

Fabio Marco Dalla Vecchia

# **GUIDA AI GEOSITI DEL GEMONESE - 2**



Comunità di montagna del Gemonese - 2025



Fabio Marco Dalla Vecchia (classe 1964) è laureato in Scienze Geologiche e dottore di ricerca in Paleontologia. Ha lavorato all'Institut Català de Paleontologia di Sabadell (Catalogna), dove è ancora ricercatore associato, e ha collaborato dal 1985 al 2023 con il Museo Friulano di Storia Naturale di Udine. Ha partecipato a campagne di scavo e

prospezione in Italia (Friuli Venezia Giulia, Veneto, Trentino e Lazio), Croazia (Istria), Spagna, Romania, Brasile ed Iran. È autore o coautore di 120 articoli tecnici su riviste scientifiche, di undici libri a carattere paleontologico-geologico e di oltre 100 articoli divulgativi.



**GUIDA AI GEOSITI  
DEL GEMONESE - 2**



**Comunità  
di montagna  
del Gemonese**



La presente opera non è prodotta a scopo di lucro/*this is a no-profit product.*

È stata realizzata grazie ai “Contributi per la promozione del patrimonio geologico e della geodiversità” erogati nell’anno 2022 dalla Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia per il progetto della Comunità di montagna del Gemonese “Valorizzazione della geologia nell’ambito territoriale della Comunità di Montagna del Gemonese: M. San Simeone, M. Plauris, Val del Lago e Rupe di Cesclans” in attuazione della Legge Regionale 14 ottobre 2016 n. 15 (*Disposizioni per la tutela e la valorizzazione della geodiversità, del patrimonio geologico e speleologico e delle aree carsiche*).

Fabio Marco Dalla Vecchia

# **GUIDA AI GEOSITI DEL GEMONESE - 2**

***“Deformazioni del Monte San Simeone”,  
“Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris”,  
“Sinclinale del Monte Lavara” e la rupe di Portis,  
“Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella”,  
“Rupe di Cesclans” e la Val del Lago***

## Ringraziamenti

Il progetto “*Valorizzazione della geologia nell’ambito territoriale della Comunità di Montagna del Gemonese: M. San Simeone, M. Plauris, Val del Lago e Rupe di Cesclans*” è stato possibile soprattutto grazie al dott. Luca Leonarduzzi della Comunità di montagna del Gemonese che lo ha seguito e coordinato. Un particolare ringraziamento va al dott. Sandro Venturini per le usuali proficue discussioni e al dott. Maurizio Ponton per alcune informazioni sul M. San Simeone. Sono in debito con il dott. Giuseppe Muscio per l’indispensabile aiuto editoriale. Grazie anche alle persone che hanno reso disponibili le loro fotografie a fini culturali e divulgativi mediante il Creative Commons, al dott. Luca Leonarduzzi per le foto delle figg. 6 e 27-28, al dott. Giuliano Mainardis per le foto di figura 31 e al dott. Ivo Pecile per quelle di pp. 1, 8, 28, 48, 78 e 92. Si ringrazia infine la dott.ssa Chiara Piano del Servizio Geologico - Direzione centrale difesa dell’Ambiente - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia per la collaborazione.

*“Per quanto riguarda il terremoto di ieri lo scienziato ha espresso il convincimento che esso sia di origine tettonica ...*

*Lo stesso epicentro del terremoto, localizzato attorno al monte San Simeone, a sud di Stazione per la Carnia è il punto in cui si incontrano diversi sistemi di faglie”*

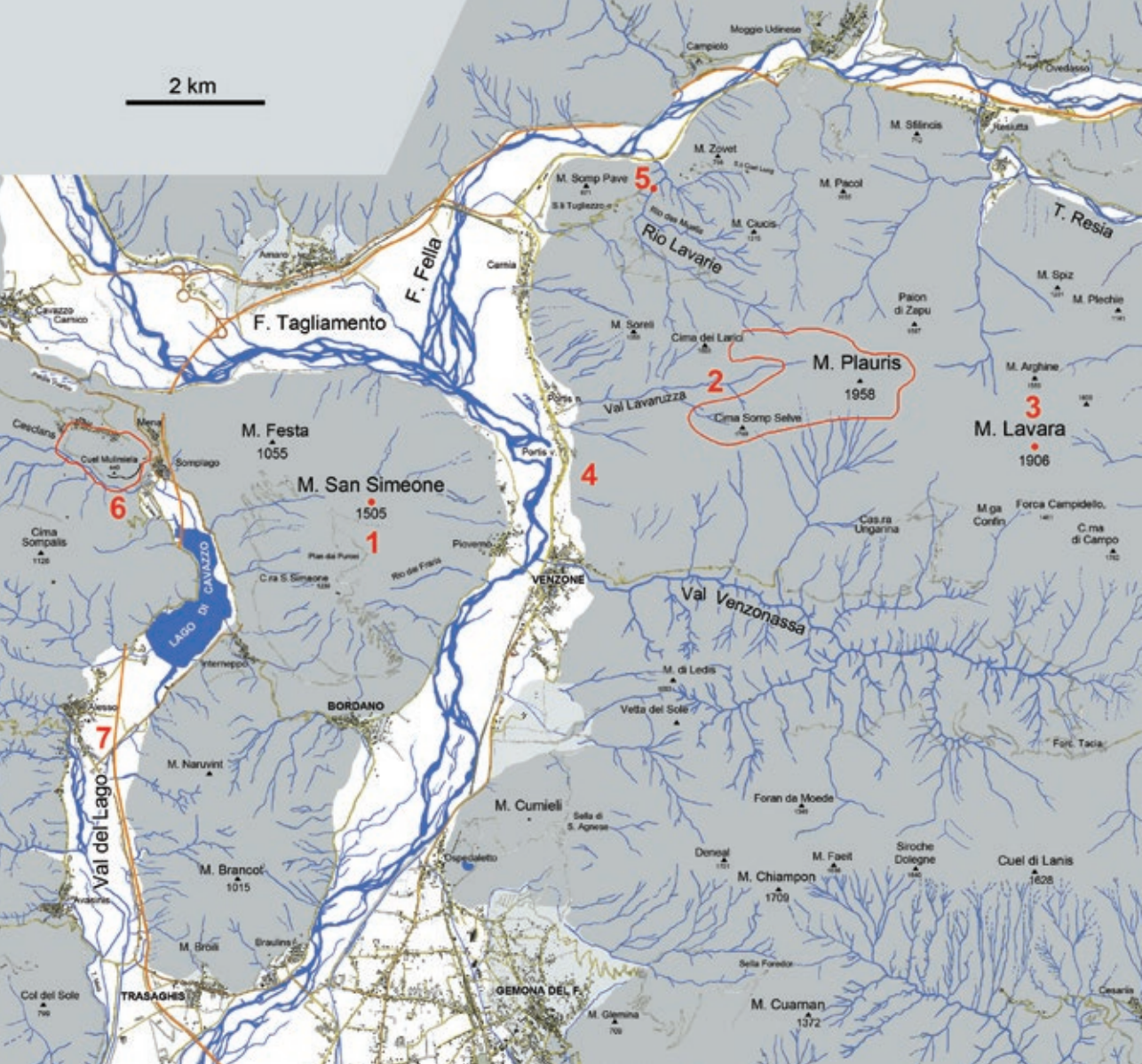
S. Quadranti, *Messaggero Veneto* dell'8 maggio 1976

## Introduzione

Il primo volume sui geositi del Gemonese (DALLA VECCHIA, 2023) è stato dedicato a quelli che si trovano nella parte meridionale del territorio della Comunità di montagna del Gemonese: *“Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento”*, *“Frana di Braulins”*, *“Conoide di deiezione del T. Vegliato”* e *“Successione miocenica in Val Tremugna”*, situati nei comuni di Gemona del Friuli e Trasaghis. Ad essi erano stati aggiunti il geosito *“Colle di Osoppo”* - posto appena al di fuori del territorio della Comunità - e il Cuel dal Melòc (Trasaghis).

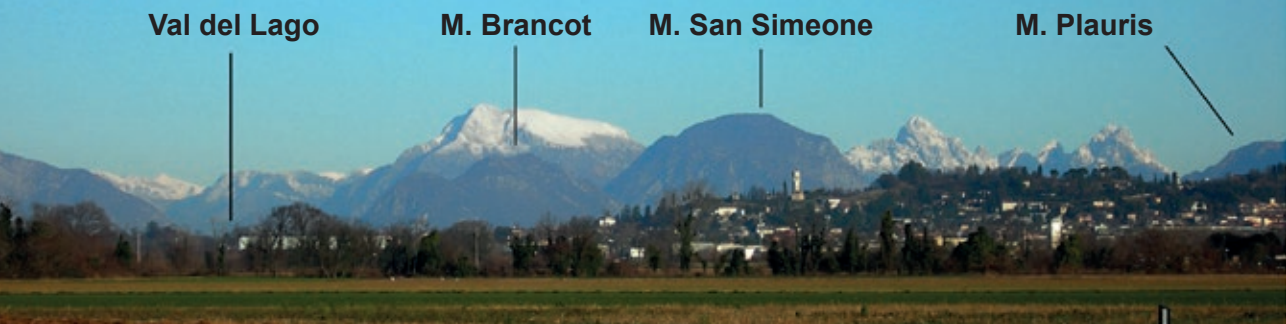
Nella parte introduttiva del primo volume sono state riportate alcune nozioni utili alla comprensione dei geositi, tra le quali vi sono la definizione stessa di geosito, alcuni dati sui geositi identificati dall'ente Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia nel proprio territorio (geositi a *“valenza internazionale”*, *“nazionale”* e *“regionale”*; CUCCHI *et al.*, 2010), il tempo geologico e la sua datazione, le rocce (con particolare riferimento a quelle sedimentarie), una breve storia geologica del Friuli, con particolare riguardo al Gemonese (incluse le varie fasi di sollevamento della catena alpina in Friuli e le glaciazioni) e la geologia dell'area in esame. Per questi aspetti si rimanda a tale volume. Qui i riferimenti alla storia geologica del Friuli e alla geologia dell'area (in parte diversa da quella illustrata nel primo volume) saranno fatti soprattutto nei capitoli dedicati ai vari geositi, per evitare inutili ripetizioni. Si riportano, comunque, alcune figure già presenti nel primo volume per agevolare la rapida focalizzazione dei concetti basilari come la suddivisione del tempo geologico, la paleogeografia e la stratigrafia locale.

Questa seconda guida è dedicata a cinque geositi regionali: *“Deformazioni del Monte San Simeone”*, *“Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris”*, *“Sinclinale del Monte Lavara”*, *“Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella”* e *“Rupe di Cesclans”*. Quattro di questi ricadono nella parte settentrionale del territorio nella Comunità di montagna del Gemonese (comuni di Bordano e Venzone) e uno - la *“Rupe di Cesclans”* - è appena esterno ad esso in comune di Cavazzo Carnico (Fig. 1). A questi geositi sono stati aggiunti altri due importanti aspetti geologici del territorio: la rupe di Portis, situata lungo il fianco occidentale del Gruppo del M. Plauris, e la Val del Lago con il Lago di Cavazzo.



**Fig. 1** - Localizzazione dei geositi regionali, della rupe di Portis e della Val dal Lago trattati in questa guida. Legenda: 1 = geosito "Deformazioni del Monte San Simeone", 2 = geosito "Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris", 3 = geosito "Sinclinale del Monte Lavara", 4 = rupe di Portis, 5 = geosito "Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella", 6 = geosito "Rupe di Cesclans", 7 = Val del Lago. Il perimetro dei geositi - se perimetrati - è indicato dalla linea rossa; se non perimetrati, i geositi sono identificati dal pallino rosso come fatto da Cucchi *et al.* (2010). Le Prealpi Giulie sono i rilievi (colore grigio) ad est del F. Tagliamento e a oriente e meridione del F. Fella; le Prealpi Carniche quelli ad ovest e sud del F. Tagliamento.

- Location of the regional geosites, the Portis Cliff and Del Lago Valley described in this guide. Legend: 1 = geosite "Tectonic deformation of the Mount San Simeone"; 2 = geosite "Anticline and syncline of the Mount Plauris"; 3 = geosite "Syncline of the Mount Lavara"; 4 = Portis Cliff; 5 = geosite "Eocene outcrops of Stavoli Tugliezzo and Mount Forcella"; 6 = geosite "Cesclans Cliff" (red line); and 7) Del Lago Valley. The perimeter of the geosites - if perimetrated - is indicated by the red line; if not perimetrated, the geosites are indicated by the red dot as done by Cucchi *et al.* (2010). The Julian Prealps are east of the Tagliamento River and east and south of the Fella River, whereas the Carnian Prealps are west and south of the Tagliamento River.



**Fig. 2** - La Val del Lago, il M. San Simeone e parte del M. Plauris come si vedono dall'alta pianura friulana. In primo piano sono le colline dell'anfiteatro morenico e il paese di Fagagna.

- *The Del Lago Valley, Mt. San Simeone and part of Mt. Plauris as they are seen from the upper Friulian plain. In the foreground are the hills of the morainic amphitheatre and the town of Fagagna.*

La particolarità geografica percepibile immediatamente quando si guarda una carta topografica dell'area in esame (Fig. 1) è il peculiare posizionamento a cavallo tra l'estremità orientale delle **Prealpi Carniche** e quella nord-occidentale delle **Prealpi Giulie**, poco prima dello sbocco in pianura del più grande fiume friulano, il Tagliamento. Il riferimento generale più recente per la geologia dell'area in esame (stratigrafia, tettonica ecc.) sono le *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli* e la relativa carta geologica a cura di Adriano ZANFERRARI, Roberto AVIGLIANO, Giovanni MONEGATO, Giovanni PAIERO e Maria Eliana POLI, pubblicate nel 2013 dall'APAT (Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici) e dal Servizio Geologico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (entrambe disponibili online: [https://www.regione.fvg.it/rafvfg/export/sites/default/RAFVG/ambiente-territorio/geologia/FOGLIA02/allegati/Foglio\\_049\\_GEMONA.pdf](https://www.regione.fvg.it/rafvfg/export/sites/default/RAFVG/ambiente-territorio/geologia/FOGLIA02/allegati/Foglio_049_GEMONA.pdf)). Per i singoli geositi ci sono le schede pubblicate nella seconda edizione (2010) del volume *Geositi del Friuli Venezia Giulia* a cura di Franco CUCCHI, Furio FINOCCHIARO e Giuseppe MUSCIO. Nella presente guida, però, sono state prese in considerazione anche interpretazioni alternative o più recenti sui vari aspetti della geologia del territorio e sono riportate informazioni inedite, soprattutto per quanto riguarda gli aspetti paleontologici. È comunque importante tenere in giusta considerazione il fatto che si tratta sempre di interpretazioni ed ipotesi, anche se basate su dati oggettivi, che saranno certamente soggette a modifiche in futuro.



Il Monte Plauris visto dal Monte Lávara.

## La geologia dell'area in esame

Come tutte le conoscenze scientifiche, anche quelle geologiche sono in continua evoluzione e possono cambiare con il progresso degli studi. I diversi geologi, inoltre, spesso forniscono interpretazioni differenti degli aspetti relativi alla geologia di alcune zone particolarmente complesse. Per quanto riguarda la stratigrafia, questa divergenza di opinioni, nell'area in esame riguarda soprattutto le rocce di più recente origine (alla scala del tempo geologico) costituite da breccie e conglomerati la cui datazione è ambigua a causa della mancanza di fossili utili a tal fine e spesso anche di informazioni basate sul carbonio radioattivo ( $^{14}\text{C}$ ). La descrizione geologica che segue e la Fig. 3 sono basate sull'interpretazione della *Carta Geologica d'Italia*, ma nella descrizione dei geositi - per esempio, trattando della geologia della rupe di Cesclans e della breccia di Portis - si riporteranno anche le interpretazioni alternative o più recenti.

La parte orientale delle Prealpi Carniche e quella occidentale delle Prealpi Giulie settentrionali è formata da una successione di rocce con una età che si estende da circa **230 milioni di anni fa** (Triassico superiore) a circa **20.000 anni fa** (fine del Pleistocene), oltre a depositi non cementati della fine del Pleistocene e dell'Olocene. Per maggiori informazioni sui corpi rocciosi (formazioni) descritti già nel primo volume si rimanda ad esso; qui saranno trattati in maggiore dettaglio i corpi rocciosi che affiorano nell'area oggetto del presente volume e non sono stati descritti nel primo.

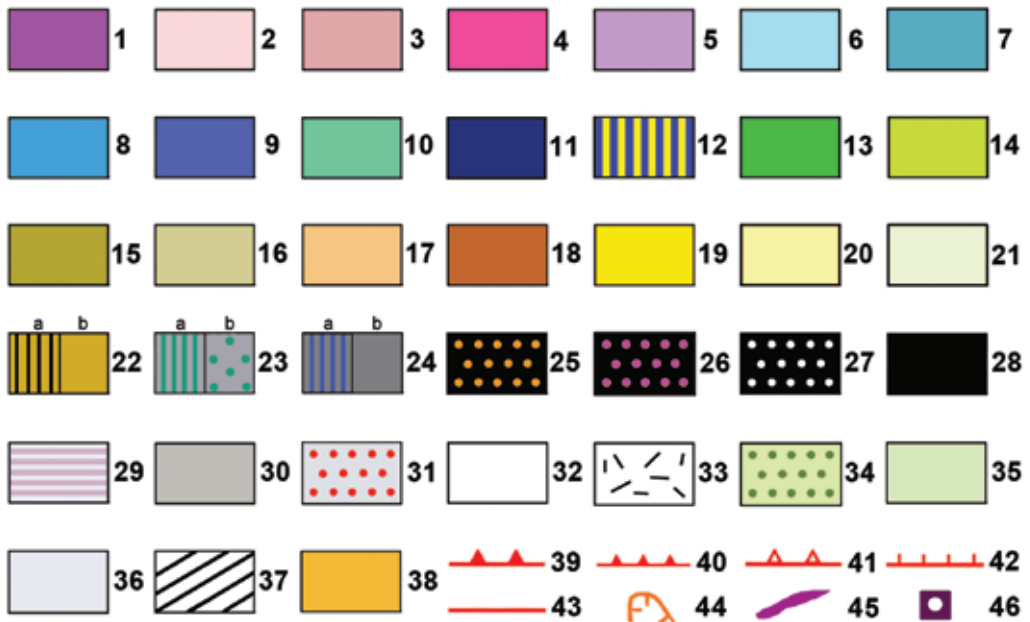
Le rocce dominanti come estensione di affioramento sono quelle mesozoiche, risalenti quindi ai Periodi Triassico, Giurassico e Cretaceo (Figg. 3 e 5). Si tratta prevalentemente di rocce carbonatiche (calcarei e dolomie).

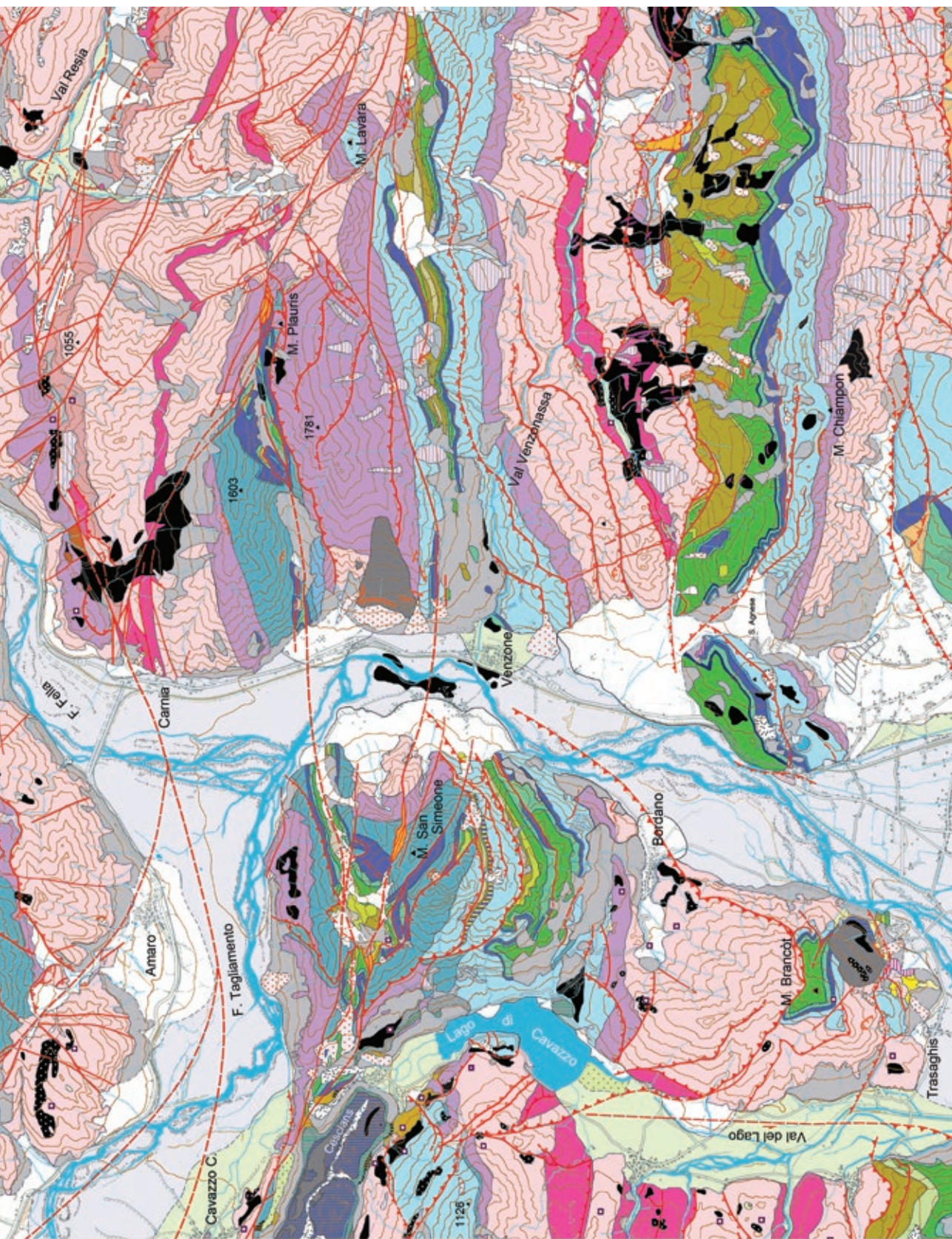
Il **paesaggio** locale durante l'Era Mesozoica (252-66 milioni di anni fa) era del tutto diverso da quello attuale. La zona inizialmente (Triassico superiore) costituiva la parte settentrionale della Piattaforma Carbonatica Adriatica (chiamata anche Piattaforma Carbonatica Friulana), una **piatta zona di mare basso** dove si accumulavano sedimenti carbonatici (un ambiente simile è quello presente oggi nelle isole Bahamas). In questo contesto si sono originate le formazioni della Dolomia Principale e del Calcare del Dachstein. La zona di mare basso era bordata da **bacini marini profondi**, il Bacino Sloveno ad est e quello Carnico a nord (Fig. 4). All'inizio del Giurassico (circa 200 milioni di anni fa) ad ovest si formò il Bacino di Belluno e la parte settentrionale della Piattaforma Friulana iniziò a sprofondare, perché la crosta terrestre era localmente sottoposta a tensione e collassava. I bacini marini profondi si estesero alla zona in esame. Nella parte meridionale dell'area (porzione sud del M. San Simeone, M. Brancot, porzione meridionale del Gruppo del M. Plauris) il mare basso continuò inizialmente a persistere con

**Fig. 3 -** La geologia dell'area in esame secondo la *Carta Geologica d'Italia*.

Legenda: 1) Formazione di Travenanzes (Carnico sup.), 2) Dolomia Principale (Carnico sup. - Retico), 3) Dolomia Principale, Membro del Monticello (Carnico sup.), 4) Dolomia Principale, Membro della dolomia del Resàrtico (Norico sup.), 5) Calcare del Dachstein (Norico sup. - Retico), 6) Formazione del Monte Zugna (Hettangiano - Pliensbachiano), 7) Formazione di Soverzene (Hettangiano - Pliensbachiano), 8) Encrinite di Fanes piccola (Pliensbachiano - ?Bathoniano), 9) Calcare del Vajont (Bathoniano), 10) Formazione di Fonzaso (Bathoniano sup. - Kimmeridgiano inf.), 11) Rosso Ammonitico Veronese (Kimmeridgiano - Titoniano inf.), 12) Successione ridotta di Casera S. Simeone (Pliensbachiano - Cenomaniano), 13) Maiolica (Titoniano sup. - Barremiano), 14) Scaglia variegata alpina (Aptiano - Cenomaniano), 15) Scaglia rossa friulana (Turoniano - Maastrichtiano), 16) *Flysch* della Val Ucea (Campaniano - Maastrichtiano), 17) *Flysch* del Grivò (Paleocene sup. - Eocene inf.), 18) Formazione di Tugliezzo (Eocene medio), 19) Arenaria di Preplans (Miocene inf.), 20) Conglomerato del Montello, Membro conglomeratico (Miocene sup.), 21) supersistema del Friuli indistinto (Pliocene? - Pleistocene medio?), 22) sistema dell'Ambiesta (a - depositi fluviali; b - breccie di versante; Pliocene inf.), 23) sistema di Cesclans (a - depositi fluviali, b - breccie di versante; Pleistocene inf.), 24) sistema di Ampezzo (a - depositi fluviali, b - breccie di versante e accumuli di frana; Pleistocene medio), 25) sistema di Ledrania (Pleistocene medio), 26) sistema di Invillino (Pleistocene medio), 27) sistema di Plaino (fine Pleistocene medio), 28) sistema di Spilimbergo (Pleistocene sup.), 29) complesso di Monteaperta (Pleistocene), 30) detrito di versante (Pleistocene sup. - Attuale), 31) deposito di frana (Pleistocene sup. - Attuale), 32) depositi di origine mista (di versante e torrentizia; Pleistocene sup. - Attuale), 33) depositi colluviali (Pleistocene sup. - Attuale), 34) depositi palustri (Pleistocene sup. - Attuale), 35) depositi alluvionali e fluvioglaciali della Val del Lago e dei corsi d'acqua minori (Pleistocene sup. - Attuale), 36) depositi recenti del Tagliamento e del Fella (Olocene), 37) depositi antropici (Attuale), 38) zona a scaglie tettoniche, 39) sovrascorrimento maggiore (se tratteggiato è ipotetico), 40) sovrascorrimento minore (*idem*), 41) faglia inversa (*idem*), 42) faglia diretta (*idem*), 43) faglia trascorrente (*idem*), 44) orlo di scarpata di frana, 45) cordone morenico, 46) grande masso erratico.

- *The geology of the area under examination according to the Geological Map of Italy. Legend at page 12.*





la deposizione della Formazione del M. Zugna. Nella parte settentrionale, i sedimenti di mare profondo della Formazione di Soverzene si depositarono sopra il Calcare del Dachstein. La progredazione verso sud del mare profondo è evidenziato dalla locale sovrapposizione della Formazione di Soverzene alla Formazione del M. Zugna, entrambi risalenti all'inizio del Giurassico inferiore (Fig. 5). Successivamente lo sprofondamento si estese a meridione; anche dove la Formazione del M. Zugna non era stata ricoperta dalla Formazione di Soverzene lo fu dai depositi di mare relativamente profondo dell'Encrinite di Fanes piccola o del Calcare del Vajont (Giurassico Medio; Fig. 5).

La deposizione bacinale è poi **proseguita** in tutta la zona in esame durante il resto del Giurassico e per tutto il Cretaceo, un intervallo di oltre 100 milioni di anni con la Formazione di Fonzaso, il Rosso Ammonitico Veronese, la Successione ridotta di Casera S. Simeone, la Maiolica, la Scaglia variegata alpina, la Scaglia rossa friulana e il *Flysch* della Val Ucea. Dalla fine dell'Era Mesozoica al Pliocene la zona (se si esclude la parte meridionale, al di fuori dei geositi che interessano questo libro) non è stata soggetta a **sedimentazione** o, comunque, se sedimentazione c'è stata le rocce relative sono state erose, perché si stavano innalzando le montagne. Il **ritorno del mare** e la sedimentazione carbonatica marina sono testimoniate per un breve intervallo dell'Eocene medio (circa 48-46 milioni di anni fa) con la Formazione di Tugliezzo, deposta al di sopra del Calcare del Dachstein.

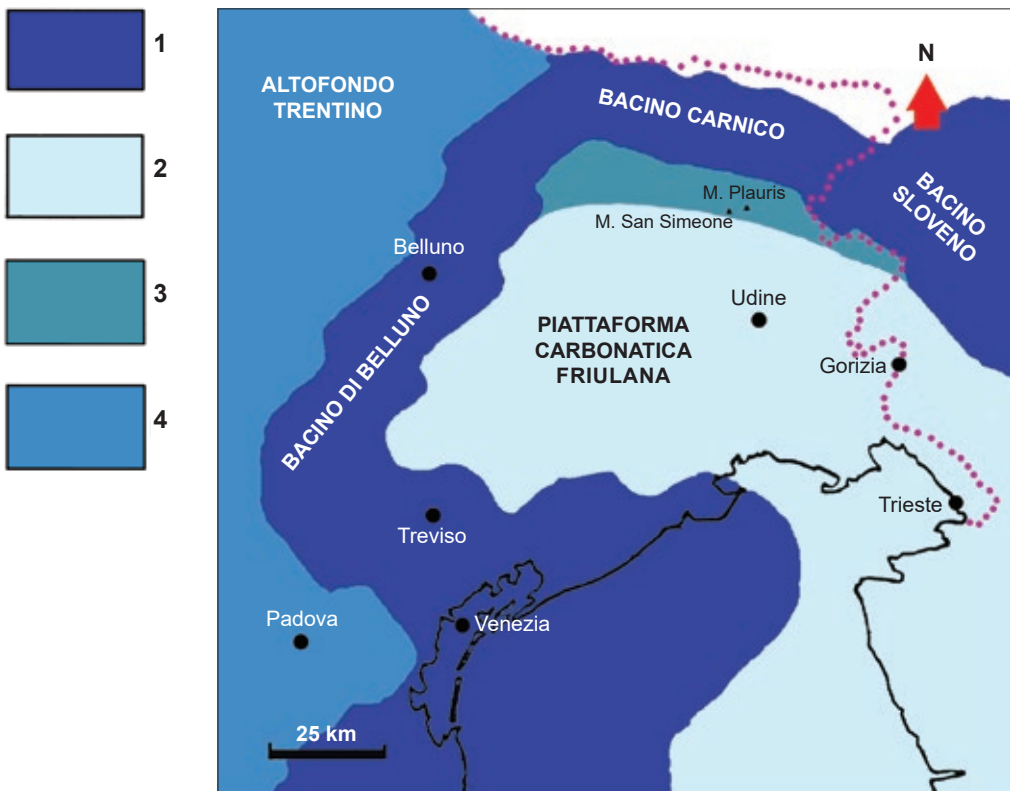
La sedimentazione ritornò, anche se intermittente nel tempo, a partire forse dal Pliocene inferiore (circa 4,5 milioni di anni fa, **sintema dell'Ambiesta**) con i depositi dei Fiumi Tagliamento e Fella lungo le aste fluviali, a volte interdigitati a depositi di versante

- *The geology of the area under examination according to the Geological Map of Italy.*

*Legend: 1) Travenanzes Formation (L. Carnian); 2) Dolomia Principale (L. Carnian - Rhaetian); 3) Dolomia Principale, Monticello Member (L. Carnian); 4) Dolomia Principale, Resàrtico Dolostone Member (L. Norian); 5) Dachstein Limestone (L. Norian - Rhaetian); 6) Monte Zugna Formation (Hettangian - Pliensbachian); 7) Soverzene Formation (Hettangian - Pliensbachian); 8) Encrinite di Fanes piccola (Pliensbachian - ?Bathonian); 9) Vajont Limestone (Bathonian); 10) Fonzaso Formation (L. Bathonian - E. Kimmeridgian); 11) Rosso Ammonitico Veronese (Kimmeridgian - E. Tithonian); 12) Casera S. Simeone thinned succession (Pliensbachian - Cenomanian); 13) Maiolica (L. Tithonian - Barremian); 14) Scaglia Variegata Alpina (Aptian - Cenomanian); 15) Scaglia Rossa Friulana (Turonian - Maastrichtian); 16) Val Ucea Flysch (Campanian - Maastrichtian); 17) Grivò Flysch (E. Eocene); 18) Tugliezzo Formation (M. Eocene); 19) Preplans Sandstone (E. Miocene); 20) Montello Conglomerate, conglomerate Member (L. Miocene); 21) unsubdivided Friuli supersynthem (Pliocene? - M. Pleistocene?); 22) Ambiesta synthem (a - fluvial deposits, b - slope debris; E. Pliocene); 23) Cesclans synthem (a - fluvial deposits, b - slope debris; E. Pleistocene); 24) Ampezzo synthem (a - fluvial deposits, b - slope debris; M. Pleistocene); 25) Ledrania synthem (M. Pleistocene); 26) Invillino synthem (M. Pleistocene); 27) Plaino synthem (latest M. Pleistocene); 28) Spilimbergo synthem (L. Pleistocene); 29) Monteaperta complex (Pleistocene); 30) slope debris (L. Pleistocene - Present); 31) landslides (L. Pleistocene - Present); 32) deposits of mixed origin (slope debris and torrential deposits; L. Pleistocene - Present); 33) colluvial deposits (L. Pleistocene - Present); 34) marsh deposits (L. Pleistocene - Present); 35) alluvial and fluvio-glacial deposits of the Del Lago Valley and minor streams (L. Pleistocene - Present); 36) recent alluvial deposits of the Tagliamento and Fella rivers (Holocene); 37) anthropic deposits (Present); 38) tectonic wedge zone; 39) main thrust (hypothetic when dashed); 40) minor thrust (idem); 41) reverse faults (idem); 42) normal fault (idem); 43) strike-slip fault (idem); 44) edge of landslide escarpment; 45) morainic ridge; and 46) large erratic boulder. E. = Early; M. = Middle; L. = Late.*

o conoidi di deiezione (**sintemi di Cesclans ed Ampezzo**), con depositi **di versante** ai piedi delle pareti rocciose, soprattutto nelle Prealpi Giulie (Complesso di Monteaperta), e con quelli **glaciali e fluvioglaciali** relativi al ghiacciaio del Tagliamento durante le glaciazioni quaternarie (sintemi di Ledrania, Invillino, Plaino e Spilimbergo). La sedimentazione continua anche attualmente con i depositi del Tagliamento, del Fella e degli altri corsi d'acqua minori, l'accumulo del detrito di versante ai piedi delle montagne, i corpi di frana e le colate detritiche.

La formazione più antica che affiora in quest'area è la **Formazione di Travenanzes** (un tempo chiamata Formazione di Raibl), che risale al Carnico superiore (Triassico superiore; Fig. 5). Costituisce solo una piccola scaglia delimitata da faglie situata poco a nord-est del paese di Carnia sul versante meridionale del M. Somp Pave vicino al Rio



**Fig. 4** - Ricostruzione paleogeografica e paleoambientale dell'Italia nord-orientale tra la fine del Triassico e il Giurassico medio (220-165 milioni di anni fa), con evidenziata la porzione di piattaforma carbonatica sprofondata durante il Giurassico. Legenda: 1) mare profondo (bacino), 2) mare basso (piattaforma carbonatica), 3) parte della piattaforma sprofondata durante il Giurassico inferiore-medio, 4) altopiano marino.

- *The palaeogeographic and palaeoenvironmental reconstruction of NE Italy between the end of the Triassic and the Middle Jurassic (220-165 million years ago). The portion of the carbonate platform drowned during the Jurassic is evidenced. Legend: 1) deep sea (basin); 2) shallow sea (carbonate platform); 3) portion of the carbonate platform drowned during the Early-Middle Jurassic; and 4) pelagic plateau.*

Tugliezzo. Si tratta di argilliti rosse e grigio scuro con lenti di arenarie, dolomie (anche vacuolari) e gessi depositi in ambienti di piana costiera, *sabkha* e piana di marea.

Di poco posteriore è la **Dolomia Principale**, è un potente corpo di rocce dolomitiche prevalentemente biancastre o grigiastre, che forma gran parte delle montagne che cingono la Val del Lago a sud e ad ovest del Lago di Cavazzo nelle Prealpi Carniche, la parte settentrionale del Gruppo del M. Plauris e, più a sud, due fasce orientate in senso est-ovest nelle Prealpi Giulie, una dalla Vetta del Sole tra Gemona del Friuli e Venzone fino al fianco meridionale del M. Zacoarciza (Forcella Musi), l'altra tra i Monti Chiampon e Cuel di Lanis (Fig. 3). È una formazione originata dalla deposizione carbonatica di mare basso in un'immensa piana di marea durante gran parte del Triassico superiore (circa 230-200 milioni di anni fa; Fig. 5). Il suo spessore apparente nella zona in esame raggiunge i 2000 m. Nelle Prealpi Giulie, la parte basale della Dolomia Principale è costituita dal **Membro del Monticello** formato da dolomie grigio scuro ben stratificate e con sottili e rare intercalazioni di peliti nere (diversamente dalla vicina Val Dogna dove tali intercalazioni sono consistenti). Lo spessore di questo membro è di 200-300 m e la sua datazione è Carnico superiore sulla base dei palinomorfi rinvenuti al suo interno in Val Dogna e Val Aupa. L'ambiente di deposizione è definito di "rampa carbonatica", vale a dire una zona marina di bassa profondità dal fondale debolmente inclinato (in questo caso verso est) situata sempre al di sotto del livello della bassa marea. Il Membro del Monticello affiora nella parte settentrionale della zona in esame, come una fascia orientata in senso O-ESE dal fianco settentrionale del M. Ciucis a quello settentrionale del M. Plechie nelle Prealpi Giulie (Fig. 3). Nella parte mediana della Dolomia Principale (Sevatico inferiore, Norico superiore) è stato localmente distinto il **Membro della dolomia del Resàrtico**. Si tratta di 25-400 m di dolomie scure fittamente stratificate originatesi all'interno di una depressione della piattaforma carbonatica in cui le acque marine erano stagnanti ed asfittiche, favorendo la conservazione della sostanza organica che si depositava insieme al sedimento carbonatico. Questo membro affiora nelle Prealpi Giulie in due fasce parallele a quella del Membro del Monticello, una posta poco a sud di quest'ultima (lungo i versanti settentrionale ed orientale del Gruppo del M. Plauris), l'altra estesa dal fianco meridionale della Vetta del Sole, tra Gemona del Friuli e Venzone, fino al fianco meridionale del M. Zacoarciza (Forcella Musi) (Fig. 3). Nelle Prealpi Carniche il membro è riportato in bande orientate E-O nelle montagne ad ovest della Val del Lago (per esempio, ad ovest e a nord di Alesso, Fig. 3) e un piccolo affioramento c'è anche ad est sul fianco nord-occidentale del M. Naruvint.

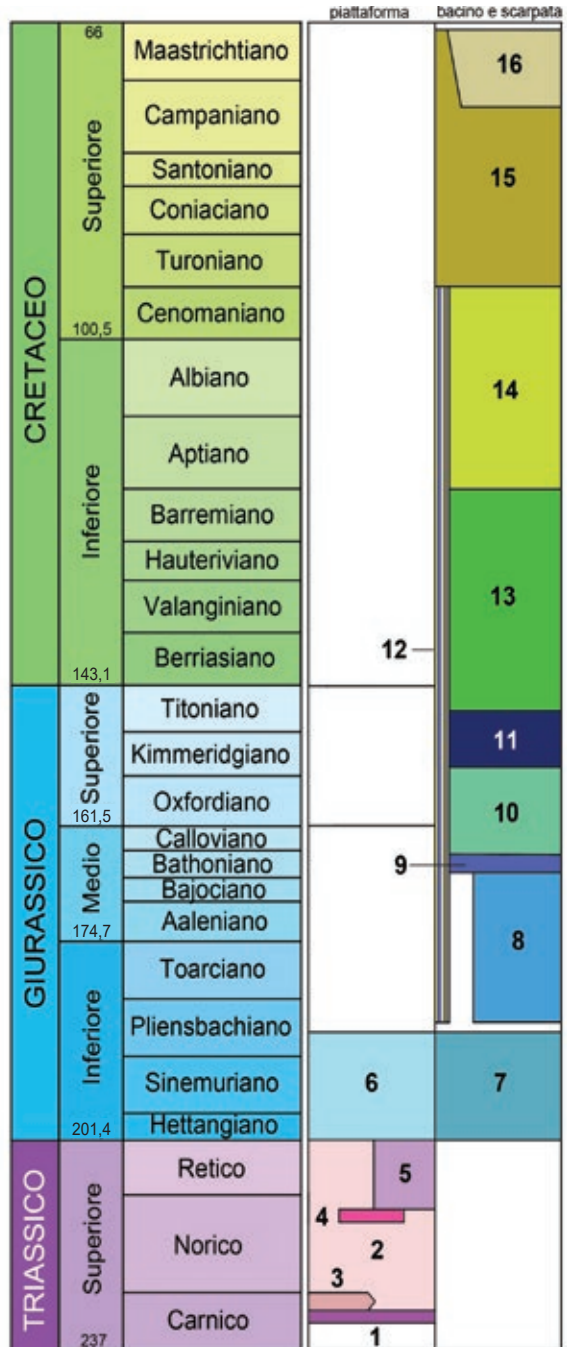
La Dolomia Principale nelle Prealpi Giulie e sul M. San Simeone passa superiormente al Calcare del Dachstein, mentre a sud (M. Brancot e Prealpi Carniche meridionali) il suo limite superiore è con la Formazione del M. Zugna.

Il **Calcare del Dachstein** (Fig. 6) è simile alla Dolomia Principale per aspetto generale e colore (grigio chiaro - nocciola) e pure come ambiente di deposizione (piana tidale), ma è composto - come dice il nome - prevalentemente da calcari non dolomitizzati. La parte inferiore della formazione al passaggio con la Dolomia Principale è costituita da strati spessi in parte dolomitizzati e, localmente, da corpi di breccie. Il Calcare del

Dachstein è datato alla fine del Periodo Triassico (Norico superiore - Retico, circa 210-200 milioni di anni fa; Fig. 5) e il suo spessore totale è al massimo 200-300 m. Nella zona in esame affiora in fasce orientate in senso est-ovest soprattutto nelle Prealpi Giulie (per esempio, nel Gruppo del M. Plauris) e al M. San Simeone (Fig. 3).

**Fig. 5** - La stratigrafia delle rocce mezozoiche dell'area in esame. È riportata l'estensione geocronologica presunta per le varie unità secondo la *Carta Geologica d'Italia* (una durata temporale che non è necessariamente proporzionale allo spessore ed estensione dei corpi rocciosi). I numeri nella colonna di sinistra della figura si riferiscono alle datazioni in milioni di anni. Le unità (formazioni) sono distinte tra piattaforma carbonatica (mare basso) e bacino/scarpatata (mare profondo). Legenda: 1) Formazione di Travenanzes, 2) Dolomia Principale, 3) Dolomia Principale, Membro del Monticello, 4) Dolomia Principale, Membro della dolomia del Resärtico, 5) Calcarea del Dachstein, 6) Formazione del Monte Zugna, 7) Formazione di Soverzene, 8) Encrinite di Fanes piccola, 9) Calcarea del Vajont, 10) Formazione di Fonzaso, 11) Rosso Ammonitico Veronese, 12) Successione ridotta di Casera S. Simeone, 13) Maiolica, 14) Scaglia variegata alpina, 15) Scaglia rossa friulana, 16) *Flysch* della Val Ucea.

- *Mesozoic stratigraphy of the area under examination. The presumed geochronologic span of the various formations is reported according to the Geological Map of Italy (that time span is not necessarily proportional to the thickness and extent of the rock bodies). The numbers in the left column of the figure refer to the dating in millions of years. The formations are divided into those originated on the carbonate platform (shallow sea) and those deposited into the basin/slope (deep sea). Legend: 1) Travenanzes Formation; 2) Dolomia Principale; 3) Dolomia Principale, Monticello Member; 4) Dolomia Principale, Resärtico Dolostone Member; 5) Dachstein Limestone; 6) Monte Zugna Formation; 7) Soverzene Formation; 8) Encrinite di Fanes piccola; 9) Vajont Limestone; 10) Fonzaso Formation; 11) Rosso Ammonitico Veronese; 12) Casera S. Simeone thinned succession; 13) Maiolica; 14) Scaglia Variegata Alpina; 15) Scaglia Rossa Friulana; and 16) Val Ucea Flysch.*



La **Formazione del M. Zugna** è costituita da calcari grigi e biancastri in parte dolomitizzati originati da sedimenti carbonatici depositi in un mare basso tropicale all'inizio del Periodo Giurassico (Hettangiano-Pliensbachiano, circa 200-185 milioni di anni fa; Fig. 5). Presenta fossili di organismi tipici di mare basso e strutture sedimentarie caratteristiche come le stromatoliti e le ooliti. Le **ooliti** sono piccole sfere dal diametro inferiore ai due millimetri, costituite da lamine concentriche di carbonato di calcio precipitato intorno ad un nucleo (un granulo o un frammento di conchiglia) in acque molto basse, calde ed agitate (in genere, la battigia). Nelle Prealpi Carniche la Formazione del M. Zugna affiora a sud-ovest di Cesclans e nella parte meridionale del M. San Simeone; nelle Prealpi Giulie affiora in bande allungate in senso est-ovest e parallele a quelle della Dolomia Principale e del Calcare del Dachstein. Ha uno spessore di 150-280 m e ricopre la Dolomia Principale, soprattutto nella parte meridionale ed occidentale dell'area in esame (per esempio, nel M. Brancot e ad occidente della Val del Lago), oppure giace al di sopra del Calcare del Dachstein (nella parte meridionale del M. San Simeone e nelle Prealpi Giulie).

La Dolomia Principale, il Calcare del Dachstein e la Formazione del M. Zugna rappresentano la sedimentazione nelle basse acque della Piattaforma Carbonatica Friulana durante il Triassico superiore e il Giurassico inferiore. Le unità stratigrafiche mesozoiche soprastanti e più recenti (in ordine stratigrafico, la Formazione di Soverzene, l'Encrinite di Fanes piccola, il Calcare del Vajont, la Formazione di Fonzaso, il Membro superiore del Rosso Ammonitico Veronese, la Successione ridotta di Casera San Simeone, la Maiolica, la Scaglia variegata alpina, la Scaglia rossa friulana e il *Flysch* della Val Ucceca) rappresentano, invece, la deposizione nelle più profonde acque del Bacino Carnico e Sloveno e delle sue scarpate (Fig. 4) durante il Giurassico inferiore-Cretaceo superiore (Fig. 5).

La **Formazione di Soverzene** testimonia un approfondimento locale del mare con l'espansione verso sud del Bacino Carnico, avvenuto all'inizio del Giurassico inferiore (Hettangiano-Pliensbachiano; Fig. 4) e dovuto soprattutto allo sprofondamento della parte più settentrionale della Piattaforma Carbonatica Friulana. Questa formazione, infatti, in genere giace sopra il Calcare del Dachstein oppure lateralmente alla Formazione del M. Zugna, ricoprendola gradualmente; talvolta costituisce una sottile intercalazione, di una ventina di metri di spessore, tra il Calcare del Dachstein e la Formazione del M. Zugna (per esempio, presso Somplago), oppure all'interno di quest'ultima (Interneppo). In tal caso testimonia un inizio abortito di sprofondamento locale della piattaforma carbonatica. La Formazione di Soverzene è costituita da calcari di colore grigio, grigio-bruno o nocciola, che possono presentare stratificazione massiccia, grana relativamente grossolana ed essere privi di selce, oppure stratificazione sottile, grana fine e lenti o noduli di selce grigia o nera. Il suo spessore, dove rappresenta l'annegamento della piattaforma carbonatica, è di oltre 300 m (per esempio, nel M. San Simeone). Affiora soprattutto sul M. San Simeone (dove prevalgono i calcari massicci privi di selce) e nel Gruppo del M. Plauris a nord e nord-est di Portis.

L'**Encrinite di Fanes piccola** è un corpo stratificato e sottile (da pochi decimetri a cinque metri di spessore) di calcareniti da rossastre a bianco-nocciola costituite in gran parte dai resti fossili dei segmenti del peduncolo dei gigli di mare (crinoidi) e frammenti di parti mineralizzate di altri organismi marini. È un deposito di mare relativamente profondo tipico delle zone 'annegate' della piattaforma carbonatica al margine del Bacino Carnico-Sloveno. Giace sopra la Formazione del M. Zugna o la Formazione di Soverzene e sotto il Calccare del Vajont. Risale al Giurassico inferiore-medio (si è depositata dal Pliensbachiano superiore a, forse, parte del Bathoniano; Fig. 5). Nelle Prealpi Giulie affiora nel M. Cumieli, nella parte settentrionale del M. Chiampòn e, in modo discontinuo, in Val Lavaruzza (su versante di SE di Cima dei Larici). Sul M. San Simeone è troppo sottile per essere cartografata. Su quest'ultimo e in Val Lavaruzza alla sommità presenta mineralizzazioni di ferro-manganese.



**Fig. 6** - Dolomia Principale e Calccare del Dachstein nella dorsale M. Jouv Ungarina (a sinistra) - M. Plauris (a destra), con la stratificazione verticalizzata dalla tettonica.

- *The Dolomia Principale and Calccare del Dachstein formations in the Mt. Jouv Ungarina (left) - Mt. Plauris (right) ridge, with the bedding verticalised by tectonics.*



**Fig. 7** - Fianco orientale del M. San Simeone, particolare di una zona intensamente tettonizzata in corrispondenza della vetta dove affiora la zona a scaglie tettoniche.

- Eastern side of the Mt. San Simeone, detail of a zone strongly affected by tectonics in correspondence of the peak on the mountain where the Tectonic Wedge Zone crops out.

La formazione del **Calcarea del Vajont** (Giurassico medio, Età Bathoniano, circa 168-165 milioni di anni fa; Fig. 5) rappresenta la deposizione in mare relativamente profondo, sul pendio del Bacino Carnico-Sloveno (Fig. 4). È costituita soprattutto da spessi strati di calcareniti biancastre o nocciola ricche di ooliti e frammenti di gusci e conchiglie di animali marini. Sono presenti anche calcari a grana più fine e stratificazione sottile, a volte con noduli di selce. In Val Lavaruzza e nella zona di Malga Confin-Cima di Campo la formazione presenta pure corpi di breccie originati da colate sottomarine. Le ooliti del Calcarea del Vajont sono state risedimentate in acque profonde, vale a dire che sono 'franate' dentro al bacino marino e si sono depositate in un ambiente diverso da quello di origine, posto a sud o sud-ovest. Il Calcarea del Vajont giace sopra l'Encrinite di Fanes piccola o direttamente sulla Formazione del M. Zugna (in tal caso testimonia lo sprofondamento locale della piattaforma carbonatica). Affiora estesamente sul M. San Simeone, nella parte meridionale del Gruppo del M. Plauris, sul M. Cumieli, lungo la dorsale M. Chiampòn-Cuel di Lanis (Fig. 3) e ha uno spessore che varia tra 25 e 70 m.

La **Formazione di Fonzaso** (Giurassico medio-superiore, Bathoniano sup. - Kimmeridgiano inf., circa 167-154 milioni di anni fa; Fig. 5) è composta prevalentemente da calcari a grana fine, grigio-nocciola, ben stratificati, ricchissimi di noduli e liste di selce di colore variabile (spesso è rossa, bruna, bianca, grigia o nera) e da subordinate calcareniti in strati massicci. È anch'essa un'unità bacinale e i depositi più fini contengono resti di organismi di mare aperto (radiolari e bivalvi pelagici). Quelli più grossolani, invece, sono sedimenti di mare basso (costituiti soprattutto da frammenti di organismi marini come coralli, ellipsactinidi, echinodermi, gasteropodi, ecc.) rimaneggiati da tempeste e correnti di torbida e ridepositati nel bacino. La Formazione di Fonzaso giace sopra il Calcarea del Vajont e sotto il Rosso Ammonitico Veronese. Nell'area in esame ha una distribuzione che segue quella del Calcarea del Vajont ed uno spessore di 20-100 m.

Il **Rosso Ammonitico Veronese** risale al Giurassico superiore (Kimmeridgiano - Tortoniano inferiore, circa 149-146 milioni di anni fa; Fig. 5). È costituito da calcari nodulari rossi, bianco-verdastri o grigio-verdastri, con sottili interstrati marnosi. Si tratta qui del solo Membro Superiore della formazione affiorante nel vicino Veneto. Contiene resti fossili di ammoniti (dai quali trae il nome), belemniti e crinoidi pelagici. È una successione condensata corrispondente ad una fase di riduzione degli apporti sedimentari su altipiani sottomarini lontani dalle zone di produzione del sedimento carbonatico. Nell'area in esame il suo spessore varia da 5 a 20 m ed affiora associato alla Formazione di Fonzaso e alla soprastante Maiolica. È più potente nel versante nord del M. Chiampòn e sul M. Cumieli, mentre altrove ha uno spessore minimo che non è possibile riportare in scala nelle mappe geologiche.

La **Successione ridotta di Casera San Simeone** affiora solo nel M. San Simeone. È un'unità condensata che in meno di 50 metri di spessore rappresenta la deposizione avvenuta tra il Pliensbachiano (Giurassico inferiore) e il Cenomaniano (Cretaceo superiore), un intervallo di circa 100 milioni di anni. La successione è costituita dall'Encrinite di Fanes Piccola, dal Calcarea del Vajont, dalla Formazione di Fonzaso, dal Rosso Am-

monitico Veronese, dalla Maiolica e dalla Scaglia variegata alpina. Si tratta, dunque, di un corpo roccioso originato in condizioni di sedimentazione estremamente scarsa, come vedremo più avanti.

La **Maiolica** (Titoniano superiore - Barremiano, circa 146-125 milioni di anni fa; Fig. 5) è una formazione composta prevalentemente da calcari ben stratificati, bianchi, bianco-verdastri o grigio-verdastri chiari con noduli e liste di selce biancastra, bruna, grigia o nera. A Cima di Campo e sul versante meridionale della Val Venzonassa, nella parte basale sono presenti alcuni metri di calcari rosso scuro. È il prodotto della deposizione nel Bacino Carnico-Sloveno di sedimenti carbonatici per lo più fini. Nell'area in esame la Maiolica affiora in bande orientate in senso est-ovest insieme alla Formazione di Fonzaso, al Rosso Ammonitico Veronese e alla soprastante Scaglia variegata alpina (Fig. 3), con spessori di alcune decine di metri.

La **Scaglia variegata alpina** è costituita da alternanze di calcari nerastri, grigi o verdastri in strati sottili con liste di selce scura e interstrati marnosi, calcari verdastri, grigi o rosati con selce gialla, rossa o nera in liste e noduli, marne rosso scuro e calcareniti nocciola chiaro con liste e noduli di selce bianca, rossa, grigia o nera. Contiene pure spessi strati di ruditi con frammenti di carbonati di mare basso e di selce con diametri sino a 20 cm. È il prodotto della deposizione nel Bacino Carnico-Sloveno, con episodi di anossia delle acque a livello globale testimoniati dai Livelli Selli alla base dell'unità (M. San Simeone) e Bonarelli al tetto (Cuel di Lanis). Nella zona in esame affiora insieme alla Maiolica e alle altre unità bacinali cretacee (Fig. 3). Il suo spessore è di 35-80 m ma si riduce fino a 13 m sul M. San Simeone. Giace stratigraficamente sotto la Scaglia rossa friulana. Risale al Cretaceo (Aptiano inferiore - limite Cenomaniano-Turoniano, circa 121-94 milioni di anni fa; Fig. 5).

Anche la **Scaglia rossa friulana** si è deposta sulla parte della piattaforma carbonatica che era sprofondata durante il Giurassico e nel contiguo bacino marino profondo. È costituita da calcari sottilmente stratificati rossastri o rosa, più o meno argillosi e con selce rossa, bruna e gialla e livelli marnosi rosso mattone. Intercalati ci sono pure strati torbiditici più grossolani. Il suo spessore varia da alcune a molte decine di metri. Nella zona in esame giace stratigraficamente sopra la Scaglia variegata alpina e sotto il *Flysch* della Val Uccia; risale al Cretaceo superiore (Turoniano - Campaniano, circa 94-75 milioni di anni fa; Fig. 5). Insieme agli altri depositi bacinali del Giurassico-Cretaceo affiora in fasce allungate in senso est-ovest (Fig. 3). Ad ovest della Val del Lago presenta consistenti corpi di breccie, poiché la zona era più vicina al margine instabile della piattaforma carbonatica, raggiunge come datazione il Maastrichtiano (72-66 milioni di anni fa) ed è ricoperta dal *Flysch* del Grivò.

Il ***Flysch della Val Uccia*** è formato da marne bruno-rossastre, grigio scuro o nerastre con intercalati strati di areniti torbiditiche e banchi di breccia. È un deposito bacinale che risale alla fine del Cretaceo superiore (Campaniano superiore - Maastrichtiano; Fig. 5). Testimonia il corrugamento in atto in zone più orientali (l'attuale Slovenia) durante la parte iniziale dell'evento Dinarico o Eoalpino di innalzamento delle montagne del Friuli. Affiora come una sottile fascia allungata in senso est-ovest nei nuclei erosi

delle sinclinali, come nel fianco meridionale del Gruppo del Monte Plauris e nel M. San Simeone (Rio dai Fraris).

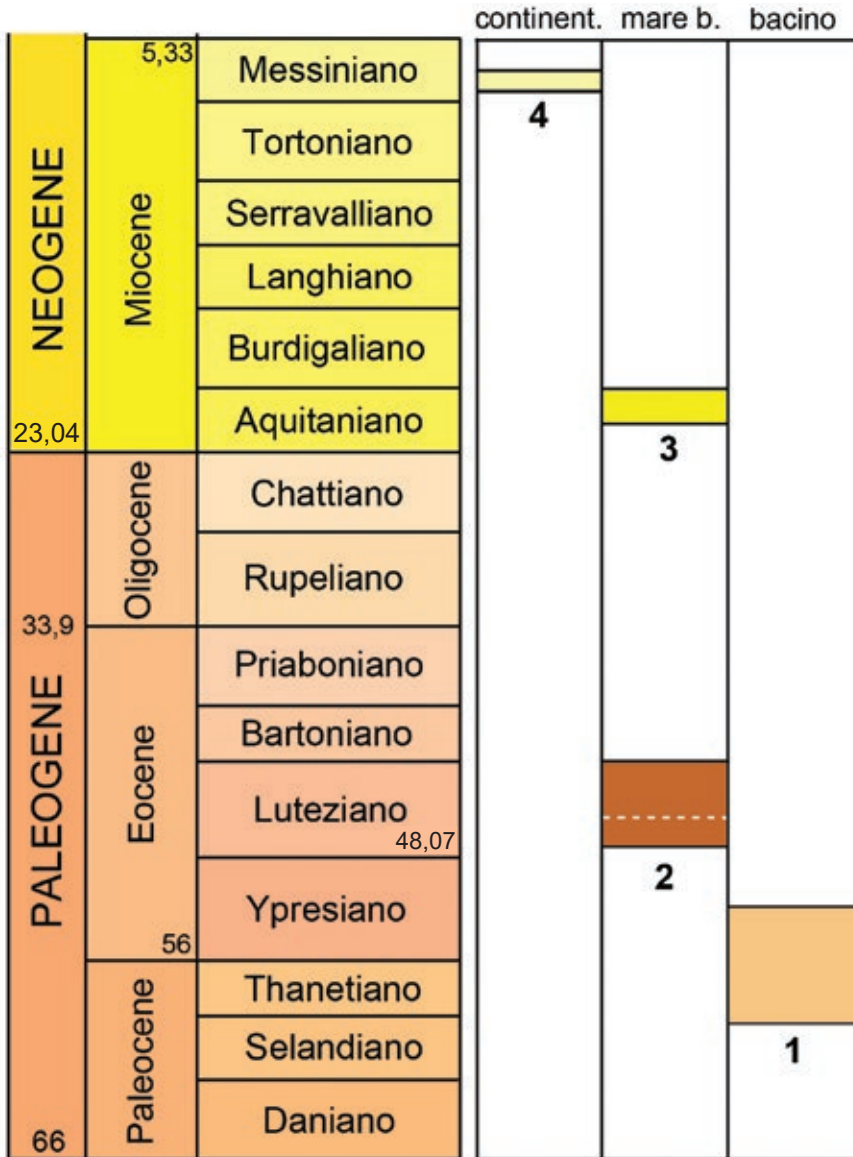
La **zona a scaglie tettoniche** si trova in strette fasce fortemente disturbate da faglie. È costituita da scaglie con al massimo poche decine di metri di spessore che, a seconda della zona di affioramento, appartengono ad unità diverse. Sul M. San Simeone (Fig. 7) sono formate da frammenti di Rosso Ammonitico Veronese, Maiolica, Scaglia variegata alpina e Scaglia rossa friulana oppure da porzioni di Calcare del Dachstein e di Formazione di Soverzene. Nelle Prealpi Giulie (Gruppo del M. Plauris) la zona è composta da frammenti di Rosso Ammonitico Veronese, Maiolica, Scaglia variegata alpina, Scaglia rossa friulana e Calcare del Vajont, oppure da quelli della Formazione di Fonzaso, del Rosso Ammonitico Veronese e della Maiolica; ad ovest di Forcella Tacia è costituita da cataclasi (rocce intensamente frantumate dalla frizione tra i corpi rocciosi lungo le faglie) con resti di Calcare del Dachstein, della Formazione del M. Zugna e del Calcare del Vajont.

I depositi paleogenici e neogenici (66-2,58 milioni di anni fa) sono poco rappresentati nella zona in esame. Il **Flysch del Grivò** (Paleocene superiore - Eocene inferiore), con la sua parte 'classica' costituita da sottili alternanze di strati arenitici e livelli pelitici e con quella caratterizzata dall'intercalazione di megastrati, affiora nella parte più meridionale dell'area compresa nella figura 3, ma non è presente nei geositi che sono presi in considerazione in questo volume. Rappresenta la deposizione torbiditica nel Bacino Friulano (detto anche Giulio) durante la parte principale dell'evento Dinarico di sollevamento delle montagne friulane.

La **Formazione di Tugliezzo** è formata prevalentemente da calciruditi e calcareniti grigie con intercalazioni marnose verdastre, ricche di fossili (soprattutto foraminiferi). Risale al Luteziano (Eocene medio, Fig. 8) e giace con contatto erosivo e discordanza angolare sul Calcare del Dachstein del Triassico superiore. Tra le due formazioni, quindi, c'è una lacuna di oltre 150 milioni di anni. L'affioramento di questa formazione che più ci interessa - perché è un geosito situato all'interno del territorio della Comunità di montagna del Gemonese - è quello del Rio Lavarie alle pendici settentrionali del Gruppo del M. Plauris, che è descritto in dettaglio a p. 61. Qui ha uno spessore complessivo di circa 90 m. Altri affioramenti sono stati segnalati un paio di chilometri più ad est sul Monte Zovet (Prealpi Giulie) e ad ovest sul Monte Forcella (Gruppo del Monte Amariana, Alpi Tolmezzine orientali).

Nelle figure 3 e 8 sono riportate anche l'Arenaria di Preplans (Miocene inferiore) e il Conglomerato del Montello (Miocene superiore) che, però, in zona affiorano solo nel versante meridionale del M. Brancòt, quindi al di fuori dell'area relativa ai geositi presi in esame.

Nella *Carta Geologica d'Italia* i depositi continentali post-miocenici sono stati suddivisi in **sintemi**, corpi sedimentari identificati alla base e al tetto da importanti interruzioni della sedimentazione testimoniate da superfici di **erosione** o dalla presenza di livelli **pedogenizzati** (paleosuoli). Questi ultimi sono suoli fossili (il suolo è la parte superficiale ed alterata di un corpo roccioso che spesso presenta alla sommità quella

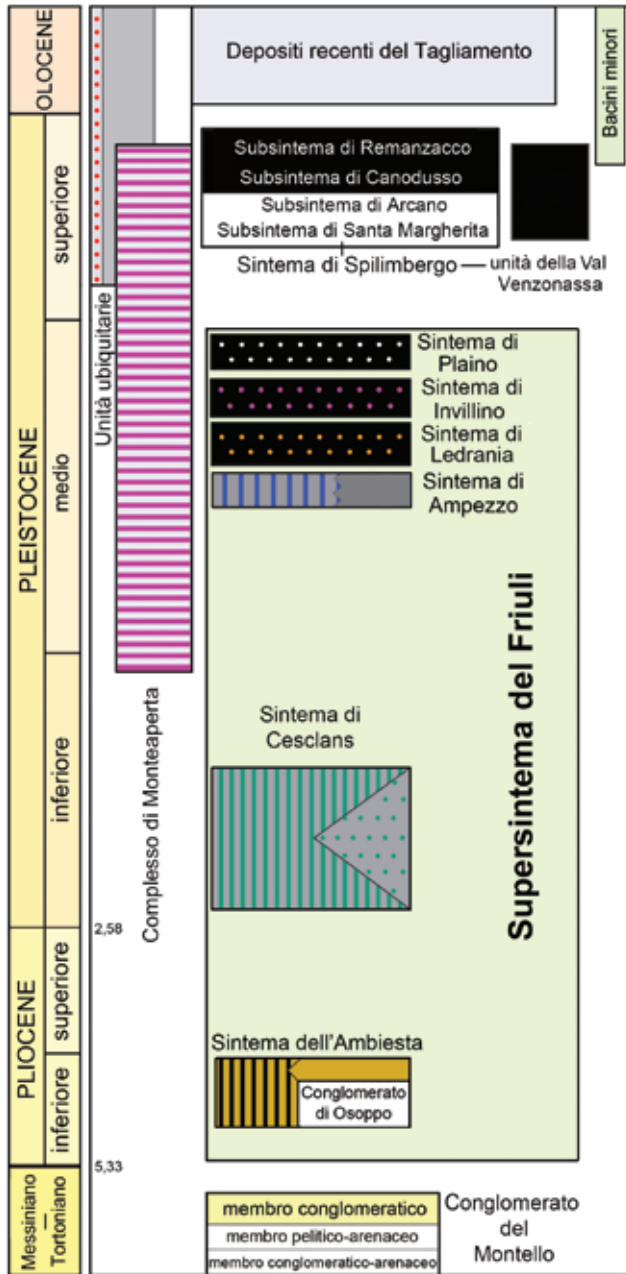


**Fig. 8** - La stratigrafia delle rocce cenozoiche dell'area in esame (escluse quelle più recenti). È riportata l'estensione geocronologica presunta per le varie unità secondo la *Carta Geologica d'Italia*, con le stesse considerazioni della Fig. 5. Legenda: 1) *Flysch* del Grivò, 2) Formazione di Tugliezzo, 3) Arenaria di Preplans, 4) Conglomerato del Montello, Membro conglomeratico. La linea tratteggiata distingue la datazione meno ampia attribuita alla Formazione di Tugliezzo da BOSELLINI *et al.* (2022) rispetto a quella di COUSIN (1981).

- *Stratigraphy of the Cenozoic rocks in the area under examination (excluded the most recent ones). The presumed geochronologic span of the various formations is reported according to the Geological Map of Italy. The other considerations are the same as in Fig. 5. Legend: 1) Grivò Flysch; 2) Tugliezzo Formation; 3) Preplans Sandstone; and 4) Montello Conglomerate, conglomerate Member. The dotted line distinguishes the shortest dating attributed to the Tugliezzo Formation by BOSELLINI *et al.* (2022) from that given by COUSIN (1981).*

che popolarmente definiamo “terra”) e si sono originati per una prolungata assenza di sedimentazione in ambiente subaereo. Un sintema può essere caratterizzato anche da un'**inclinazione** degli strati diversa da quella dei sintemi sopra e sottostanti (detta discordanza angolare) e da sedimenti che provengono da bacini di alimentazione diversi. Il **supersintema del Friuli** (Fig. 9) è un corpo roccioso costituito dai sedimenti depositati tra il Pliocene (circa 5 milioni di anni fa) e l'inizio dell'Ultimo Massimo Glaciale (LGM, iniziato circa 31.500 anni fa). È formato da numerosi corpi rocciosi di ordine gerarchico inferiore (i sintemi, appunto) composti da depositi continentali (per lo più ghiaie) che rappresentano la deposizione durante intervalli temporali dell'ordine delle migliaia fino a centinaia di migliaia di anni, ma sono difficili da stabilire con esattezza. Secondo la *Carta Geologica d'Italia* il **sintema dell'Ambiesta** è il più antico sintema del supersintema del Friuli ad essere rappresentato nell'area in esame (Fig. 9). Si tratta essenzialmente dei depositi alluvionali del paleo-Tagliamento e del paleo-Fella, corsi d'acqua che si congiungevano allora nella zona di Trasaghis-Osoppo. Sono costituiti soprattutto da conglomerati con clasti di dimensioni medie di 3 cm e massime di 30 cm, composti per un quarto da litologie del Triassico inferiore-medio e paleozoiche provenienti dalle Alpi Carniche. Questo corpo roccioso affiora da Enemonzo fino al Lago di Cavazzo lungo il fianco destro (meridionale) della valle del Fiume Tagliamento (Fig. 3). Intercalati ai sedimenti alluvionali ci sono corpi di breccie di versante carbonatiche potenti fino a 30 m. Le ruditi del sintema dell'Ambiesta sono state deformate (piegate) dall'attività tettonica dopo la loro deposizione. Si sarebbero originate durante il Pliocene inferiore in corrispondenza del ritorno del mare nel Bacino Adriatico-Padano dopo la Crisi di Salinità Messiniana. Essi, però, sono stati interpretati in modo differente da VENTURINI & DISCIENZA (2010). All'interno del sintema dell'Ambiesta, la *Carta Geologica d'Italia* distingue il Conglomerato di Osoppo che affiora nei Colli di Osoppo e quindi si trova appena al di fuori dell'area considerata in questo volume.

Il successivo sintema presente nell'area in esame è il **sintema di Cesclans**, anch'esso costituito soprattutto da conglomerati del paleo-Tagliamento con clasti delle stesse dimensioni medie e massime di quelli del sintema dell'Ambiesta. Rispetto a quest'ultimo, quello di Cesclans presenta una maggiore percentuale di clasti di dolomia dovuta probabilmente ad un sollevamento delle Prealpi Carniche che sono la fonte principale di questa litologia. Raggiunge uno spessore massimo di 90 m tra Cesclans e il T. Faéit. Presenta al suo interno corpi di breccie potenti fino a 20 m riferibili sia a conoidi di deiezione di tributari laterali del Tagliamento sia a depositi di versante che si interdigitavano lateralmente a quelli fluviali. Nella zona in esame tali breccie le troviamo soprattutto lungo il lato orientale della Val del Lago (Fig. 3). Il sintema di Cesclans affiora per oltre 30 km da Ampezzo fino a Interneppo lungo il fianco destro (meridionale) del Tagliamento ed è sviluppato soprattutto a valle di Invillino. Giace sopra il sintema dell'Ambiesta, che era già stato deformato dalle spinte tettoniche al momento della sua deposizione e tra i due c'è una discordanza angolare nella stratificazione. Tra la deposizione dei due corpi sedimentari, quindi, era intercorso un cospicuo intervallo di tempo (Fig. 9). Anche il contatto con il soprastante sintema di Ampezzo è erosivo e in



**Fig. 9** - La stratigrafia delle rocce cenozoiche recenti dell'area in esame. È riportata l'estensione geocronologica presunta per le varie unità secondo la *Carta Geologica d'Italia*. I numeri si riferiscono alle datazioni in milioni di anni. Nel quadro stratigrafico generale, quelle lasciate in bianco sono le unità che non sono presenti nell'area in esame.

- *Stratigraphy of the recent Cenozoic rocks in the area under examination. The presumed geochronologic span of the various formations is reported according to the Geological Map of Italy. The numbers refer to the dating in millions of years. In the general stratigraphic framework, those left blank are the units that are not present in the area under examination.*

discordanza angolare. La *Carta Geologica d'Italia* data il sintema di Cesclans al Pleistocene inferiore (2,58-0,774 milioni di anni fa), perché si suppone che la sua posizione stratigrafica sia la stessa del Conglomerato di San Pietro di Ragona che è stato datato mediante un'associazione di resti vegetali (pollini, frutti e semi) presenti alla sua base (MARTINETTO *et al.*, 2012).

Il **sintema di Ampezzo** è costituito da conglomerati fluviali depositati dagli stessi corsi d'acqua dei sintemi precedenti, ai quali talvolta sono interdignate lateralmente breccie di versante e di frana (breccia di Portis). I clasti dei conglomerati hanno le stesse dimensioni medie e massime di quelli del sintema dell'Ambiesta e di Cesclans e sono costituiti quasi per la metà da litologie del Triassico inferiore-medio e paleozoiche provenienti dalle Alpi Carniche (diversamente dal sintema di Cesclans). Secondo la *Carta Geologica d'Italia* il sintema di Ampezzo affiora da Ampezzo a Braulins. Nella zona in esame lo troviamo presso Cesclans, Portis (versante occidentale del Gruppo del M. Plauris) e Braulins (parte meridionale del M. Brancòt). A Braulins ha un centinaio di metri di spessore, presso Cesclans raggiunge gli 80 m. È separato dal sintema di Cesclans da un lungo intervallo di non deposizione e/o erosione, poiché nella *Carta Geologica d'Italia* è riferito ad una fase interglaciale della parte centrale del Pleistocene medio (Fig. 9). Questa lunga lacuna è indicata anche dalla discordanza angolare tra i due sintemi e dalla minore deformazione tettonica di quello di Ampezzo rispetto al sottostante. Ricordo che il Pleistocene medio è un intervallo di tempo che è iniziato 774.000 anni fa ed è terminato 129.000 anni fa. Secondo MONEGATO & STEFANI (2010) il sintema di Ampezzo potrebbe essere databile alla parte più recente del Pleistocene medio, come suggerirebbero i pollini fossili appartenenti ad una flora di clima temperato trovati al suo interno in depositi lacustri affioranti a sud di Tolmezzo. A quel tempo il corso del paleo-Tagliamento, però, era già passato nell'alveo attuale, abbandonando il passaggio attraverso la Val del Lago. Come vedremo nella parte dedicata alla rupe di Portis, la datazione di questi depositi fornita da VENTURINI & DISCIENZA (2010) è diversa.

I sintemi di Ledrania, Invillino, Plaino e Spilimbergo (Fig. 9) sono collegati alla presenza del ghiacciaio del Tagliamento, essendo costituiti dai suoi depositi.

Il **sintema di Ledrania** rappresenta i depositi glaciali più antichi che si possono identificare nelle Alpi e Prealpi Carniche e testimoniano il massimo spessore raggiunto dal ghiacciaio tilaventino, poiché in quelle montagne sono i sedimenti glaciali posti alle quote più elevate. Si tratta di morene spesse 10-30 m composte da blocchi di conglomerati paleozoici con clasti di quarziti e vulcaniti. I clasti carbonatici sono stati corrosi e mancano del tutto. Nell'area della Fig. 3, affioramenti di limitata estensione si trovano solo sul fianco meridionale del Gruppo del M. Amariana, quindi al di fuori del territorio della Comunità di montagna del Gemonese. Nella *Carta Geologica d'Italia* è datato al Pleistocene medio ed è collocato tra il sintema di Ampezzo e quello di Invillino (Fig. 9).

Il **sintema di Invillino** è costituito da circa 15 m di conglomerati fluvioglaciali con clasti di dimensioni medie di 3 cm e massime di 30 cm. Il corpo sedimentario incide i depositi

fluviali sottostanti ed è datato al Pleistocene medio. Nella zona in esame questo sintema è rappresentato solo da un piccolo affioramento tra Cesclans e Cavazzo Carnico (Fig. 3), quindi al di fuori del territorio della Comunità di montagna del Gemonese.

I depositi glaciali più diffusi in zona sono quelli del sintema di Plaino e del sintema di Spilimbergo. Il **sintema di Plaino** appartiene al supersintema del Friuli ed è attribuito alla glaciazione precedente l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM), datata alla fine del Pleistocene medio (circa 130.000 anni fa). Si tratta soprattutto di morene indifferenziate in affioramenti di limitata estensione presenti sia nelle Prealpi Carniche che in quelle Giulie (Fig. 3), ma in Valle Moeda c'è pure un affioramento di depositi fluvioglaciali.

Al **sintema di Spilimbergo** appartengono le morene e i depositi fluvioglaciali e glacio-lacustri del LGM (~31.500-19.000 anni fa). Hanno un'estensione maggiore rispetto ai depositi glaciali più antichi (Fig. 3). Depositati morenici si trovano sul fianco occidentale della Val del Lago, alla base del M. San Simeone-M. Festa (Interneppo è edificato su di essi), sulla parte nord-occidentale del Gruppo del M. Plauris e sul M. Cumieli. Morene laterali si hanno nel M. Brancòt sopra Braulins e Trasaghis. Accumuli di frana trasportati dal ghiacciaio sono sparsi sul letto del Tagliamento di fronte a Pioverno e Venzone. Depositati di contatto glaciale affiorano ad est Venzone alla fine della Val Venzonassa. Nelle Prealpi Giulie il sintema di Spilimbergo include i depositi morenici e fluvioglaciali lasciati dalle lingue glaciali secondarie nel bacino del T. Venzonassa (**unità della Val Venzonassa**). Sono presenti soprattutto sul versante settentrionale della dorsale M. Chiampòn-Cuel di Lanis.

Grandi **massi erratici** lasciati a quote superiori rispetto a quelle in cui troviamo i depositi dei sintemi di Plaino e Spilimbergo rappresentano la deposizione di una o più lingue glaciali più antiche che avevano spessori maggiori di quelle che hanno prodotto questi due sintemi. Questi massi sono presenti nei pressi di Cesclans, sulle montagne ad ovest della Val del Lago, sul M. San Simeone-M. Festa, sul M. Brancòt e nel fianco settentrionale del Gruppo del M. Plauris (Fig. 3).

Il **complesso di Monteperta** è costituito da breccie composte da frammenti rocciosi carbonatici appartenenti ai versanti circostanti, più o meno cementate e grossolanamente stratificate o massive, con spessori che raggiungono alcune decine di metri. Si tratta di depositi caotici accumulati sui fianchi delle montagne in cui i clasti hanno dimensioni medie di 5 cm, ma che possono raggiungere anche i due metri di lunghezza, con una notevole variabilità dimensionale all'interno dello stesso corpo di breccia. Si tratta di depositi di versante genericamente riferiti al Pleistocene (non sono, quindi, datati con precisione; Fig. 9) e a volte sono probabilmente periglaciali, vale a dire, depositati sui versanti ai margini dei ghiacciai durante il LGM. Nell'area in esame affiorano soprattutto nelle Prealpi Giulie, per esempio ad est di Stavoli Tugliezzo, nel versante meridionale del M. Plauris e in quello orientale della dorsale M. Chiampòn - Cuel di Lanis - M. Postoucicco (Fig. 3).

Il fondo della Valle del Lago, la zona di Cavazzo Carnico, il territorio su cui è costruito Venzone sono costituiti da **depositi alluvionali** e **fluvioglaciali** dei corsi d'acqua minori (quindi, non del Tagliamento e del Fella). Sono datati alla fase di ritiro della lingua

glaciale del Tagliamento (fase Remanzacco) e a tempi successivi al ritiro definitivo dei ghiacci (Pleistocene terminale - Olocene).

Nell'area in esame vi sono altri depositi grossolani non datati con precisione, ma riferibili comunque a tempi successivi al ritiro del ghiacciaio del Tagliamento dalla zona. Molto frequenti sono i **detriti di versante** o di falda non cementati, che troviamo soprattutto alla base dei rilievi carbonatici scoscesi, per esempio ai piedi della rupe di Cesclans, del M. San Simeone, in vari punti del Gruppo del M. Plauris e lungo il fianco occidentale del M. Chiampon (Fig. 3). Sono gli accumuli che si formano ai piedi delle pareti rocciose per piccoli ma continui distacchi di frammenti litici.

Pure i **depositi di frana** sono abbastanza comuni, soprattutto a causa dei terremoti del 1976. Accumuli si hanno sui fianchi del M. San Simeone, sul M. Brancòt, nel fianco occidentale del M. Plauris (rupe di Portis) e lungo quello settentrionale della dorsale M. Chiampòn - Cuel di Lanis - M. Postoucicco.

I **depositi di origine mista** sono brecce di versante in parte rimaneggiate sotto forma di colate detritiche prodotte da precipitazioni particolarmente abbondanti e dal trasporto lungo le aste torrentizie. Spesso formano **conoidi di deiezione** - accumuli a forma di ventaglio di ghiaie, ciottoli e massi in corrispondenza dell'uscita dei rii e dei torrenti dalle montagne, che si sviluppano nella parte di pianura antistante i rilievi o nella valle del fiume a cui i corsi d'acqua confluiscono (un esempio sono i Rivoli Bianchi di Venzone alla confluenza tra i rii Pozzolons e Crassignis e il Tagliamento). Abbiamo inoltre depositi **palustri** (la palude di Vuarbis tra Cesclans e Cavazzo Carnico e la zona a sud del Lago di Cavazzo) e **colluviali** (caratterizzati dalla presenza di argilla e limo con all'interno clasti di dimensioni variabili) derivati dalla rielaborazione dei suoli recenti e dalla loro rideposizione, soprattutto alla base dei rilievi, da parte delle acque ruscellanti (per esempio, sulla rupe di Cesclans e vicino a Mena). Infine, vi sono i depositi dei fiumi Tagliamento e Fella successivi all'ultimo ritiro del ghiacciaio ed attribuiti all'Olocene.



Il Monte San Simeone visto da sud.

## Il geosito “Deformazioni del Monte San Simeone”

Questo è un geosito regionale di interesse **regionale** (VENTURINI, 2010) situato nel territorio comunale di Bordano e di Venzone. Il suo interesse scientifico riguarda la geologia strutturale, la geologia stratigrafica e la geomorfologia.

Come dice il nome stesso, coincide con il Monte San Simeone (1505 m) ai piedi del quale sorge il paese di Bordano, la sua frazione Interneppo e Pioverno, frazione di Venzone. Il monte si erge ad est della Val del Lago e del Lago di Cavazzo ed è lambito a nord ed est dal Fiume Tagliamento. Ad oriente, ha di fronte il Gruppo del M. Plauris (1958 m) che, come vedremo, presenta un simile interesse scientifico. Per semplicità consideriamo qui il contiguo **M. Festa** (1055 m; Fig. 1) come la parte nord-occidentale del M. San Simeone anche se dovremmo specificare che insieme formano il Gruppo M. San Simeone-Festa.

Si può osservare lo spettacolare **lato orientale** del M. San Simeone dalla zona del conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi (Fig. 10), dal ponte di Pioverno, dalla porta di San Giovanni (Fig. 11) e dal ponte sul Rio Venzonassa - e vicino parcheggio - a Venzone. Questo lato si estende in direzione N-S per oltre tre chilometri e in altezza per 1200 m. Una strada sterrata risale il versante meridionale del monte partendo dalla sella tra Bordano e Interneppo ed arriva sotto la vetta, dalla quale si gode una vista panoramica sulle montagne circostanti e sulla Pianura Friulana. Un sentiero - che si diparte da questa strada - porta sul M. Festa, la cui cima si trova a poco più di un chilometro e mezzo a nord-ovest rispetto a quella del San Simeone (Fig. 1).

La denominazione del geosito rivela che la sua principale importanza risiede nel fatto che questo monte è fortemente interessato da pieghe e faglie originate dai processi **orogenetici** che hanno portato alla sua formazione. La Geologia Strutturale, infatti, è la disciplina scientifica che studia le deformazioni dei corpi rocciosi causate dalle forze che operano all'interno della crosta terrestre.

I tre geositi “Deformazioni del Monte San Simeone”, “Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris” e “Sinclinale del Monte Lavara” sono praticamente allineati in senso ovest-est in una decina di chilometri ed hanno fundamentalmente la stessa valenza: mostrano l'intensità delle **deformazioni tettoniche** legate all'orogenesi alpina a cavallo tra Prealpi Carniche e Giulie.

La zona M. San Simeone - M. Plauris - M. Lavara è importante per la comprensione dell'origine delle Prealpi Carniche e Giulie, con il San Simeone che costituisce una



**Fig. 10** - Il M. San Simeone visto da sud-est (Rivoli Bianchi).  
- *The Mt. San Simeone seen from south-east (Rivoli Bianchi).*

specie di **raccordo** tra le prime e le seconde ad ovest ed est del Fiume Tagliamento. Le deformazioni osservabili in queste tre montagne sono per vari aspetti analoghe, ma la loro interpretazione da parte degli “addetti ai lavori” non è univoca, come vedremo. L’interesse di questi geositi è, dunque, **didattico** ed **esemplificativo** mostrando le caratteristiche della deformazione subita dalle rocce che costituiscono la parte più superficiale della crosta terrestre durante l’innalzamento delle Alpi e delle Prealpi. Tali deformazioni sono evidenziate dalle faglie e dalle pieghe che riguardano i corpi rocciosi. Le **faglie** (Fig. 12) sono piani di frattura lungo i quali blocchi più o meno grandi della crosta terrestre fratturata si muovono uno rispetto all’altro a causa di tensioni o di compressioni. Esistono tre tipi principali di faglie: normali, inverse e trascorrenti. Le faglie **normali** o dirette presentano un piano di frattura e di movimento inclinato lungo il quale il blocco superiore si sposta verso il basso; si formano quando la crosta è sottoposta a tensioni (cioè è “tirata”, “tesa”). Le faglie **inverse** hanno un piano di frattura e di movimento inclinato, ma il blocco superiore si sposta verso l’alto; si originano quando la crosta è sottoposta a compressioni (vale a dire che è “spinta”) e sono comuni nelle catene montuose. Un **sovrascorrimento** è una faglia inversa con un piano di movimento poco inclinato. Le faglie **trascorrenti** presentano un piano verticale, lungo il quale i blocchi si muovono più o meno orizzontalmente. Lungo le faglie i blocchi si spostano a scatti, se la tensione o la compressione supera la resistenza dei blocchi al movimento. L’energia accumulata nella tensione o nella compressione è quindi liberata e si propaga nelle rocce sotto forma di onde manifestandosi in superficie nel fenomeno chiamato **terremoto**.

Le **pieghe** dei corpi rocciosi e della loro più o meno evidente stratificazione sono deformazioni dovute al comportamento di tali corpi quando sono sottoposti ad uno sforzo prolungato per tempi lunghissimi. Possono estendersi a scala estremamente diversa, da pochi centimetri a parecchi chilometri. L’entità del loro sviluppo dipende da

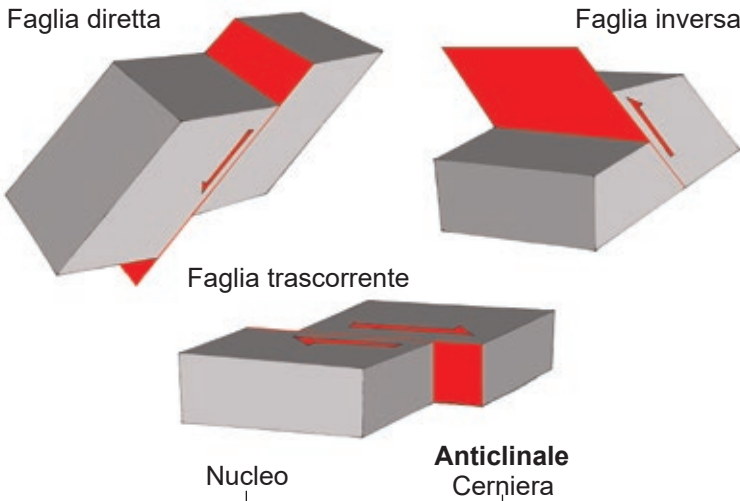


**Fig. 11** - Il lato orientale del M. San Simeone visto dalla porta di San Giovanni a Venzone.  
- *The eastern side of the Mt. San Simeone seen from the San Giovanni Gate in Venzone.*

vari fattori come la più o meno sottile stratificazione e la maggiore o minore rigidità/plasticità della roccia interessata.

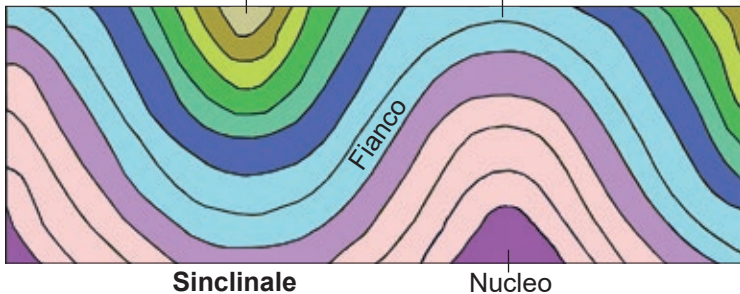
Le pieghe possono essere antiformi, sinformi, anticlinali o sinclinali. Una piega antiforme ha la convessità rivolta verso l'alto mentre in quella sinforme la convessità è rivolta verso il basso. Un' **anticlinale** è una piega in genere convessa (quindi antiforme) in cui gli strati più antichi si trovano nel nucleo vale a dire nella parte centrale interna della piega che è possibile vedere solo se la piega è stata intensamente erosa o interessata da faglie (Fig. 13). Una **sinclinale** è una piega in genere concava (quindi sinforme) in cui nel nucleo si trovano gli strati più recenti (Fig. 13). Nelle carte geologiche viene indicato l'**asse della piega**, vale a dire il punto di intersezione del piano assiale della piega con la superficie topografica. Il piano assiale contiene i punti di massima curvatura della piega (**cerniera**) ed è il suo piano di simmetria.

Pieghe e faglie sono variamente associate tra loro (Fig. 14). Spesso una piega evolve in sovrascorrimento, quasi sempre è intersecata e dislocata da faglie e una grande faglia può essere interessata da faglie secondarie ad essa perpendicolari. L'argomento è **complesso**, estremamente tecnico e concettualmente difficile, quindi non entrerà nel dettaglio di questi aspetti che sono propri della geologia strutturale e dei relativi specialisti. Se si vuole approfondire l'argomento si vedano le pubblicazioni di DOGLIONI & CARMINATI (2008) e PONTON (2010).



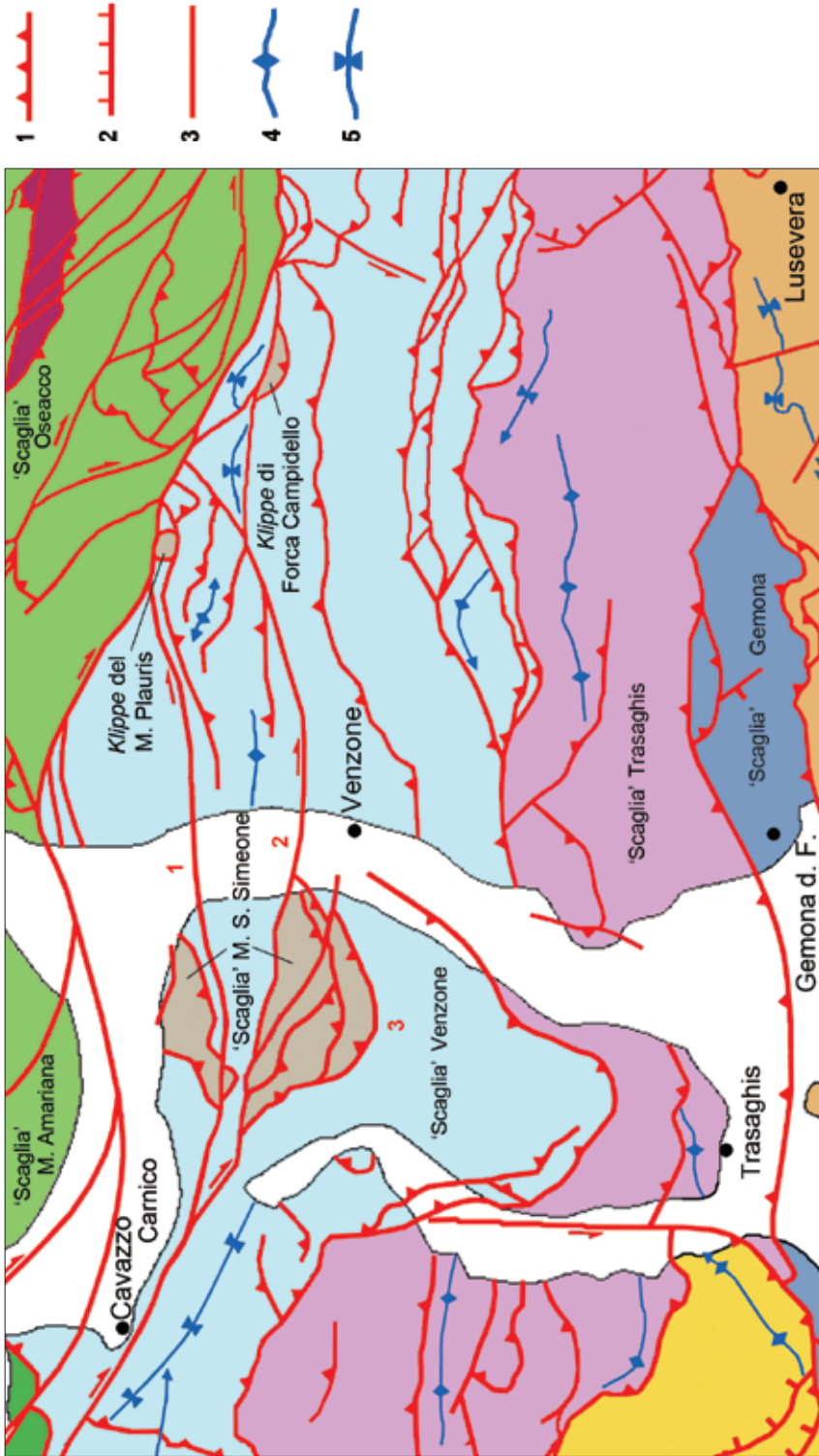
**Fig. 12** - I tipi principali di faglie. Le frecce indicano il verso del movimento.

- The main kinds of faults: normal fault (upper left), reverse fault (upper right), and strike-slip fault (below).

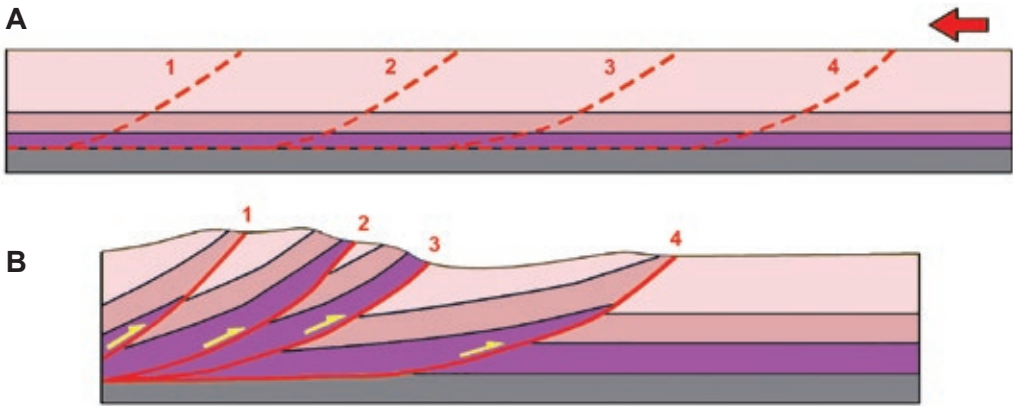


**Fig. 13** - Pieghe sinclinale e anticlinale.

- Synclinal and anticlinal folds.



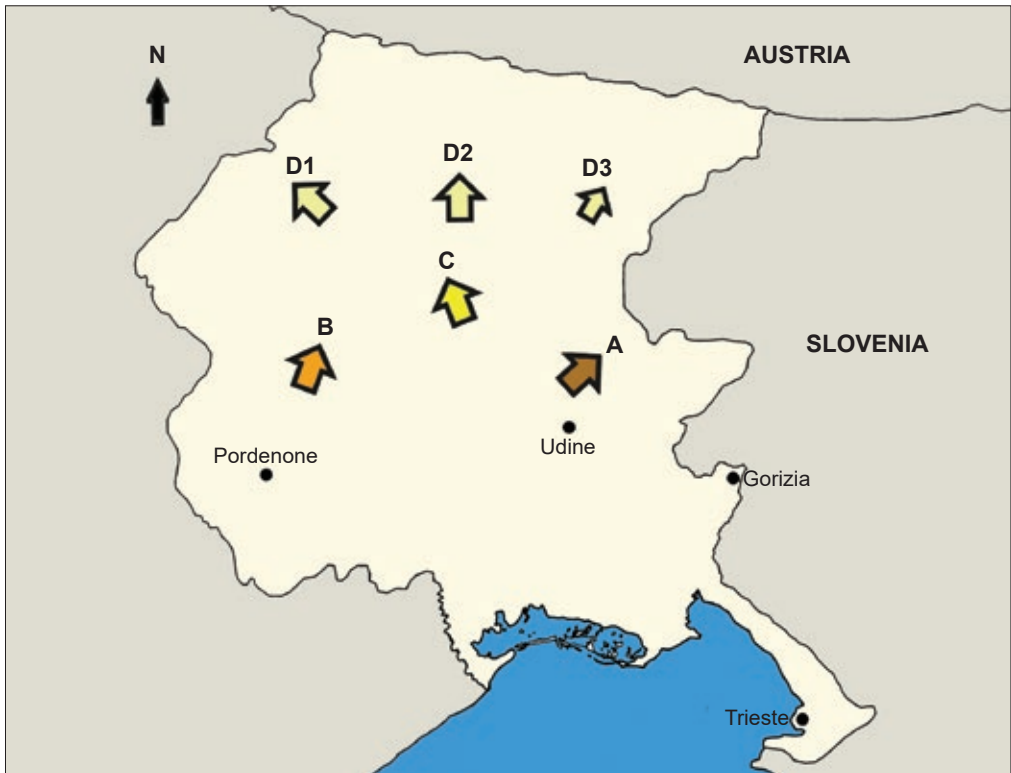
**Fig. 14** - La suddivisione in grandi 'scaglie' della porzione superficiale della crosta terrestre dovuta all'orogenesi alpina nella parte delle Prealpi in esame. 1 = Faglia inversa (sovrascorrimento), 2 = faglia diretta, 3 = faglia trascorrente (la freccia indica il verso del movimento), 4 = piega anticlinale, 5 = piega sinclinale. Per i numeri rossi si veda la Fig. 18. Modificata dalle Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia - Foglio 049 Gemona del Friuli (2013).  
 - The subdivision into large 'scales' of the earth's crust due to the Alpine orogeny in the portion of the Prealps under examination. 1 = reverse fault (thrust); 2 = normal fault; 3 = strike-slip fault (the arrow indicates the direction of the movement); 4 = anticline; and 5 = syncline.



**Fig. 15** - La deformazione della crosta terrestre e la formazione delle scaglie tettoniche. A) La situazione iniziale con la crosta indeformata ed i corpi rocciosi tabulari; la freccia indica la direzione della compressione e le linee tratteggiate le future zona di fratturazione e di formazione dei piani di faglia. B) La crosta deformata, fratturata e raccorciata con la creazione delle 'scaglie' accavallate e delimitate dai piani di faglia (in rosso). La ricostruzione è molto semplificata perché non tiene conto delle pieghe.

- The deformation of the earth's crust and the formation of the tectonic scales. A) The initial situation with the undeformed earth's crust and the tabular rock bodies; the arrow indicates the direction of the compression and the dotted lines the future zones of fracturing and formation of fault planes. B) The deformed, fractured and shortened earth's crust with the creation of overlapping 'scales' delimited by the fault (in red). The reconstruction is very simplified because it does not take into account the folds.

Come è stato brevemente spiegato nel primo volume, le montagne del Friuli non sono lì da sempre. Si sono **originate** in un determinato intervallo della storia della Terra. La formazione delle montagne che costituiscono le nostre Alpi e Prealpi (l'orogenesi Alpina, il processo di innalzamento delle catene montuose alpine) è stato causato dal corrugamento della crosta terrestre dovuto allo scontro e compressione tra le placche o zolle in cui la crosta terrestre e la sottostante porzione superiore del mantello sono suddivisi. La causa della compressione è stata ed è ancor'oggi la **collisione** tra la placca Afro-arabica e la placca Euro-asiatica, prodotta dall'apertura ed ampliamento dell'Oceano Atlantico meridionale (che ha separato l'Africa dal Sud America) con la conseguente 'migrazione' verso nord e rotazione in senso antiorario dell'Afro-arabia. Lo spostamento delle placche è lentissimo (dell'ordine dei millimetri/anno) ma prolungato per tempi lunghissimi. Tra le due placche principali si trovava anche la **microplacca Adriatica** che è stata compressa contro la placca Euro-asiatica. Semplificando un po', il margine di quest'ultima si è immerso al di sotto della microplacca e la parte superficiale (i primi 10-15 km) della crosta di entrambe è stato deformato e fratturato a formare le montagne. Il Friuli è situato nella parte settentrionale della microplacca Adriatica; la zona di sutura tra questa microplacca e la placca Euro-asiatica è la **Linea della Gail** o Periadriatica, una grande faglia su cui è impostata la valle del Fiume Gail in Austria, poco a nord del confine tra Austria e Friuli. A sud della Linea della Gail le grandi 'scaglie' rocciose (Figg. 14-15) in cui la compressione ha suddiviso la parte più superficiale

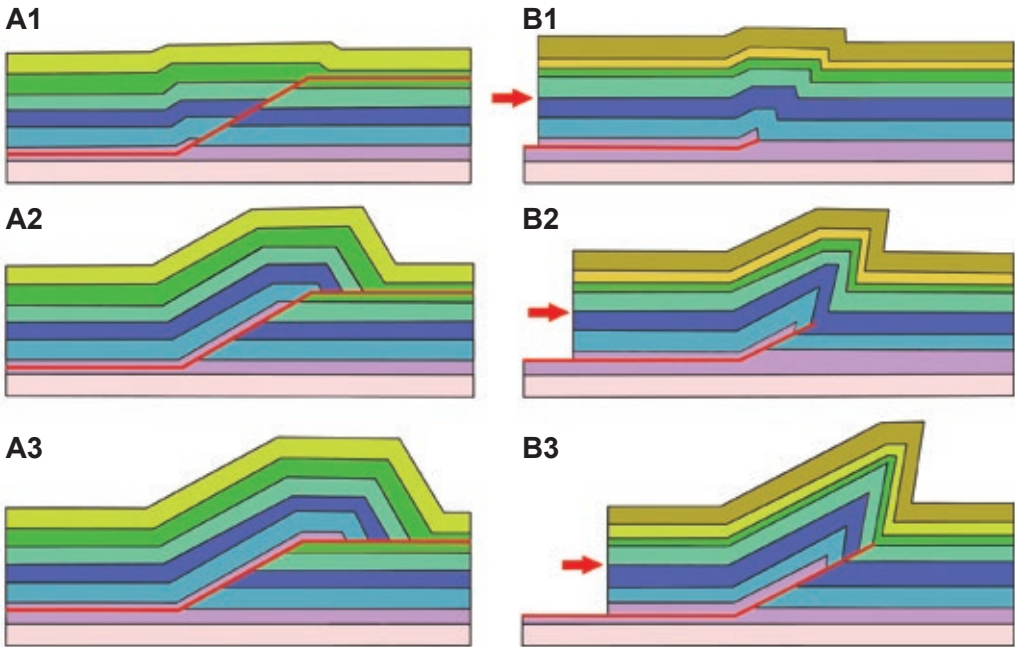


**Fig. 16** - La direzione delle spinte durante i diversi eventi di sollevamento delle montagne friulane. A = evento Dinarico o Eoalpino (75-45 milioni di anni fa); B = evento Insubrico o Mesoalpino (25-14 milioni di anni fa); C = evento Neoalpino, prima fase (il sollevamento principale, 14-6 milioni di anni fa); D1-3 = evento Neoalpino, seconda fase (in corso).

- The direction of the thrust during the different uplift events of the Friulian mountains. A = Dinaric or Eoalpine event (75-45 million years ago); B = Insubric or Mesoalpine event (25-14 million years ago); C = Neoalpine event, first phase (the main uplift, 14-6 million years ago); D1-3 = Neoalpine event, second phase (in progress).

della crosta terrestre durante l'evento principale di deformazione (si veda sotto) immergono in genere verso **nord** lungo piani di faglia (sovrascorrimenti), vale a dire che la scaglia più settentrionale è 'salita sulla schiena' di quella immediatamente adiacente a sud (Fig. 15B). La crosta terrestre in questa zona è pure interessata da grandi faglie trascorrenti lungo le quali gli enormi blocchi crostali si muovono verso destra (che in questo caso significa in genere verso **est**).

La deformazione locale della parte superficiale della crosta terrestre non è stata **continua** nel tempo, ma è avvenuta in più **eventi** durante l'orogenesi Alpina (Fig. 16). Il processo che ha prodotto le montagne friulane è iniziato con una deformazione originata da spinte che provenivano da **OSO** e dunque l'asse delle pieghe e i sovrascorrimenti prodotti da questo evento compressivo sono orientati NO-SE. Si tratta dell'evento Eoalpino o **Dinarico**, che in Friuli raggiunse l'acme intorno ai 55 milioni di anni fa. Dopo una pausa di circa 15 milioni di anni (tra 40 e 25 milioni di anni fa) la deformazione

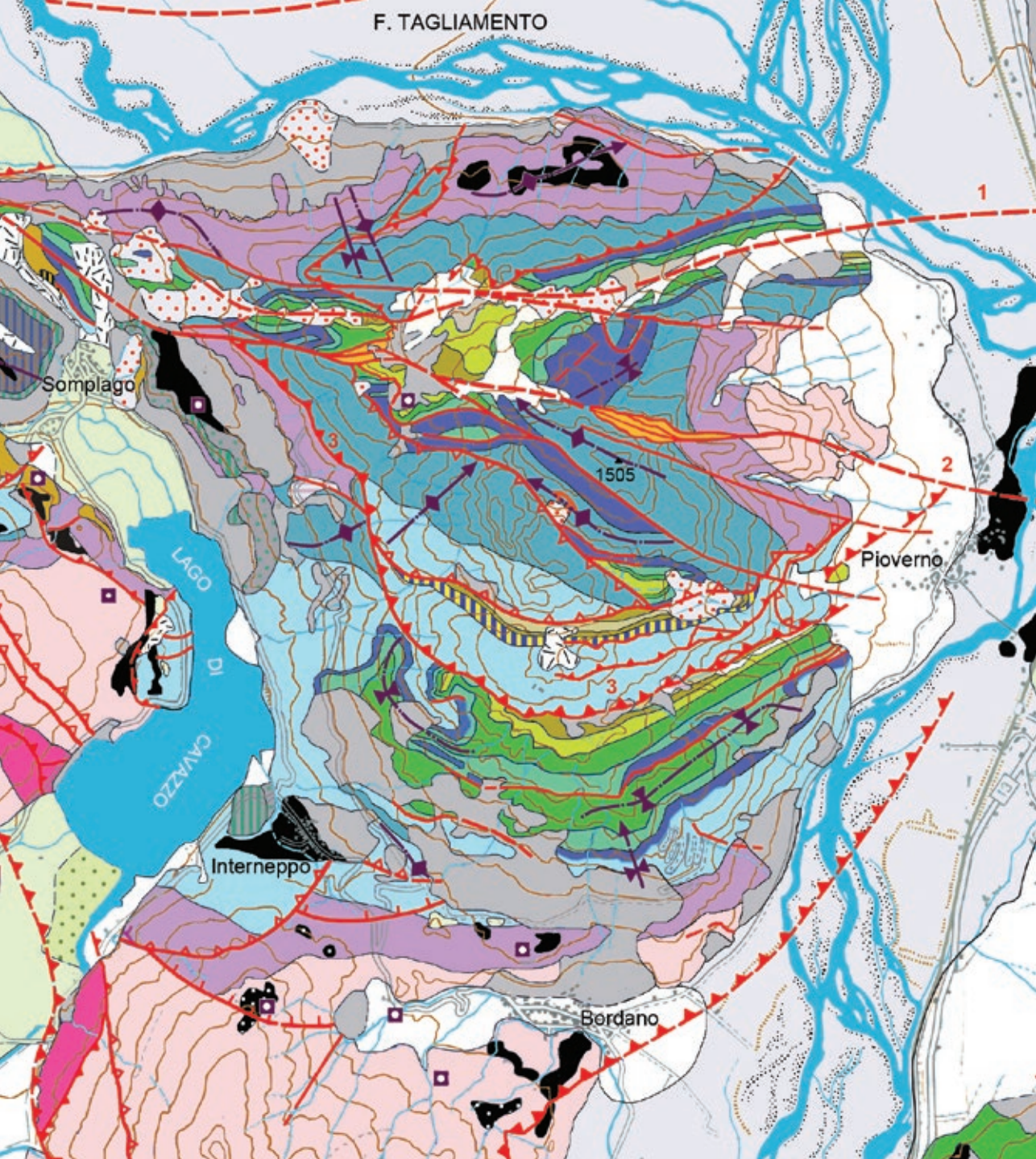


**Fig. 17** - Esempi di evoluzione concomitante di pieghe e faglie. A1-3) La formazione di una piega per faglia a gradonata; B1-3) la formazione di una piega per propagazione di una faglia. La freccia indica il verso della compressione e la linea rossa è la faglia.  
 - Examples of concomitant evolution of folds and faults. A1-3) Formation of a fault-bend folding; B1-3) formation of a fault-propagation folding. The arrow indicates the direction of the thrust and the red line is the fault.

riprese con una compressione diretta ora verso **NNE** (Evento Mesoalpino o **Insubrico**) fino a 14 milioni di anni fa. Dopodichè la deformazione è proseguita con l'evento **Neoalpino** (tutt'ora in corso) con spinte provenienti principalmente da S verso N, ma con variazioni locali (Fig. 16) che hanno nuovamente deformato i corpi rocciosi già deformati in precedenza portando alla situazione attuale di scaglie, faglie e pieghe riportate nelle figure 3 e 14. L'asse delle pieghe e i sovrascorrimenti prodotti da questo ultimo evento compressivo sono orientati grossomodo in senso est-ovest.

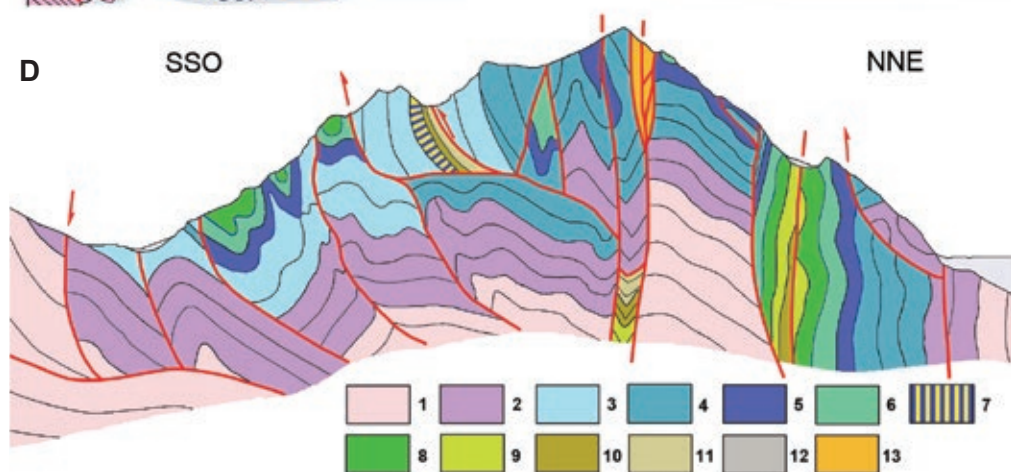
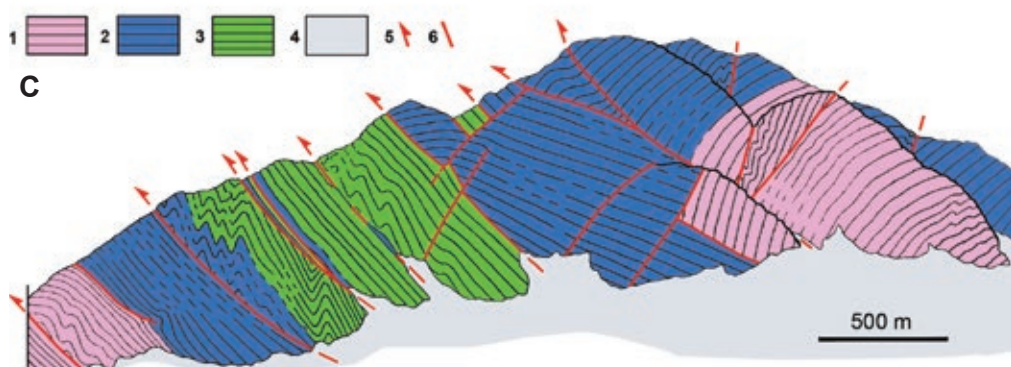
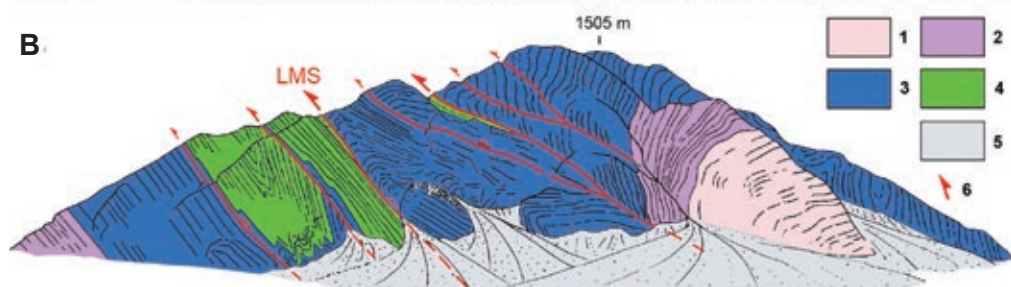
Nello schema delle 'scaglie' tettoniche in cui sono suddivisa la zona in esame (Fig. 14), le 'scaglie' M. Amariana, Venzone, Trasaghis, Gemona e M. Covria sono grandi frammenti della parte superficiale della crosta terrestre formatesi già durante il primo evento (Dinarico), ma intensamente rideformate durante l'evento Neoalpino. La 'scaglia' M. San Simeone è distinta all'interno della grande 'scaglia' di Venzone, si è impostata durante l'evento Dinarico, ma è stata suddivisa in seguito da quattro lembi di ricoprimento.

Per capire la struttura del M. San Simeone e quella delle altre montagne della zona, quindi, si deve considerare che la deformazione dei relativi corpi rocciosi è avvenuta attraverso vari processi di piegamento e fratturazione che hanno **interagito** tra loro e **in tempi diversi** producendo una situazione finale piuttosto complessa. La figura 17 mo-



**Fig. 18** - Carta geologica del M. San Simeone. Per la legenda (simbologia e unità litostratigrafiche) si vedano le figure 3 e 14. **1** = faglia Idrja-Ampezzo, **2** = faglia di Pioverno, **3** = sovrascorrimento del Rio dai Fraris. Basata sulla *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli*, modificata.

- Geological map of the Mt. San Simeone. As for the legend (symbols and lithostratigraphic units), see figures 3 and 14). **1** = Idrja-Ampezzo strike-slip fault; **2** = Pioverno strike-slip fault; **3** = Rio dai Fraris thrust.



stra due casi teorici di evoluzione **concomitante** di pieghe e faglie. L'attuale struttura del M. San Simeone, come pure del vicino M. Plauris, è il risultato della sovrapposizione di processi di questo tipo.

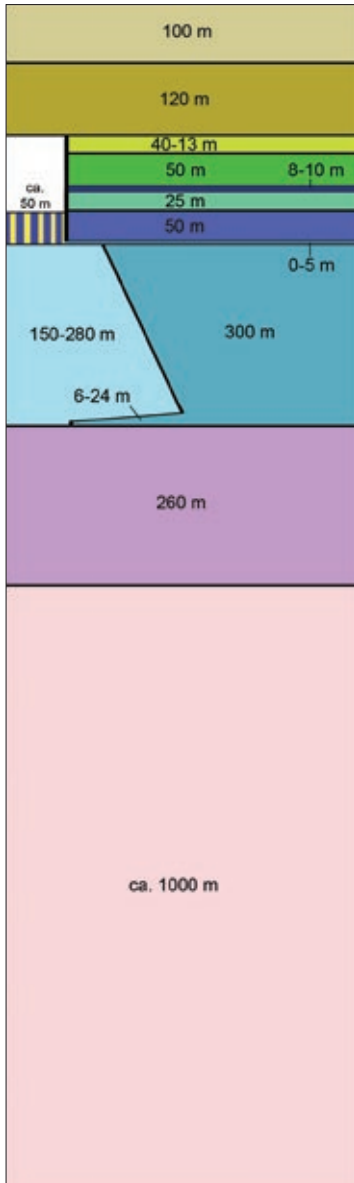
Come anticipato sopra, non esiste **unanimità** di vedute tra i vari geologi strutturali sull'identificazione, estensione e denominazione delle singole faglie e sulla ricostruzione di come la deformazione e fratturazione della crosta terrestre è avvenuta per formare l'attuale 'architettura' delle nostre montagne. Questo rende particolarmente difficile spiegare l'argomento al lettore non azzeso alle sottigliezze della geologia strutturale. Il problema maggiore nel caso in esame - il M. San Simeone - è che l'autore della scheda nel libro dei geositi regionali (VENTURINI, 2010), PONTON (2010) e gli autori della *Carta Geologica d'Italia* (ZANFERRARI *et al.*, 2013) forniscono interpretazioni in parte diverse tra loro, come è giusto che sia all'interno del dibattito scientifico (si veda ad esempio la Fig. 19).

Fondamentalmente, il M. San Simeone è costituito da corpi rocciosi che sono stati piegati e fagliati in modo molto complesso, con formazione di anticlinali, sinclinali, sovrascorrimenti e faglie trascorrenti, cosicché corpi rocciosi situati a nord sono stati

**Fig. 19** - La geologia del M. San Simeone. A) Il monte visto dalla porta di San Giovanni a Venzone. B) Geologia semplificata del monte dalla stessa visuale di A secondo PONTON (2000, modificata); legenda: 1) Dolomia Principale, 2), Calcarea del Dachstein, 3) formazioni giurassiche, 4) formazioni cretacee, 5) depositi quaternari, 6) sovrascorrimenti, LMS = linea del M. S. Simeone. C) Geologia semplificata del monte dalla stessa visuale di A secondo VENTURINI (2010, modificata); legenda: 1) rocce triassiche, 2) giurassiche, 3) cretacee, 4) depositi quaternari, 5) sovrascorrimento, 6) faglia trascorrente. D) Sezione geologica in senso SSO-NNE del monte passante per la cima e basata sulla *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli*, modificata. La sezione è un'interpretazione della struttura interna del monte basata su quanto si osserva in superficie. Legenda: 1) Dolomia Principale, 2) Calcarea del Dachstein, 3) Formazione del Monte Zugna, 4) Formazione di Soverzene, 5) Calcarea del Vajont, 6) Formazione di Fonzaaso, 7) Successione ridotta di Casera S. Simeone, 8) Maiolica, 9) Scaglia variegata alpina, 10) Scaglia rossa friulana, 11) *Flysch* della Val Ucceca, 12) depositi recenti (Pleistocene - Olocene), 13) Zona a scaglie tettoniche. Il Rosso Ammonitico Veronese al tetto della Formazione di Fonzaaso e l'Encrinite di Fanes piccola al tetto della Formazione del Monte Zugna o della Formazione di Soverzene sono indicate da una linea blu. Il movimento lungo le faglie inverse e dirette è indicato dalla freccia; le faglie trascorrenti non hanno la freccia.

- *The geology of the Mt. San Simeone. A) The mount seen from the San Giovanni Gate of Venzone. B) Simplified geology of the mount from the same view as figure A according to PONTON (2000, modified). Legend: 1) Dolomia Principale; 2) Dachstein Limestone; 3) Jurassic formations; 4) Cretaceous formations; 5) Quaternary deposits; and 6) thrust; LMS = Mt. S. Simeone thrust. C) Simplified geology of the mount from the same view as figure A according to VENTURINI (2010, modified). Legend: 1) Triassic rocks; 2) Jurassic rocks; 3) Cretaceous rocks; 4) Quaternary deposits; 5) thrust; and 6) strike-slip fault. D) SSW-NNE oriented geological section of the mount passing through its peak according to the Geological Map of Italy at scale 1:50.000 - Sheet 049 Gemona del Friuli, modified. The section is an interpretation of the inner structure of the mount based on what can be observed on its surface. Legend: 1) Dolomia Principale; 2) Dachstein Limestone; 3) Monte Zugna Formation; 4) Soverzene Formation; 5) Vajont Limestone; 6) Fonzaaso Formation; 7) Casera S. Simeone thinned succession; 8) Maiolica; 9) Scaglia Variegata Alpina; 10) Scaglia Rossa Friulana; 11) Val Ucceca Flysch; 12) recent deposits (Pleistocene-Holocene); and 13) tectonic wedge zone. The Rosso Ammonitico Veronese above the Fonzaaso Formation and the Encrinite di Fanes piccola above the Monte Zugna Formation or the Soverzene Formation are indicated by a blue line. The movement along the reverse and normal faults is indicated by the arrow; the strike-slip faults do not have an arrow.*

spostati verso sud, sono saliti ‘sulla schiena’ di altri corpi lungo i sovrascorrimenti e sono stati dislocati dalle faglie trascorrenti. M. PONTON (2000; Fig. 19B) spiega la deformazione nel modo seguente. Il monte è costituito fondamentalmente da rocce carbonatiche di mare basso del Triassico superiore e Giurassico inferiore e da calcari di mare profondo del Giurassico e Cretaceo (Figg. 18-20) interessate da due ampie pieghe anticlinali asimmetriche separate da una stretta sinclinale attraversata da una faglia. L’**anticlinale settentrionale** comprende il M. Festa e non è visibile dalla visuale della figura 19. L’**anticlinale meridionale** interessa gran parte del monte, è rovesciata



**Fig. 20** - La stratigrafia del M. San Simeone. Per i nomi delle formazioni si veda la legenda della figura 19D. I numeri si riferiscono agli spessori delle varie unità dedotti dalle pubblicazioni scientifiche.

- The stratigraphy of the Mt. San Simeone. See the legend of the figure 19D for the names of the formations. The numbers refer to the thickness of the formations inferred from the scientific publications.

verso sud in modo tale che le formazioni giurassiche giacciono sopra quelle cretacee ed è intensamente fagliata così da essere suddivisa in 'scaglie' che si sono mosse una sull'altra lungo i piani di faglia. Questa anticlinale è stata poi deformata in modo che il suo fianco settentrionale è verticalizzato. La 'scaglia' più meridionale presenta la successione carbonati triassici-calcari giurassici-calcari cretacei che è inclinata verso nord di 45°. I calcari del Cretaceo di questa porzione meridionale del monte sono piegati al loro interno in modo estremamente complicato. Per dare un'idea della complessità concettuale e gercale dell'argomento, si riporta l'interpretazione dell'evoluzione della deformazione del frammento di crosta terrestre che corrisponde al M. San Simeone fornita da PONTON (2000, p. 117): *"Il M. S. Simeone si sarebbe strutturato inizialmente...ad anticlinale da rampa sviluppata in "flat" sulla Scaglia Rossa lungo la Linea del M. S. Simeone; durante questa fase si sarebbero generati i retroscorrimenti della Val Resia e del M. Amariana. Successivamente...con la propagazione delle strutture più esterne della catena (Linee Barcis-Starò Selo e Pinedo-Uccea) sarebbe basculato il "footwall" con inclinazioni intorno ai 45° e sviluppo di un piano retrovergente nelle unità dolomitiche triassiche, raddrizzamento del fianco settentrionale della piega e aggiustamenti nella compagine calcarea; infine...la risalita lungo un piano profondo, che taglia fuori sequenza le strutture precedenti (Linea dell'Alto Tagliamento), delle unità triassiche genera una grande piega anticlinale asimmetrica col fianco S leggermente rovesciato presso il M. Festa e la stretta sinclinale connessa ed anche alcuni piani di raddoppio sul fianco N del M. S. Simeone. In questo contesto si sviluppano ulteriormente e si verticalizzano i retroscorrimenti delle Linee della Val Resia... e del M. Amariana"*.

L'interpretazione della **Carta Geologica d'Italia** si può desumere dalla figura 18 ed è in parte diversa. Sulla vetta del monte passa una piega anticlinale con asse orientato SE-NO e una seconda anticlinale si trova immediatamente a sud e parallela a questa (sono separate da una faglia trascorrente), mentre a nord della vetta c'è una piega sinclinale con asse diretto SO-NE. La direzione delle prime due indica che si sono originate durante l'evento Dinarico dell'orogenesi. Ad est della vetta sono riportate due anticlinali grossomodo orientate SO-NE a meridione delle quali (verso Internepo) troviamo una sinclinale con asse ricurvo e concavità rivolta ad oriente. Nella parte settentrionale del rilievo in corrispondenza del M. Festa c'è una doppia piega sinclinale-anticlinale con assi diretti SSE-NNO (quindi anch'esse originate durante l'evento Dinarico dell'orogenesi). All'estremità nord-occidentale e al centro del margine settentrionale del gruppo montuoso abbiamo due anticlinali grossomodo orientate ovest-est. Nella parte sud-orientale del rilievo c'è una lunga sinclinale diretta SO-NE con la Maiolica e la Formazione di Fonzaso nel nucleo ed una corta sinclinale ad essa perpendicolare. Quest'ultima e una breve sinclinale presente ad est di Internepo hanno un asse diretto, grossomodo, SSE-NNO che ne data la formazione all'evento Dinarico dell'orogenesi.

Per quanto riguarda le faglie, il monte è attraversato da numerosi sovrascorrimenti e faglie trascorrenti con orientazione in genere E-O o ONE-ESE (Fig. 18). Le due princi-



**Fig. 21** - La geologia del M. San Simeone. Calcari ben stratificati di mare basso del Triassico superiore e Giurassico inferiore che passano verso l'alto a quelli di mare profondo del Giurassico e Cretaceo nella parte sud-orientale del monte.

- *The geology of the Mt. San Simeone. Upper Triassic and Lower Jurassic well-bedded and shallow water limestone passing upwards to Jurassic and Cretaceous deep marine deposits along the SE side of the mount.*

pali faglie trascorrenti sono la **Idrja-Ampezzo** e la **faglia di Pioverno**, formatesi durante l'evento Nealpino dell'orogenesi, che hanno tagliato le pieghe originatesi durante il precedente evento Dinarico. Queste faglie dimostrano l'importanza nella zona in esame dei movimenti di trascorrenza delle masse rocciose durante la fase più recente di sollevamento delle montagne.

I sovrascorrimenti delimitano i due frammenti di crosta terrestre (tecnicamente definiti "lembi di ricoprimento" o **Klippen**) costituenti la porzione della '**scaglia**' del **M. S. Simeone** che forma la parte più alta del monte ed è impilata sopra la '**scaglia**' di Venzone (Fig. 14). La porzione settentrionale è quella del M. Festa (**Klippe** del M. Festa), la porzione meridionale quella del M. San Simeone (**Klippe** del M. S. Simeone). Il **sovrascorrimento del Rio dai Fraris** (chiamata **Linea del M. S. Simeone** da PONTON, 2000; Fig. 19B) delimita quest'ultima a meridione ed è la faglia basale lungo cui la '**scaglia**'

si è mossa verso sud. Questo importante sovrascorrimento si è originato durante l'evento Dinarico (la sua parte occidentale conserva l'iniziale orientazione SE-NO), ma è stato deformato dalle spinte del successivo evento Nealpino e nella parte meridionale del monte ha un decorso semicircolare, con la sovrapposizione dei calcari di mare basso della Formazione del M. Zugna alle formazioni di mare profondo del Cretaceo e Giurassico. La porzione meridionale della 'scaglia' del M. S. Simeone è intensamente deformata, con pieghe dinariche a cui si sono sovrapposte pieghe nealpine che sono state tagliate da faglie inverse e trascorrenti.

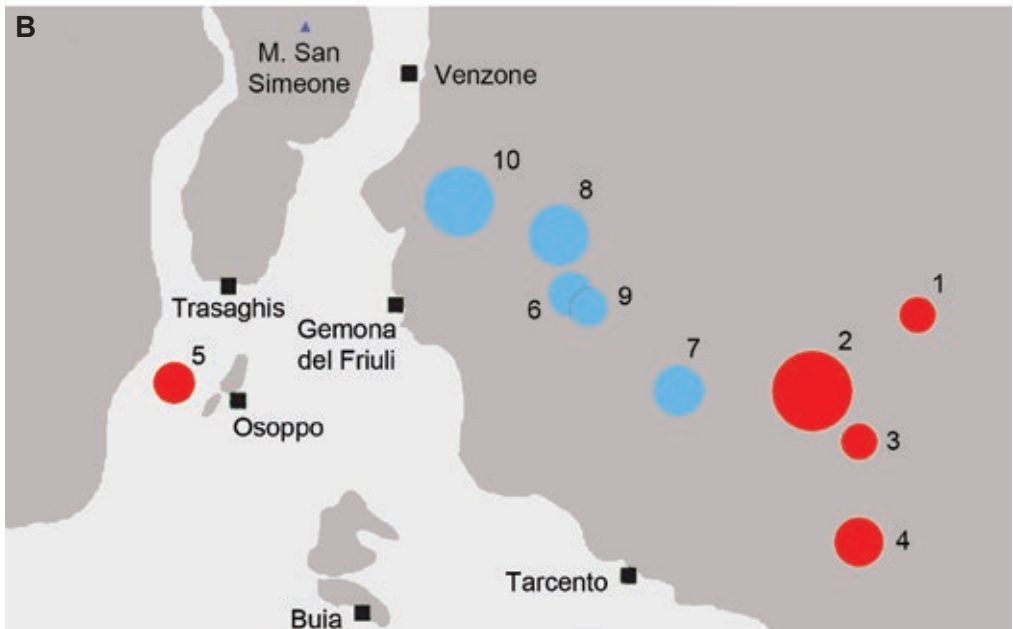
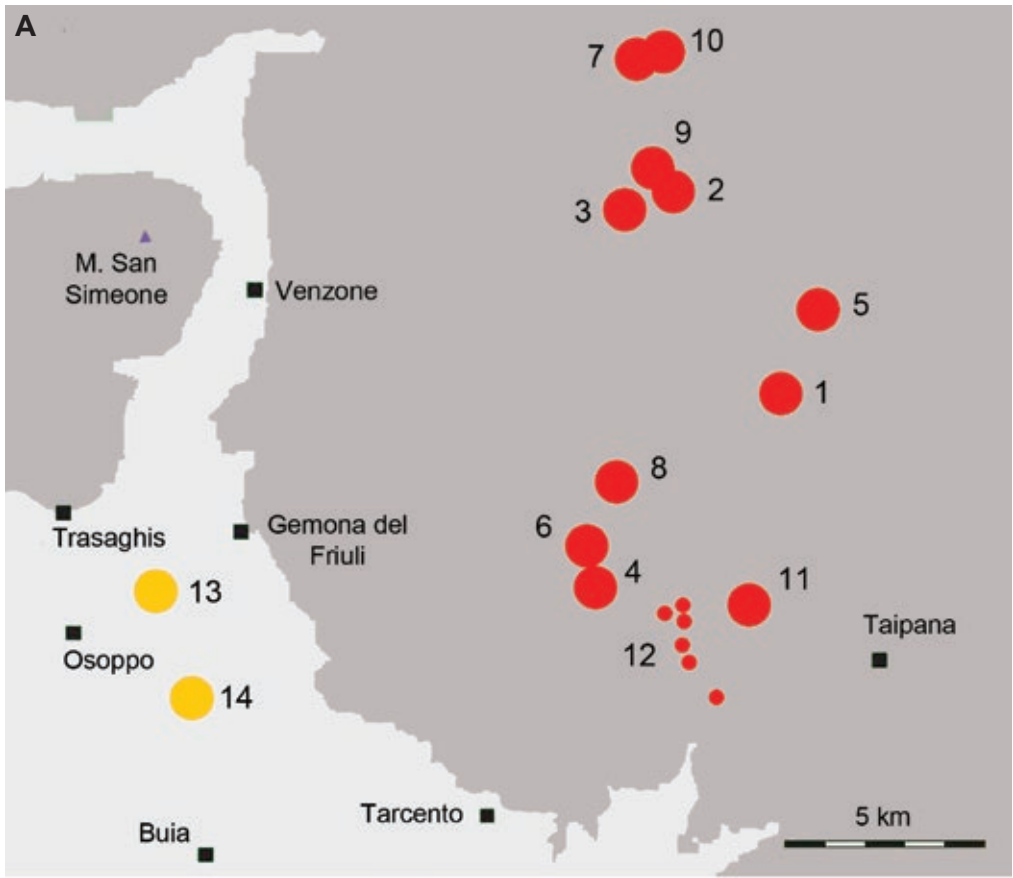
La stratificazione di queste rocce rende evidenti le deformazioni che hanno subito (Figg. 7, 19 e 21).

Il rilievo - includendo anche il vicino M. Festa - è quindi costituito quasi interamente da rocce **carbonatiche** (calcari e dolomie) dell'Era Mesozoica, dal Triassico superiore al Cretaceo superiore (Fig. 20), un intervallo di tempo di circa 140 milioni di anni. Quelle del Triassico superiore (Dolomia Principale e Calcare del Dachstein) e quelle dell'inizio del Giurassico (Formazione del M. Zugna; Fig. 21) si sono originate in ambienti deposizionali di **mare basso** e sono dominanti come spessore complessivo (Fig. 20), mentre quelle della restante parte del Giurassico e del Cretaceo rappresentano la deposizione in **mare profondo** e dunque testimoniano lo sprofondamento della zona con l'ampliamento verso sud del Bacino Carnico.

A differenza del vicino M. Brancòt, la Dolomia Principale affiora qui solo in modo limitato, lungo il versante orientale a nord-ovest di Pioverno e presso Bordano. Più estesa è l'esposizione del Calcare del Dachstein che troviamo lungo tutto il margine settentrionale del monte, in quelli orientale e meridionale e nella parte settentrionale del margine occidentale. La Formazione di Soverzene, che testimonia lo sprofondamento della zona e l'inizio della deposizione di mare aperto (bacino) durante il Giurassico inferiore, costituisce una parte consistente della metà settentrionale del monte. Le altre formazioni bacinali giurassiche (Calcare del Vajont, Formazione di Fonzaso e Rosso Ammonitico Veronese) affiorano per lo più associate a quelle cretacee (Maiolica, Scaglia variegata alpina, Scaglia rossa friulana e *Flysch* della Val Uceca) in fasce orientate est-ovest a meridione e a settentrione della vetta del monte.

Lungo il **Rio dai Fraris**, che si trova nei pressi di Pioverno, sono stati rinvenuti numerosi massi di calcare biancastro (microconglomerato bioclastico e calcarenite oolitica) contenenti un'interessante fauna a **piccoli gasteropodi** e subordinati bivalvi, coralli e brachiopodi che non è ancora stata oggetto di uno studio scientifico. Si tratta plausibilmente dei depositi di mare basso del Giurassico inferiore (Formazione del M. Zugna) che costituiscono le alte pareti rocciose lungo la sponda sinistra del rio.

La **Successione ridotta di Casera S. Simeone** è un corpo roccioso che affiora come una fascia orientata est-ovest solo nella parte centrale del monte e rappresenta la sedimentazione in una zona in cui l'apporto di sedimento era particolarmente scarso. In meno di **50 m** di successione abbiamo concentrati l'Encrinite di Fanes Piccola, il Calcare del Vajont, la Formazione di Fonzaso e il Rosso Ammonitico Veronese con uno spessore complessivo di soli 15 m, la Maiolica (5-20 m) e la Scaglia variegata alpina



(circa 13 m), che sono, come detto a pp. 19-20, il prodotto della sedimentazione durante un intervallo di circa 100 milioni di anni dell'Era Mesozoica.

Due affioramenti caratterizzati da intenso disturbo della stratificazione (**Zona a scaglie tettoniche**) sono presenti in associazione con la faglia di Pioverno nella parte centrale del monte. Nell'affioramento più occidentale le scaglie - spesse al massimo qualche decina di metri - sono costituite da frammenti di Calcarea del Vajont, Formazione di Fonzaso, Rosso Ammonitico Veronese, Maiolica, Scaglia variegata alpina e Scaglia rossa friulana, mentre in quello orientale (situato poco a nord della vetta del monte) le scaglie sono porzioni del Calcarea del Dachstein e della Formazione di Soverzene.

I depositi fluviali lasciati dal Tagliamento durante il Pleistocene inferiore o quelli di versante ad essi interdigerati (**sintema di Cesclans**) si trovano lungo il fianco occidentale del monte che si affaccia sulla Val del Lago. Depositi **morenici** dell'Ultimo Massimo Glaciale affiorano all'estremità settentrionale del rilievo, ad est di Somplago e presso Interneppo. Consistenti ed estesi sono, ai margini e alla base delle scoscesce pareti rocciose (soprattutto nella parte meridionale), gli accumuli di detrito di versante. Lungo il margine orientale, invece, sono cospicui i depositi di versante (conoidei) in parte rimaneggiati dalle acque torrentizie sotto forma di colate detritiche.

**Fig. 22** - La localizzazione degli epicentri delle maggiori scosse di terremoto del 1976 in Friuli. A) Le diverse localizzazioni dell'epicentro della scossa principale (ore 21 del 6 maggio 1976) da parte dei vari enti e degli studi specifici. Legenda: 1 = *Centre Seismologique Europeo-Mediterranean* (CSEM), 2 = <http://earthquake.usgs.gov>, 3 = [www.isc.ac.uk](http://www.isc.ac.uk), 4 = CAGNETTI & PASQUALE (1979), 5 = CIPAR (1980), 6 = BARBANO *et al.* (1985), 7 = ENGDHAL *et al.* (1998), 8 = AOUDIA *et al.* (2000), 9 = PONDRELLI *et al.* (2001), 10 = ENGDHAL & VILLASEÑOR (2002), 11 = POLI *et al.* (2002), 12 = SLEJKO *et al.* (2018), 13 = GIORGETTI (1976), 14 = ROVIDA *et al.* (2016). Quelle indicate con il n. 12 sono localizzazioni (puntini piccoli) alternative ottenute nello stesso studio utilizzando modelli e parametri diversi. B) La localizzazione degli epicentri delle principali scosse di terremoto del 1976 secondo SLEJKO *et al.* (2018). Con i punti rossi (1-5) sono indicate le scosse di maggio, con quelli azzurri (6-10) le scosse di settembre; il diametro del punto è proporzionale all'intensità (magnitudo) del sisma. Legenda: 1 = 6 maggio, ore 20.59 (magnitudo 4,5); 2 = 6 maggio, ore 21 (scossa principale, magnitudo 6,4); 3 = 7 maggio, ore 1.23 (magnitudo 4,5); 4 = 9 maggio, ore 1.53 (magnitudo 5,3); 5 = 11 maggio, ore 23.44 (magnitudo 4,8); 6 = 11 settembre, ore 18.31 (magnitudo 5,1); 7 = 11 settembre, ore 18.35 (magnitudo 5,4); 8 = 15 settembre, ore 5.15 (magnitudo 5,8); 9 = 15 settembre, ore 6.38 (magnitudo 4,7); 10 = 15 settembre, ore 11.21 (magnitudo 6,1). Basata su SLEJKO *et al.* (2018), modificata.

- *Location of the epicentres of the 1976 major earthquake shocks in Friuli. A) The different locations of the main shock (9 pm on 6 May 1976) epicentre by different organizations and specific studies. Legend: 1 = Centre Seismologique Europeo-Mediterranean (CSEM); 2 = <http://earthquake.usgs.gov>; 3 = [www.isc.ac.uk](http://www.isc.ac.uk); 4 = CAGNETTI & PASQUALE (1979); 5 = CIPAR (1980); 6 = BARBANO *et al.* (1985); 7 = ENGDHAL *et al.* (1998); 8 = AOUDIA *et al.* (2000); 9 = PONDRELLI *et al.* (2001); 10 = ENGDHAL & VILLASEÑOR (2002); 11 = POLI *et al.* (2002); 12 = SLEJKO *et al.* (2018); 13 = GIORGETTI (1976); 14 = ROVIDA *et al.* (2016). Those in n. 12 (small dots) are alternative locations obtained using different models and parameters. B) Location of the epicentres of the 1976 major earthquake shocks in Friuli according to SLEJKO *et al.* (2018). The red dots are the shocks of May (1-5), while the pale blue dots (6-10) refer to the September shocks; the size of the dot is proportional to the magnitudo of the shock. Legend: 1 = 8.59 pm on 6 May 1976 (magnitudo 4.5); 2 = 9 pm on 6 May 1976 (main shock, magnitudo 6.4); 3 = 1.23 am on 7 May 1976 (magnitudo 4.5); 4 = 1.53 am on 9 May 1976 (magnitudo 5.3); 5 = 11.44 pm on 11 May 1976 (magnitudo 4.8); 6 = 6.31 pm on 11 September 1976 (magnitudo 5.1); 7 = 6.35 pm on 11 September 1976 (magnitudo 5.4); 8 = 5.15 am on 15 September 1976 (magnitudo 5.8); 9 = 6.38 am on 15 September 1976 (magnitudo 4.7); and 10 = 11.21 am on 15 September 1976 (magnitudo 6.1).*

## Monte San Simeone, ingiustamente vituperato

Un terremoto si genera quando lungo una faglia una parte si muove di scatto rispetto all'altra liberando l'**energia** accumulata che si trasmette nella roccia come **onde sismiche**. Anche se è il movimento lungo un **piano** (il piano di faglia), quindi una superficie, a causare la scossa sismica, l'individuazione della zona di rilascio dell'energia in profondità nella crosta terrestre viene identificato con un punto, detto **ipocentro**. L'epicentro è la proiezione dell'ipocentro sulla superficie terrestre.

Il Monte San Simeone è popolarmente considerato l'**epicentro** della catastrofica scossa di terremoto di magnitudo **6,4** delle ore 21 del 6 maggio 1976, che causò nel Friuli nord-orientale **977** vittime colpendo un'area di 5.700 km<sup>2</sup>, distruggendo in gran parte numerosi centri abitati, tra i quali Gemona del Friuli, Venzone, Osoppo, Trasaghis, Montenars, Artegna, Magnano in Riviera, Buja, Maiano e Forgaria nel Friuli. La sequenza sismica iniziata a maggio ebbe una recrudescenza a settembre, con repliche rovinose alle ore 18.31 e 18.35 del giorno 11 (magnitudo rispettivamente 5,1 e 5,6) e alle ore 5.15 e 11.21 del giorno 15 (magnitudo rispettivamente 5,8 e 6,1). I terremoti del 1976 hanno disastato **45** comuni delle Province di Udine e Pordenone, ucciso complessivamente **989** persone, ferite più di **2600**, distrutto **18.000** edifici (quasi 2000 abitazioni solo a Gemona del Friuli) e danneggiati **75.000**. La massima deformazione superficiale (25 cm) fu misurata tra Venzone e Carnia.

Il nome del San Simeone è rimasto indelebilmente legato alla memoria del terremoto. Che sia stato l'epicentro di quella scossa, però, non è vero.

L'equivoco è derivato dalle comunicazioni dei **sismologi** dell'allora Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste ai **giornalisti** nelle ore successive al sisma di maggio, basate su dati assolutamente preliminari ed incerti che erano a disposizione di quell'istituto perché, a quanto pare, c'erano stati problemi di comunicazione con gli altri centri sismologici che potevano fornire ulteriori informazioni utili alla determinazione dell'epicentro (si veda in tal senso l'articolo di SLEJKO, 2018). Anche una determinazione attendibile della profondità ipocentrale in quelle condizioni era impossibile.

Una volta diffusa ai *mass media* quella prima, **provvisoria**, localizzazione epicentrale, nessuno si è preso la briga di comunicare al "grande pubblico" i risultati dei successivi studi scientifici che spostavano altrove l'epicentro. Così al monte che sovrasta Bordano è rimasta la fama del "cattivo", del padre dell'*orcolat*.

Il problema principale nell'identificazione dell'epicentro dei terremoti del 1976 è che i dati registrati al tempo dai sismologi erano piuttosto **approssimativi** ed **ambigui**, tanto da essere interpretati in modo sensibilmente diverso dagli scienziati che si sono dedicati, nei successivi 40 anni, all'arduo compito di stabilire la reale posizione dell'epicentro del sisma friulano e della faglia che lo ha generato. Nessuno di questi studi, comunque, ha mai indicato il Monte San Simeone come epicentro della scossa delle 21 del 6 maggio 1976 e nemmeno dei catastrofici terremoti di settembre (Fig. 22).

L'epicentro della scossa delle nove di sera del **6 maggio** stabilito sulla base dei dati macrosismici, vale a dire sugli effetti della scossa in superficie (i danni), è stato situato tra Osoppo e Gemona del Friuli o tra Osoppo, Gemona del Friuli e Buia. Sono

gli epicentri identificati, rispettivamente, da GIORGETTI (1976) - forse il primo studio pubblicato sull'argomento - (coordinate geografiche dell'epicentro - in gradi decimali - 46.241 di latitudine nord, 13.119 di longitudine est, n. 13 in Fig. 22A) e nel catalogo CPTI15 (ROVIDA *et al.*, 2016; 46.262 di latitudine nord, 13.103 di longitudine est; n. 14 in Fig. 22A).

Gli studi basati sui dati geofisici strumentali, vale a dire sull'elaborazione attraverso modelli matematici delle informazioni geofisiche raccolte mediante gli strumenti di registrazione del terremoto effettuate da diverse stazioni di rilevamento, tendono in gran parte a collocare l'epicentro strumentale di quel sisma nel territorio comunale di **Resia** (a NE o ENE del M. San Simeone; n. 2-3, 7, 9-10 in Fig. 22A), oppure in quello di **Lusevera** (a SE del M. San Simeone e ad est di Gemona del Friuli; n. 4, 6, 8 e 11-12 in Fig. 22A). SLEJKO (2018), lo studio più recente, fornisce una rosa di possibili posizioni dell'epicentro basate su modelli crostali diversi utilizzati per il calcolo usando i dati disponibili (pallini piccoli del n. 12 in Fig. 22A). L'epicentro è stato posizionato sui **M. Musi** (parecchi chilometri ad est di Venzone) dal *Centre Seismologique Europeo-Mediterranean* (46.310 di latitudine nord, 13.310 di longitudine est; n. 1 in Fig. 22A) e da CIPAR (1980) (46.329 di latitudine nord, 13.322 di longitudine est, n. 5 in Fig. 22A). Quindi, lo studio scientifico più recente colloca l'epicentro strumentale della scossa principale del 6 maggio nei pressi di **Lusevera**. Questo studio fornisce informazioni anche sugli epicentri delle altre scosse principali del 1976. Quello del sisma che aveva anticipato la scossa catastrofica di circa un minuto (ore 8.59 del 6 maggio 1976) era situato più a NE (n. 1 in Fig. 22B), mentre quello di una forte scossa successiva (7 maggio, ore 1.23) si trovava leggermente più a SE (n. 3 in Fig. 22B). L'epicentro del sisma delle ore 1.53 del 9 maggio (magnitudo 5,3) era posizionato a SSE, all'altezza di Tarcento (n. 4 in Fig. 22B), mentre quello della scossa delle ore 23.44 dell'11 maggio (magnitudo 4,8) - che ha causato la frana di Braulins - si trovava nel greto del Tagliamento immediatamente ad ovest di Osoppo (n. 5 in Fig. 22B). Per quanto riguarda gli eventi del **settembre 1976**, gli epicentri erano spostati un po' più a NO rispetto a quelli di maggio. L'epicentro della prima scossa forte dell'**11 settembre** era posto ad est di Gemona del Friuli (n. 6 in Fig. 22B); quello della seconda scossa forte di quel giorno (magnitudo 5,4) era situato poco più ad ovest dell'epicentro dell'evento catastrofico di maggio (n. 7 in Fig. 22B). La prima scossa forte della mattina del **15 settembre** (magnitudo 5,8) aveva epicentro a NE di Gemona del Friuli (n. 8 in Fig. 22B); fu seguita da una replica con epicentro collocato un po' più a sud (n. 9 in Fig. 22B), ma il terremoto più forte di settembre è stato quello delle 11.21 (magnitudo 6,1) che ha avuto epicentro tra Gemona del Friuli e Venzone (n. 10 in Fig. 22B).

Anche se risulta essersi innalzato di 18 cm dal 1952 al 1979, come si evince dalla misurazione geodetica dell'Istituto Geografico Militare, e forse questo è avvenuto in gran parte nel 1976, il M. San Simeone non è mai stato, perciò, l'epicentro dei terremoti del 1976.



La parte sommitale del Monte Låvara.

## I geositi “*Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris*” e “*Sinclinale del Monte Lavara*” e la rupe di Portis

L’interesse scientifico del geosito di interesse **regionale** “*Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris*” riguarda soprattutto la geologia strutturale e la geologia stratigrafica. Pure pure quello del geosito di interesse **regionale** “*Sinclinale del Monte Lavara*” - solo in parte situato nel territorio comunale di Venzone e quindi nel territorio della Comunità - riguarda principalmente la geologia strutturale e la geologia stratigrafica. Questi geositi sono **contigui** (entrambi si trovano nel Gruppo del M. Plauris; Fig. 1) e presentano lo stesso interesse scientifico. Si distinguono dal vicino geosito “*Deformazioni del Monte San Simeone*” soprattutto per il fatto di trovarsi nelle **Prealpi Giulie**.

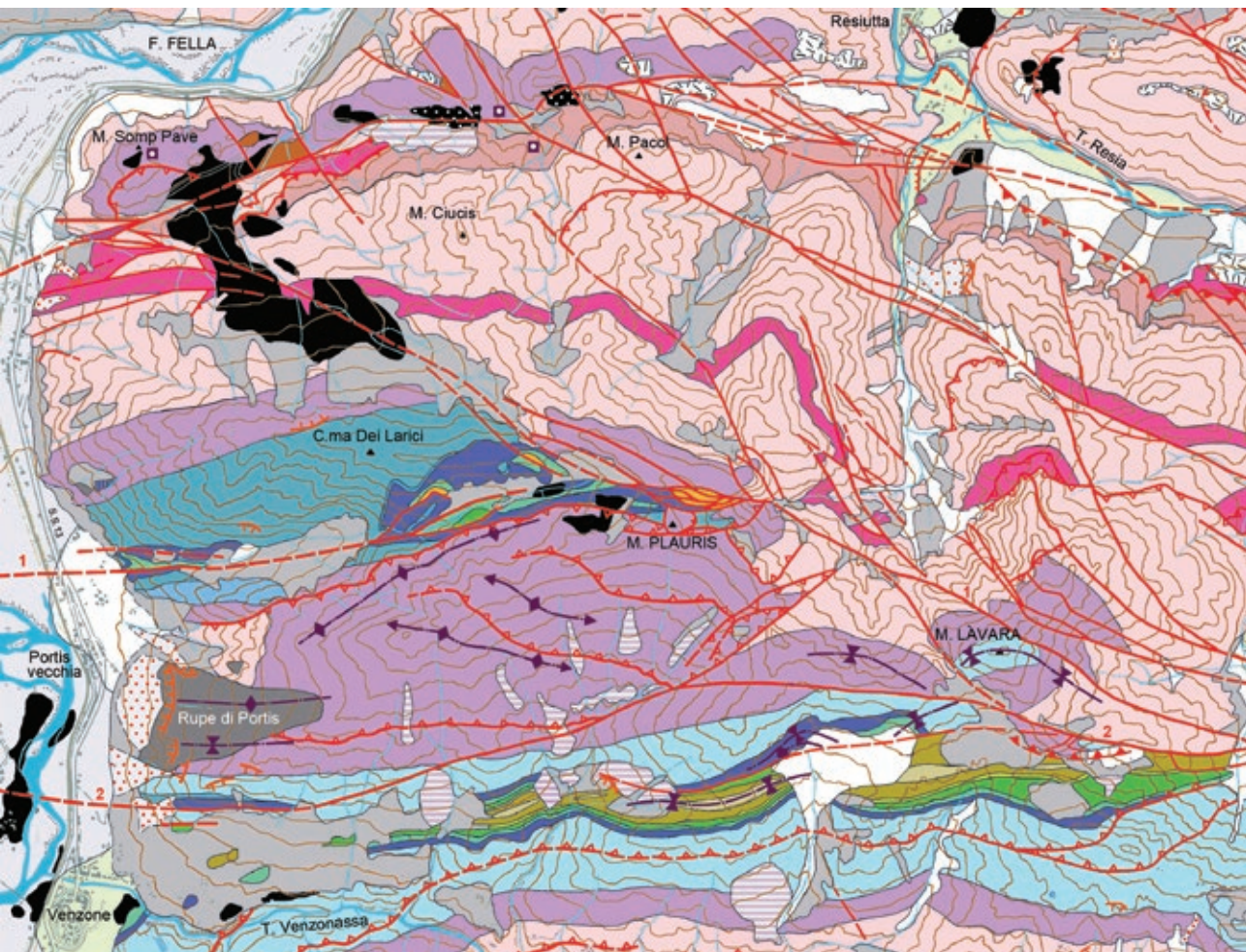
Il **Monte Plauris** (1958 m) è la cima più alta delle Prealpi Giulie e di un gruppo di montagne (l’omonimo Gruppo del M. Plauris: M. Lávara, Cima Somp Selve, Cima dei Larici, M. Somp Pave ecc.; Fig. 23) delimitato a sud dal Torrente **Venzonassa** e a nord dal F. **Fella** e dal Torrente **Resia**.

Per quanto riguarda la **stratigrafia** il Gruppo del M. Plauris è simile al vicino M. San Simeone ma con una netta prevalenza delle rocce carbonatiche di mare basso del **Triassico superiore** (Dolomia Principale e Calcarea del Dachstein) su quelle giurassiche e cretacee di mare profondo. I vari corpi rocciosi affiorano come bande allungate in senso est-ovest seguendo l’orientazione delle faglie trascorrenti e dei sovrascorrimenti che li delimitano (Fig. 24). Se si escludono i depositi quaternari e i piccoli affioramenti eocenici della Formazione di Tugliezzo (assenti invece sul M. San Simeone), la parte **settentrionale** del Gruppo è costituita solo dalle rocce carbonatiche di mare basso del Triassico superiore. Due ‘bande’ di formazioni giurassiche e cretacee si trovano nella parte meridionale e centro-occidentale. Tra i depositi giurassici, nella parte **meridionale** sono dominanti quelli di mare basso della Formazione del Monte Zugna, mentre in quella **centro-occidentale** ci sono solo formazioni di mare profondo (come estensione di affioramento è prevalente la Formazione di Soverzene, ma sono presenti anche l’Encrinite di Fanes piccola, il Calcarea del Vajont, la Formazione di Fonzaso e il Rosso Ammonitico Veronese). Le unità di mare profondo del Cretaceo (Maiolica, Scaglia variegata alpina, Scaglia rossa friulana e *Flysch* della Val Uccia) formano sottili bande allungate in senso E-O che corrispondono ai nuclei delle pieghe (Fig. 24). A nord e NNO della cima del M. Plauris ci sono pure piccoli affioramenti della **zona a scaglie tettoniche**. Tra i depositi quaternari, estesi sono gli accumuli di detrito di versante e di



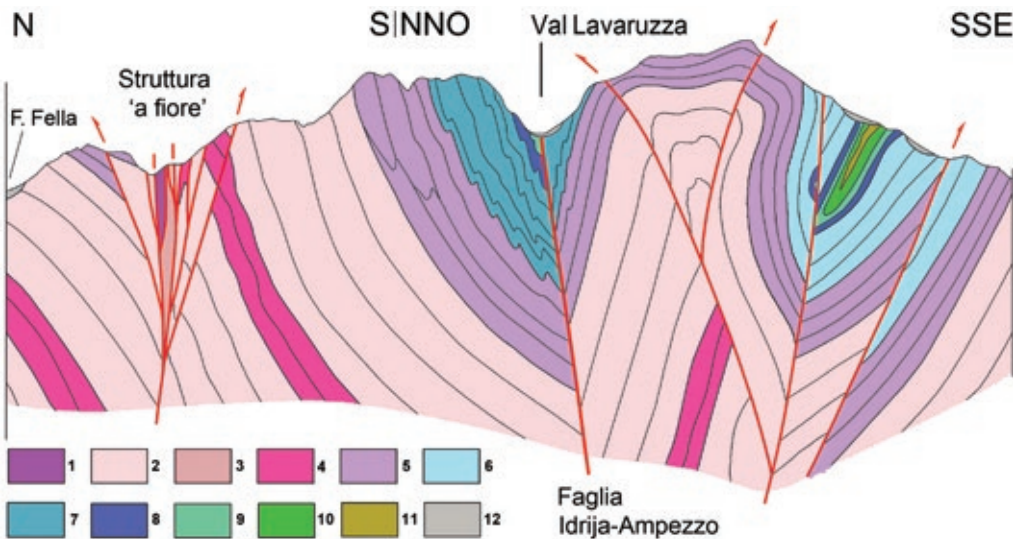
**Fig. 23** - Il gruppo del M. Plauris visto dal ponte di Braulins sul F. Tagliamento.  
 - The Mt. Plauris Group seen from the Braulins bridge over the Tagliamento River.

**Fig. 24** - Carta geologica del Gruppo del M. Plauris. Per la legenda (simbologia e unità litostratigrafiche) si vedano le figure 3 e 14. 1 = faglia Idrinja-Ampezzo, 2 = faglia di Pioverno. Basata sulla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli, modificata.  
 - Geological map of the Mt. Plauris Group. As for the legend (symbols and lithostratigraphic units), see the figures 3 and 14). 1 = Idrinja-Ampezzo fault, 2 = Pioverno fault.



frana ai piedi dei fianchi scoscesi delle montagne e quelli del **complesso di Montea-perta** (soprattutto nella parte meridionale del Gruppo). Delle breccie della rupe di Portis all'estremità occidentale del Gruppo si parlerà in dettaglio più avanti. I depositi **glaciali**, essenzialmente morenici, sono in gran parte situati nella parte più settentrionale del rilievo, dove questo borda la valle del F. Fella, lungo il Rio Lavarie e vicino alla vetta del M. Plauris.

La zona in esame è attraversata da importanti faglie **trascorrenti** orientate in senso E-O. Secondo la *Carta Geologica d'Italia*, da nord a sud, si tratta delle faglie Resiutta-Ponte-Avons, Idrija-Ampezzo e di Pioverno (Fig. 24). Con grossomodo la stessa orientazione ed un'immersione a N, NNE o NNO vi sono anche alcuni **sovrascorrimenti**, soprattutto nella metà meridionale del rilievo. Nella parte settentrionale, la *Carta Geologica d'Italia* riporta una curiosa struttura **'a fiore'** formata da due faglie inverse con



**Fig. 25** - Sezione geologica della parte occidentale del Gruppo del M. Plauris orientata in senso N-S / NNO-SSE come osservabile da ovest (basata sulla *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli*, modificata). La sezione è un'interpretazione della struttura interna del monte basata su quanto si osserva in superficie. Legenda: 1) Formazione di Travenanzes, 2) Dolomia Principale, 3) Dolomia Principale, Membro del Monticello, 4) Dolomia Principale, Membro della dolomia del Resàrtico, 5) Calcarea del Dachstein, 6) Formazione del Monte Zugna, 7) Formazione di Soverzene, 8) Calcarea del Vajont, 9) Formazione di Fonzaso, 10) Maiolica, 11) Scaglia rossa friulana, 12) depositi recenti (Pleistocene sup. - Olocene). Il movimento lungo le faglie inverse è indicato dalla freccia; le faglie trascorrenti non hanno la freccia. Per le datazioni si vedano le figure 3 e 5.

- *Geological section of the western part of the Mt. Plauris Group N-S / NNW-SSE oriented, as it could be seen from west (based on the Geological Map of Italy at scale 1:50.000 - Sheet 049 Gemona del Friuli, modified). The section is an interpretation of the inner structure of the mount based on what it can be seen on the surface. Legend: 1) Travenanzes Formation; 2) Dolomia Principale; 3) Dolomia Principale, Monticello Member; 4) Dolomia Principale, Resàrtico Dolostone Member; 5) Dachstein Limestone; 6) Monte Zugna Formation; 7) Soverzene Formation; 8) Vajont Limestone; 9) Fonzaso Formation; 10) Maiolica; 11) Scaglia Rossa Friulana; 12) recent deposits (Late Pleistocene - Holocene). The movement along the reverse faults (thrusts) is indicated by the arrows; strike-slip faults do not have the arrow. As for the datings, see figures 3 and 5.*

immersione opposta e nel mezzo un fascio di faglie trascorrenti relative alla grande faglia Resiutta-Ponte Avons (Fig. 25); un'altra struttura 'a fiore' si trova a nord della vetta del M. Plauris ed è contraddistinta dal principale affioramento della zona a scaglie tettoniche. La parte apicale del monte è formata da un piccolo **Klippe** (il *Klippe* del M. Plauris) che, come il vicino *Klippe* di Forca Campidello, è affine ai *Klippen* del M. San Simeone (Fig. 14). Infatti, appartengono tutti alla 'scaglia' del M. San Simeone e sono riferibili all'evento Dinarico dell'orogenesi.

Le pieghe anticlinali e sinclinali che interessano queste montagne sono menzionate nei nomi dei due geositi. L'**anticlinale e sinclinale del M. Plauris** (Figg. 25-26) è una piega a forma di W che interessa il margine sud-occidentale del Gruppo del M. Plauris ed è ben individuabile dalla vetta del vicino M. San Simeone. Come si può vedere nelle figure, si tratta nel complesso di due sinclinali con nel mezzo un'anticlinale. La **sinclinale settentrionale** (con il fianco settentrionale posto nella zona di Cima Larici - Passo



**Fig. 26** - La parte occidentale del Gruppo del M. Plauris vista dalla cima del M. San Simeone. La grande incisione quasi centrale nella foto è la Val Lavaruzza percorsa dalla faglia Idrija-Ampezzo. Le linee bianche mostrano la sinclinale settentrionale e l'anticlinale come evidenziate da FINOCCHIARO (2010b).

- *The western part of the Mt. Plauris Group seen from the top of the Mt. San Simeone. The valley almost central in the photograph is the Val Lavaruzza crossed by the Idrija-Ampezzo fault. The white lines show the northern syncline and the anticline as highlighted by FINOCCHIARO (2010b).*

Maleet) ha il nucleo costituito soprattutto dalla Formazione di Soverzene sovrapposta al Calcarea del Dachstein ed attraversato dalla faglia Idrija-Ampezzo su cui è impostata la Val Lavaruzza. L'**anticlinale** è formata dai corpi rocciosi carbonatici di mare basso del Triassico superiore: nella cerniera e sui fianchi il Calcarea del Dachstein, nel nucleo la Dolomia Principale (Fig. 25). Forma il fianco meridionale della Val Lavaruzza (dove troviamo anche le unità giurassiche di mare profondo) e la sua cerniera corre lungo la cresta Cima Somp Selve - Monte Plauris. La **sinclinale meridionale** ha il nucleo costituito dalle formazioni bacinali giurassiche e cretacee sovrapposte alla Formazione del M. Zugna ed è tagliata dalla faglia di Pioverno (Fig. 25). Dal basso queste grandi strutture tettoniche si riconoscono con difficoltà, ma dalla cima del M. San Simeone è evidente la sinclinale settentrionale fagliata su cui è impostata la Val Lavaruzza e l'anticlinale (Fig. 26).

Il **M. Lávava** (1906 m) - riportato come Lavaria o Lavaris nella cartografia regionale - è la seconda cima per altezza del Gruppo del M. Plauris. Lo si raggiunge dal sentiero che parte da Malga Confin e si dirige verso Forca Campidello.

Lungo il fianco meridionale del monte, dove corre il sentiero, si può osservare il **Calcarea del Dachstein** e il suo passaggio alla **Formazione del M. Zugna** (Fig. 27). Diversamente dalle zone circostanti (Fig. 28) qui la successione stratificata non è molto



**Fig. 27** - Il M. Lávava visto da SSO con la successione di rocce carbonatiche stratificate di mare basso del Calcarea del Dachstein (Triassico superiore) e della Formazione del M. Zugna (Giurassico inferiore, a sinistra). La freccia indica approssimativamente il confine tra le due formazioni.

- Mt. Lávava seen from SSW with the shallow water and well-bedded carbonate rocks of the Dachstein Limestone (Upper Triassic) and of the M. Zugna Formation (Lower Jurassic, left). The arrow indicates approximately the boundary between the two formations.



**Fig. 28** - Dorsale M. Jouf Ungarina (a sinistra) - M. Plauris (a destra) vista dalla cima del M. Làvara. La stratificazione (Dolomia Principale) è intensamente disturbata e verticalizzata dalla faglia che separa la dorsale dal M. Làvara.

- *The Mt. Jouf Ungarina - Mt. Plauris ridge seen from the peak of the Mt. Làvara. The bedding of the Dolomia Principale is verticalized by the fault that separates the ridge from the Mt. Làvara.*

disturbata dalla tettonica. Nella parte inferiore, il Calcarea del Dachstein presenta caratteri transizionali alla sottostante Dolomia Principale. Infatti, questa porzione basale è composta da dolomie debolmente calcaree biancastre, massicce o in strati spessi. La restante parte della formazione è, invece, costituita da calcari biancastri o grigio chiaro ben stratificati con l'alternanza dei depositi carbonatici tipici delle piane di marea (subtidali, intertidali e supratidali) che caratterizza anche la Dolomia Principale.

Il M. Làvara - come si deduce dal nome del geosito - è una **sinclinale** con l'asse che passa proprio per la cima, un nucleo costituito dalla Formazione del M. Zugna e i fianchi formati dal Calcarea del Dachstein. La sinclinale è delimitata da due grandi **faglie trascorrenti**, la faglia di Pioverno a sud e la faglia Idrija-Ampezzo a nord. L'effetto della presenza di queste faglie e di quelle minori ad esse correlate si vede nell'intenso disturbo della stratificazione (che si presenta anche verticalizzata; Fig. 28) e nel dislocamento della Dolomia Principale (più antica) che viene a trovarsi allo stesso livello del Calcarea del Dachstein (più recente).

## La rupe di Portis

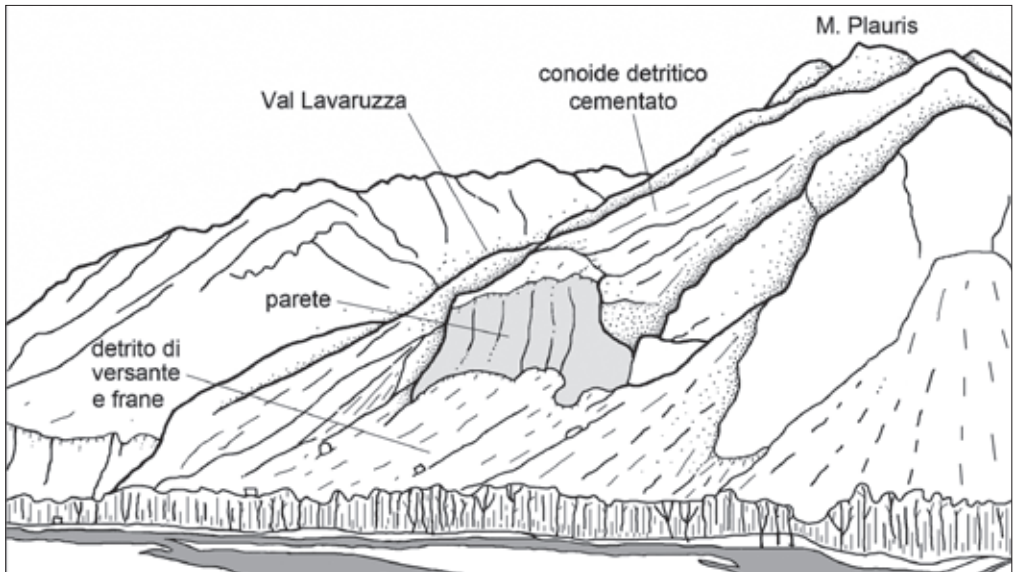
La rupe di Portis (Figg. 29-30) è una struttura geomorfologica che si innalza alla base occidentale del M. Somp Selve del Gruppo del M. Plauris sul versante sinistro della valle del F. Tagliamento a nord di Venzone. Sovrasta la Strada Statale 13 Pontebbana al km 166 in corrispondenza del vecchio abitato di **Portis** (frazione di Venzone) abbandonato dopo i terremoti del 1976 a causa delle frane che si erano staccate dalla rupe (Fig. 31) e minacciavano - e minacciano ancora - i sottostanti strada e paese. La rupe è costituita da un corpo di breccia - la **breccia di Portis** - che ha la forma di un cuneo che si chiude verso monte (ad est), è delimitato a nord e a sud da due grandi faglie trascorrenti (la faglia Idrija-Ampezzo e la faglia di Pioverno, secondo la figura 69 in ZANFERRARI *et al.*, 2013; Fig. 32) e si affaccia sulla valle del Tagliamento con una parete verticale alta **200 m** e lunga circa **700 m**. Il corpo cuneiforme è composto da più corpi di brecce di **frana** e di **versante** caotiche o stratificate, spessi da una decina di centimetri a tre metri, per uno spessore totale di 250 m. Le brecce sono costituite da clasti calcarei e dolomitici di dimensioni estremamente variabili - da pochi centimetri fino ad un paio di metri. Sono interdigitate e sovrapposte a **conglomerati fluviali** che presentano un'elevata percentuale di clasti formati da rocce del Triassico inferiore-medio e del Paleozoico tipici del Bacino del Tagliamento. Il corpo di brecce è **arcuato** perché è stato piegato dalla deformazione tettonica prodotta dalle due faglie che lo delimitano. Alla sua base c'è un cospicuo accumulo di detrito di versante e di frana formatosi dopo l'ultimo ritiro dei ghiacci dalla vallata.

A causa del sisma del 6 maggio 1976 nella zona centrale della parete si sono staccati **35.000 m<sup>3</sup>** di roccia e le scosse del 15 settembre dello stesso anno hanno causato la frana di **50.000 m<sup>3</sup>** di materiale dalla Punta di Sopra Castello (Fig. 31); i massi di maggiori dimensioni raggiungevano i 50-170 m<sup>3</sup> e uno era arrivato fino alla Strada Statale 13 (PONTON, 1981). Come nel caso della frana di Braulins, staccatasi secondo la *Carta Geologica d'Italia* da un corpo roccioso di origine ed età simile (si veda il primo volume, pp. 65-71), le frane della rupe di Portis si devono alla formazione di **fratture di rilassamento** nella roccia che sono parallele al margine della parete e sono state causate, dopo l'ultimo ritiro del ghiacciaio del Tagliamento, dalla scomparsa del supporto da parte della massa di ghiaccio che fluiva nella vallata.

Il paese di Portis (**Portis vecchia**) è l'unico abitato che è stato interamente spostato dalla sua sede originale a causa di motivi geologici dopo i terremoti del 1976. **Portis nuova** è stata ricostruita in una zona più sicura situata poche centinaia di metri più a nord del vecchio abitato (Fig. 32) sovrastato dalla rupe. Ora Portis vecchia è una *ghost town*, uno dei pochi posti in cui si ha ancora una testimonianza diretta dei danni prodotti nel tessuto urbano da quel sisma.

Nel 1926 il famoso geologo palmarino Ardito **DESIO** aveva denominato questi depositi “breccia di Portis”, riferendoli genericamente ad un intervallo interglaciale del Pleistocene. Nella *Carta Geologica d'Italia* (2013) sono attribuiti al **sintema di Ampezzo** (si veda p. 25 e Fig. 9). Sono identificati come i resti di un conoide detritico formatosi sul fianco occidentale del Gruppo del M. Plauris e interdigitato ai depositi del F. Fella

durante una fase interglaciale del Pleistocene medio (tra 774.000 e 129.000 anni fa), forse nel corso della parte centrale di questo intervallo, quando il Tagliamento scorreva ancora ad ovest del M. San Simeone e si congiungeva al Fella all'altezza di Osoppo e Trasaghis (si veda la Fig. 42). I successivi passaggi della lingua del ghiacciaio del



**Fig. 29** - La rupe di Portis alla base di Cima Somp Selve sul fianco occidentale del Gruppo del M. Plauris a nord di Venzone, vista dal ponte di Pioverno. Secondo la *Carta Geologica d'Italia* è formata da breccie del sistema di Ampezzo.

- *The Portis Cliff at the base of the Somp Selve peak on the western flank of the Mt. Plauris Group north of Venzone, seen from the Pioverno bridge. According to the Geological Map of Italy, it is formed by the breccia of the Ampezzo synthem.*

Tagliamento, che si espandeva in pianura durante le fasi glaciali (l’ultima tra 31.500 e 19.000 anni fa), avrebbero esarato la parte inferiore del conoide lasciando, dopo il ritiro definitivo dei ghiacci nelle valli alpine, la parte apicale **pensile** sulla valle, ora percorsa dal Tagliamento. Nel frattempo l’accumulo veniva deformato ed innalzato dai movimenti tettonici lungo le faglie. Secondo tale interpretazione questo corpo sedimentario sarebbe il “gemello” di un’analogo deposito presente a Braulins, descritto nel primo volume in relazione al geosito “*Frana di Braulins*”.



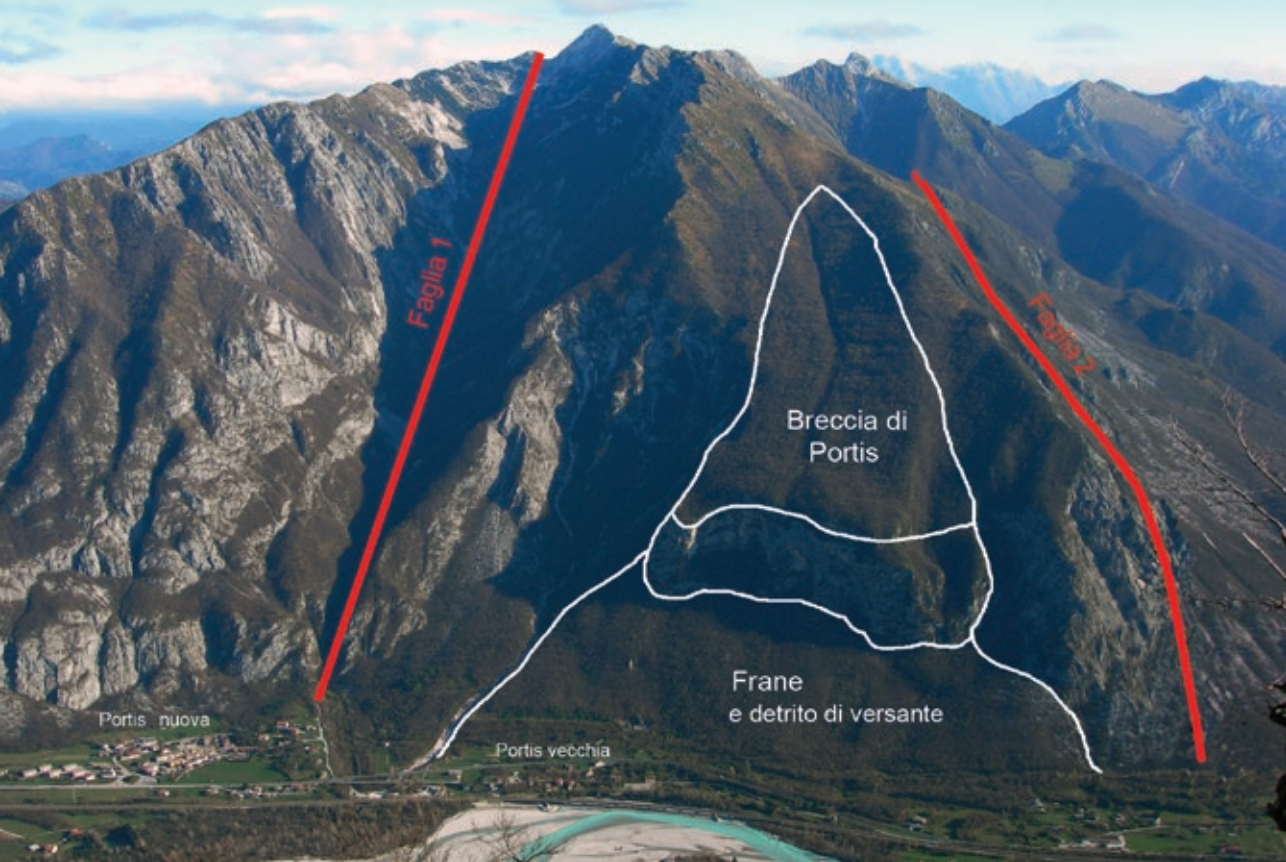
**Fig. 30** - La rupe di Portis, costituita da un antico conoide detritico cementato, vista dalla cima del M. San Simeone. In basso a sinistra si vede Portis vecchia.

- The Portis Cliff consisting of an ancient and cemented debris fan seen from the peak of the Mt. San Simeone. At the bottom left of the photograph you can see the ghost town of Portis (Old Portis).



**Fig. 31** - La rupe di Portis nel 1977 con le frane prodotte dalle scosse sismiche del 1976.  
- *The Portis Cliff in 1977 with the landslides triggered by the seismic shocks on 1976.*





**Fig. 32** - La rupe di Portis e il relativo conoide detritico cementato (breccia di Portis) con le due faglie trascorrenti che la delimitano (1 = faglia Idrinja-Ampezzo, 2 = faglia di Pioverno), vista dalla cima del M. San Simeone.

- *The Portis Cliff and its cemented debris fan (Portis breccia) with the two strike-slip faults that constrain it (1 = Idrinja-Ampezzo fault, 2 = Pioverno fault), seen from the peak of the Mt. San Simeone.*

Secondo VENTURINI & DISCENZA (2010), invece, l'origine di tale accumulo sarebbe **più antica**. A supporto di questa interpretazione ci sarebbero l'elevata alterazione dei clasti che compongono l'accumulo (dovuta ad una lunghissima esposizione agli agenti atmosferici), l'assenza di una depressione a forma di conca a monte del conoide che dovrebbe essere ancora visibile data l'età relativamente recente alla scala dei tempi geologici, e la similitudine con i depositi del M. Brancòt a Braulins, descritti nel primo volume. Come questi ultimi, le breccie di Portis apparterrebbero al **Conglomerato di Osoppo** (si veda la Fig. 9) e si sarebbero formate alla fine del Miocene (circa 5,5 milioni di anni fa) o, meno probabilmente, all'inizio del Pliocene. Il conoide detritico o di deiezione di Portis si sarebbe sviluppato trasversalmente al grande lago di Osoppo-Braulins ipotizzato da VENTURINI & DISCENZA (2010) (si veda il primo volume, p. 83 e fig. 55) bloccando l'apporto detritico al lago da parte del F. Fella, come sembrerebbe testimoniare un affioramento di conglomerati fluviali a stratificazione quasi orizzontale situato sul versante sinistro della valle tra Portis nuova e Carnia a 150 m di altezza rispetto al fondovalle attuale e a contatto con le rocce carbonatiche mesozoiche del substrato.



Monte  
Somp Pave

Geosito

Estremità nord-occidentale del Gruppo del Monte Plauris.

## Il geosito “Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella”

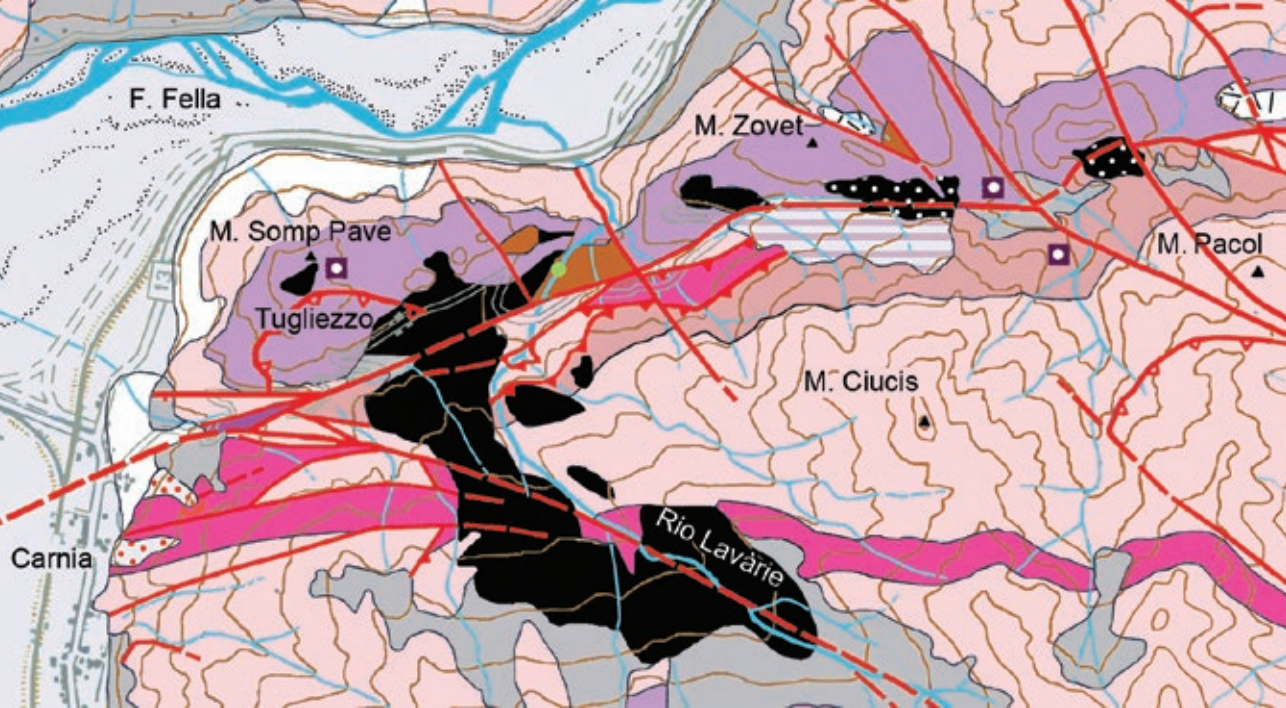
Questo geosito di interesse **nazionale** (CARULLI *et al.*, 2010) riguarda due distinte località: il **Rio Lavarie**, situato a nord-est di Stavoli Tugliezzo nel territorio comunale di Venzone - e quindi all'interno del territorio della Comunità di montagna del Gemonese - nella parte settentrionale del Gruppo del M. Plauris, e il **Monte Forcella** che appartiene al Gruppo del M. Amariana delle Alpi Carniche in comune di Amaro e dunque si trova in Carnia (Fig. 1).

Il suo interesse scientifico riguarda la geologia stratigrafica (in particolare la **Formazione di Tugliezzo**), l'idrogeologia, la geologia strutturale, la geomorfologia e, soprattutto, la paleontologia (i **fossili** contenuti nella Formazione di Tugliezzo).

Percorrendo la S.S. 13 Pontebbana provenendo da Udine, subito dopo il paese di Carnia e poco prima dello svincolo per Tolmezzo-Pontebba-Tarvisio, c'è sulla destra una strada che si inerpicava verso gli Stavoli Tugliezzo (quota 507 m) a SE della cima del M. Somp Pave. Da questa località per raggiungere il geosito si prosegue lungo la strada in direzione degli Stavoli Cuel Lung fino al ponte sul Rio Lavarie. Pochi metri prima del ponte si stacca sulla sinistra un sentiero diretto a nord che dopo un breve tratto raggiunge il rio e termina. Gli strati fossiliferi della Formazione di Tugliezzo affiorano lì, dentro il corso d'acqua e lungo le sue sponde. L'indicazione della posizione del geosito in CARULLI *et al.* (2010, pallino rosso nella mappa a p. 226) non è in realtà quella dei “lembi eocenici” ma quella di una delle principali cascate del rio, situata più a valle.

Il **Rio Lavarie** è un affluente di sinistra del Fiume Fella. Il tratto in cui affiorano le rocce eoceniche della Formazione di Tugliezzo è quello terminale che corre lungo il fianco orientale del M. Somp Pave (671 m) (Fig. 33).

Dal punto di vista litologico si tratta, come abbiamo visto a p. 21, prevalentemente di **calciruditi** e **calcareniti** grigie, a volte con intercalazioni **marnose** verdastre, ricche di fossili. In particolare, secondo la *Carta Geologica d'Italia*, lungo il Rio Lavarie la parte **basale** della successione (25 m) è costituita soprattutto da spessi strati di breccie con clasti provenienti dal Calcarea del Dachstein, sul quale la Formazione di Tugliezzo giace con contatto erosivo e discordanza angolare della stratificazione. La parte **intermedia** (33 m) è formata da calciruditi e calcareniti stratificate con strati da 30 cm ad un metro di spessore, ricche in resti fossili di macroforaminiferi alle quali fanno seguito 22 m di alternanze di calcareniti e marne verdastre (Fig. 34), pure ricche di



**Fig. 33** (sopra) - Carta geologica delle pendici nord-occidentali del Gruppo del M. Plauris (Rio Lavarie). Per la legenda (simbologia e unità litostratigrafiche) si veda la figura 3. Il pallino verde indica la posizione del geosito. Basata sulla *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli*, modificata.

- (Above) Geological map of the NW side of the Mt. Plauris Group (Lavarie Brook). As for the legend (symbols and lithostratigraphic units), see figure 3. The location of the geosite is indicated by the green dot.

**Fig. 34** (a destra) - La Formazione di Tugliezzo lungo il Rio Lavarie. A) Calcareni e breccie nummulitiche stratificate, B) livello di brecciola a matrice marnosa verdastra e ricca di resti fossili di foraminiferi, C) i nummulitidi conservati nella brecciola a matrice marnosa verdastra.

- (Right) The Tugliezzo Formation along the Lavarie Brook. A) Well-bedded calcarenite and fine grained breccia with nummulitids; B) fine grained breccia with greenish marly matrix and rich in fossils of foraminifers; C) some nummulitids preserved into the fine grained breccia with greenish marly matrix.

macroforaminiferi. La parte **sommitale** (12 m) è costituita da peliti verdastre. I fossili sono abbondanti come bioclasti (granuli di origine organica all'interno di un accumulo di granuli di altra origine) sia nei calcari massicci di colore grigio chiaro (Figg. 34A e 35B) sia nelle breccioline friabili a matrice marnosa verdastra (Figg. 34B-C e 35A). La Formazione di Tugliezzo si è quindi deposta sul Calcere del Dachstein (che è 150 milioni di anni più antico) dopo che questo era stato deformato a causa delle compressioni che stavano iniziando ad innalzare le Alpi e dopo una lunga esposizione del Calcere del Dachstein all'erosione subaerea. L'ambiente di deposizione dei sedimenti carbonatici che compongono i calcari eocenici era plausibilmente di mare basso, ma studi sedimentologici specifici non sono stati ancora effettuati.

La singolarità del geosito è data dall'essere uno degli affioramenti **più settentrionali** datati all'Epoca Eocene nelle Alpi meridionali. I fossili in esso contenuti (in particolare i foraminiferi *Assilina spira abrardi*, *A. suteri*, *A. tenuimarginata* e *Nummulites verneuili*) per BOSELLINI *et al.* (2022) consentono una datazione piuttosto precisa al





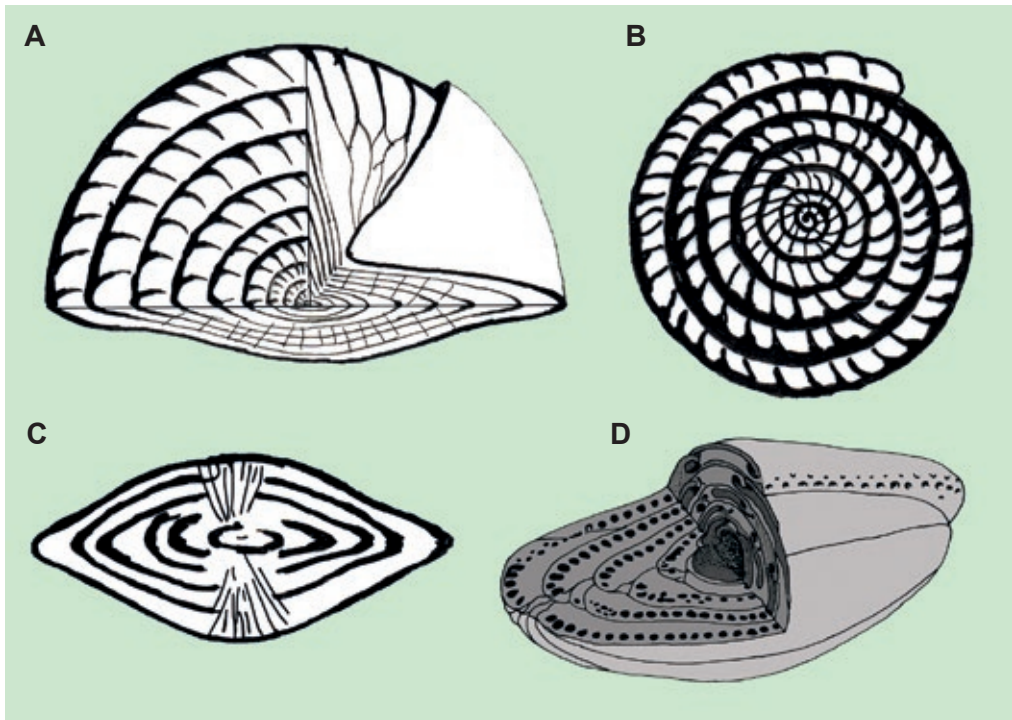
**Fig. 35** - Assiline e nummuliti nella Formazione di Tugliezzo lungo il Rio Lavarie. A) Nel livello di brecciola friabile a matrice marnosa verdastra, B) nella calcarenite grossolana ben cementata.

- *Assilinas* and *nummulites* from the Tugliezzo Formation, Lavarie Brook. A) Foraminifers in the fine grained breccia with greenish marly matrix; B) foraminifers in the coarse-grained and hard calcarenite.

Luteziano inferiore (Eocene medio, circa **48-46 milioni di anni fa**; Fig. 8), quando a SE e SO della posizione del geosito si depositava il *Flysch* in bacini marini profondi, mentre la zona a nord era emersa e a sud c'era la piattaforma carbonatica coperta dal basso mare tropicale. Tuttavia, secondo COUSIN (1981) - che lo considera spesso solo 40 m - l'Eocene del Rio Lavarie rappresenta tutto il Luteziano (un intervallo temporale della durata complessiva di 7 milioni di anni) per la presenza in livelli diversi al suo interno di associazioni distinte di foraminiferi, in particolare *Nummulites* gr. *gallensis-uronensis* del Luteziano inferiore, *N. discorbinus*, *N. uronensis* e *Assilina exponens* del Luteziano medio, *N. uronensis*, *N. aturicus* e *A. exponens* del Luteziano medio-superiore, forme primitive di *N. gr. perforatus* e *A. gr. spira* forse indicative del Luteziano superiore, e *N. perforatus*, *N. brongnarti* e *A. spira* del Luteziano terminale.

All'inizio del Luteziano si verificò un innalzamento globale del livello marino che, apparentemente, nella zona in esame portò al ritorno del mare su parte di un'area che era emersa a causa delle compressioni della crosta terrestre legate alla collisione tra continente Afro-Arabico ed Eurasatico e all'incipiente innalzamento delle montagne. La breccia basale rappresenterebbe questa **trasgressione marina** con la rielaborazione del detrito derivato dall'alterazione subaerea delle rocce carbonatiche del Calcarea del Dachstein. Il mondo era allora reduce da un marcato innalzamento della temperatura atmosferica, un **riscaldamento globale** denominato "*Early Eocene Climate Optimum*" (EECO), avvenuto intorno ai 51 milioni di anni fa e durato 2-4 milioni di anni (tra 53 e 49 milioni di anni fa secondo alcuni autori), con temperature che raggiunsero i massimi valori mai riscontrati durante tutto il Cenozoico (gli ultimi 66 milioni di anni di storia della Terra). La temperatura in Friuli 48-46 milioni di anni fa era, comunque, molto più alta di quella odierna: il **clima** era meno stagionale e più caldo, anche perché la regione, a causa della deriva dei continenti, si trovava a latitudini sub-tropicali, circa 10° gradi più a sud di oggi (più o meno alla latitudine attuale della Tunisia). Che il clima fosse generalmente più caldo di quello odierno lo comprova la presenza a quel tempo di palme e coccodrilli in Germania nei dintorni di Francoforte sul Meno (sono testimoniati da resti fossili perfettamente conservati).

L'esistenza di rocce eoceniche nella zona era stata segnalata già nel **1868** e **1871** dal geologo bergamasco Torquato TARAMELLI. Il primo a dedicare uno studio di dettaglio all'Eocene del Rio Lavarie e ai suoi fossili è stato, però, il naturalista Camillo MARINONI - un milanese che si era trasferito a Udine per sostituire Taramelli come insegnante all'Istituto Tecnico - nel **1877** con l'articolo scientifico "*Contribuzioni alla geologia del Friuli. Di un lembo eocenico nella falda settentrionale del Monte Plauris*" pubblicato negli *Atti del Regio Istituto Veneto*. Già allora Marinoni aveva datato i calcari nummulitici del Rio Lavarie all'Eocene medio. L'anno successivo (1878), questo autore pubblicò un secondo studio sui fossili eocenici (*Contribuzioni alla geologia del Friuli. Ulteriori osservazioni sull'Eocene friulano*) negli *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali* di Milano. Pure il geografo ed esploratore toscano Giotto DAINELLI descrisse la geologia e i fossili dell'Eocene di "Tugliezzo" nella corposa monografia



**Fig. 36** - Macroforaminiferi. A) Un grande esemplare di *Nummulites* sezionato e decorticato per mostrare la sua struttura interna, B) un esemplare di *Nummulites* sezionato lungo il suo diametro maggiore o piano equatoriale (appare come in superficie un'Assilina), C) un esemplare di *Nummulites* sezionato da un piano verticale; D) un'Alveolina, sezionata su due piani perpendicolari per mostrare le strutture interne. A-C da BLONDEAU (1972), ridisegnate.

- Macroforaminiferi. A) A large *Nummulites* specimen cross-sectioned and decorticated to show its internal structure; B) a *Nummulites* specimen sectioned along its largest diameter or equatorial plane (it appears as an *Assilina* superficially); C) a *Nummulites* specimen sectioned by a vertical plane; D) an *Alveolina* sectioned along two perpendicular planes to show its internal structures.

*L'Eocene Friulano* pubblicata nel **1915**. Per quanto riguarda la descrizione dei fossili del M. Plauris, Dainelli ci informa di essersi basato, oltre che su quelli raccolti personalmente, sulle collezioni di Giulio Andrea Pirona, Camillo Marinoni, Torquato Taramelli, Achille Tellini e Olinto Marinelli.

I fossili più comuni nelle rocce eoceniche del Rio Lavarie sono, come già anticipato, i grandi foraminiferi bentonici: nummuliti e assiline (Fig. 36).

I **Foraminiferi** sono Protozoi, organismi unicellulari marini generalmente di dimensioni molto ridotte. La cellula – chiamata protoplasma - risiede all'interno di un guscio solitamente costituito da carbonato di calcio e che per questa sua composizione si conserva spesso allo stato fossile. I foraminiferi che vivono sul fondale marino sono denominati "bentonici", quelli che flottano liberamente nella massa d'acqua trasportati dalle correnti sono chiamati "planctonici". Questi organismi di solito presentano dimensioni inferiori al millimetro, ma i foraminiferi bentonici possono assumere di-

**Fig. 37** - Il corallo coloniale *Astreopora* nel Mar Rosso.

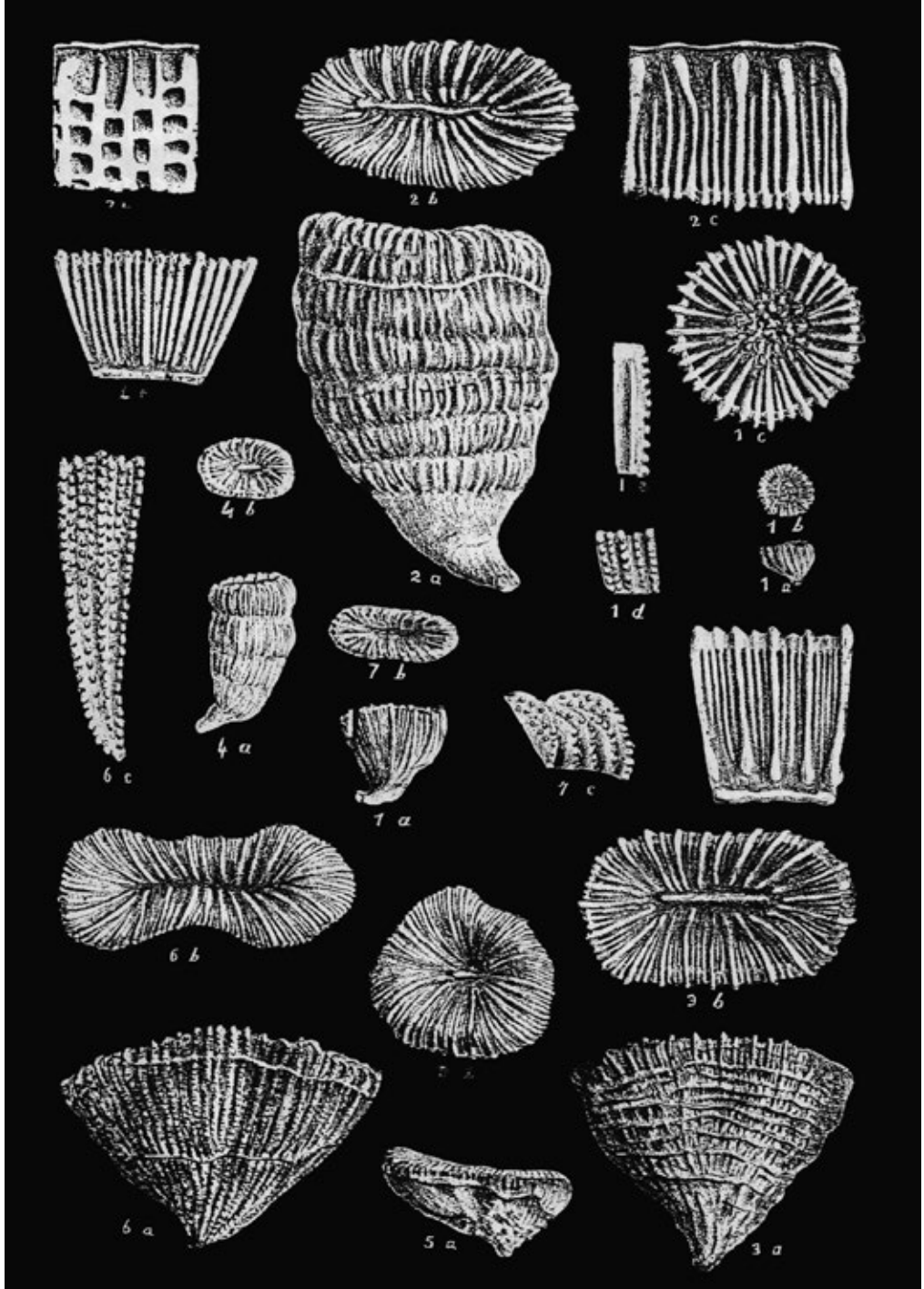
- *Astreopora*, a living colonial coral in the Red Sea.



mensioni incredibili per degli organismi unicellulari e i loro gusci fossili superano talvolta i 10 centimetri di diametro. I foraminiferi bentonici di grandi dimensioni sono chiamati **macroforaminiferi**.

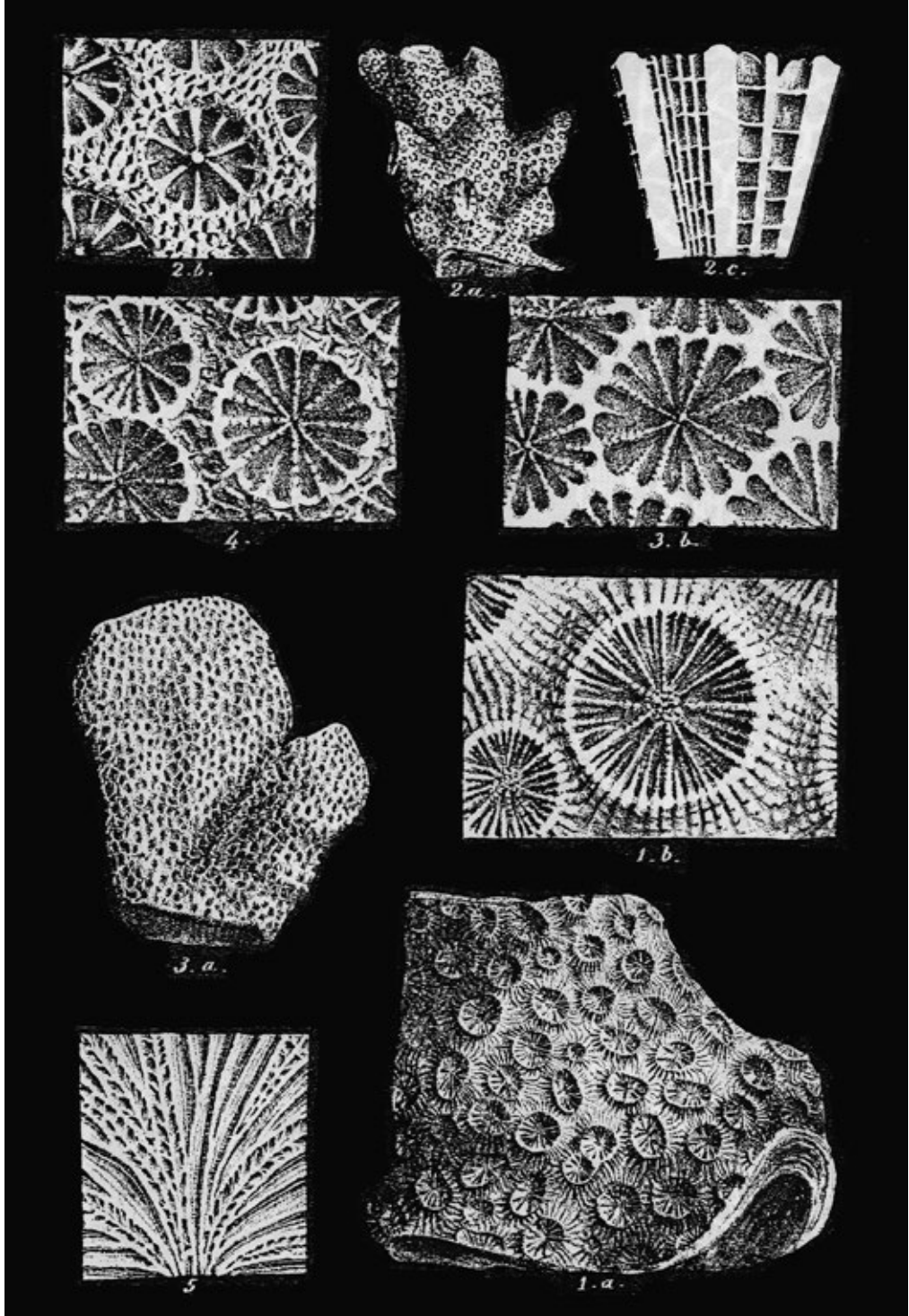
Essendo vissuti in intervalli di tempo geologico relativamente brevi prima di estinguersi o di evolversi, alcuni gruppi di foraminiferi bentonici, come pure molti foraminiferi planctonici, sono particolarmente utili per la datazione delle rocce, sono quindi dei **fossili guida**. I macroforaminiferi bentonici sono utilizzati soprattutto per datare le rocce carbonatiche originate da sedimenti depositati nei bassi mari tropicali del passato. In particolare durante l'Epoca **Eocene** (56-34 milioni di anni fa) ebbero una straordinaria diffusione e sviluppo due Famiglie di macroforaminiferi, i Nummulitidi e gli Alveolinidi (Fig. 36).

I macroforaminiferi del Rio Lavarie appartengono soprattutto ai **Nummulitidi** e sono forme di grandi dimensioni e con un guscio discoidale, lenticolare o globoso (Figg. 35A-B e 36A-C). **Nummulites** presenta un guscio calcareo (costituito dal minerale calcite) a forma di disco più o meno appiattito che ricorda una lenticchia o una moneta (da cui il nome, dal latino *nummus* = moneta, diminutivo di *nummus* = moneta). Il guscio integro è esternamente uniforme e compatto, con granulazioni o sottili striature superficiali e non mostra la complessa suddivisione interna in piccole celle. Se invece è parzialmente abraso si può osservare la struttura interna costituita da strati concentrici che ricorda per morfologia generale una cipolla (Fig. 36A). Se tagliamo il



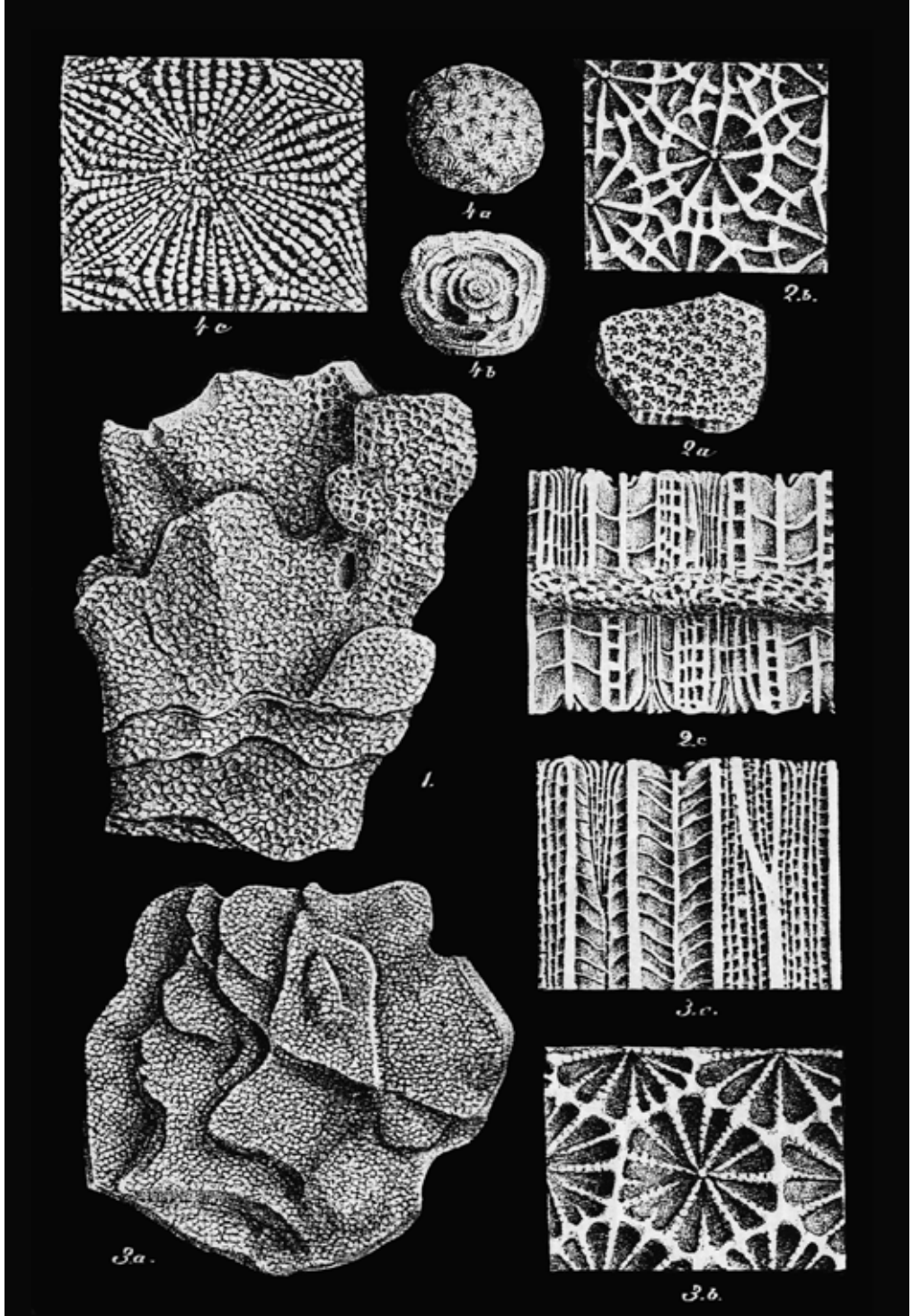
**Fig. 38a** - Coralli eocenici del Friuli nelle tavole di D'ACHIARDI (1875). Tavola I: 1. *Trochocyathus Taramellii*, 2. *Placosmilia eliptica*, 3. *Placosmilia italica*, 4. *Placosmilia strangulata*, 5. *Placosmilia lata*, 6. *Trochosmilia Pasiniana*, 7. *Trochosmilia cormonsensis*. Le immagini di dettaglio mostrano la forma dei coralliti.

- Eocene corals from Friuli in the plates from D'ACHIARDI (1875). Plate I: 1. *Trochocyathus Taramellii*; 2. *Placosmilia eliptica*; 3. *Placosmilia italica*; 4. *Placosmilia strangulata*; 5. *Placosmilia lata*; 6. *Trochosmilia Pasiniana*; 7. *Trochosmilia cormonsensis*. The figures of detail show the shape of the corallites.



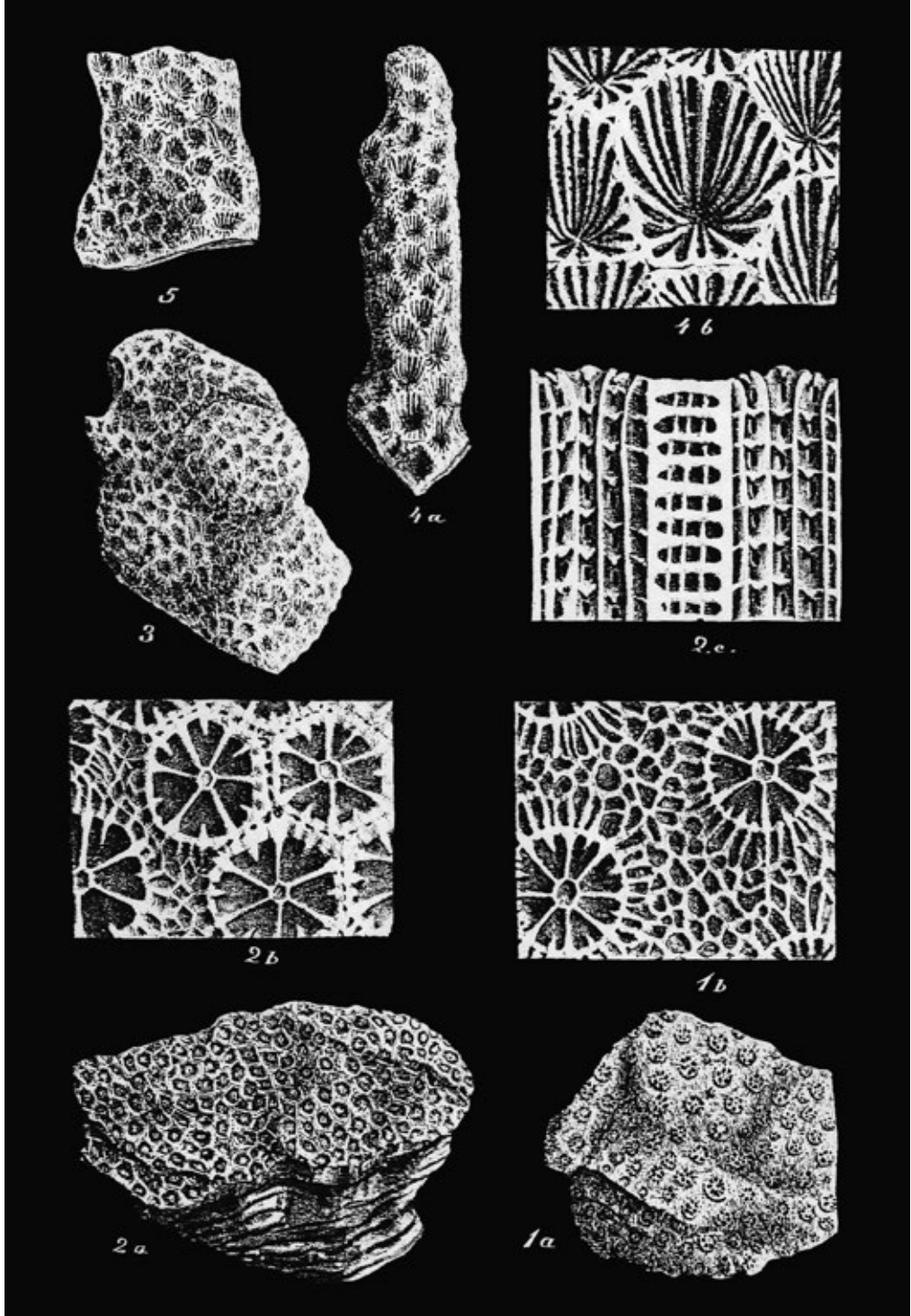
**Fig. 38b** - Coralli eocenici del Friuli nelle tavole di D'ACHIARDI (1875). Tavola XI: 1. *Eliastraea alpina*, 2. *Stylophora macrotheca*, 3-5. *Astrocoenia subreticulata*. Le immagini di dettaglio mostrano la forma dei coralliti.

- Eocene corals from Friuli in the plates from D'ACHIARDI (1875). Plate XI: 1. *Eliastraea alpina*; 2. *Stylophora macrotheca*; and 3-5. *Astrocoenia subreticulata*. The figures of detail show the shape of the corallites.



**Fig. 38c** - Coralli eocenici del Friuli nelle tavole di D'ACHIARDI (1875). Tavola XII: 1. *Astrocoenia subreticulata*, 2. *Astrocoenia aspera*, 3. *Astrocoenia espansa*, 4. *Thamnastraea hemispherica*. Le immagini di dettaglio mostrano la forma dei coralliti.

- Eocene corals from Friuli in the plates from D'ACHIARDI (1875). Plate XII: 1. *Astrocoenia subreticulata*; 2. *Astrocoenia aspera*; 3. *Astrocoenia espansa*; and 4. *Thamnastraea hemispherica*. The figures of detail show the shape of the corallites.



**Fig. 38d** - Coralli eocenici del Friuli nelle tavole di D'ACHIARDI (1875). Tavola XVI: 1-2. *Astreopora anulata*, 3. *Porites (Litharaea) Ameliana*, 4-5. *Dictyaraea Meneghiniana*. Le immagini di dettaglio mostrano la forma dei coralliti.

- Eocene corals from Friuli in the plates from D'ACHIARDI (1875). Plate XVI: 1-2. *Astreopora anulata*; 3. *Porites (Litharaea) Ameliana*; and 4-5. *Dictyaraea Meneghiniana*. The figures of detail show the shape of the corallites.

nummulite lungo il suo massimo diametro possiamo vedere l'avvolgimento a spirale del guscio e la suddivisione in minute cellette (Fig. 36B). Si ritiene che i nummuliti vivessero sul fondale marino a profondità non superiori ai 60-80 metri, infossati nella parte più superficiale del sedimento. Necessitavano di acque calde (con temperature superiori a 20 gradi), calme, a salinità normale e ad alto contenuto di bicarbonato di calcio (utilizzato per costruire il guscio) e quindi popolavano soprattutto i fondali dei mari tropicali. Aggregandosi costituivano dei veri e propri banchi “nummulitici”, oppure contribuivano alla formazione delle scogliere insieme a coralli ed alghe calcaree. Il guscio di *Nummulites* poteva raggiungere un diametro di ben 12 centimetri; lungo il Rio Lavarie generalmente si trovano gusci di 0,5-1,5 centimetri di diametro. Questo genere di macroforaminiferi ha una grande importanza per la datazione delle rocce. Infatti, è vissuto esclusivamente tra i **56** e i **28** milioni di anni fa nei bassi mari tropicali che cingevano l'Oceano della Tetide, per infine estinguersi completamente. Le numerose specie del genere *Nummulites* hanno popolato i mari durante intervalli di tempo più ridotti e quindi consentono una datazione più precisa. Nei calcari del Rio Lavarie DAINELLI (1915) ha rilevato la presenza di *Nummulites globulus*, *N. partschi*, *N. laevigatus*, *N. perforatus* (la specie più abbondante), *N. gizhensis* e *N. millecaput*. Abbiamo visto che, invece, COUSIN (1981) riportava *Nummulites* gr. *gallensis-uro-niensis*, *N. uro-niensis*, *N. discorbinus*, *N. aturicus*, *N. perforatus* e *N. brongnarti*. La *Carta Geologica d'Italia* segnala la presenza di *Nummulites distans*, *N. verneuili*, *N. puschi* e *N. laevigatus*.

A differenza di *Nummulites*, **Assilina** mostra sulla superficie l'avvolgimento a spirale del guscio, la suddivisione in cellette ed è piatta, proprio come una moneta (Figg. 34C e 35A). È pure essa una forma estinta e i suoi gusci fossili si trovano in rocce risalenti all'intervallo **56-40** milioni di anni fa. Come *Nummulites*, ebbe la massima diversificazione e diffusione attorno ai 50 milioni di anni fa. Nelle rocce eoceniche del Rio Lavarie il genere è particolarmente abbondante, i suoi gusci fossili presentano dimensioni maggiori di quelli dei nummuliti ed hanno un diametro di 1-3 centimetri. DAINELLI (1915) e COUSIN (1981) segnalano la presenza di *Assilina spira* e *A. exponens* (la specie più abbondante). Come abbiamo visto sopra, per BOSELLINI *et al.* (2022) le specie identificate sono, invece, *Assilina spira abrardi*, *A. suteri* e *A. tenuimarginata*.

DAINELLI (1915) riporta la presenza nel campione raccolto lungo il Rio Lavarie anche di un singolo esemplare di un altro nummulitide, **Operculina**, un genere che è tutt'ora vivente.

Gli **Alveolinidi** sono rappresentati dal genere *Alveolina*, comparso circa 56 milioni di anni fa, estintosi circa 34 milioni di anni fa ed anch'esso un fossile guida al pari di *Nummulites* ed *Assilina*. Il genere *Alveolinella* è un alveolinide tutt'ora vivente nell'Oceano Pacifico ed Indiano. Le alveoline possedevano un guscio calcareo (costituito da calcite) a forma di fuso più o meno allungato (Fig. 36D). Ci sono specie che ricordano per forma dei chicchi di riso ad altre che sembrano dei sigari in miniatura. Possono raggiungere dimensioni di 10 centimetri, ma di solito la loro lunghezza oscilla intorno

al centimetro. Se il guscio è fratturato possiamo vedere il suo interno, caratteristicamente suddiviso in tante piccole cellette circolari (Fig. 36D). *Alveolina* è riportata in letteratura come presente nei calcari eocenici del Rio Lavarie, ma evidentemente è molto più rara dei nummulitidi.

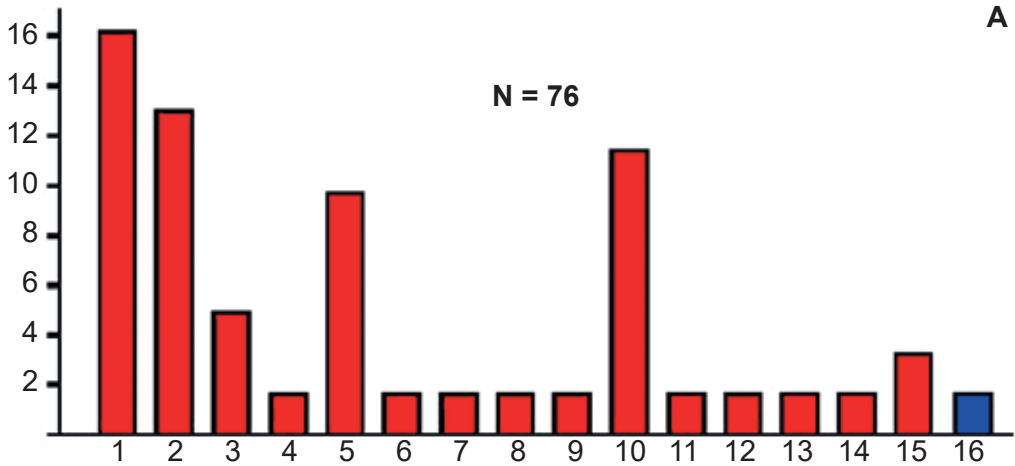
Nummuliti ed alveoline erano caratterizzati da adattamenti ecologici **distinti** e vivevano, dunque, in ambienti marini diversi. Le alveoline preferivano le calme acque della **laguna** retrostante la scogliera corallina e le acque basse in generale, a differenza dei nummulitidi che si spingevano anche in acque **più profonde** verso il mare aperto. È un caso relativamente raro che alveoline e nummuliti si trovino assieme e quando ciò avviene è dovuto ad una commistione artificiale, causata da tempeste, dal trasporto dovuto alle correnti di marea o da altri eventi particolari.

DAINELLI (1915) riporta la presenza nel campione del Rio Lavarie di un singolo esemplare di *Alveolina violae* e pure di due esemplari di ***Orthophragmina*** (un genere che appartiene ad una famiglia distinta, Discocyclinidae).

Nei calcari del Rio Lavarie sono presenti anche **coralli**. BOSELLINI *et al.* (2022) riportano l'esistenza di 75 esemplari fossili provenienti da questa località, dei quali sei depositati nelle collezioni del Museo Friulano di Storia Naturale e gli altri presumibilmente figurati o descritti in pubblicazioni storiche come la monografia di Giotto DAINELLI “*L'Eocene Friulano*” (1915).

Quest'ultimo, infatti, aveva identificato nelle collezioni paleontologiche sopra citate ben **42** specie diverse di “*corallari*” in un campione di 230 esemplari di antozoi (tra i quali 24 esemplari dell'ottocorallo *Parapolytremacis bellardii*, Fig. 39B) e quattro di idrozoi (*Millepora mammillosa*). DAINELLI (1915) considera il “rio Cideis” e il “rio Togliezzo” - dai quali sono riportati provenire molti esemplari delle collezioni ‘storiche’ - come sinonimi di Rio Lavarie.

I coralli sono “costruzioni” formate dal carbonato di calcio (il minerale aragonite) secreto da piccoli **polipi** che lo estraggono dall'acqua marina. Questi animaletti - parenti stretti delle meduse - in pratica si costruiscono un “condominio” di carbonato di calcio ed ognuno vive all'interno di questo “edificio” in una celletta dalla struttura raggiata chiamata **corallite** (Figg. 37-38). Escono dalla loro abitazione per afferrare con i tentacoli le particelle di cibo e i microrganismi di cui si nutrono e che l'acqua agitata porta loro vicino. Questo è il caso dei coralli **coloniali**, vale a dire di quelli che vivono in colonie e sono chiamati coralli ermatipici o madreporari. Le colonie possono avere forme estremamente diverse (ramificate, globose, tabulari, fogliacee, fungiformi ecc.) e dimensioni variabili da pochi millimetri a parecchi decimetri. Alcuni polipi sono **solitari** ed invece del condominio preferiscono la villetta: si costruiscono una “casetta” singola a forma di cono (Fig. 38A) che generalmente è più grande - anche molto più grande - dei singoli coralliti dei coralli coloniali. I madreporari non possono vivere al di sotto della profondità di penetrazione della luce solare e prosperano solo in acque ben illuminate, perché i singoli polipi vivono insieme ad alghe microscopiche - chiamate **zooxantelle** - in un connubio chiamato “simbiosi”, cioè di reciproco vantaggio. Le alghe utilizzano per le proprie funzioni vitali i prodotti di rifiuto escreti dal polipo,



**Fig. 39** - I coralli fossili nella Formazione di Tugliezzo del Rio Lavarie.

A) Frequenza dei generi identificati da BOSELLINI *et al.* (2022). Legenda: 1 = *Astreopora*, 2 = *Astrocoenia*, 3 = *Caulastraea*, 4 = *Dictyaraea*, 5 = *Euphyllia*, 6 = *Goniastraea*, 7 = *Goniopora*, 8 = *Pavona*, 9 = *Pironastrea*, 10 = *Placosmilia*, 11 = *Rhizangia*, 12 = *Siderastraea*, 13 = *Siderofungia*, 14 = *Stylocoenia*, 15 = *Stylophora*, 16 = *Parapolytremacis*.

B) Esemplare fossile dell'ottocorallo *Parapolytremacis bellardii* (= *Heliopora bellardii*). Gli Ottocoralli si distinguono dagli Esacoralli per avere otto setti radiali nel corallite invece di multipli di sei.

- Fossil corals from the Tugliezzo Formation along the Lavarie Brook.

A) Frequency of the coral genera identified by BOSELLINI *et al.* (2022). Legend: 1 = *Astreopora*; 2 = *Astrocoenia*; 3 = *Caulastraea*; 4 = *Dictyaraea*; 5 = *Euphyllia*; 6 = *Goniastraea*; 7 = *Goniopora*; 8 = *Pavona*; 9 = *Pironastrea*; 10 = *Placosmilia*; 11 = *Rhizangia*; 12 = *Siderastraea*; 13 = *Siderofungia*; 14 = *Stylocoenia*; 15 = *Stylophora*; and 16 = *Parapolytremacis*.

B) A fossil specimen of the blue coral *Parapolytremacis bellardii* (= *Heliopora bellardii*). *Octocoralia* are distinguished from *Hexacoralia* by having eight radial septa in the corallite instead of multiples of six.

mentre il polipo si prende ossigeno e nutrienti prodotti dall'alga con la fotosintesi. Per questa funzione dell'alga è indispensabile la luce solare. I coralli fossili eocenici appartengono in gran parte all'Ordine Scleractinia della Sottoclasse Hexacorallia (Fig. 39A), ma sono presenti pure esemplari della Sottoclasse Octocorallia (della quale fanno parte l'attuale corallo rosso e il corallo blu).

La diversificazione dei coralli rinvenuti nel Rio Lavarie è testimoniata dall'elevato numero di generi rappresentati, soprattutto se confrontato alla quantità relativamente bassa di esemplari a disposizione. Infatti, F. BOSELLINI e coautori, che hanno prodotto lo studio più recente sull'argomento (2022), hanno identificato nel loro campione di 75 esemplari ben 15 generi e 21 specie distinti (Fig. 39A). I generi più comuni sono *Astreopora* (22,2% del campione), *Astrocoenia* (17,8%) e *Placosmilia* (15,6%). *Astreopora*, *Astrocoenia*, *Caulastraea*, *Dictyaraea*, *Euphyllia*, *Goniastraea*, *Goniopora*, *Pavona*, *Pironastraea*, *Rhizangia*, *Siderastraea*, *Siderofungia*, *Stylocoenia* e *Stylophora* erano coralli coloniali formati in genere da numerosi coralliti e di forma varia (ramificati, globosi, tabulari, fungiformi, ecc., Figg. 38B-D), mentre *Placosmilia* era un corallo solitario a forma di cono (Fig. 38A). Le dimensioni dei reperti del Rio Lavarie sono ridotte; in genere meno di cinque centimetri di larghezza e due centimetri di altezza. Come rilevato da DAINELLI (1915), è presente pure l'ottocorallo *Parapolytremacis bellardii* (Fig. 39B).

Secondo BOSELLINI e coautori (2022) l'associazione fossile proveniente dalla Formazione di Tugliezzo è la più recente tra quelle eoceniche del Friuli che contengono coralli. La più antica proviene da Monte di Buia (risale a circa 52 milioni di anni fa), seguita da quelle di Buttrio (circa 50 milioni di anni fa), Noax (circa 48,5 milioni di anni fa), Rocca Bernarda (circa 47,8 milioni di anni fa) e Russiz (circa 47,3 milioni di anni fa).

Oltre ai foraminiferi (rappresentati da nove specie) ed ai coralli (43 specie), MARINONI (1877) identificò nell'Eocene del Rio Lavarie anche tre specie di **anellidi** (serpulidi, 'vermi' che vivono all'interno di un tubo di carbonato di calcio da loro secreto), 11 di **gasteropodi**, 17 di **bivalvi** e cinque di **echinidi** (ricci di mare).

DAINELLI (1915), sulla base di esemplari raccolti personalmente e di numerose collezioni appartenenti agli illustri naturalisti friulani citati precedentemente, elencò **109** specie diverse. Trenta sono quelle di bivalvi, soprattutto dei generi *Ostrea*, *Cardita*, *Chama* e *Crassatella* (rari) e *Plicatula*, *Spondylus*, *Lima*, *Pecten* e *Chlamys* (abbondanti). I gasteropodi sono rappresentati da 26 specie, tra le quali vi sono quelle di *Liotia*, *Calliomphalus*, *Velates*, *Discovermetulus*, *Burtinella*, *Tubulostium*, *Ampullina* e *Cypraea*. Ci sono, inoltre, una specie di **scafopode** (*Dentalium*), tre di ricci di mare, una di **crinoide**, tre di anellidi (*Serpula*), due di **brachiopodi** e una di **granchio** (*Palaeocarpilius macrocheilus*).

Il geosito ha pure un interesse **geomorfologico** e **paesaggistico**, poiché tra il ponte della strada Stavoli Tugliezzo-Stavoli Cuel Lung e - a monte - Casera Plan del Portolans il Rio Lavarie scorre a tratti incassato in gole profonde e presenta numerose **cascate**.



**Fig. 40** - Cascata lungo il Rio Lavarie.  
- *Waterfall along the Lavarie Brook.*

Una di queste, particolarmente degna di nota, è quella sul Rio des Muelis immediatamente a monte della sua confluenza con il Rio Lavarie. Un'altra cascata (segnalata anche da *Google Maps*) si può ammirare più a valle, poco prima dell'immissione del Rio Lavarie nel Fiume Fella. In quest'ultima c'è una parete di Dolomia Principale stratificata alta 35 m e di origine tettonica, poichè è situata in corrispondenza di una faglia trascorrente (Fig. 33), da un'incisione della quale escono con forza le acque del Rio. Questa cascata (Fig. 40) si può raggiungere dalla Strada Statale 13 Pontebbana risalendo il rio e si vede anche dalla ciclovia Alpe-Adria che vi passa quasi sotto.



Il Lago di Cavazzo e la Rupe di Cesclans visti da sud-ovest

## La Val del Lago e il geosito “Rupe di Cesclans”

La **Val del Lago** (Figg. 1 e 41) è la vallata orientata in senso nord-sud oggi in parte occupata dal Lago di Cavazzo o dei Tre Comuni, così denominato perché si trova nel territorio comunale di Trasaghis, Bordano e Cavazzo Carnico. La valle è delimitata ad est dai monti Festa, San Simeone, Naruvint e Brancòt, ad ovest dal Massiccio del M. Faéit e da altri rilievi delle Prealpi Carniche orientali (Cima Sompalis, M. Curgnul, M. Jof, Col del Sole ecc.), a nord è sbarrata dal Cuèl di Mena e dalla rupe di Cesclans e a sud confluisce nell'ampio alveo del Fiume Tagliamento (Fig. 1). La valle è attraversata principalmente dai corsi d'acqua che scendono dal suo lato occidentale - i torrenti Palâr, Leale e Melò - e dal canale artificiale emissario del Lago di Cavazzo. Il suo bacino imbrifero è di circa 21 km<sup>2</sup>.

Il **Lago di Cavazzo** (Figg. 44 sopra e 52), posto in media ad un'altitudine sul livello del mare di 190 m, è il più grande bacino lacustre naturale del Friuli. Oggi è lungo **2,25 km**, occupa quasi tutta la larghezza della valle, è profondo al massimo una quarantina di metri ed ha una superficie di **1,2 km<sup>2</sup>**. L'unico immissario perenne è il Rio Schiasazze presso Somplago. Non ha altri tributari permanenti ed è alimentato da corsi d'acqua effimeri e attivi stagionalmente (ad est i rii da Cloupe, da Forcule, di Cueste, Cuardes e Chianale, ad ovest i rii dal Band, Cruzio e da Cout). Il suo emissario è il canale artificiale (canale S.A.D.E.) che si immette nel Torrente Leale. Un tempo un emissario naturale si formava in caso di piene e scaricava l'acqua in eccesso nel Torrente Leale e da questo nel Tagliamento.

Gli altri grandi laghi alpini e prealpini friulani (laghi di Sauris, Barcis, Redona, Cà Zul, Cà Selva, Ravedis e Verzegnis) sono bacini artificiali creati negli ultimi settanta anni per lo sfruttamento delle acque ad uso idroelettrico o idroelettrico-irriguo. Anche il Lago di Cavazzo è stato inserito in questo contesto di sfruttamento delle acque. L'ambiente lacustre è cambiato sensibilmente dal 1958 quando il bacino è diventato lo scarico finale della **centrale idroelettrica di Somplago** (la più grande della Regione) che riceve le acque - e il relativo carico di sedimenti - tramite condotte provenienti dalla centrale di Ampezzo (alimentata dal Lago di Sauris) e dal Lago di Verzegnis, attraverso il sistema idrografico dell'Ambiesta. La centrale era gestita inizialmente dalla S.A.D.E. (Società Adriatica di Elettricità), la stessa società privata che stava realizzando la diga del Vajont. Oltre a riversare acque più **fredde** e spesso più **torbide** di quelle normalmente presenti nel lago, l'attività della centrale e la costruzione del canale emissario



**Fig. 41** - La Val del Lago vista dalla sponda del Fiume Tagliamento nella zona di Trasaghis.  
- The Del Lago Valley as seen from the right bank of the Tagliamento River in the environs of Trasaghis.

hanno causato una **riduzione** della superficie del bacino da 1,74 a 1,2 km<sup>2</sup> portando alla formazione di piane alluvionali alle sue estremità.

Anche la realizzazione di strade lungo le sponde e del viadotto dell'**autostrada** A23 negli anni 1973-1979 ha avuto un impatto nel bacino. Le sue rive sono, inoltre, diventate negli ultimi decenni frequentate **mete turistiche** durante la stagione estiva.

La **fauna ittica** del lago riveste una certa importanza per la sua diversità e le testimonianze storico-leggendarie che la riguardano. È stata oggetto di studio già alla fine dell'800 da parte di SENNA (1890), MARINELLI (1894) e TELLINI (1895). L'ittiologo Sergio Paradisi ha riassunto lo stato dell'ittiofauna alla fine del secolo scorso (PARADISI in Aa. Vv., 1990). Allora era presente la Trota (*truta*), il Cavedano (*scuâl*), la Sanguinerola (*piresie*), la Scardola (*sgjardula*), la Tinca (*tencja*), la Carpa (*carpi, reine*), lo Spinarello (*spinarèle*), lo Scazzone (*gjavedòn*), il Persico reale (*pèrsic*), l'Anguilla (*bisata*) e il Pesce Gatto (quest'ultimo segnalato solo alla fine degli anni '80 del secolo scorso e probabilmente da poco introdotto casualmente). L'introduzione del Persico Sole (un pesce importato dagli Stati Uniti a fine '800 e presente nella vicina palude Vuarbis) non era documentata con certezza.

La presenza dell'Alosa (*sardelòn*) era stata riportata nelle pubblicazioni dell'800 e '700 e forse si trattava di una forma di Agone endemica ed ora estinta. Il Luccio era stato segnalato solo nel 1732 da Niccolò Grassi (si veda oltre). La Lampreda padana (*lamprede*) era presente alla fine dell'800 probabilmente per la maggiore facilità di risalita dai corsi d'acqua a valle del lago prima della canalizzazione dell'emissario. L'esistenza

del Barbo (*barp*) è menzionata nella letteratura ottocentesca, ma nel 1990 questo pesce nel lago non c'era più, probabilmente per lo stesso motivo dell'assenza della lampreda. Tellini segnalava la presenza del Triotto, che forse corrisponde al pesce che i pescatori locali 70 anni fa chiamavano *gjàlit* e che nel 1990 era scomparso. La presenza del Cobite (*lùtar*) riportata dai pescatori era considerata dubbia da Paradisi. Il Gobione (forse corrispondente al pesce denominato localmente *oradele*) era stato segnalato dal Tellini, ma la sua presenza nel lago è stata considerata dubbia. L'Alborella (*sardele*) sarebbe stata molto comune nel lago fino agli anni '20 del secolo scorso, tanto che era oggetto di pesca professionale a fini commerciali, ma è diventata meno frequente dopo l'introduzione del Persico reale e il suo numero ha continuato a calare. Marinelli, però, già la considerava rara nel 1894. Il Persico reale era stato introdotto tra il 1915 e il 1922 e si era ben ambientato, ma a fine '900 era anch'esso in declino, così come il Cavedano. La Sanguinerola e lo Scazzone - specie che prediligono le acque fredde - invece non c'erano alla fine dell'800, mentre la prima era comune alla fine del '900 e il secondo era localmente presente. Per Paradisi nel secolo scorso nel lago vivevano la Trota fario e la Trota marmorata anche se quest'ultima nel 1990 non c'era più. La trota lacustre segnalata dal Tellini come una forma distinta e chiamata dai vecchi pescatori *truta blancaja* è considerata essere stata probabilmente una varietà di fario o di marmorata oppure un ibrido delle due sottospecie. La Trota iridea, presente nel secolo scorso, era stata introdotta con le semine. Infine, la Tinca, un tempo molto abbondante come si evince dalla letteratura, è diminuita sensibilmente di consistenza a causa del raffreddamento delle acque lacustri. Agli inizi del secolo scorso sulle sponde si catturavano anche le rane, di notte con la lanterna. Pure i gamberi d'acqua dolce erano presi dalla riva con fascine di legna innescate, oppure mediante un anello di filo di ferro posto su di un'asta e con dei lombrichi come esca.

La pesca è stata a lungo una delle attività economiche delle genti rivierasche. Lago e pesca sono menzionati già in un documento del 1212, quando il Patriarca di Aquileja **Volchero di Erla** diede il lago in feudo ad Ottone di Gemona. Uno degli obblighi per tale concessione era che si rifornisse la mensa patriarcale dei pesci che vi venivano pescati.

Lo scrittore friulano cinquecentesco Jacopo **VALVASON DI MANIAGO** fu il primo a fornire, nella sua *Discrizione della Cargna* del 1565, le dimensioni dello specchio d'acqua all'epoca. Egli riportò anche una leggenda locale riguardante un'enorme anguilla pescata nel lago che una volta portata ad Udine alla mensa dei Savorgnan - nobile famiglia udinese - era risultata velenosa, le mosche che le si avvicinavano cadevano stecchite e "un grandissimo serpente ismaniava per lo detto lago, e col fischiar spaventava tutto quel contorno" perché gli era stata portata via l'anguilla.

Scriveva **PALLADIO DEGLI OLIVI** (1660) che "il lago di Cauacio...è ...di lunghezza di circa due miglia, e largo poco più di cinquecento passi. Produce Trutte, Anguille in abbondanza, e Tinche delle migliori che si trouino". Anche **GRASSI** (1732) nel suo *Notizie storiche della provincia della Carnia* magnificava le trote e gli altri pesci del Lago di Cavazzo affermando che "non solo nutrisce trote di perfetto gusto, che pesano più di

libbre 15, ma ancora anguille quasi di simil grandezza, e non altrove pari, e parimenti lucci e tinche che simili non se ne trovano”. Con l’annessione del Friuli al Regno d’Italia (1866) i diritti di pesca professionale furono soggetti ad appalto e concessi previo pagamento di una licenza, non necessariamente agli abitanti del luogo. A fine ‘800 si pescavano ancora tinche, trote ed anguille, ma il lago risultava “*in parte spopolato*” dalla “*pesca abusiva*”. Erano allora soprattutto pescatori di Somplago (con due barche contro la singola di Alesso) ad esercitare la pesca che era effettuata con reti, nasse, bertovelli e vari tipi di lenze. Dopo la Prima Guerra Mondiale i diritti di pesca - in mano ad enti ed istituti - furono per lo più dati ai pescatori locali in subappalto. Nel 1943 erano esercitati dalla **Cooperativa ittica di lavoro di Cavazzo Carnico** - costituita però da gente di Udine - e nel 1948 furono rilevati dall’**Ente Autonomo Lago dei Tre Comuni**, ma la realizzazione della centrale idroelettrica nel decennio successivo ha messo termine alla pesca come attività economica.

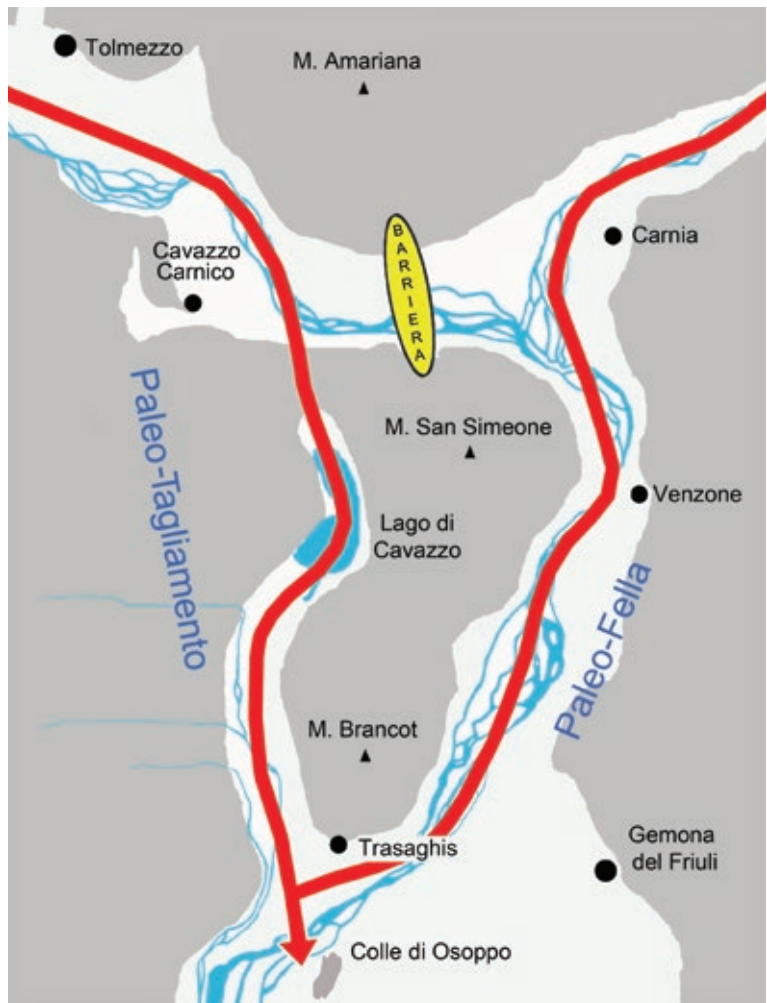
Alla fine dell’800 il lago fu oggetto di studio scientifico da parte del geografo friulano Olinto **MARINELLI** che si interessò alla sua morfologia (forma, dimensioni ecc.), batimetria (massima -38,4 m ma misurata in periodo di magra), regime idrico e caratteristiche delle acque (temperatura, gelo, colore, trasparenza), ma anche alla fauna, flora, origine del nome, vicende storiche e leggende. Avanzò pure ipotesi sulla sua origine. Marinelli pubblicò i risultati nel lavoro “*Studi sul Lago di Cavazzo in Friuli*” (1894). Da questo studio sappiamo che il lago gelò nel 1857, 1863 (“*il lago fu interamente gelato e la crosta era di tale spessore che permise di trascinarvi sopra, dalla rupe di S. Martino presso Interneppo, alla riva di Alesso, i pietroni che furono collocati nelle fondamenta della chiesa di Alesso*”), 1879-80, 1891, 1893 e 1894 (ma non completamente). Quindi la formazione di ghiaccio nel lago era un fenomeno normale alla fine dell’800. La sua altitudine sul livello del mare in tempo di magra era di 195 m, ma durante le piene maggiori (per esempio, negli anni 1851 e 1933) probabilmente superava i 200 m.

Importanti contributi sullo stato del Lago alla fine del secolo scorso sono stati quelli di Paolo **PIRONIO** “*Condizioni fisiche del Lago di Cavazzo o dei Tre Comuni*” (1989) e AA. VV. “*Il Lago di Cavazzo e la sua valle*” (1990).

Uno degli studi scientifici sul bacino in esame di più recente pubblicazione è quello di Alina **POLONIA** e collaboratori (2021). È stato intrapreso nel 2015 mediante **profili sismici** ad alta risoluzione che, oltre alla morfologia dei fondali, mostrano pure la geometria dei corpi sedimentari accumulati in essi, e attraverso l’analisi di tre **carote** (è detta “carota” un cilindro di sedimento di 6-12 centimetri di diametro e lunghezza variabile ottenuto penetrando i depositi perpendicolarmente al fondale mediante un tubo carotiere) prelevate sul fondale a diverse profondità delle acque. Ha riguardato la **stratigrafia** dei depositi lacustri più superficiali e recenti evidenziando i cambiamenti avvenuti negli ultimi decenni a causa della presenza della centrale idroelettrica e dei terremoti del 1976-77 (una forte scossa di terremoto - magnitudo 5.2 - con epicentro appena a ovest-sud-ovest del lago si è verificata il 16 settembre 1977). Tali cambiamenti sono evidenziati dalla modifica della **composizione mineralogica e chimica** dei sedimenti, dall’aumento dei componenti sedimentari provenienti dal di fuori del bacino

di **alimentazione naturale** del lago e dal ripetuto verificarsi di episodi di **anossia** (la drastica diminuzione dell'ossigeno disciolto nelle acque, con conseguente scomparsa della vita nei fondali), che sono probabilmente legati all'immissione di acqua 'esterna' - a diversa densità e più fredda rispetto a quella del lago - da parte della centrale idroelettrica. Uno studio (GARZON, 2011) ha stimato che il carico totale di sedimento portato nel lago dalle acque che passano attraverso la centrale idroelettrica a partire dal 1956 sia stato superiore a **7 milioni di m<sup>3</sup>**. L'immissione di acque **più fredde** ha sensibilmente abbassato la temperatura media del lago, con le conseguenze sulla fauna ittica che abbiamo visto sopra.

Il lago è risultato avere nel 2015, nella sua parte centrale e più stretta, la stessa profondità massima (38 m) misurata da O. Marinelli a fine '800. Il fondale dell'estremità meridionale ha una struttura a gradoni e presenta un **cuneo sedimentario**, spesso fino a 10 m e costituito da depositi stratificati, che si rastrema verso nord, quindi in



**Fig. 42** - L'antico percorso del paleo-Tagliamento attraverso la Val del Lago.

- The ancient course of the Tagliamento River (palaeo-Tagliamento) through the Del Lago Valley.



**Fig. 43** - La rupe di Cesclans e gli altri rilievi allungati in senso est-ovest prodotti dall'attività della faglia trascorrente Idrija-Ampezzo visti dai dintorni di Cavazzo Carnico. Nell'estremità orientale del rilievo (sinistra nella foto) si vede la Pieve di Cesclans con il suo campanile.

- *The Cesclans Cliff and the other reliefs elongated in an east-west direction uplifted by the activity of the Idrija-Ampezzo strike-slip fault. They are seen from the north (surroundings of Cavazzo Carnico). At the eastern end of the relief (left in the photograph) you can see the parish church of Cesclans with its bell tower.*

direzione del centro del lago. Questo cuneo sedimentario rappresenta plausibilmente la deposizione lacustre dopo il definitivo ritiro del ghiacciaio del Tagliamento tra le montagne circa 19.000 anni fa (si veda oltre). I sedimenti più grossolani sono presenti alle due estremità del bacino, mentre quelli più fini sono accumulati al centro, nella zona più profonda dove il tasso di sedimentazione è più alto (7,5 mm/anno) ed è aumentato sensibilmente dopo la costruzione della centrale. In alcune zone del lago i sedimenti contengono una quantità notevole di **gas** di probabile origine organica derivato, quindi, dalla decomposizione della sostanza organica dispersa nel sedimento. Il gas trattenuto nei depositi non consente la riflessione delle onde sismiche generate artificialmente e per questo motivo l'immagine del fondale ottenuta dagli strumenti che analizzano le onde riflesse risulta priva di dettagli in profondità, vale a dire che non si osservano le strutture interne al sedimento come, ad esempio, la stratificazione (si veda POLONIA *et al.*, 2021).

La porzione prelevata con le carote è solo quella **più superficiale** - dunque di più recente formazione - dei depositi rilevati sul fondale con la sismica a riflessione ed è inferiore al metro di spessore. Mediante il conto delle lamine del sedimento, la quantità dell'isotopo  $^{137}\text{Cs}$  (cesio) presente e altri dati, è stato stimato che i 41 cm più superficiali della carota prelevata nelle acque più profonde (-35 m) si sono depositi tra il 1977 e il 2015.

La parte **superiore** (quindi la più recente) delle tre carote di sedimento prelevate sul fondale nel 2015 è spessa 20-40 cm ed è composta da sedimento fine (fango-limo) fittamente laminato e con un'alternanza di lamine chiare (con maggiore sedimentazione inorganica) e lamine scure (più ricche di sostanza organica). Questa alternanza

cromatica è probabilmente correlata ad una variazione stagionale della sedimentazione legata al clima (disgelo e variazioni nella piovosità), quindi una coppia lamina chiara-lamina scura corrisponderebbe ad una deposizione annuale. Questa parte delle carote rappresenta plausibilmente la deposizione dopo costruzione della centrale idroelettrica e la laminazione (in particolare le lamine scure) corrispondono ad episodi di anossia causati dalla stagnazione del corpo idrico legata all'immissione di acque relativamente fredde e dense e ad una marcata stratificazione di densità. La presenza di una quantità relativamente alta di piombo e zinco in questi limi rispetto a quella riscontrata nei depositi precedenti agli anni '50 del secolo scorso potrebbe essere anche dovuta alla costruzione di strade lungo le sponde del lago, all'afflusso turistico e al conseguente traffico automobilistico. Un picco nella quantità dell'isotopo del cesio ( $^{137}\text{Cs}$ ) che si osserva tra gli 8-9 cm di profondità nella carota presa nelle acque più basse e a 21 cm in quella prelevata al centro del lago corrisponde al disastro della centrale nucleare di Cernobyl (aprile 1986) e conseguente precipitazione di isotopi radioattivi. L'assenza di quell'isotopo al di sotto dei 26 cm di profondità suggerisce che il sedimento sottostante si sia depositato prima degli anni '50 del secolo scorso quando si è iniziato ad usare il cesio radioattivo nelle bombe atomiche (che venivano testate, immettendo l'isotopo nell'atmosfera).

La parte **intermedia** delle carote di sedimento (spessa 8-20 cm) è costituita soprattutto da sabbia non laminata o solo localmente tale, con frammenti di legno e di conchiglie di gasteropodi, gusci di ostracodi e stratificazione deformata. Corrisponde ad un evento ad alta energia ed improvviso che ha coinvolto il lago causando la rimobilizzazione del sedimento deposto nelle acque basse vicino alle sponde e lo ha fatto ridepositare in acque più profonde. Potrebbe trattarsi di una conseguenza dell'abbassamento del livello del lago durante la costruzione della centrale idroelettrica. L'evento che con maggiore probabilità ha causato la formazione di questo tipo di deposito è, però, la sequenza sismica del 1976 (in particolare, le due scosse più forti). Lo studio dei sedimenti lacustri è diventato recentemente un metodo per ricostruire la frequenza dei terremoti in una data zona, perché le scosse sismiche di maggiore intensità spesso lasciano tracce identificabili nei depositi.

La parte **inferiore**, potente 25 cm e costituita da sabbia-limo di colore bruno chiaro, priva di strutture e ricca di carbonati è presente solo in una delle tre carote, quella campionata a minore profondità (15 m) dove il tasso di deposizione è stato più basso. Rappresenta la sedimentazione precedente alla costruzione della centrale idroelettrica, quando i sedimenti provenivano solo dall'erosione delle montagne circostanti.

La storia geologica della Val del Lago è legata a quella del Tagliamento. A partire da almeno 7 milioni di anni fa fino ad un momento imprecisato del **Pleistocene medio** (un intervallo del tempo geologico che va da 774.000 a 129.000 anni fa) - secondo la *Carta Geologica d'Italia* - o fino a circa un milione d'anni fa - secondo VENTURINI & DISCIENZA (2010) - il Fiume Tagliamento passava ad **ovest** dei Monti San Simeone e Brancòt attraverso la Val del Lago, fluendo dove oggi ci sono la rupe di Cesclans e il Lago di Cavazzo. Ad **est** del M. San Simeone - in quello che è l'attuale corso del

Tagliamento - scorreva invece il Fiume Fella. Il paleo-Tagliamento si congiungeva al paleo-Fella all'altezza di Trasaghis ed Osoppo (Fig. 42). Questo percorso del paleo-Tagliamento attraverso la Val del Lago era obbligato dalla presenza di una **barriera**, un rilievo roccioso che collegava il M. Amariana con i Monti Festa e San Simeone all'altezza di Amaro. Si ipotizza che il paleo-Tagliamento abbandonò il percorso antico confluendo nel paleo-Fella a monte di Venzone quando la barriera fu erosa da una **lingua glaciale** durante uno degli acmi climatici freddi del Pleistocene inferiore o medio che hanno plausibilmente prodotto la massima espansione dei ghiacci nel bacino del



**Fig. 44** - La rupe di Cesclans, vista da Interneppe (sopra) e dalla strada Interneppe-Somplago.  
- *The Cesclans Cliff seen from Interneppe (above) and from the road Interneppe-Somplago.*

Tagliamento, ma pochi depositi relativi (sono rimasti solo alcuni massi erratici a quote relativamente alte). Le vallate attraversate da questi corsi d’acqua prima dei ripetuti passaggi delle lingue glaciali del Tagliamento durante il Pleistocene erano molto più strette di oggi.

L’ultima lingua del ghiacciaio Tilaventino, che si espanse in pianura circa 30.000 anni fa alla fine del Pleistocene, era sicuramente divisa dal M. San Simeone - che con i suoi 1505 m di altezza sul livello del mare era più alto dei ghiacci - in **due rami** che scorrevano ad est e ad ovest del rilievo e pure trasversalmente a sud attraverso la sella di trasfuenza glaciale di Interneppo. Dopo il ritiro del ghiacciaio tra le montagne, avvenuto 19.000 anni fa, nella depressione prodotta dalla sovraescavazione glaciale (l’erosione operata alla base del ghiacciaio dal fluire del ghiaccio) nella parte settentrionale della Val del Lago si originò il **Lago di Cavazzo**. Inizialmente si trattava probabilmente di un ramo del grande **lago proglaciale di Osoppo** che si formò nell’attuale Campo di Osoppo (l’ampia piana che si trova tra Gemona del Friuli, Osoppo, Buia e Maiano) davanti alla fronte glaciale durante la fase di ritiro del ghiacciaio, iniziata circa 21.000 anni fa, quando la lingua glaciale si divise in tre lobi e arretrò a scatti lasciando bassi cordoni morenici tra loro paralleli. Il Lago di Osoppo ebbe vita breve: fu colmato dai sedimenti trasportati dalle acque di fusione del ghiacciaio e infine ricoperto e sepolto dai depositi ghiaiosi del Fiume Tagliamento. I conoidi alluvionali dei torrenti Palâr e Leale che scendono dalle Prealpi Carniche lungo il lato occidentale della Val del Lago, hanno sbarrato a sud come una diga il ramo del Lago di Cavazzo impedendone lo svuotamento. La superficie del bacino si è comunque sensibilmente ridotta negli ultimi 130 anni, come è evidente dal confronto con i dati pubblicati da Olinto Marinelli nel **1894** (quando il lago lungo l’asse mediano misurava **3,76 km**, e la sua massima lunghezza rettilinea era **3,45 km**, 1,57-1,20 km più di oggi).

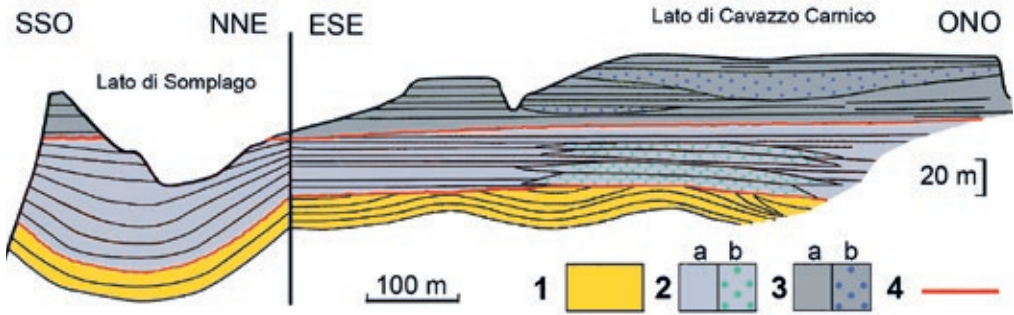
Il geosito di importanza regionale “**Rupe di Cesclans**” (FINOCCHIARO, 2010a) si trova all’estremità settentrionale della Val del Lago (Fig. 1). È situato nel territorio comunale di Cavazzo Carnico, ricade quindi leggermente al di fuori del territorio della Comunità di montagna del Gemonese. Il suo interesse scientifico riguarda la geologia stratigrafica e la sedimentologia. “Rupe” secondo l’enciclopedia Treccani significa “*Roccia erta e scoscesa, per lo più elevata e di notevoli proporzioni*”. Il corrispondente termine inglese “*cliff*” definisce la parete che delimita la rupe intesa in questo senso piuttosto che tutto il rilievo. Nel nostro caso “*Rupe di Cesclans*” (si veda FINOCCHIARO, 2010a) si riferisce al modesto rilievo allungato in senso ESE-ONO o dorsale (Fig. 43) che prende il nome dall’omonimo paese edificato nella sua parte settentrionale ed ha come punto più alto il **Cuel Mulimiela** (altitudine 440 m).

La rupe di Cesclans si affaccia sul Lago di Cavazzo e la Val del Lago con una parete rocciosa che sovrasta il paese di Somplago ed è la terminazione sud-orientale del rilievo (Figg. 44-45). Accanto - ad est della rupe - passa la Strada Regionale 512 che collega Cavazzo Carnico a Trasaghis ed attraversa un’incisione che divide il rilievo dal Cuel di Mena (Fig. 44 sopra) costituito principalmente da calcari giurassici e cretacei.



**Fig. 45** - La rupe di Cesclans vista dal paese di Somplago. La parete è formata dai conglomerati fluviali dei sintemi di Cesclans ed Ampezzo. La superficie sommitale è concava perché si tratta di una piega sinclinale.

- *The Cesclans Cliff seen from the village of Somplago. The wall is made of the fluvial conglomerates of the Cesclans and Ampezzo synthems. The top surface is concave because it is a synclinal fold.*



**Fig. 46** - Sezione geologica della Rupe di Cesclans. Legenda: 1) sintema dell'Ambiesta, 2) sintema di Cesclans (a, depositi fluviali; b, breccie di versante e conoidi di deiezione), 3) sintema di Ampezzo (a, depositi fluviali; b, breccie di frana), 4) superficie erosiva (corrispondente ad una lacuna stratigrafica). La dimensione verticale è il doppio di quella orizzontale per fare risaltare il rilievo. Basata su MONEGATO & STEFANI (2010), modificata.

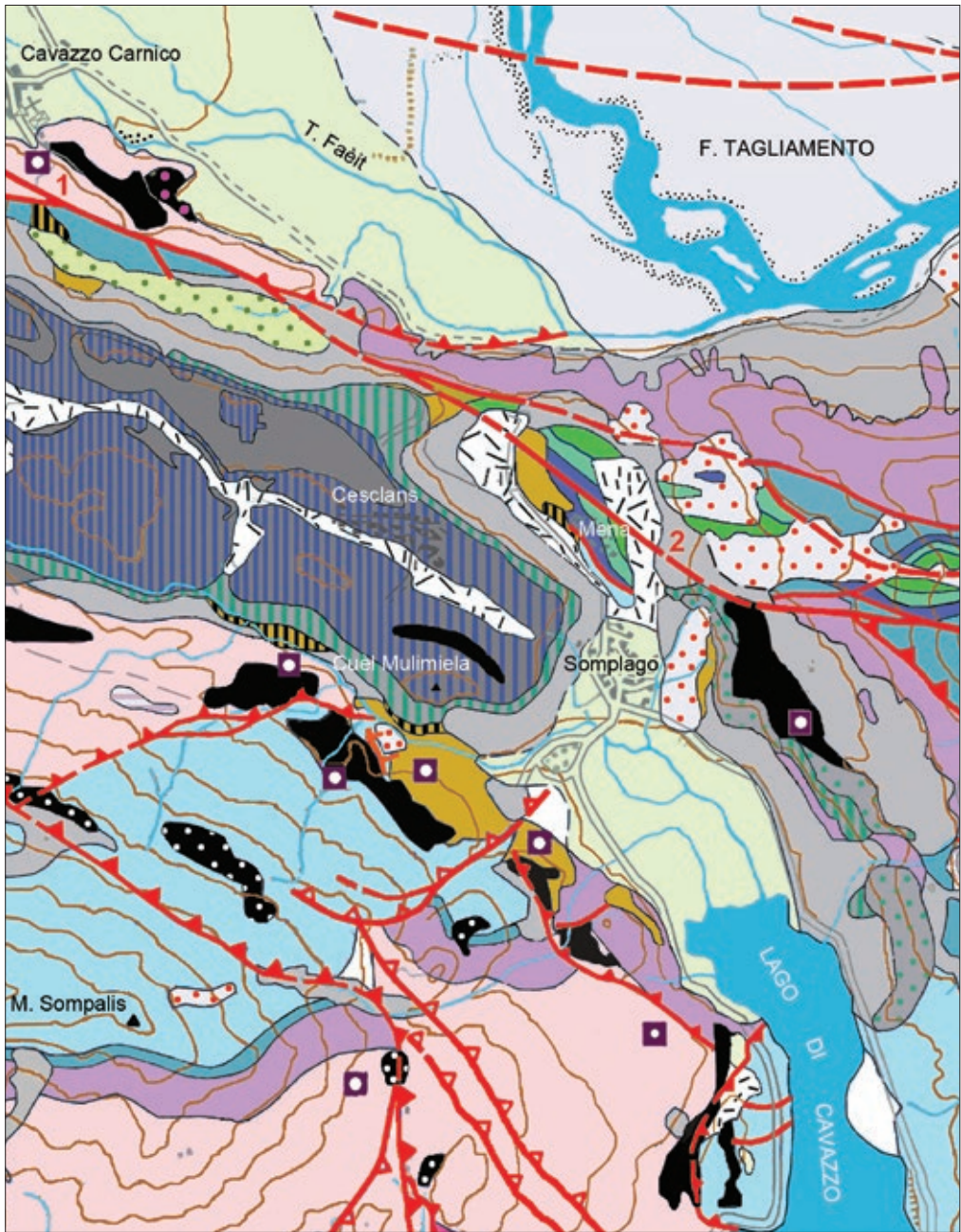
- Geological section of the Cesclans Cliff and the relief where the village of the same name is located. 1 = Ambiesta synthem; 2 = Cesclans synthem (a, fluvial deposits; b, slope breccia and debris fans); 3 = Ampezzo synthem (a, fluvial deposits; b, landslide breccia); and 4 = erosional surface (corresponding to a lacuna). The vertical dimension is the double the horizontal one to make the relief stand out.

La dorsale è costituita quasi interamente da **conglomerati fluviali** ben cementati originati dalle ghiaie del paleo-Tagliamento, **breccie di versante** e depositi cementati di antichi **conoidi di deiezione**. Questi depositi raggiungono uno spessore complessivo di **200** metri secondo FINOCCHIARO (2010a).

La rupe è una piega **sinclinale** (Figg. 45-46) che ha deformato i banconi conglomeratici ed è stata innalzata dal movimento di un sistema di faglie collegate alla grande **faglia trascorrente** Idrija-Ampezzo che la delimita a nord dove si congiunge alla faglia di Pioverno (Fig. 47). Questo rilievo dimostra, dunque, l'intensa attività tettonica subita dalla zona nelle ultime centinaia di migliaia di anni della storia della Terra. Tale attività ha **deformato** ed **innalzato** i depositi di quello che era, in origine, il fondovalle e il letto del fiume Tagliamento, sbarrando la parte settentrionale della Val del Lago.

I depositi che formano la rupe sono costituiti da tre sintemi sovrapposti che dal più antico al più recente sono il sintema dell'Ambiesta, il sintema di Cesclans e il sintema di Ampezzo.

Il **sintema dell'Ambiesta** forma la base della rupe di Cesclans ed affiora lungo il suo margine sud-orientale e settentrionale (Figg. 46-47). È costituito, come abbiamo visto a p. 23, da conglomerati fluviali con intercalate breccie di versante. Piccoli affioramenti di conglomerato fluviale li troviamo alla base meridionale della rupe, presso Mena e vicino a Cavazzo Carnico. I corpi di breccie carbonatiche di versante - potenti fino a 30 m - nella zona in esame sono prevalenti rispetto ai depositi fluviali ed affiorano presso Somplago, Cesclans e Cavazzo Carnico (Figg. 46-47). La datazione di conglomerati e breccie, privi di fossili, è sempre stata problematica. La *Carta Geologica d'Italia* (2013) li attribuisce al Pliocene inferiore; VENTURINI & DISCIENZA (2010) sembrano ipotizzare un'età leggermente più antica in analogia a quella che forniscono per il Conglomerato di Osoppo.



**Fig. 47** - Carta geologica della zona della Rupe di Cesclans - alta Val del Lago con i depositi del paleo-Tagliamento. Per la legenda (simbologia e unità litostratigrafiche) si veda la figura 3. 1 = faglia Idrija-Ampezzo, 2 = faglia di Pioverno. Basata sulla *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli*, modificata.

- Geological map of the Cesclans Cliff - upper Del Lago Valley area with the deposits of the Palaeo-Tagliamento River. As for the legend (symbols and lithostratigraphic units), see figure 3. 1 = Idrija-Ampezzo strike-slip fault; 2 = Pioverno strike-slip fault.

**Fig. 48** - Conglomerato fluviale del sistema di Cesclans nell'omonima rupe.

- *Fluvial conglomerate of the Cesclans synthem in the Cesclans Cliff.*



Il **sintema di Cesclans** costituisce il nucleo della rupe. È formato dai conglomerati del paleo-Tagliamento che al proprio interno contengono corpi di breccie potenti fino ad una decina di metri (Fig. 46) che rappresentano conoidi di deiezione di tributari laterali e depositi di versante che si interdigitavano lateralmente a quelli fluviali. I depositi fluviali sono costituiti da ghiaie e ciottoli con clasti più o meno arrotondati e dimensioni medie di tre cm, massime attorno ai 30 cm e matrice arenaceo-siltosa (Fig. 48), con intercalati rare lenti e livelli di sabbia. Il sintema di Cesclans è esposto sulle pareti della rupe dove sono visibili soprattutto i depositi conglomeratici fluviali (Figg. 44-45). Come abbiamo visto a p. 25 la *Carta Geologica d'Italia* data questo corpo roccioso al Pleistocene inferiore.

Il **sintema di Ampezzo** ricopre quello di Cesclans e forma la sommità della rupe (Figg. 46-47). Si tratta soprattutto dei conglomerati del paleo-Tagliamento ma lungo la parte settentrionale della rupe affiorano anche due potenti corpi di breccie di frana composti soltanto da frammenti rocciosi carbonatici (Figg. 46-47). La frana più grande sbarrò il corso del fiume causando la formazione di un lago a nord-ovest dell'area in esame (Torrente Ambiesta). Come abbiamo già visto, la *Carta Geologica d'Italia* data questo sintema ad una fase interglaciale del Pleistocene medio.

Alla sommità della rupe nelle zone depresse ci sono anche **depositi colluviali** (Fig. 47) costituiti da limi ed argilla con sparsi all'interno clasti di varie dimensioni. Nella parte sud-orientale è presente pure un affioramento di **depositi morenici** lasciati dall'ultima espansione della lingua glaciale tilaventina.

Tra Cavazzo Carnico e Cesclans era attiva, fino alla fine del Novecento, una cava per l'estrazione commerciale del conglomerato plio-pleistocenico, che era conosciuto con il nome di “**Ceppo Norico**”. La pietra era utilizzata per rivestimenti esterni e pavimentazioni (si veda la figura a p. 106). CARULLI (1971, p. 257) l'ha definita “*un bel materiale policromo, vero campionario litologico delle più tenaci rocce carniche i cui frammenti (grigi, neri, rossastri, giallicci...) sono saldati da un cemento bianco-giallastro*”.



La cascata del Rio Chiamber alle pendici settentrionali del Monte Plauris.

## Un percorso geoturistico

Un percorso geoturistico e culturale in senso ampio attraverso i geositi di questa parte settentrionale del territorio della Comunità di montagna del Gemonese può partire dalla terrazza panoramica con annesso parcheggio gratuito posta a lato della Strada Regionale 512 alla periferia di Interneppo. Qui si ha un'ampia visuale sul Lago di Cavazzo all'estremità settentrionale della Val del Lago e si vede a nord, in fondo allo specchio lacustre, la rupe di Cesclans con l'omonima pieve (Fig. 44 sopra e retro di copertina). Dalla terrazza si può scendere al Centro visite dell'**Ecomuseo Val del Lago** situato lungo la sponda orientale del bacino (Fig. 49). Un "ecomuseo" secondo la definizione dell'Enciclopedia Treccani è un *"museo non tradizionale, costituito da un'area di territorio che conserva, valorizza, tutela e fa conoscere il proprio patrimonio culturale e ambientale, naturalistico e storico-artistico grazie al coinvolgimento della comunità e delle istituzioni locali"*. Secondo la Legge Regionale del Friuli Venezia Giulia n. 10/2006, è *"una forma museale mirante a conservare, comunicare e rinnovare l'identità culturale di una comunità e consiste in un progetto integrato di tutela e valorizzazione di un territorio geograficamente, socialmente ed economicamente omogeneo che produce e contiene paesaggi, risorse naturali ed elementi patrimoniali, materiali e immateriali"*.

L'Ecomuseo Val del Lago si riferisce agli aspetti naturalistici, storici e culturali del Lago di Cavazzo e del territorio dei tre comuni che su questo insistono (Bordano, Trasaghis e Cavazzo Carnico). L'edificio del Centro visite è sede di esposizioni temporanee, include una sala per proiezioni e conferenze ed uno spazio utilizzato per le esposizioni tematiche che contiene le attrezzature usate un tempo dai pescatori di professione e pannelli che illustrano la loro vita e i pesci presenti nel lago. È esposta pure una collezione di rocce e sassi provenienti dal territorio. C'è inoltre un laboratorio multifunzionale. L'annesso Parco Botanico si estende su una superficie di circa 4,5 ettari che comprende l'ex giardino Leskovic ed espone associazioni vegetali e specie caratteristiche dei territori del Monte San Simeone e della Valle del Lago. Nel parco ci sono pannelli informativi sull'ecomuseo, sulla storia del lago, le attività di pesca, le specie ittiche presenti, le caratteristiche vegetazionali e quelle geologiche. Tre pannelli sono dedicati agli insetti ed uno, situato nei pressi della carbonaia realizzata per scopi didattici, riguarda l'attività dei carbonai.

Per gli orari, i contatti ed altre informazioni si veda il sito internet <http://www.ecomuseovaldellago.it/>

Lungo il sentiero che dal parcheggio scende al Centro visite c'è una parete di depositi grossolani cementati (Fig. 50a) che la *Carta Geologica d'Italia* riferisce al **sintema di Cesclans** (Fig. 3; si vedano a pp. 23-25 le caratteristiche del sintema), quindi ai depositi alluvionali del Fiume Tagliamento quando questo passava per la Val del Lago. Si tratta principalmente di **conglomerati** debolmente stratificati con intercalazioni sabbiose (Fig. 50b). La tabella posta sul sito dall'Ecomuseo, prodotta prima della realizzazione della *Carta Geologica d'Italia*, li identifica però come depositi fluvio-glaciali risalenti alla fase di ritiro del ghiacciaio del Tagliamento durante l'Ultimo Massimo Glaciale (circa 20.000 anni fa).

Una volta risaliti al parcheggio dal Centro visite dell'ecomuseo, percorrendo la Strada Regionale 512 in direzione nord si arriva al paese di Somplago posto alla base dell'estremità sud-orientale della **rupe di Cesclans**. Qui si può osservare l'alta parete che sovrasta l'abitato ed è anch'essa costituita dalle antiche ghiaie cementate del Fiume Tagliamento (Fig. 45), le stesse che abbiamo visto scendendo al Centro visite dell'Ecomuseo. Proseguendo lungo la S.R. 512 oltre Somplago in direzione Cavazzo Carnico, sulla sinistra si stacca una stradina che si inerpica alla base della parete raggiungendo la chiesetta di San Candido. Questo piccolo edificio, inizialmente in stile romanico, è stato rimaneggiato nel '400. Rovinato dal terremoto di Verzegnis del 1928, rimase in stato di abbandono fino al 1959 quando fu restaurato col contributo della società che aveva costruito la centrale idroelettrica di Somplago; danneggiato dai terremoti del 1976, è



**Fig. 49** - Il Centro visite dell'Ecomuseo Val del Lago ad Interneppo.  
- *The Visitor Centre of the Val del Lago Ecomuseum in Interneppo.*



**Fig. 50** - Depositi del Tagliamento (sintema di Cesclans) nei pressi del Centro visite dell'Ecomuseo. A) La parete rocciosa, B) dettaglio del conglomerato.

- Deposits of the Tagliamento River (Cesclans synthem) near the Visitor Centre of the Val del Lago Ecomuseum. A) the rocky wall; and B) detail of the conglomerate.

stato nuovamente restaurato nel 1982. Nella parete che incombe sulla chiesetta (Fig. 45) si vedono da vicino i conglomerati (Fig. 48) derivati dalle ghiaie del Tagliamento (sintemi di Cesclans ed Ampezzo) che localmente sono incrostatati da veli e concrezioni di carbonato di calcio (Fig. 51) deposti dalle acque dilavanti sovrassature. Più avanti lungo la S.R. 512 si stacca la strada che conduce alla sommità della rupe dove svetta la **Pieve di Cesclans** (dedicata a Santo Stefano; Fig. 44) e si trova l'omonimo paese (178 abitanti). Da qui si gode una panoramica del Lago di Cavazzo da nord (Fig. 52) e dei Monti Festa-San Simeone, Faèit e Amariana. La pieve forse esisteva già nel IX secolo, ma la struttura dell'edificio attuale, con annesso campanile, risale al XVI secolo con



**Fig. 51** - La parete della rupe di Cesclans con le concrezioni di carbonato di calcio e una piccola faglia.

- *The wall of the Cesclans Cliff with the calcium carbonate concretions and a small fault.*

modifiche sostanziali apportate alla fine del '700. Disastrata dai terremoti del 1976, la pieve è stata ricostruita nel suo aspetto settecentesco. Parti dell'edificio sono state realizzate con il **“Ceppo Norico”** di provenienza locale (Fig. di p. 106).

Ritornando sui nostri passi lungo la S.R. 512, a Somplago si può girare a destra sulla strada per Alesso e vedere la **centrale idroelettrica** che tanto ha influito sulle condizioni del lago negli ultimi 66 anni.

Nuovamente sulla S.R. 512, ritorniamo ad Interneppo, prendiamo la Strada Provinciale 36 e arriviamo alla **sella di transfluenza glaciale** tra il M. San Simeone e il M. Tre Corni. Qui a sinistra si diparte la **Strada del Monte San Simeone**. Ad un bivio (in corrispondenza di un parcheggio) si stacca a sinistra il sentiero (ex strada militare e sentiero CAI 838, circa 8 km di lunghezza) che conduce alla cima del M. Festa (1055 m) dove c'è un forte che durante la Prima Guerra Mondiale resistette all'avanzata austrotedesca dopo il cedimento del fronte a Caporetto (ottobre-novembre 1917). A destra la lunga, stretta e tortuosa strada del M. San Simeone continua verso la cima del rilievo. È percorribile in automobile, ma arriva solo fino alla chiesetta votiva all'omonimo santo (consacrata nel 1330 e più volte restaurata) e all'altopiano San Simeone (1209 m, figura a p. 28). Dalla piana si risale a piedi nel bosco (almeno in inverno) con un dislivello di circa 300 m (la cartografia regionale non riporta sentieri in questa zona). Per la salita bisogna naturalmente essere un po' allenati, in buone condizioni fisiche e con l'abbigliamento adeguato. Sulla vetta si ha una **panoramica** a 360° gradi, dalla confluenza tra i fiumi Tagliamento e Fella e la parte settentrionale del gruppo del M. Plauris (foto



**Fig. 52** - Il Lago di Cavazzo visto dalla Pieve di Cesclans sulla cima dell'omonima rupe.

- The Cavazzo Lake seen from the Parish Church of Cesclans on the top of the cliff of the same name.



**Fig. 53** - Vista panoramica dalla cima del M. San Simeone (1505 m). A) La Carnia con Tolmezzo e il Fiume Tagliamento al centro della foto, Cavazzo Carnico a sinistra e le Alpi Carniche sullo sfondo. B) In primo piano la cima del M. Festa con il forte, Cavazzo Carnico in alto a destra e Cesclans (sulla sommità dell'omonima rupe) a sinistra.

- Panoramic view from the top of Mt. San Simeone (1505 m a.s.l.). A) Carnia region with the town of Tolmezzo and the Tagliamento River in the centre of the photograph, Cavazzo Carnico on the left and the Carnic Alps in the background. B) In the foreground, the top of Mt. Festa with the fort, the town of Cavazzo Carnico at the top right and the village of Cesclans (on the top of the cliff of the same name) on the left.

a p. 60), alla Carnia (Fig. 53A), alla cima del sottostante M. Festa con il forte e - più in basso e ad occidente - la rupe di Cesclans (Fig. 53B), alla Pianura Friulana con all'orizzonte il Mare Adriatico visibile nelle giornate limpide e terse. Ad oriente si gode la migliore visuale possibile del geosito "**Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris**" (Fig. 26) e una vista 'aerea' sulla rupe di Portis (Fig. 30).

Ridiscesi sulla Strada Provinciale 36, la si segue fino a Bordano per poi svoltare verso Pioverno lungo la base del fianco orientale del monte. Da Pioverno si svolta verso Venzone fermandosi sul ponte che attraversa il Tagliamento (c'è un piccolo parcheggio vicino all'estremità del ponte sulla sponda sinistra). Qui si osserva il Monte San Simeone ad ovest e il Gruppo del M. Plauris ad est. In particolare si può ammirare la **rupe di Portis** (Fig. 29). Passata la Strada Statale 13 Pontebbana, ci si ferma nel vicino parcheggio di Porta San Giovanni a **Venzone** (Fig. 54) dove si può osservare l'intero fianco orientale del M. San Simeone (Fig. 11) che incombe sul paese al di là del Tagliamento. Un'altro punto di osservazione (suggerito da VENTURINI, 2010) è il parcheggio vicino al Rio Venzonassa e al ponte che unisce le due sponde del corso d'acqua. Ci si può addentrare poi nella cittadina medievale di Venzone completamente distrutta dai terremoti del 1976 e ricostruita usando le pietre originali recuperate dagli edifici crollati. In particolare, nella piazza centrale, non molto lontano dalla Porta San Giovanni, si può ammirare il Palazzo Comunale costruito a cavallo tra XIV e XV secolo e solo in parte danneggiato dal terremoto del 1976. Nella vicina Via Mistruzzi troviamo



**Fig. 54** - Venzone, Porta San Giovanni e le mura medievali ricostruite dopo i terremoti del 1976.  
- *The San Giovanni Gate in Venzone and the medieval walls rebuilt after the 1976 earthquakes.*

il Museo “*Tiere Motus*” (<https://www.tieremotus.it>) dedicato alla memoria storica dei terremoti del 1976. In direzione opposta, prendendo via Glizolo di Mels, si arriva al Duomo e al vicino battistero in cui sono conservate le famose mummie di Venzone ([https://it.wikipedia.org/wiki/Mummie\\_di\\_Venzone](https://it.wikipedia.org/wiki/Mummie_di_Venzone)). Il Duomo trecentesco (dedicato a Sant’Andrea Apostolo) e il contiguo campanile sono stati ricostruiti dopo la totale distruzione operata dalle scosse del 1976 (li si vede nella Fig. 54 e in copertina).

Da Venzone proseguendo verso nord lungo la S.S. 13 Pontebbana si arriva al paese fantasma di **Portis vecchia**, abbandonato dopo i terremoti del 1976 e dove, a quasi 50 anni dall’evento, si possono ancora vedere degli edifici danneggiati dalle scosse sismiche e pericolanti (Fig. 55). L’abitato si trova proprio sotto la rupe di Portis (Fig. 56) ed è minacciato dalle **frane** che si staccano dalla parete verticale. Gli abitanti si sono spostati a **Portis nuova**, costruita *ex novo* a poche centinaia di metri di distanza (Fig. 32) ed inaugurata nel 1981. Per conoscere l’interessante storia di questo paese si consiglia di leggere il libro *Portis. La memoria narrata di un paese* di MORANDINI & COZZI (2017). Qui ci si trova alla base del fianco occidentale del Gruppo del M. Plauris dove si hanno le spettacolari pieghe del geosito “*Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris*” (Fig. 26), ma da questa posizione alla base della montagna non si riescono ad apprezzare.

Poco oltre Portis percorrendo la S.S. 13 Pontebbana in direzione nord si arriva a Carnia da dove si sale agli Stavoli Tugliezzo e da qui si giunge al **Rio Lavarie**, come spiegato a



**Fig. 55** - Edifici pericolanti ed abbandonati del paese di Portis (Portis vecchia), disabitato dopo i terremoti del 1976.

- Damaged and abandoned buildings in the town of Portis (Old Portis), uninhabited after the 1976 earthquakes

p. 61, dove si trova il geosito **“Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella”** (Fig. 57). La strada è stretta ma asfaltata e il breve sentiero che porta al geosito è in piano e di facile percorrenza. Si ricorda che per la legge italiana i reperti paleontologici sono di proprietà dello Stato e oggetto di tutela, quindi non si possono raccogliere liberamente. Limitiamoci ad osservare i resti **fossili** degli organismi marini che vivevano nei mari tropicali quasi 50 milioni di anni fa (Fig. 35) e lasciamoli in posto per eventuali ed auspicabili nuovi studi scientifici.

Arrivare al geosito **“Sinclinale del Monte Lavara”** all’interno del Gruppo del M. Plauris (Fig. 1) è più impegnativo, perché occorre percorrere sentieri di montagna ed affrontare dislivelli notevoli. L’approccio meno faticoso è quello da Malga Confin (dove in estate ci si può fermare a pernottare) che si può raggiungere anche in automobile mediante la lunga e non facile rotabile che parte da Borgo Sottomonte di Venzone e si dirige verso oriente lungo la Val Venzonassa parallela all’omonimo torrente e poi verso nord. Da Malga Confin (sul fianco meridionale del M. Lávava a 1330 m sul livello del mare) si prosegue fino a Forca Campidello (1461 m) attraverso il sentiero CAI n. 726. L’ultimo tratto, il più impegnativo, da Forcella Campidello alla cima del M. Lávava (circa 500 m di dislivello) non è ben segnalato (la cartografia regionale non riporta sentieri in questa zona) ed è consigliato ad escursionisti esperti. Ci sono comunque i segnavia che indicano un percorso ad anello passante per la vetta del monte.



**Fig. 56** - La rupe di Portis vista da Portis vecchia.  
- The Portis Cliff seen from Old Portis town.

Anche il geosito **“Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris”** può essere raggiunto a piedi dagli Stavoli Tugliezzo lungo il sentiero CAI n. 701 (con un dislivello di 1300 metri), oppure da Portis lungo il sentiero CAI n. 728 (con un dislivello di 1700 metri), ma una volta sul posto non si riescono ad apprezzare le pieghe come, invece, si può dalla cima del M. San Simeone.



**Fig. 57** - Il Rio Lavarie nella zona del geosito.  
- *The Lavarie Brook in the geosite area.*

## English Summary

Several geosites of regional to international importance have been identified in the area of the Comunità di montagna del Gemonese (*Artegna, Montenars, Gemona del Friuli, Trasaghis, Bordano and Venzone municipalities*), which belong mostly to the *Julian and Carnian Prealps*. This is the **second** guide dedicated to them and regards the geosites located in the territory of *Bordano and Venzone municipalities*. These geosites are named the “Tectonic deformation of the Mount San Simeone”, the “Anticline and syncline of the Mount Plauris”, the “Syncline of the Mount Lavara”, the “Eocene outcrops of Stavoli Tugliezzo and Mount Forcella” and “The Cesclans Cliff” (Fig. 1). Also the *Portis Cliff* and the *Del Lago Valley* are described here.

The rocks cropping out in the area under examination are mostly **Mesozoic carbonates** (Fig. 3), i.e. limestone and dolostone originated in **marine environments** during the *Triassic, Jurassic and Cretaceous Periods* (230-66 million years ago; Fig. 5). Those of *Late Triassic (Dolomia Principale and Dachstein Limestone)* and *Early Jurassic (Monte Zugna Formation)* age represent the deposition in **shallow** marine settings (carbonate platform), while the other *Jurassic units and the Cretaceous ones* deposited in **deeper** marine environments (basin and slope). Also the continental deposits of the **Pleistocene** (2.58-0.0117 million years ago) are relatively widespread in the area (Fig. 3), including those of the *Tagliamento River* (fluvial and glacial deposits).

The geosite “**Tectonic deformation of the Mount San Simeone**” regards the homonym mount at the eastern end of the *Carnian Prealps* (Figs. 10-11 and 19). Here spectacular folds, faults and thrusts related to the different events of the *Alpine orogeny* (the uplift of the *Alpine mountain chain*) can be observed. The area under examination is subdivided into large tectonic ‘scales’ (Figs. 14-15). The *M. San Simeone* ‘scale’ formed during the *Dinaric event* of the orogeny but was subdivided into four parts or *Klippen* during the *Neoalpine event*; two *Klippen* form the apical portion of the *Mt. San Simeone* (Fig. 14). According to the *Geological map of Italy (2013)*, the mount presents several syncline and anticline folds and is cut by two important *E-W oriented strike-slip faults*: the **Idrija-Ampezzo** and the **Pioverno** Faults (Fig. 18). The *M. S. Simeone Klippe* is delimited to south by the **Rio dai Fraris** thrust (Figs. 14 and 18). The relief is made up nearly entirely of carbonate rocks (limestone and dolostone) originated during the *Mesozoic Era*, from the *Late Triassic to the Late Cretaceous* (Fig. 20), a time span of about 140 million years. Those *Late Triassic in age (Dolomia Principale and Dachstein Limestone)* and those *Early Jurassic in age*

(*M. Zugna Formation*) originated in shallow sea depositional environments and are dominant in terms of overall thickness (Fig. 20), while those of the remaining part of the Jurassic and Cretaceous represent deposition in the deep sea and therefore testify to the sinking of the area as a consequence of the southward expansion of the Carnian Basin (Fig. 4).

The **Casera S. Simeone thinned succession** is a rocky body that crops out as an east-west oriented band only in the central part of the mountain (Fig. 18); it represents the deposition in a marine area where the sediment supply was particularly low. In less than 50 m of succession, we find concentrated all the Jurassic and Cretaceous deep sea formations, the product of sedimentation during an interval of approximately 100 million years of the Mesozoic Era.

Two outcrops characterized by intense tectonic disturbance (**Tectonic Wedge Zone**) occur associated with the Pioverno Fault in the central part of the mountain (Fig. 18). The mount San Simeone was assumed to be the epicenter of the catastrophic **earthquake of 6 may 1976**, but this is not true. The epicenter was probably far to south-east in the Julian Prealps near the town of Lusevera (Fig. 22).

The geosite “**Anticline and syncline of the Mount Plauris**” occurs in the western flank the homonym mount which is the continuation to east (in the Julian Prealps) of the Mt. San Simeone (Fig. 1). The geosite regards the anticline and syncline folds that are particularly evident looking at the Mt. Plauris from the peak of the Mt. San Simeone (Figs. 25-26). The geology of the Mt. Plauris is similar to that of the Mt. San Simeone but with the dominance of Late Triassic shallow water carbonates (Fig. 24). The geosite “**Syncline of the Mount Lavara**” (Figs. 27-28) is just east of the geosite “Anticline and syncline of the Mount Plauris” (Fig. 1). It is also affected by a fold in the bedding whose axis passes through the peak of the mountain (Fig. 24). The core of the syncline is made of the Early Jurassic Monte Zugna Formation, whereas the flanks are formed by the Late Triassic Dachstein Limestone. Along the southern flank, the stratigraphic section is tectonically undisturbed showing the whole Dachstein Limestone (including the basal part which is transitional to the Dolomia Principale) and the overlying Monte Zugna Formation (Fig. 27).

The **Portis Cliff** occurs on the western flank of Mt. Plauris just north of the town of Venzone (Figs. 29-30). It is made of a wedge-shaped breccia body (the Portis breccia) bordered to north and south by two strike-slip faults (Fig. 32). The cliff overlooks the Tagliamento River valley with a vertical wall 200 m high and approximately 700 m long. The wedge-shaped body is composed of several smaller bodies of chaotic or stratified landslide and slope breccias for a total thickness of 250 m. It is an ancient slope debris fan of the Mt. Plauris that has been eroded by the passage of the Tagliamento glacier during Pleistocene times. Its dating is controversial. According to the Geological map of Italy, it belongs to the Ampezzo synthem and originated during an interglacial phase of the Middle Pleistocene. According to VENTURINI & DISCENZA (2010), instead, the accumulation would be older and dated to the end of the Miocene or beginning of the Pliocene (around 5.5 million years ago).

The geosite “**Eocene outcrops of Stavoli Tugliezzo and Mount Forcella**” regards small outcrops of Eocene limestone rich in fossils. The main outcrop is located along the Lavarie Brook near Stavoli Tugliezzo locality (Fig. 34). It occurs within the territory of the Venzona municipality and has been famous for its palaeontological content since the 19<sup>th</sup> century. It is particularly rich in foraminifers (nummulitids, Fig. 35), but it yielded also a diversified coral association (Fig. 39A) and several other kinds of marine organisms. The singularity of the geosite is given by being one of the northernmost outcrops dated to the Eocene Epoch in the Southern Alps.

The Lavarie Brook limestone is dated to the Middle Eocene and deposited on top of the Dachstein Limestone (which is 150 million years older) after a long exposure of the latter to subaerial erosion. It therefore testifies to a temporary return of the sea onto an area that had emerged due to the compressions that were beginning to raise the mountains.

The **Del Lago Valley** (the valley of the Cavazzo Lake, Fig. 41) is the place where the **palaeo-Tagliamento** River flowed until Middle Pleistocene times, joining the palaeo-Fella River (which flowed east of the Mt. San Simeone in the present Tagliamento river bed) near Trasaghis (Fig. 42). The palaeo-Tagliamento flowed through the Del Lago Valley because a **barrier** existed at the time between the Mts Amariana and Festa-San Simeone. During a Middle Pleistocene glaciation, the barrier was **eroded** by the Tagliamento glacier and the river changed its way. The **Cavazzo Lake** originated after the last withdrawal of the glacial tongue (ca. 19,000 years ago). It is the largest natural lake of the Friuli Venezia Giulia Region.

The geosite “**The Cesclans Cliff**” (Figs. 43-44) is located at the northern end of the Del Lago Valley (Fig. 1) and regards part of a ridge stretched in the ESE-WNW direction (Fig. 43) which takes its name from the homonym village located in its northern part. The cliff overlooks the Cavazzo Lake and the Del Lago Valley with a wall that is the south-eastern termination of the relief and overlooks the village of Somplago (Figs. 44-45 and 47). The cliff is made up almost entirely of fluvial conglomerates originating from the gravels of the paleo-Tagliamento River during Plio-Pleistocene times, slope breccias and cemented deposits of ancient alluvial fans. The cliff is a syncline fold (Figs. 45-46) which has deformed the conglomerate and breccia beds. It was raised by the movement of a system of faults related to the large **Idrija-Ampezzo strike-slip fault** which delimits it to the north. This relief demonstrates, therefore, the intense tectonic activity undergone by the area in recent times. This activity has deformed and uplifted the deposits of what was originally the riverbed of the Tagliamento, blocking the northern part of the Del Lago Valley. The deposits that form the cliff are made up of three overlapping synthems: the Ambiesta, Cesclans and Ampezzo synthems. The **Ambiesta synthem** forms the base of the cliff and is made up of paleo-Tagliamento conglomerates with intercalated slope breccias. The dating of these deposits is problematic. The Geological Map of Italy attributes them to the Lower Pliocene; VENTURINI & DISCENZA (2010) hypothesize a slightly older age (latest Miocene - earliest Pliocene). The **Cesclans synthem** forms the core of the cliff. It is made up of

*conglomerate which contain also breccia bodies up to about ten metres thick (Fig. 46) which represent alluvial fans of lateral tributaries which intersected laterally with the fluvial ones, and slope deposits. The Cesclans synthem is exposed on the walls of the cliff where mainly the fluvial conglomerates are visible (Figs. 44-45 and 48). The Geological Map of Italy dates this rocky body to the Early Pleistocene. The **Ampezzo synthem** covers that of Cesclans and forms the top of the cliff (Figs. 46-47). These are mainly conglomerates of the palaeo-Tagliamento but along the northern part of the ridge two thick bodies of landslide breccia also crop out. The Geological Map of Italy dates this synthem to an interglacial phase of the Middle Pleistocene.*



## Fonti citate

- AA. VV. (1990) - *Il Lago di Cavazzo e la sua valle*. Pp. 373. Comune di Bordano.
- D'ACHIARDI A. (1875) - Coralli eocenici del Friuli. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali*, II: 1-100, 16 tavole.
- AOUDIA A., SARAÒ A., BUKCHIN B. & SUHADOLC P. (2000) - The 1976 Friuli (NE Italy) thrust faulting earthquake: a reappraisal 23 years later. *Geophysical Research Letters*, 27: 573-576.
- BARBANO M.S., KIND R. & ZONNO G. (1985) - Focal parameters of some Friuli earthquakes (1976-1979) using complete theoretical seismograms. *Journal of Geophysics*, 58: 175-182.
- BLONDEAU A. (1972) - *Les Nummulites*. Pp. 255, Librairie Vuibert, Parigi.
- BOSELLINI F.R., BENEDETTI A., BUDD A.F. & PAPAZZONI C. A. (2022) - A coral hotspot from a hot past: The EECO and post-EECO rich reef coral fauna from Friuli (Eocene, NE Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 607: 111284
- CAGNETTI V. & PASQUALE V. (1979) - The earthquake sequence in Friuli, Italy, 1976. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69: 1797-1818.
- CARULLI G.B. (1971) - Le rocce, i minerali e le pietre utili. In: AA. VV., *Enciclopedia Monografica del Friuli Venezia Giulia*, vol. 1 Il Paese (parte prima), pp. 197-266, Udine.
- CARULLI G.B., FINOCCHIARO F. & FIGUS B. (2010) - Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (1<sup>a</sup> ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 226-227.
- CIPAR J. (1980) - Teleseismic observations of the 1976 Friuli, Italy, earthquake sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70: 963-983.
- COUSIN M. (1981) - *Les rapports Alpes-Dinarides - Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie*. Société Géologique du Nord, vol. 1-2: 1-521, Villeneuve d'Asq.
- CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura) (2010) - *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (1<sup>a</sup> ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 383.
- DAINELLI G. (1915) - *L'Eocene friulano. Monografia Geologica e Paleontologica*. Pp. 721, Editrici le "Memorie Geografiche", Firenze.
- DALLA VECCHIA F. M. (2023) - *Guida ai geositi del Gemonese - 1*. Pp. 128, Comunità di montagna del Gemonese (in italiano con didascalie e riassunto in inglese).
- DESIO A. (1926) - L'evoluzione morfologica del bacino del Fella. *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali*, 65: 205-461.

- DOGLIONI C. & CARMINATI E. (2008) - Structural styles & Dolomites Field Trip. *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia*. Vol. LXXXII, pp. 295, APAT. [https://www.researchgate.net/publication/261877800\\_Structural\\_styles\\_Dolomites\\_field\\_trip](https://www.researchgate.net/publication/261877800_Structural_styles_Dolomites_field_trip)
- ENGDahl E.R. & VILLASEÑOR A. (2002) - Global seismicity: 1900–1999. In: LEE W.H.K., KANAMORI H., JENNINGS P.C. & KISSLINGER C. (a cura), *International handbook of earthquake and engineering seismology*, Part A, Chapter 41, Academic Press, Cambridge, pp. 665-690.
- ENGDahl E.R., VAN DER HILST R.D. & BULAND R. (1998) - Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88: 722-743.
- FINOCCHIARO F. (2010a) - Rupe di Cesclans. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (1<sup>a</sup> ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, p. 161.
- FINOCCHIARO F. (2010b) - Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (1<sup>a</sup> ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 228-229.
- FINOCCHIARO F. (2010c) - Sinclinale del Monte Lavara. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (1<sup>a</sup> ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, p. 230.
- GARZON F. (2011) - Perizia di valutazione del progetto Edipower. Menzionato in POLONIA *et al.* (2011).
- GIORGETTI F. (1976) - Isoseismal map of the May 6, 1976 Friuli earthquake. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 18: 707-714.
- GRASSI N. (1732) - *Notizie storiche della provincia della Carnia*. Pp. 224, Fratelli Gallici alla Fontana, Udine.
- MARINELLI O. (1894) - Studi sul Lago di Cavazzo in Friuli. *Bollettino della Società Geografica Italiana*, s. 3, 7: 174-214. <https://bsgi.it/index.php/bsgi/article/view/4071?articlesBySameAuthorPage=2>.
- MARINONI C. (1877) - Contribuzioni alla geologia del Friuli. Di un lembo eocenico nella falda settentrionale del Monte Plauris. *Atti del Regio Istituto Veneto*, 5 (anno 2): 1269-1317.
- MARINONI C. (1878) - Contribuzioni alla geologia del Friuli. Ulteriori osservazioni sull'Eocene friulano. *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali, Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, 21: 485-499.
- MARTINETTO E., MONEGATO G. & VASSIO E. (2012) - An Early Pleistocene plant assemblage with East European affinity in the Venetian-Friulian Basin (NE Italy). *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 25(2): 91-104.
- MONEGATO G. & STEFANI C. (2010) - Stratigraphy and evolution of a long-lived fluvial system in the southeastern Alps (NE Italy): the Tagliamento conglomerate. *Austrian Journal of Earth Science*, 103: 33-49.
- MORANDINI S. & COZZI D. (a cura) (2017) - *Portis. La memoria narrata di un paese*. Nordest nuova serie n. 170, pp. 151, Cierre Gruppo Editoriale.

- PALLADIO DEGLI OLIVI G. F. (1660) - *Historia della Provincia del Friuli*. 2 voll., pp. 495+334, Schiratti, Udine.
- PIRONIO P. (1989) - *Condizioni fisiche del Lago di Cavazzo o dei Tre Comuni*. Pp. 93, Comune di Bordano.
- POLI M.E., PERUZZA L., REBEZ A., RENNER G., SLEJKO D. & ZANFERRARI A. (2002) - New seismotectonic evidence from the analysis of the 1976-1977 and 1977-1999 seismicity in Friuli (NE Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 43: 53-78.
- POLONIA A., ALBERTAZZI S., BELLUCCI L. G., BONETTI C., BONETTI J., GIORGETTI G., GIULIANI S., LÓPEZ CORREA M., MAYR C., PERUZZA L., STANGHELLINI G. & GASPERINI L. (2011) - Decoding a complex record of anthropogenic and natural impacts in the Lake of Cavazzo sediments, NE Italy. *Science of the Total Environment*, 787: 1-18 (147659). <https://ricerca.ogs.it/retrieve/292cd6e8-038c-44ff-8346-0cd1fced0e46/1-s2.0-S0048969721027303-main.pdf>
- PONDRELLI S., EKSTRÖM G. & MORELLI A. (2001) - Seismotectonic re-evaluation of the 1976 Friuli, Italy, seismic sequence. *Journal of Seismology*, 5: 73-83.
- PONTON M. (1981) - Osservazioni preliminari su fenomeni di disgregazione nella breccia di versante cementata. *Mondo Sotterraneo*, n. s., 5, n. 1: 41-86.
- PONTON M. (2000) - Sosta 4.1 - Venzone: il Monte San Simeone. In: CARULLI G.B. (a cura) - *Guida alle Escursioni dell'80° Riunione Estiva della Società Geologica Italiana*. Trieste 6-8 settembre 2000, pp. 116-117, Ed. Università Trieste.
- PONTON M. (2010) - *Architettura delle Alpi Friulane*. Pubblicazioni del Museo Friulano di Storia Naturale, n. 52, pp. 80 + 8 sezioni geologiche.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (a cura) (2016) - *CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, doi: 10.6092/INGV.IT-CPTI15.
- SENNA A. (1890) - Escursione zoologica a due laghi italiani. *Bollettino della Società Entomologica Italiana*, 22: 93-107.
- SLEJKO D. (2018) - What science remains of the 1976 Friuli earthquake? *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 59(4): 327-350.
- TARAMELLI T. (1868) - Osservazioni stratigrafiche sulle valli dell'Aupa e del Fella. *Annali di scienze del Regio Istituto Tecnico di Udine*, 2: 43-68.
- TARAMELLI T. (1871) - Sulla formazione eocenica del Friuli. *Atti dell'Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Udine*, 1: 25-65.
- TELLINI A. (1895) - I pesci e la pesca d'acqua dolce in Friuli. *Annali del Regio Istituto Tecnico di Udine*, ser. 2, anno XIII: 1-111.
- VALVASON DI MANIAGO J. (1565) - *Descrizione della Cargna*. Manoscritto pubblicato come "Descrizione della Cargna" nel 1866 dalla tipografia Jacob e Colmegna (a cura di Pojani N.) e come "Descrizione della Cargna" nel 1894 dalla Tipografia del Patronato (a cura di G.A. Pirona).
- VENTURINI C. (2010) - Deformazioni del Monte San Simeone. In: CUCCHI F., FINOCCHIARO F. & MUSCIO G. (a cura), *Geositi del Friuli Venezia Giulia* (1ª ristampa), Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici - Servizio Geologico, pp. 162-163.

- VENTURINI C. & DISCIENZA K. (2010) - Stratigrafia e paleoidrografia del Friuli centrale (Prealpi Carniche): Miocene superiore-Pliocene inferiore. *Gortania - Geologia, Paleontologia, Paleontologia*, 31(2009): 31-52.
- VIALI V. (1974) - *Appunti di Paleontologia*. Vol. 2 - Tavole. Pp. 151, Pitagora, Bologna.
- ZANFERRARI A., MASETTI D., MONEGATO G. & POLI M.E. (a cura) (2013) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 049 Gemona del Friuli*. APAT- Agenzia per la protezione dell' ambiente e per i servizi tecnici, pp. 262 e relativa Carta geologica.

# Indice

Introduzione .....	5
La geologia dell'area in esame .....	9
Il geosito “ <i>Deformazioni del Monte San Simeone</i> ” .....	29
Monte San Simeone, ingiustamente vituperato .....	46
I geositi “ <i>Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris</i> ” e “ <i>Sinclinale del Monte Lavara</i> ” e la rupe di Portis .....	49
La rupe di Portis .....	55
Il geosito “ <i>Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella</i> ” .....	61
La Val del Lago e il geosito “ <i>Rupe di Cesclans</i> ” .....	79
Un percorso geoturistico .....	93
English summary .....	103
Fonti citate .....	107

Intervento realizzato con il contributo della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia per la promozione del patrimonio geologico e della geodiversità (L.R. 15/2016).

### **Credits**

Sono dell'autore le foto della copertina, di pp. 60 e 106 e delle Figg. 2, 7, 10-11, 19A, 21, 23, 26, 29-30, 32, 34-35, 39B, 40-41, 43-45 e 48-57 e i disegni/elaborazioni delle Figg. 1, 3-5, 8-9, 12-20, 22, 24-25, 29 sotto, 33, 36, 38-39A e 46-47. Le foto delle Figg. 6 e 27-28 sono del dott. Luca Leonarduzzi, quelle della Fig. 31 sono del dott. Giuliano Mainardis e quelle di pp. 1, 8, 28, 48, 78 e 92 sono del dott. Ivo Pecile. La foto della Fig. 37 è CC BY-SA 4.0 ([https://en.wikipedia.org/wiki/Astreopora#/media/File:Coral\\_\(Astreopora\\_myriophthalma\),\\_parque\\_nacional\\_Ras\\_Muhammad,\\_Egipto,\\_2022-03-28,\\_DD\\_105.jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Astreopora#/media/File:Coral_(Astreopora_myriophthalma),_parque_nacional_Ras_Muhammad,_Egipto,_2022-03-28,_DD_105.jpg)), autore: Diego Delso. La Fig. 42 è tratta da Dalla Vecchia (2023: fig. 15). Le seguenti figure sono basate su: Figg. 3, 18, 19D, 24-25, 33 e 47, Zanferrari et al. (2013, Carta Geologica d'Italia - Foglio 049 Gemona del Friuli); Figg. 4, 5 e 8, Dalla Vecchia (2023: figg. 5, 10 e 11); Figg. 9 e 14, Zanferrari et al. (2013: figg. 63 e 80); Figg. 15 e 17, Doglioni & Carminati (2008: figg. 32 e 46); Fig. 16, Ponton (2010: fig. 28); Fig. 19B, Ponton (2000: fig. 4.1); Fig. 19C, Venturini (2010: fig. a p. 163); Fig. 22, Slejko (2018: figg. 7 e 9); Fig. 36A-C, Blondeau (1972: figg. 7, 21 e 3); Fig. 36D, Vialli (1974: fig. 48); Fig. 38, d'Achiardi A. (1875: tavv. I, XI, XII e XVI); Fig. 39A, Bosellini et al. (2022: fig. 5); Fig. 46, Monegato & Stefani (2010: fig. 9B).

Tutte le immagini basate su quelle pubblicate in lavori scientifici sono state modificate per i fini divulgativi di questa pubblicazione.



