



# PARCO GEOLOGICO DELLA VALNERINA



CONSORZIO B.I.M. "NERA E VELINO"  
CASCIA



# IL PARCO GEOLOGICO DELLA VALNERINA

*Una guida all'esplorazione*

Note di: Stratigrafia, Tettonica, Geomorfologia,  
Geologia del Quaternario, Georisorse



Programma Attuativo Regionale  
Fondo per lo Sviluppo e la Coesione



Dipartimento per lo Sviluppo  
e la Coesione Economica  
ex art.10 legge n.125/2013



Regione Umbria

## Crediti

Autori: M. R. Barchi (Università degli Studi di Perugia) & F. Pazzaglia (Int.Gro.Mod. srl)

Gli Autori desiderano ringraziare per la loro collaborazione:

F. Famiani, per le informazioni sulla Miniera di Terargo; M. Lemmi, che ha messo a disposizione dati sui Bagni di Triponzo e sulla Miniera di Terargo; B. Mattioli, che ci ha fornito un suo studio sui depositi alluvionali della Valcasana e sui rischi ad essi connessi; L. Melelli, che ha svolto indagini sui rapporti tra morfologia e tettonica in Valcasana; E. Capezzuoli, per la revisione della scheda su Travertini e calcareous tufa; S. Nazzareni, che ha svolto indagini mineralogiche su campioni di minerale raccolti nella Miniera di Terargo.

In questi ultimi anni hanno svolto la loro tesi di laurea nell'area del Parco Geologico della Valnerina alcuni studenti dell'Università degli Studi di Perugia. Sia del Corso di Laurea di I livello in Geologia (Mattia Biccheri, Francesco Cruciani, Stefano Della Botte, Francesco De Giorgi, Gabriele Lezzi, Flavio Pellegrini e Davide Romagna) che della Laurea Magistrale in Scienze e Tecnologie Geologiche (Edoardo Piselli, Daniela Provani, Michela Sorcini).

Si ringraziano inoltre i componenti del Comitato Scientifico (M. R. Barchi - Università degli Studi di Perugia, L. Melelli - Università degli Studi di Perugia e Associazione Italiana Geologia & Turismo, A. Iannace - Università degli Studi di Napoli, A. Boscherini e G. Felicioni - Servizio geologico e sismico Regione Umbria, F. Savi - Provincia di Perugia e Ordine dei Geologi dell'Umbria, V. Pallucchi - Legambiente Scuola e Formazione) e G. Lena e M. E. Mazzella (Int.Geo.Mod. srl) per il supporto nella realizzazione di questo opuscolo.

Fotografie: Philms, F. Pazzaglia e G. Lena (Int.Geo.Mod. srl), M. R. Barchi (Università degli Studi di Perugia), C. Collettini (Università di Roma La Sapienza), A. Sorrentino (Regione Umbria), D. Provani, [www.lavalnerina.it](http://www.lavalnerina.it), [www.norcia.net](http://www.norcia.net), [commons.wikimedia.org](http://commons.wikimedia.org).

Mappe (elaborazione con software open-source QGIS): F. Pazzaglia.

Impaginazione & Stampa: Nuova Eliografica s.n.c - Spoleto

In copertina: cataclasi foliate associate al sovrascorrimento di fonte di Colle di Mezzo

L'Appennino umbro-marchigiano, per i suoi caratteri stratigrafici e tettonici, è una delle regioni più studiate e frequentate dai geologi di tutto il mondo. Scuole e università italiane e straniere portano qui i loro studenti per le esercitazioni di rilevamento o per seguire escursioni guidate, utilizzando questo territorio come una vera e propria palestra geologica.

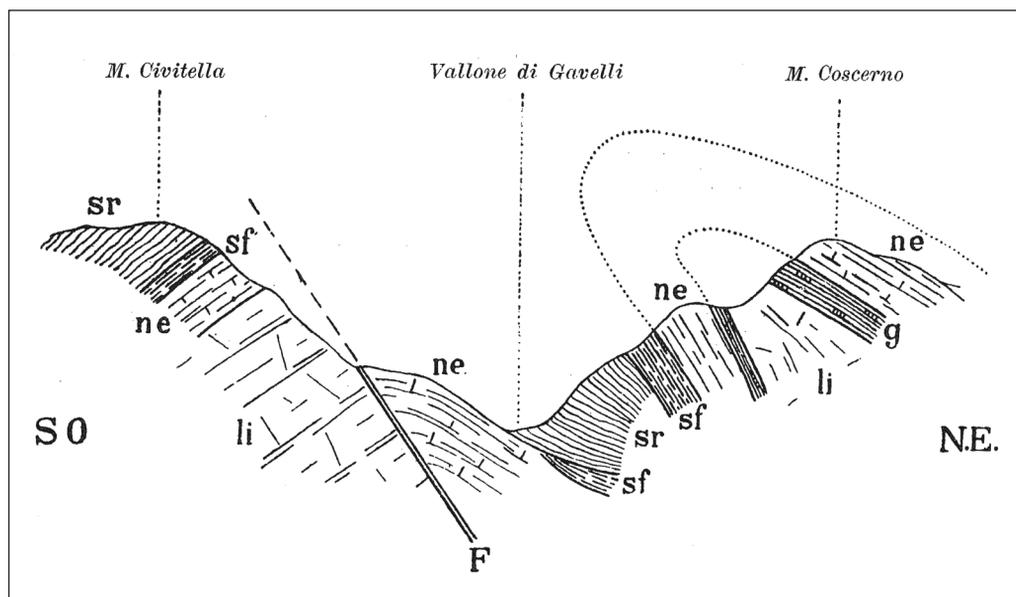
All'interno di questa regione, la Valnerina costituisce un territorio di particolare pregio ed integrità, che raccoglie in uno spazio relativamente ristretto una molteplicità di siti di rilevante interesse scientifico, rappresentativi delle principali tematiche della geologia, tutti abbastanza facili da raggiungere e visitare, grazie all'estensione della rete viaria e sentieristica. Un territorio che per queste ragioni merita pienamente la connotazione di Parco Geologico.

In questa guida forniamo una breve descrizione generale del territorio e dei siti di particolare interesse (geositi), organizzati in 10 itinerari tematici, che possono costituire altrettanti spunti per unità didattiche. La guida si rivolge quindi innanzitutto ai docenti, che vorranno condurre i loro studenti alla scoperta di questo territorio, usandolo come un laboratorio a cielo aperto. Al tempo stesso la guida può essere utilizzata da geologi e appassionati di geologia, come base per l'organizzazione di escursioni geo-turistiche, che si arricchiranno della visita al grande patrimonio storico-culturale e naturalistico di questa regione, e della ottima qualità della sua accoglienza.

I "consigli di lettura", forniti per ogni tematica, e la bibliografia essenziale, posta al termine del volume, potranno compensare la trattazione a volte schematica, dovuta alla esiguità dello spazio a disposizione.

Buon viaggio,

Massimiliano Barchi e Fausto Pazzaglia



Sezione geologica della Valcasana nell'interpretazione storica di Lotti (1926).



## 2 STRATIGRAFIA

La successione sedimentaria affiorante nell'area del Parco è quella tipica del bacino umbro-marchigiano, costituita da rocce sedimentarie formatesi in ambiente marino e deposta tra il Giurassico inferiore e il Miocene inferiore. Le formazioni che la compongono si possono raggruppare in:

- una parte superiore (dalla base della Maiolica al Bisciario), depostasi nell'intervallo Giurassico superiore - Miocene inferiore (150-18 milioni di anni fa), che mostra caratteristiche e spessori relativamente omogenei (tranne ispessimenti nel settore sud-orientale per la presenza di intercalazioni di detrito, proveniente dalla coeva piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese), relativa ad un ambiente di tipo marino pelagico e che diviene sempre più ricca della componente argillosa;
- una parte inferiore (dal Calcare Massiccio alla base della Maiolica), depostasi nel Giurassico (tra 200 e 150 milioni di anni fa), che è contraddistinta da una notevole variabilità nelle caratteristiche degli ambienti deposizionali (piattaforma, scarpata) e negli spessori delle formazioni.

Le rocce più antiche affioranti nell'area (formazione del Calcare Massiccio, Giurassico inferiore) testimoniano la presenza di un ambiente marino poco profondo, con acque calme, calde e ben ossigenate, con una piattaforma carbonatica ricca di organismi, quali alghe e molluschi. Alla fine del Giurassico inferiore, lo smembramento di questa piattaforma, ad opera di una intensa fase tettonica distensiva, generò una morfologia articolata, con alti e bassi morfologico-strutturali bordati da faglie dirette (Horst e Graben) e rotazioni di blocchi, che comportarono delle differenziazioni nella batimetria del bacino e, di conseguenza, negli spessori e nelle caratteristiche dei sedimenti che vi si depositavano. Nelle zone ribassate (Graben) si deposero successioni complete, in cui le formazioni raggiungevano maggiore spessore e caratteristiche tipiche degli ambienti più profondi. Al contrario, al di sopra degli Horst si deposero successioni ridotte (caratterizzate da spessori minori) e successioni condensate, con la presenza di lacune stratigrafiche e/o condensazioni: in queste successioni le singole formazioni bacinali giurassiche (come la Corniola, il Rosso Ammonitico e i Calcari Diasprigni), caratteristiche delle successioni complete, non sono più riconoscibili, e sono sostituite dai calcari nodulari della formazione del Bugarone.

I successivi sedimenti del Cretaceo e del Paleogene si depositarono in un ambiente pelagico, con caratteristiche abbastanza omogenee. In questo intervallo di tempo la sedimentazione è influenzata soprattutto dalle variazioni climatiche, che si riflettono nelle variazioni cromatiche e nell'abbondanza della componente argillosa. Caratteristica delle sequenze cretache e del terziario inferiore dell'Umbria sud-orientale è la presenza di intercalazioni detritiche (calcareni più o meno grossolane), provenienti dalla adiacente piattaforma laziale-abruzzese. Questi corpi detritici, di solito di colore bianco grigio, costituiscono uno degli elementi distintivi del paesaggio geologico della Valnerina.

Posti in discordanza sulla successione sedimentaria sopra descritta, sollevata e piegata durante la formazione della catena appenninica, sono presenti depositi continentali pleistocenici, costituiti prevalentemente da alluvioni recenti, detriti di falda e corpi di frana (Fig. 2).

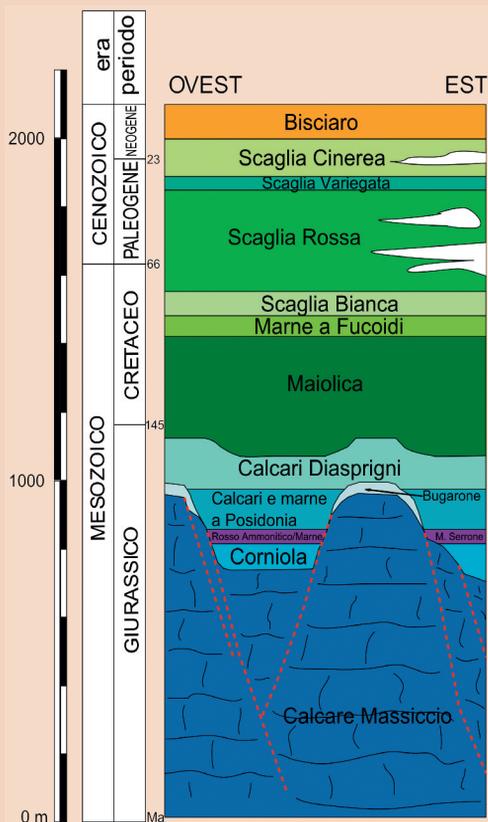
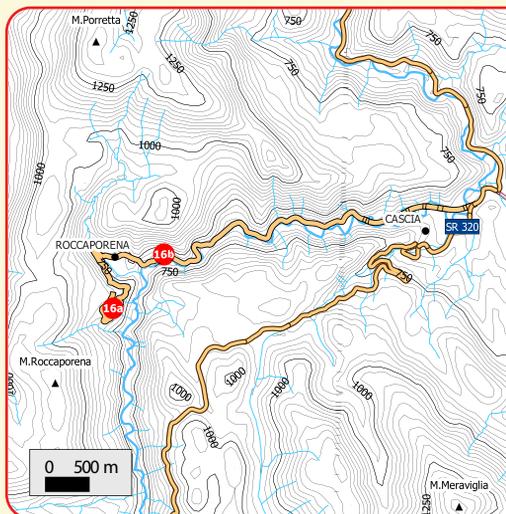


Fig. 2 - Successione sedimentaria del Parco Geologico della Valnerina.

### Consigli di lettura

Per una descrizione dettagliata delle caratteristiche generali della successione umbro-marchigiana, conviene riferirsi ai lavori classici di Centamore et al. (1986) e Cresta et al. (1989), o alla Guida della Società Geologica Italiana (Passeri, 1994). Una descrizione delle caratteristiche stratigrafiche locali è contenuta nelle Note Illustrative del Foglio Spoleto, scala 1:50.000 (Damiani, 2011).



L'itinerario, che si sviluppa tra Roccaporena e Capanne di Roccaporena, permette di osservare i livelli anossici cretatici Selli e Bonarelli.

Roccaporena è raggiungibile da Cascia percorrendo la SR 320 dir per circa 7 km.

Il Livello Selli (geosito 16a) affiora al km 1,2 della strada che sale dal centro di Roccaporena verso Capanne di Roccaporena. Lungo la strada che collega Cascia a Roccaporena, circa 500 m prima di arrivare a Roccaporena, è invece possibile osservare il Livello Bonarelli (geosito 16b). Si consiglia di parcheggiare nel piazzale sterrato presente tra il F. Corno e la strada. Nei periodi di magra, dal piazzale è possibile scendere al Fiume Corno, dove è esposta con continuità la successione delle Marne a Fucoidi, con i suoi livelli anossici (black shales).

## ROCCAPORENA (geosito 16; livelli Selli e Bonarelli)

Nell'area del Parco Geologico della Valnerina, nei dintorni di Roccaporena, sono visibili sia il Livello Selli che il livello Bonarelli, esposti rispettivamente al nucleo e lungo il fianco orientale di una grande piega anticlinale, a direzione N-S, parallela al F. Corno (vedi carta geologica).

rossate, silti e livelli ricchi in sostanza organica (Fig. 3). Lungo la strada che collega Cascia a Roccaporena è invece possibile osservare il Livello Bonarelli. Circa 500 m prima di arrivare a Roccaporena, coperti da una rete metallica paramassi, sono presenti strati rocciosi appartenenti alla formazione della Scaglia



Fig. 3 - Capanne di Roccaporena. Livello Selli alla base delle Marne a Fucoidi e al tetto della Maiolica. Sono visibili marne arrossate, silti e livelli scuri, ricchi in sostanza organica.

Il Livello Selli affiora circa al km 1,2 della strada che collega il paese con Capanne di Roccaporena. Esso si trova al tetto della formazione della Maiolica, è di colore bruno ed è spesso circa 2 m. Presenta una serie di alternanze millimetrico-centimetriche di marne anche ar-

Bianca: risalendo la successione, in direzione Cascia, si nota prima un intervallo con liste di selce nera spesso circa un metro (Fig. 4a), poi il Livello Bonarelli (spesso poco più di un metro), costituito da argilliti, argille calcaree nere e gialle e da silti. Continuan-



Fig. 4 - Roccaporena, SR 320 dir. A. Livelli di selce nera nella formazione della Scaglia Bianca; B. Livello Bonarelli. Sono evidenti le alternanze di marne (più chiare) e argilliti (più scure); C. Parete in destra idrografica del F. Corno. Pieghe a chevron nelle Marne a Fucoidi: sono evidenti vari livelli di black shales.

do a camminare lungo la strada, dopo un tratto di circa 100 m, il Livello Bonarelli è di nuovo visibile alla base della rete metallica (Fig. 4b). Il raddoppio del livello è dovuto alla presenza di pieghe a scala mesoscopica di tipo chevron, che interessano tutto il fianco orientale dell'anticlinale.

Dalla parte opposta della strada, in destra idrografica del Corno, è visibile una parete rocciosa costituita da

strati della Formazione delle Marne a Fucoidi, con le sue evidenti variazioni cromatiche e composizionali, ripiegate con spettacolari pieghe a chevron (Fig. 4c). All'interno di questa successione, si riconoscono numerosi livelli di black shales, che corrispondono ad altri eventi anossici minori. Quando il fiume non è in piena, è possibile accedere al letto del fiume per osservare in dettaglio la stratigrafia di questa parte della successione.

## OAES (OCEANIC ANOXIC EVENTS) – EVENTI ANOSSICI A SCALA GLOBALE.

Gli eventi anossici (OAE, Oceanic Anoxic Events) si verificano quando nelle acque degli oceani si instaurano condizioni ambientali di estrema scarsità o assenza di ossigeno. Questo concetto fu introdotto da Schlanger & Jenkins (1976) sulla base delle perforazioni dei fondali oceanici, eseguite nell'ambito dei Deep Sea Drilling Project. Il ritrovamento di sedimenti del Cretaceo ricchi in sostanza organica ("Black shales") fu messo in relazione con alcuni orizzonti marker della stessa età affioranti in Appennino, quali il Livello Selli e il Livello Bonarelli, indicando la natura globale di questi eventi anossici. Altri eventi anossici sono stati riconosciuti anche nel Giurassico e, più tardi, nelle successioni Paleozoiche. Nello studio degli eventi anossici, la successione cretacea umbro-marchigiana è una delle più rappresentative e conosciute al mondo, per la presenza di importanti marker litostratigrafici, correlabili a questi eventi (Arthur & Premoli Silva, 1982). Il "Livello Selli" (corrispondente all'evento OAE1a) prende il nome dal geologo italiano Raimondo Selli (1916-1983), si posiziona alla base delle Marne a Fucoidi (Albiano inferiore, circa 120 Ma), ed è costituito da argilliti e siltiti/sabbie a Radiolari ricche in noduli di pirite e/o marcasite e resti di pesci (prevalentemente scaglie e vertebre). Il secondo evento (OAE2) prende il nome da Guido Bonarelli (1871-1951), che nel 1891 descrisse per primo questi strati, affioranti nella zona di Gubbio. Il "Livello Bonarelli" si trova al tetto della Scaglia Bianca (al limite Cenomaniano-Turoniano, circa 93 Ma) ed è costituito da calcari neri, argilliti, argille calcaree nere e gialle, e da siltiti ricchissime in Radiolari, noduli di pirite e marcasite.

Molti altri eventi anossici minori caratterizzano le successioni cretache umbro-marchigiane, in particolare la formazione delle Marne a Fucoidi. Questa formazione presenta una spettacolare ritmicità espressa da evidenti variazioni cromatiche, con alternanze di strati calcarei e strati argilloso-marnosi o di strati scuri ricchi in carbonio organico ed altri più chiari intensamente bioturbati (Parisi, 1994). Calcoli effettuati sulla periodicità dei ritmi indicano valori che suggeriscono un collegamento con le variazioni climatiche indotte dai cicli astronomici (teoria di Milankovich; De Boer, 1982).

ARTHUR M.A. & PREMOLI SILVA I. (1982) - Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. In: SCHLANGER, S.O. & CITA M.B. (eds) Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies. Academic Press, London, 7-54.

BONARELLI G. (1891) - Il territorio di Gubbio. *Notizie Geologiche*: Roma, Tipografia Economica, 38 p.

DE BOER P. L. (1982) - Cyclicity and storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments. In: EINSELE G. & SEILACHER A. (Eds.), «Cyclic and event stratification», Springer Verlag: 456-474, New York.

PARISI G. (1994) - Le successioni pelagiche del dominio umbro-marchigiano. In PASSERI L. (ed.) *Guide Geologiche Regionali 7. Appennino Umbro-Marchigiano*. BE-MA Editrice.

SCHLANGER S.O. & JENKINS H.C. (1976) - Cretaceous oceanic anoxic sediments: causes and consequences: *Geologie en Mijnbouw*, v. 55, p. 179-184.

L'evoluzione geologica dell'area del Parco riflette quella dell'Appennino umbro-marchigiano e comprende tre fasi principali, che ne hanno determinato l'assetto attuale (Fig. 6).

- **Fase 1:** deposizione della successione umbro-marchigiana. Dal Giurassico inferiore (Hettangiano) al Miocene inferiore, avviene la deposizione della successione umbro-marchigiana (Fig. 2), sul margine continentale passivo della paleo-Africa, in un ambiente marino inizialmente di piattaforma carbonatica, poi contraddistinto da una notevole variabilità nelle caratteristiche degli ambienti deposizionali e negli spessori delle formazioni: nel Giurassico medio-superiore, infatti, la tettonica estensionale produsse la frammentazione della piattaforma carbonatica, determinando il suo annegamento e la formazione di alti e bassi strutturali. Successivamente, il proseguire della subsidenza sul margine continentale consentì la deposizione di una successione pelagica, con caratteristiche e spessori relativamente omogenei. Nel settore sud-orientale della catena la successione si arricchisce di intercalazioni detritiche (calcarentiti), provenienti dalla coeva piattaforma carbonatica laziale-abruzzese.

- **Fase 2:** orogenesi appenninica. Tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore si ha una fase di tettonica compressiva che, coinvolgendo la sequenza di margine continentale, determina la formazione dell'edificio appenninico, caratterizzato nella zona del Parco da pieghe maggiori con andamento assiale NNO-SSE, dislocate da sovrascorrimenti e faglie trasversive con andamento NNE-SSO (ad es. faglia della Valnerina, Fig. 5);

- **Fase 3:** tettonica estensionale recente. Nel Quaternario l'area del Parco, come tutta la catena umbro-marchigiana, è interessata da un costante sollevamento e da deformazioni di tipo estensionale con direzione NO-SE, che hanno tagliato le precedenti strutture compressive e che hanno determinato la formazione di bacini fluvio-lacustri intermontani (conche

di Norcia, Monteleone di Spoleto, Cascia e Castelluccio di Norcia, Graben della Valcasana). La tettonica estensionale è ancora in atto e ad essa è riferibile la intensa e diffusa sismicità della zona, che è stata colpita in epoca storica da numerosi terremoti di magnitudo moderata (compresa tra 5.5 e 6.5).

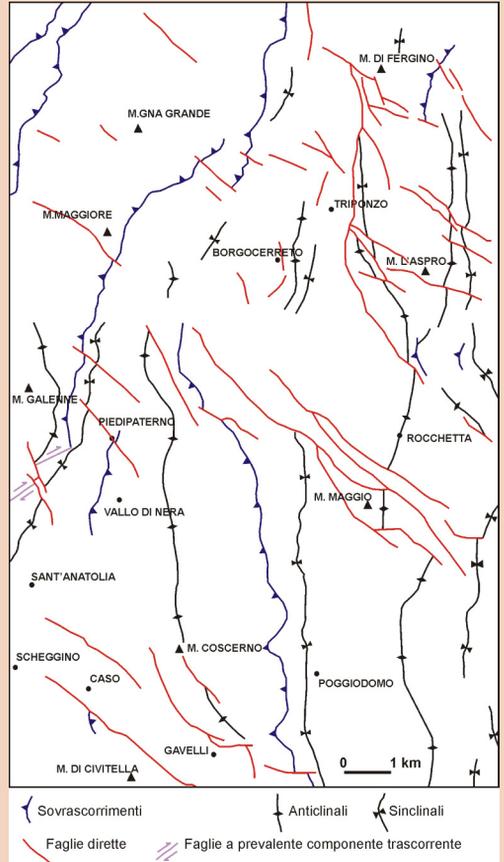


Fig. 6 - Schema tettonico del settore occidentale del Parco Geologico della Valnerina.

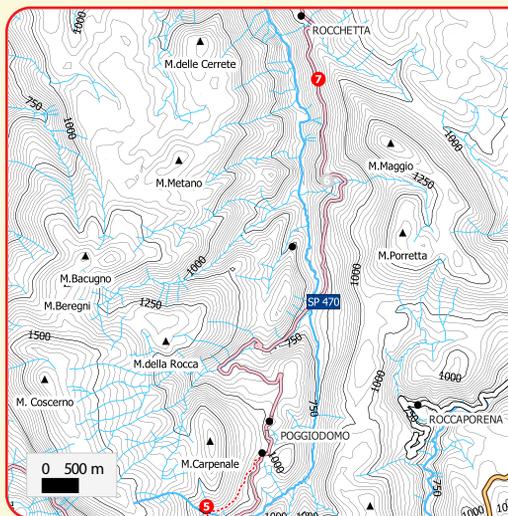


Fig. 5 - Grotti. Faglia della Valnerina (faglia traspressiva destra).

### Consigli di lettura

La tettonica dell'area del M. Coscerno è descritta in dettaglio nel lavoro di Barchi & Lemmi (1996), che contiene anche una carta geologica dell'area, in scala 1:25.000.

Il sovrascorrimento del M. Coscerno e le rocce di faglia ad esso associate sono stati descritti da numerosi autori. I lavori più recenti, piuttosto specialistici, sono quelli di Tesi et al. (2013; 2014). La faglia normale di Rocchetta è oggetto del lavoro, anch'esso specialistico di Collettini et al. (2014). Per una descrizione generale delle pieghe minori nell'Appennino umbro-marchigiano, rimandiamo al classico lavoro di La Vecchia et al. (1983).



L'itinerario si sviluppa sul versante destro della valle del Torrente Tissino, tra Usigni e Rocchetta. Questi due paesi sono raggiungibili da Borgo Cerreto percorrendo la SP 470 di Poggiodomo.

Il sovrascorrimento di Fonte di Colle di Mezzo (geosito 5) si trova sul versante orientale del M. Carpenale e il suo migliore affioramento è raggiungibile dalla SP 470, percorrendo per circa 1,5 km una strada sterrata che si imbrocca presso la località Immaginetta (Poggiodomo).

La faglia di Rocchetta (geosito 7) si trova nel versante nord-occidentale del M. Maggio, al km 23 della strada provinciale, poco prima del paese di Rocchetta. Altre faglie normali, bene esposte, bordano il Graben della Valcasana (geosito 1, itinerario n. 4).

Un'interessante appendice all'itinerario può essere la visita all'eremo rupestre della Madonna della Stella (geosito 6), mirabile esempio della continuità, così caratteristica della Valnerina, tra presenza antropica e paesaggio naturale.

Nell'area del Parco sono presenti numerosi esempi di faglie e zone di taglio, sviluppate durante la sua complessa evoluzione tettonica: faglie dirette giurassiche, che separavano zone di alto e basso strutturale; sovrascorimenti e faglie trascorrenti, riferibili alla fase compressiva del Miocene superiore; e faglie dirette, generate durante la fase estensionale quaternaria. In questa guida sono descritti due esempi significativi e ben differenziati, sia come ambiente tettonico che come stile deformativo. Il sovrascorrimento di Fonte di Colle di Mezzo (geosito 5) è un esempio rappresentativo di faglia generata da compressione crostale, cui è associata una zona di taglio ampia e distribuita. Al contrario, la faglia normale di Rocchetta è una faglia estensionale (geosito 7), con una deformazione fragile e ben localizzata.

## IL SOVRASCORRIMENTO DI FONTE COLLE DI MEZZO

(geosito 5; zona di taglio con strutture SCC')

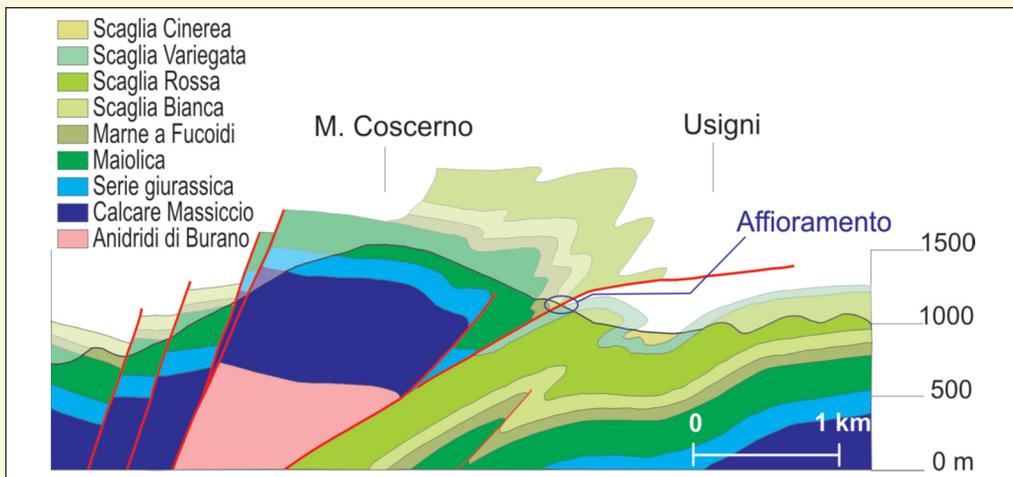
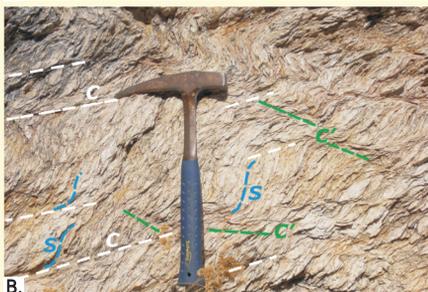


Fig. 7 - Sovrascorrimento del M. Coscerno (da Barchi & Lemmi, 1996 modificata).



A.



B.



C.

Fig. 8 - Fonte di Colle di Mezzo, M. Carpenale. A. Affioramento della roccia di faglia, B. Tettoniti SCC', C. Blocchi sigmoidali di calcareniti nella Scaglia Cinerea (da Tesi et al., 2013, modificata).

L'anticlinale del M. Coscerno - M. Aspra è una delle principali strutture compressive presenti nell'area del Parco Geologico della Valnerina, sviluppata al tetto di un sovrascorrimento di importanza regionale, che affiora per circa 25 km con direzione N-S, immergente a ovest e con un rigetto complessivo di alcuni chilometri (vedi carta geologica), denominato sovrascorrimento del M. Coscerno. Quest'ultimo ha portato le formazioni del fianco rovescio dell'anticlinale dei M. Coscerno - M. Aspra al di sopra delle formazioni del fianco interno della sinclinale di Mucciafora (Fig. 7).

Presso Fonte Colle di Mezzo è visibile una delle migliori esposizioni del sovrascorrimento, che sovrappone le formazioni prevalentemente calcaree della Scaglia Bianca e della Scaglia Rossa sulle più recenti marne della Scaglia Cinerea e della Scaglia Variegata. La parete dell'affioramento corrisponde ad un'ampia zona di taglio "duttile", spessa circa 20 m, sviluppatasi all'interno delle formazioni meno competenti del blocco di letto, che costituiscono il "nucleo" della faglia (fault core, Fig. 8a) e si distinguono principalmente per la colorazione derivante dalla roccia deformata (protolito). La Scaglia Variegata è bianca, verdastria e rossastria e presenta abbondanti orizzonti ossidati (Figg. 8b e 9), mentre la Scaglia Cinerea è costituita da marne fittamente foliate di colore grigio-bruno, con intercalazioni di blocchi sigmoidali di calcareniti (Fig. 8c).

La zona di taglio è caratterizzata da un intenso e pervasivo clivaggio da presso-soluzione, che ha determinato lo sviluppo di tettoniti foliate (struttura SCC', Fig. 8c). Nelle tettoniti i piani S, C e C', contengono orizzonti argillosi striati e spesso vene di calcite fibrosa testimoniando la deposizione sincinemica dei minerali per la presenza di fluidi in pressione durante l'attività della faglia.



Fig. 9 - Tettoniti SCC' nella Scaglia Variegata. Sono visibili degli orizzonti ossidati, con foliazione C' particolarmente ben sviluppata.

## LE TETTONITI SCC'

Le tettoniti SCC' sono rocce di faglia, piuttosto diffuse nell'Appennino umbro-marchigiano, caratterizzate da una intensa foliazione obliqua, prodotta da processi di dissoluzione per pressione, che si sviluppano, a basse profondità (< 3 km), in zone di taglio interessanti litotipi marnosi o calcareo-marnosi e caratterizzate da un regime fragile-duttile. Questo tipo di tettoniti, oltre a fornire indicazioni sulla cinematica della faglia cui sono associate, è anche indicativa delle condizioni dinamiche del fagliamento: in particolare, è stato ipotizzato che queste rocce di faglia siano compatibili con movimenti caratterizzati da creep asismico.

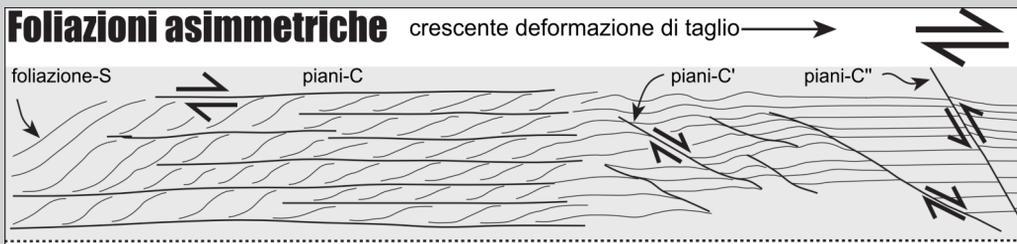
Le tettoniti SCC' sono caratterizzate da elementi rocciosi (lithons) sigmoidali (dimensioni da decimetriche a centimetriche), delimitati da superfici stilolitiche o sliolicitiche (superfici S - Schistosité) che presentano un angolo tra 15° e 45° con la zona di taglio. Questi elementi rocciosi sono tangenti a piani di faglia minori (superfici C - Cisaillement) che sono subparalleli al contatto tettonico principale e che immergono nel senso opposto a quello del trasporto tettonico.

Oltre alle superfici S e C possono svilupparsi successive superfici C' e C''. Le prime sono superfici simili alle C, ma presentano un andamento meno regolare e più limitato e formano un angolo di circa 30° con la zona di taglio. Queste superfici presentano un movimento sintetico rispetto alla zona di taglio. Le superfici C'' sono contemporanee alle C', ma formano un alto angolo con la zona di taglio (circa 70°) e hanno un movimento antitetico con essa.

Nell'Appennino umbro-marchigiano le tettoniti SCC' sono comunemente associate con i principali sovrascorrimenti (Tesei et al., 2013), come lungo la zona del sovrascorrimento dei Sibillini (Lavecchia, 1985), lungo il sovrascorrimento del Monte Coscerno (Barchi & Lemmi, 1996) e in corrispondenza degli altri sovrascorrimenti principali del Parco Geologico della Valnerina. Tuttavia, sono anche associate a faglie normali (ad esempio faglia di Gubbio; Collettini et al., 2003) e a faglie trascorrenti (ad esempio faglia della Valnerina; Barchi, 1991).

L'alternanza ritmica di rocce calcaree e marnose può favorire lo sviluppo di tali zone di faglia (Lena et al., 2014): in particolare, la forte variazione dei contenuti in argilla produce un aumento di clivaggio per pressosoluzione, rafforzato dalla presenza di minerali argillosi (Bos et al., 2000) soprattutto sotto condizioni crostali poco profonde.

La spaziatura delle superfici S è controllata principalmente da due fattori: (1) la distanza al di sotto del sovrascorrimento principale (l'entità della deformazione aumenta e la spaziatura diminuisce al diminuire di tale distanza); (2) la litologia del protolito (nei livelli marnosi le superfici S sono appiattite rispetto alle superfici C e più ravvicinate che negli strati calcarei) la cui influenza è ben evidente lontano dalla zona di massimo scorrimento (fault core).



BARCHI M. (1991) - Una sezione geologica bilanciata attraverso il settore meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano: l'Acquasparta-Spoleto-Accumoli. In: PIALI, G., BARCHI, M.R. & MENICCHETTI, M. (eds) Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala-Gabicce. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1, 347-362.

BARCHI M. & LEMMI M. (1996) - Geologia dell'area del Monte Coscerno-Monte Civitella, Valnerina (Umbria Sud-Orientale). Boll. Soc. Geol. It. 115, 601-624.

BOS B., PEACH C. J. & SPIERS C. J. (2000) - Frictional-viscous flow of simulated fault gouge caused by the combined effects of phyllosilicates and pressure solution. *Tectonophysics*, 327, 173-194.

COLLETTINI C., BARCHI M. R., CHIARALUCE L., MIRABELLA F. & PUCCI S. (2003) - The Gubbio fault: can different methods give pictures of the same object? *Journal of Geodynamics*, 36, 51-66.

LAVECCHIA G. (1985) - Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi strutturale e cinematica. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 104, 161-194.

LENA G., BARCHI M. R., ALVAREZ W., FELICI F. & MINELLI G. (2014) - Mesostructural analysis of S-C fabrics in a shallow shear zone of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy). In: FAULKNER, D. R., MARIANI, E. & MECKLENBURGH, J. (eds) *Rock Deformation from Field, Experiments and Theory: A Volume in Honour of Ernie Rutter*. Geological Society, London, Special Publications, 409, <http://dx.doi.org/10.1144/SP409.10>

TESEI T., COLLETTINI C., VITI C. & BARCHI M. R. (2013) - Fault architecture and deformation mechanisms in exhumed analogues of seismogenic carbonate bearing thrusts. *Journal of Structural Geology*, 55, 1-15.

## LA FAGLIA DI ROCCHETTA (geosito 7; specchio di faglia con indicatori cinematici)

La faglia di Rocchetta fa parte di un sistema di faglie dirette, con direzione NNO-SSE, che si estende longitudinalmente per circa 10 km e trasversalmente circa 4 km, ed è costituito da quattro faglie principali, immergenti a Sud-Ovest e due faglie antitetiche, immergenti a Nord-Est. Questo set di faglie è parte del sistema di faglie dirette quaternarie, responsabili della sismicità della regione, che comprende, tra le altre, le faglie di Colfiorito-Annifo e quelle che bordano la Piana di S. Scolastica e i Piani di Castelluccio. Nell'affioramento qui descritto è visibile una delle faglie immergenti a Sud-Ovest. Essa separa la forma-

mente con un piano di faglia diretta, levigato dallo scivolamento avvenuto tra i blocchi (liscione di faglia, Figg. 11 e 12).

In ottime condizioni di esposizione, al letto della faglia sono visibili i calcari della formazione del Calcare Massiccio, il cui colore bianco è apprezzabile nella parte basale della parete, che è stata recentemente liberata dalla coltre detritica e dalla vegetazione, che in precedenza l'ha preservata dall'alterazione. Verso l'alto, la parete mostra livelli crescenti di alterazione, che si manifestano dapprima nel cambio di colorazione e poi nel cambio della morfologia della superficie, che

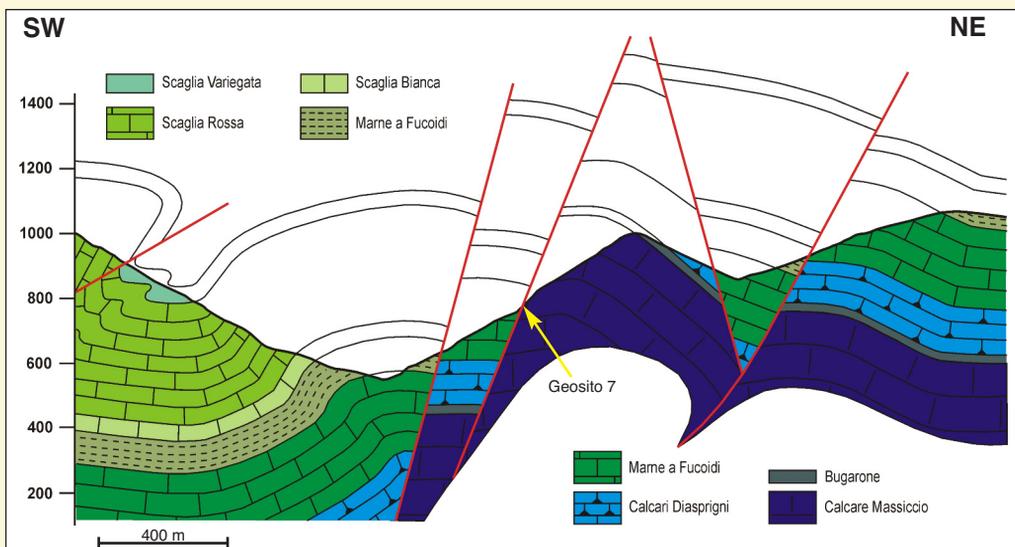


Fig. 10 - Sezione geologica disegnata lungo una traccia che passa per l'affioramento di Fig. 12 (da Collettini et al., 2014, modificata).

zione della Maiolica, presente sul blocco di tetto, dal Calcare Massiccio nel blocco di letto, con un rigetto complessivo stimabile in circa 650 m (Fig. 10). L'affioramento è costituito da una parete lunga più di 40 m ed alta almeno 20 m, che coincide sostanzial-



Fig. 11 - Particolare del liscione della faglia di Rocchetta.

perde i suoi caratteri di regolarità e levigazione. Nella parte alta della rupe, raggiungibili con difficoltà, i banconi del Calcare Massiccio, che immergono blandamente verso Nord, sono ricoperti dagli strati della successione condensata di alto strutturale (formazione del Bugarone).

La faglia di Rocchetta presenta un piano ben levigato, con inclinazione compresa fra i 70° e gli 85°: i processi di scivolamento lungo la struttura hanno portato alla formazione di strie di spessore millimetrico e solchi (groove) di spessore variabile, da 2 cm a 40 cm, alcuni dei quali riempiti con materiale brecciato derivante dalla frantumazione delle rocce del blocco di tetto (Fig. 13a).

L'andamento delle strie e dei solchi mette in evidenza lo scivolamento obliquo (verso il basso e verso destra) del blocco di tetto della faglia. Questo movimento è avvenuto in tempi recenti, durante la fase tettonica estensionale iniziata nel Pleistocene e tuttora in atto. Tuttavia si ritiene che la faglia abbia riattivato una struttura pre-esistente, attiva nel Giurassico, che metteva in contatto un'area bacinale con un rilievo sottomarino (alto strutturale), su cui si deponeva una suc-



Fig. 12 - In alto: panoramica dell'affioramento studiato. In basso: line drawing dell'affioramento, con evidenziate alcune delle strutture. Sulla destra, si nota la traccia di un sovrascorrimento, tagliato dalla faglia diretta.

cessione condensata. Le rocce al tetto della faglia affiorano oggi nella valle del F. Tissino: di particolare interesse, i Calcari Diasprigni affioranti nell'abitato di Rocchetta, in cui è possibile notare un potente banco detritico, di oltre 10 m di spessore.

In alcune porzioni del piano di faglia sono presenti strie rossastre di fibre di calcite, ricche di ossidi di ferro. Alcune di queste mostrano una variazione di direzione durante la loro crescita (Fig. 13b), testimoniando una cinematica non sempre regolare della faglia durante la sua evoluzione.

In alcune porzioni del piano di faglia, per lo più in prossimità delle parti prominenti, sono presenti fratture circolari e fratture a pettine (comb fractures), che sono fratture aperte, generalmente risultanti dall'intersezione del piano di faglia con le superfici di stra-

to della formazione del Calcare Massiccio, presente nel blocco di letto.

Alcune faglie verticali secondarie, con associata breccia di faglia, interrompono localmente la continuità del piano di faglia, collegandone i diversi segmenti. Nella parte destra della parete, si osserva (Fig. 12) la traccia di una faglia a basso angolo di inclinazione (circa 20°), che rappresenta il relitto di un sovrascorrimento miocenico (legato quindi alla fase tettonica compressiva che ha generato la catena appenninica), successivamente dislocato dalla faglia diretta. I rapporti tra la faglia diretta e il sovrascorrimento confermano a scala locale la storia tettonica della catena, che prevede la formazione di una catena a pieghe e sovrascorrimenti, dislocata solo in tempi relativamente recenti (Quaternario) dalla tettonica estensionale.

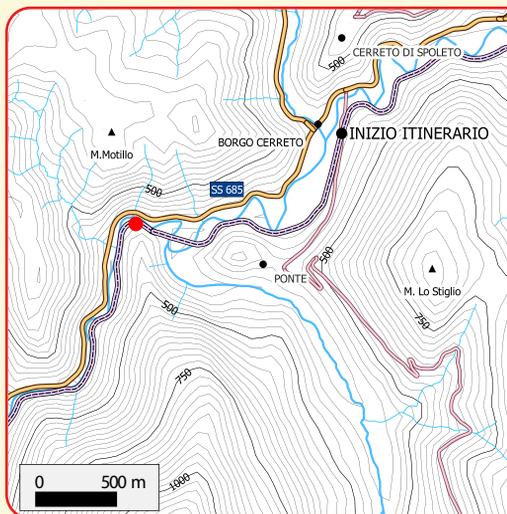


A.



B.

Fig. 13 - Indicatori cinematici sul piano di faglia di Rocchetta. A. Il piano di faglia è solcato da numerosi groove di dimensioni variabili da 2 cm fino a 40 cm, alcuni dei quali sono riempiti dalla breccia di faglia (cataclasis); B. Strie sul piano di faglia, con direzione variabile, che indica variazioni della cinematica durante la storia deformativa; il colore rossastro della calcite è dovuto alla presenza di ossidi di ferro.



Questo breve itinerario, che permette di apprezzare uno dei più begli esempi di mesopieghe della Valnerina, ha inizio da Borgo Cerreto. Da qui si accede al percorso della ex ferrovia Spoletto-Norcia (in lilla in mappa) in direzione Piedipaterno, in sinistra idrografica del F. Nera. Superato uno stabilimento di acque minerali e la confluenza tra il T. Tisino e il Nera, il migliore affioramento (pallino rosso in mappa) si trova tra le gallerie Lastre 1 e Lastre 2. Dal tracciato della ex-ferrovia si scoprono delle ottime visioni panoramiche sul versante opposto (destra idrografica del F. Nera). Altre soste molto interessanti si possono fare lungo la SS 685: in particolare, in corrispondenza di una piazzola a sud di Borgo Cerreto, sulla destra risalendo il Nera si apprezza la presenza di un gruppo di pieghe poliarmoniche.

L'area del Parco Geologico della Valnerina presenta numerosi e spettacolari affioramenti di mesopieghe di origine tettonica. Le migliori esposizioni sono nella zona di Serravalle (geosito 15), nella bassa Valcasana, poco a monte di Scheggino (geosito 1), lungo la mulattiera tra Usigni e Fonte di Colle Mezzo (geosito 5) e soprattutto tra Piedipaterno e Borgo Cerreto, lungo la Statale SS 685 e lungo il percorso della ex ferrovia Spoletto-Norcia.

## EX FERROVIA SPOLETO-NORCIA (Mesopieghe nella Scaglia)

Il tracciato della ex-ferrovia Spoletto-Norcia, poco a Sud di Borgo Cerreto (al km 29,8), attraversa il nucleo e il fianco orientale di una stretta anticlinale, con direzione circa N-S. In questo tratto la valle del Nera si restringe molto, rispetto al più ampio tratto a monte, che ospita un doppio meandro e la confluenza, in sinistra idrografica, del Torrente Tisino. Tra le due gallerie Lastre 1 e Lastre 2, gli strati della formazione della Scaglia Rossa, che qui presentano frequenti intercalazioni di calcareniti, sono coinvolti in una serie di spettacolari mesopieghe, con prevalente morfologia a chevron e a scatola, talora coesistenti lateralmente e che si evolvono da una all'altra lungo il piano assiale (Fig. 14).

Le stesse mesopieghe sono visibili anche sul lato opposto della valle, lungo la SS209. Un affioramento particolarmente impressionante (Fig. 15), è visibile proprio di fronte alla galleria Lastre 2, in cui un'ampia superficie di strato sub-verticale consente di apprezzare in tre dimensioni la morfologia delle pieghe. Poco a sinistra di questa spettacolare parete, sono presenti mesopieghe asimmetriche vergenti verso E, con asimmetria congruente con l'anticlinale che le ospita (Fig. 16).

La relativa uniformità della litologia e la regolarità della stratificazione favoriscono in questa zona la formazione di pieghe parallele, con strati che mantengono uno spessore costante.

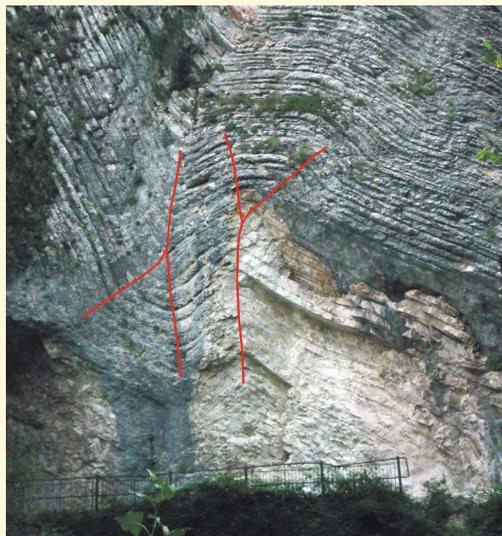


Fig. 14 - Ex ferrovia Spoletto-Norcia, tra le gallerie Lastre I e Lastre II. Pieghe in Scaglia Rossa: esempio di coesistenza laterale di differenti tipi di pieghe: a sinistra pieghe a scatola, a destra pieghe a chevron che si evolvono da una all'altra lungo la superficie assiale.



Fig. 15 - SS 685, tra Piedipaterno e Borgo Cerreto. Pieghe cilindriche ed armoniche, al tetto della Scaglia Bianca.



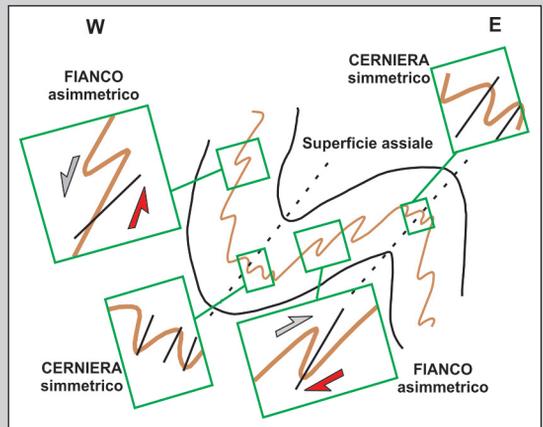
Fig. 16 - SS 685, tra Piedipaterno e Borgo Cerreto. Mesopieghe asimmetriche vergenti a Est (congruenti con l'anticlinale ospite), in stratificazione molto inclinata. Passaggio Scaglia Bianca-Scaglia Rossa, in destra idrografica del F. Nera.

## LE MESOPIEGHE DELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO

L'area del Parco si trova nella parte meridionale della catena a pieghe e sovrascorrimenti umbro-marchigiana. In tutta la regione, alle anticlinali e sinclinali maggiori si associano spesso spettacolari raggruppamenti di pieghe minori, o mesopieghe, pieghe di origine tettonica osservabili alla scala dell'affioramento. Le mesopieghe sono certamente le strutture tettoniche più spettacolari della catena umbro-marchigiana (Lavecchia et al., 1983; Barchi & Lavecchia, 1994); esse mostrano una grande varietà di forme, da sinusoidali ad angolose; tra queste ultime predominano quelle del tipo kink e quelle di tipo chevron. Anche le dimensioni sono molto variabili, da alcuni metri ad alcune decine di metri. Anche l'angolo tra i fianchi può variare molto, dai 120°-160° delle pieghe "aperte" ai 60° delle pieghe "chiusse".

Quando le mesopieghe interessano strati calcarei, lo spessore degli strati si mantiene costante lungo tutto lo sviluppo della piega (pieghe parallele, classe 1B di Ramsay). Al contrario le mesopieghe che interessano litotipi marnosi, meno competenti, presentano vistosi ispessimenti delle cerniere e laminazioni dei fianchi (pieghe simili, classe 2 di Ramsay). Le mesopieghe si sviluppano comunemente nelle formazioni ben stratificate, in cui il piegamento degli strati rigidi è reso possibile dallo scorrimento interstratale. La loro genesi è legata a quella delle strutture maggiori (anticlinali e sinclinali a scala chilometrica) che le ospitano, sui cui fianchi si sviluppano prevalentemente i fenomeni di scorrimento flessurale (flexural slip). Questo meccanismo determina il senso di asimmetria delle pieghe minori, che pertanto mostrano una diversa vergenza sugli opposti fianchi della piega maggiore ospite, mentre sono simmetriche nella zona di cerniera, come mostrato nello schema. A seconda della loro posizione rispetto alla macropiega ospite, pertanto, le mesopieghe possono essere simmetriche o asimmetriche: la vergenza di queste ultime è generalmente congruente con la piega ospite (con simmetria a Z sui fianchi occidentali ed a S su quelli orientali).

In altri casi, le mesopieghe si formano per meccanismi di taglio semplice, in corrispondenza dei principali sovrascorrimenti.



Le forme del rilievo in Valnerina sono dovute al concorso di fattori endogeni ed esogeni e alla loro sovrapposizione.

Tra le forme legate ai fattori endogeni (morfostrutture) ci sono le anticlinali e le sinclinali (formatesi durante la fase tettonica compressiva (Miocene superiore – Pliocene inferiore). Le anticlinali presentano una geometria convessa verso l'alto con cresta piatta e a fianchi ripidi ("a scatola") e corrispondono generalmente alle dorsali montuose. Le sinclinali sono molto strette e corrispondono quasi sempre a delle valli. La geometria della rete idrografica è fortemente condizionata dall'evoluzione tettonica della Valnerina. Le valli del F. Nera e del T. Tissino si sono originariamente formate all'interno di due strette sinclinali. A questo schema geomorfologico fa eccezione la valle del F. Corno, che nel tratto tra Roccaporena e Nortosce scorre in direzione longitudinale incidendo profondamente per due volte la cerniera di un'anticlinale probabilmente lungo fratture ortogonali all'asse della struttura, generatisi durante il piegamento. La valle del F. Corno costituisce quindi un esempio di inversione del rilievo, creando delle suggestive gole (Roccaporena, Biselli, Balza Tagliata).

Altre morfostrutture sono quelle legate al sollevamento generalizzato che ha interessato la catena nel Pleistocene, successivamente ad una fase di relativa stabilità, durante la quale l'azione erosiva dei corsi d'acqua aveva generato delle superfici spianate più o meno estese. Il sollevamento ha isolato dall'attuale sistema di drenaggio queste superfici e le ha preservate. Esse prendono perciò il nome di superfici relitte. Un esempio notevole di superficie relitta è quello dell'altopiano di Avendita (Fig. 17), che si sviluppa ad una quota di circa 1000 m nella zona ad est di Cascia.

Alla tettonica distensiva pliocenico-quadernaria è invece legata la genesi delle conche di Norcia e di Castelluccio (vedi capitolo 6, Geologia del Quaternario) e di morfostrutture quali i versanti di faglia, come il bordo settentrionale della conca di Castelluccio ed i ripidi versanti della Valcasana.

Le forme legate a fattori esogeni (morfosculature) sono dovute all'azione dell'acqua (forme fluviali e carsiche) e/o della gravità.

Le forme legate ad erosione fluviale sono valli a V, a conca e a fondo piatto, scarpate fluviali, terrazzi fluviali, gradini di valle fluviale, fossi e/o canali in approfondimento, forre dalle pareti altissime e cascate. Nelle fasce di raccordo tra parti pianeggianti delle valli e i ripidi versanti sono spesso presenti conoidi alluvionali a volte organizzate in fasce nelle quali esse tendono a fondersi (come ad esempio nel versante occidentale del M. Vettore o nel versante sud-occidentale del M. Coscerno). Il dilavamento dei versanti de-

termina la formazione di forme legate a processi di ruscellamento. Esempi di questi fenomeni si hanno nel versante occidentale del M. Vettore o nel versante sud-occidentale del M. Coscerno, dove sono presenti numerosi canali e solchi, in corrispondenza delle pareti più ripide.

Le forme carsiche superficiali sono diffuse soprattutto in corrispondenza delle dorsali calcaree. Fra le più comuni si individuano le doline a ciotola e a fondo piatto presenti nelle sommità dei rilievi calcarei, come ad esempio il M. Coscerno. Un'area ricchissima di doline è il Pian Grande di Castelluccio, una depressione di origine tettonica, il cui modellamento è stato completato ed arricchito dai processi carsici. Fenomeni di carsismo profondo non sono comuni in Valnerina. Nella zona di Bagni di Triponzo, sono comunque presenti numerosi androni o piccole cavità, fra cui la Caverna di Triponzo, scoperta durante lo scavo di una condotta forzata, connessa all'azione delle acque solfuree.

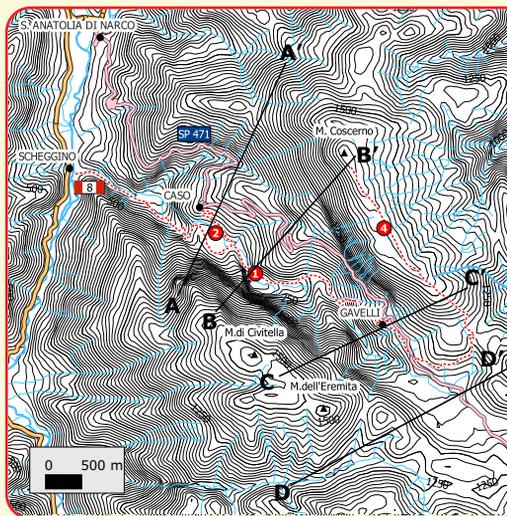
Le forme legate alla gravità più evidenti sono scarpate in degradazione, frane da crollo, scivolamento, debris flow, frane complesse (crollo-scivolamento), deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) e morfotipi associati come trincee, contropendenze e sdoppiamenti di cresta. L'area della Valcasana presenta un campionario completo di queste forme.



Fig. 17 - Altopiano di Avendita (vista da Monte Maggio).

### Consigli di lettura

Una trattazione complessiva dei processi morfologici caratteristici di questa regione può trovarsi nella monografia di Gentili (2002). Per una trattazione maggiormente riferita al territorio del Parco, rimandiamo ancora alle Note Illustrative del Foglio Spoleto (Damiani, 2011). I fenomeni gravitativi dell'area di M. Coscerno sono oggetto dei lavori di Cardinali et al., (1989) e Barchi et al., (1993), mentre la relazione di Mattioli & Terzigni (2008) descrive i fenomeni di alluvionamento lungo la Valcasana. I debris flows della Valnerina sono stati oggetto di studi recenti da parte di Reichenbach et al. (2004), Conversini et al. (2005) e Salciarini et al. (2006).



La Valcasana (geosito 1) è percorribile per circa 8 km, da Scheggino fino a Gavelli, tramite il sentiero CAI n.8 "Strada delle Ferriere" (dislivello di circa 850 m). Percorrendo la SP 471, che collega Sant'Anatolia di Narco a Gavelli, è possibile scendere al Pian delle Melette (geosito 2) da Caso (facile e breve escursione di 1,2 km su strada sterrata con dislivello in discesa di 85 m) e poi risalire lungo il sentiero la media Valcasana, che rappresenta la parte più significativa dell'itinerario. Da Gavelli è invece raggiungibile la vetta del M. Coscerno (geosito 4). Percorrere prima la carrareccia che dopo circa 3 km porta alla Forca di Legno (1236 m), poi girare a sinistra e percorrere per circa 800 m un sentiero fino alla Forca della Spina (1274 m). Attraversata la recinzione, raggiungere il sentiero n. 30 del CAI e salire per circa 4 km (con un dislivello di 350 m). Quest'ultimo tratto in salita è abbastanza faticoso per il dislivello, il terreno roccioso e il forte assollamento.

La Valcasana è un graben allungato per circa 11 km in direzione NO-SE, la cui espressione morfologica è una stretta e profonda depressione che interrompe con grande evidenza la continuità longitudinale (vedi carta geologica) dell'anticlinale del M. Coscerno. La genesi della valle è legata alla tettonica estensionale pleistocenica, che ha dislocato le strutture plicative formatesi durante la precedente fase tettonica compressiva miocenica.

La corrispondenza fra struttura e morfologia è particolarmente evidente. Le vette del M. Coscerno e del M. di Civitella sono rispettivamente a quota 1684 m e 1565 m s.l.m., mentre il fondo del piccolo bacino del Pian delle Melette è a quota 579 m s.l.m.. Il dislivello di circa 1000 m corrisponde quasi perfettamente al rigetto verticale massimo delle faglie bordiere. Questo dislivello è reso tanto più appariscente dalla ridotta dimensione trasversale della struttura, le cui faglie principali distano in media circa 1500 m.

I ripidi versanti della Valcasana, tra il M. Coscerno e il M. di Civitella, sono interessati da complessi fenomeni di dissesto gravitativo, quali scarpate in degradazione, frane da crollo, scivolamenti, debris flow, frane complesse (crollo-scivolamento), deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV). L'innescò e l'evoluzione di questi fenomeni sono spesso controllati da fattori strutturali, a volte ereditati dalle deformazioni compressive mioceniche-plioceniche, altre volte generati dalle successive dislocazioni distensive pliocenico-quaternarie. Sono quindi evidenti le relazioni fra movimenti di versante e fenomeni tettonici.

La presenza, in un territorio relativamente ristretto, di un insieme così variegato e rappresentativo di fenomeni di dissesto rende quest'area una palestra ideale per chi voglia familiarizzare con la tematica dei rapporti tra tettonica ed evoluzione morfologica dei versanti.

I versanti della Valcasana hanno pendenze che raggiungono anche l'80%, ed hanno un profilo complesso, con tratti rettilinei intervallati ad altri concavo-convessi. Essi sono contraddistinti in buona parte da pareti rocciose prevalentemente calcaree, denudate e soggette a continui fenomeni di degradazione fisica che provocano distacco e accumulo al piede di detrito. L'assetto geomorfologico appena descritto si riflette nella toponomastica: la Valcasana è infatti delimitata dalle Balze del M. Coscerno e nelle Muraglie del M. di Civitella, ed è proprio lungo queste ripide pareti rocciose che si concentrano, come è logico, i fenomeni di crollo. Lungo gli impluvi che solcano i versanti, i fenomeni di debris flow sono particolarmente frequenti e rilevanti. Movimenti più ampi e complessi caratterizzano i versanti del M. Coscerno e del M. di Civitella che si affacciano verso la Valnerina.

Nella trattazione che segue, dopo la descrizione della struttura tettonica della Valcasana, ci soffermeremo su due fenomeni rappresentativi della complessità e della peculiarità di questa valle. Il primo è una grande frana di crollo, che ha interessato il versante nord-orientale del M. di Civitella, provocando lo sbarramento del Fosso della Valcasana. Il secondo è una deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) che interessa il versante sud-occidentale del M. Coscerno, coinvolgendo un volume stimato in centinaia di milioni di metri cubi.

## IL GRABEN DELLA VALCASANA (geosito 1)

La geometria del graben della Valcasana è complessa e comprende, oltre alle faglie principali, numerose strutture minori (splays) sintetiche e antitetiche (Fig. 18). La parte più profonda del graben è quella centrale, fra Caso e Gavelli, dove le faglie raggiungono il massimo rigetto (sezioni B-B' e C-C' di Fig. 18); allontanandosi da questa zona, il rigetto che tende a diminuire rapidamente (sezioni A-A' e D-D' di Fig. 19). A

SE di Gavelli la morfologia connessa con la struttura è assai meno marcata: la parte ribassata del graben corrisponde ad un altopiano con diffusi fenomeni carsici superficiali (Laghetto di Gavelli) e piccoli bacini, con depositi colluviali e palustri contenenti talora concrezioni ferrose (ferro delle paludi; Damiani, 2011). La faglia bordiera sud-occidentale è ben visibile sul fondovalle, lungo il sentiero numero 8 del CAI: sul

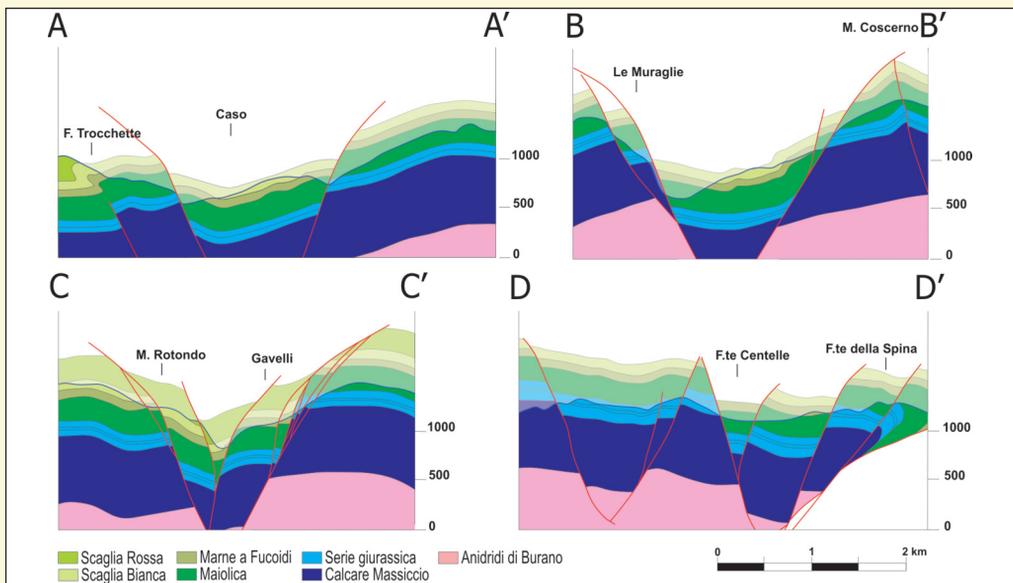


Fig. 18 - Sezioni geologiche attraverso il graben della Val Casana (da Barchi & Lemmi, 1996, modificata).  
Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta topografica a pag. 17.

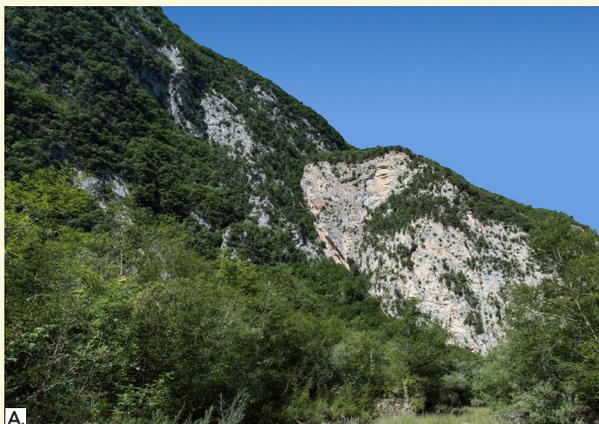


Fig. 19 - A. Faglia diretta sul versante del M. di Civitella, dove è ben evidente il piano che mette a contatto Maiolica (a destra) e Calcare Massiccio (a sinistra). B. Piano di faglia situato sul versante del M. Coscerno, lungo la SP 471 che collega Caso a Gavelli. Sono visibili le strie di scorrimento (freccia piccola) che sono disposte obliquamente rispetto all'immersione del piano (freccia grande).

versante nord-orientale del M. di Civitella è evidente il contatto tettonico tra la Maiolica e il Calcare Massiccio, con un rigetto verticale di oltre 400 m Fig. 19a). In questa zona la morfologia del versante, che è costituito da una serie di liscioni di faglia immergenti verso NE, è strettamente legata a quella della faglia bordiera. Lungo la SP 471, tra Caso e Gavelli, sono presenti alcune faglie dirette minori, che bordano il

versante sud-occidentale del M. Coscerno, sintetiche a quella principale. Una di queste è ben esposta (Fig. 19b) poco prima del paese di Gavelli. Si tratta un liscione subverticale entro i calcari della Maiolica, in cui sono visibili le strie di scorrimento (freccia piccola). Queste sono disposte obliquamente rispetto all'immersione del piano (freccia grande) ed indicano un movimento trasversivo sinistro.

## PIAN DELLE MELETTE (geosito 2; paleofrana e lago di sbarramento)

Il Pian delle Melette è un'area pianeggiante di circa 12 ettari, che si trova allo sbocco della media Valcasana. Il sito è limitato ad Ovest da un gradino morfologico, in parte ereditato dall'assetto tettonico locale, in parte costituito dal corpo di frana che divide la media dalla bassa Valcasana (Fig. 20a). Il Pian delle

La costruzione con materiale di riporto di un piazzale su cui poggia un complesso zootecnico, ha quasi completamente sbarrato la valle a monte del Piano. Il fosso di Gavelli è stato costretto in un alveo artificiale addossato al margine sinistro della valle, alterando il suo equilibrio e determinando così forti ero-



Fig. 20 - A. Pian delle Melette: sono visibili una parte del piano, il corpo di frana che lo ha generato e la nicchia di distacco; B. Massi di Maiolica di dimensioni metriche, appartenenti al corpo di frana che ha generato il lago di sbarramento.

Melette si è formato, nel Pleistocene-Olocene, in seguito alla formazione e al successivo riempimento di un lago di sbarramento. Il Fosso di Gavelli venne sbarrato dal crollo e scivolamento di circa 3 milioni di metri cubi di materiale roccioso (prevalentemente derivato dagli strati della Maiolica) franato dal versante nord-orientale del M. di Civitella, costituito da massi di forma irregolare e dimensioni variabili (fino a qualche metro cubo, Fig. 20b).

Il distacco è stato causato dall'intensa fratturazione della zona di cerniera occidentale dell'anticlinale del M. Coscerno, sul versante occidentale del M. di Civitella (Fig. 21a). Lo sbarramento della valle determinò la formazione di un piccolo lago, che è stato progressivamente colmato da sedimenti lacustri, palustri e fluviali prevalentemente fini (limi, argille e torbe). Il Pian delle Melette rappresenta appunto il risultato del colmamento del lago di sbarramento. Il bordo sud-orientale della piana è progressivamente invaso dai detriti, prevalentemente grossolani, trasportati dal Fosso di Gavelli in occasione delle piene, che vanno a formare una conoide alluvionale, che si raccorda dolcemente alla zona pianeggiante.

sioni in alveo, di fondo, spondali e in alcuni tratti di incisione della conoide. Il materiale preso in carico viene deposto poco a valle nella zona di erosione fino ai piedi della conoide, invadendo i campi coltivati e i prati del Piano.

Dal paese di Caso si ha un'ottima visione panoramica del sito: in particolare, è possibile osservare il forte contrasto morfologico tra il Pian delle Melette e il ripido versante NE del M. di Civitella, che corrisponde a una sezione naturale del fianco occidentale dell'anticlinale del M. Coscerno (Fig. 21a): gli strati della serie giurassica e della soprastante Maiolica formano una grande anticlinale rovesciata, con vergenza occidentale; al contrario il Calcare Massiccio, più rigido, non è in grado di seguire il piegamento delle formazioni soprastanti, e viene dislocato da una faglia inversa ad alto angolo. Proprio in corrispondenza della cerniera di questa grande piega, sulla parete del M. di Civitella, è visibile la nicchia di distacco e la superficie di scivolamento della frana, con alla base il corpo di frana, che costituisce un piccolo rilievo tondeggiante, che chiude il Piano verso valle (Fig. 21b).



Fig. 21 - A. Schema strutturale del versante nord-orientale del M. di Civitella. Si può osservare la struttura anticlinale e la netta dislocazione ad opera di una faglia inversa ad alto angolo; B. Paleofrana di Pian delle Melette. Sono evidenziate in rosso la nicchia di distacco e la superficie di scivolamento, in giallo l'accumulo di frana, mentre le frecce bianche indicano il senso di movimento.

## LA CRESTA SDOPPIATA DEL M. COSCERNO (geosito 4; deformazione gravitativa profonda di versante)

Il versante sud-occidentale del M. Coscerno è soggetto ad una deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) che coinvolge un volume stimato in 300-450 milioni di m<sup>3</sup>. Lungo questo versante sono presenti i fattori principali, che favoriscono la formazione di una DGPV: elevata energia del rilievo, innescata e mantenuta dal sollevamento tettonico della regione; conseguente approfondimento del graben della Valcasana ed aumento della pendenza dei versanti; mancanza di sostegno laterale e al piede; presenza di materiale roccioso, prevalentemente competente; presenza di un corso d'acqua in erosione. Tutti questi fattori hanno incrementato le tensioni e l'instabilità, favorendo questo particolare tipo di deformazione.

La peculiare morfologia sommitale del M. Coscerno, che presenta due creste allineate e parallele, separate da una zona ribassata, è una delle principali evidenze morfologiche della DGPV (Figg. 22 e 23a). Il fenomeno del raddoppio della cresta interessa la porzione centrale del versante sud-occidentale del M. Coscerno, per una lunghezza complessiva di circa 2,5 km. In corrispondenza della doppia cresta, il versante è incurvato verso SO (Fig. 22).

Lo sdoppiamento della cresta si sviluppa a SE di una evidente trincea trasversale (Fig. 23b), alta oltre 20 m, posta a quota 1600 m s.l.m., in corrispondenza del Fosso del Miracolo. A NO di questa trincea, fino alla vetta (1684 m s.l.m.), la cresta del monte presenta i caratteri tipici dei rilievi di questa parte dell'Appennino, con un'area sommitale abbastanza dolce, costituita da blandi saliscendi. A SE della trincea, inve-

ce, la cresta si raddoppia: il crinale orientale prosegue in direzione SSE-NNO, lungo la direzione generale del M. Coscerno; quello occidentale, localmente più elevato, con quote comprese tra 1580 e 1615 m s.l.m., presenta un andamento incurvato, con convessità verso sud. I due crinali sono separati da una zona ribassata, che costituisce la zona di distacco del versante interessato dalla deformazione in atto: a ridosso della trincea trasversale del Fosso del Miracolo, l'area ri-

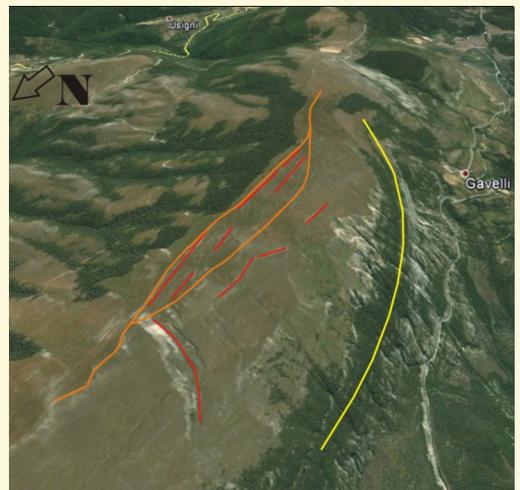


Fig. 22 - Evidenze morfologiche della DGPV: si distinguono il raddoppio della cresta (in arancio), le trincee longitudinali e quella trasversale (in rosso) e la convessità radiale del versante (in giallo).



Fig. 23 - Cresta del M. Coscerno A. Vista verso SE: evidente lo sdoppiamento della cresta; B. Trincea trasversale, che delimita a NW il fenomeno di sdoppiamento.

bassata è larga circa 120 m e profonda 30 m. Procedendo verso SE, i crinali si allontanano e la zona ribassata diventa più ampia, fino a raggiungere una lar-

ghezza di circa 300 m ed una profondità di 20-25 m. Qui l'area ribassata presenta alcune doline a ciotola allineate.

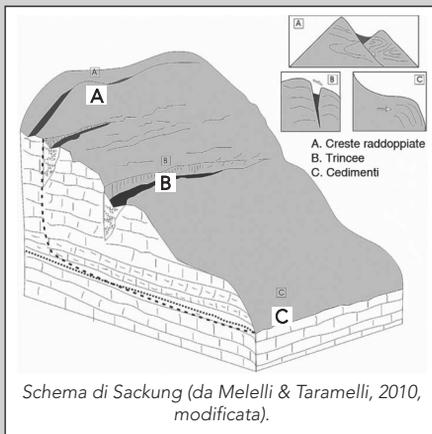
## DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE - DGPV

Le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) sono movimenti di massa di grandi dimensioni, che avvengono per creep profondo con deformazioni plastiche, differenziali e spazialmente continue, lente e progressive, con velocità di pochi mm l'anno. Una DGPV non produce necessariamente una ben definita superficie di taglio ma si realizza lungo più superfici di deformazione variamente orientate (Savage & Varnes, 1987; Chigira, 1992). Le dimensioni areali sono dell'ordine di diversi chilometri quadrati mentre le profondità della massa coinvolta raggiungono decine o centinaia di metri. Gli spostamenti sono relativamente piccoli rispetto al versante stesso.

Si distinguono due tipi di DGPV: i sackung e le espansioni laterali. I sackung producono associazioni di forme riconducibili a sforzi distensivi nella parte alta del versante e compressivi nella parte basale. Lungo le sommità dei rilievi e in tutta la porzione medio-alta l'estensione produce raddoppiamenti di cresta, trincee, incisioni, contropendenze, scarpate; mentre nella parte basale gli sforzi compressivi determinano una generale convessità radiale e un incremento della franosità superficiale. Sono coinvolti litotipi coerenti, fratturati o stratificati, che permettono deformazioni visco-plastiche in profondità.

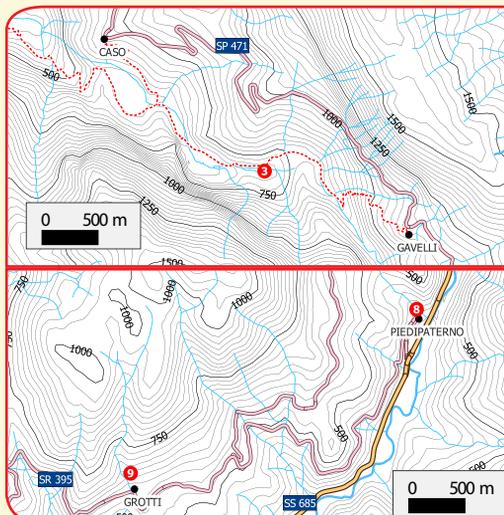
Le espansioni laterali si differenziano per un'orientazione suborizzontale degli sforzi distensivi e possono innescarsi sia lungo le creste dei versanti che in particolari conformazioni litologiche, dove placche rocciose tabulari con spessori di diverse decine di metri si sovrappongono, in assetto suborizzontale, a un substrato a comportamento plastico. Nel primo caso non avviene una localizzazione della deformazione, mentre nel secondo l'espansione si realizza lungo il contatto tra i due complessi litologici.

In Italia, la maggior parte dei fenomeni si trovano nelle Alpi occidentali e centrali e in Appennino centrale e meridionale per la contemporanea presenza di fattori strutturali favorevoli (Dramis & Sorriso-Valvo 1994), quali la presenza di un substrato coerente, alti valori di energia di rilievo, una rete di drenaggio caratterizzata da una forte erosione lineare ed eventi sismici con alti valori di magnitudo.



Schema di Sackung (da Melelli & Taramelli, 2010, modificata).

CHIGIRA M. (1992) - Long-term gravitational deformation of rock by mass rock creep. *Engineering Geology*, 32, 157-184.  
 DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Engineering Geology*, 38, 231-243.  
 MELELLI L. & TARAMELLI A. (2010) - Criteria for the elaboration of susceptibility maps for DGSD phenomena in Central Italy. *Geogra. Fis. Dinam. Quat.*, 33, 179-185.  
 SAVAGE W.Z. & VARNES D.J. (1987) - Mechanics of gravitational spreading of steep-sided ridges (sackung). *IAEG Bulletin*, 35, 31-36.



Questo itinerario permette di vedere due esempi di debris flows, un fenomeno molto frequente in Valnerina.

Del debris flow di Gavelli (geosito 3,) si può visitare la zona di deposito (raggiungibile con il sentiero 8 del CAI che percorre la Valcasana) e quella di innesco (raggiungibile con il sentiero che dai Piani di Gavelli permette di raggiungere la vetta del M. di Civitella). La zona di trasporto, così come quella di innesco, sono in parte visibili in panorama dalla SP 471, poco prima di raggiungere il paese di Gavelli.

I siti dei debris flow di Piedipaterno e di Grotti (geositi 8 e 9) sono raggiungibili percorrendo la SS 685. Occorre svoltare in corrispondenza del bivio per Piedipaterno, Grotti e Meggiano e prendere la SR 395 del Passo di Cerro. Per il sito di Piedipaterno ci si ferma dopo meno di 500 m in corrispondenza dell'abitato, mentre per il sito di Grotti occorre girare a destra dopo circa 5,2 km e dirigersi verso il paese.

Fenomeni di debris flow sono molto frequenti in questo territorio e avvengono lungo gli impluvi che solcano versanti ripidi, come quelli della Valcasana (debris flow di Gavelli) o ai margini dell'altopiano di Avendita (debris flow di San Giorgio). Altri esempi significativi sono quelli avvenuti in destra idrografica del F. Nera, in corrispondenza dei paesi di Grotti e di Piedipaterno.

## IL DEBRIS FLOW DI GAVELLI (geosito 3; area di distacco e di accumulo)

Nella notte del 18 Aprile del 1999 una notevole quantità di materiale detritico si è staccato improvvisamente lungo il versante NE del M. di Civitella, in corrispondenza di un'incisione ad Ovest del M. Rotondo. Il rumore provocato dal distacco e dallo scivolamento della massa detritica è stato così forte da svegliare gli abitanti di Gavelli, che hanno avvertito gli uffici competenti. L'affioramento lungo il versante delle Marne a Fucoidi, una formazione meccanicamente debole e poco permeabile, ha svolto certamente un ruolo importante per la localizzazione del dissesto, determinando la formazione dell'incisione, che, successivamente, è stata usata come via preferenziale per l'innesco del fenomeno, caratterizzato da notevole velocità ed energia: in pochi minuti, il debris flow ha trasportato lungo l'incisione del versante la copertura detritica instabile, depositandola ai piedi del versante, lungo il fondovalle della Valcasana (Figg. 24a e 24b). Attualmente i segni del dissesto sono in parte cancellati dal tempo e dall'attività antropica. La parte del sito raggiungibile con il sentiero CAI n. 8 è rappresentata dal deposito sul fondo valle, dove sono ben visibili i segni di spianamento meccanico del terreno. Lungo il versante, poco oltre il Romitorio di S. Antonio, la zona di distacco della frana ha interrotto il sentiero che dalla Fonte delle Scentelle, nei pressi del Laghetto di Gavelli, permette di accedere alla vetta del M. di Civitella. In questa

zona è possibile rendersi conto di come il debris flow abbia interessato un'area soggetta a ripetuti fenomeni di questo tipo, le cui evidenze sono ben registrate nel paesaggio (presenza di nicchie, scarpate e contropendenze).



Fig. 24 - Il debris flow di Gavelli. A. Vista aerea dell'area di distacco e di accumulo; B. Accumulo del materiale sul fondovalle la mattina successiva all'evento (per gentile concessione di A. Sorrentino, Regione Umbria).

# I DEBRIS FLOW DI PIEDIPATERNO E DI GROTTI

(geositi 8 e 9; memoria storica ed opere di prevenzione)

Allo sbocco del torrente Lagarelle, in corrispondenza del paese di Piedipaterno, si sono verificati altri due importanti eventi di debris flow nel 1945 e nel 1965. Il torrente nasce sul versante sud orientale del M. Galenne ad un'altitudine di 1060 m e sfocia nel fiume Nera a 313 m s.l.m.. Il suo bacino si estende per circa 2,4 km<sup>2</sup> ed è localizzato in destra idrografica del Nera. Il torrente è caratterizzato da un diffuso flusso sommerso, favorito dalla elevata permeabilità del letto che si imposta per buona parte del suo percorso su rocce calcaree. Un deflusso concentrato nel canale si verifica solo in caso di forti temporali o rapido scioglimento della neve. Nella parte superiore del bacino affiorano formazioni della serie umbro-marchigiana in giacitura rovescia: la sovrapposizione di formazioni calcaree, fortemente fratturate e permeabili (Scaglia Bianca e Rossa) su formazioni con maggiore componente marnosa, meno permeabili (Scaglia Variegata e Cinerea) ha certamente favorito lo sviluppo del fenomeno. Depositi recenti alluvionali e franosi di spessore variabile ricoprono il substrato roccioso. Pendenze superiori a 25° caratterizzano la morfologia generale della parte superiore del bacino, mentre la parte inferiore presenta pendenze più dolci, con valori medi di circa 17°, con l'eccezione di situazioni locali in corrispondenza di scarpate di frana, dove la pendenza può aumentare in modo significativo. Un elemento morfologico pronunciato è la conoide alluvionale localizzata allo sbocco del bacino del torrente Lagarelle, dove si è sviluppata l'edificazione recente del paese di Piedipaterno (Fig. 25).



Fig. 25 - Vista panoramica di Piedipaterno. Il paese è costruito su un conoide alluvionale, alimentata da eventi di debris flow, allo sbocco del torrente Lagarelle.

Il 6 settembre 1945 una forte pioggia innescò un rapido movimento di detriti; una prima onda di piena arrivò nel paese, trascinando grandi blocchi rocciosi di dimensioni fino a 3 m<sup>3</sup>. La miscela di acqua e sedimenti attraversò l'abitato e raggiunse il fiume Nera, seguita rapidamente da altre quattro ondate. L'accumulo di sedimen-

ti ostruì la sezione del fiume, all'altezza del ponte che collega le due sponde. L'acqua allagò prima la zona a monte dello sbarramento e poi, dopo che il fiume ebbe eroso il corpo detritico, si propagò nella zona a valle, danneggiando gravemente la campagna e le infrastrutture. Un secondo importante evento si verificò nella stessa zona il 2 settembre 1965: in questo caso la maggior parte dei blocchi rocciosi, trasportati dal debris flow, si arrestò in corrispondenza del paese, danneggiando molti edifici. A seguito dell'evento furono costruite a monte di Piedipaterno delle briglie di contenimento per prevenire ulteriori danni.

Nel settembre 1965, un evento di debris flow si è verificato allo sbocco del torrente Baroncelli, in prossimità del paese di Grotti. Il torrente nasce sul versante meridionale del M. Galenne, ad un'altitudine di 1000 m. L'area di origine del debris flow potrebbe trovarsi nella parte centrale del suo bacino, che si estende per circa 1 km<sup>2</sup>, a circa 700 m di quota, dove sono evidenti zone in erosione con una pendenza media di 30°.

Nel settembre di quell'anno, dopo un forte temporale, si sono attivate frane superficiali multiple dalle scarpate e della zona erosa, che si evolsero rapidamente in un debris flow incanalato lungo l'impluvio. I detriti raggiunsero l'abitato di Grotti, distruggendo e sommergendo parzialmente le case che si trovavano nella parte superiore della conoide sulla quale sorge oggi l'abitato. L'effetto principale dell'evento è stata la profonda erosione dell'impluvio lungo il quale il debris flow si era incanalato (Fig. 26).



Fig. 26 - Torrente Baroncelli, Grotti: foto storica dell'evento del 1 settembre 1965 (da Salciarini et al., 2005).

Dopo l'evento del 1965, vennero costruite nove briglie di controllo in calcestruzzo tra 680 m di altitudine e l'inizio del paese (Fig. 27). Anche se dopo il 1965 non sono stati registrati altri eventi di debris flow, foto aeree del 1977 mostrano le briglie piene di detriti, segno della continua attività di erosione del materiale dai versanti laterali dell'impluvio.

Gli eventi di Grotti e Piedipaterno sono stati ampiamente studiati negli ultimi anni, al fine di mettere a punto dei metodi di previsione/prevenzione e per determinare il livello di rischio ad essi associato. Questi studi hanno confermato che i frequenti debris flows interessanti questi impluvi (3 eventi in meno di 50 anni) costituiscono un concreto pericolo per gli edifici e le infrastrutture e potrebbero causare direttamente o indirettamente danni alla popolazione. Nel tempo la situazione è ulteriormente peggiorata, in quanto le briglie a monte dell'abitato si sono riempite di detriti e vege-

tazione, divenendo meno efficaci. Inoltre il torrente, nel tratto che attraversa il paese, è stato canalizzato e coperto, riducendo significativamente la sua capacità di smaltire acqua e sedimenti.



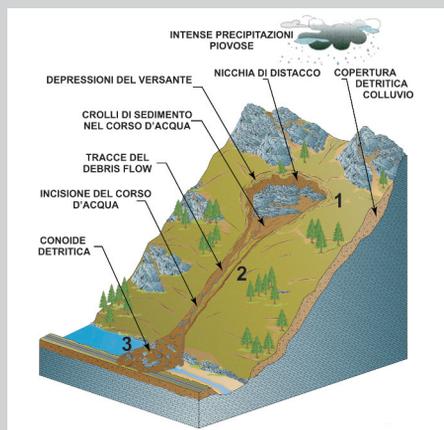
Fig. 27 - Le briglie costruite lungo il torrente Baroncelli, a monte di Grotti.

## I DEBRIS FLOWS

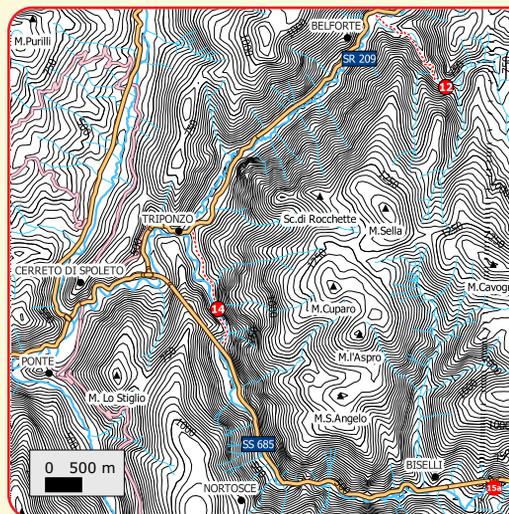
Un debris flow (colata detritica) è un fenomeno naturale che si manifesta lungo incisioni di bacini montani ad elevata pendenza e si presenta come un'ondata di materiale detritico (sedimenti, tronchi, arbusti, ecc...) mescolato ad acqua; ha un fronte molto ripido (paragonabile ad un "muro" di detriti), e si sviluppa lungo un torrente in maniera improvvisa, percorrendolo ad elevata velocità e con un potere distruttivo molto alto. I debris flow sono particolarmente pericolosi per la loro elevata velocità, il loro impatto distruttivo e la difficile prevedibilità.

La densità del materiale che costituisce un debris flow è simile a quella di una colata di lava vulcanica ( $1.8-2.0 \text{ g/cm}^3$ ), con una granulometria che varia dall'argilla a blocchi di svariati  $\text{m}^3$ . La velocità media è di 3-4 m/s, quella massima di 20 m/s, la durata del fenomeno varia da qualche minuto all'ora, mentre il volume da qualche centinaio al milione di  $\text{m}^3$ .

Un debris flow si distingue da una normale piena torrentizia per il rilevante contenuto solido e per il fatto che l'acqua (circa l'80%) e le particelle solide (circa il 20%) si muovono alla stessa velocità, come un unico corpo. Per l'innescò di una colata detritica sono necessarie almeno tre condizioni: 1. presenza di materiale detritico prontamente mobilizzabile (accumuli detritici, colluvi); 2. acclività dell'incisione compresa tra  $15^\circ$  e  $40^\circ$ ; 3. apporto di una sufficiente quantità d'acqua. L'acqua può provenire da: precipitazioni brevi e intense (temporali estivi), precipitazioni di lunga durata e minore intensità, rapida fusione di nevi o ghiacciai, cedimento di un invaso naturale o artificiale, fuoriuscita di masse d'acqua intrappolate all'interno di ghiacciai o cavità carsiche. Il materiale mobilizzato scende con velocità elevata, sotto forma di una o più onde (simile alla dinamica delle colate di lava). Il movimento ha carattere di intermittenza: si riconoscono una serie di arresti o diminuzioni della velocità lungo il percorso legati alla presenza di diminuzioni di pendenza, curvature dell'asta torrentizia o alla formazione di temporanei sbarramenti dell'alveo che bloccano momentaneamente il flusso.



Il debris flow presenta, da monte verso valle, una zona di innesco, una di trasporto ed una di deposito. Nella zona di innesco (1) prevalgono i fenomeni erosivi, mentre nella zona di trasporto (2) l'erosione è pari al deposito (3). Vi sono presenti superfici rocciose ripulite, tracce di fango oppure segni di impatto di materiale grossolano sulla superficie di alberi, edifici, ecc. L'incisione ha una caratteristica sezione di forma all'incirca trapezoidale. I materiali più piccoli si dispongono verso il basso, mentre verso l'alto sono più abbondanti i blocchi più grandi. Nella zona di deposito, allo sbocco di torrenti montani, sono infine presenti conoidi con cordoni e lobi frontali che hanno un contatto netto con la superficie del terreno del fondovalle. La vegetazione ha un duplice effetto: dove la colata ha bassa velocità (conoide) gli alberi possono rallentare, deviare o arrestare il movimento; dove la velocità è elevata (lungo l'incisione) gli alberi possono venire sradicati e trasportati, aumentando la massa in movimento, oppure possono creare "dighe" temporanee.



L'itinerario, che si sviluppa principalmente lungo la valle del F. Corno, permette di osservare due tra le profonde gole scavate da esso (la Stretta di Biselli, geosito 15 e la Balza Tagliata, geosito 14). L'esempio di cascata proposto è invece quello de "Lu Cugnuntu" (geosito 12).

Per osservare la Stretta di Biselli percorrere la SS 685 da Serravalle a Biselli, parcheggiare in un piccolo slargo sulla destra nei pressi della galleria Biselli 1, attraversare la strada e percorrere circa 200 m del suo vecchio tracciato.

La Balza Tagliata è raggiungibile da Triponzo percorrendo per circa 2 km la vecchia statale per Norcia, ora chiusa al traffico a seguito dei crolli avvenuti in concomitanza del terremoto del 1997-98.

La cascata de "Lu Cugnuntu" è raggiungibile dall'abitato di San Lazzaro, sito lungo la SR 209 pochi chilometri dopo Belforte, risalendo per circa 2 km la piccola valle del Valloncello fino ad una gola cieca.

Gole, forre e cascate ricorrono frequentemente lungo le strette valli del Parco Geologico. Le gole sono scavate principalmente nelle formazioni più coerenti del Calcere Massiccio (come la Balza Tagliata) e della Maiolica (come quelle di Madonna della Stella, di Biselli e di Roccaporena). La genesi delle gole è legata all'approfondimento del reticolo idrografico durante il sollevamento della catena, avvenuto nel Pleistocene ed ancora in corso con una velocità stimata di circa mezzo mm l'anno. Le numerose piccole cascate della Valnerina si sono formate in corrispondenza di salti morfologici, legati alla presenza di faglie dirette (cascate in Valcasana, cascatella del Timia presso l'eremo della Madonna della Stella) o di livelli meno erodibili (cascata de "Lu Cugnuntu", legata ai livelli calcarenitici intercalati nella Scaglia Rossa). Altrove le cascate sono connesse a un'escavazione più intensa delle valli principali rispetto alle tributarie, come nel caso della cascata finale delle Rote.

Le strette gole, intagliate nei calcari, spesso difficili da attraversare e al tempo stesso preziose nel connettere valli più ampie, hanno da sempre condizionato lo sviluppo della viabilità della zona. L'itinerario proposto raccoglie alcuni esempi, ritenuti significativi.

## STRETTA DI BISELLI (geosito 15; gola scavata dal F. Corno nei calcari della Maiolica)

Nel tratto tra Serravalle e Biselli, il Fiume Corno scorre da est verso ovest, incidendo trasversalmente una importante anticlinale, con direzione nord-sud: queste profonde sezioni naturali permettono di apprezzare al meglio la stratigrafia e l'evoluzione tettonica della catena. Il nucleo dell'anticlinale, che affiora la successione tardo-giurassica dei Calcari Disprigni, è esposto in corrispondenza dell'abitato di Serravalle, alla confluenza con il Fiume Sordo. Procedendo verso ovest, dopo una serie di ampie pareti sub-verticali in Maiolica, la valle si restringe bruscamente, dando luogo alla "Stretta di Biselli", spettacolare esempio di gola scavata all'interno di una dorsale montuosa. La gola presenta pareti verticali, alte circa 50 m, incise dal Fiume Corno negli strati calcarei della formazione della Maiolica, immergenti verso ovest, in cui si possono anche osservare begli esempi di mesopieghie con vergenza occidentale. Il tracciato attuale della SS 209 supera l'ostacolo della



Fig. 28 - Stretta di Biselli: è visibile l'ingresso della galleria della vecchia statale.

stretta valliva tramite una galleria piuttosto lunga, scavata in destra idrografica. La viabilità storica, e in particolare il tracciato della ex-ferrovia Spoleto-Norcia, comprendeva affacci ben più ampi sulla gola: alcuni tratti di questi tracciati, ancora aperti, consentono di apprezzare suggestivi scorci delle pareti rocciose e del fiume.

Alcuni anni fa, è stato anche presentato un progetto, che intendeva sfruttare la morfologia della valle per la realizzazione di una diga, per scopi idroelettrici. Fortunatamente il progetto non ha avuto seguito e l'integrità del paesaggio e di questo peculiare ambiente fluviale è ancora ben preservata.

## BALZA TAGLIATA (geosito 14; gola scavata dal F. Corno nel nucleo di un'anticlinale)

Il Fiume Corno ha inciso una profonda gola nel nucleo in Calcare Massiccio dell'anticlinale, con direzione meridiana, di M. l'Aspro. Nel punto più stretto della gola si trova il sito di Balza Tagliata, una sezione naturale dell'anticlinale, dove i calcari di piattaforma carbonatica del Calcare Massiccio affiorano con uno spessore superiore ai 700 m. Al di sopra di questa Formazione è presente una successione giurassica condensata di alto strutturale, costituita dai calcari nodulari del gruppo del Bugarone, che passa verso l'alto ai Calcari Diasprigni ed alla Maiolica. Verso ovest il Calcare Massiccio è messo a diretto contatto con questi calcari bacinali da una importante faglia ad alto angolo. Questa faglia ha influenzato l'andamento del fiume Corno in questo tratto, così come altre direttrici tettoniche hanno fatto in altri suoi tratti.

Il sito ha anche un notevole interesse storico per la presenza di una semigalleria (la Tagliata), di epoca pre-romana, scavata nella parete rocciosa in destra idrografica del Corno, unica strada di collegamento di fondovalle che permetteva di raggiungere Norcia.



Fig. 29 - Balza Tagliata: l'antica viabilità (di epoca pre-romana) è scavata nella parete naturale in Calcare Massiccio.

## CASCATA DE "LU CUGNUNTU"

(geosito 12; cascata e gola scavata nei calcari della Scaglia Rossa)

La cascata, alta circa 20 m, si trova alla fine di una gola cieca scavata negli strati calcarei della Scaglia Rossa. La gola è larga alla base circa 3 m e tende a stringersi in alto fin quasi a chiudersi. Nella parete al di sotto del salto è presente una piccola cavità, in corrispondenza di rocce più marnose.

Gli strati immergono verso NE e presentano un'inclinazione elevata (circa 70°), con alcune belle mesopieghie a chevron, legate alla fase tettonica compressiva. La cascata si trova lungo un tratto del fosso del Valloncello che segue la direzione di una faglia diretta e si è sviluppata probabilmente per la presenza nella parte a monte di rocce più resistenti all'erosione, come potrebbe essere un bancone di calcareniti (molto comuni nella Scaglia Rossa della Valnerina).

L'erosione regressiva della cascata, dovuta al sollevamento del rilievo e al conseguente disequilibrio del corso d'acqua, ha invece generato la gola.

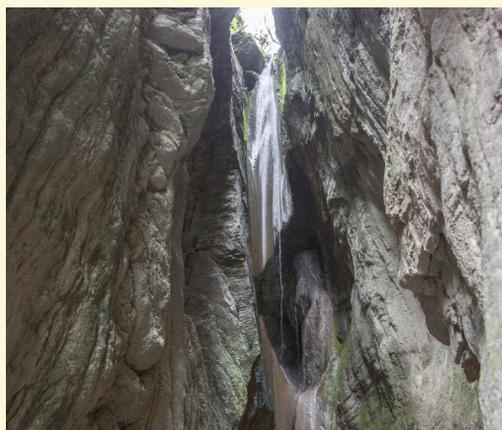


Fig. 30 - Cascata de "Lu Cugnuntu".

L'evoluzione recente del territorio della Valnerina è particolarmente complessa e la sua rapida evoluzione ha prodotto un insieme di forme e depositi di grande interesse, che hanno alimentato una grande mole di studi di geomorfologia, neotettonica e geologia del Quaternario. In questa grande ricchezza e varietà di fenomeni, abbiamo scelto di concentrarci su due aspetti particolarmente significativi e spettacolari della geologia del Quaternario: i Piani di Castelluccio, che rappresentano uno degli esempi più rilevanti, anche dal punto di vista paesaggistico, delle conche intramontane dell'Appennino; e i depositi di travertino, che costituiscono il risultato della complessa interazione tra tettonica, clima e circolazione dei fluidi nel sottosuolo.

Una delle peculiarità della catena appenninica, che si presenta costantemente dalla Lunigiana fino alla Calabria, è la presenza di bacini recenti a fondo piatto, bordati da faglie dirette, che costituiscono una singolarità rispetto alla successione di valli e dorsali, che sono descritte in letteratura come "conche intermontane".

Queste depressioni tettoniche sono strettamente legate alla tettonica recente ed attiva, come dimostrato dalla stretta connessione, già notata da Lotti (1926), tra la distribuzione delle conche e quelle dei terremoti storici, che spesso sono conosciuti col nome del bacino stesso, come nel caso della Garfagnana (1920), del Mugello (1919), del Fucino (1915) e della Val d'Agri (1857), solo per citare alcuni esempi.

In Umbria le conche intramontane più caratteristiche sono quelle di Gubbio (Valle dell'Assino), i Piani di Colfiorito ed Annifo e, nell'Umbria sud-orientale, i bacini di Cascia, Norcia (Piana di S. Scolastica, Fig. 31) e i Piani di Castelluccio (Fig. 32).

I travertini sono molto diffusi Italia centrale e molti affioramenti sono ben conosciuti fin dall'antichità, perché questa pietra leggera, resistente e ben lavorabi-

le, è stata largamente usata come materiale da costruzione. L'età dei travertini dell'Italia centrale si attesta tra il Pleistocene medio e l'Olocene, per lo più in corrispondenza dei periodi interglaciali: infatti, la temperatura è uno dei fattori fisici che controllano la deposizione di queste rocce.

La Valnerina è ricca di depositi di travertino, come nelle zone di Triponzo, Sellano e Preci (Fig. 33).

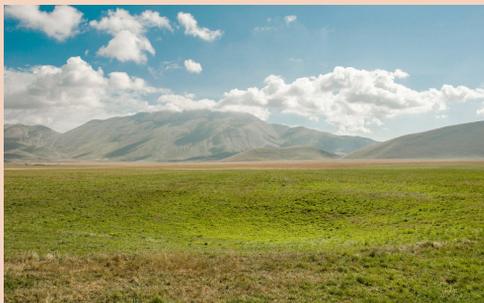


Fig. 32 - Pian Grande di Castelluccio: vista verso il M. Vettore.



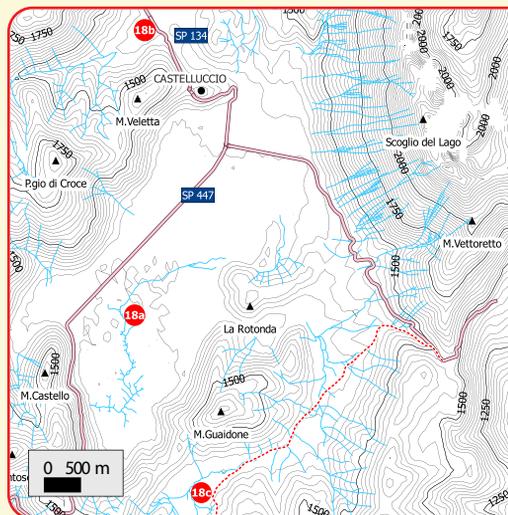
Fig. 33 - Abbazia di Sant'Eutizio (Preci). È visibile la rupe di travertino su cui è edificato parte del complesso abbaziale.



Fig. 31 - Piana di S. Scolastica: vista panoramica su Norcia.

### Consigli di lettura

I piani di Castelluccio, oltre a rivestire una grande importanza dal punto di vista naturalistico e storico (Cordella & Lollini, 1988), sono oggetto di una vasta letteratura geologica. I sedimenti di riempimento del bacino sono stati attraversati da sondaggi, le cui stratigrafie sono reperibili nel volume di Ge.Mi.Na. (1962). Lippi Boncampi (1963) ha svolto indagini idrogeologiche, mentre l'evoluzione del bacino quaternario e delle faglie che lo controllano sono oggetto dei lavori di Coltorti & Farabollini, (1995) e di Calamita et al. (1993). Galadini & Galli (2002) hanno scavato trincee paleoisomologiche attraverso le faglie bordiere, che sono state successivamente indagate da Ercoli et al. (2014) con metodi geofisici. Per quanto riguarda i travertini di Triponzo, si segnalano i lavori recenti di Farabollini et al. (2005) e di Fubelli et al. (2013).



I tre piani sono facilmente raggiungibili con la viabilità primaria. Da Norcia (da cui Castelluccio dista 30 km) per mezzo della SS 685 e poi dalla SP 477, da Visso (da cui Castelluccio dista 21 km) per mezzo della SP 134. I Piani sono attraversati da una serie di stradine e sentieri di facile percorrenza, in cui la circolazione motorizzata è vietata.

Di particolare interesse nel Pian Grande (geosito 18a) è l'Inghiottoia raggiungibile dalla SP 477 per mezzo del sentiero CAI n. 556 (circa 1,5 km).

Una buona visuale del Pian Perduto (geosito 18b) è quella che si ha dal paese di Castelluccio, dalla strada asfaltata che corre lungo il versante settentrionale del rilievo su cui sorge.

Il Pian Piccolo (geosito 18c) è percorso dal sentiero CAI n. 557, che collega Forca di Presta a C.le Le Cese.

Nel settore sud-orientale dell'Appennino umbro-marchigiano, la catena dei Monti Sibillini, formata nel Miocene superiore-Pliocene inferiore, durante la fase tettonica compressiva, è stata successivamente interessata dalla tettonica estensionale pleistocenica (vedi carta geologica). Le strutture estensionali maggiori dell'area si allineano lungo due sistemi di faglie dirette con direzione NNW-SSE, che sono state oggetto di numerosi studi di geologia strutturale e sismotettonica: il sistema di Norcia-M. Fema, al cui tetto si sviluppa il bacino di Norcia (Piana di S. Scolastica); e il sistema del M. Vettore-M. Bove, cui è legata la formazione dei Piani di Castelluccio. Il sistema di M. Vettore-M. Bove è formato da un set di faglie dirette, disposte en-echelon, immergenti verso WSW e continue per 5-7 km, collegate da faglie minori di trasferimento.

I Piani di Castelluccio costituiscono un sistema di bacini intramontani, circondati da una ininterrotta cerchia di montagne, che presentano quote di 1600-1800 m s.l.m., nei settori settentrionale, occidentale e meridionale e 2000-2500 m s.l.m., nel settore orientale (M. Vettore e M. Argentella). I Piani si articolano in tre bacini chiusi, a fondo piatto: il Pian Grande, su cui si affacciano il paese di Castelluccio e l'imponente versante sud-occidentale del M. Vettore; il Pian Perduto, immediatamente a N di Castelluccio, lungo la strada che porta a Visso e il Pian Piccolo, a SE del Pian Grande e separato da questo dal M. Guaidone. Il più settentrionale dei piani, il Pian Perduto, è orientato in senso N-S, mentre gli altri due hanno un andamento da N-E a S-W, quasi perpendicolare al versante occidentale del M. Vettore.

## PIAN GRANDE (geosito 18a)

Presso il valico fra M. Ventosola e M. Cappelletta (valico di Norcia; 1521 m s.l.m.), ci si può affacciare sul Pian Grande di Castelluccio e godere di una vista panoramica notevole, comprendente anche il paese di Castelluccio e il versante occidentale del M. Vettore (Fig. 34).

Il Pian Grande ha una superficie di 13,09 km<sup>2</sup> ed è allungato in direzione NE-SO. La distanza tra il punto più a nord (toponimo Collacci, sopra Fonte delle Monache) e quello più a sud (nel Piano, alla base di Costa Sassetti) è di circa 7 km. La larghezza varia tra 1,75 km (a metà piano da Pielaicina alla Rotonda) e 3,1 km (da Costa i Collicelli a Costa Sassetti). La quota massima (sopra Fonte delle Monache) è di 1330 m s.l.m.,

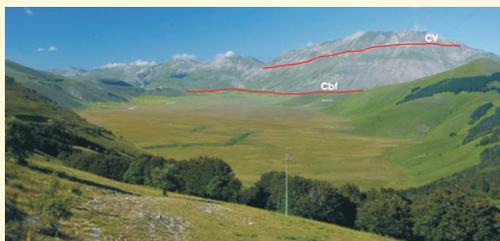


Fig. 34 - Vista panoramica del bacino di Castelluccio. Le linee rosse rappresentano la traccia delle principali faglie dirette con direzione NW-SE: nella parte alta del versante del M. Vettore la faglia del Cordone del Vettore (CV), alla base del versante la faglia bordiera del Piano di Castelluccio (Cbf).

mentre quella minima (1257 m s.l.m.) è in corrispondenza dell'Inghiottitoio dei Mèrgani sul bordo sud-orientale del bacino.

Dal punto di vista tettonico, il Pian Grande è un graben asimmetrico: il bordo orientale del bacino è controllato da una gradinata di faglie dirette, immergenti verso WSW, la più importante delle quali (Fig. 34) corre alla base del versante sud-occidentale del M. Vettore, sul bordo nord-orientale del piano. Questa faglia bordiera ha un rigetto massimo di circa 1200 m. La struttura più orientale, conosciuta come "Cordone del Vettore" (Fig. 34), è posta qualche centinaio di metri sotto la cresta e mostra un rigetto di 250-300 m: tale faglia ha formato una scarpata che interessa principalmente la Corniola ed un nucleo di Calcare Massiccio (Scoglio dell'Aquila). La freschezza della scarpata testimonia l'attività olocenica della faglia: nei cataloghi sismici, tuttavia, non ci sono terremoti storici significativi che possano essere correlati con sicurezza all'attività di tali faglie.

Una serie di trincee scavate dai paleosismologi lungo la fascia pedemontana del M. Vettore ha messo in evidenza la presenza di una faglia che disloca i depositi olocenici, permettendo di individuare un possibile terremoto avvenuto in epoca protostorica (circa 3000 anni fa). A causa di queste caratteristiche, alcuni autori definiscono la Faglia del M. Vettore come una struttura attiva e sismogenetica, ma "silente". La geometria della faglia è stata ulteriormente indagata, utilizzando tecniche di prospezione geofisica sub-superficiale (Ground Penetration Radar).

Sul blocco ribassato, al tetto delle faglie dirette, si è sviluppato un bacino fluvio-lacustre, che è stato colmato da depositi colluviali e lacustri/palustri, fino ad assumere l'attuale morfologia a fondo piatto. Negli anni '60, nel corso di campagne di prospezione mineraria, sono stati perforati cinque pozzi, il più pro-

fondo dei quali, nei pressi del rilievo della Rotonda, ha incontrato il substrato ad una profondità di circa 100 m. Successive prospezioni geo-elettriche hanno stimato che il massimo spessore dei depositi possa raggiungere i 400-500 m nel settore settentrionale.

Il riempimento del Pian Grande è costituito da alternanza di livelli limoso-argillosi, legati ad episodi lacustri o palustri, e livelli ghiaiosi di chiara origine fluvio-torrentizia (conoidi alluvionali). Tali depositi vanno collocati cronologicamente tra il Pleistocene medio e l'Olocene, visto che regolarizzano il fondo di una depressione tettonica, la cui iniziale apertura è riferita al Pleistocene inferiore finale.

Le forme del rilievo riconoscibili in campagna, oltre alle scarpate di faglia, sono legate all'azione dell'acqua. Nelle fascia di raccordo tra la piana e i ripidi versanti bordieri del Pian Grande, sono presenti conoidi alluvionali coalescenti (Fig. 35) costituite da clasti medio-grossolani, scarsamente elaborati, ma con cenni di stratificazione e classazione (la granulometria dei clasti diminuisce verso la base). Le corrispondenti forme di erosione, lungo il versante, sono rappresentate da singoli fossi di erosione concentrata, lungo il versante (Fig. 35).

Con l'ausilio della fotointerpretazione, è possibile riconoscere nel Piano le evidenze della morfogenesi fluviale. Si individuano così antiche conoidi, paleo-alvei e corpi sedimentari, difficilmente riconoscibili in campagna.

Anche se l'origine dei piani di Castelluccio è prevalentemente tettonica, il carsismo ne ha accompagnato e condizionato l'evoluzione. Il Pian Grande è infatti un esempio di bacino a drenaggio centripeto, privo di un emissario visibile in superficie. Il bacino imbrifero sotteso dei Piani di Castelluccio riceve in media una quantità d'acqua di quasi 70 milioni di m<sup>3</sup> l'anno. Il drenaggio di queste acque avviene per via



Fig. 35 - Processi di ruscellamento e conoidi alluvionali sul versante sud-occidentale del M. Vettore.



Fig. 36 - Pian Grande di Castelluccio: Fosso dei Mèrgani.

sotterranea: i maggiori punti di assorbimento si manifestano superficialmente con doline e inghiottitoi, il più evidente dei quali è quello in cui confluisce il Fosso dei Mèrgani, sul bordo meridionale del Pian Grande (Fig. 36).

Questo piccolo fosso che, a partire dall'Inghiottitoio, incide profondamente i depositi di riempimento della piana, offre un'immagine efficace di come si sviluppa un reticolo fluviale, negli stadi iniziali della sua formazione, e di come agisce il meccanismo dell'erosione regressiva. Nelle primavere del 1947, 1963 e 1966, Lippi Boncambi immise quantità crescenti di fluoresceina (1, 10 e 50 kg) nell'Inghiottitoio per stabilire una qualche relazione idrologica con le sottostanti sorgenti, che sgorgano sui due versanti dei Monti Sibillini. Le prove colorimetriche ebbero esito negativo, per cui ancora oggi non sappiamo dove e in quanto tempo le acque ne assorbite dall'Inghiottitoio fuoriescano in superficie. Evidentemente il processo carsico non ha avuto ancora il tempo di realizzare dei canali sotterranei a scorrimento rapido risorgenza nel sottosuolo. Il deflusso lento fa sì che le principali sorgenti di fondovalle presentino una portata eccezionalmente costante.

Il contributo del processo carsico al modellamento del Pian Grande è messo in evidenza dal gran numero di doline, diffuse in tutto il piano, in particolare nella sua porzione meridionale, dove le acque convergono nell'Inghiottitoio. Lungo il Fosso e alla base del versante del M. Castello, sotto la strada per Norcia, sono infatti allineate doline a scodella a fondo impermeabile e doline ad imbuto con fondo permeabile, con diametri che variano da 4 a 30 m e profondità fino a 5-6 m. Procedendo al di là del Fosso dei Mèrgani verso sud, si incontrano molte altre doline.

Il Fosso dei Mèrgani ha inizio con una leggera, quasi impercettibile depressione nel piano, 1 km a sud del Fontanile di Terra Nera, a quota 1271 m s.l.m.; prosegue in direzione sud con tortuosità sempre più pronunciate, per 1,75 km, raccordando diversi rami laterali; piega poi decisamente in direzione ovest e prosegue, per altri 500 m, fino ad incontrare la parete del M. Castellaccio, ove l'acqua si inabissa nell'Inghiottitoio a quota 1257 m

s.l.m.. Nel tratto terminale, il solco è diventato molto profondo (una ventina di metri) e molto largo (105 m ai bordi superiori); il fondo del Fosso, costituito di calcari del Calcare Massiccio, fessurati e fratturati, è a tratti impaludato, formando grandi pozzanghere, stagnanti nei periodi di siccità.

L'Inghiottitoio, a quota 1257 m s.l.m., è una struttura imbutiforme che chiude il fosso; il fondo, di forma irregolare e situato 20 m sotto il livello del piano, ha una larghezza massima di circa 25 m e presenta fessure, larghe anche diversi decimetri, negli strati calcarei del Calcare Massiccio. Indagini speleologiche iniziate nel 1981 hanno messo in rilievo grandi e profonde fratture sul fondo dell'Inghiottitoio (Fig. 37).

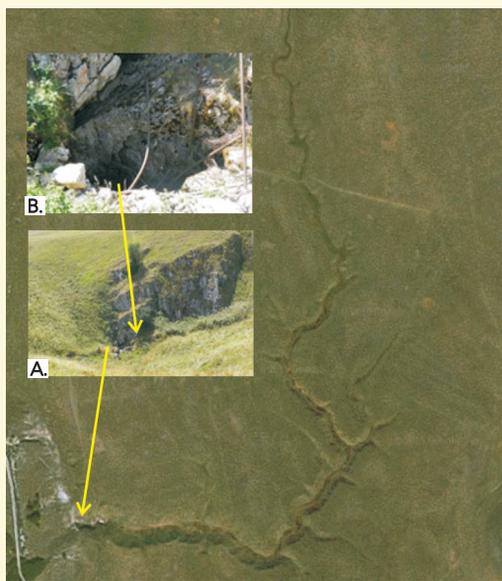


Fig. 37 - Pian Grande: veduta aerea dell'inghiottitoio. A. Vista dal bordo settentrionale del Fosso dei Mèrgani. La freccia gialla ne indica la posizione. B. Particolare dell'imbocco dell'inghiottitoio, da cui si evince la scarsa protezione del sito.

## PIAN PERDUTO (geosito 18b)

Il Pian Perduto, posto parte in Umbria e parte nelle Marche, è famoso per l'omonima battaglia del 1522 tra gli eserciti di Norcia e di Visso, che fu vinta dai vis-sani e che determinò la fine della contesa secolare per la sua proprietà. Il Pian Perduto ha un'altitudine media al centro di 1335 m s.l.m., una lunghezza N-S di 1,5 km, una larghezza E-W di 1,2 km ed una superficie di 2,39 km<sup>2</sup>. Esso è collegato a ovest con Valle di Cànatra, a nord con Valle San Lorenzo, a sud con il Pian Grande, da cui è diviso dalla collina di Castelluccio. Il Pian Perduto ha un carsismo a rami tronchi, irregolare; l'acqua che ristagna anche nella stagione siccitosa nelle depressioni e nelle incipienti doline è rilevabile da chiazze d'erba intensamente verdeggianti. Fenomeni carsici interessanti sono visibili ai piedi dei Colli Alti e Bassi, in particolare nel tratto di congiungimento con il Pian Grande.



Fig. 38 - Pian Perduto: vista panoramica da Castelluccio.

## PIAN PICCOLO (geosito 18c)

Il Pian Piccolo ha un orientamento NE-SO ed una forma ad arco di cerchio. Il punto più alto (1350 m s.l.m.) si trova a sud sotto la Fonte del Vescovo, mentre quello più basso (1300 m s.l.m.) si trova a nord nella Valle del Bonanno. La sua lunghezza (dalla testata di valle sotto Fonte del Vescovo alla Valle del Bonanno) è di 5,5 km, la sua larghezza è compresa fra i 200 e gli 800 m e la sua area è di 2,34 km<sup>2</sup>. M. Guaidone e Rotonda lo separano dal Pian Grande, con cui comunica attraverso la Valle del Bonanno (Fig. 46).

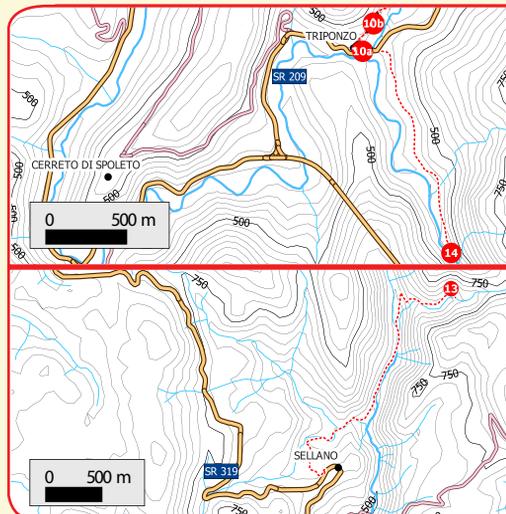
La parte più alta del bacino (quota media 1335 m s.l.m., a sud-ovest, sotto M. Cappelletta) fa da bacino di raccolta e drenaggio delle acque; un fosso lungo quasi un chilometro, poco più che un debole solco nel fondo erboso, si va formando. Quest'ultimo termina nel Laghetto, lungo circa 150 m e largo un centinaio, presso il quale il Pian Piccolo si restringe. In esso è presente un insetto endemico (presente solo in questo luogo), il *Paraleptophlebia ruffoli*. Attorno al Laghetto è relativamente facile osservare lo spesso strato di torba, che raggiunge un metro di spessore. Le doline del Pian Piccolo sono prevalentemente a fondo piatto, coperto d'erba, con diametro compreso tra 50 cm e 1 m. Se ne contano una decina nel tratto tra Fonte del Vescovo e il Laghetto, attorno e a valle del Laghetto e più in basso ancora. La Macchia Monella, sul versante del M. Guaidone che guarda verso il Pian Piccolo, è divisa in due da un vallone carsico a ripiani, ognuno dei quali è costituito da una dolina con fondo inclinato a valle. La valle a sud è quasi completamente fasciata da Macchia Cavaliera, circa 400 ettari di faggeto compatto, mediamente da quota 1400 a quota 1600 m s.l.m.



Fig. 39 - Pian Piccolo: vista verso NE; sullo sfondo è visibile il M. Vettore.



Fig. 40 - Pian Piccolo: vista panoramica verso W.



L'itinerario si svolge in due aree distinte, una vicino Triponzo (a destra) ed un'altra presso Sellano (Fosso delle Rote, a sinistra). Triponzo si trova lungo la SR 209 Valnerina tra il km 48 e il km 49. La Grotta del Lago, vicino alla quale sono visibili interessanti concrezioni, è raggiungibile percorrendo il sentiero che porta da Triponzo a Bagni di Triponzo (Sentiero Benedettino 501 e del Sentiero 9A della Greenway del Nera). Balza Tagliata è raggiungibile facilmente da Triponzo. Attraversata la SR 209, girare a destra e percorrere per circa 500 m, fino alla sbarra che la interrompe, la vecchia statale per Norcia. Procedere poi a piedi per altri 1,2 km, lungo la stessa strada, chiusa a seguito dei crolli verificatisi con il terremoto del 1997-98.

Per raggiungere da Sellano il Fosso delle Rote, percorrere la SR 319 in direzione Foligno per 200 m, quindi svoltare a destra (indicazione Cascata delle Rote) e percorrere una strada prima asfaltata e poi sterrata. Scendere nella valle del F. Vigi e proseguire fino al punto in cui si attraversa il fiume (2,3 km dal bivio). Parcheggiare l'auto in uno slargo a sinistra prima di un ponticello sul Vigi (segnaletica CAI) e proseguire a piedi. Attraversato il fiume, si rientra sulla strada sterrata e quindi, dopo pochi metri, si gira a destra su un sentiero/mulattiera (n. 586), dove è presente un cartello in legno con indicato Setri-Peneggi.

L'area del Parco Geologico della Valnerina, in particolare, presenta significativi esempi di depositi di travertini (del tipo "calcareous tufa", v. scheda), sia fossili (come Triponzo, Balza Tagliata e Postignano) che tuttora "attivi", cioè in formazione (come lungo il corso del Fosso delle Rote).

## I TRAVERTINI DI TRIPONZO

(geosito 10; depositi fluviali e microbici; lago di sbarramento)

Il paese di Triponzo sorge su un esteso banco di travertini, presente su entrambi i lati della valle in corrispondenza della confluenza del Fiume Corno nel Fiume Nera (Fig. 41): il corpo roccioso si estende per circa mezzo chilometro quadrato e raggiunge uno spessore massimo di quasi 90 m.

Il banco è costituito da due distinti depositi, formatisi in tempi diversi ed attualmente disposti a quote diverse. I depositi della prima fase risalgono al Pleistocene superiore ( $46000 \pm 5000$  anni fa) e si estendono fin sopra al paese di Triponzo, raggiungendo una quota massima di 450 m s.l.m.. I depositi della seconda fase, risalente all'Olocene e comprendente vari episodi di deposizione ed erosione tra  $8240 \pm 75$  anni fa (ovvero 7480-7070 cal a.C.) e  $2825 \pm 60$  anni fa (1160-830 cal a.C.), si trovano più prossimi all'attuale base della valle, raggiungendo una quota massima di 420 m s.l.m..

Il deposito più antico raggiunge il massimo spessore, di circa 60 m, in sinistra idrografica del F. Nera, di fronte all'abitato di Triponzo. Questi travertini (o "calcareous tufa", v. scheda) sono principalmente costituiti da facies fitoermali e sono caratterizzati da una bassa porosità per la forte presenza di calcite secondaria, deposta dalle acque circolanti all'interno della roccia. I depositi più recenti sono prevalentemente formati da sabbie e ghiaie

alternate con banchi di travertini fitoermali spessi pochi metri. In destra idrografica del F. Nera, sono inoltre presenti particolari concrezioni in corrispondenza delle pareti rocciose, come quelle visibili non lontano dalla Grotta del Lago (Fig. 42).



Fig. 41 - Confluenza tra il F. Corno e il F. Nera: è visibile il banco di travertino su cui sorge l'abitato di Triponzo.



Fig. 42 - Triponzo, Grotta del Lago: concrezioni travertinose, probabilmente strutture microbiche subacquee.

## I TRAVERTINI DI BALZA TAGLIATA (geosito 14; depositi fluviali)

I travertini di Triponzo si estendono lungo la valle del Fiume Corno, fino alla Gola di Balza Tagliata. Alcuni affioramenti particolarmente significativi, correlabili con quelli del ciclo Pleistocenico, sono facilmente accessibili lungo il vecchio percorso della SS 320, chiusa in seguito alle frane di crollo, avvenute in conseguenza dei terremoti del 1997-98. Questi travertini sono stati depositi probabilmente in ambiente fluviale, in corrispondenza di rapide e cascate (Fig. 43).

A un chilometro circa da Triponzo, è ben esposto l'appoggio dei depositi continentali, in discordanza angolare sugli strati verticali della Maiolica (Fig. 44a): la superficie di discordanza si presenta irregolare; tra i travertini e i calcari mesozoici sono presenti tasche di conglomerati fluviali, con clasti calcarei ben arrotondati, che testimoniano la deposizione dei travertini in

un ambiente fluviale. In località Balza Tagliata, poco al di sopra dei resti dell'antica viabilità, scavata nella roccia, che dà il nome al sito, la parete verticale in Calcarea Massiccio è incrostata da lembi isolati di travertino, sospesi alcune decine di metri rispetto al letto attuale del F. Corno (Fig. 44b). La loro posizione indica che negli ultimi 50000 anni la profonda gola è stata dapprima colmata da questi depositi continentali, che sono stati poi rapidamente erosi dalle acque del fiume. I travertini di Triponzo e Balza Tagliata si localizzano al tetto di una importante faglia ad alto angolo (v. itinerario 6), che borda verso ovest l'anticlinale di M. L'Aspro. In tutta la regione appenninica, del resto, la genesi dei travertini e dei calcareous tufa è spesso legata alla presenza di grandi faglie: in questo caso la faglia, ribassando verso ovest il blocco di Triponzo,



A.

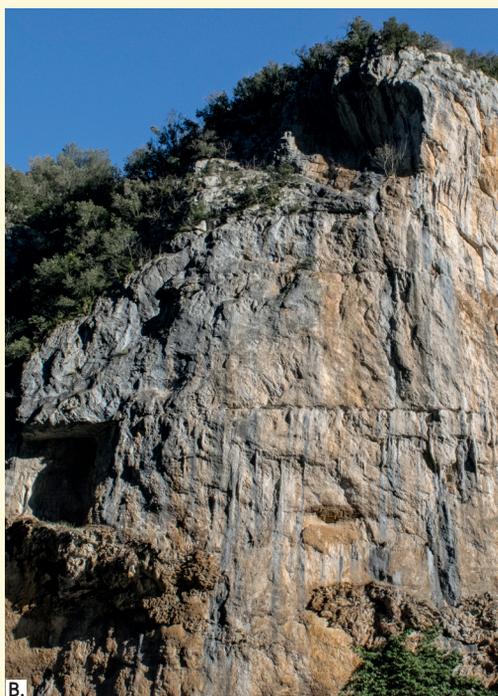


B.

Fig. 43 - Triponzo, ex SS 320. A. Alghe incrostate, che indicano un verso della corrente da destra verso sinistra (da S verso N) coerente con quello attuale del F. Corno; B. Depositi di cascata. Anche in questo caso il flusso era da destra (N) verso sinistra (S), come evidente dalla disposizione degli strati inclinati formati da una cascata progradante.



A.



B.

Fig. 44 - A. Triponzo, ex SS 320: tasca di travertino in discordanza angolare sui calcari verticalizzati della Maiolica; B. Balza Tagliata: lembi di travertino sospesi rispetto all'attuale letto del fiume.

può aver creato un gradino morfologico, sul quale si è instaurato un ambiente di cascata. La faglia inoltre può aver favorito la risalita di acque profonde, ricche in car-

bonato di calcio. È da segnalare a tal proposito che sulla continuazione verso nord della faglia è presente la sorgente termale di Triponzo (geosito 11, itinerario 9).

## FOSSO DELLE ROTE (geosito 13; sistema fluviale di deposizione attiva)

Il corso del Fosso delle Rote, che si trova in una valle sospesa rispetto a quella del F. Vigi, è caratterizzato da vari salti morfologici con rapide e cascate, dove la precipitazione dei depositi travertinosi è tuttora attiva, con depositi fitoermali e, nei tratti più ripidi, come nel tratto finale, anche microermali.

Nella parte alta del Fosso l'acqua scorre copiosa e forma una serie di rapide in corrispondenza di piccoli salti morfologici, caratterizzati da sbarramenti con depositi fitoermali e vasche. La crescita degli sbarramenti, dovuta alla continua deposizione dei travertini, influenza il defluire dell'acqua fino a deviarne il flusso (Fig. 45). Nella parte più a monte sono presenti rapide e cascate; l'ultima è alta una decina di metri. A lato di quest'ultima, lungo il sentiero, è presente un'alta rupe di travertini fitoermali (Fig. 46a), riciclato della deposizione che si aveva in corrispondenza di una precedente localizzazione della cascata.

Tornando verso il Vigi, alcuni grandi salti permettono di

superare rapidamente i 50 m di dislivello tra la valle del Fosso delle Rote e quella del Fiume Vigi. Alla base dell'ultimo salto sono presenti una piccola cavità e un bel l'esempio di marmitta dei giganti, morfologie tipiche delle cascate, dovute alla capacità erosiva delle acque, qui particolarmente turbolente (Fig. 46b).



Fig. 45 - Sbarramento di travertino fitoermale e vasca retrostante, nella parte alta del Fosso delle Rote.



A.



B.

Fig. 46 - A. Travertini fitoermali nella parte più a monte della valle del Fosso delle Rote; B. Cascata delle Rote (attualmente asciutta) con alla base marmitta dei giganti.

## TRAVERTINI E "CALCAREOUS TUFA"

I travertini si formano in seguito alla sovrassaturazione e conseguente precipitazione di  $\text{CaCO}_3$  indotto dalla degassazione di  $\text{CO}_2$  di acque arricchite in ioni  $\text{Ca}^{2+}$ . La degassazione è controllata da una complessa interazione di fattori inorganici (fisici) ed organici (connessi all'attività biologica), alcuni dei quali non ancora del tutto chiariti (Capezzuoli & Gandin, 2004). Fra i fattori inorganici sono di fondamentale importanza le variazioni della pressione parziale della  $\text{CO}_2$  e della temperatura delle acque. Anche la turbolenza e la vaporizzazione dell'acqua possono essere determinanti per la precipitazione del travertino. L'evaporazione è facilitata dalla presenza di soglie, dove l'acqua scorre a velo, o dalla polverizzazione dell'acqua in corrispondenza di cascate. Fra i fattori organici, come nel caso della deposizione dei limi calcarei lacustri, è importante il ruolo degli organismi vegetali (micro- e macrofite) e dei batteri che, sottraendo dalle acque la  $\text{CO}_2$  necessaria per il processo di fotosintesi, possono innescare la precipitazione di  $\text{CaCO}_3$ .

I fattori inorganici ed organici contribuiscono entrambi alla produzione di travertini, ma il loro contributo relativo varia in funzione del tipo di ambiente di sedimentazione: ad esempio, la precipitazione di carbonato di calcio è prevalentemente inorganica nelle vicinanze di sorgenti idrotermali, dove le alte temperature limitano il proliferare della vita. Allontanandosi da queste, le temperature diminuiscono progressivamente, fino ad arrivare ad ambienti palustri o fluviali ricchi di alghe, microfite e macrofite, dove prevale la precipitazione bioindotta (Violante et al., 1994).

Sulla base di queste considerazioni, si possono distinguere travertini caldi e freddi (rispettivamente termogenici e me-teogenici, sensu Pentecost - 2005): i primi sono legati ad acque calde e presentano rare tracce di organismi vegetali, mentre i secondi si formano in presenza di acque fredde e la loro caratteristica più tipica è l'abbondanza di incrostazioni su piante (travertini fitoermali, sensu D'Argenio & Ferreri, 1988). I travertini "freddi" si depongono spesso in corrispondenza di gradini morfologici lungo i fiumi, dove sono presenti flussi turbolenti che favoriscono il rilascio di  $\text{CO}_2$  in atmosfera.

Tra gli specialisti sta oggi affermandosi la notazione anglosassone, che definisce i carbonati continentali non termali "calcareous tufas" o "tufas" (Ford & Pedley, 1996; Arenas-Abad et al., 2010), riservando il termine di "travertines" ai soli carbonati termali. In questa trattazione preferiamo continuare a usare il termine più familiare di travertini, estendendolo a tutti i carbonati continentali epigei di origine chimica.

ARENAS-ABAD C., VÁZQUEZ-URBEZ M., PARDO-TIRAPU G., SANCHO-MARCÉN C. (2010) - Fluvial and associated carbonate ceposites. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes. Dev. Sedim. 61, 133-175.  
CAPEZZUOLI E. & GANDIN A. (2004) - I "travertini" in Italia: proposta di una nuova nomenclatura basata sui caratteri genetici. Il Quaternario, 17 (2/1), 273-284.

D'ARGENIO B. & FERRERI V. (1988) - Ambienti deposizionali e litofacies dei travertini quaternari dell'Italia centro-meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 41, 861-868.

FORD T.D. & PEDLEY H.M. (1996) - A review of tufa and travertine deposits of the world. Earth-Science Reviews, 41, 117-175.

PENTECOST A. (2005) - Travertine. Springer pp. 445.

VIOLANTE C., D'ARGENIO B. & FERRERI V. (1994) - Quaternary trevertines at Rocchetta a Voltorno (Isernia, Central Italy). Facies analysis and sedimentary model of an organogenic carbonate system. I.A.S. 15th Reg. Meet., Ischia, Guide book to the Field Trip, 3-23.

Tra le risorse minerarie della Valnerina, nel passato sono state di particolare interesse alcune miniere di ferro e le miniere di lignite di Ruscio (Monteleone di Spoleto).

Minerale di ferro fu estratto nei secoli passati nei pressi di Gavelli (in località Colle Ferraiolo nella zona de Il Laghetto), poco a NW di Monteleone di Spoleto (nelle località Terargo, Grotte di Luca e Campofoglio), nei dintorni di Ruscio (a Cornuvole e Rescia), a Salto del Cieco (Pizzo delle Ferriere) e a Pupaggi (Sellano) (vedi scheda). Per torrefare il minerale proveniente da Gavelli e dall'area di Monteleone, papa Urbano VIII fece costruire (tra il 1610 e 1641) una ferriera lungo il Fiume Corno, in località Ponte delle Ferriere (a NE di Monteleone di Spoleto). La miniera di Terargo (geosito 17, Itinerario miniere di ferro), che è sicuramente quella più interessante per la presenza della mineralizzazione all'interno di un sistema di fratture subparallele, è stata in attività per circa 100 anni tra il XVII e il XVIII secolo. Nella zona di Gavelli, invece, il ferro è presente come concrezioni ferruginose riconducibili al "ferro delle paludi" (come le mineralizzazioni di Campofoglio, di Ruscio e di Salto del Cieco) nei sedimenti fini ocrei con lamine piano parallele che riempiono la depressione tettonica. I sondaggi eseguiti a Gavelli nel 1914, fino ad una profondità massima di 26 m, individuarono un deposito di limonite che venne giudicato di scarsa importanza industriale.

A 4 km circa a S di Monteleone di Spoleto, in sinistra del T. Vorga, a 780 m s.l.m. si trovava la miniera di lignite di Ruscio, che è stata coltivata saltuariamente, tra l'inizio del XIX secolo e la metà del secolo scorso, sia in sottosuolo (galleria Le Talpe) che in due cantieri a cielo aperto (Scoppagamberi e Vorga). La sua posizione, distante dai centri di utilizzazione, ha sempre rappresentato un ostacolo per il suo sviluppo. Il banco presenta uno spessore massimo di 4 m, nei pressi dell'imbocco della miniera, che tende a diminuire verso S, come è evidenziato dai sondaggi. Una valutazione della cubatura del giacimento secondo Ge.Mi.Na (1962) è di 10 milioni di m<sup>3</sup>, ma con una eccessiva copertura di sterile pari a 270 milioni di m<sup>3</sup>.

Sono presenti poi piccole cave di materiale litoido. Tra queste, quelle ancora attive di travertino di Postignano (Sellano), dove un potente banco di travertino fitotermale è stato utilizzato come pietra da costruzione e di rivestimento. Durante l'estrazione si forma un'alta percentuale di scarto di materiale (il travertino meno compatto, più terroso) che tramite la macinazione viene adoperato come inerte di cava o sabbia per lettiere di animali domestici. Negli ultimi anni, l'attività di estrazione del travertino di Postignano ha subito un forte rallentamento e oggi è quasi del tutto ferma.

Le risorse idriche sono sfruttate per l'imbottigliamento di acque minerali (Fonte Tullia a Sellano, Viva e Misia a Cerreto di Spoleto), per fini idropotabili (l'acquedotto dell'Argentina, che serve i comuni di Spoleto e Campello sul Clitunno, è il più importante) e per scopi idroelettrici (Canale derivatore medio Nera, costruito per convogliare le acque dei fiumi Nera, Corno e Vigi dalla centrale di Triponzo al lago di Piediluco). Infine di particolare interesse sono le sorgenti termali di Triponzo (geosito 11, Itinerario 9), che presentano una temperatura di circa 30° C, di prossima riattivazione.

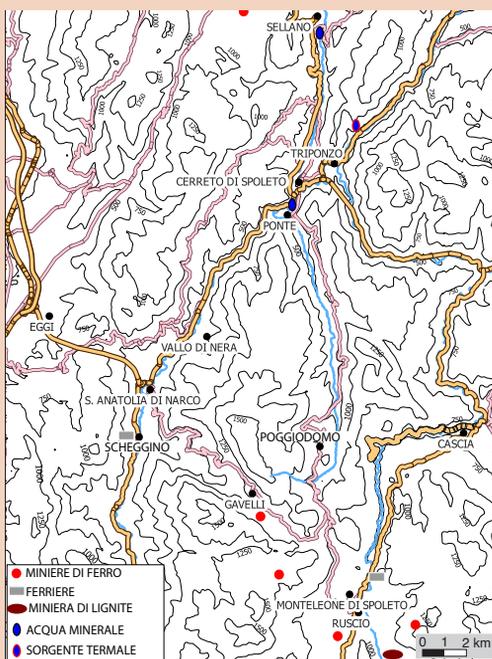
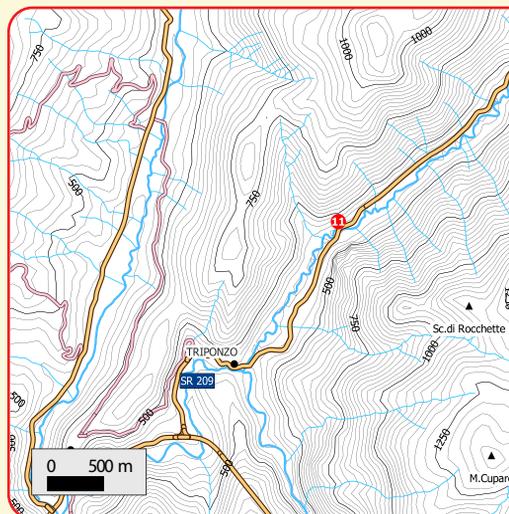


Fig. 47 - Georisorse in Valnerina: miniere, acque minerali e termali.

### Consigli di lettura

Una sintesi delle informazioni disponibili sulle miniere della zona, con i relativi riferimenti bibliografici è offerta ancora alle Note Illustrative del Foglio Spoleto (Damiani, 2011). Informazioni sulla lignite di Ruscio sono contenute nel volume "Lignite e torbe dell'Italia continentale" di Ge.Mi.Na. (1962). Per le informazioni sulle acque termali di Triponzo, dal punto di vista storico, idrogeologico e geochemico, si rimanda al lavoro di Turchetti (2011) e al volume "Torniamo alle Fonti" della Regione Umbria (2004), nonché al lavoro "storico" di Principi (1931). Gli articoli di Quattrocchi et al. (2000) e di Italiano et al. (2004) illustrano i cambiamenti di portata e composizionali registrati dalle sorgenti in occasione della crisi sismica del 1997-98. Interessante è anche il recente "Studio delle potenzialità geotermiche del territorio regionale umbro" (2014).



Lungo la SR 209 a circa 2 km da Triponzo in direzione Visso è presente lo stabilimento termale in fase di ristrutturazione (apertura prevista nella primavera del 2016). All'interno dello stabilimento è visibile a volte una spettacolare acqua di color rosa dovuta all'azione di batteri solfato-riducenti. All'altezza del ponte stradale, dalla parte opposta della strada, scendendo per un viottolo è possibile avvicinarsi e toccare l'acqua calda che esce da una galleria drenante.

In Umbria sorgenti termali calde (con temperature superiori a 20 °C) sono presenti prevalentemente nel settore sud-occidentale, al confine con la Toscana ed il Lazio (Fonti di Tiberio, Parrano). Eccezione è la sorgente di Triponzo, che al pari di quella di Acquasanta nelle Marche, è anomala per la sua posizione all'interno della catena. L'itinerario prevede la visita delle sorgenti ("Bagni") di Triponzo, poste lungo la SR 209 a circa 2 km dall'abitato di Triponzo in direzione di Visso.

## SORGENTI DI TRIPONZO (geosito 11; sorgenti con temperatura di circa 30°C)

Lungo un fronte di circa 500 m, ubicato in destra idrografica del Fiume Nera alla base del Colle Fergino, sono presenti alcune emergenze termo-minerali. Esse forniscono acqua solfato-alcalino terrosa (calcica) a temperatura costante, intorno ai 30 °C, indipendentemente dalla stagione e dalle condizioni climatiche e con una portata di 25 l/s. L'acqua appena sgorga dalle sorgenti è limpida, con un forte odore di acido solfidrico, ma poi acquista un aspetto lattiginoso per precipitazione di solfato di calcio e per la presenza di solfo allo stato colloidale. Essa, poi, scorrendo lascia un deposito biancastro, viscido, costituito da solfato di calcio, che diviene verde per la presenza di alghe e di muschi decomposti (Fig. 48a). A volte è presente una colorazione rosa (Fig. 48b), forse per l'attività di batteri solfato-riducenti (come il *Desulfohalobium retbaense* presente in un lago ipersalino del Senegal).

Le sorgenti sono localizzate in corrispondenza di un sistema di faglie trastensive che delimitano un horst di Calcarea Massiccio, con direzione circa N-S, lateralmente a contatto con la formazione della Maiolica ad O e della Corniola ad E. La zona di faglia, intensamente fratturata, costituisce un condotto preferenziale per la risalita di acque relativamente profonde, arricchite in solfati per la lisciviazione delle rocce anidriti della sottostante forma-

zione di Burano (Trias superiore). La temperatura stimata per è di circa 70 °C. Risalendo all'interno del Calcarea Massiccio, le acque si riequilibrano a temperature di circa 30-40°C e si miscelano alle acque fredde bicarbonato-alcalino-terrose, circolanti nei massicci carbonatici ed emergenti nell'alveo del fiume Nera.

Il legame tra questa sorgente termale e l'attività tettonica della regione ha trovato conferma nei fenomeni osservati durante la crisi sismica umbro-marchigiana del 1997-98, quando sono state registrate notevoli variazioni di temperatura (diminuzione di circa 20°C due giorni prima dell'evento del 26 marzo 1998), di portata (con una diminuzione dell'ordine del 70%) e chimismo. La componente termale risalente dalle evaporiti triassiche scompare e dalla sorgente fluiscono solo le acque fredde provenienti dalle locali e superficiali rocce carbonatiche.

Noti probabilmente fin dall'epoca romana (la menzione più famosa è quella di Virgilio "amnis sulfurea Nar albus aqua", nel VII libro dell'Eneide, versi 516-517), i "Bagni", vengono citati per la prima volta, nel 1488, quando, già funzionanti, passarono al municipio di Norcia per 151 fiorini d'oro, e quindi a P. Forti e al vescovo di Norcia Bucchi-Accica che le donò al Comune di Cerreto. Nel 1862 venne eseguita un'analisi chimica dal prof. S. Purgotti di Pe-



A.



B.

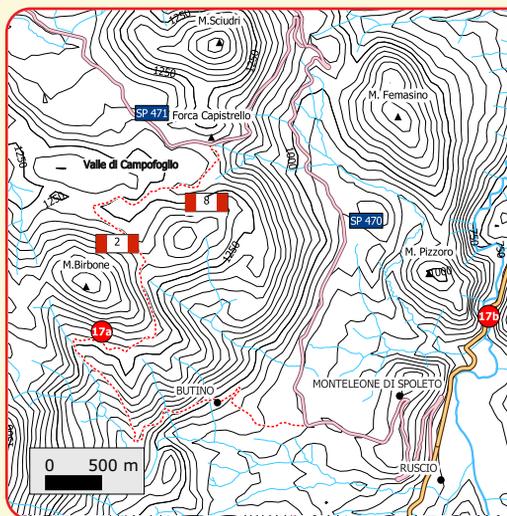
Fig. 48 - Sorgenti di Triponzo. A. Acqua dalla tipica colorazione lattiginosa e verde, nei pressi della polla al di sotto del ponte stradale, B. Acqua che da lattiginosa e verde diviene rosa, all'interno dello stabilimento termale.

rugia, per il quale le acque erano "eroico rimedio" per affezioni intestinali, concrezioni urinarie, artriti e "per tutte le sordide malattie della pelle". Al fine di sfruttare la risorsa idrotermale, nel 1887 fu costruito un complesso termale in destra idrografica del fiume Nera (il lungo edificio con portico), tra il fondovalle e la base del Colle di Fergino. Dopo un periodo di relativo minor uso, tentativi di rilancio delle terme furono bloccati dalla realizzazione degli impianti idroelettrici della Valnerina, ultimati dalla Società Terni nel 1931. Infatti un canale di adduzione sotterraneo, alle pendici di M. Fergino, costruito per convogliare le acque del F. Nera (con quelle del F. Corno e del F. Vigi) dalla centrale di Triponzo al lago di Piediluco (Canale derivatore medio Nera), intercettò cavità carsiche con acque sulfuree diminuendo drasticamente la portata delle sorgenti dei Bagni, che passarono da sette alle attuali cinque. Ciò nonostante le terme continuarono ad

essere frequentate, anche se in modo limitato, ma dal 1970 si è registrato un progressivo abbandono, aggravato con il terremoto del 1979. Nel 1985 si avviò un progetto di ristrutturazione e recupero delle Terme di Triponzo (Fig. 49) affidato alla RPA Ricerche e Progetti di Perugia che proseguì in varie fasi con la realizzazione di nuove opere edilizie e di un pozzo per acqua profondo circa 50 m. Tra il 1993 e il 1997 si realizzarono approfondite analisi chimico-fisiche per la richiesta al Ministero della Salute dell'autorizzazione, poi concessa, per effettuare presso le Terme di Triponzo cure idropiniche, rino-terapiche e fango terapiche. Il terremoto del 26 settembre 1997 arrivò come una scure interrompendo i lavori in cantiere e i progetti di recupero. Oggi sono finalmente in fase di ultimazione i lavori di ristrutturazione per un utilizzo dei Bagni, esteso all'area circostante, come "parco del benessere".



Fig. 49 - Complesso termale di Triponzo: sono in corso lavori di ristrutturazione, che verranno ultimati nella primavera 2016.



L'itinerario prevede la visita della sola miniera di ferro di Terargo (Monteleone di Spoleto), la più importante tra quelle presenti nell'area del Parco Geologico della Valnerina.

La miniera è raggiungibile, lasciando l'auto a Forca Capiastrello (lungo la SP 471 di Poggiodomo) o dalla valle di Campofoglio (1263 m s.l.m.), percorrendo il sentiero CAI n.8 "Strada delle Ferriere" a partire da quest'ultima località. Dopo circa quarantacinque minuti di cammino (1.3 km in salita e poi circa 1 km in discesa) lungo il sentiero, l'accesso è visibile circa 50 m più in alto di questo.

Altra possibilità è lasciare l'auto a Butino (990 m) e percorrere per circa 2,4 km in quasi costante salita una mulattiera fino alla Fonte Terargo (1250 m s.l.m.). Da qui si prende il sentiero a destra e dopo circa 600 m di saliscendi si arriva al punto da dove è visibile l'ingresso della miniera.

Prestare attenzione all'interno della miniera, si consiglia l'uso di caschetto di sicurezza e lampada.

La miniera di ferro di Terargo (1330 m s.l.m., alle falde del M. Birbone - Monteleone di Spoleto) è l'esempio più importante dell'attività di estrazione di minerali del ferro che ha interessato la Valnerina.

## MINIERA DI TERARGO

(geosito 17; miniera del XVII secolo, scavata in un bancone calcarenitico)

La miniera è scavata in un ammasso roccioso potente almeno 10 m, di aspetto massivo, costituito da calcareniti a grana fine. Si tratta di uno dei banconi presenti nella parte medio-alta dei Calcri Diasprigni. All'esterno, sul bordo sud-occidentale del bancone si possono osservare dei piani di faglia immergenti verso SE (Fig. 50) e al cui letto si trova la miniera.

All'ingresso (A in Fig. 51) l'ammasso roccioso è molto fratturato e non presenta piani di taglio ben definiti, né mi-



Fig. 50 - Piano di faglia sul bordo sud-occidentale della miniera.

neralizzazioni in vene, ma una patina rossastra – ocra diffusa e accumuli terrosi in tasche (Fig. 52). Da qui si dipartono due gallerie principali una a destra verso NE ed una a sinistra verso N. La prima presenta a SE delle aperture verso l'esterno (B e C) ed è percorribile per circa 3 m senza difficoltà (altezza circa 3 m), prima di una strozzatura che la divide da un ulteriore tratto di circa 5 m che presenta un'altra piccola apertura (D) a SE ed un'uscita verso l'esterno ad Est (E). La seconda galleria si divide in due dopo circa 6 m.

A sinistra c'è una piccola galleria buia (X) lunga altri 5-6 m, dove sono ben visibili fratture mineralizzate (Fig. 53a, b). Percorsi circa 4 m della seconda diramazione sono visibili sulla sinistra dei piani di taglio con giaciture prevalenti parallele ad una lineazione tettonica ortogonale alla direzione delle faglie viste all'esterno. All'interno delle fratture è presente una mineralizzazione di colore più scuro, quasi nero nella parte centrale, bruno-rossastro in quella esterna (Fig. 53c). Sulla destra, di fronte a queste fratture, è presente un cunicolo in discesa molto ripido. Continuando a penetrare all'interno della miniera, si apre un'ampia sala che presenta un'altezza di più di 4 m e un'apertura nella volta (H). Da questa sala si dipartono altre 4 gallerie, poste ad una quota maggiore (si raggiungono salendo di circa 2 m), delle quali quelle a nord presentano concrezioni carbonatiche. La gal-

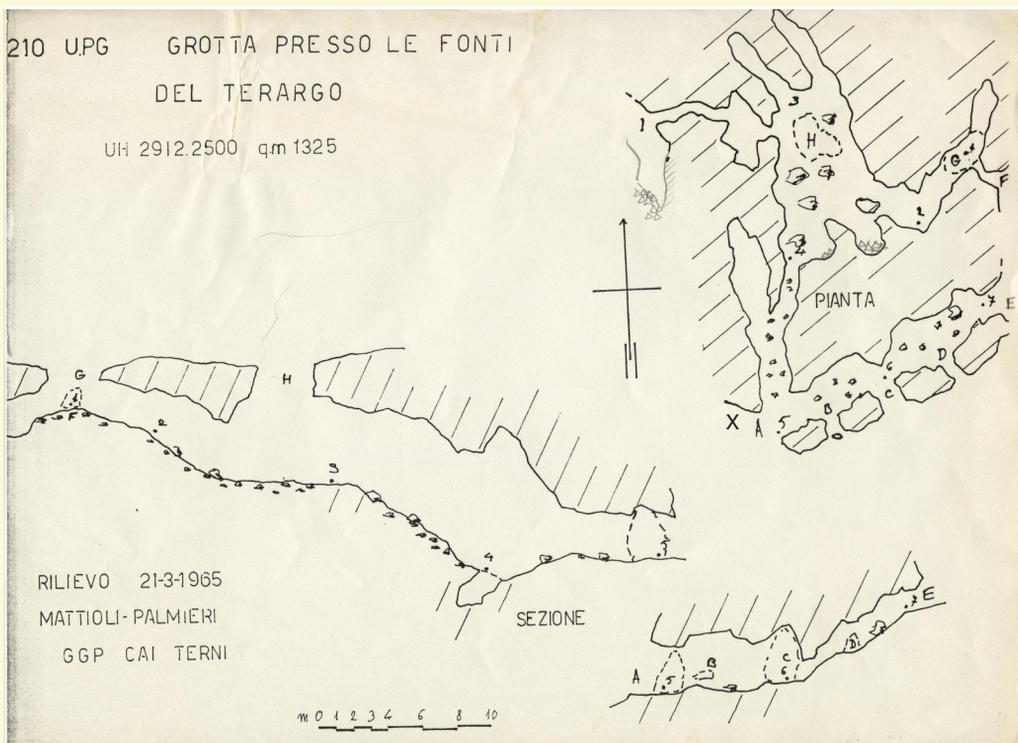


Fig. 51 - Planimetria e sezioni Grotta di Terargo (Catasto Speleologico Umbro, dove è inserita con il n. 210 UPG).

leria più occidentale (I) non è raggiungibile facilmente a causa di una strozzatura che non permette il passaggio, mentre la galleria più orientale si divide in due con la diramazione a sinistra che presenta un'apertura nella volta (G) e quella a destra che porta verso l'esterno (F). Verso N ci sono le due gallerie a quota maggiore che presentano concrezioni carbonatiche, dovute alla continua percolazione d'acqua.



Fig. 52 - Miniera di ferro di Terargo: accumuli terrosi in una tasca all'ingresso.

Analisi effettuate con microscopio elettronico e diffrattometro a raggi X (Fig. 54), presso il Dipartimento di Fisica e Geologia dell'Università di Perugia, hanno permesso di determinare la natura di alcune mineralizzazioni, che sono risultate idrossidi di ferro (goethite e limonite).

Nella galleria I sono stati ritrovati minerali microscopici di fluorite, mentre nella sala principale (H) sono segnalati minerali di probabile pirite alterata. Sono inoltre abbondanti gli ossidi di manganese (psilomelano) e analisi diffrattometriche effettuate presso l'Università di Torino hanno evidenziato la presenza occasionale di barite (solfato di Bario). Per quanto riguarda l'origine del giacimento si può ipotizzare, come per molti dei giacimenti di ferro dell'Appennino Umbro-Marchigiano che presentano caratteristiche simili per localizzazione lungo delle fratture ed età delle rocce ospitanti (vedi scheda Giacimenti e miniere di ferro nell'Appennino umbro-marchigiano), un'originaria formazione di hard ground giurassici ricchi in ferro su aree di alto strutturale. Successivamente faglie giurassiche avrebbero permesso la risalita di fluidi arricchiti in ferro e la formazione delle mineralizzazioni in ossidi e solfuri all'interno delle fratture. Infine si è avuta l'alterazione in idrossidi e solfati.



Fig. 53 - Miniera di ferro di Terago. A, B. Fratture mineralizzate presenti nella galleria X (vedi mappa di Fig. 51), C. Fratture mineralizzate presenti nella galleria che porta alla sala più ampia della miniera (vedi mappa di Fig. 51).

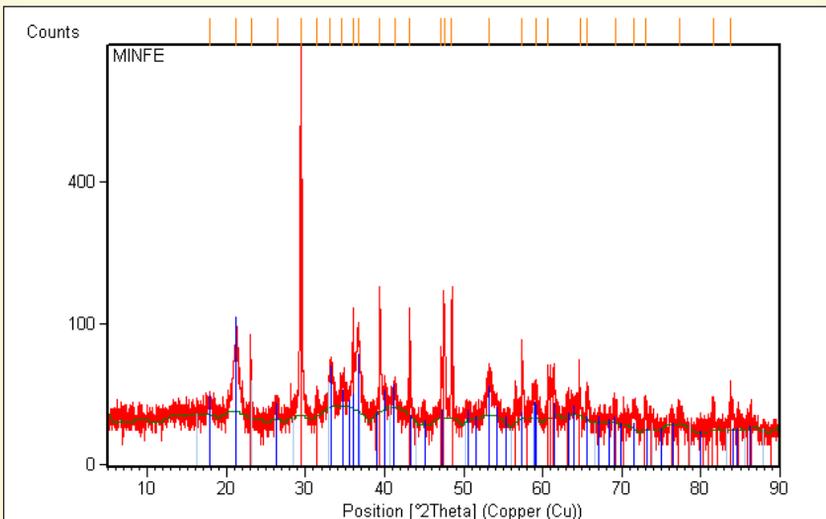
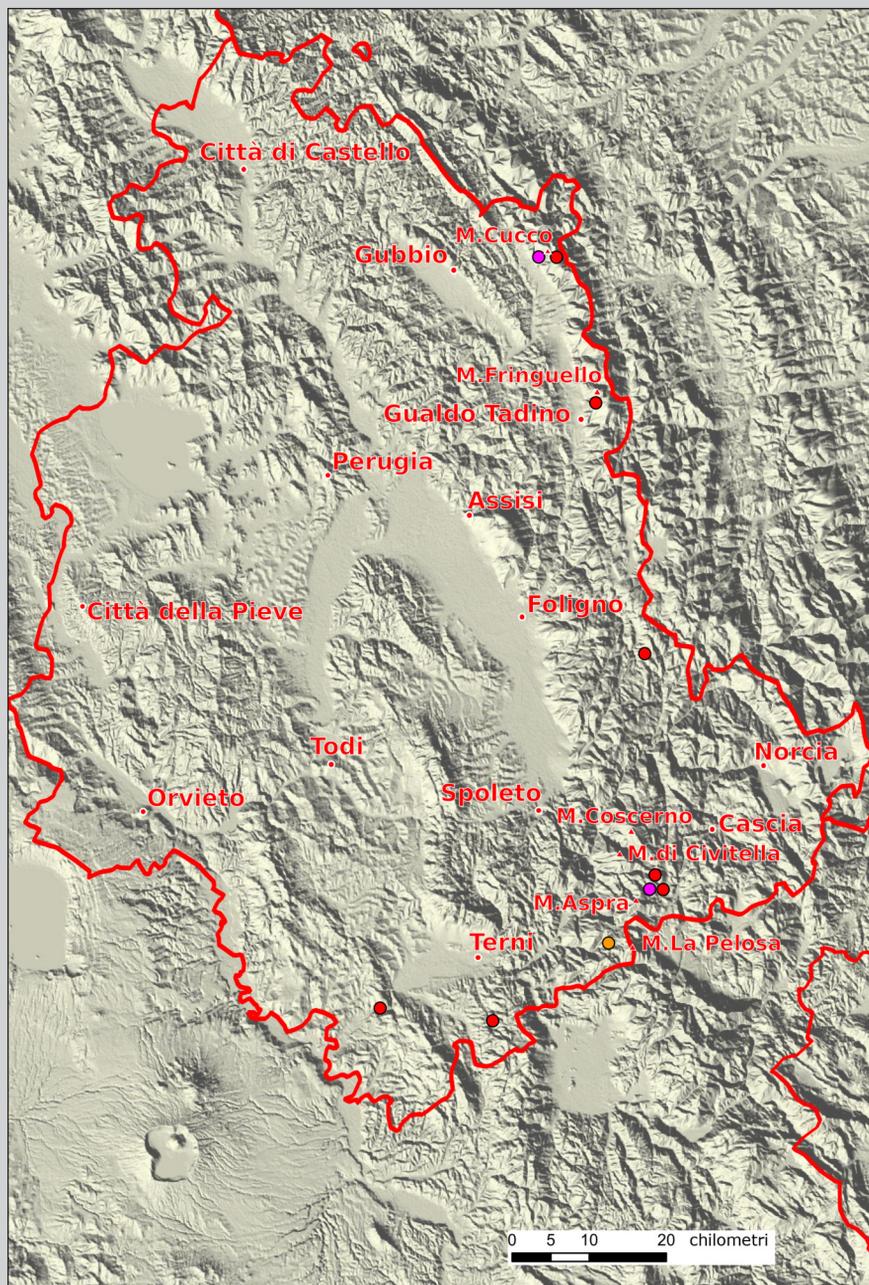


Fig. 54 - Risultati dell'analisi diffrattometrica eseguita su un campione prelevato nella miniera di Terago presso il laboratorio del Dipartimento di Fisica e Geologia dell'Università di Perugia (in blu picchi della goethite, in rosso quelli della calcite).

## GIACIMENTI E MINIERE DI FERRO IN UMBRIA

L'Appennino umbro-marchigiano presenta alcuni piccoli giacimenti di ferro che sono stati sfruttati in tempi storici (nella zona di Monte Cucco, in quella di Sellano, in quella di Monte Leone di Spoleto e nel narnese). Di questi quelli presenti nell'area di Monte Leone sono sicuramente i più importanti.



Giacimenti di ferro in Umbria (i cerchi rossi indicano il ferro, quelli rosa la fluorite e quelli arancio l'oro).

Matteo Barberini, già vescovo di Spoleto, durante il suo pontificato (Papa Urbano VIII, 1623-1644), incaricò il cardinale Fausto Poli di Usigni di avviare un'attività estrattiva, a cui doveva seguire la lavorazione del ferro. Tra il 1630 e il 1641 (Morini, 1903) furono realizzate quelle che erano, in quell'epoca, le uniche ferriere dello Stato Pontificio site in località Ponte delle Ferriere, frazione di Monteleone lungo il F. Corno (Cavallini, 1999). Successivamente (nel 1635) venne costruita una ferriera anche a Scheggino, che rimase in attività per pochi anni.

L'attività estrattiva ha avuto per circa un secolo un ruolo rilevante nell'economia di questo territorio, tanto che sotto il Pontificato di Clemente IX (1667-1669), si ebbe la massima produzione di ferro. Il ferro di Monteleone fu usato, tra l'altro, per realizzare i cancelli che chiudevano il portico del Pantheon fino al 1883, quando furono fatti levare dal ministro Baccelli in concomitanza con l'abbattimento dei campanili del Bernini (Fraschetti, 1909).



Medaglia commemorativa di Papa Urbano VIII, rappresentata sul recto, mentre sul verso sono visibili alcuni minatori (proprietà di M. Angelini). Foto da: [www.archeoambiente.net](http://www.archeoambiente.net).



Cancelli del portico del Pantheon (presenti fino al 1883). Foto da: [www.archeoambiente.net](http://www.archeoambiente.net).

fluidi arricchiti in ferro lungo faglie giurassiche. Queste mineralizzazioni (ossidi e solfuri di ferro) successivamente si sono alterate in idrossidi e solfati. Particolarmente interessante è inoltre la presenza in alcuni siti (Terargo e Grotta di Faggeto Tondo al Monte Cucco) anche di fluorite e fluoroapatite, minerali idrotermali (idrotermalismo). Da ricordare infine la presenza di vulcanismo pleistocenico (Polino) e di anomalie termiche (sorgente di Triponzo 30 °C, sorgente di Stifone 19 °C).

Il materiale estratto veniva sottoposto ad una prima lavorazione sul posto e poi trasportato con carri ed animali da soma nella ferriera di Ponte delle Ferriere. Successivamente furono realizzate nuove strade per il trasporto del materiale finito, come la strada che dalla Flaminia arriva in Valnerina e da qui a Monteleone per proseguire poi per Cascia e Norcia, passando sul fiume Corno su un ponte che prese il nome di Ponte delle Ferriere.

Gli onerosi costi di estrazione e trasporto del ferro, i terremoti del 1703 e del 1730 (con molte vittime) e la pestilenza del 1718, hanno contribuito all'inarrestabile declino dell'industria mineraria monteleonese (Cavallini, 1999). La piena del Corno, che nel 1798 mise fuori uso la presa d'acqua del canale adduttore della ferriera, ne segnò la fine (Santi, 2000).

Altre miniere attive in epoca storica in Umbria furono quelle presenti nel massiccio del Monte Cucco (Grotta Ferrata con solfati, solfuri e idrossidi di Fe e gesso, con estrazione ipogea nel secolo XV e Buca del Ferro nel comune di Costacciaro; Cava del Ferro, nel Comune di Gualdo Tadino, con estrazione ipogea per pochi anni nel XIX secolo) e quelle presenti a Stifone (Narni), dove nel XVIII secolo era presente anche un'importante ferriera.

Per quanto riguarda l'origine dei giacimenti di ferro in Umbria, si può certamente dire che le miniere a cielo aperto (Gavelli, Pupaggi, Ruscio) hanno sfruttato giacimenti residuali (limonite) all'interno di sedimenti lacustri "ferro delle paludi". Le miniere ipogee (Terargo, Monte Cucco, Gualdo Tadino, Stifone) hanno sfruttato tutte mineralizzazioni in rocce giurassiche presenti al contatto tra Calcarea Massiccio e Bugarone, oppure in fratture parallele a lineeazioni tettoniche principali. Nel primo caso le mineralizzazioni sono probabilmente primarie (hard ground giurassici su aree di alto strutturale), mentre nel secondo caso possono essersi depositate per risalita di

BREISLAK S. (1798) - Relazione sulla Miniera di Ferro di Monteleone e Ferriera di Terni presentata dal Cit. Scipione Breislak Ispettore de' lavori mineralogici della Rep. Romana al Cit. Torigliani Ministro dell'Interno, Roma, Presso il Cittadino Vincenzo Poggioli Stampatore dell'Istituto Nazionale, Anno VI Repubblicano.

CAVALLINI M. (1999) - L'impresa di Monte Leone. Pubblicato da Associazione "ArcheoAmbiente" O.N.L.U.S. di Monteleone di Spoleto (PG) - Centro di ricerche e studi storici, artistici, archeologici ed ambientali pp 1-75.

FRASCHETTI S. (1909) - Il Bernini. Hoepli.

LOSACCO U. (1943) - Affioramenti limonitici nei pressi di Monteleone di Spoleto. Atti Soc. It. di Scienze Nat., 82 pp. 158-163.

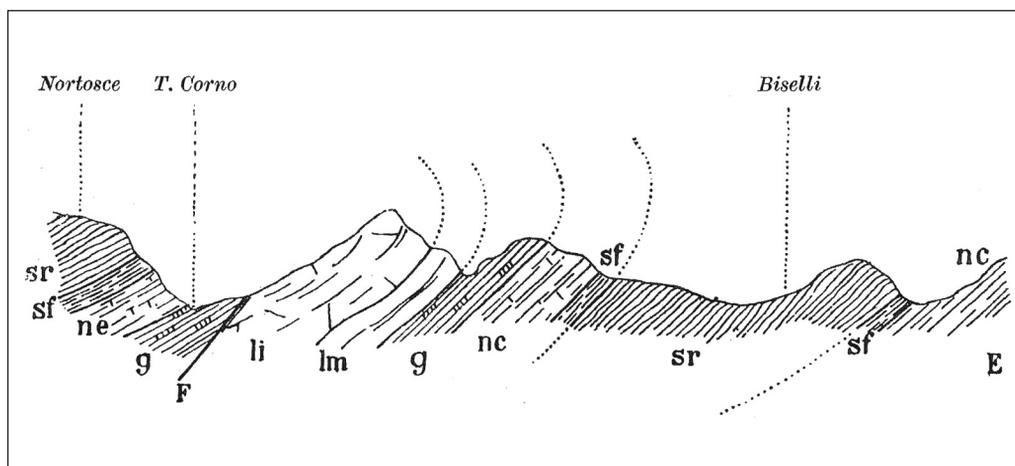
MORINI A. (1903) - Intorno alle ferriere di Monteleone di Spoleto. Boll. della Dep. Storia Patria per l'Umbria, 9 pp. 507-512.

SANTI U. (2000) - Le miniere di Monteleone. SPOLETO '90 n°2, Storia del territorio, 30 giugno 2000.

## BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

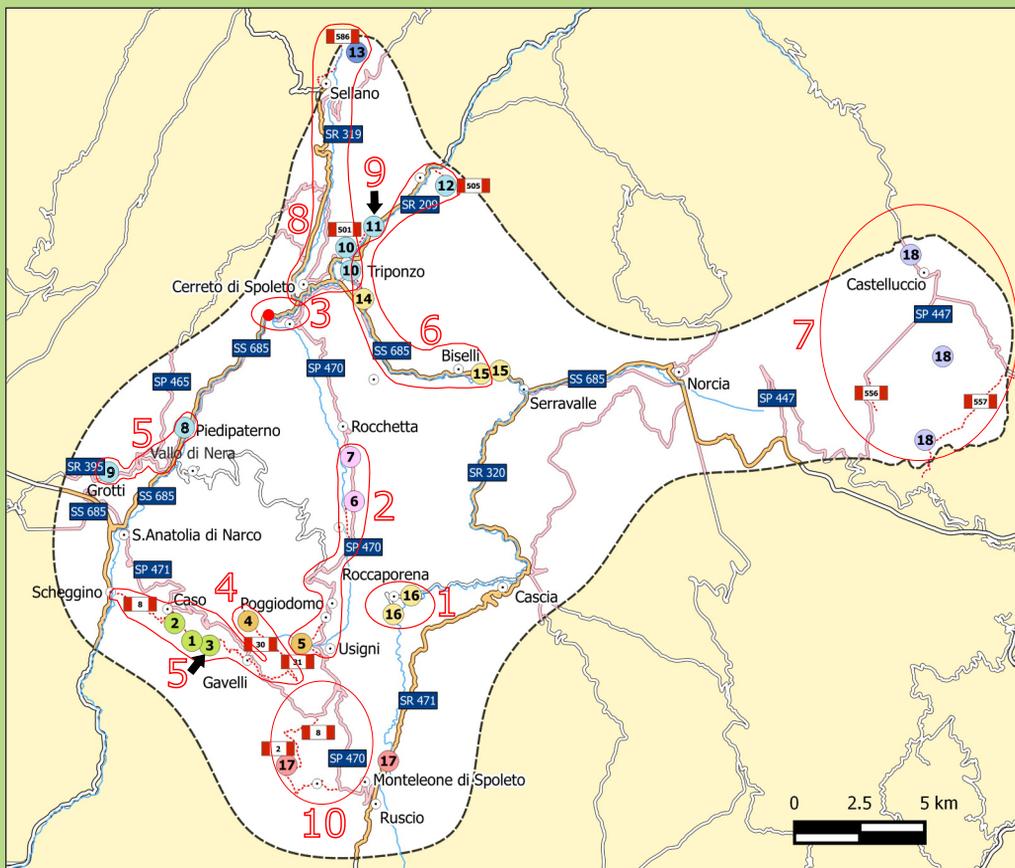
- ALVAREZ W. (2010) - Le Montagne di S. Francesco. Fazi Editore, pp. 413.
- BARCHI M., CARDINALI M., GUZZETTI F. & LEMMI M. (1993) - Relazioni tra movimenti di versante e fenomeni tettonici nell'area del M. Coscerno- M. Civitella, Valnerina (Umbria). *Boll. Soc. Geol. It.* 112, 83-111.
- BARCHI M. & LEMMI M. (1996) - Geologia dell'area del Monte Coscerno-Monte Civitella, Valnerina (Umbria Sud-Orientale). *Boll. Soc. Geol. It.* 115, 601- 624.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1993) - I "fasci" di faglie recenti ed attivi di M. Vettore - M. Bove e M. Castello - M. Cardosa (Appennino Umbro-Marchigiano). *Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale 1992/1*, 81-102.
- CARDINALI M., DRAGONI W. & GUZZETTI F. (1989) - Prime osservazioni sui probabili fenomeni gravitativi di versante del Monte Coscerno (Valle del Nera, Appennino Umbro-Marchigiano). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 108, 373-378.
- CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - Il Trias-Paleogene delle Marche, in CENTAMORE E. AND DEIANA G., editors: *Studi Geologici Camerti, volume Speciale, 1986*, p. 9-27.
- COLLETTINI C., CARPENTER B.M., VITI C., CRUCIANI F., MOLLO S., TESI T., TRIPPETTA F., VALOROSO L. & CHIARALUCE L. (2014) - Fault structure and slip localization in carbonate-bearing normal faults: An example from the Northern Apennines of Italy. *Journal of Structural Geology*, 67, 154-166.
- COLTORTI M. & FARABOLLINI P. (1995) - Quaternary evolution of the Castelluccio di Norcia basin (Umbro-Marche Apennines, central Italy). *Il Quaternario*, 8, 149-166.
- CORDELLA, R. & LOLLINI P. (1988) - Castelluccio: il tetto dell'Umbria. *Arti Grafiche Panetto & Petrelli, Spoleto (PG)*, pp. 332.
- CONVERSINI P., SALCIARINI D., FELICIONI G. & BOSCHERINI A. (2005) - The debris flow hazard in the Lagarelle Creek in the eastern Umbria region, central Italy. *NHESS*, 5, 275-283.
- CRESTA S., MONECHI S. & PARISI G. (eds.) (1989) - Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana. *Itinerari geologici sull'Appennino umbro-marchigiano (Italia). Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 39, pp. 182.
- DAMIANI A.V. (a cura di, 2011) - Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 336 Spoleto - ISPRA, S. EL. CA. Firenze.
- ERCOLI M., PAUSELLI C., FRIGERI A., FORTE E. & FEDERICO C. (2014) - 3-D GPR data analysis for high-resolution imaging of shallow subsurface faults: the Mt Vettore case study (Central Apennines, Italy). *Geophys. J. Int.* 198, 609–621. doi: 10.1093/gji/ggu156.
- FARABOLLINI P., GENTILI B., MATERAZZI M. & PAMBIANCHI G. (2005) - Freshwater travertines in Central Apennine (Italy). *Revista de geomorfologie - Vol. 7, 2005*, pp. 61-75.
- FUBELLI G., DRAMIS F., CALDERONI G., CILLA G., MATERAZZI M., MAZZINI I. & MICHELE S. (2013) - Holocene aggradation/erosion of a tufa dam at Triponzo (central Italy), *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, vol. 36, pp. 259-266, DOI 10.4461/GFDQ.2013.36.21.
- GALADINI F. & GALLI P. (2002) - Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. *Faults. Annals of Geophysics*, 46 (5), 815-836.
- GEMiNA (a cura di, 1962) - Ligniti e torbe dell'Italia continentale, ILTE, Torino, pp. 319.
- GENTILI B. (2002) - Note di Geomorfologia del Parco Nazionale dei Monti Sibillini. *Quaderni scientifico-divulgativi del Parco Nazionale dei Monti Sibillini*, 6, Annibali Grafiche s.r.l.
- ITALIANO F., MARTINELLI G. & RIZZO A. (2004) - Geochemical evidence of seismogenic - induced anomalies in the dissolved gases of thermal waters: a case study of Umbria (Central Apennines, Italy) both during and after the 1997-1998 seismic swarm. *G Cubed 5*, Q11001, <http://dx.doi.org/10.1029/2004GC000720>.
- LAVECCHIA, G., MINELLI, G. & PIALLI, G. 1983. Strutture plicative minori dell' Appennino umbro-marchigiano. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 102, 95-112.
- LIPPI BONCAMBI C. (1963) - Memoria VII di Rassegna Speleologica Italiana. Indagini idrogeologiche sull'altipiano di Castelluccio di Norcia. In *Atti del IX congresso nazionale di Speleologia. Trieste*.
- LOTTI B. (1926) - Descrizione geologica dell'Umbria, *Mem. descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 21, pp. 320.

- MATTIOLI B. & TERSIGNI C. (2008) - Sistemazione Fosso di Gavelli. Relazione geologica relativa alla definizione della natura e dei possibili rimedi dei fenomeni di dissesto idrogeologico manifestatesi a seguito degli eventi meteorici del novembre 2005. Relazione geologica.
- PASSERI L. (a cura di, 1994) - Guide geologiche regionali: 7-Appennino Umbro-Marchigiano, Vol. 1. SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA. BE-MA Editrice, pp. 301.
- PASSERI L. (a cura di, 1997) - Guide geologiche regionali: 7b-Appennino Umbro-Marchigiano, Vol. 2, Itinerari a piedi. SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA. BE-MA Editrice, pp. 270.
- PRINCIPI P. (1931) - Fenomeni di idrologia sotterranea nei dintorni di Triponzo (Umbria). Grotte d'Italia 5, 1-4
- QUATTROCCHI F., PIK R., PIZZINO L., GUERRA M., SCARLATO P., ANGELONE M., BARBIERI M., CONTI A., MARTY B., SACCHI E., ZUPPI G.M. & LOMBARDI S. (2000) - Geochemical charges of Bagni di Triponzo thermal spring during the Umbria-Marche 1997-1998 seismic sequence. Journal of Seismology 4, 567-587.
- REGIONE UMBRIA (2011) - Torniamo alle fonti. La memoria dell'acqua, il futuro dei luoghi. Le acque minerali e termali in Umbria, Regione Umbria e Sviluppumbria, pp. 429.
- REGIONE UMBRIA, UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PERUGIA e UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PISA (2014) - Studio delle potenzialità geotermiche del territorio regionale umbro. Sintesi dei risultati. Tipografia Metastasio - Assisi, pp. 68.
- REICHENBACH P., GALLI M., CARDINALI M., GUZZETTI F. & ARDIZZONE F. (2004) - Geomorphological Mapping to Assess Landslide Risk: Concepts, Methods and Applications in the Umbria Region Of Central Italy. In: Glade T., Anderson M. and Crozier M.J. Landslide Hazard and Risk, pp. 429-468.
- SALCIARINI D., CONVERSINI P. & GODT J.W. (2006) - Characteristics of debris flow events in eastern Umbria, central Italy. IAEG2006, 285, 1-11.
- TESEI T., COLLETTINI C., VITI C. & BARCHI M. R. (2013) - Fault architecture and deformation mechanisms in exhumed analogues of seismogenic carbonate bearing thrusts. Journal of Structural Geology, 55, 1-15.
- TESEI T., COLLETTINI C., BARCHI M.R., CARPENTER B.M & DI STEFANO G. (2014). Heterogeneous strength and fault zone complexity of carbonate-bearing thrusts with possible implications for seismicity. Earth and Planetary Science Letters, 408, 307-318.
- TURCHETTI M.A. (2011) - Archeologia dell'acqua nel territorio dell'ATI 3. Fontane, pozzi, cisterne, acquedotti, terme, bonifiche, ponti, mulini dall'antichità al XIX secolo. Tipolitografia Sergio Recchioni, Foligno.



Sezione geologica sulla destra del F. Corno presso Biselli nell'interpretazione storica di Lotti (1926).

<b>1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO</b>	Pag. 4
<b>2. STRATIGRAFIA</b>	» 5
ITINERARIO 1 - LIVELLI ANOSSICI CRETACICI	» 6
Roccaporena (geosito 16; livelli Selli e Bonarelli)	» 6
OAEs (Oceanic Anoxic Events) - Eventi anossici a scala globale	» 7
<b>3. TETTONICA</b>	» 8
ITINERARIO 2 - FAGLIE	» 9
Il sovrascorrimento di Fonte di Colle di Mezzo (geosito 5; zona di taglio con strutture SCC')	» 9
Tettoniti SC	» 11
La faglia di Rocchetta (geosito 7; specchio di faglia con indicatori cinematici)	» 12
ITINERARIO 3 - PIEGHE	» 14
Ex-ferrovia Spoleto-Norcia (mesopieghe nella Scaglia)	» 14
Le mesopieghe dell'Appennino umbro-marchigiano	» 15
<b>4. GEOMORFOLOGIA</b>	» 16
ITINERARIO 4 - GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE	» 17
Il Graben della Valcasana (geosito 1)	» 18
Pian delle Melette (geosito 2; paleofrana e lago di sbarramento)	» 19
Cresta sdoppiata del M. Coscermo (geosito 4; deformazione gravitativa profonda di versante)	» 20
Deformazioni gravitative profonde di versante - DGPV	» 21
ITINERARIO 5 - I DEBRIS FLOWS	» 22
Il debris flow di Gavelli (geosito 3; area di distacco e di accumulo)	» 22
I debris flow di Piedipaterno e di Grotti (geositi 8 e 9; memoria storica ed opere di prevenzione)	» 23
I debris flows	» 24
ITINERARIO 6 - GOLE E CASCADE	» 25
Stretta di Biselli (geosito 15; gola scavata dal F. Como nei calcari della Maiolica)	» 25
Balza Tagliata (geosito 14; gola scavata dal F. Como nel nucleo di un'anticlinale)	» 26
Cascata de "lu Cugnuntu" (geosito 12; cascata e gola scavata nei calcari della Scaglia Rossa)	» 26
<b>5. GEOLOGIA DEL QUATERNARIO</b>	» 27
ITINERARIO 7 - I PIANI DI CASTELLUCCIO	» 28
Pian Grande (geosito 18a)	» 28
Pian Perduto (geosito 18b)	» 31
Pian Piccolo (geosito 18c)	» 31
ITINERARIO 8 - TRAVERTINI	» 32
I travertini di Triponzo (geosito 10; depositi fluviali e microbici, lago di sbarramento)	» 32
I travertini di Balza Tagliata (geosito 14; depositi fluviali)	» 33
Fosso delle Rote (geosito 13; sistema fluviale di deposizione attiva)	» 34
Travertini e "calcareous tufas"	» 35
<b>6. GEORISORSE</b>	» 36
ITINERARIO 9 - ACQUE TERMALI	» 37
Sorgenti di Triponzo (geosito 11; sorgenti con temperatura di circa 30°C)	» 37
ITINERARIO 10 - MINIERE DI FERRO	» 39
Miniera di Terago (geosito 17; miniera del XVII secolo scavata in un bancone calcarenitico)	» 39
Giacimenti e miniere di ferro in Umbria	» 42
<b>BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE</b>	» 44



## ITINERARI

### STRATIGRAFIA

- 1 Livelli anossici cretatici (geosito 16)

### TETTONICA

- 2 Faglie (geositi 5 e 7)
- 3 Pieghe

### GEOMORFOLOGIA

- 4 Geomorfologia strutturale (geositi 1, 2 e 4)
- 5 I debris flow (geositi 3, 8 e 9)
- 6 Gole e cascate (geositi 15, 14 e 12)

### GEOLOGIA DEL QUATERNARIO

- 7 I Piani di Castelluccio (geosito 18)
- 8 Travertini (geositi 10, 14 e 13)

### GEORISORSE

- 9 Acque termali (geosito 11)
- 10 Miniere di ferro (geosito 17)

**CEA "Il Sentiero di Poggiodomo"**  
**Centro Studi Geologici**

Via del Colle 1  
06040 Poggiodomo  
Tel. 338.7171906 oppure 347.6362760  
ilsentierodipoggiodomo@gmail.com  
ilsentierodipoggiodomo.org  
www.facebook.com/ilsentierodipoggiodomo

**Regione Umbria**  
**Servizio Sistemi Naturalistici e Zootecnia**  
**Sezione Aree Protette e Progettazione Integrata**

Tel. 075.5045793  
www.regione.umbria.it/ambiente/parchi-nazionali-e-regionali

**Servizio Turistico Associato**  
**Comprensorio Turistico**  
**della Valnerina**

Via G. da Chiavano, 2  
06043 - Cascia (Pg)  
Tel. 0743.71401 - 0743.71147  
info@lavalnerina.it  
info@iat.cascia.pg.it  
www.lavalnerina.it

**Museo della Canapa**

Piazza del Comune Vecchio, 1  
06040, Sant'Anatolia di Narco, (Pg)  
Tel. 0743.613149; 0743.788013  
www.museodellacanapa.it



www.parcogeologicovalnerina.it  
info@parcogeologicovalnerina.it



parcogeologicovalnerina

