre dalla direzione di confluenza delle valli affluenti. In seguito a movimenti tettonici d'inclinazione del massiccio verso sud, la direzione di deflusso si è invertita e le valli affluenti hanno formato dei gomiti in prossimità dei punti di confluenza. L'assenza di doline in quest'area si spiega con il fatto che la rete idrografica, che si era impostata in rocce poco carsificabili ormai erose, è stata sovrainposta sulle rocce carbonatiche. Data la pendenza dei versanti non è facile la formazione di doline e l'acqua, penetrando nel sottosuolo prevalentemente in prossimità delle linee di fondovalle, tende ad approfondirne il fondo per corrosione accelerata favorendo il mantenimento del rilievo fluviale.



Quadro 2 - F. 125 - Vicenza; F. 146 - Este - Serie 50

Il massiccio del Cansiglio-Cavallo è un tipico altopiano carsico che racchiude al suo interno aspetti molto vari (**quadro 4**). L'acqua assorbita nell'ambito dell'altopiano alimenta un sistema di sorgenti situate alla base della scarpata orientale, le principali delle quali sono il Gorgazzo e la Santissima che formano il fiume Livento (CASTIGLIONI, 1964). Nell'altopiano si riconoscono aree a doline, come quella che sovrasta la scarpata orientale, ove fra doline di grandi dimensioni si innalzano dossoni cupoliformi. Nella parte centrale dell'altopiano c'è un'ampia conca chiusa, dal fondo pianeggiante, il piano del Cansiglio, un *polje* carsico non più soggetto ad inondazione, nel quale gli inghiottitoi sono in grado di smaltire tutta l'acqua che tenderebbe ad accumularsi sul fondo. Una valle fluviale, il vallone Vallorch, confluisce in questa depressione. Nell'altopiano del Cansiglio le forme sono strettamente legate ai tipi di roccia ed alla struttura geologica. Le aree a doline sono su calcari di scogliera molto puri. Le forme di tipo fluviale, come il vallone Vallorch, sono in marne. Il piano del Cansiglio è situato in corrispondenza del contatto tra rocce carsificabili e non carsificabili ed è quindi una conca carsica del tipo «piano carsico», o meglio «*polje* di contatto litologico».

Nell'altopiano dei monti Lessini (**quadro 5**) lembi di altopiano resi articolati dalla presenza di un reticolo di valli secche sono sospesi rispetto a profonde valli del tipo «*canyon* fluviocarsico», che presentano alla sommità dei loro versanti cornici in roccia. Sull'altopiano si riconoscono relativamente poche doline, grotte e pozzi carsici (SAURO, 1973).

Dallo sguardo d'insieme si deduce che queste morfologie di altopiano sono l'espressione di una combinazione di processi di tipo prevalentemente fluviale e carsico. Lo sviluppo delle forme tipicamente carsiche è condizionato sia dai tipi di roccia sia dai caratteri della superficie topografica, nel senso che le doline si formano più facilmente sulle superfici poco inclinate. Lo sviluppo di un drenaggio di tipo carsico è favorevole alla conservazione di forme, anche vecchie, che esprimono momenti particolari della storia del rilievo, per cui in queste aree è talvolta possibile riconoscere una «stratigrafia geomorfologica» in relazione con le diverse tappe evolutive.

Tra i diversi ambienti geomorfologici, gli altopiani carsici sono certamente i più conservativi, giacché sono in grado sia di ereditare forme preesistenti, anche non carsiche, sia di permettere la sopravvivenza di forme carsiche, nonostante l'intervenire di fasi sfavorevoli alla morfogenesi carsica.

La superficie di un altopiano in rocce solubili, se di pendenza modesta, è adatta allo sviluppo delle vie di drenaggio sotterraneo e quindi alla morfogenesi delle doline. La crescita di queste, oltre ad essere influenzata dai caratteri litologici e strutturali della roccia, risente delle variazioni climatiche. In particolare, climi freddi ed umidi portano allo smantellamento del rilievo innescando processi crioclastici, cioè di frammentazione della roccia in relazione ai cicli di congelamento e di disgelo dell'acqua. Il detrito roccioso che ne deriva si accumula sul fondo delle doline ed impegna la capacità solvente dell'acqua, determinando in alcuni casi l'aborto di queste forme. Climi caldi ed umidi sono invece favorevoli allo sviluppo delle conche chiuse.

Un luogo comune sugli ambienti carsici della regione mediterranea è quello che i suoli che ricoprono la roccia, detti comunemente «terre rosse» per il loro colore rossastro dovuto all'abbondanza di ossidi di ferro, siano il risultato dell'alterazione della componente insolubile che si accumula in seguito alla dissoluzione della stessa roccia. Questo è vero solo in parte, in quanto le superfici carsificate rappresentano «trappole» per altri sedimenti trasportati dal vento, anche da molto lontano, come *loess* provenienti da aree glacializzate, limi dei deserti del Nord Africa, ceneri vulcaniche. Un'importante fase di deposizione di *loess* si è avuta verso la fine dell'ultima glaciazione, soprattutto nel Carso e nelle Prealpi. Nelle aree carsiche dell'Italia centro meridionale si è invece avuta una deposizione di ceneri vulcaniche.





Quadro 4 - F. 64 - Aviano - Serie 50



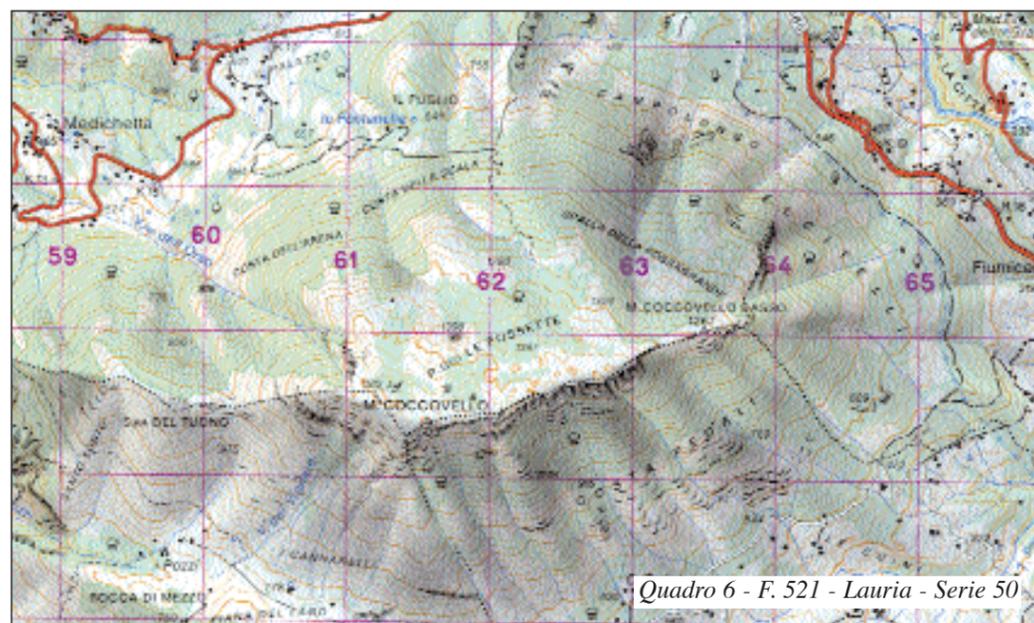
Quadro 5 - F. 102 - Valdagno - Serie 50

Ai cambiamenti climatici ed alla deposizione di sedimenti provenienti dall'esterno, si sono poi accompagnati, con stili e modalità diversi nei vari gruppi montuosi, eventi tettonici che hanno modificato la conformazione del rilievo, talora smembrando le superfici degli altopiani o modificandone l'inclinazione.

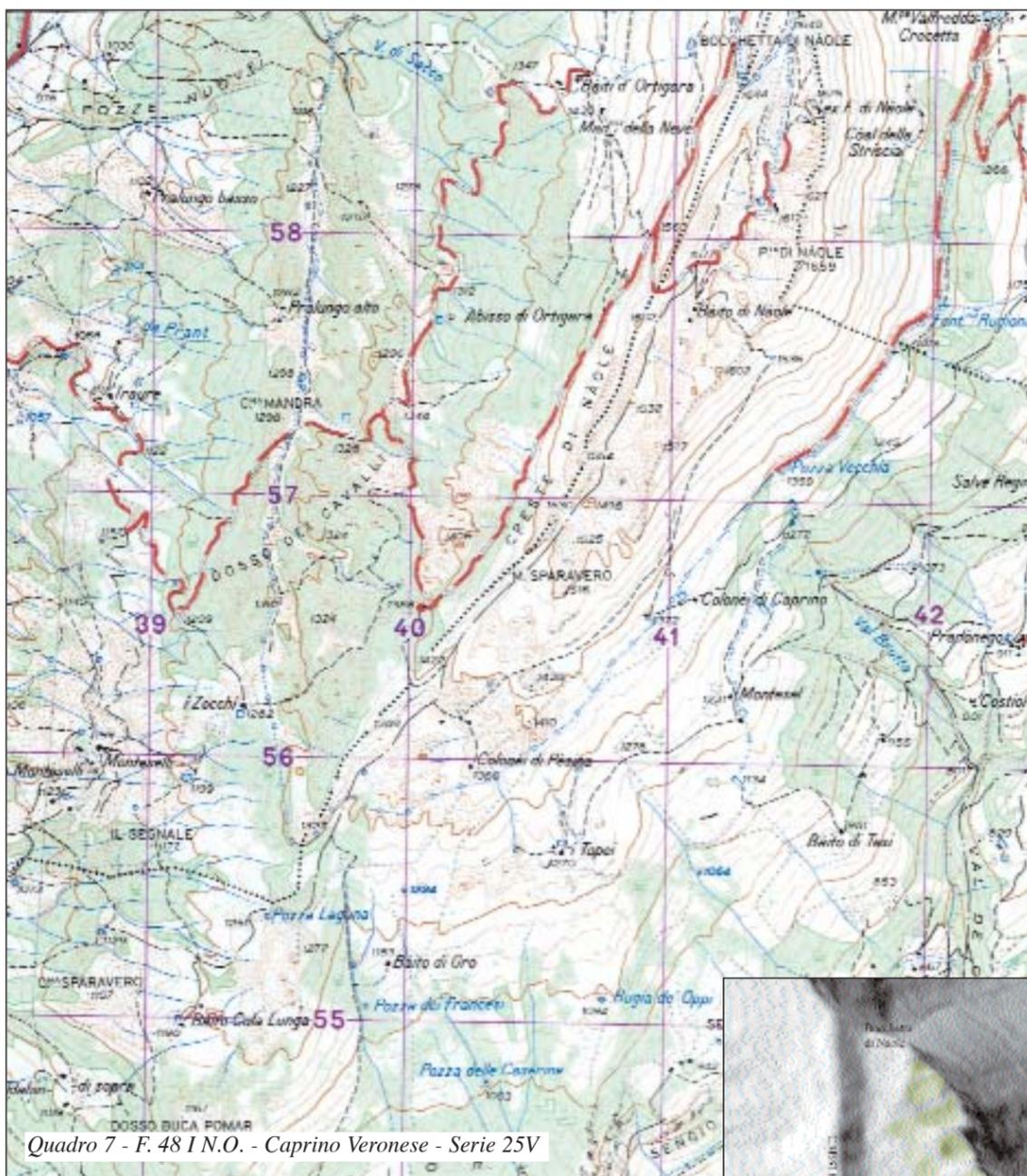
Sul monte Coccovello, a nord di Maratea, in Basilicata (quadro 6), si può osservare, più che un vero altopiano, una superficie moderatamente inclinata verso nord, circondata tutt'intorno da ripidi versanti. Le doline presenti su questa superficie (indicate con il nome di «fossette») si sareb-

bero individuate quando la superficie era meno inclinata e, queste forme avrebbero continuato ad evolversi nonostante una variazione dell'assetto originario, causata da un sollevamento unito ad un concomitante aumento dell'inclinazione.

Nel monte Baldo meridionale, nelle Prealpi venete (quadri 7 e 7a), alcune aree con carattere di altopiano derivano dalla disarticolazione, ad opera della tettonica, di un altopiano più ampio situato a quote più basse, dove avevano avuto modo di formarsi grandi doline. Scarpate di faglia con evidenze di episodi di riattivazione recente (la grande scarpata tettonica ad est di punta di Naole e quella meno alta ad est delle Creste di Naole, la cui base è seguita da una mulattiera) dimostrano che la disarticolazione è ancora in atto (si veda la tavola 56. «Versanti di faglia e linee di faglia»). Le doline del piccolo lembo di altopiano a sud dell'ex forte di Naole presentano estesi fondi piani. Esistono anche doline «aperte» su un lato, essendo ricolme di riempimenti. Queste forme documentano come nel corso delle fasi fredde del Pleistocene, in cui il monte Baldo era circondato dalle lingue glaciali del Garda e dell'Adige, il rilievo carsico sia stato soggetto a condizioni di ambiente periglaciale, con smantellamento crioclastico dei versanti e deposi-



Quadro 6 - F. 521 - Lauria - Serie 50



Quadro 7 - F. 48 I N.O. - Caprino Veronese - Serie 25V

zione sul fondo delle doline dei frammenti di roccia e di *loess* (MAGALDI, SAURO, 1982).

Anche il settore meridionale del Gran Sasso (**quadro 8**) si presenta come un altopiano carsico disarticolato dalla tettonica. Si riconoscono scarpate tettonico-erosive, prevalentemente esposte a SO. La superficie è tormentata dalla presenza di dorsali, di dossi, di incisioni vallive, di conche chiuse. Alcune valli terminano in ampie conche chiuse, come la valle Chiusola; grandi depressioni hanno un fondo quasi pianeggiante (come la conca di piano Locce) e sono circondate da dossi a cupola separati da insellature, caratteri questi che richiamano quelli delle conche chiuse carsiche dei climi tropicali umidi, dette *cockpit*. Dal quadro d'insieme si può supporre che conche carsiche di tipo *cockpit* si siano dapprima evolute in condizioni climatiche di tipo subtropicale umido. In seguito la tettonica avrebbe disarticolato la superficie e cambiamenti climatici avrebbero favorito un parziale smantellamento del rilievo carsico ed una ripresa dei processi di incisione fluviale. Ne è risultato il complesso rilievo attuale in cui sono combinate forme tettoniche, strutturali, fluviali e carsiche.

L'altopiano carsico del Gargano (**quadro 9**) è una forma complessa risultante da un sistema di superfici piane situate a quote diverse. Le superfici più alte, dette «altopiano sommitale», sono butterate da innumerevoli doline, per lo più di dimensioni piccole o medie e coinciderebbero all'incirca con un'antica superficie di spianamento sollevata e dislocata in blocchi minori da faglie. La prima morfogenesi sarebbe avvenuta in condizioni ambientali di tipo tropicale e/o sub-tropicale umido, dato che esistono relitti di suoli e di croste di tipo lateritico (BABOCI *et alii*, 1993).

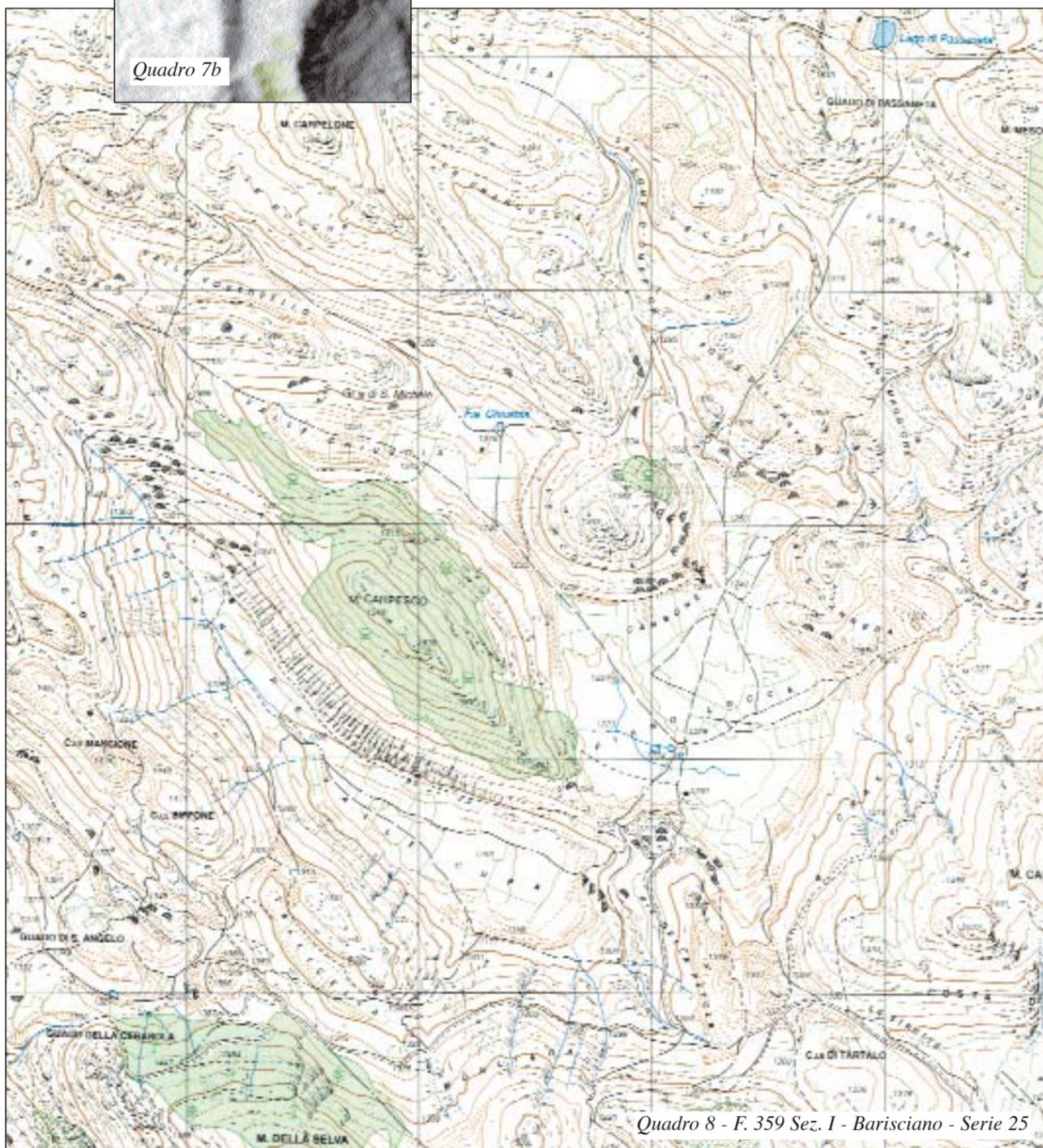
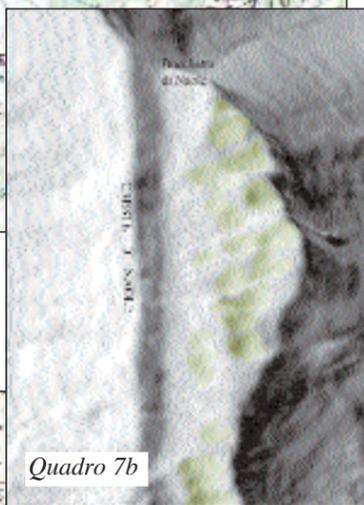
La scarsa pendenza della superficie degli altopiani e la frequenza delle doline ha favorito la deposizione di ceneri vulcaniche, sulle quali si sono sviluppati suoli molto fertili, in parte erosi in seguito all'impatto umano protostorico e storico (CASTIGLIONI B., 2002).

Si può notare il forte contrasto nello sviluppo delle forme carsiche tra l'altopiano meridionale (a sud di S. Giovanni Rotondo), disseccato da piccoli *canyons* fluviocarsici, e l'altopiano settentrionale costellato da doline. Al piede della scarpata che delimita a sud l'altopiano sommitale si trova una grande conca chiusa con carattere di piano carsico (pantano di S. Egidio).

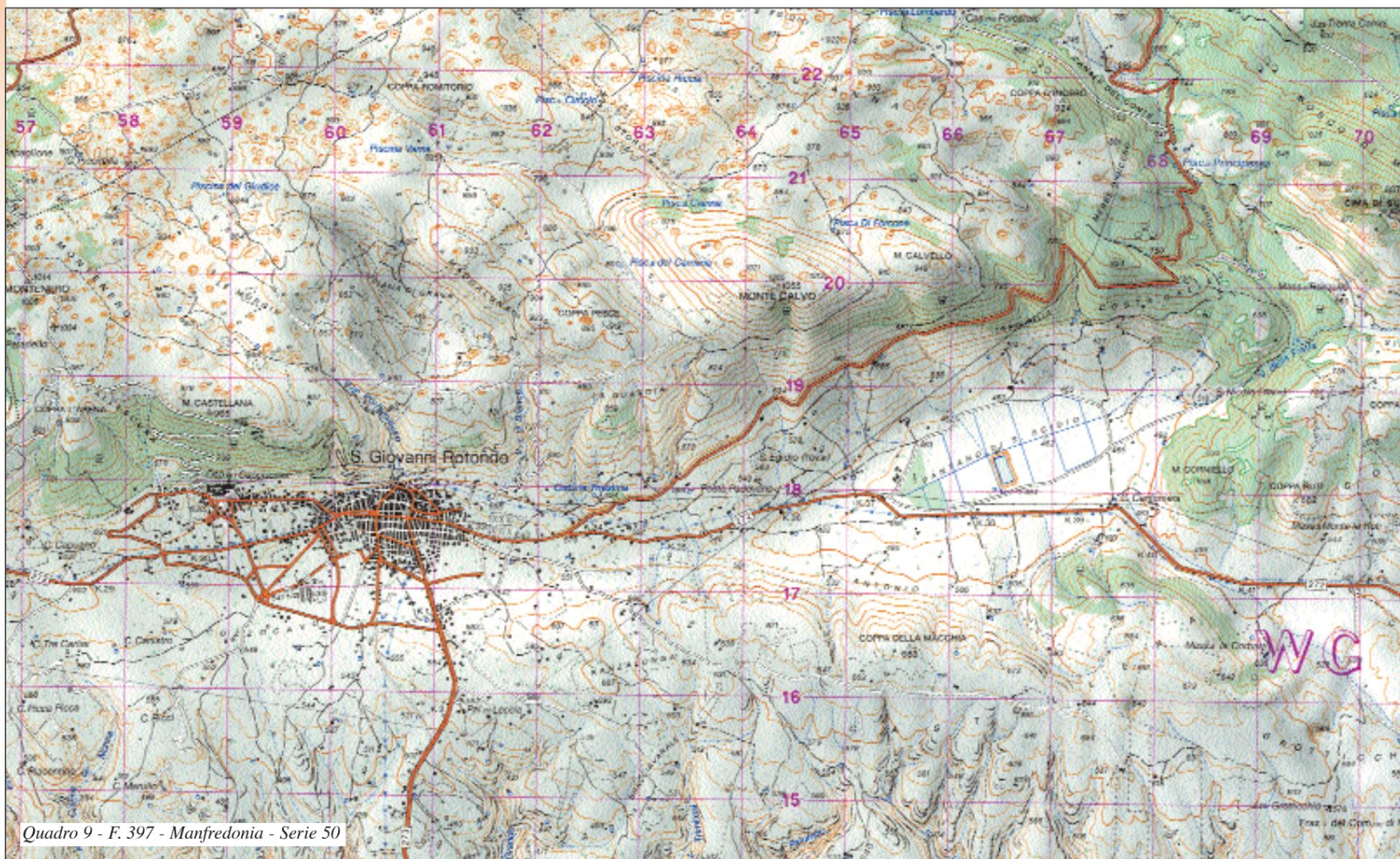
L'altopiano carsico delle Murge, sempre in Puglia (**quadro 10**), è caratterizzato da un sistema ramificato di incisioni vallive completamente prive di corsi d'acqua. Si tratta di piccole valli dal fondo pianeggiante spesso coltivato, chiamate localmente «lame». Esistono però anche depressioni carsiche chiuse, di cui la più nota è il cosiddetto «Pulo di Altamura» (nell'angolo di SE), una conca profonda quasi un centinaio di metri, con versanti ripidi incorniciati da pareti rocciose. Oltre a depressioni dai versanti ripidi, come il «Pulo» e il «Pulicchio», ci sono grandi depressioni chiuse con il fondo subpianeggiante ed i versanti poco ripidi e incisi da vallecole, di cui è esempio la conca del Ceraso, del diametro di oltre 2 km, situata a nord di masseria Lago Mallarda. Questa forma, anche per le sue dimensioni, non può essere considerata una dolina, ma piuttosto un *cockpit* a bassa energia del rilievo, paragonabile a depressioni delle aree carsiche tropicali umide. La curiosa combinazione di forme di tipo diverso si può spiegare con la complessa storia evolutiva di questo altopiano carsico che è stato interessato da più fasi di carsificazione a partire dal Cretaceo (SAURO, 1993). I «puli» si sarebbero evoluti in corrispondenza di volumi di roccia precedentemente carsificati. Le grandi conche sarebbero il risultato di fasi di carsificazione del Neogene, caratterizzate da un clima subtropicale. Lo sviluppo del reticolo idrografico sarebbe stato influenzato, oltre che dall'essumazione di antichi riempimenti paleocarsici, anche dalla ricaduta di abbondanti coltri di ceneri vulcaniche durante il Quaternario.

Ogni altopiano carsico ha, pertanto, una sua storia peculiare. Dettagli di queste storie complesse sono registrati sia nelle forme del rilievo e delle cavità sotterranee, sia nei depositi di riempimento delle depressioni e delle grotte.

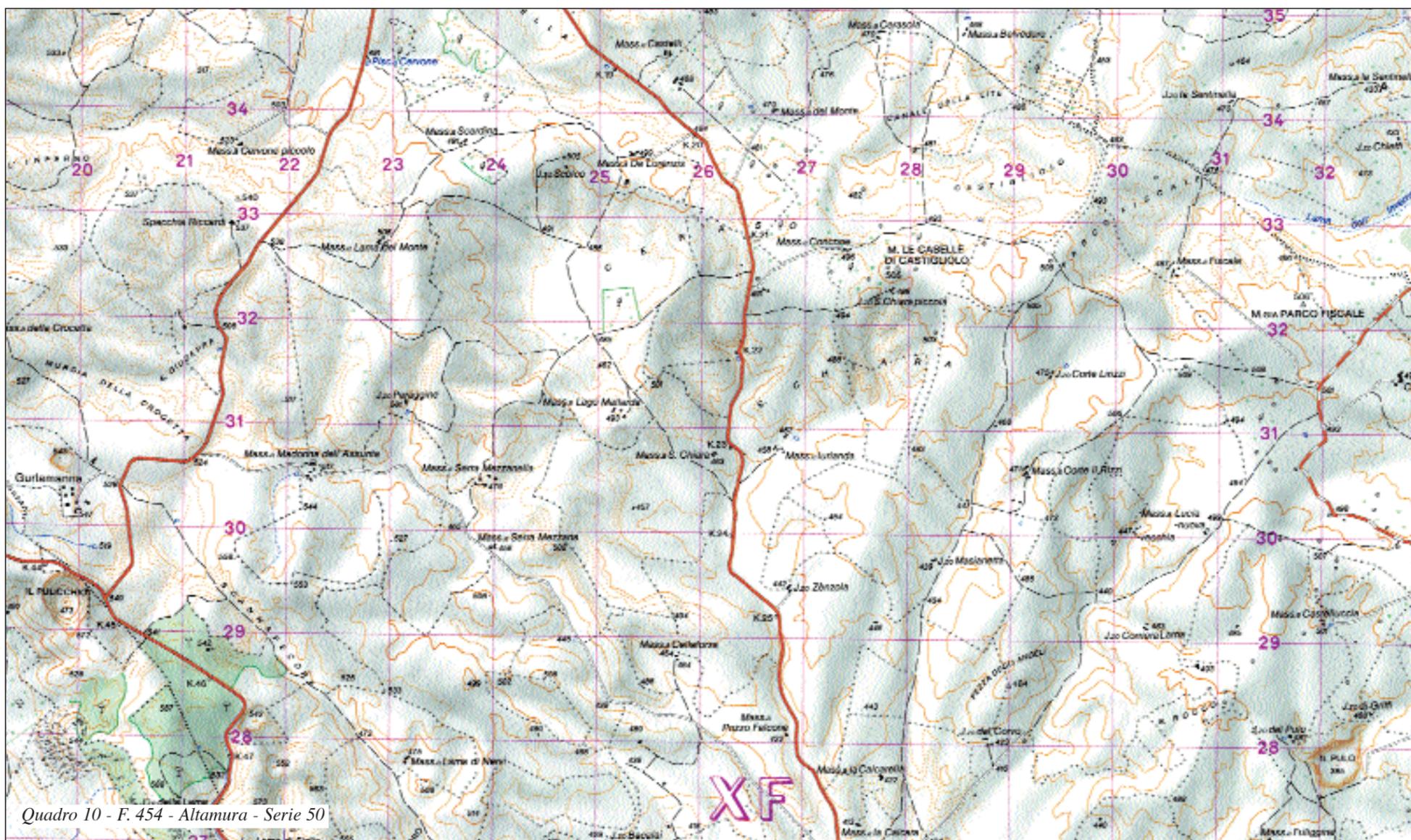
* Con la collaborazione di Francesco Ferrarese



Quadro 8 - F. 359 Sez. I - Barisciano - Serie 25



Quadro 9 - F. 397 - Manfredonia - Serie 50



Quadro 10 - F. 454 - Altamura - Serie 50

BIBLIOGRAFIA

BABOCI K., MASTRONUZZI G., SANZO P., "La grande superficie sommitale del promontorio del Gargano. Prime considerazioni sulla genesi e sull'evoluzione", *Bonifica*, 8 (3), 1993.

CASTIGLIONI B., *Percorsi nel paesaggio*, Torino, Giappichelli, 2002.

CASTIGLIONI G. B., "Forme del Carsismo superficiale sull'altopiano del Cansiglio". *Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, classe Scienze Matematiche Fisiche e Naturali*, 122, 1964, pp. 327-344.

FERRARESE F., SAURO U., TONELLO C., "The Montello plateau: karst evolution of an alpine neotectonic mophostructure", *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 109, 1997, pp. 41-62.

MAGALDI D., SAURO U., "Landforms and soil evolution in some karstic areas of the

Lessini Mountains and Monte Baldo (Verona, Northern Italy)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, 1982, pp. 82-101.

MIETTO P., SAURO U., *Le Grotte del Veneto: paesaggi carsici e grotte del Veneto*, Regione del Veneto, Vago di Lavagno, Verona La Grafica Editrice, 2a ed., 2000.

SAURO U., *Il Paesaggio degli alti Lessini. Studio geomorfologico*, Museo Civico Storia Naturale, Verona, Memorie fuori serie, 6, 1973, pp. 161.

SAURO U., "A Polygonal karst in Alte Murge (Puglia, Southern Italy)", *Zeitschrift für Geomorphologie* N. F. 35/2, 1991, pp. 207-223.

SAURO U., "The Monti Berici: a peculiar type of karst in the Southern Alps", *Acta Carsologica*, Ljubljana, 31(3), 2002, pp. 99-114.

61. Conche tettono-carsiche e piani carsici

ALFREDO BINI*

Università degli Studi di Milano

In molte aree carsiche sono presenti vaste depressioni chiuse a fondo piatto e con drenaggio sotterraneo per via carsica delle acque; queste depressioni sono note in letteratura con il nome slavo di *polje*: in italiano «campi» o «piani». La presenza delle depressioni che ospitano i piani è legata a situazioni strutturali particolari come tettonica distensiva ad *horst* e *graben*, depressioni di angolo di faglia o sinclinali. L'origine della depressione dipende unicamente da queste cause strutturali, mentre la sua evoluzione successiva dipende da processi carsici e da processi di versante.

Il carsismo si sviluppa secondariamente, favorito dalla presenza di fratture e faglie normali e perciò distensive e permeabili all'acqua; anzi, è probabile che il carsismo inizi a svilupparsi già durante i movimenti tettonici che portano alla formazione della depressione. In molti casi, soprattutto quando le fasi tettoniche sono di età recente, il carsismo sotterraneo non è ancora ben strutturato e non è in grado di smaltire le acque che si accumulano nel piano, per cui esso è occupato da un lago che può essere perenne o temporaneo. Esempi italiani di questa situazione sono il lago, ora prosciugato artificialmente, del Fucino e la conca del lago del Matese (**quadro 1**). Man mano che il sistema carsico evolve e si organizza, il lago diviene sempre più sporadico sino a scomparire, ma la sua presenza è testimoniata dai sedimenti presenti sul fondo dei piani, come nel caso del piano Grande (**quadro 2**) e del piano di Campo Felice (**quadro 3**). Il fondo pianeggiante dei piani non è costituito da roccia, ma è dovuto ai sedimenti che vi si sono accumulati. Tra questi, dopo i depositi lacustri, i più abbondanti sono i depositi colluviali provenienti dai versanti circostanti e che costituiscono il raccordo blando tra il fondo dei piani ed i versanti. Altri piani, posti a quote maggiori in massicci montuosi elevati, come Campo Imperatore sul Gran Sasso e i piani di Campo Felice e di Pezza nel gruppo del Velino - Sirente (**quadro 3**), sono stati interessati da ghiacciai locali durante le glaciazioni plio-quadernarie e perciò presentano anche depositi glaciali e fluvioglaciali. La presenza di spessi depositi al fondo distingue i piani italiani dai *polje* classici presenti nelle Alpi Dinariche: questi ultimi infatti presentano un fondo pianeggiante, di dimensioni superiori al chilometro, costituito essenzialmente da roccia con scarsi sedimenti.

La presenza di uno o più inghiottitoi carsici nel piano induce la formazione di un reticolo di drenaggio scavato nei sedimenti di fondo del piano, come è possibile osservare in tutti gli esempi riportati, ma soprattutto nel piano Grande (**quadro 2**) e nell'altopiano delle Rocche (**quadro 3**).

I piani carsici in Italia sono presenti ovunque la situazione strutturale sia favorevole, ma raggiungono la massima densità e varietà di forme nell'Appennino centro-meridionale.

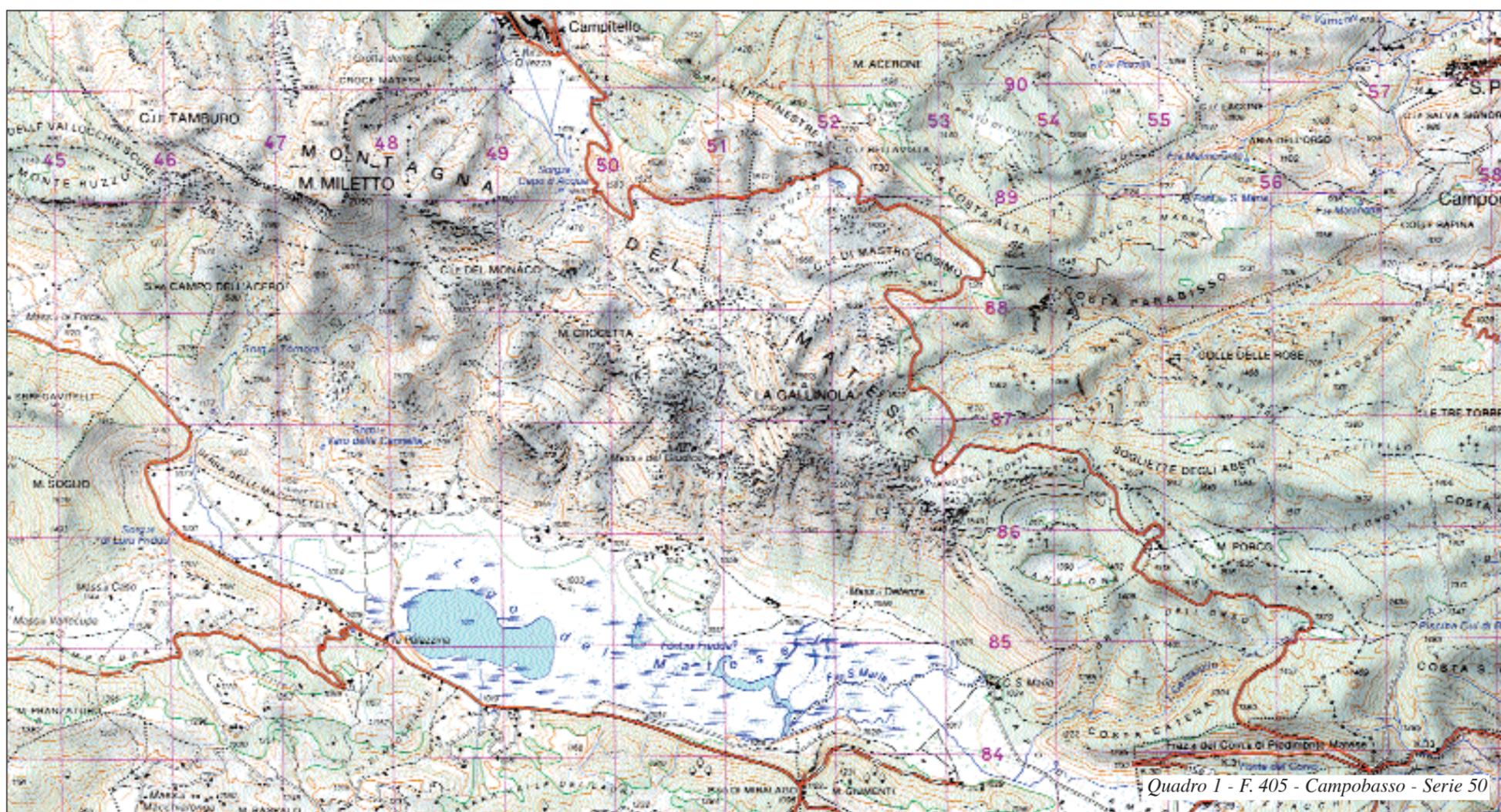
Il piano Grande nei pressi di Castelluccio di Norcia (**quadro 2**) occupa un *graben* immediatamente a ridosso dell'anticlinale del monte Vettore e del Sovrascorrimento dei monti Sibillini. La tettonica distensiva è tuttora in atto, come testimonia la scarpata di faglia legata ad una faglia normale, ben visibile sul versante del monte Vettore all'angolo NE del quadro. Il raccordo tra versanti e fondo del piano è blando a causa dei depositi colluviali; il fondo è solcato dal reticolo di drenaggio de «I Mergani» che termina nell'inghiottitoio. Il piano non è più soggetto ad allagamenti, anche se non sono noti né il sistema sotterraneo di drenaggio delle acque né il recapito di tale sistema.

Nel gruppo montuoso del Velino - Sirente (**quadro 3**) sono presenti numerosi piani, tra i quali il piano di Campo Felice, il piano di Pezza, l'altopiano delle Rocche e il campo di Rovere (PFEFFER, 1967; CIARAPICA *et alii*, 2001). I primi due occupano *graben* a ridosso del sovrascorrimento del monte Rotondo - monte Cagno, mentre gli altri due si sviluppano come depressioni di angolo di faglia.

Il piano di Campo Felice è stato interessato durante l'ultima glaciazione da un ghiacciaio proveniente dalla valle del Puzillo che ha deposto una serie di morene sul piano (i «Cento Monti») e da un ghiacciaio proveniente dal monte Rotondo. Il piano risulta perciò ingombro di depositi fluvioglaciali che convergono verso la zona del laghetto di Campo Felice, ove sono localizzati gli inghiottitoi. Anche il piano di Pezza è stato interessato da ghiacciai provenienti dal Costone della Cerasa e dai monti della Magnola, a sud del piano, e dai depositi fluvioglaciali ad essi associati. Il ghiacciaio trasfluiva dal Vado di Pezza verso il sottostante campo di Rovere, ove si trova l'inghiottitoio. L'altopiano delle Rocche a NE e il campo di Rovere sono in parte costituiti da sedimenti marini miocenici che formano i blandi rilievi di Pianta Martora, Colle Rosa, Lamata. L'altopiano delle Rocche presenta, a NE verso l'abitato di Terranera, una parte pianeggiante solcata da un reticolo di drenaggio a meandri che drena le acque verso il pozzo Caldaio, sempre occupato da un laghetto.

Il reticolo carsico sotterraneo in questi piani è poco sviluppato, perchè legato a movimenti tettonici recenti ed inoltre è parzialmente ostruito da depositi glaciali, fluvioglaciali e lacustri che ne limitano fortemente la permeabilità.

La conca del lago del Matese (**quadro 1**) si sviluppa in un *graben* allungato nella montagna del Matese. L'estensione del lago del Matese appare, nel rilievo alla scala 1:50 000 del 1985, di molto inferiore rispetto a quella indicata nei vecchi rilevamenti; gran parte del piano, che nelle carte precedenti era interessata dal lago, è attualmente ridotta ad un terreno paludoso. Le acque del piano provengono dalle numerose sorgenti poste alla base dei versanti e vengono dre-





Quadro 2 - F. 132 II N.O. - Arquata del Tronto; F. 132 III N.E. - Norcia - Serie 25V



nate verso l'inghiottitoio posto a SE, in prossimità del passo di Miralago. Sul lato nord del piano sono visibili alcuni grandi conoidi. I sedimenti che occupano il piano sono perciò in parte costituiti da depositi di conoide e in parte da depositi lacustri. Questi ultimi riducono notevolmente le possibilità di assorbimento e di smaltimento delle acque da parte del sistema carsico ipogeo.

Nelle Alpi meridionali il piano carsico più noto è il Piano del Cansiglio, che ospita al suo interno due piani minori, incassati rispetto al fondo principale. Si

tratta di una forma inattiva sviluppata in una depressione tettonica al contatto fra due rocce diverse, tanto che è stato chiamato «*polje di contatto litologico*» (LEHMANN, 1959; CASTIGLIONI, 1964). Un suo vecchio inghiottitoio, il Bus de la Genziana, è stato esplorato sino a quasi 600 metri di profondità.

* Con la collaborazione di Luisa Zuccoli

BIBLIOGRAFIA

- CASTIGLIONI G. B., "Forme del Carsismo superficiale sull'altopiano del Cansiglio". *Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, classe Scienze Matematiche Fisiche e Naturali*, 122, 1964, pp. 327-344.
- CIARAPICA G., PASSERI L. (A CURA DI), "Appennino Umbro-Marchigiano", *Guide geologiche regionali*, Vol 7/secondo tomo, Milano, BE-MA editrice, 2001.
- CRESCENTI U., MICCADEI E., PRATURLON A. (A CURA DI), "Abruzzo", *Guide geologi-*

- che regionali*, Vol 15, Milano, BE-MA editrice, 2003.
- LEHMANN H., "Studien über Poljen in den venezianischen Voralpen und im Hochapennin", *Erdkunde* 13, 4, 1959, pp. 258-289.
- PFEFFER K. H., "Baitraege zur Geomorphologie der Karstbecken im Bereiche des Monte Velino (Zentralapennin)", *Frankfurter Geographische Hefte*, 42, 1967.

62. Rilievo fluvio-carsico e carsismo di contatto

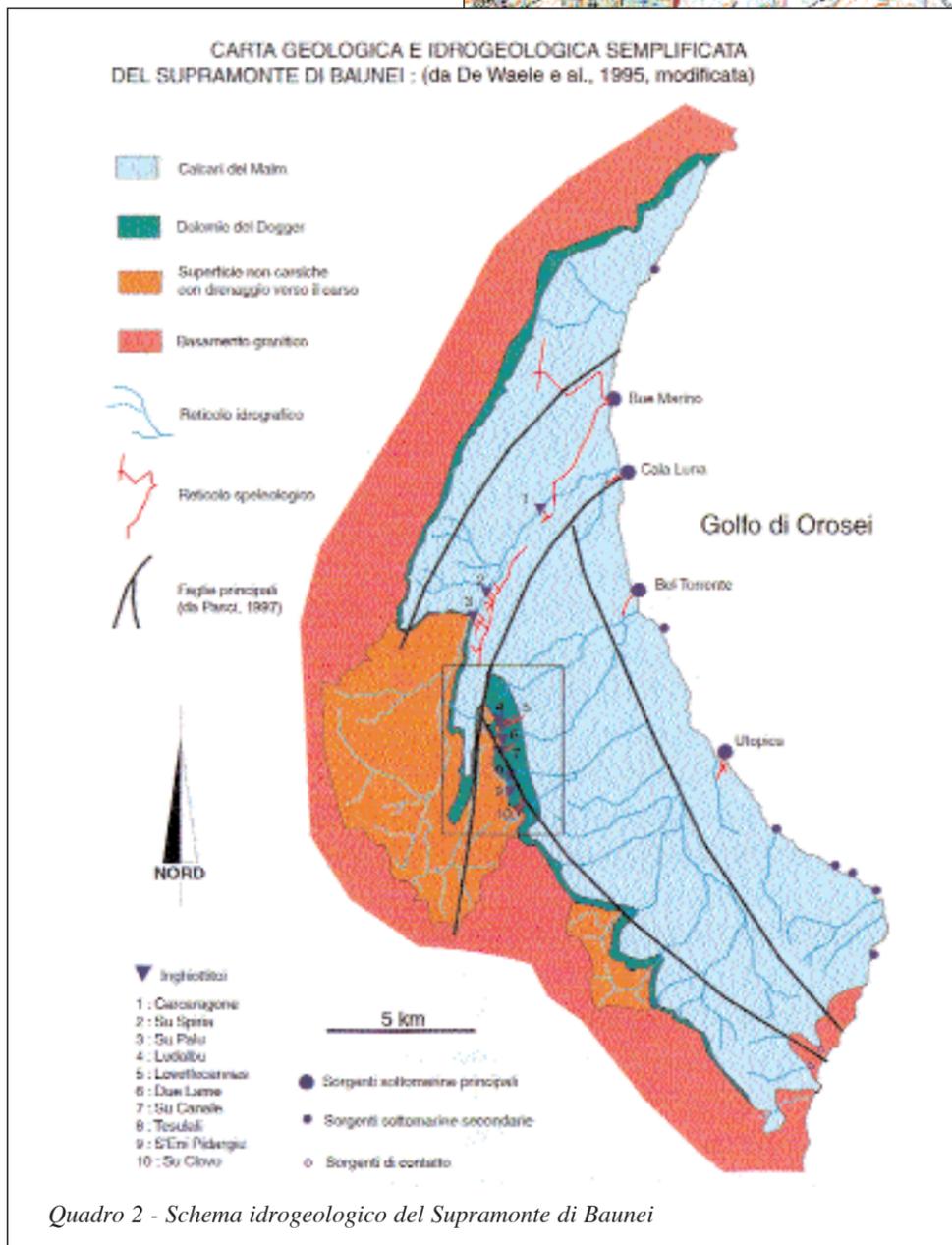
LEONARDO PICCINI

Università degli Studi di Firenze

Una delle caratteristiche principali dei paesaggi carsici, spesso descritta come peculiare, è il ridotto sviluppo del reticolo idrografico. Ciò dipende dal fatto che il drenaggio delle acque avviene prevalentemente per vie sotterranee, attraverso i sistemi carsici.

Quest'affermazione richiede però alcune precisazioni. Alla scala degli affioramenti di rocce carsificabili, calcari, dolomie, ma anche gessi, si ha spesso lo sviluppo di una fitta rete di solchi di dissoluzione, dovuti al ruscellamento, la cui densità può superare di gran lunga quella presente in qualsiasi altro tipo litologico. Anche a scala regionale, le aree carsiche possono essere attraversate e incise da valli fluviali, attive o relitte, che ne modellano il rilievo; in quest'ultimo caso si parla perciò di «fluvio-carso», intendendo in tal senso un paesaggio carsico modellato (in grande) da processi d'erosione delle acque correnti.

Quasi sempre le valli «fluvio-carsiche» hanno le caratteristiche morfologiche di *canyon* cioè è dovuto sia alle proprietà geo-meccaniche delle rocce carbonatiche, in grado di sostenere versanti ripidi e pareti, sia alla mancanza di significativi



affluenti laterali ed al modesto ruscellamento dai versanti. Esempi di questo tipo sono comuni in tutta la fascia prealpina centrale ed orientale, costituita prevalentemente da rocce carbonatiche ed attraversata dai fiumi che provengono dalla dorsale alpina. Stralci di queste situazioni, relative alle prealpi venete, sono osservabili nella tavola 60. «Altopiani carsici». Altrettanto caratteristici sono i *canyon* fluvio-carsici che tagliano gli altopiani calcarei della Puglia, noti come «gravine» (si veda a proposito la tavola 20. «Gravine»), o le «cave», strette valli incassate delimitate da rupi calcaree, che solcano l'altopiano Ibleo in Sicilia.

Nella maggior parte dei casi le valli fluvio-carsiche si formano in presenza di corsi d'acqua di notevole portata, che raccolgono le acque di bacini in rocce poco permeabili e che si trovano ad attraversare aree carsificabili, perciò si parla anche di «carsismo di contatto» (GAMS, 1994). I termini «fluvio-carso» e «carsismo di contatto» dunque, pur non essendo sinonimi, descrivono situazioni che spesso coesistono.

Begli esempi di carsismo di contatto si hanno nella Sardegna centro-orientale, ove le successioni carbonatiche passano lateralmente a rocce granitiche. Il **quadro 1** riporta una parte della costa orientale sarda, tra Cala Gonone e Baunei. Si tratta di un'alta costa rocciosa, costituita da formazioni appartenenti ad una potente successione carbonatica mesozoica. Il rilievo calcareo è attraversato da impressionanti *canyon*, il cui andamento, condizionato dalla struttura, corre per lunghi tratti parallelamente alla costa. Questi *canyon*, ormai quasi del tutto inattivi, sono stati scavati da corsi d'acqua provenienti dalle aree poste a O della dorsale calcarea, in cui affiorano principalmente i graniti del basamento ercinico (**quadro 2**). I fiumi sono ancora saltuariamente oggetto di piene poderose, in grado di trasportare grossi ciottoli, tra cui molti di granito o di basalto. In questo caso abbiamo, dunque, una situazione di contatto tra rocce a bassa permeabilità e rocce carbonatiche, che ha determinato anche lo sviluppo di *canyon* fluvio-carsici.

In condizioni di flusso normale le acque dei corsi d'acqua sono inghiottite in corrispondenza di perdite lungo l'alveo ed alimentano, attraverso pochi grandi sistemi carsici, alcune sorgenti sottomarine. Il sistema carsico maggiore, tra quelli noti, è quello della «Codula de Luna», esplorato per oltre 42 km di sviluppo (PAPPACODA, 2000).

Nel **quadro 1**, il limite tra graniti e rocce carbonatiche è ben evidente nelle zone di Serra Pirisi e Genna Istirzili, nel settore in basso a destra della carta, ove sono visibili alcuni inghiottitoi, tra cui quelli di Lovettecannas e di Su Clovu. Questi assorbimenti danno origine a sistemi carsici, esplorati per alcuni chilometri di sviluppo, che alimentano sorgenti sottomarine situate lungo la costa a sud di Cala Sisine (DE WAELE *et alii*, 1995).

Le forme più tipiche, nelle situazioni di carsismo di contatto, sono però le «valli cieche», vale a dire valli che non hanno uno sbocco verso il mare ed i cui corsi d'acqua proseguono per vie sotterranee. Perché si abbia lo sviluppo di una valle fluvio-carsica continua, occorre infatti una particolare condizione idrogeologica e cioè la presenza di una falda idrica la cui quota piezometrica sia superiore o coincidente con la quota del fondovalle. In mancanza di questa condizione, i corsi d'acqua si troveranno ad essere «sospesi» rispetto al livello di base idrogeologico degli acquiferi carsici e quindi si avranno perdite alveari che, nel tempo, porteranno al completo assorbimento del corso d'acqua. Ciò si verifica quasi sempre in prossimità del



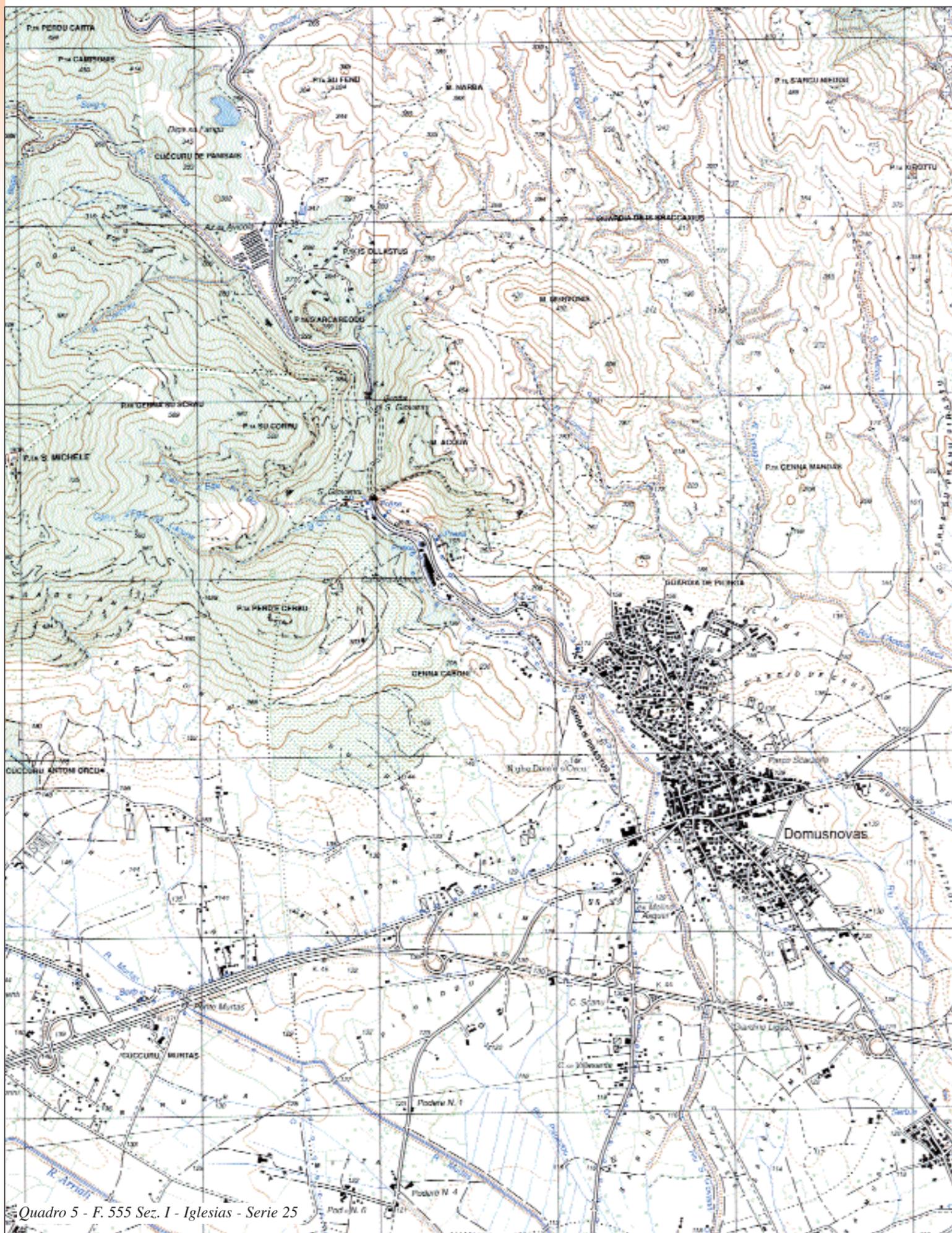
Quadro 3 - F. 520 Sez. I - Caselle in Pittari - Serie 25



Quadro 4 - F. 367 - Tagliacozzo - Serie 50

passaggio litologico tra rocce non carsificabili e rocce carsificabili. In questi casi si potranno avere forme che potremmo definire «fluvio-carsiche abortite», intendendo per esse le valli cieche e le valli chiuse. La qualifica di «chiusa», per certi versi complementare a quella di «cieca», sta ad indicare una valle priva di un proprio bacino di raccolta, la cui alimentazione avviene tramite sorgenti carsiche di notevole portata e in cui i processi di erosione fluviale sono possibili solo a valle dell'emergenza stessa.

In Italia il caso più notevole si trova senza dubbio nel Cilento, ove si apre il più grande inghiottitoio carsico della Penisola. Si tratta dell'inghiottitoio in cui s'inoltrano le acque del fiume Bussento, proveniente dal massiccio del monte Cervati (**quadro 3**). Il fiume, il cui bacino a monte dell'inghiottitoio è di circa 307 km², incontrando il piastrone calcareo dei monti del Cilento, nei pressi di Caselle in Pittari, si approfondisce in una valle sempre più incassata, chiusa da una rupe alta un centinaio di metri, alla cui base si apre un maestoso portale. Il fiume, notevolmente ingrossato da affluenti sotterranei, risorge



presso l'abitato di Morigerati, dopo un percorso di circa 4 km, da una grotta naturale segnata in carta come «Grotta del Bussento» (LAROCCA, 2000).

Un altro esempio ben noto di attraversamento di un rilievo calcareo, da parte di un corso d'acqua, è quello che interessa la dorsale di Pietrasecca, nei monti Carseolani (**quadro 4**). A NE di questa dorsale si estende un bacino, sviluppato prevalentemente nel *flysch* torbiditico del Tortoniano, in cui numerosi piccoli torrenti confluiscono verso un inghiottitoio, noto come «Grotta dell'Ovito» o anche «Ovito di Pietrasecca», che si apre con un ampio e alto portale, ai piedi della dorsale calcarea. Le acque, dopo un tra-

gitto sotterraneo di circa 200 m, si perdono in un sifone e da qui proseguono, lungo un percorso ignoto, per riemergere sotto la rupe che delimita a SO il paese. Nella stessa zona si apre un'altra grotta, la Grotta del Cervo, che si ritiene essere un paleo-inghiottitoio dello stesso bacino (AGOSTINI, PICCINI, 1994). In corrispondenza di questa seconda grotta si trova, in superficie, un'incisione che taglia trasversalmente la dorsale e che, secondo alcuni autori, potrebbe rappresentare una valle relitta (o valle morta), da cui defluivano le acque precedentemente allo sviluppo dei sistemi di attraversamento sotterranei (BONO, CAPELLI, 1994). Nella zona si trovano altre situazioni simili, tra queste nel **quadro 4** è visibile anche l'inghiottitoio della Luppa, in basso a destra, che drena l'omonimo piccolo bacino situato qualche km a SE di Pietrasecca.

Uno degli esempi più singolari di valle cieca, legata a carsismo di contatto, si ha ancora in Sardegna, nel distretto minerario dell'Iglesiente (**quadro 5**). Circa 2 km a NO di Domusnovas, la strada che conduce nella zona mineraria di Sa Duchessa s'inoltra in una stretta valle che termina contro una parete calcarea. Qui la strada, attualmente chiusa al transito veicolare, imbocca un tunnel naturale per tornare alla luce dopo un percorso di circa 800 metri. La carrozzabile percorre infatti un'ampia galleria, nota come «Grotta di San Giovanni», le cui dimensioni ne hanno permesso l'utilizzo come tunnel stradale senza particolari lavori di adattamento. Il tunnel raccoglie le

acque di un bacino di circa 35 km², costituito da rocce carbonatiche metamorfiche, calcescisti e rocce cristalline, che quindi consente un ruscellamento superficiale consistente, soprattutto a seguito di intense precipitazioni (DE WAELE, PISANO, 1998). La grotta rappresenta quindi una tipica cavità di attraversamento, ormai attiva solo in concomitanza di forti piogge, che funge da smaltitore sotterraneo di un bacino chiuso e collega una valle cieca con una valle chiusa.

BIBLIOGRAFIA

AGOSTINI S., PICCINI L., "Aspetti geomorfologici ed evolutivi del sistema carsico di Pietrasecca (M. Carseolani - Appennino Centrale, Italia)", in "L'area carsica di Pietrasecca", *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, v. 5, s. II, 1994, pp. 61-70.
 BONO P., CAPELLI G., "Idrologia sotterranea e di superficie dei Monti Carseolani (Italia Centrale)." in "L'area carsica di Pietrasecca", *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, v. 5, s. II, 1994, pp. 23-45.
 DE WAELE J., PISANO M., "Interazione fra attività mineraria ed un acquifero carsico: l'esempio di Barraxiutta (Sardegna sud-occidentale)." in CREMA M. E FERRARESE G. (A CURA DI) *Atti del Convegno Nazionale sull'inquinamento delle Grotte e degli Acquiferi carsici e possibili ricadute sulla collettività*, Ponte di Brenta 26-27 settem-

bre 1998, Padova, Imprimatur editrice, 1998, pp. 195-209.
 DE WAELE J., GRAFITTI G., LOCCI C., PISANO M., SPIGA R., "Attuali conoscenze speleologiche nel Supramonte di Baunei", Monografia n. 4, *Anthèo*, Cagliari, 1995.
 GAMS I., "Types of contact karst", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 17, 1994, pp. 37-46.
 LAROCCA F., "Il traforo nella montagna. Il singolare corso del Fiume Bussento", in VIANELLI M. (A CURA DI) *I fiumi della notte*, Torino, Ed. Bollati Boringhieri, 2000, pp.260-271.
 PAPPACODA M., "Dal Supramonte al mare. Gli altipiani della Sardegna orientale", in VIANELLI M. (A CURA DI) *I fiumi della notte*, Torino, Ed. Bollati Boringhieri, 2000, pp. 272-294.

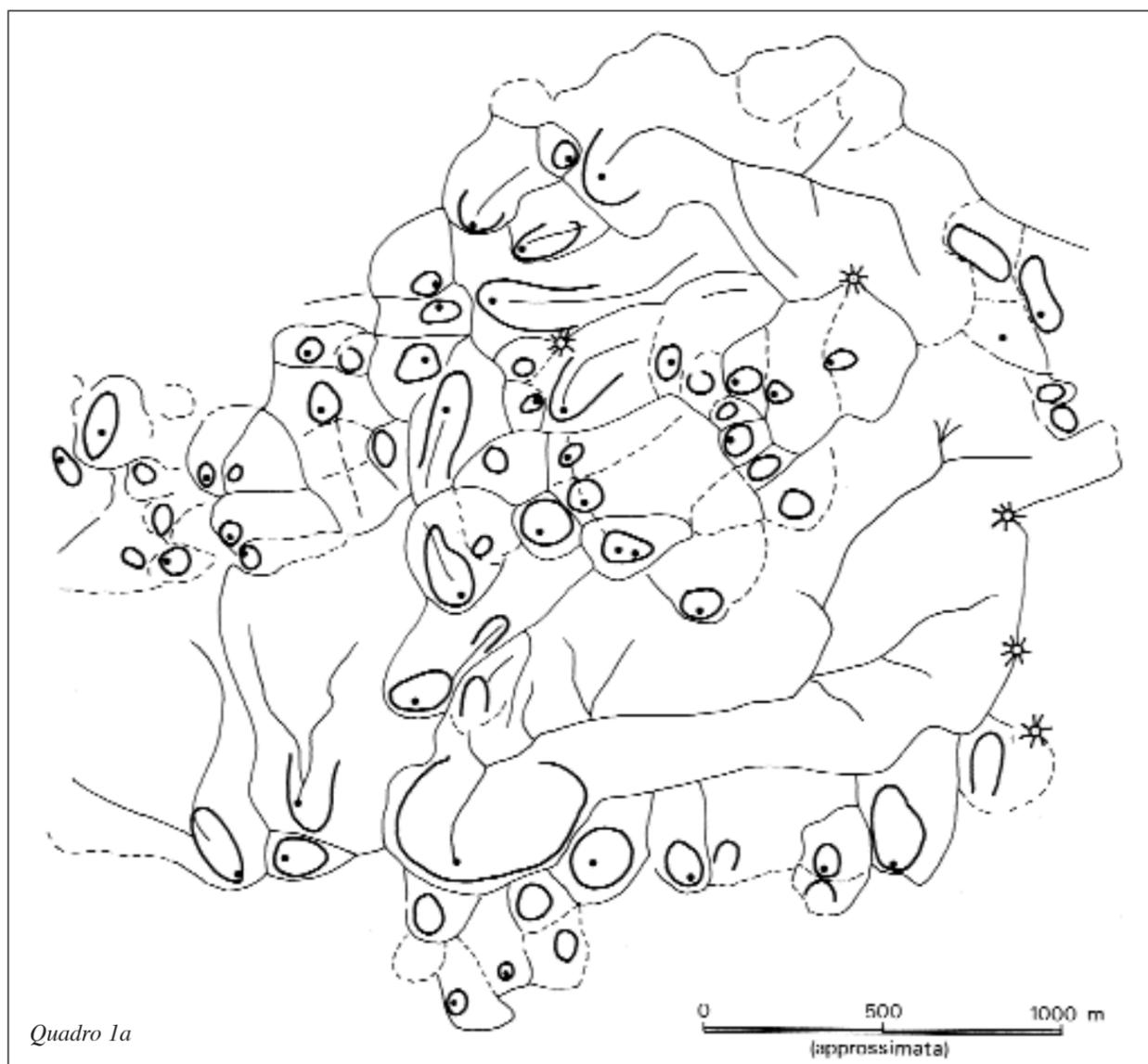
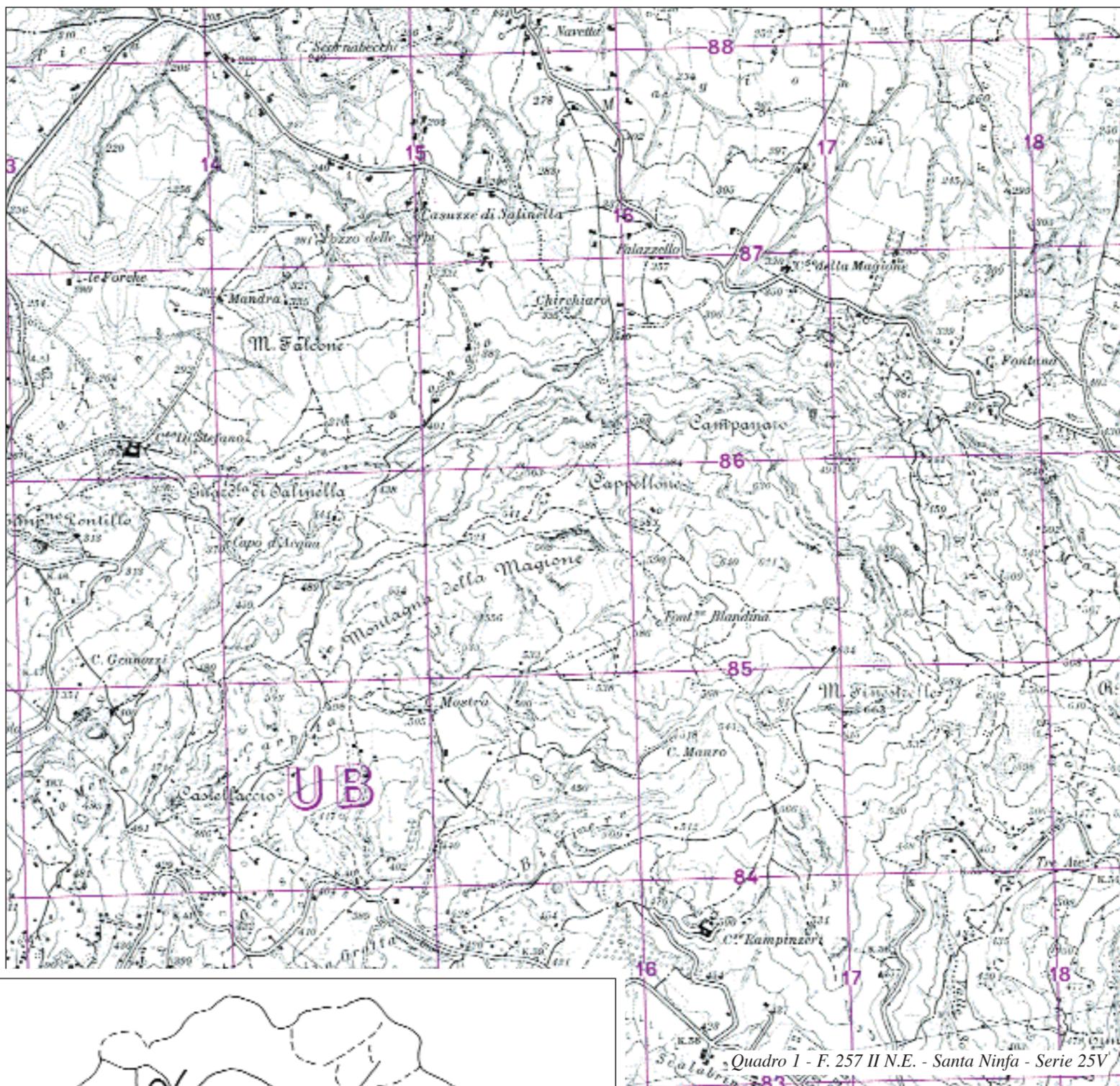
63. Forme carsiche nelle evaporiti

VALERIO AGNESI*

Università degli Studi di Palermo

In Italia i paesaggi carsici nelle evaporiti sono di estensione relativamente limitata rispetto a quelli nei calcari, dato che gli affioramenti di gesso o salgemma rappresentano circa l'1% del territorio nazionale. Questi paesaggi mostrano tuttavia una grande ricchezza di aspetti in relazione ai diversi contesti geologici ed ambientali che contraddistinguono la penisola.

Nelle rocce evaporitiche (gesso e salgemma) il principale processo morfogenetico è quello della soluzione ad opera delle acque di deflusso. In un litro d'acqua si possono sciogliere anche alcune centinaia di grammi di salgemma (NaCl), mentre nelle soluzioni naturali delle aree gessose si trovano disciolti circa 2-3 g/l di gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). La velocità del processo di soluzione carsica nei gessi è quindi di circa 1 ordine di grandezza superiore rispetto a quella nei calcari e pertanto la velocità di evoluzione delle forme carsiche è decisamente maggiore nei gessi di quanto lo sia nei calcari. In molte aree gessose italiane, in particolare in quelle nei gessi del



Quadro 1a

Messiniano (Miocene superiore, circa 6 milioni di anni fa), risultano ben evidenti i contesti morfostrutturali delle unità morfocarsiche. Ciò è dovuto alle diversità dei comportamenti nei confronti delle deformazioni tettoniche e dell'erosione tra i gessi e le rocce incassanti, spesso rappresentate da argille a comportamento plastico e facilmente erodibili. Tra gli stili morfotettonici più comuni ci sono quelli di tipo tabulare, di tipo monoclinale o del tipo a «scogli» di erosione selettiva, determinato quest'ultimo dalla messa in evidenza di blocchi di gesso poggianti su un substrato argilloso (MADONIA, FORTI, 2003).

Nei **quadri 1 e 2** sono raffigurate due aree nei gessi messiniani della Sicilia, in cui si riconosce un paesaggio carsico caratteristico dei rilievi tabulari *sensu lato*. In entrambe le aree le forme carsiche sono legate alla transizione in atto tra uno stile geomorfologico di tipo fluviale ed uno di tipo carsico, in relazione al contatto verticale tra rocce impermeabili di copertura e rocce solubili, nel caso di Santa Ninfa (**quadro 1**), e tra rocce semi-permeabili di copertura e rocce solubili, nel caso del bacino di Ciminna (**quadro 2**).

L'area di Santa Ninfa, nella Sicilia occidentale, (**quadro 1**) in grandi linee può essere considerata un altopiano caratterizzato da rilievi gessosi con quote comprese tra 633 m e 500 m s.l.m. Nell'area i gessi, appartenenti



Quadro 2 - F. 608 - Caccamo - Serie 50

delle quali sono incise nelle rocce gessose, dove assumono l'aspetto di forra (tratto mediano della valle del Biviere), altre invece sono caratterizzate dallo sviluppo della parte a monte su rocce argillose (insolubili) e di quella a valle incisa sulle rocce gessose.

Nell'area del bacino di Ciminna (**quadro 2**), localizzata nella Sicilia nord-occidentale, i gessi sono invece sormontati da una copertura fanglomeratica semi-permeabile che ha permesso lo sviluppo dei processi carsici nei gessi prima che questi venissero esposti e la genesi di «cripto-doline» in corrispondenza degli antichi fondovalle o lungo le principali linee di discontinuità. L'area si caratterizza anche per la diffusione e la notevole ricchezza delle forme carsiche di minori dimensioni, come i *karren* (MACALUSO *et alii*, 2001). Le forme sono localizzate

alla serie gessoso-solfifera del Messiniano, poggiano sui depositi argillosi della «Formazione Terravecchia» (Tortoniano superiore) e sono ricoperti in discordanza dai calcari marnosi impermeabili del Pliocene inferiore (Trubi). L'intero altopiano è interessato dalla presenza di depressioni carsiche del tipo «dolina» e «valle cieca» e da forme intermedie tra dolina e valle cieca (**quadro 1a**, AGNESI, MACALUSO, 1989). Le doline si trovano raggruppate a formare un «carso ad alveare» (*honeycomb karst*), in cui i contorni di ciascuna depressione sono a contatto con quelli delle doline adiacenti, formando un sistema di dorsali a maglie poligonali, tra cui talora si ergono piccoli dossi gessosi conici o piramidali, legati ai processi di erosione selettiva. Alcune depressioni costituiscono catene di doline allineate lungo linee di frattura o preesistenti linee di fondovalle e derivano da una «retrocessione degli inghiottitoi», fenomeno che comporta un decremento delle quote dei fondi delle doline da valle verso monte. Questo meccanismo può determinare una sorta di inversione della pendenza nei segmenti di valli interessati dalla formazione delle doline, come conseguenza della migrazione verso monte dell'inghiottitoio attivo (AGNESI, MACALUSO, 1989; MADONIA, FORTI, 2003). Si notano infine numerose forme miste (fluviale e carsica) del tipo «valle cieca», alcune

soprattutto nel settore meridionale del bacino, dove sono allungate ed allineate in direzione circa SO-NE, concordemente alla pendenza generale dei versanti, alla giacitura degli strati ed alla direzione delle principali linee di discontinuità tettonica. Le forme prevalenti sono le doline e le forme intermedie tra dolina e valle cieca; si impostano sia sui gessi, sia sui terreni di copertura e possono avere dimensioni ragguardevoli e perimetri irregolari, quando derivano dalla coalescenza di più forme. Accanto alle forme chiuse sono presenti diverse depressioni aperte sospese, collegate ad altre doline di maggiori dimensioni. In merito alla presenza ed alla disposizione delle doline aperte, si può ammettere che la loro origine sia da legare al procedere nel tempo dei fenomeni di soluzione e dei processi di erosione e di arretramento dei versanti, che hanno progressivamente prodotto l'apertura di tali depressioni e la conseguente «cattura» delle conche di minori dimensioni da parte delle doline maggiori (MADONIA, FORTI, 2003).

Nel **quadro 3** è rappresentato il paesaggio carsico di un settore della «vena del Gesso» romagnola, compreso tra il torrente Sintria ed il fiume Senio. La «vena del Gesso» è una dorsale monoclinale asimmetrica di natura prevalentemente gessosa che si allunga per circa 25 km in direzione NO-SE, tra le valli del Sillaro e del Lamone. Tale



Quadro 3 - F. 239 - Faenza - Serie 50

rilievo, che presenta il versante di faccia inclinato verso la pianura, appare dislocato da numerose discontinuità che hanno determinato a luoghi l'accavallamento delle unità gessose o lo smembramento della dorsale. La «Formazione gessosa del Messiniano» poggia sui terreni argillosi della «Formazione marnoso-arenacea», che costituiscono il substrato impermeabile e non carsificabile. Nelle forme del paesaggio si denota la coesistenza di uno stile geomorfologico di tipo fluviale ed uno di tipo carsico, in relazione alla presenza di terreni impermeabili a contatto con i gessi solubili. La migliore espressione di questi stili è il sistema carsico rio Stella-rio Basino che attraversa da una parte all'altra la dorsale gessosa. La valle del rio Stella nel tratto a monte è incisa nei sedimenti impermeabili della «Formazione marnoso-arenacea» e termina cieca in corrispondenza di una spettacolare scarpata gessosa



Quadro 4 - F. 267 III N.O. - S. Angelo Muxaro; F. 267 III N.E. - Torre del Salto - Serie 25V

alta più di 50 m, dove convoglia le acque nell'inghiottitoio originando un torrente sotterraneo. Il corso d'acqua, dopo un percorso in direzione SO-NE, perpendicolarmente alla direzione di allungamento della «vena del Gesso», riemerge attraverso la risorgente del rio Basino, localizzata tra il monte Mauro (517 m) e il monte della Volpe (495 m), incidendo sui terreni gessosi una piccola e stretta forra fluvio-carsica. Il versante meno acclive della monoclinale, in cui affiorano i gessi, è caratterizzato invece dalla presenza di forme prettamente carsiche del tipo «dolina», allineate parallelamente alle discontinuità tettoniche aventi direzione NO-SE. Tali depressioni spesso costituiscono le aree di ricarica dei sistemi carsici presenti.

Nel **quadro 4** è, invece, rappresentato un paesaggio carsico di un'area nei gessi della Sicilia, che non costituisce un'unità morfocarsica dai limiti ben definiti, prevalendo lo stile morfostrutturale del tipo a «scogli di erosione selettiva», caratterizzato dalla presenza di numerosi rilievi isolati di natura gessosa, di quota compresa tra 200 e 650 m, che poggiano su un substrato prevalentemente argilloso. Come conseguenza, in questo tipo di paesaggio le

doline sono poco numerose; prevalgono le forme aperte a seguito dei processi di soluzione che ne hanno smantellato una delle soglie gessose e, soprattutto, le forme fluvio-carsiche del tipo «valle cieca», che si impostano nel lato a monte sui terreni argillosi impermeabili, per terminare cieche a contatto con i rilievi gessosi solubili, dove spesso si apre una cavità sotterranea.

I gessi sono generalmente contraddistinti da forme di transizione da uno stile geomorfologico di tipo fluviale ad uno di tipo carsico, in relazione alle particolari situazioni di «carsismo di contatto litologico»; ne consegue che nei paesaggi carsici nei gessi sono molto comuni le associazioni di forme fluviali e forme carsiche, espressioni della graduale sostituzione, spesso ancora in atto, della rete idrografica superficiale con quella sotterranea (FORTI, SAURO, 1997).

* Con la collaborazione di Giuliana Madonia

BIBLIOGRAFIA

AGNESI V., MACALUSO T., "I gessi di Santa Ninfa (Trapani). Studio multidisciplinare di un'area carsica", *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, s. 2, n. 3, 1989, p. 202.
 FORTI P., SAURO U., "Gypsum karst of Italy", in KLIMCHOUK A., LOWE D., COOPER A., SAURO U. (A CURA DI), "Gypsum Karst of the World", *International Journal of Speleology*, vol. 25, s. 3-4, 1997, pp. 239-250.

MACALUSO T., MADONIA G., PALMERI A., SAURO U., "Atlante dei Karren nelle evaporiti della Sicilia", *Quaderni del Museo «G. G. Gemmellaro»*, 5, Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo, 2001, 143.
 MADONIA G., FORTI P., "Le aree carsiche gessose d'Italia", *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, s. 2, vol. 14, 2003, 285 p.