



SENTIERI GEOLOGICI SUL MONTE TERMINILLO

Itinerari nella geodiversità del Lazio,
dai mari tropicali mesozoici ai
ghiacciai del Quaternario

di **GIANCARLO DE SISTI**

Nato nel 1959, alpinista, laureato in geologia, socio del C.A.I. dal 1981, ha collaborato con ricercatori del Servizio Geologico Nazionale, dell'I.S.P.E.S.L. e dell'IMONT. Ha pubblicato articoli scientifici di geomorfologia, glaciologia e nivologia sul Gran Sasso d'Italia. Per contatti con l'autore scrivere a: g.desisti@tiscalinet.it



*Dedico questa guida a
mia moglie Mila,
compagna di vita
e di cordata,
che condivide la
mia passione per la
montagna e mi ha
accompagnato lungo i
sentieri del Terminillo*

Ringraziamenti

Si ringraziano: il Dott. Maurizio D'Orefice dell'AP.AT. (ex Servizio Geologico Nazionale), il Dott. Massimo Pecci dell'IMONT, Maurizio Sola gestore del rifugio "A. Sebastiani", la sezione di Rieti del C.A.I. ed il Presidente Pietro Ratti, la Scuola Regionale Tecnici del Soccorso Alpino Lazio ed il Dott. Stefano Cresta dell' Agenzia Regionale Parchi del Lazio, che ha creduto al progetto di questa guida e reso possibile la sua stampa.

INDICE

Presentazione	pag. 2
La formazione dell'Appennino	“ 3
Il glacialismo Appenninico	“ 13
ITINERARIO 1	“ 19
VARIANTE ITINERARIO 1	“ 63
ITINERARIO 2	“ 81
Lecture	“ 105
Glossario	“ 107

REGIONE LAZIO

Assessorato Ambiente e Cooperazione tra i Popoli

Assessore: Filiberto ZARATTI

Direzione Regionale Ambiente e Cooperazione tra i Popoli

Direttore: Raniero V. DE FILIPPIS

ARP - Agenzia Regionale Parchi

Commissario straordinario: Antonio GALANO

Direttore: Giuliano TALLONE

Dirigente Pianificazione: Stefano CRESTA

Coordinamento editoriale: Dario MANCINELLA

Edizioni ARP (Roma, 2007) - Via del Pescaccio, 96/98 - 00166 Roma

Elaborazione cartografica e stampa: **SYSTEMCART** S.r.l. - Roma

© Agenzia Regionale Parchi - Tutti i diritti riservati.

PRESENTAZIONE

Questa pubblicazione è dedicata a tutti gli escursionisti interessati ad approfondire le proprie conoscenze sull'origine del paesaggio montano dell'Appennino.

Per questo scopo il Terminillo è un luogo eccezionale, perché gli ambienti geologici e geomorfologici (rocce e forme del paesaggio), presentano un'estesa gamma di variabilità in uno spazio relativamente ristretto. Questo fatto, unito alla possibilità di accesso alle alte creste dal passo stradale di Sella di Leonessa, fa del Terminillo un luogo privilegiato.

I due itinerari e la variante proposti, hanno come punto baricentrale di sosta, per una escursione di due giorni che attraversa il massiccio montuoso del Terminillo, il **Rifugio A. Sebastiani**, di proprietà della sezione di Rieti del C.A.I. (tel. **0746.261184**, ottima accoglienza e cucina).

Le parti introduttive relative alla formazione dell'Appennino e al glacialismo sono sintetizzate da testi universitari e pubblicazioni specializzate. Il linguaggio usato, pur mantenendo il necessario rigore scientifico, è volutamente accessibile a chiunque abbia una generica attitudine per le materie scientifiche.

Coloro che non hanno sufficienti conoscenze di geologia, potranno consultare il **glossario della terminologia scientifica di base** (usata in carattere corsivo nel testo), o approfondire gli argomenti sui libri consigliati nella bibliografia. Per i più esperti sono indicate alcune pubblicazioni su riviste scientifiche.

Gli itinerari proposti si svolgono lungo sentieri noti e molto panoramici, che non presentano particolari difficoltà. Si consiglia di percorrerli solo in condizioni di buona visibilità ed in assenza di neve, anche per confrontare più agevolmente i luoghi con quanto riportato nelle fotografie e nei disegni.

Per consentire l'inquadramento cronologico dei fenomeni geologici descritti, in quarta di copertina è riportata la **scala dei tempi geologici** con i **milioni di anni espressi con l'acronimo "Ma"**.

Tutte le fotografie sono state realizzate dall'autore. I disegni sono in parte dell'autore, in parte ripresi e ridisegnati da libri e pubblicazioni su periodici scientifici di geologia.

LA FORMAZIONE DELL'APPENNINO

Verso la fine dell'era paleozoica (250 Ma), la Terra aveva un aspetto completamente diverso da quello d'oggi. Le terre emerse erano riunite in un unico supercontinente chiamato "Pangea", circondato da un mare che ricopriva il resto del globo. Ad Est della Pangea si apriva un enorme golfo, la "Paleotetide", con profondi fondali che poggiavano su di un substrato di *crosta* oceanica, formata da rocce *basaltiche*.

Per poter comprendere la diversità dell'aspetto della Terra nelle lontane epoche geologiche, è utile dare alcuni accenni alla cosiddetta "teoria della tettonica delle *placche*", o "tettonica a zolle" (*placca* e *zolla* sono sinonimi). Secondo questa teoria la parte più esterna della Terra, dalla superficie fino a profondità variabili da poche decine a circa 200 km, è divisa in un certo numero di grandi *placche* di litosfera e da altre più piccole (figura 1). Tutte le *placche* si muovono relativamente tra loro al di sopra dell'astenosfera (vedi la voce "*placca*" nel glossario), con movimenti dell'ordine di pochi centimetri l'anno. Le *placche* di litosfera sono costituite dalla *crosta* più in superficie, e da parte del mantello in profondità, più precisamente da quella parte del mantello che, a causa delle sue condizioni fisiche (temperatura e pressione), presenta un comportamento più rigido del resto del mantello profondo, che invece ha un comportamento più plastico. Alcune *placche* sono costituite nella parte più superficiale da *crosta* oceanica, altre sono costituite sia da *crosta* oceanica che continentale. In pratica si può dire che i continenti vengono trascinati passivamente come "passeggeri" al di sopra delle *placche*, mentre queste si muovono sopra l'astenosfera.

L'attività vulcanica e sismica si concentra lungo i margini (i bordi) delle *placche*.

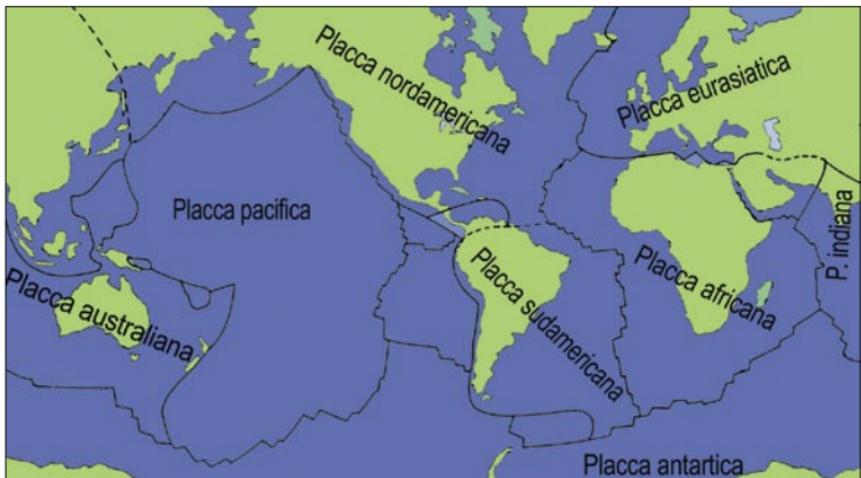


Fig. 1 - Le principali placche della litosfera attuale.

Esistono vari tipi di margini di *placca*. In quelli detti “in accrescimento” viene generata nuova *crosta* oceanica, che nasce sul fondo degli oceani lungo particolari zone, chiamate “dorsali oceaniche”, in seguito ad imponenti eruzioni sottomarine. L’Islanda è un esempio di dorsale dove le eruzioni sono state talmente intense da far emergere gli edifici vulcanici. La *crosta* oceanica che si crea lungo le dorsali a causa delle eruzioni di basalto, è paragonabile ad una sorta di “nuova pelle” che si forma nello spazio libero tra le placche che si allontanano. I margini “in consunzione” corrispondono alle cosiddette “zone di subduzione” (che saranno meglio descritte in seguito), in cui la vecchia litosfera affonda nel mantello, dove viene riassorbita. Esistono poi i cosiddetti margini “conservativi o trasformati”, che corrispondono ai bordi dove le *placche* scorrono in orizzontale una contro l’altra. Come risultato dei moti relativi delle *placche*, possiamo immaginare i continenti come portati su di un enorme nastro trasportatore, che emerge dal mantello lungo le dorsali e torna poi ad immergersi nelle zone di subduzione.

Le catene montuose sono l’espressione delle tensioni create dallo scontro tra le *placche*. Durante questo scontro la *crosta* continentale, che è molto più leggera di quella oceanica,

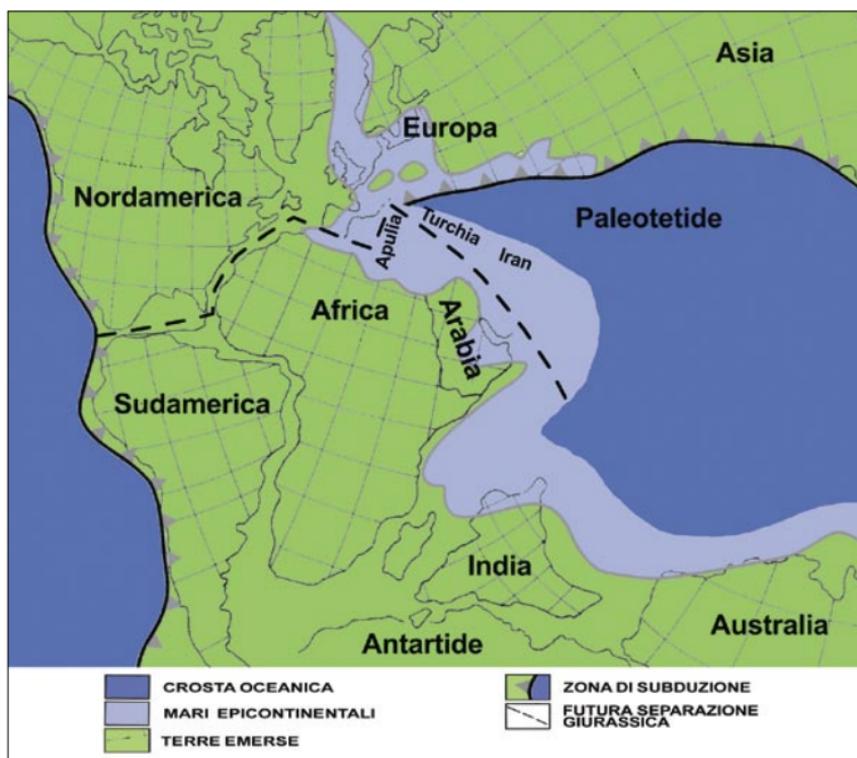


Fig. 2 - La Pangea tra la fine dell’era Paleozoico e l’inizio dell’era Mesozoico (da Bosellini, 1989 - ridisegnata).

non si immerge nel mantello (che è molto più denso), ma viene piegata in varie scaglie lungo il bordo della *placca*. Le scaglie tettoniche che si accavallano durante i piegamenti formano le catene montuose.

Esistono varie teorie sul “motore” che crea i movimenti delle *placche*, che per brevità non illustriamo, rimandando i lettori ai testi specializzati.

Ma torniamo all’aspetto della Terra alla fine del Paleozoico (figura 2).

La Paleotetide si prolungava verso Ovest all’interno del “supercontinente” con un mare *epicontinentale* poco profondo che arrivava a ricoprire la Sicilia, le Alpi centro-occidentali e quasi tutta l’Italia peninsulare. Bisogna però dire che allora l’Italia aveva una forma completamente diversa da quella odierna, o meglio, non si era ancora formata. I fondali marini sui quali si depositavano i sedimenti che ora costituiscono le montagne, si trovavano a latitudini tropicali.

Verso la fine del periodo Triassico (o Trias - circa 210 Ma) il supercontinente si divise. La *placca* africana fu divisa da quella nordamericana dall’apertura dell’oceano Atlantico settentrionale, e da quella europea tramite l’ “oceano Ligure-Piemontese”, che si era formato lungo una zona del mare sottile collegato alla Paleotetide.

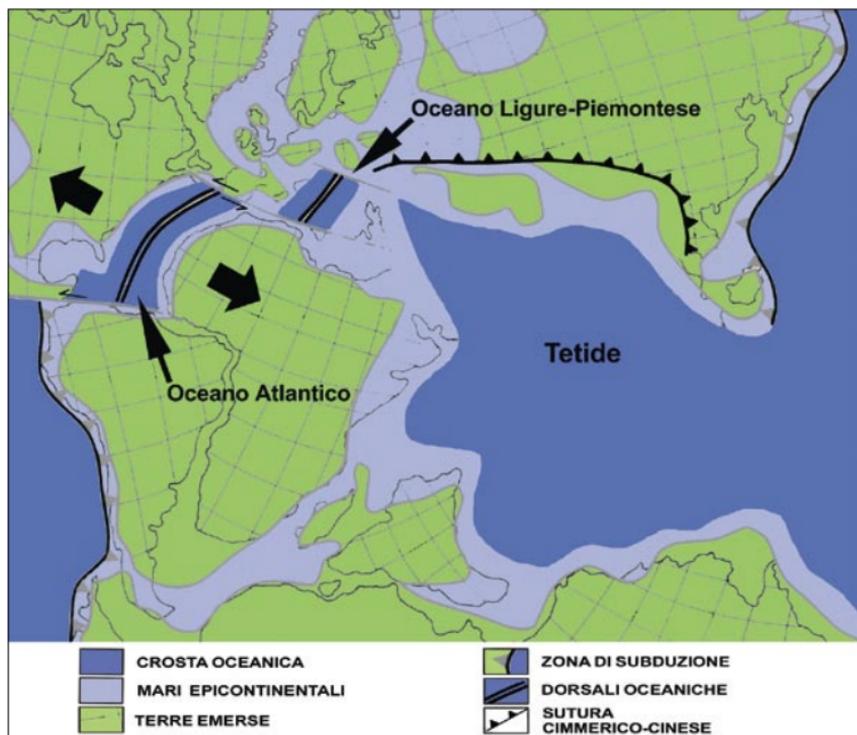


Fig. 3 - La Pangea tra la fine del periodo Giurassico e l’inizio del periodo Cretacico (da Bosellini, 1989 - ridisegnata).

L'oceano Ligure-Piemontese, che scomparve in seguito al successivo scontro delle *placche*, avvenuto nell'epoca Eocene (circa 55-36 Ma), si aprì lungo una fenditura che dobbiamo immaginare all'incirca perpendicolare al bordo settentrionale dell'Africa, più o meno all'altezza dell'Algeria. Ad Est dell'oceano, che si allargò ed approfondì soprattutto nel periodo Giurassico (circa 210-140 Ma), vi era una sorta di promontorio che sporgeva dall'Africa verso Nord. Ancora più ad Est vi era un nuovo oceano che aveva sostituito la Paleotetide triassica (figura 3).

Nel Giurassico, infatti, alcuni blocchi di litosfera appartenenti alla parte meridionale della Pangea, si staccarono all'incirca lungo la linea tratteggiata disegnata nella figura 2. Lungo questa linea si aprì un nuovo oceano, la Tetide, che con la sua progressiva espansione spinse verso Nord i blocchi che si erano staccati. Queste "microzolle", che corrispondono grossomodo alla Macedonia, alla Turchia, all'Iran e a parte dell'attuale Asia Sud-orientale (India esclusa), finirono in collisione con la parte settentrionale della Pangea lungo la cosiddetta "sutura cimmerico-cinese", una volta chiusa definitivamente la Paleotetide.

Il promontorio che sporgeva nella Tetide è chiamato dai geologi "Adria" o "Apulia". Dopo la sua separazione dalla *placca* africana diventerà la "microplacca adriatica". Questa microplacca ha avuto un ruolo fondamentale per la nascita delle Alpi e degli Appennini, perché è rimasta coinvolta in una sorta di gioco ad incastro nel successivo scontro tra la *placca* africana e quella europea. I suoi contorni attuali, o meglio, i contorni della zona che non ha subito fratture o deformazioni in seguito alla nascita delle montagne, corrispondono all'incirca alla pianura Padana centro-orientale, l'Istria, l'Adriatico centrale e la Puglia.

Lungo il bordo occidentale della microplacca adriatica si sono sviluppati gli ambienti dove sedimentarono tutte le rocce che ora formano le montagne dell'Appennino.

Tralasciando le rocce più antiche, che affiorano solo in poche località, possiamo riassumere così la storia geologica dell'Italia centrale.

Nel Trias superiore (circa 220-210 Ma), si deposero rocce costituite da sequenze di strati di calcari e dolomie, con lenti di gesso e bitumi. Queste rocce sono nate da sedimenti depositi in un ambiente tropicale costiero di mare molto basso, con fondali che degradavano lentamente verso il largo senza brusche scarpate sottomarine. Un ambiente attuale con le stesse caratteristiche è il Golfo Persico. Questo tipo di ambiente è chiamato "rampa *carbonatica*" oppure "piattaforma *carbonatica* di margine epicontinentale". Depositi di questo tipo si potranno osservare nell'itinerario 1 sul M. Palloroso.

Su questo genere di piattaforma, l'intensa evaporazione portò alla precipitazione chimica dei *carbonati* e dei gessi nei pressi della costa, in una zona pianeggiante posta al livello raggiunto dall'alta marea. A sua volta, l'evaporazione sulla costa ed il conseguente richiamo di acqua di falda dal mare (attraverso gli interstizi e le fratture della roccia), causò reazioni chimiche che favorirono i processi di *dolomitizzazione*. Tali processi trasformarono il primitivo sedimento calcareo, costituito da carbonato di calcio, in un sedimento (quindi in seguito una roccia) di tipo dolomitico, costituito cioè da carbonato di calcio e magnesio.

Più lontano dalla costa, dove la circolazione delle acque marine era maggiore, ma comunque su fondali molto bassi, si deposero forti spessori di sedimenti calcarei. Quelli più antichi sono anche loro dolomitizzati da processi successivi alla loro deposizione, causati dalla circolazione negli interstizi di acqua ricca di ioni, tra cui appunto quelli di magnesio. Quelli più recenti, deposti a partire dall'inizio del Giurassico, in genere non risultano dolomitizzati: col tempo sono stati trasformati in "Calcere Massiccio", che è una particolare formazione rocciosa che verrà descritta negli itinerari.

Depositi di questo tipo sedimentarono fino all'inizio del Lias. Nella letteratura scientifica sono chiamati "depositi di paleopiattaforma carbonatica".

Verso la metà del Lias, il processo di apertura e approfondimento dell'oceano Ligure-Piemontese si accentuò e la paleopiattaforma si scompose in vari blocchi che in parte affondarono, dando origine a bacini marini relativamente profondi, ed in parte rimasero a pelo d'acqua. Su questi ultimi nacque e si sviluppò una nuova piattaforma *carbonatica*, circondata da bacini marini profondi forse parecchie centinaia di metri. La nuova piattaforma non degradava lentamente verso il fondo, ma si raccordava ai bacini tramite brusche scarpate sottomarine (figura 4). Questo nuovo genere di piattaforma, è detta di tipo "bahamiano" perché simile all'ambiente attuale dell'Arcipelago delle Bahamas.

L'abbondante sedimentazione era compensata dalla subsidenza della piattaforma, ovvero da un lento abbassamento del fondo delle lagune e delle piane di marea. Queste ultime sono zone soggette a cicli di emersione-sommersione dovute alle maree.

La subsidenza era dovuta sia a cause tettoniche, riconducibili ai movimenti delle *placche*, che al peso dei sedimenti. Lo spazio creato dall'abbassamento del fondale era subito occupato da nuovi sedimenti, perciò la deposizione dei *carbonati* non si interrompeva, ma era continua. Si accumularono così enormi quantità di sedimenti *carbonatici*, che sommati a quelli già deposti in precedenza, raggiungono circa 4 km di spessore.

Sul bordo della piattaforma proliferavano le scogliere co-

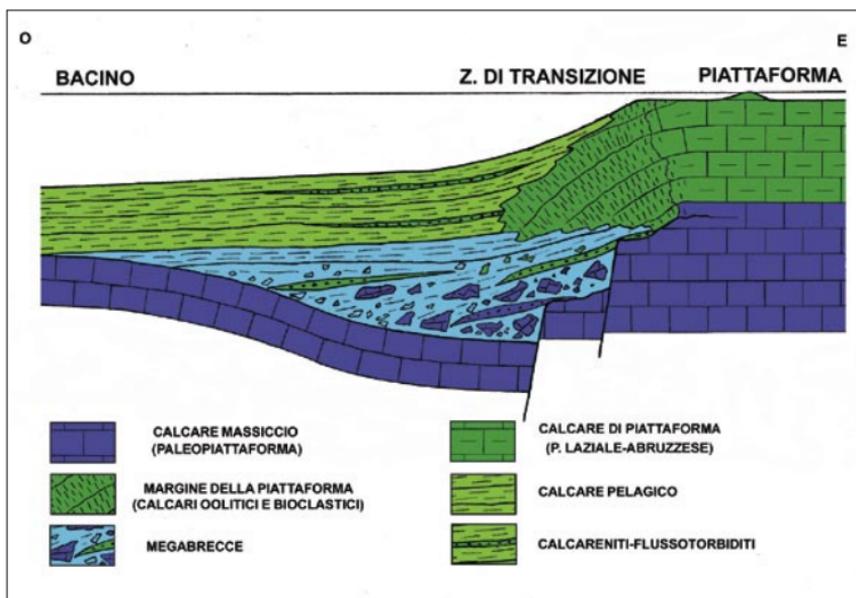


Fig. 4 - Ricostruzione degli ambienti di sedimentazione tra la fine del periodo Giurassico e l'inizio del periodo Cretacico.

ralline o si formavano secche di sabbie calcaree. Queste sabbie erano costituite dai resti frantumati degli scheletri dei coralli o di altri organismi, o da particolari grumi di calcare di forma sferica chiamati "ooliti". All'interno della piattaforma precipitava fango carbonatico, che sedimentava insieme ai resti di alghe con scheletro calcareo.

La piattaforma che si era così formata, è chiamata dai geologi "piattaforma laziale-abruzzese". Questa, come abbiamo già detto, era collegata ai bacini (tra cui il "bacino umbro-marchigiano-sabino" che bordava la piattaforma a Nord e ad Ovest), da "zone di transizione". Queste zone potevano essere bordate da ripide scarpate formate da blocchi ribassati da sistemi di *faglie normali*, ricoperti da accumuli di enormi frane sottomarine, chiamate "megabrecce", da singoli grandi blocchi di roccia che rotolavano sul fondo ("olistoliti") e da sedimenti misti. Questi ultimi erano formati in parte da brecce e sabbie calcaree che provenivano dal bordo della piattaforma, ed in parte da sedimenti "pelagici", originati dalla precipitazione di spoglie di microscopici organismi planctonici che vivevano sospesi nell'acqua. Nella parte bassa della scarpata, che si raccordava al fondo del bacino, la lenta deposizione di sedimenti pelagici e di fango finissimo, formava banchi di *rocce stratificate*. Nelle zone dei bacini più lontane dalla piattaforma si depositavano solo sedimenti pelagici misti al fango carbonatico più fine della piattaforma, portato in sospensione dalle correnti marine.

Le rocce deposte negli ambienti che abbiamo descritto (piattaforma, bacini, zona di transizione), affiorano in gran parte delle montagne dell'Italia centrale. L'ambiente di piattaforma si riconosce nelle rocce dei monti Simbruini-Ernici e Lepini-Ausoni-Aurunci, parte della Marsica, monti D'Ocre, Velino-Sirente, parte meridionale della Maiella. L'ambiente di bacino è invece rappresentato nei monti dell'Appennino umbro-marchigiano. La zona di transizione è invece ben rappresentata nei monti Sabini, sul Gran Sasso, su parte della Maiella. Sul Terminillo ed i Monti Reatini, è rappresentata molto bene la zona di bacino che si raccordava alla zona di transizione.

Nel Cretacico superiore (circa 100 Ma) la *placca* europea e quella africana diedero inizio al processo di collisione che portò, successivamente, alla nascita delle Alpi.

Nella zona dell'Appennino centrale, l'inizio della collisione tra le zolle è indicato dall'emersione di vaste porzioni della piattaforma laziale-abruzzese. I depositi *bauxitici*, come quelli della Valle Leona sul Monte Velino, sfruttati in passato nelle miniere ora inattive, sono una testimonianza di queste emersioni, ed indicano per quel periodo il perdurare di un clima tropicale arido che aveva trasformato chimicamente i suoli, dando origine ai minerali di bauxite. La piattaforma rimase in parte emersa anche durante il Paleogene.

Nel Miocene superiore (circa 10 Ma) lo scontro tra la *placca* africana, quella europea e la microplacca adriatica, che era ormai completamente indipendente da quella africana, diede inizio all'*orogenesi* dell'Appennino centrale. Questo processo, di tipo "compressivo", ha determinato lo sprofondamento della parte occidentale della microplacca adriatica nella astenosfera, al di sotto del margine della *placca* africana. Questo processo è chiamato "subduzione". Come conseguenza del processo di subduzione, la parte superficiale della *crosta* si è accavallata lungo il margine della *placca* africana, rappresentata dalla zona tirrenica. L'accavallamento è avvenuto con uno scollamento della *crosta* lungo superfici di scorrimento dove si erano depositate a suo tempo particolari rocce dal comportamento plastico (chiamate "evaporati triassiche"). I vari blocchi di crosta sono stati poi affastellati in grandi scaglie una sopra l'altra. Catene parallele di monti si sono così sviluppate nel tempo da Ovest verso Est, secondo la direzione della spinta tettonica (diretta all'incirca verso Nord-Est), lungo dei *sovrascorrimenti* che probabilmente hanno riutilizzato antiche *faglie* che nel periodo Giurassico avevano diviso la paleopiattaforma triassica negli ambienti prima descritti (piattaforma, bacini, zona di transizione).

I vari fronti di *sovrascorrimento* si spostarono progressivamente da Ovest verso Est. Di conseguenza, le catene di monti

poste ad occidente si sono innalzate prima di quelle situate ad oriente, ed essendo più antiche, quindi, hanno subito anche una erosione maggiore ed hanno un minor rilievo.

Nella figura 5 sono rappresentati i principali fronti di sovrascorrimento centro-appenninici, che si trovano alla base dei versanti montuosi che si affacciano verso oriente. I fronti sono indicati nella cartografia geologica con linee con triangoli. La punta dei triangoli indica il verso di immersione del piano di sovrascorrimento. Non indica quindi il verso della spinta tettonica, che è diretta in senso opposto.

Davanti ai fronti di sovrascorrimento si formarono dei bacini di avanfossa, descritti nella figura 6, dove si raccoglievano tutti i sedimenti provenienti dalle aree sollevate soggette ad erosione e quindi al trasporto dei sedimenti stessi fino al mare da parte dei fiumi. I bacini più antichi sono rimasti "intrappolati" nelle catene montuose. I loro spessi depositi di sabbie ed argille sono presenti nella valle Latina, nella val Roveto e sui monti della Laga. Quelli più recenti formano i rilievi collinari della fascia pedemontana adriatica. Questi sedimenti, costituiti prevalentemente da resti di *rocce silicatiche*, venivano trasportati nei bacini con *correnti di torbida*.

I movimenti tettonici che sino a questo momento avevano sollevato le catene appenniniche, erano diretti in prevalenza verso Nord-Est. Questi movimenti cambiarono però direzione nella parte iniziale del Pliocene inferiore (circa 5 Ma). Le unità tettoniche umbro-sabine sovrascossero verso Est su quelle della piattaforma laziale-abruzzese e sul "Flysch della Laga" lungo la cosiddetta linea "Olevano-Antrodoco", che è un importante

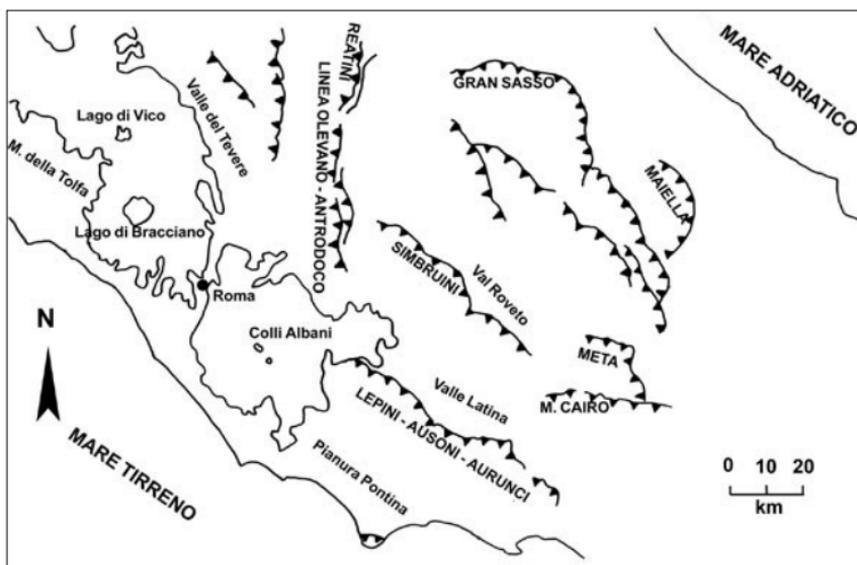


Fig. 5 - Fronti di sovrascorrimento principali dell'Appennino centrale.

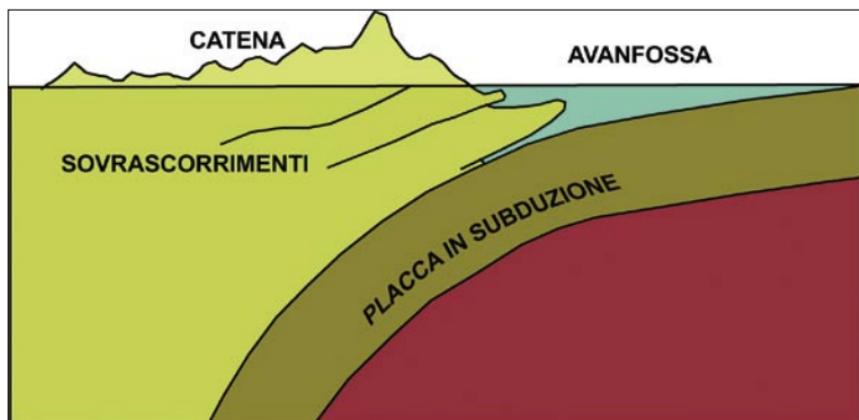


Fig. 6 - Esempio di catena a sovrascorrimenti.

elemento strutturale orientato da Nord a Sud che taglia le precedenti linee ad andamento NO-SE (figura 5) ed affiora lungo i versanti orientali dei monti Reatini.

I *sovrascorrimenti* (chiamati anche “thrusts” nella letteratura scientifica internazionale) hanno determinato raccorciamenti della *crosta*. Non c'è però un'unanime accordo tra i ricercatori circa l'entità di questi raccorciamenti. Secondo alcuni il raccorciamento sarebbe anche di decine di km, (in pratica l'area dove si depositarono i sedimenti ora trasformati in rocce, sarebbe stata più larga dell'attuale di varie decine di km), ma dati recenti suggerirebbero dimensioni molto minori.

Nel Pliocene superiore (circa 3 Ma) iniziò una nuova fase tettonica, questa volta però di tipo distensivo, che durò sino al Quaternario.

Sulle cause di questa nuova fase, non c'è unanime accordo tra i ricercatori. Rimandiamo quindi l'approfondimento ai testi specializzati.

La nuova fase tettonica distensiva, ha determinato la formazione di *faglie dirette* che si sono sviluppate progressivamente nel tempo da Ovest verso Est, prevalentemente allineate in senso appenninico (cioè parallele alle catene dei monti) ed interrotte da faglie trasversali. Lungo le depressioni tettoniche (*graben* e *semigraben*) create dalle *faglie* a forte *rigetto*, si sono imposte le principali valli, le conche intermontane ed anche pianure costiere, come la valle del Tevere, la pianura Pontina, la valle Latina, le conche del Fucino, di Rieti, Sulmona, L'Aquila. Anche Campo Imperatore ha la stessa origine.

La figura 7, tratta dalla Carta Geologica del Gran Sasso d'Italia (Autori vari, 1990), semplificata per una migliore comprensione, illustra un esempio di struttura di una catena dell'Appennino centrale, con i sovrascorrimenti che affiorano sul versante

che si affaccia verso l'Adriatico, e le faglie dirette che hanno ribassato il versante che si affaccia in direzione del Tirreno.

Ad occidente, nei pressi della costa tirrenica, le strutture geologiche sono state ricoperte dai prodotti d'imponenti eruzioni vulcaniche, causate proprio dall'assottigliamento della crosta, che ha permesso la risalita del magma (vulcani estinti del Lazio centro-settentrionale).

Il sollevamento finale della catena Appenninica, avvenuto alla fine del Pliocene - inizio Quaternario e tuttora in corso, sarebbe principalmente di natura isostatica, cioè imputabile al riequilibrio delle masse di roccia coinvolte nei precedenti movimenti *orogenetici*. Secondo alcuni ricercatori questo sollevamento avrebbe avuto il suo massimo verso la metà del Pleistocene, ma non sarebbe stato uguale in tutto il centro Italia. Le catene montuose più interne avrebbero avuto in pratica un raddoppio delle primitive altezze, quelle più esterne molto meno.

Parallelamente al sollevamento delle montagne, hanno agito tutti quegli elementi che incessantemente modellano e tendono a "livellare" il paesaggio (forza di gravità, acqua, ghiaccio, vento). Il reticolo idrografico, originato dallo scorrimento delle acque, ha inciso i fianchi delle montagne. Nuovi sedimenti sono stati depositati da fiumi e torrenti nelle zone pianeggianti. Le testate più elevate delle valli sono state modellate profondamente dai ghiacciai e, dopo la loro scomparsa, da frane e falde di detrito.

Il modellamento glaciale ha giocato un ruolo fondamentale nella formazione del paesaggio d'alta quota dell'Appennino. Per questo gli dedichiamo un approfondimento nel prossimo capitolo.

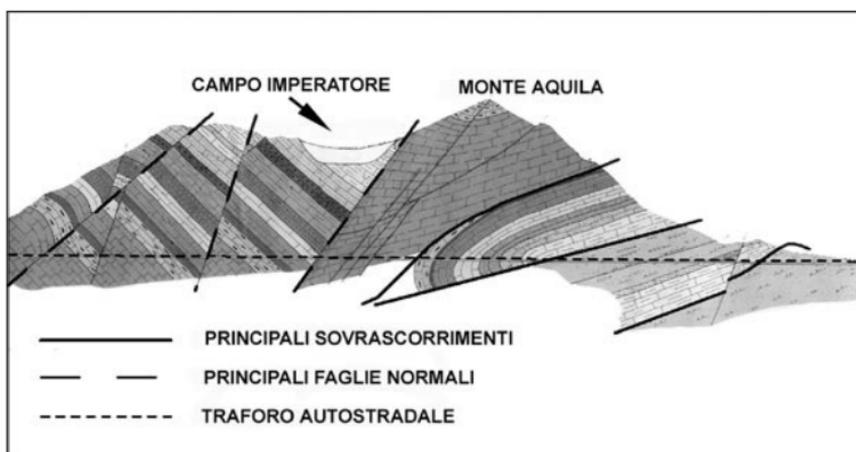


Fig. 7 - Sezione della Catena del Gran Sasso in corrispondenza del traforo autostradale.

IL GLACIALISMO APPENNINICO

Durante l'era quaternaria si sono verificate almeno cinque glaciazioni (i cui nomi sono indicati nella figura 9), separate da periodi "interglaciali" caratterizzati da clima caldo. Durante le glaciazioni, nelle medie ed alte latitudini, si formarono grandi calotte di ghiaccio sopra i continenti, spesse fino a 4 o 5 km, dello stesso ordine di grandezza dell'attuale calotta antartica.

I ghiacciai montani (figura 8), furono molto più sviluppati di quelli odierni. Quelli alpini arrivarono ben oltre lo sbocco delle valli, e si espansero sulla pianura Padana (ed ovviamente anche nelle pianure poste a settentrione della catena). Contemporaneamente il livello del mare si abbassò notevolmente a causa della sottrazione d'acqua "fissata" nei ghiacciai. La presenza dei ghiacciai, il clima rigido, l'abbassamento del livello del mare ed

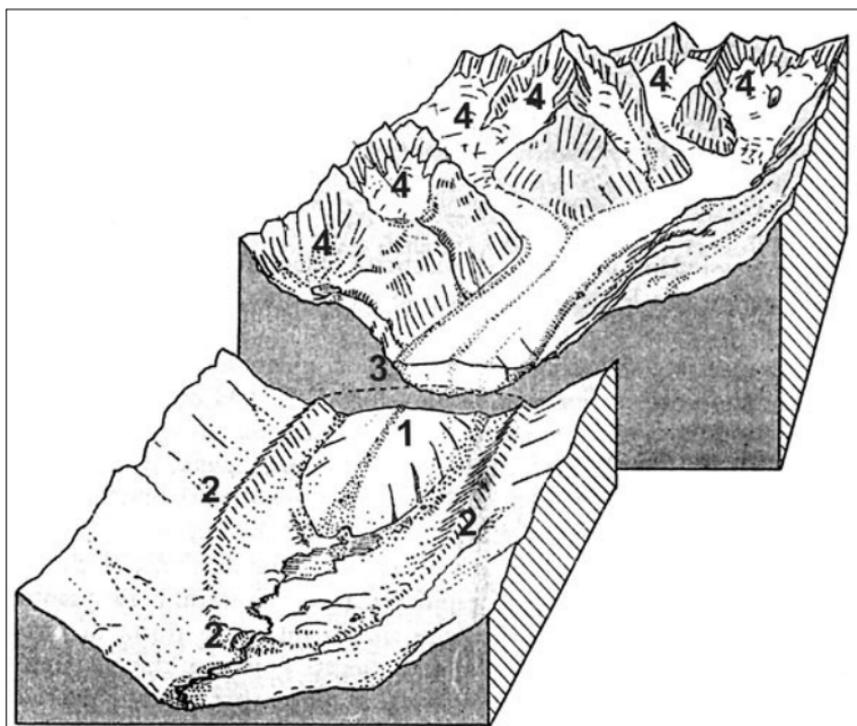


Fig. 8 - Da Castiglioni (1979), parzialmente modificata. La figura, che rappresenta un paesaggio glaciale di montagna, illustra come l'azione erosiva di una lingua glaciale (1) alimentata dal ghiaccio che scende dai circhi glaciali (4), determini la caratteristica forma ad "U" di una valle glaciale (3). La figura può essere riferita all'ambiente alpino attuale, dove i ghiacciai sono quasi tutti in forte ritiro. I cordonetti morenici (2) indicati nella figura, sono quindi un esempio di una precedente fase di maggiore sviluppo del ghiacciaio. Per la spiegazione dell'origine delle forme appena citate, si rimanda alla lettura degli itinerari.

Le tracce dei fenomeni glaciali nell'Appennino come circhi, cordoni morenici, valli con un profilo a forma di "U", depositi fluvio-glaciali, ecc., sono state da tempo attribuite al *Würm* (corrispondente all'ultima glaciazione), con scarsissimi depositi riferiti al *Riss* (penultima glaciazione). La mancanza di depositi dovuti a glaciazioni anteriori é probabilmente da attribuire ai processi erosivi che, con il tempo, ne hanno cancellato le tracce.

Nell'Appennino le testimonianze dell'ultima glaciazione (*Würm*), terminata circa 10.000 anni fa, sono molto evidenti sul Terminillo, sui monti Sibillini, sulla Laga, sul Gran Sasso, sulla Maiella e sul Morrone, sul gruppo dell'Ocre-Velino, sui monti della Marsica, della Meta e sui Simbruini-Ernici. I depositi morenici, che si trovano in alcuni casi anche a quote relativamente basse, indicano che durante le fasi di massima attività glaciale esistevano nell'Appennino grandi apparati glaciali, paragonabili ai grandi ghiacciai attuali delle Alpi, con lingue lunghe anche più di dieci km. I depositi morenici che si trovano in questi monti, non appartengono tutti allo stesso periodo di sviluppo dei ghiacciai. Si possono infatti distinguere differenti fasi d'attività glaciale, soprattutto per quanto riguarda il *Würm*. Le tracce di glaciazioni precedenti, attribuite al *Riss*, sono molto limitate e si trovano solo sul gruppo del Velino (Campo Felice) e sul Gran Sasso (Campo Imperatore e valle di Rio Arno).

L'ultima grande espansione dei ghiacciai si ebbe tra 21.000 ed 18.000 anni fa, cioè in corrispondenza del culmine del "Würm III" (il *Würm* ebbe tre picchi d'espansione glaciale). Contemporaneamente si ebbe il massimo abbassamento del livello dei mari (circa 110 m), con temperature medie minori delle attuali da 6° a 9°C. Nell'Italia centrale si ebbero precipitazioni relativamente più abbondanti delle attuali nel settore occidentale, mentre il clima era più continentale e secco nel settore orientale. Ciò era dovuto al fatto che le perturbazioni provenienti da occidente arrivavano sulle catene orientali (Gran Sasso, Maiella) già prive di parecchia umidità, rilasciata nelle precipitazioni scaricate sugli altri gruppi montuosi, ed alla presenza di una vasta area emersa ad Est che impediva l'arrivo d'aria umida da quei quadranti, al contrario di quanto succede oggi (ricordiamo che a causa dell'abbassamento del livello del mare, l'Adriatico si era ritirato molto più a Sud dell'attuale costa veneto-friulana, arrivando praticamente ad una latitudine poco più elevata di quella di Pescara). Dopo questa espansione, seguì un ritiro generalizzato dei ghiacciai, segnato da varie fasi intermedie.

Secondo vari ricercatori, il limite delle nevi perenni durante la fase di massima avanzata dei ghiacciai würmiani si é aggirato

intorno ad un'altitudine media di circa 1750 m, con scarti che vanno da 1550 m dei monti Simbruini-Ernici (più vicini alle correnti umide di provenienza tirrenica, quindi con maggiori precipitazioni nevose), ai 1990 m della Maiella (vicina all'attuale Adriatico, allora ritiratosi verso Sud). Considerando il valore medio della quota di 1750 m per il limite delle nevi perenni del "Wurm III", e sommando ad esso il valore dell'innalzamento del limite delle nevi sulle Alpi dall'ultimo massimo glaciale ad oggi, stimato in media sui 1200 m, si vede come la quota raggiunta ($1750+1200=2950$), che grossomodo rappresenterebbe l'attuale limite medio delle nevi perenni dell'Italia centrale, superi tutte le vette dell'Appennino. Infatti, il punto più alto dell'Italia peninsulare è la vetta occidentale del Corno Grande del Gran Sasso, che si trova ad una quota di 2912 m. Il ghiacciaio del Calderone, che si trova sotto la vetta, quindi sotto il limite teorico delle nevi perenni, sopravvive (a stento) solo grazie a particolari fattori locali.

Gli studi e le ricerche effettuate indicano che nell'Appennino centrale, dopo la massima avanzata del "Würm III", seguì un grande ritiro dei ghiacciai nella parte alta delle valli. Questo ritiro non fu tuttavia un processo lineare e continuo, ma fu interrotto da momentanee riavanzate chiamate "stadi". In particolare, dopo il "Würm III", seguirono due distinti periodi di oscillazione fredda definiti "I Stadio Appenninico" e "II Stadio Appenninico" (quindi nuove espansioni dei ghiacciai), separati da una fase di miglioramento climatico. Dopo il "II Stadio Appenninico" si ebbe la scomparsa dei ghiacciai nei rilievi di minore altitudine, mentre su quelli più elevati, ed in particolare sul Gran Sasso, sulla Maiella, sul Morrone, sul Velino, sulla Meta, si registrò una nuova fase fredda, con deposizione di nuovi *cordoni morenici* stadiali, denominata "III Stadio Appenninico". Dopo questo stadio i ghiacciai scomparvero da tutti i gruppi montuosi ad eccezione del Gran Sasso. Qui infatti, alle soglie dei circhi glaciali di M. della Scindarella (a quota 2000-2100) e nelle valli di Venacquaro e Rio Arno-val Maone (ad una quota di 2200 m circa), si rinvengono ancora *cordoni morenici*, che indicano una nuova fase fredda ("IV Stadio Appenninico"). Successivamente, con un nuovo addolcimento climatico sempre maggiore, seguì la totale scomparsa dei ghiacciai.

Già durante il "IV Stadio Appenninico" il clima aveva subito radicali cambiamenti, tanto da permettere la frequentazione delle alte quote da parte dell'uomo. Numerosi sono i ritrovamenti di punte di frecce ed altri oggetti in selce nelle alte quote dell'Appennino, anche sopra i 2000 m.

Gli stadi prima descritti sono relativi a fasi climatiche generali che hanno lasciato tracce su molti gruppi montuosi. In ogni

gruppo però, o su valli diverse di uno stesso gruppo, vi possono essere stati fattori locali, come ad esempio condizioni microclimatiche, d'esposizione, quota o pendenza, che hanno portato alla deposizione di più ordini di cerchie moreniche, situate a breve distanza tra loro. Queste cerchie moreniche, spesso ravvicinate tra loro, possono essere attribuite a più oscillazioni locali nell'ambito di uno stesso stadio. In particolare i depositi morenici presenti sul Terminillo sono stati attribuiti al "Würm III", ed al "I e II Stadio Appenninico". Tuttavia i cordoni morenici frontali successivi al "Würm III" non sono solo due (come gli Stadi Appenninici), ma se ne rinvencono di più. In Vall'Organo ve ne sono sei, mentre tra la Sella di Leonessa e Prato Comune ed in Vallone Capo Scura ve ne sono almeno quattro. Quindi ognuno dei due stadi glaciali (Stadio Appenninico I e II), è stato caratterizzato da diversi brevi periodi di sosta o di parziale riavanzata dei fronti glaciali.

La successione degli avvenimenti tardo-post würmiani nell'Appennino centrale é riassunta nella tabella che segue, tratta da Federici (1979) e parzialmente modificata. I nomi riportati tra parentesi accanto agli stadi appenninici sono quelli in figura 9 già indicati come validi per l'ambiente alpino.

Würm III	Deposizione delle morene frontali più basse.
Interstadio	Ritiro delle fronti glaciali.
Appenninico I	Deposizione di morene stadiali in tutti i rilievi, limite nivale medio incrementato di 110-240 m.
Interstadio	Ritiro glaciale nelle valli.
Appenninico II (Buhl)	Deposizione di morene stadiali in tutti i rilievi tranne monte Orsello (Ocre) e monte Greco-Pratello (Marsica), limite nivale medio incrementato di 300 m.
Interstadio	Forte ritiro glaciale nelle alte valli.
Appenninico III (Ghschnitz)	Deposizione di morene stadiali nel Gran Sasso, Maiella, Velino, Meta, limite nivale medio incrementato di 600 m.
Interstadio	Scomparsa dei ghiacciai da tutti i rilievi tranne il Gran Sasso e forse la Maiella.
Appenninico IV (Daun?)	Deposizione di morene stadiali sul Gran Sasso, limite nivale medio incrementato di 700-800 m.
Tardo- Würm finale o post- Würm	Definitiva scomparsa dei ghiacciai dall'Appennino, salvo isolati ghiacciai di circo come il Calderone.

L'itinerario segue i segnavia della carta 1:25.000 del C.A.I. Rieti n.405 fino a Pratocchia ed al sottostante Rifugio "Sebastiani", il n.401 fino alla vetta del Terminillo, il n.403 fino al termine della cresta dei Sassetelli, il n.418 fino alla sella di Vall'Organo, il n.402 fino alla sella di Cantalice ed il n.423 che arriva ad una frazione di Cantalice; è percorribile in 2 giorni con pernottamento presso il rifugio "Sebastiani" del Club Alpino Italiano. Il dislivello positivo complessivo è di 1630 metri; quello negativo 1500 metri.

L'itinerario, oltre alle caratteristiche geologiche e geomorfologiche, consente di apprezzare gli aspetti paesaggistici e naturalistici del massiccio di Monte Terminillo, attraversandolo da Est verso Ovest, percorrendone le zone più selvagge, le creste più panoramiche, stupendi boschi di faggi.

Primo giorno

Alcune centinaia di metri dopo il cavalcavia della Via Salaria Nuova, ci incamminiamo lungo una strada carrareccia in leggera salita, al termine della quale la vista si apre sul primo tratto del Vallone Capo Scura.

La valle che stiamo per percorrere, è stata creata dall'intensa azione erosiva dei ghiacciai e dell'acqua. L'erosione ha inciso profondamente una zona interessata da numerose strutture tettoniche, che hanno creato il rilievo su cui hanno poi agito gli agenti esogeni. L'azione della gravità, dell'acqua e della neve, è evidente lungo i versanti della valle, dove sono presenti falde di detrito, numerosi canali e coni di valanga, forme che verranno meglio illustrate durante l'itinerario. Le figure n. 10,11, e 12, illustrano alcuni spettacolari esempi che incontreremo più avanti, lungo il percorso.

Sulla testata della valle si sono sviluppati, nel Pleistocene, vari ghiacciai di circo. Questi hanno dato origine alla lingua glaciale che ha modellato la parte medio-alta della valle.

Come vedremo in seguito, l'azione glaciale ha agito su di una valle di origine fluviale preesistente, a sua volta sviluppata su di un substrato roccioso indebolito dalla presenza delle strutture tettoniche e dei sistemi di frattura che le accompagnano. L'azione glaciale ha lasciato certamente un'impronta molto netta sul paesaggio, ma possiamo dire che l'erosione fluviale deve aver avuto un ruolo non secondario, a giudicare dalla quantità di piccoli corsi d'acqua presenti nonostante le numerose captazioni degli acquedotti. Dopo il ritiro definitivo dei ghiacciai, i fianchi



Fig. 10 - Cono di valanga con neve, detriti e resti di rami e tronchi, coperto di terriccio e foglie (inizio aprile 2007).



Fig. 11 - Canalone di valanga. Questi canaloni, nella parte bassa della valle, formano dei veri e propri "corridoi" all'interno del bosco.



Fig. 12 - *Spettacolare canalone inciso dall'acqua sulle pareti di Corniola.*

della valle sono stati ricoperti in parte da estese falde di detrito, mentre il fondo della valle, nel tratto medio-basso, è stato parzialmente riempito da depositi gravitativi (falde di detrito, frane, depositi in massa) e fluviali.

La figura 13 illustra le principali strutture tettoniche dell'area.

È difficile accertare l'esatta sequenza di deposizione dei vari tipi di deposito. A volte le falde di detrito sono coperte da ghiaie e massi fluviali (figura 14), altre volte è il contrario.

Si può comunque affermare che la valle ha avuto tre momenti importanti nel processo di formazione del paesaggio. Il primo ha visto una profonda incisione del substrato roccioso, che è visibile nell'alveo del torrente all'altezza de Le Casette. Nel secondo si è avuta la sedimentazione d'ingenti depositi, spessi oltre 80 m, che hanno dato origine al ripiano dove sorge la località Le Casette, ripiano che degrada verso Sigillo. Nel terzo si è avuta invece una rapidissima incisione dei sedimenti depositati in precedenza, scavati fino all'alveo attuale del torrente. La rapidità di quest'ultima fase di incisione, è testimoniata dal fatto che le scarpate non hanno subito significative modificazioni dopo la fase di incisione. Non si può dare una semplice spiegazione sulla successione nel tempo di questi eventi, perché il torrente ha risentito delle fasi di alluvionamento ed incisione del fiume Velino, di cui è tributario, che a suo volta sono state condizionate, oltre che dai cicli climatici, anche da fenomeni tettonici che

hanno accompagnato la vita del lago di Rieti (vedi pag. 48).

I depositi glaciali, fluviali e di falda detritica (o di cono detritico), sono visibili lungo il percorso fino alla testata della valle. Le figure che seguono aiuteranno a riconoscerli.

I depositi morenici, che vedremo più in dettaglio nel seguito, si distinguono per l'aspetto caotico, abbondante frazione limosa (cioè di dimensioni finissime, con diametro medio molto inferiore a quello dei granuli di sabbia) e la presenza di grandi massi di roccia (figura 15). Inoltre la roccia può essere di vari tipi, non solo di quelli che affiorano nelle immediate vicinanze.

Nella valle questi depositi sono presenti nel tratto prima della cascata e nella zona medio-alta. In particolare, nel tratto di valle tra le quote di 1200 e 1050 m circa, questi depositi sono parzialmente ricoperti da conoidi e coni di detrito, o erosi dal torrente.

I depositi fluviali, che possono contenere anch'essi frammenti di rocce molto diverse tra loro, si distinguono dall'aspetto arrotondato dei ciottoli (figura 16), dalla matrice sabbiosa e dai massi, anch'essi arrotondati, generalmente di dimensioni più piccole dei massi glaciali. Inoltre possono essere stratificati, al contrario dei depositi morenici che hanno un aspetto caotico.

Infine, le falde di detrito (figura 17) ed i depositi di tipo gravitativo in genere, si distinguono per la presenza di clasti con

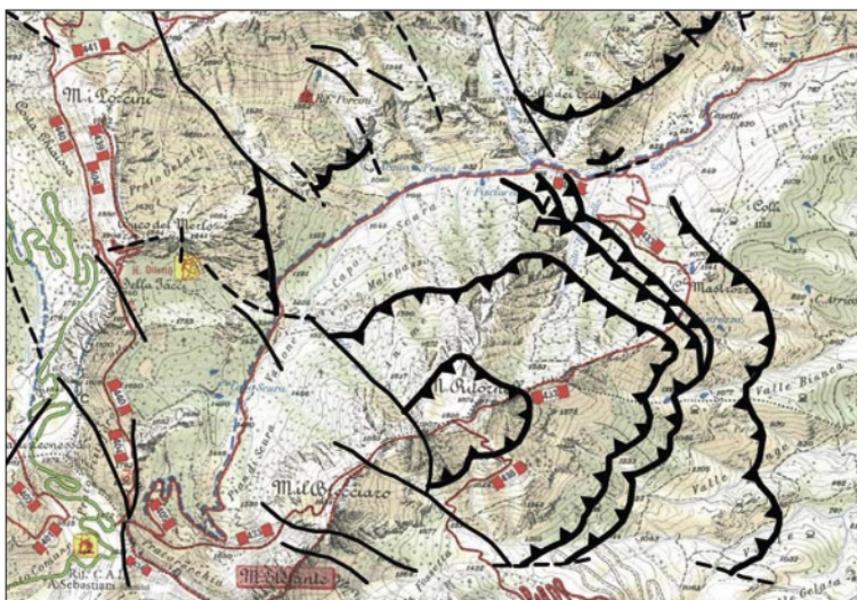


Fig. 13 - Principali faglie e sovrascorrimenti nel Vallone Capo Scura. Le linee con triangoli sono sovrascorrimenti, le linee continue sono faglie normali, le linee a trattini sono altre faglie.



Fig. 14 - *Depositi fluviali sovrapposti a depositi gravitativi.*



Fig. 15 - *Deposito glaciale eroso dal torrente. Notare il grande masso al centro, troppo grande per essere trasportato a valle dall'acqua.*

spigoli vivi dello stesso tipo di roccia che affiora sulle pareti sovrastanti. Nelle falde di detrito si nota anche una certa gradazione nel diametro medio dei clasti.

In ultimo segnaliamo la presenza di massi enormi di Calcere Massiccio a quota 800 m circa, proprio sotto la località Le



Fig. 16 - *Ciottoli fluviali arrotondati, con matrice sabbiosa.*

Casette. Questi massi, ben visibili dalla strada (figura 18), sembrano formare una sorta di cordone, coperto dai sedimenti del terrazzo su cui è ubicata la località Le Casette.

Non si è trovata una spiegazione plausibile circa la presenza di questi massi, di origine incerta. L'unico dato di fatto certo è che la loro deposizione è avvenuta prima del deposito del terrazzo de Le Casette.

Sembra difficile pensare ad una frana di crollo, dato che le pareti di Calcare Massiccio sono molto distanti e leggermente più a valle del punto in cui sono ubicati i massi. D'altronde la bassissima quota non sembra concordare con una ipotesi di origini glaciali, visto che quote così basse sono state raggiunte, nell'Appennino centrale, solo dal ghiacciaio pleistocenico che da Campo Pericoli scendeva nella Val Maone-Valle di Rio Arno (Gran Sasso), fin sotto il paese di Pietracamela. Questo Ghiacciaio aveva dimensioni ben superiori a quelle ipotizzabili per il ghiacciaio di Vallone Capo Scura. Solo ulteriori studi sulla esatta sequenza deposizionale del terrazzo de Le Casette potrà dare spiegazioni definitive.



Fig. 17 - Falda di detrito inattiva coperta da vegetazione ed erosa dal torrente.



Fig. 18 - *Masso di Calcare Massiccio di origine incerta.*

STOP 1 - Strutture tettoniche e morfologia dei versanti di Vallone Capo Scura.

Dopo aver guardato il torrente Scura, ci lasciamo a sinistra la deviazione per il sentiero n. 433. Percorse alcune centinaia di metri, la strada sorpassa una magnifica cascatella, dove potremo rinfrescarci. Arrivati alla base dell'ennesimo canale di valanga, pieno di alberelli piegati verso il basso, si può proseguire indifferentemente o per il sentiero, che passa nel boschetto sulla sinistra, o guardare il torrente e seguire la strada.

Prima di proseguire osserviamo di nuovo il panorama.

Le figure 19 e 20, illustrano i fianchi della valle nel tratto che stiamo attraversando. I fianchi della valle sono interessati da numerose pareti rocciose, incisioni profonde, canali, innumerevoli rotture di pendenza.

Possiamo dire che sono praticamente "tormentati". Non hanno un profilo regolare come quello che osserveremo nello stop 4 alla testata della valle. Questo dipende dalla gran quantità di strutture tettoniche che si concentrano in questo tratto, come si può vedere nella figura 13.

Sin qui abbiamo camminato sulla parte alta della zona di transizione della piattaforma carbonatica Laziale-abruzzese. Stiamo ora per entrare nel cosiddetto "dominio sabino" (inteso ovviamente in senso geologico).

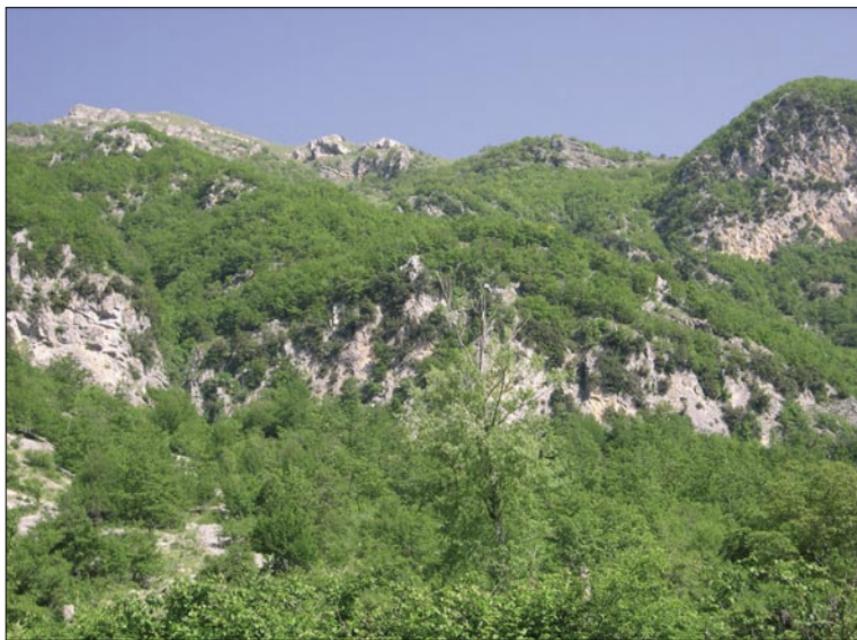


Fig. 19 - *Versante meridionale di M. Iacci.*



Fig. 20 - Versante settentrionale del M. Ritornello, ripreso prima del bivio per il sentiero n. 433.

Il sovrascorrimento che separa le formazioni rocciose dell'unità tettonica inferiore (indicata nella figura 21 come "unità di base") da quelle sovrastanti, è parte della cosiddetta "linea Olevano-Antrodoco", l'importante elemento strutturale descritto nell'introduzione, che separa il dominio sabino da quello della piattaforma laziale-abruzzese, nel tratto a Sud di Posta. Va precisato che l'unità di base non appartiene alla piattaforma vera e propria. L'unità tettonica di M. Porillo (l' "unità di base"), dove si è svolto il percorso sino a questo punto, è costituita da rocce appartenenti alla zona di transizione superiore e non esattamente di piattaforma. In realtà il margine settentrionale della piattaforma Laziale-Abruzzese affiora poco più a Sud di Sigillo.

A Nord di Posta le unità della sabina sovrascorrono invece sopra le unità umbro-marchigiane, che sono anch'esse costituite da rocce di bacino.

A completamento della descrizione delle strutture tettoniche, va precisato che lungo la linea Olevano-Antrodoco i movimenti tettonici sono stati interpretati dai ricercatori anche come movimenti trascorrenti o transpressivi, dove cioè le unità tettoniche scorrono una contro l'altra in orizzontale, con la zona del dominio sabino diretto verso Nord e la zona del dominio di piattaforma diretto verso Sud, oppure con movimento

complesso, in parte trascorrente ed in parte compressivo. Per semplicità di esposizione non terremo conto di queste differenziazioni dei movimenti. Come si vede, gli approfondimenti che abbiamo affrontato fin qui, hanno chiarito solamente gli aspetti fondamentali di un quadro geologico complesso, tuttora oggetto di numerose ricerche.

Il profilo descritto nella figura 21, illustra in modo molto semplificato e schematico le varie unità tettoniche ed i sovrascorrimenti, in uno spaccato che attraversa trasversalmente la catena reatina più o meno da Est a Ovest. In realtà i sovrascorrimenti hanno direzioni molto più complicate di quelle schematizzate nella figura. A volte i vari piani si intersecano tra loro con angoli diversi e sono interrotti da molte faglie, sia parallele alla direzione della catena, sia trasversali, che dislocano ulteriormente le varie unità. In particolare le unità intermedie sono rappresentate da scaglie più o meno triangolari "tagliate" dalle unità sovrastanti e sottostanti.

Va inoltre precisato che nella figura 21 non è rappresentata una unità tettonica ancora più occidentale, che però affiora in zone poco estese in una posizione strutturale sovrastante l'unità di M. Palloroso.

Anche la piattaforma carbonatica, che affiora a Sud-Est della confluenza del Vallone Capo Scura con la valle del Velino, è a sua volta interessata da piani di scorrimento che la dislocano.

Chi volesse approfondire questo non facile argomento, può consultare gli articoli indicati in bibliografia.

Come abbiamo detto prima, le unità tettoniche che sovra-

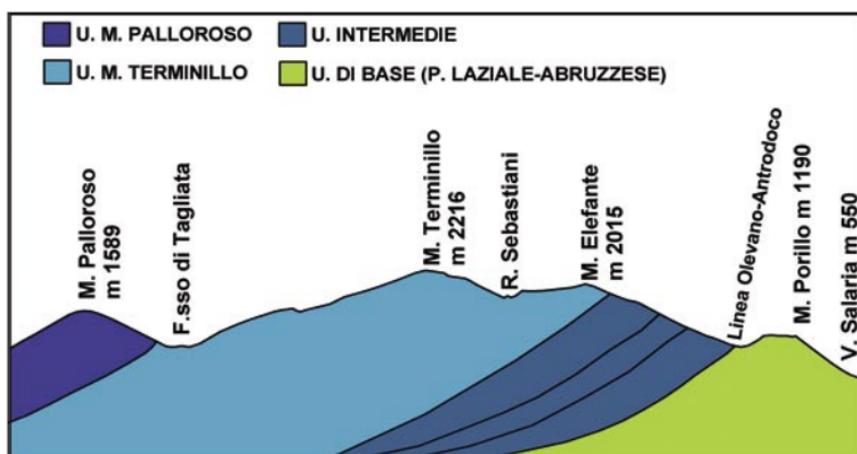


Fig. 21 - Sezione schematica della catena dei M. Reatini.

scorrono sulla piattaforma laziale-abruzzese sono diverse. Per semplicità di comprensione citeremo solo le principali. Sopra le unità di base della piattaforma e della zona di transizione superiore, giacciono varie unità intermedie, affastellate una sopra l'altra e dislocate da sistemi di faglie a varia direzione, che nel fianco sinistro della valle (guardando verso monte), comprendono la zona di cresta di M. Ritornello. Al di sopra delle unità intermedie giace l'unità di M. Terminillo, che costituisce il cuore della catena reatina. In posizione strutturale più elevata, troviamo l'unità di M. Palloroso.

STOP 2 - Base della cascata di Vallone Capo Scura.

Arrivati a quota 1050 m circa, la vista si apre sulla parete di roccia che sbarra la valle (figura 22). Attraverso il fitto bosco, si intravede una cascata.

Si consiglia vivamente una breve deviazione sulla sinistra del torrente fin sotto la cascata per ammirarla (figura in carta).

Per arrivare alla base della cascata non c'è sentiero. Se si va sulla sinistra (guardando verso monte), si trova un agevole passaggio alla base del versante. Non risalite l'alveo del torrente, anche se è in secca! I suoi versanti sono molto instabili ed il pericolo di far rotolare dei massi è concreto, perché ad un certo

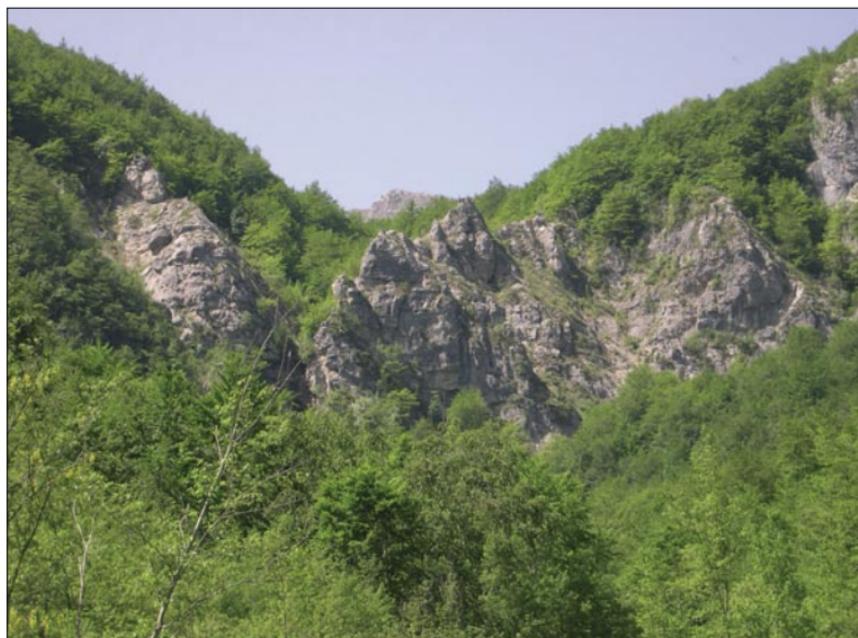


Fig. 22 - Scarpata rocciosa originata dalle faglie.

punto la risalita diviene obbligatoria.

Inoltre, proprio sotto la cascata, ci sono tronchi spezzati dalle valanghe sotto i quali non è consigliabile passare.

Se invece si devia verso sinistra, si troverà un cammino agevole e sicuro, ed uno spazio adatto ad una piacevole sosta.

Tornati sul sentiero, si prosegue in salita per una mezz'ora fin sopra il salto di roccia, dove ci potremo riposare e studiare l'origine di questa cascata.

STOP 3 - Faglia e gradino glaciale, erosione fluviale.

La valle è attraversata trasversalmente da una faglia, la cui direzione è chiaramente individuata dal canalone e dalle pareti che risalgono il versante del M. Ritornello (F.sso delle Monacchie) e dalle pareti rocciose che risalgono il versante opposto verso Sella Iacci. Il versante di Sella Iacci, parzialmente coperto alla visuale, è interessato anche da un sovrascorrimento interrotto dalla faglia proprio in vicinanza della cascata, individuabile all'incirca alla base delle pareti che si trovano a destra del sentiero (salendo). Si consiglia un confronto con la figura 13.

E' molto probabile che l'azione dei ghiacciai abbia contribuito allo sviluppo del gradino lungo il profilo longitudinale della valle. Difatti l'azione erosiva dei ghiacciai tende ad amplificare le discontinuità longitudinali delle valli, mentre tende ad annullare quelle trasversali, cioè tende a "smussare" le curve che incontra lungo il suo percorso, mentre invece tende a scavare sempre di più il substrato, amplificando le differenze originate, ad esempio, da una parete rocciosa dovuta alla presenza di una faglia.

L'ulteriore incisione operata dall'acqua sul gradino, con



Fig. 23 - Parete rocciosa vista dall'alto. Da notare i numerosi sistemi di fratture.

un profilo a “V”, ha invece creato i pinnacoli (visibili nella figura 22) e l’attuale alveo dove è presente la cascata. La scarpata rocciosa ha subito una forte incisione da parte del torrente perché è indebolita dalla presenza di sistemi di fratture associate al piano di faglia (figura 23).

STOP 4 - Strutture tettoniche e profilo glaciale ad “U” di Vallone Capo Scura.

Saliti fino al valico a quota 1870 m circa, possiamo ammirare i circhi glaciali della testata di Vallone Capo Scura. Guardando le creste dei circhi glaciali possiamo riconoscere le principali faglie descritte nella figura 13, ed indicate con linee nere nella figura 24.

Le faglie segnano marcatamente delle selle, come quelle che separano M. Elefante da M. il Brecciaro e quelle che dividono quest’ultimo da M. Ritornello.

Osservando tutta la testata della valle, non possiamo fare a meno di constatare come i versanti siano molto più regolari di quelli del tratto medio-basso della valle. Una rapida occhiata alla figura 13 ci darà la facile spiegazione. Nel tratto medio –basso si concentrano un gran numero di sovrascorrimenti e faglie che hanno letteralmente tormentato i versanti, mentre nel tratto superiore, sono presenti solo poche faglie normali, come quelle indicate nella figura, che tipicamente sono ubicate alle spalle dei fronti di sovrascorrimento, argomento questo, già affrontato nell’introduzione.

Osserviamo ora la forma dei versanti di Vallone Capo Scura (figura in carta).



Fig. 24 - Cresta di M. Elefante- M. il Brecciaro.

Si può vedere chiaramente come la valle sottostante presenti un profilo ad “U”, caratteristico dell’erosione operata da lingue glaciali. Tutta la testata della valle è interessata da circhi glaciali molto evidenti, con caratteristica forma a ferro di cavallo, la cui genesi è descritta nello stop 11. Va detto però che la forma ad “U” delle valli non sempre è dovuta all’erosione glaciale, come vedremo in seguito.

Durante la massima espansione glaciale, il Vallone Capo Scura era percorso da una lingua di ghiaccio lunga almeno 2 km circa, alimentata dai ghiacciai presenti nei vari circhi. Nella parte più avanzata della valle (guardando verso Nord) si può notare come i fianchi siano rettilinei e meno inclinati nella zona in alta quota, che si chiama “spalla”, mentre sono più ripidi e con forma ad “U” nella parte bassa.

Prolungando verso il basso delle linee parallele alla parte superiore dei fianchi della valle, si ottiene un profilo a “V”, caratteristico dell’incisione fluviale, che presumibilmente esisteva prima dell’erosione operata dal ghiacciaio. Si può avere così un’idea sull’entità dell’erosione glaciale.

Secondo i ricercatori, la velocità di questo tipo di erosione è superiore da 10 a 20 volte di quella dei fiumi e dei torrenti. Un grande ghiacciaio potrebbe scavare in alcune decine di migliaia di anni una valle profonda anche centinaia di metri. Quanto abbiamo descritto è però una necessaria semplificazione. Normalmente, infatti, i profili delle valli fluviali esistenti prima delle glaciazioni potevano avere un andamento più irregolare, dovuto a più fasi di incisione (sulle cui cause si rimanda ai testi specializzati), che determinavano un profilo a forma di “V” più aperta in alto, e a “V” più stretta in basso, al centro della valle.

L’erosione glaciale avviene con vari meccanismi. L’acqua di fusione alla base dei ghiacciai (a contatto con la roccia), che si forma per l’incremento di pressione dovuto al peso del ghiaccio stesso, si infiltra nelle fratture della roccia del substrato e congelando la frantumata. Il ghiaccio poi agisce meccanicamente sulle rocce fratturate erodendole, estraendole, inglobandole e trascinandole via. A volte blocchi di roccia inglobati nel ghiaccio agiscono come punte di frese sul substrato roccioso, quando spuntano sotto la lingua glaciale.

I risultati di tali azioni erosive, a parte i circhi e la forma ad “U” delle valli, danno origine a solchi, striature e rocce “montonate”.

Osservando la parte superiore della valle si nota una sorta di enorme gradino in contropendenza, evidente anche nella parte a sinistra della figura in carta. Si tratta di un “gradino in valle glaciale”, originato dall’erosione del ghiacciaio, la cui azione è

stata evidentemente influenzata dalla faglia descritta nell'itinerario 2. La direzione del gradino visibile nella figura è parallela a quella della faglia descritta a pagina 83 (figura 64).

In ultimo possiamo osservare come la valle sia interessata da vari canali di valanga. Questi canali sono dovuti al passaggio frequente di valanghe lungo una direzione lineare preferenziale. L'azione erosiva è dovuta sia alla neve che ai detriti inglobati nella valanga durante il suo percorso. Quando le valanghe incidono falde di detrito o comunque sedimenti sciolti, i canali presentano un caratteristico profilo concavo (verso l'alto), che però può essere cancellato dall'azione della pioggia o dell'acqua di fusione, che tende invece a produrre una incisione a forma di "V". Un canaleone, ben visibile, scende dal M. Elefante. L'azione delle valanghe è intuibile dagli evidenti effetti sul bosco sottostante, visibili anche nella figura 25.



Fig. 25 - *Canaloni di valanga.*

Secondo giorno

Dopo aver pernottato al Rifugio A. Sebastiani, si riprende il sentiero per la vetta di M. Terminillo. La cresta lungo cui sale il sentiero è costituita da roccia fittamente stratificata, chiamata "Corniola". Questa roccia è composta da microscopici fossili di organismi planctonici, con scheletro prevalentemente calcareo,

in minor parte siliceo e da fango carbonatico finissimo. Sarà descritta meglio nello stop 6. Lo spessore degli strati é al massimo di pochi decimetri. Il tasso di sedimentazione di questo genere di sedimenti è di pochi cm di spessore ogni 1000 anni. Tra i normali strati di Corniola si nota la presenza di un'enorme lente composta da Calcare Massiccio, inglobata tra gli strati più sottili (figura 26).

La diversa resistenza di questa lente di roccia rispetto alla Corniola stratificata, crea l'evidente stacco morfologico lungo il versante, ovvero le pareti rocciose che sporgono lungo i fianchi della cresta, in netto contrasto con il resto dei versanti che si presentano regolari e con una pendenza abbastanza uniforme.

STOP 5 - Megabreccia di Calcare Massiccio intercalata nella Corniola.

Si tratta di una megabreccia, ovvero materiale coinvolto in una frana sottomarina. Questa frana proveniva da oriente, cioè dalle zone che, nella paleogeografia del tempo, appartenevano alla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese.

L'origine di questo tipo di frane viene ricondotta dai geologi alla presenza delle faglie normali dovute al processo di allontanamento tra la zolla africana e quella europea, che segmentavano la primitiva paleopiattaforma triassica in vari blocchi. Le scarpate originate dalle faglie erano instabili e franavano in parte verso i bacini che erano in formazione. Le frane ed i sedimenti misti livellavano le scarpate che raccordavano la piattaforma ai



Fig. 26 - *Megabreccia di Calcare Massiccio.*

bacini sottostanti. Alcune di queste frane potevano scivolare in canyon sottomarini verso il piede delle scarpate, dove si interponavano tra gli strati di calcare pelagico (Corniola).

Le frane erano composte da blocchi e breccie di varie dimensioni, che si sono poi saldate in un corpo unico (vedi figura in carta).

STOP 6 - Strati “calcarenitici” nella Corniola.

Lungo la cresta si incontra un primo ometto poggiante su livelli “calcarenitici” intercalati nella Corniola (figura 27).

Come abbiamo visto nello stop precedente, la Corniola è un calcare pelagico, nato cioè dalla lenta precipitazione sul fondo del mare di gusci di microscopici organismi planctonici unicellulari che vivevano sospesi nell’acqua, da particelle finissime di fango *carbonatico* proveniente dalla piattaforma, ed in misura minore da resti di altri organismi che vivevano sul fondo del mare (organismi “bentonici”) ed in misura ancora minore da argilla e da altri gusci di organismi macroscopici come le Ammoniti, che vivevano anche esse sospese nell’acqua.

Quale meccanismo di formazione dei sedimenti possiamo immaginare una specie di “nevicata” di microscopiche particelle, prevalentemente calcaree ma anche silicee, che si depositava-



Fig. 27 - Livelli Calcarenitici.

no sul fondo del mare insieme a rare particelle macroscopiche.

La parte preponderante del sedimento è però quella di origine calcarea, che deriva in gran parte da scheletri dei cosiddetti "nanofossili", ovvero organismi per lo più appartenenti al regno vegetale, che avevano dimensioni di pochi micron (1 micron = 1 millesimo di millimetro), ed in misura minore da Foraminiferi, che sono un ordine dei Protozoi.

La parte silicea proviene in prevalenza da altri Protozoi dell'ordine dei Radiolari, come si potrà vedere nello stop 8.

La parte del sedimento che proveniva dalla piattaforma deriva invece dalla frantumazione degli organismi costruttori di scogliere (coralli, alghe calcaree) e di molluschi, che formava una sospensione di particelle fangose finissime insieme ad altre particelle derivanti dalla precipitazione chimica del carbonato di calcio, rielaborate dai processi erosivi e trasportate in sospensione verso il largo. Tutte queste particelle venivano trasportate e disperse dalle correnti marine, dal moto ondoso, o dalle *correnti di torbida* che seguivano le frane delle scarpate che bordavano la piattaforma, frane innescate dai terremoti o dalle onde di tempesta.

La "normale" Corniola si presenta abbastanza uniforme e compatta senza granuli visibili ad occhio nudo. Le calcareniti derivano invece da sedimenti formati da sabbie o breccie, perfettamente distinguibili all'interno della roccia, che sono franate dal bordo della piattaforma e si sono accumulate alla base della scarpata. Successivamente si sono poi saldate tra loro con la trasformazione del sedimento in roccia. Non si tratta quindi di un lento processo di "nevicata di particelle" ma di un processo decisamente più rapido, che portava all'improvviso sul fondale una grande quantità di sedimenti.

In realtà l'esatto termine geologico per descrivere la roccia che si sta osservando sarebbe "calcirudite", poiché il diametro medio delle particelle che la compongono supera i 2 mm (nelle calcareniti il diametro medio delle particelle non supera tale valore), ma si è preferito non cambiare la terminologia usata nell'introduzione.

In questo tipo di roccia, quando si nota una diminuzione delle dimensioni medie dei granuli che la costituiscono dalla base dello strato verso l'alto, si usa il termine "flussotorbidite", che descrive un deposito simile a quelli lasciati dalle *correnti di torbida*. Durante il passaggio della corrente vengono deposte per prime le particelle più grossolane, e poi quelle più fini. Questo indica una diminuzione progressiva dell'energia della corrente. Infatti, maggiore è l'energia della corrente, maggiori sono le dimensioni

delle sabbie o brecce che rimangono in sospensione. Quando l'energia diminuisce, avviene il deposito delle particelle, prima quelle più grandi, poi quelle più fini. Bancate di torbiditi calcarei si potranno osservare anche sul Terminilletto dallo stop 12.

STOP 7 - Terrazzette erbose.

Dopo aver percorso un altro tratto di salita, si può notare come i versanti siano interessati da un fenomeno dovuto al gelo, che crea nella copertura erbosa delle forme a gradino chiamate "terrazzette erbose" (figura 28).

Nell'Appennino ve ne sono di due tipi: il primo si forma su suoli ben sviluppati che poggiano su versanti abbastanza ripidi, il secondo invece si forma su accumuli detritici (ghiaioni).

Il primo tipo si forma dopo la rottura della cotica erbosa lungo delle fessure che si sviluppano più o meno in orizzontale, a causa del lento movimento verso valle del terreno (movimento favorito dai cicli di gelo-disgelo e dalla presenza di copertura nevosa). Le fessure col tempo si allargano per l'azione delle acque e del gelo, creando delle zolle che subiscono un progressivo scalzamento e rovesciamento verso il basso. Si forma così il saliente erboso (cioè la parte verticale del gradino), ed a monte del saliente un terrazzino terroso, oppure con sabbia o ghiaia. La presenza di sabbia o ghiaia sul terrazzino è il risul-



Fig. 28 - Terrazzette erbose.

tato concomitante della “eiezione criogenica”, che è in grado di espellere il materiale più grossolano originariamente contenuto all'interno del deposito più fine, e dell'opera di “deflazione”, cioè della asportazione di materiale da parte del vento, che riesce ad allontanare i materiali più fini lasciando sul posto quelli più grossolani e pesanti.

Il secondo tipo di terrazzetta erbosa nasce dalla progressiva colonizzazione dei piccoli ripiani che si trovano a volte lungo le falde di detrito (vedi stop 12), quando la presenza di materiale fine favorisce il trattenimento dell'umidità e permette la crescita delle piante. In generale nell'Appennino centrale le prime piante colonizzatrici sono graminacee di tipo “festuca”.

Va detto che nell'ambiente di alta quota esistono vari tipi di terrazzette erbose, che si sviluppano a seconda della predominanza di una delle concause che ne predispongono la formazione. Ad esempio esistono terrazzette dove il saliente è terroso e la pedata è erbosa, al contrario di quelle descritte prima. Sembra che in questo caso sia preponderante l'azione degli aghi di ghiaccio che si formano all'interno delle fessure del manto erboso durante il gelo.

STOP 8 - Lenti selcifere nella Corniola

Proseguendo lungo la cresta si incontra un secondo ometto, nei cui pressi si possono osservare delle lenti “selcifere”. La selce proviene da sedimenti contenenti silice amorfa (opale), cioè ad uno stato non cristallino (la silice allo stato cristallino è il quarzo), successivamente ricristallizzata durante il processo di trasformazione del sedimento in roccia (tale processo si chiama diagenesi). Queste lenti sono contenute all'interno degli strati di Corniola, e sono evidenziate con le frecce nella figura 29. Un osservatore attento ne avrà già notate alcune lungo il sentiero.

La Corniola contiene una certa quantità di silice, per lo più di origine planctonica, derivante dalle spoglie di Radiolari, organismi unicellulari che vivono soprattutto nelle acque superficiali dei mari caldi dove penetra la luce solare, che hanno uno scheletro di forma estremamente variabile con dimensioni medie di 100-200 micron. Altra silice proviene in misura minore da altri organismi tra cui alcune spugne, che possiedono uno scheletro costituito da un'impalcatura di spicole di silice di dimensioni variabili, molto più grandi degli scheletri dei radiolari, a volte visibili con una semplice lente di ingrandimento.

L'abbondanza di radiolari nei sedimenti è indicativa della



Fig. 29 - *Lenti selcifere nella Corniola.*

presenza di una grande quantità di silice disciolta nell'acqua, che può essere ricondotta ad un aumento dell'attività vulcanica sottomarina.

Mentre l'argilla si mescola al calcare, tanto da cambiarne il colore da bianco-grigio a verdino o verde, a seconda della percentuale di argilla presente, la silice presente nei fanghi appena depositi non si mescola, ma si concentra in fase diagenetica in lenti o noduli di forma più o meno tondeggiante, che spiccano all'interno della roccia calcarea per la loro forma ed il diverso colore.

I noduli selciferi a volte si distaccano dalla roccia e, quando sono piccoli, lasciano un'impronta concava che ad un occhio poco esperto può apparire quella di un fossile. E' interessante inoltre notare come i noduli sporgano fuori dalla roccia. Questo accade sulle superfici direttamente esposte alla pioggia o allo scorrimento dell'acqua. In pratica il calcare si "scioglie" lentamente intorno al nodulo, che rimane intatto in quanto i minerali che lo compongono sono poco solubili in acqua (al contrario del calcare).

STOP 9 - Nivomorena.

Affacciandosi dalla cresta verso destra (guardando a monte), si ha una bella panoramica sui depositi glaciali sottostanti. Osserviamo il cordone ubicato alla base della falda di detrito che scende dai canali della parete Est (figura 30).

Questo cordone, indicato nella figura con una linea tratteggiata, non è un deposito morenico, ma una cosiddetta “nivomorena”. Una nivomorena si crea alla base di versanti con ripide pareti di roccia e con falde di detrito sottostanti, principalmente a causa dell’accumulo del materiale che, distaccatosi dalle pareti, scivola in inverno sul manto nevoso, e si deposita quindi alla base del versante senza distribuirsi lungo le falde di detrito. Secondo alcuni ricercatori la pronunciata forma ad argine sarebbe dovuta in parte anche ad un comportamento plastico del detrito, quando al suo interno è presente ghiaccio negli interstizi. Ciò dà origine ad una sorta di “colamento” del detrito. Questo fenomeno sarà meglio illustrato nello stop 14 (rock glacier).

A volte non è facile distinguere i cordoni morenici dalle nivomorene, data la somiglianza della forma ad argine e del tipo di detrito, di dimensioni molto variabili. In generale le nivomorene hanno una forma che presenta un’evidente simmetria con quella dei versanti coperti di detrito che le sovrastano, mentre i cordoni morenici possono non avere questa simmetria; inoltre il detrito di una nivomorena si presenta, quando quest’ultima è attiva, con scarsa matrice fine, a differenza delle morene glaciali. Si differenziano infine dai rock glaciers perché non sviluppano strutture di flusso, ma hanno al massimo un paio di creste parallele al versante o leggermente lobate.



Fig. 30 - Nivomorena.

Si può notare come la parte verso valle dell'argine, inattiva, sia ricoperta da vegetazione, mentre quella a monte risulta ancora attiva, con detrito "fresco" che spicca per il bianco brillante, al contrario del detrito alterato dagli agenti atmosferici che tende al grigio più o meno scuro, quando non è addirittura completamente ricoperto da licheni o vegetazione erbacea.

E' probabile che la nivomarena poggi su precedenti depositi morenici, dato lo spessore molto rilevante dell'argine.

STOP 10 - Faglia; morfologie dei versanti di M. Terminillo e tipi di roccia.

Giunti in cima alla spalla a quota 2050 m circa si può osservare il contatto tra il Calcarea Massiccio, che forma le pareti di roccia, e la Corniola, che costituisce il substrato della cresta fino al termine della spalla (figura 31). Il contatto (indicato con una linea tratteggiata) avviene lungo un piano di faglia ed è definito "contatto tettonico", al contrario di quanto abbiamo visto più in basso nello stop n. 1, dove il contatto è di tipo "stratigrafico". La faglia disloca rocce più antiche, cioè il Calcarea Massiccio di epoca inizio Lias, al di sopra di rocce più recenti, ovvero la Corniola di epoca Lias medio. Si può notare l'intensa fatturazione della roccia in prossimità della faglia.

Continuando il percorso lungo la cresta, cioè allontanandosi dalla faglia, la roccia appare via via più compatta, ed il versante cambia bruscamente inclinazione. Il Calcarea Massiccio, costi-



Fig. 31 - Faglia.

tuito da bancate di roccia calcarea spesse diversi metri, a volte neanche molto distinguibili tra loro, ha infatti una resistenza nei confronti degli agenti erosivi maggiore di quella della Corniola, che è costituita da strati molto più sottili, e tende quindi a “livellarsi” con maggiore facilità rispetto al Calcare Massiccio, come abbiamo già visto nello stop 1. Questo non vuol dire che la Corniola non possa formare pareti! Se ne vedono molte nel Vallone Capo Scura. Comunque, se in un versante affiorano insieme rocce massicce e rocce stratificate, quelle massicce “spoggeranno” di più.

Negli stop precedenti abbiamo visto come si sono formati i sedimenti pelagici. In questo stop vedremo invece come si è formato il Calcare Massiccio. Questa formazione rocciosa si è depositata in una zona molto ampia di mare sottile con profondità di poche decine di metri al massimo, con piane di marea, secche costituite da sabbie oolitiche, sistemi di isolotti e scogliere a coralli ed alghe. La roccia non si presenta uniforme ma ha una composizione variabile a seconda del particolare ambiente di formazione. Si passa da ammassi di coralli ed alghe, tipici delle scogliere, a banchi di calcareniti o calciruditi, cioè sabbie o breccie calcaree cementate (che rappresentano le zone dove si depositava il sedimento proveniente dalla frantumazione degli scheletri di vari organismi, rielaborato e trasportato verso il largo dalle onde o dalle correnti), o anche a lamine algali che si depositavano nell'ambiente intertidale (tra l'alta e la bassa marea).

Spesso le bancate degli strati presentano dei “cicli” di sedimentazione che si ripetono più volte: nella parte bassa dello strato sono presenti sedimenti di mare poco profondo, in quella alta lamine algali tipiche della fascia tra l'alta e la bassa marea. Il ripetersi di questi cicli di deposizione era il risultato di due azioni contemporanee: la subsidenza e la continua ed abbondante produzione di carbonato di calcio da parte degli organismi. Il prevalere ora dell'una, ora dell'altra azione, determinava un abbassamento o un innalzamento del fondale.

Questo argomento verrà ulteriormente approfondito nell'ultimo stop di questo itinerario.

STOP 11 - Circo glaciale e nicchia di nivazione.

Giunti in cima al M. Terminillo si nota, guardando verso Nord, dapprima un leggero incavo nella roccia proprio sotto la cima, e più in basso una profonda incavatura di tutto il versante lungo il tratto sotto la cresta dei Sassetelli.

La prima è una “nicchia di nivazione”, la seconda è un “circo glaciale” (figura 32).

Una nicchia di nivazione è una concavità oppure una semplice nicchia che si crea nelle zone dove, a causa della particolare esposizione, permangono placche di neve fino a primavera inoltrata o inizio estate.

Ciò permette una maggiore e perdurante azione di disgregazione della roccia a causa della permanenza delle condizioni di umidità, che favoriscono l’alterazione chimica e l’azione meccanica del gelo nelle fratture della roccia.

Immaginiamo ora che una placca di neve superi tutta l’estate senza sciogliersi. Il protrarsi pluriennale dell’accumulo di neve in condizioni climatiche favorevoli (glaciali), porterà alla formazione di un ghiacciaio con la progressiva trasformazione della neve accumulata. Il ghiacciaio crescendo comincerà a muoversi verso il basso, sia per deformazione interna che per scivolamento alla sua base, erodendo ed incavando sempre di più tutto il versante. Col tempo si creano i circhi glaciali, che spesso si presentano con una caratteristica forma a ferro di cavallo e con una profonda incavatura del versante che può dare origine a contropendenze sul fondo del circo, ovvero a una conca che a volte può essere occupata da un lago. Nell’Appennino centrale, però, non si trovano spesso questo genere di laghi, detti “di circo”, perché la roccia calcarea che costituisce il substrato della conca è interessata da fenomeni carsici. Ciò determina l’infiltrazione dell’acqua nelle fratture della roccia ed impedisce quindi la formazione di un lago.

I circhi glaciali, chiamati anche “cadini” nelle Alpi dolomitiche, quando interessano più versanti della montagna creano altre forme particolari dell’ambiente di alta quota. Due circhi che erodono ed incavano due versanti opposti di una montagna, tendono col tempo ad assottigliare la cresta che li divide, dando così origine ad una “cresta glaciale”. Un esempio di tali creste si potrà osservare nello stop successivo. Quando l’erosione è mol-



Fig. 32 - Circo (linea blu scuro) e nicchia di nivazione (linea blu chiaro).

to spinta ed agisce su vari versanti, si originano le caratteristiche punte a forma di guglia, molto comuni sul massiccio del Monte Bianco (aiguilles).

Il circo che si osserva è stato lasciato dal ghiacciaio che in passato scendeva con la sua lingua verso la Valle della Meta.

STOP 12 - Terrazzette detritiche, faglia, torbiditi calcaree su M. Terminilletto.

Proseguendo qualche centinaio di metri sulla cresta in direzione dei Sassetelli, si può osservare verso Ovest un altro bellissimo circo glaciale.

In questo circo (figura 33) si nota il fenomeno interessante delle "terrazzette detritiche".

Le falde di detrito che scendono al suo interno, sono interessate da una specie di "gradinatura" appena abbozzata, visibile soprattutto con luce radente. Ciò è dovuto all'effetto del peso della neve, che si manifesta soprattutto nella parte centrale delle falde, dove le singole particelle hanno tutto il tempo di stabilizzarsi in questa forma. Nella parte alta si ha di solito una maggiore velocità di alimentazione da parte del detrito, che ne impedisce la stabilizzazione, mentre in quella più bassa il detrito ha dimensioni troppo grandi per subire l'influenza del peso della neve, quindi le gradinature non si formano. Questo effetto non è più visibile in zone dove l'intenso passaggio lungo le falde di detrito crea colamenti di pietrisco che coprono o disfano i gradini.

Verso Sud-Ovest è visibile un altro circo glaciale. Lo possiamo ammirare in parte dallo stesso punto di osservazione. Ci troviamo infatti proprio nel mezzo di una cresta glaciale.

Come abbiamo già accennato nello stop precedente, due circhi glaciali posti su opposti versanti, erodono sempre di più i fianchi della montagna e portano alla formazione di una cresta sottile con fianchi o pareti molto ripidi.

Guardiamo ora in direzione del M. Terminilletto (vedi figura in carta). La cresta glaciale che divide i due circhi è intagliata da una sella. Proprio in quel punto passa un piano di faglia che attraversa più o meno a metà entrambi i circhi. La vedremo meglio nella figura 34. La maggiore erodibilità della roccia, fratturata dalla faglia, ha probabilmente determinato la formazione della sella ed anche lo sviluppo dei due circhi glaciali, che sono molto profondi.

Osservando i versanti meridionali del M. Terminilletto si notano delle brevi paretine, dove affiorano le testate di strati di roccia calcarea compatta, che interrompono la regolarità del pendio. Si tratta anche in questo caso di torbiditi calcaree.

Le paretine più sottili che “tagliano” quasi tutto il versante sono torbiditi stratificate, il cui meccanismo di formazione è stato spiegato nello stop 2, mentre le pareti più alte, che sono dovute alla presenza di lenti di roccia più spesse ma meno estese, sono torbiditi “caotiche”.

Le rocce dove sono intercalate queste torbiditi, sono rocce pelagiche di età posteriore alla Corniola, quindi più recenti, che si sono depositate in un ambiente simile.

I corpi lenticolari che si vedono, soprattutto le torbiditi caotiche, hanno un aspetto simile alle megabrecce, ma hanno dimensioni assai inferiori. Mentre le megabrecce sono dei veri e propri corpi di frana di crollo delle pareti instabili create dal rigetto delle faglie, i corpi torbiditici che si osservano si sono formati a causa della normale instabilità dei sedimenti deposti lungo la scarpata, mobilizzati anche per grandi distanze dalle correnti di torbida innescate da terremoti o da onde di tempesta. Le torbiditi caotiche rappresentano la frazione più grossolana, deposta allo sbocco dei canyon sottomarini con un deposito a forma di lente, quelle stratificate rappresentano un deposito di una frazione più fine della torbida, con strati più estesi e sottili.



Fig. 33 - *Terrazzette detritiche.*

STOP 13 - Forme del paesaggio e strutture tettoniche: la cresta dei Sassetelli e la Piana di Rieti.

Dopo aver iniziato la discesa della cresta dei Sassetelli, possiamo osservare l'influenza della tettonica sulla formazione di creste, valli e forma dei versanti.

La cresta che stiamo percorrendo è parallela ad una faglia che attraversa la Valle del Sole, la Valle degli Angeli, percorre a mezza costa il versante che si affaccia verso la piana di Rieti, per poi congiungersi con una faglia di maggiori dimensioni lineari, che attraversa tutta la Vall'Organo da una parte, e tutto il versante Nord-occidentale del M. Terminilletto e M. Terminillucio dall'altra.

La figura 34, ci aiuterà ad individuare la direzione delle faglie (in nero), che potremo confrontare con la figura in carta.

Quest'ultima rappresenta una panoramica invernale del M. Terminillo vista sopra Cantalice (Prato di Menica). La presenza della neve mette in evidenza le pareti rocciose. Alla base delle pareti passano le faglie, indicate con linee nere.

Un confronto tra le due figure, consente di capire come l'andamento delle faglie abbia condizionato fortemente il profilo dei versanti.

Il versante orientale della cresta dei Sassetelli, verso la Valle degli Angeli, è interrotto da pareti piuttosto ripide, che individuano una forma chiamata dai geologi "scarpata di faglia". Si tratta di una forma dei versanti assimilabile a quella che si vede nello stop 1 dell'itinerario 2 dal rifugio Sebastiani (specchio di faglia), ma in parte diversa.

La piccola scarpata rocciosa che è visibile dal rifugio, è

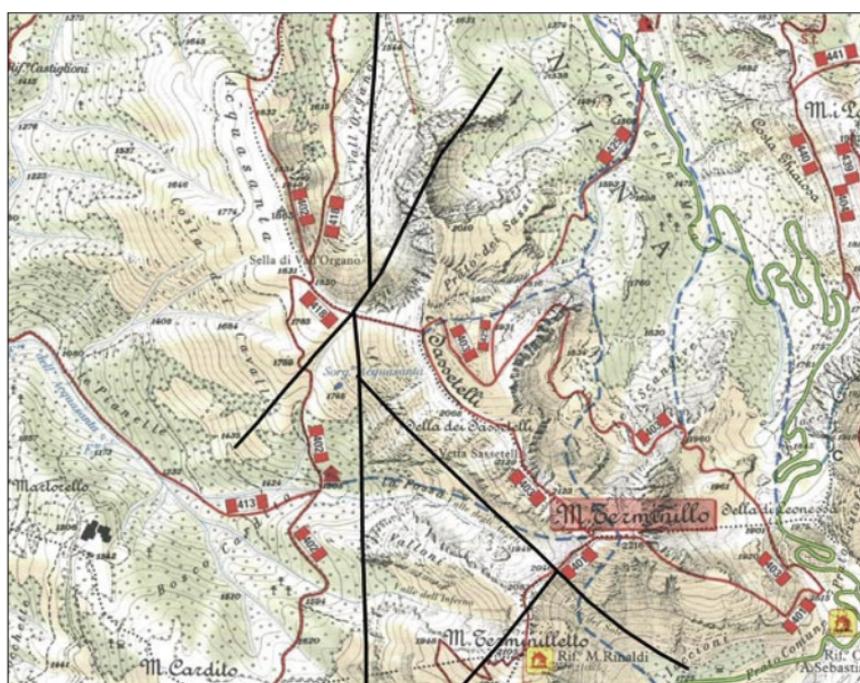


Fig. 34 - Direzione delle Faglie.

anch'essa una piccola scarpata di faglia, originata dallo spostamento delle masse rocciose a causa dei movimenti tettonici. Le pareti dei Sassetelli però non sono uno "specchio di faglia", perché hanno subito, col passare del tempo, una erosione ed un conseguente arretramento del profilo del versante. Quindi, pur avendo una genesi dovuta principalmente alla tettonica, sono state rimodellate dai processi erosivi (dovuti principalmente alla gravità ed al gelo), mentre lo specchio di faglia è una forma relativamente integra, quindi anche più recente, ed individua immediatamente alla sua base l'affioramento del piano di faglia. Quando invece la scarpata ha subito un arretramento causato dai processi erosivi, la faglia può anche essere nascosta, ad esempio, dalle falde di detrito.

In generale le scarpate di faglia che hanno subito un processo di degradazione, possono presentare lungo la superficie che interrompe il versante, delle tipiche "faccette triangolari", che sono zone con forma a triangolo o pentagono comprese tra due canali di erosione che hanno intagliato la scarpata.

Dalla vetta del M. Terminillo si ammira un magnifico panorama che spazia dai monti della Laga, ai Sibillini, alle catene montuose abruzzesi e del Lazio meridionale. Guardiamo adesso in direzione della piana di Rieti. Se la giornata è limpida, si può vedere la forma della conca e confrontarla con la figura 35, che rappresenta un modello digitale del terreno (D.T.M. – Digital

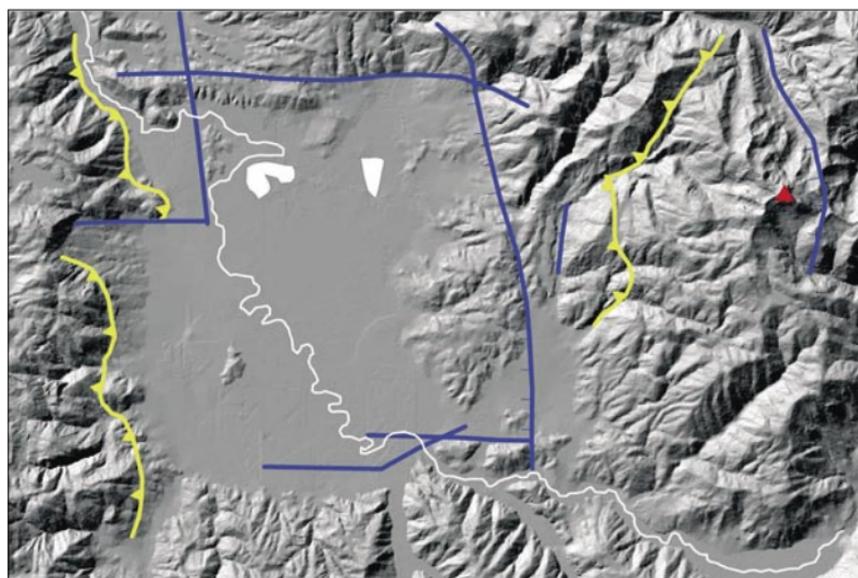


Fig. 35 - Modello digitale del terreno del bacino di Rieti, con le principali strutture tettoniche. In giallo sono rappresentati i sovrascorrimenti, in blu le faglie normali (con trattini) e di altro tipo. Triangolino rosso: vetta del M. Terminillo.

Terrain Model). Nella figura sono indicate schematicamente le principali strutture tettoniche che hanno controllato la dinamica geomorfologica a grande scala. Per migliorare la leggibilità dell'immagine, i colori usati per i simboli sono diversi da quelli che si usano normalmente nella cartografia geologica. La faglia a destra della vetta del M. Terminillo, è quella che si osserva nello stop 1 dell'itinerario 2 e che si raccorda con le faglie che corrono lungo la Valle della Meta, mentre i *sovrascorrimenti* subito a sinistra, sono quelli che dividono l'unità di M. Palloroso da quella di M. Terminillo, descritti nel seguito.

L'origine delle conche intermontane dell'Italia centrale è stato accennato nell'introduzione. Cogliamo l'occasione per un ulteriore approfondimento. Le conche intermontane, che si sono sviluppate soprattutto nel Pleistocene, sono state sedi di grandi laghi e paludi. In questi bacini la sedimentazione ha lasciato ingenti depositi di ciottoli ben arrotondati, sabbie e depositi più fini, di origine fluviale o lacustre. A volte i sedimenti fini contengono materia organica di origine palustre, che a sua volta ha dato origine a depositi di lignite.

I depositi della conca di Rieti, composti prevalentemente da sabbie e ghiaie ben arrotondate, oppure da sedimenti argillosi, hanno riempito una depressione originata dal ribassamento di alcune centinaia di metri dell'unità al tetto della faglia normale, ubicata lungo il bordo orientale della conca, alla base dei M. Reatini. Tali depositi, a loro volta basculati o dislocati da faglie minori di età più recente, si possono osservare ai lati della strada per il Terminillo lungo la zona industriale, prima di arrivare al bivio per Vazia.

STOP 14 - Forme del paesaggio e strutture tettoniche: la Vall'Organo. Rock glacier della Vall'Organo.

Poco sopra la sella di Vall'Organo, a quota 1875 m possiamo ammirare un magnifico panorama. La cresta di sinistra, dove passa il sentiero, prosegue dritta e quasi senza grandi variazioni di quota per circa 700 m lungo il fianco sinistro della Vall'Organo, confermando ancora una volta come la direzione delle strutture tettoniche influenzi in maniera determinante le strutture morfologiche del rilievo. La Vall'Organo è infatti attraversata longitudinalmente dalla faglia che abbiamo descritto in precedenza.

La presenza di roccia indebolita dai sistemi di fratture associate alla faglia, ha favorito l'erosione da parte dei ghiacciai pleistocenici, le cui tracce sono visibili dal nostro punto di os-



Fig. 36 - Vall'Organo. La linea blu continua indica un cordone morenico, la linea tratteggiata un rock glacier.

servazione sia nel caratteristico profilo trasversale ad “U”, sia nei cordoni morenici, uno dei quali è visibile nella figura 36. Altri cordoni sono presenti proprio sotto il circo, ma l'appiattimento della fotografia non li mette in evidenza. È possibile comunque distinguerli facilmente.

Approfondiamo ulteriormente l'argomento accennato sopra.

Le faglie, come abbiamo più volte detto, sono spesso associate a sistemi di fratture (chiamate anche “joints” nella letteratura scientifica internazionale o diaclasi, in italiano), che individuano a partire dal piano di faglia una fascia di roccia fratturata, larga da pochi decimetri fino anche a centinaia di metri.

L'origine dei sistemi di frattura non è di facile spiegazione. Occorrono approfondite conoscenze di fisica per poterla comprendere. Possiamo comunque dire che la direzione dei piani di frattura non è affatto casuale. Nella figura 37 vengono illustrati i sistemi di frattura che si producono nelle deformazioni di tipo fragile.

Semplificando al massimo, immaginiamo il cubo di roccia della figura “immerso” nel resto della massa rocciosa. Una forza che comprime la roccia dall'alto, avrà anche delle componenti laterali dovute all'effetto di “contenimento” del resto della massa rocciosa. I vettori degli sforzi possono quindi essere scomposti secondo un sistema di riferimento ortogonale e divisi in tre frecce, di cui la principale è quella che indica la direzione della forza che comprime la massa rocciosa.

Le fratture di estensione, che sono perpendicolari alla direzione del massimo raccorciamento della roccia e del massimo sforzo che viene esercitato, tendono ad aprirsi e vengono quasi sempre riempite da calcite (nelle rocce carbonatiche), che proviene dalle acque che circolano nelle fratture della roccia. Altre fratture di taglio, presenti in sistemi paralleli, si incrociano secondo angoli che dipendono dalla resistenza interna della roccia, che è un parametro fisico caratteristico dei vari materiali solidi. La bisettrice dell'angolo acuto tra le direzioni dei due sistemi di frattura associati, che si aggira più o meno intorno ai 60° , indica la direzione dello sforzo massimo subito dalla massa rocciosa durante la deformazione, che ha portato poi al movimento lungo il piano di faglia dopo la rottura.

In pratica, possiamo dire che la roccia si è mossa lungo il piano di faglia, ma la direzione della spinta che ha subito, non è quella indicata dal movimento, ma è diversa e si può individuare con il metodo appena descritto. L'esatta direzione degli sforzi

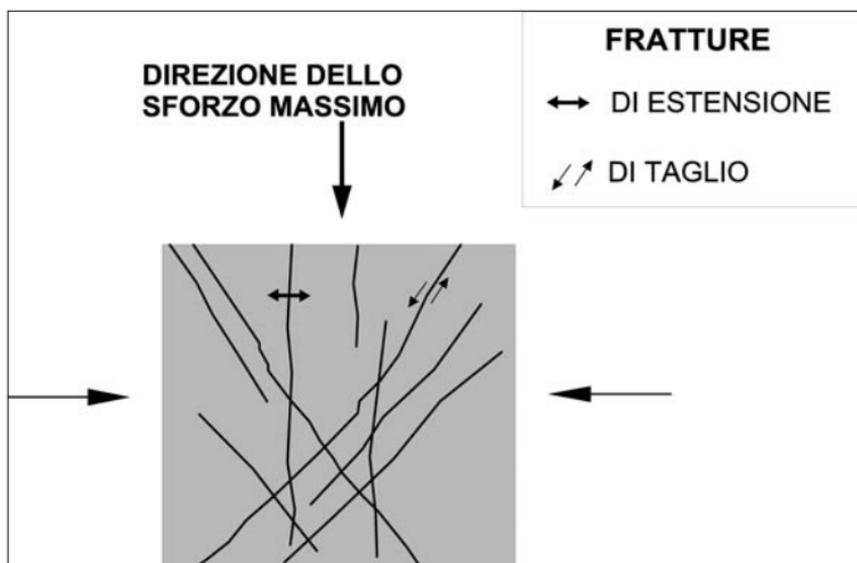


Fig. 37 - *Principali sistemi di fratture.*

subiti dalle masse rocciose è fondamentale negli studi di tettonica e sismica.

In lontananza si vede il M. Palloroso ed il M. Macchialaveta, che formano una unica lunga cresta, che degrada dolcemente verso Cantalice. Dal nostro punto di osservazione si può vedere molto bene la regolarità quasi monotona della cresta. Anche qui siamo in presenza di un controllo determinante da parte della tettonica. Il M. Palloroso ed il M. Macchialaveta sono parte dell'unità di M. Palloroso, interessata da un sovrascorrimento nel

versante in direzione del M. Terminillo, che vedremo negli stop successivi.

Da questo luogo si può inoltre osservare la testata della Vall'Organo dove è presente un "rock glacier" inattivo, indicato con linee a tratti nella figura 36, sovrainposto ai depositi di origine glaciale che abbiamo descritto in precedenza. Un rock glacier ha una forma a lingua lobata che ricorda quella di un ghiacciaio (da qui il suo nome rock glacier, che dall'inglese, si può tradurre in "ghiacciaio di pietre"). Si forma in un particolare ambiente di clima freddo, che i geologi definiscono "periglaciale", a causa della deformazione plastica di detrito che contiene ghiaccio negli interstizi. Quando il detrito poggia su pendii abbastanza ripidi, generalmente in zone limitrofe oppure appena abbandonate dai ghiacciai, può mettersi in movimento.

Le forme attive presentano argini frontali molto ripidi (fino a 40°), mentre quelle non più attive presentano pendenze molto minori. Possono raggiungere dimensioni da poche decine di metri ad alcuni km. L'aspetto generale è quello di un insieme di cordoni subparalleli arcuati, con il lato convesso verso valle, che ricordano il colamento di una massa viscosa (come esempio possiamo pensare allo sversamento nello stampo del denso impasto preparato per un cucinare un ciambellone).

I rock glacier sono molto importanti negli studi di paleoclimatologia. Mentre la tracce lasciate dai ghiacciai danno una generica indicazione di clima freddo, i rock glacier danno informazioni relativamente precise sulle temperature medie annue che esistevano all'epoca della loro formazione. L'esistenza di un rock glacier, come abbiamo detto prima, è collegata alla presenza al suo interno del "permafrost" (cioè del terreno perennemente ghiacciato, o meglio, del ghiaccio negli interstizi tra le pietre dovuto al congelamento dell'acqua di infiltrazione), che a sua volta dipende dalla temperatura media annua del terreno, che i ricercatori hanno stimato inferiore a -1,-2 °C.

Va però precisato che esistono anche altri tipi di rock glacier, che si sviluppano direttamente a partire da un vero e proprio nucleo di ghiaccio lasciato nei depositi glaciali durante il ritiro di un ghiacciaio. Se questi depositi si trovano su un pendio abbastanza ripido, si mettono lentamente in movimento verso il basso deformandosi anche loro in una vera e propria lingua con cordoni concentrici ed argini frontali ripidi. A differenza dei precedenti, questi ultimi tipi di rock glacier presentano alle spalle degli argini (cioè verso monte) una depressione a forma di cucchiaio.

Il rock glacier che si osserva, ubicato tra le quote di 1650 e 1800 m circa, è una forma inattiva, testimonianza di epoche passate ove regnava un clima decisamente più freddo dell'attuale. Si presenta infatti quasi completamente ricoperto di vegetazione, con l'argine frontale poco ripido. Ricerche effettuate alla fine degli anni '90, finalizzate a studi di paleoclimatologia dell'ambiente appenninico, hanno stabilito che questo rock glacier era già inattivo 14.000 anni fa, quindi si era formato in epoca precedente. Durante la sua formazione la temperatura media annua della zona doveva essere inferiore a quella attuale di 6,5-7,5 °C. Per rendere l'idea con maggior precisione, consideriamo che la temperatura media annua della stazione termometrica del Terminillo, a quota 1874 m, è di 5,5 °C.

STOP 15 - Direzione del sovrascorrimento di M. Palloroso.

Nella zona poco sopra la sella di Cantalice (figura 38), precisamente a quota 1630 m sul M. Macchialaveta, passa il sovrascorrimento che divide l'unità di M. Palloroso da quella di M. Terminillo. Il sovrascorrimento si dirige dalla zona della sella verso Sud-Ovest, attraversa il versante meridionale di M. Macchialaveta, che possiamo osservare da questo stop, dirigendosi prima verso il rifugio Castiglioni, per poi deviare leggermente verso Sud nel Vallone di Lisciano.

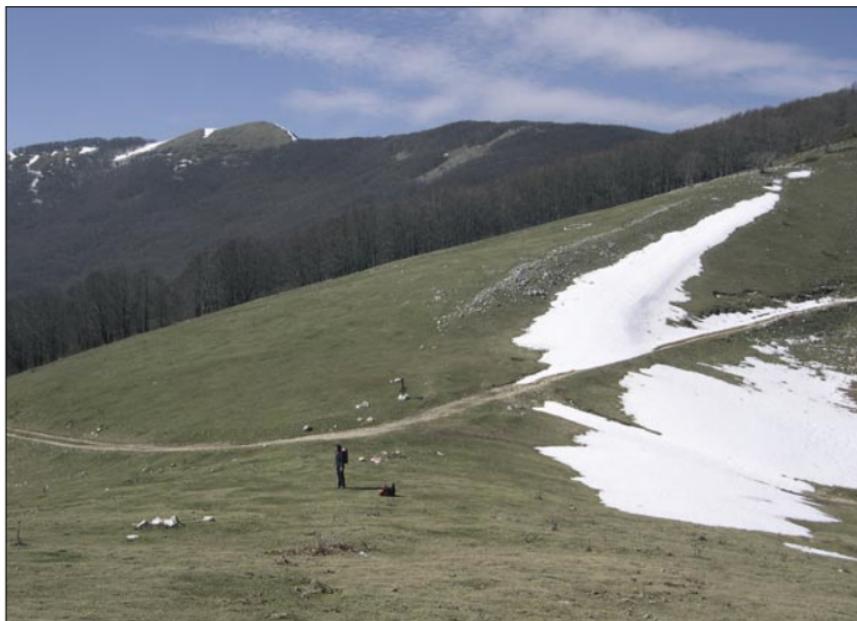


Fig. 38 - *Sella di Cantalice e versante meridionale di M. Macchialaveta.*

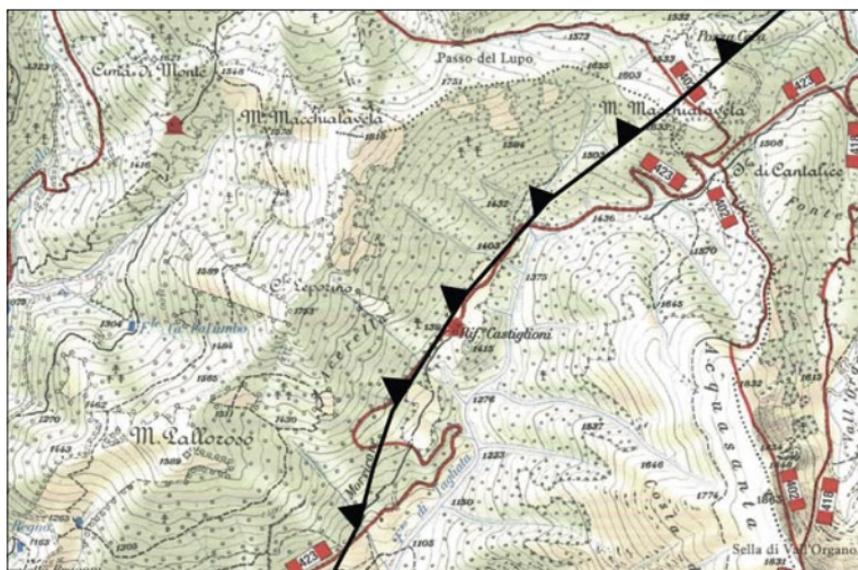


Fig. 39 - Direzione del sovrascorrimento di M. Palloroso.

Nelle vicinanze del rifugio la strada, come avremo modo di osservare, attraversa numerose volte il sovrascorrimento, la cui presenza è rivelata da fasce di roccia intensamente fratturata, a volte quasi polverizzata.

La direzione del piano di sovrascorrimento segue in parte l'andamento della strada fino allo stop successivo, per poi dirigersi a mezza costa verso il fondo del Vallone di Lisciano, come illustrato dalla figura 39. Attraversato il vallone, si dirige poi verso Pian di Rosce, dove separa il M. Calcarone, che appartiene all'unità di M. Palloroso, dal M. Terminillo, per proseguire poi verso Cupaello seguendo un fosso, o per meglio dire, indebolendo la roccia e favorendo i processi di erosione che hanno creato il fosso.

La superficie del sovrascorrimento si immerge all'incirca verso Ovest con angoli variabili da 35° a 50° .

STOP 16 - Affioramento del sovrascorrimento di M. Palloroso.

Dopo il rifugio Castiglioni, si percorre la strada e superati due tornanti si arriva in prossimità di un grosso faggio (sulla sinistra), con dipinti il numero 11 e due righe di colore blu (vedi figura in carta). Poco più avanti la strada attraversa una vellecola, dove è presente un pozzetto di scolo per le acque. La figura in carta serve come riferimento.

A valle del pozzetto osserviamo rocce massicce fratturate (figura 40). Verso monte invece, a pochi metri dal pozzetto, possiamo notare nello scasso stradale delle rocce di bacino stratificate e fortemente piegate (figura 41). In corrispondenza della vallecola, che si è sviluppata proprio perché l'acqua ha inciso una fascia di rocce rotte ed indebolite, passa il piano di sovrascorrimento.

Questo è l'unico punto del percorso dove il sovrascorrimento è facilmente osservabile, grazie proprio allo scasso stradale.

La presenza del sovrascorrimento si può rilevare osservando attentamente il tipo di roccia che affiora lungo il taglio stradale.

L'osservazione del tipo di roccia è fondamentale quando si è in presenza di affioramenti discontinui o scarsamente visibili. Nel caso di pareti rocciose di grandi dimensioni, le strutture tettoniche e gli strati di roccia si possono distinguere molto più facilmente per ovvie ragioni, mentre qui dobbiamo interpretare scarsi affioramenti.

A valle affiorano rocce massicce di piattaforma carbonatica, mentre a monte, ma al di sotto delle rocce massicce ("sotto" inteso come posizione strutturale), sono presenti rocce stratificate di bacino, sicuramente più giovani di quelle massicce, dato che la serie di rocce affioranti nella zona è ben conosciuta. Di conseguenza o la serie di rocce che osserviamo è continua ma rovesciata, cioè abbiamo una serie ininterrotta di rocce antiche



Fig. 40 - Rocce di piattaforma carbonatica.



Fig. 41 - Rocce di bacino.

(di piattaforma), sopra quelle più giovani (di bacino), oppure le rocce più antiche sono state dislocate verso l'alto da una faglia (in questo caso è il sovrascorrimento), che le ha portate a contatto con rocce più giovani. Il contatto non si vede perché è ricoperto da suolo, detriti e vegetazione.

Lungo i fianchi della vellecola, si può osservare la presenza di rocce molto fratturate in continuità con roccia più sana, via via che ci si allontana dalla vallecola stessa. Ciò indica la presenza di un forte stress tettonico. Quindi interpretiamo il passaggio di litologia (cioè la variazione del tipo di roccia), come causato dalla presenza del sovrascorrimento.

Un'altra interessante approfondimento sulla tettonica si può fare osservando l'aspetto degli affioramenti rocciosi. Le rocce massicce rispondono alle sollecitazioni tettoniche in modo fragile, spezzandosi lungo fratture e faglie, come si può osservare lungo le pareti che si incontreranno dopo l'ultimo stop.

Le rocce stratificate invece, rispondono generalmente agli stress tettonici piegandosi. Il piegamento degli strati è un fenomeno molto complesso, che dipende da vari fattori, di cui i principali sono la profondità (e quindi la pressione) a cui lo strato si trova al momento dello stress, la presenza o meno di veli di argilla o di altro materiale plastico tra gli strati che funge da “lubrificante”, il loro spessore, la loro composizione (quelli calcarei e spessi si piegano meno di quelli argillosi e sottili), la presenza o meno di acqua, che influisce sul comportamento meccanico della roccia in condizioni di stress.

A questo punto stiamo per mettere piede sopra l'unità di M. Palloroso, dopo aver lasciato definitivamente quella del M. Terminillo.

STOP 17 - Macrofossili nella dolomia del Trias superiore (Megalodonti).

Ad una quota di circa 1180 m, si può vedere nell'intaglio stradale un affioramento di rocce dolomitiche del Trias superiore, dove sono visibili un gran numero di fossili del genere “Megalodon”, di rilevanti dimensioni. L'affioramento di fossili si trova circa 10 m dopo il masso visibile nella figura, a destra della strada (ometto - figura 42).



Fig. 42 - *Affioramento a macrofossili.*

L'unità di M. Palloroso è costituita dalla stessa serie di rocce di quella del M. Terminillo, ma a differenza di quest'ultima, in quella di M. Palloroso il sollevamento tettonico e l'erosione hanno portato in luce rocce molto più antiche di quelle che affiorano altrove. Mentre nell'unità del M. Terminillo gli affioramenti arrivano fino al Lias inferiore, in quella di M. Palloroso arrivano anche al Trias superiore.

I fossili che stiamo osservando (figura 43 e figura in carta), sono piuttosto rari nell'Appennino centrale. Nella letteratura geologica (Guide Geologiche Regionali – Lazio) viene citato come affioramento a macrofossili del Trias solamente il sito di Moricone, vicino Palombara Sabina (RM). Il sito che descriviamo in questa guida meriterebbe una attenzione particolare per la sua preservazione.

In generale le rocce del Trias dell'Appennino non contengono fossili visibili ad occhio nudo. Estesi affioramenti di rocce di quel periodo sono presenti sul Gran Sasso, sulle pareti Est e Sud-Est del Corno Grande (più o meno nella fascia centrale delle pareti), sul Monte Camicia. Queste rocce però contengono rari resti di fossili. Cerchiamo di capire perché.

I fondali dove si depositarono i sedimenti tardo triassici di piattaforma, non erano monotoni, ma erano articolati da varie depressioni, dove la circolazione delle acque era scarsa. In queste depressioni, dove gli ambienti erano poveri di ossigeno



Fig. 43 - *Megalodonte* in sezione su di una superficie di strato.

(chiamati ambienti “euxinici”), si deposero sottili strati di fango carbonatico con abbondante materia organica, non consumata dall’attività biologica, attività che era sfavorita proprio dalla scarsità di ossigeno. Le rocce che derivano da quei sedimenti hanno dato origine alla formazione delle cosiddette Dolomie Bituminose. Queste rocce, che sono facilmente osservabili sul Gran Sasso a Campo Imperatore, sono molto importanti, in quanto sono ritenute dai geologi le rocce madri dai quali derivano gli idrocarburi attualmente estratti nel mare Adriatico.

Le rocce originate in ambienti di paleopiattaforma non euxinici, come quelle che vediamo in questo stop, appartengono invece alla formazione della cosiddetta Dolomia Principale. In conclusione possiamo dire che gli affioramenti del Trias sono scarsi e per di più riguardano formazioni poco fossilifere (almeno riguardi i macrofossili).

Nelle Dolomiti, al contrario degli Appennini, è molto facile trovare fossili simili a quelli che stiamo osservando, vista l’abbondanza degli affioramenti di Dolomia Principale ed in generale delle rocce del Trias. Il periodo Triassico è stato infatti studiato molto bene proprio nelle Dolomiti, dove le montagne sono costituite in gran parte da rocce di questo periodo.

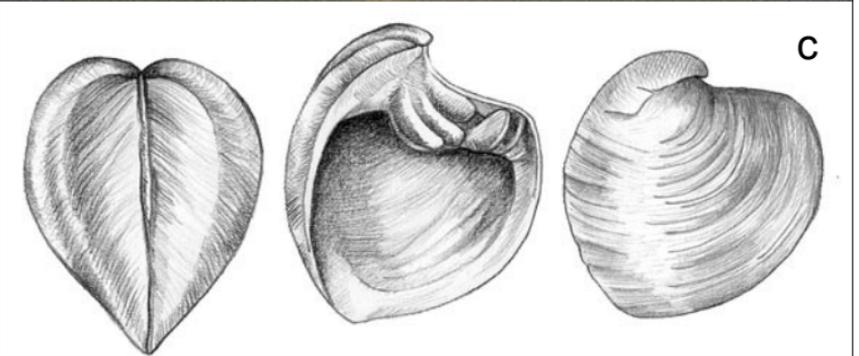
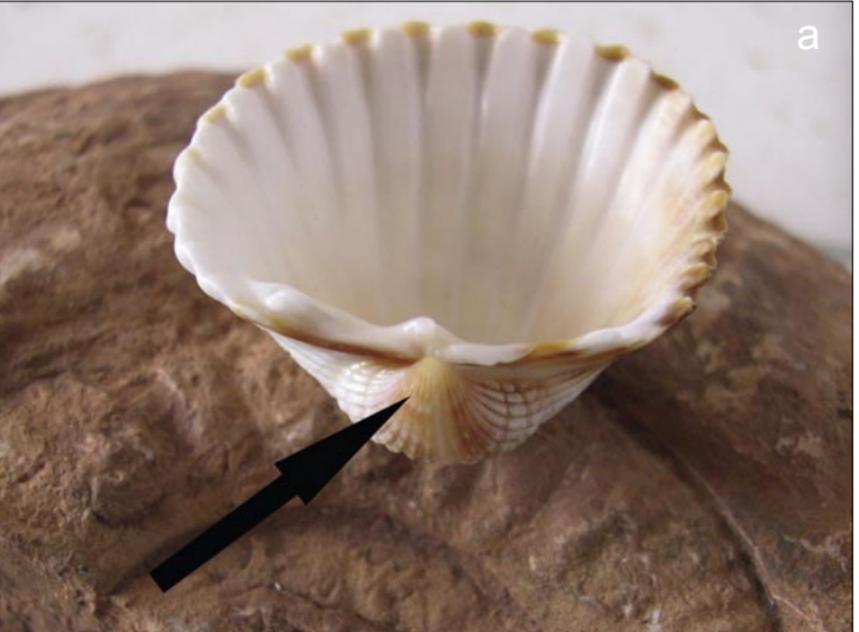
La Dolomia Principale, nelle Dolomiti, costituisce le cime del Pomagagnon, del Cristallo, delle Tre Cime di Lavaredo, Sorapis, Marmarole, Conturines, Tofane, parte dell’Antelao, del Pelmo e del Civetta. Fuori dalle Dolomiti, costituisce gran parte delle cime del Brenta. Ciò giustifica il suo nome, perché effettivamente questo tipo di formazione rocciosa costituisce la parte “principale” delle Dolomiti.

Tornando ai nostri fossili, descriviamo appresso il loro aspetto e la loro ecologia. I Megalodonti, che sono vissuti tra il Devoniano e la fine del Trias, erano molluschi lamellibranchi che vivevano in lagune o in fondali marini di acqua bassa. Questi animali avevano sviluppato in maniera molto pronunciata il cosiddetto “umbone”, che è l’apice delle valve. La figura 44a illustra un bivalve attuale. L’umbone è evidenziato dalla freccia.

Le varie specie di Megalodonti avevano sviluppato umboni a volte enormi, con forma di elica o uncino, che servivano ad ancorarsi saldamente al fondo fangoso dove vivevano. Visti in

pagina successiva:

Fig. 44 - a) Umbone delle valve dei lamellibranchi. b) *Megalodon gümbeli*. *Pseudoguscio* rinvenuto nella Dolomia Principale località Cinque Torri - Cortina d’Ampezzo. Dimensioni: 6 cm circa. c) *Megalodon gümbeli* (disegno di Camilla Massola, ripreso da: Pinna G. Il grande libro dei fossili - 1989).



sezione sulla roccia, i fossili dei Megalodonti hanno una caratteristica forma a cuore.

Una specie particolare di Megalodonti, viene usata come fossile guida: si tratta del "Megalodon gümbeli", illustrato nella figura 44b (che ritrae un esemplare rinvenuto dall'autore) e nella figura 44c. Questa specie è vissuta nel Norico (223 – 215 Ma).

Data l'importanza della Dolomia Principale, daremo alcuni brevi cenni di approfondimento. Questa formazione rocciosa si presenta in strati spessi anche alcuni metri, con caratteristiche che si ripetono ciclicamente (i geologi usano la parola "ciclometri" per descrivere il ripetersi ciclico di sequenze di rocce). Alla base di uno strato, la roccia indica un'origine derivante da un sedimento di mare poco profondo, con Megalodonti o altri molluschi come i Gasteropodi, tracce di vermi tubicoli ed altri organismi che vivevano in acque relativamente tranquille e poco profonde, con fondali fangosi. Verso la parte alta dello strato possono invece essere presenti le cosiddette "lamine stromatolitiche", tappeti di alghe mucillaginose che si formano in condizioni subaeree nella zona intertidale o supratidale (tra la bassa e l'alta marea e sopra il limite dell'alta marea normale), che intrappolano finissime particelle di calcare. La figura 45, illustra delle lamine stromatolitiche rinvenute dall'autore sulle Dolomiti (M. Averau, Cortina D'Ampezzo), in un frammento di roccia della Dolomia Principale.

Ancora più sopra, gli strati possono presentare tipiche fessure poligonali da disseccamento (ovviamente "fossilizzate" e con le fessure riempite di sedimento finissimo) e/o anche le cosiddette "pisoliti vadose", che sono forme simili alle "ooliti" (vedi introduzione) ma più grandi, fino anche a circa due centimetri. Sono forme che derivano dalla precipitazione di lamine concentriche di carbonato di calcio, a causa dalla circolazione di acqua di falda.

La figura 46 illustra delle pisoliti vadose in un frammento di roccia di Calcare Massiccio proveniente dal M. I Porcini. La formazione di queste pisoliti è identica a quella descritta prima.

A questo punto il ciclo è completo: la sedimentazione riparte con un nuovo strato di calcare di acqua bassa con Megalodonti.

Il significato paleoambientale di questi cicli è stato in parte spiegato nell'introduzione, ma merita comunque un ulteriore approfondimento. Dobbiamo immaginare tutta l'area dove si depose la Dolomia Principale, come una vasta zona di mare poco profondo, comunicante verso terra con delle estese piane tidali (di marea) che venivano inondate due volte al giorno dal mare,



Fig. 45 - *Lamine stromatolitiche nella Dolomia Principale*

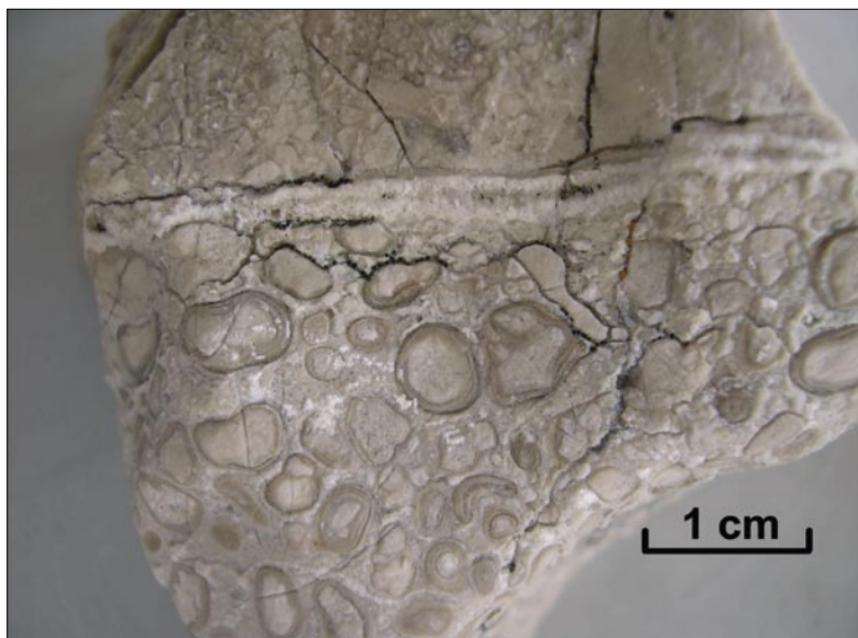


Fig. 46 - *Pisoliti vadose. Da notare la scomparsa delle pisoliti in alto, dopo il livello sottile di colore più chiaro. Siamo in presenza di un frammento di roccia che comprende la fine di un ciclo sedimentario e l'inizio di un altro.*

come avviene tuttora in vaste zone costiere oceaniche. Zone ancora più interne (verso terra) venivano inondate solo in occasione di tempeste particolarmente violente, oppure di maree sigiziali (che sono più intense di quelle normali). In tutte le zone soggette alle emersioni e sommersioni, si formavano tappeti di alghe che intrappolavano le particelle di fango calcareo trasportato dalle maree. Questi tappeti formano ora le lamine stromatolitiche. A volte nelle rocce che derivano da questi sedimenti si possono rinvenire impronte di dinosauro.

I cicli indicano una continua ingressione del mare nella terraferma (calcarei a Megalodonti), seguita da una regressione (lamine stromatolitiche), con conseguente spostamento ciclico degli ambienti di sedimentazione ora verso l'interno della terraferma, ora in direzione del mare aperto.

Riguardo il ripetersi ciclico delle sequenze di roccia che abbiamo appena descritto, recenti studi hanno confermato l'influenza dei cicli astronomici, oltre alle cause già descritte nello stop 10 (variazione del rapporto tra la velocità di sedimentazione e la velocità di subsidenza).

I cicli astronomici dipendono da vari fattori. In primo luogo dalla variazione dell'eccentricità dell'orbita della Terra intorno al Sole (ciclo di 100.000 anni circa), in secondo luogo dalla variazione dell'inclinazione dell'asse di rotazione della terra (ciclo di 41.000 anni circa) ed infine dalla rotazione ciclica dell'asse terrestre rispetto al piano dell'orbita intorno al Sole (ciclo di 22.000 anni circa), che determina la precessione degli equinozi (attualmente l'inverno nell'emisfero Nord comincia quando la Terra è nel punto più vicino al Sole, mentre tra circa 11.000 anni comincerà quando sarà più lontana). Questi fenomeni ciclici determinano una diversa distribuzione a lungo termine dell'insolazione sulla superficie terrestre, con ripercussioni sul clima.

Anche le glaciazioni hanno tra le loro cause le variazioni determinate dai cicli astronomici.

I ricercatori ritengono che il ciclo di circa 100.000 anni, che corrisponde alla variazione della eccentricità dell'orbita terrestre intorno al Sole, abbia influito maggiormente degli altri cicli nelle sequenze di deposizione della Dolomia Principale.

L'itinerario segue i segni della carta 1:25.000 del C.A.I. Rieti n.403 fino alla cresta dei Sassetelli; è percorribile in 3 ore fino al raccordo con l'itinerario 1.

L'itinerario si svolge tutto su praterie e panoramiche creste di alta quota e lungo il percorso si potranno osservare prevalentemente le tracce degli antichi ghiacciai (più in generale le forme lasciate dall'azione del gelo) e forme carsiche.

STOP A - Cordoni morenici stadiali: dinamica di un ghiacciaio

Appena lasciato il rifugio “Sebastiani”, si ha un primo colpo d'occhio sugli imponenti depositi morenici che verranno attraversati percorrendo il sentiero. In particolare si può osservare l'enorme cordone che copre in parte la visuale sul versante orientale del M. Terminillo, ed un secondo cordone, più piccolo, dove si trovano i resti degli impianti di risalita abbandonati. Nella figura 47 sono indicati con le linee tratteggiate nere. Un altro cordone si trova al di là della cresta dove è ubicato il rifugio, ed è ben visibile proprio in corrispondenza della deviazione stradale per il rifugio stesso.

Questi cordoni sono stati lasciati durante le ultime fasi di ritiro degli apparati glaciali pleistocenici, scomparsi dopo il II Stadio Appenninico (vedi introduzione).

Durante l'ultima fase di massimo sviluppo glaciale (Würm III), i ghiacciai ricoprivano tutte le vette più alte del gruppo dei monti Reatini. Le lingue di ghiaccio che provenivano dai circhi

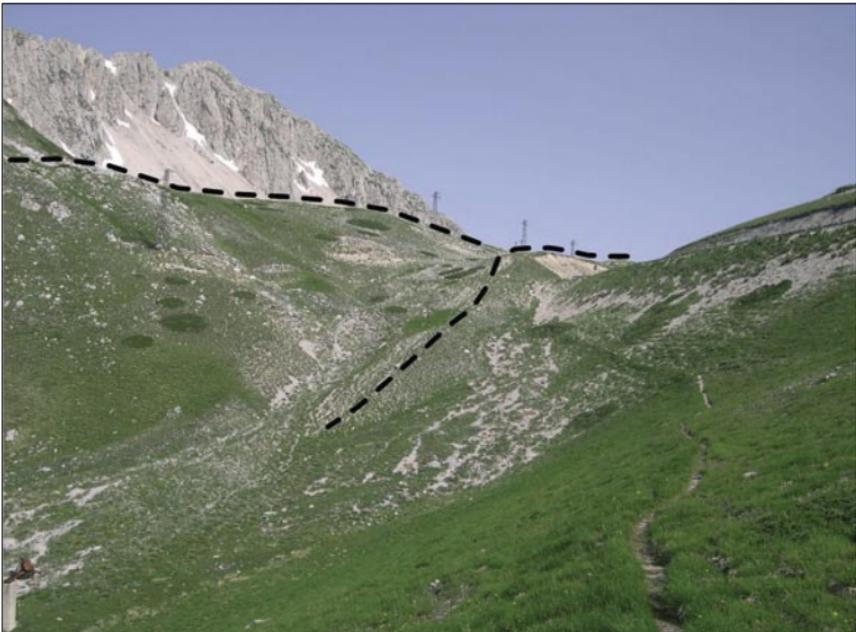


Fig. 47 - Cordoni morenici.

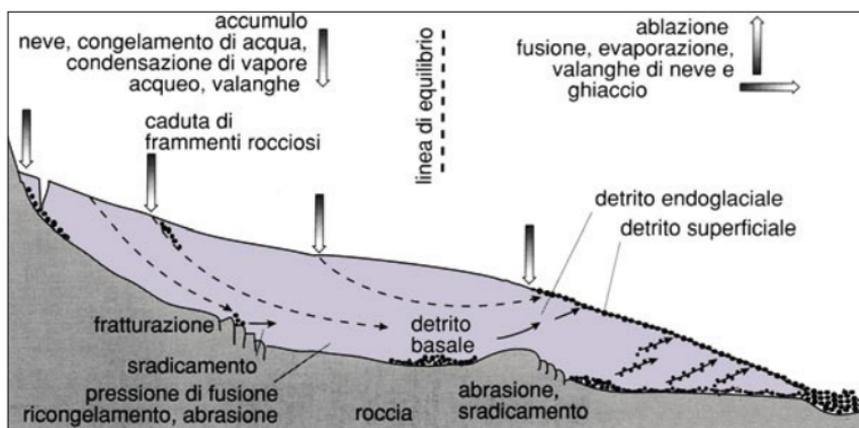


Fig. 48 - *Dinamica di un ghiacciaio. Da Smiraglia 1992, parzialmente modificata.*

glaciali del M. Terminillo si fondevano in una grande lingua che scendeva verso la Valle della Meta per diversi km. Altre lingue più piccole scendevano nelle altre valli per distanze minori. Finita la fase di massima glaciazione cominciò un generalizzato ritiro dei ghiacciai interrotto da brevi riavanzate. I cordoni che stiamo osservando testimoniano le ultime riavanzate prima della definitiva scomparsa dei ghiacciai, avvenuta nei Monti Reatini poco meno di 13.000 anni fa.

Per spiegare l'origine dei cordoni morenici occorre prima descrivere la dinamica di un ghiacciaio. Nella parte più alta di un ghiacciaio, sopra il limite delle nevi perenni, si ha la prevalenza dell'accumulo di neve rispetto alla fusione. Questa neve accumulata si modifica a causa delle variazioni della temperatura intorno allo 0 °C e della variazione della pressione dovuta al peso di nuova neve che continuamente si deposita. Entrambi i fenomeni causano lente trasformazioni dei cristalli della neve sepolta che, attraverso vari stadi, si trasformano in cristalli di ghiaccio. Inoltre le acque di pioggia oppure quelle originate dalla fusione durante le ore calde delle giornate estive, possono ricingelare, durante la notte, all'interno del ghiacciaio. I cristalli di acqua congelata sono diversi da quelli derivanti dai cristalli di neve trasformata. Questi ultimi contengono molte bolle di aria. Nei ghiacciai antartici, dove i processi di trasformazione della neve non sono disturbati da fenomeni di rigelo, il ghiaccio ed il contenuto delle bolle d'aria vengono studiati con vari metodi chimico-fisici. I dati ricavati danno indicazioni utili negli studi di paleoclimatologia (vedi in Smiraglia, 1992).

Al di sotto del limite delle nevi perenni (linea di equilibrio in figura 48) si ha invece la prevalenza della fusione rispetto all'accumulo.

Il risultato del continuo accumulo nella zona superiore e della continua fusione in quella inferiore, è l'incessante defor-

mazione ed un lento movimento del ghiaccio verso valle. Se l'accumulo di neve compensa le perdite di ghiaccio dovute alla fusione, il fronte del ghiacciaio rimane pressoché stabile, anche se di fatto il ghiaccio è in continuo movimento verso il basso. Variazioni del rapporto tra accumulo e fusione causano una avanzata o un arretramento del fronte, a seconda se prevale l'accumulo oppure la fusione.

Il detrito che cade sul ghiacciaio dalle pareti e quello strapato dal fondo ed inglobato nel ghiaccio, viene trasportato lentamente verso valle a causa del movimento del ghiacciaio. Il processo di fusione porta inoltre alla luce il detrito che era inglobato all'interno del ghiacciaio, detrito che finisce per essere “scaricato” ai lati e davanti al fronte della lingua, come se fosse stato portato da un nastro trasportatore. In una situazione di stazionarietà del fronte nasce un deposito a forma di cordone o argine.

I cordoni frontali sono facilmente preda dell'erosione prodotta dall'acqua del torrente che esce dalla bocca del ghiacciaio durante i periodi di fusione, mentre quelli laterali di solito si conservano meglio. Su questi cordoni laterali passano abitualmente i sentieri di alta quota di avvicinamento ai ghiacciai delle Alpi. A volte si può formare un cordone di “spinta” che presenta una forma ad argine molto netta e pronunciata ed una particolare distribuzione dei detriti al suo interno. Ciò accade quando il ghiacciaio, dopo essere arretrato, avanza rapidamente in seguito ad un nuovo periodo freddo favorevole all'espansione, spingendo come una ruspa tutti i detriti che incontra, detriti che si sommano a quelli normalmente rilasciati dalla lingua (figura 49).

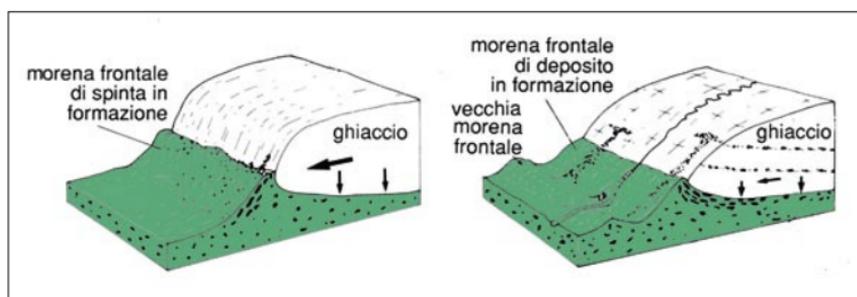


Fig. 49 - Cordoni morenici frontali. Da Smiraglia 1992, parzialmente modificata.

STOP B - Cordone morenico di Sella di Leonessa, morfologia dei depositi glaciali e di quelli gravitativi.

Il sentiero ha ora deviato decisamente verso la parete Est del M. Terminillo. Superata la linea elettrica, dopo aver percorso circa 300 m e fatta una breve salita verso destra, si arriva ad un buon punto di osservazione.

Da qui (figura 50), si può osservare tutto il cordone morenico dalla Sella di Leonessa, fino alla alta Valle della Meta. Questo cordone, illustrato nella figura 51 (punto di ripresa: Sella di Leonessa) e nella figura in carta (punto di ripresa: 2° tornante della strada in direzione di Leonessa) è stato abbandonato tra 13.000 e 14.000 anni fa dal ghiacciaio che occupava tutto il versante orientale del M. Terminillo. Presso la Sella di Leonessa il ghiacciaio deviava lateralmente in basso sia verso Prato Comune (cioè in direzione del rifugio “Sebastiani”), che verso la Valle della Meta. Nella Valle della Meta sono presenti diversi cordoni morenici più antichi. Un attento osservatore potrà notare alcuni di questi cordoni proprio al limitare del bosco.

Il sentiero attraversa depositi morenici di spessore rilevante, che presentano una forma del rilievo alquanto irregolare e una distribuzione caotica dei detriti. Si notano infatti una serie di dossi e depressioni chiuse a forma di conca più o meno circolare od ellittica, a volte irregolare. Tutto il rilievo è punteggiato da numerosi massi dalle dimensioni più svariate.

Il punto di osservazione dove ci si trova, consente di notare le differenze di aspetto di due forme molto diffuse del paesaggio di alta quota dell'Appennino: i depositi glaciali e le falde di detrito.

Spesso queste due forme si sovrappongono sui ripidi pendii alla base delle pareti, come ad esempio alla base della parete Est del M. Terminillo. Ciò accade perché dopo la scomparsa dei ghiacciai le pareti di roccia, rimaste scoperte, sono soggette all'azione erosiva degli agenti atmosferici, che predispongono il distacco della roccia soprattutto con i cicli di gelo-disgelo all'interno delle fratture. La forza di gravità allontana i detriti che si staccano. A volte possono manifestarsi delle frane, soprattutto subito dopo il definitivo scioglimento del ghiacciaio, a causa del rilascio tensionale che si crea sulle pareti fino a poco tempo prima “sostenute” dalla massa di ghiaccio. Se l'azione erosiva causata dal gelo e dall'acqua è invece lenta e continua, le pietre ed i blocchi che si staccano dalle pareti si accumulano nelle falde di detrito alla base delle pareti stesse. Quando questi detriti



Fig. 50 - Cordone e depositi morenici.



Fig. 51 - Cordone morenico in corrispondenza della Sella di Leonessa.

si accumulano allo sbocco di un canale si forma un deposito a forma di cono.

Le falde di detrito e depositi morenici sono comunque facilmente distinguibili tra loro. Nelle falde si nota una certa distribuzione regolare dei detriti a seconda del loro diametro medio: nella parte alta sono presenti i più piccoli, nella parte bassa i blocchi più grandi, in quella mediana sono presenti quelli con dimensioni di pochi centimetri di diametro. Questo accade perché un blocco, dato il suo peso, riesce a rotolare molto più a valle di una pietra o scheggia di piccole dimensioni. La forza di gravità opera quindi una cernita del detrito in base al suo diametro medio. Il diametro medio del detrito influenza inoltre l'inclinazione del pendio, che è maggiore in alto, dove c'è detrito più fine, e minore in basso, dove si accumulano i blocchi più grandi. Invece i depositi glaciali sono caratterizzati da un accumulo caotico di massi, ciottoli e sabbie anche fini, mescolati insieme. Ciò indica che il ghiacciaio ha trasportato i sedimenti in massa, inglobati all'interno del ghiaccio o sulla sua superficie. Quando il ghiaccio si è sciolto i sedimenti sono stati depositi tutti insieme, senza subire alcuna cernita.

Osserviamo ora l'aspetto del rilievo dei depositi morenici che presenta alcune forme a conca chiusa.

Le depressioni chiuse che stiamo osservando nei depositi glaciali, chiamate "kettle holes", sono originate dallo scioglimento di lenti di ghiaccio rimaste intrappolate nel detrito glaciale.

Non vanno confuse con le doline (che vedremo nello stop successivo), che possono presentare forme simili.

STOP C - Doline.

Dopo aver risalito il deposito morenico, il sentiero procede verso destra con pendenze sempre minori ed attraversa zone dove i depositi morenici e le falde di detrito si alternano a roccia affiorante. Quest'ultima (figura 52), è interessata da intensi fenomeni carsici, che tra l'altro "scolpiscono" anche i massi affioranti nei depositi morenici.

La freccia gialla nella figura indica un segnavia del sentiero usato come punto di riferimento, mentre le frecce nere indicano delle piccole doline con diametro di pochi metri.

Le forme del paesaggio carsico sono dovute alla solubilità di alcune rocce (calcari, gessi, depositi di salgemma) nelle acque naturali.

La corrosione chimica operata dall'acqua allarga le primitive fratture della roccia e tende a creare col tempo un'intensa circolazione sotterranea dell'acqua a discapito del normale scorrimento superficiale. In pratica le acque, invece di scorrere in fossi e torrenti, scorrono all'interno della roccia in fratture o vere e proprie condotte.

Le fratture più grandi, infatti, tendono a richiamare acqua a discapito di quelle più piccole e quindi si ingrandiscono pro-

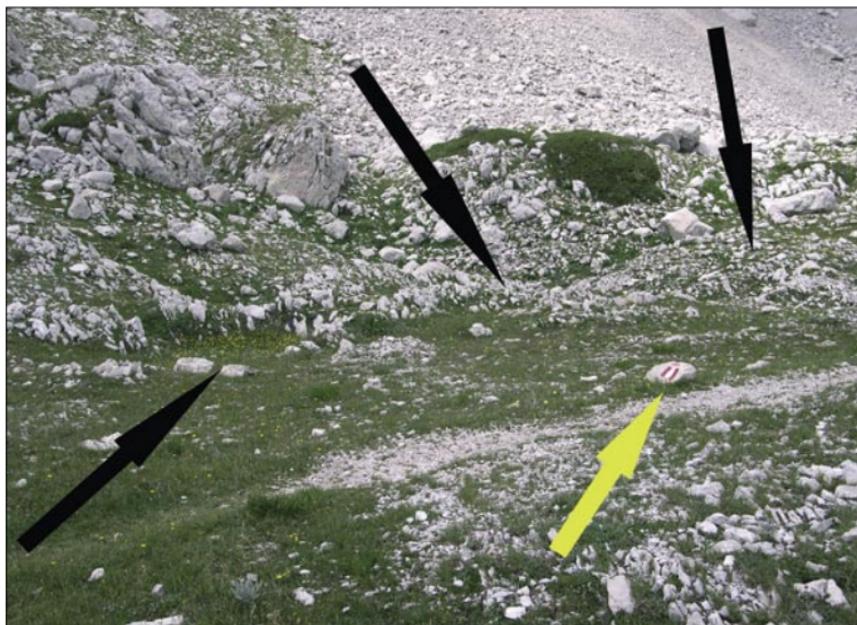


Fig. 52 - Doline.

gressivamente, in alcuni casi fino a contenere veri e propri fiumi sotterranei. Le acque riemergono poi alla base dei massicci calcarei nelle sorgenti carsiche.

Un esempio ben conosciuto di tali sorgenti è quella del Peschiera, che alimenta gli acquedotti di Roma.

Il nome “carsismo” viene dalla zona del Carso, situato nell’entroterra triestino ed aree limitrofe. L’etimologia del termine deriva dalla radice linguistica indoeuropea “kar”, che vuol dire roccia o pietra.

Per dare un’idea della capacità erosiva, anzi corrosiva dell’acqua, si pensi che un litro di acqua distillata pura a 20 °C scioglie 12 milligrammi di calcite (carbonato di calcio, cioè calcare). Le acque naturali invece, possono sciogliere anche alcune centinaia di milligrammi di calcite per litro. Questo accade perché le acque naturali contengono anidride carbonica ed altre sostanze disciolte che ne aumentano la capacità corrosiva. Tutte queste sostanze provengono dall’atmosfera o dall’attività biologica nei suoli.

Questa capacità corrosiva può anche annullarsi a causa della variazione di temperatura e del pH dell’acqua, della pressione o della concentrazione dei sali disciolti. In questo caso le sostanze disciolte si possono depositare sotto forma di crostoni di travertino o cristalli di carbonato di calcio allo sbocco di sorgenti o sul fondo di canyon carsici, oppure nelle grotte, dove il lento stillicidio crea le stalattiti e le stalagmiti. I risultati di questa azione corrosiva sono visibili sulla roccia del substrato che si sta attraversando. La roccia è attraversata da solchi più o meno regolari, chiamati “karren”. A volte questi solchi ricordano effettivamente quelli lasciati dalle ruote di un carro, da qui il termine karren che nella letteratura scientifica italiana viene indicato con il nome di “campo solcato” o “campo carreggiato”. Si preferisce comunque l’uso del termine karren. Quando i sistemi di fratture (ed i relativi solchi) si incrociano, la corrosione isola i blocchi di roccia, che finiscono per sporgere dalla primitiva superficie (figura 53).

All’incrocio di fratture più grandi delle altre, in grado di richiamare quindi più acqua, si formano le doline, come quelle indicate nella figura 52. Altre doline sono presenti verso valle, sulla destra del sentiero.

La forma delle doline, che tende ad essere circolare, rispecchia il richiamo “radiale” delle acque che si dirigono nella direzione del punto dove avviene il maggiore assorbimento di acqua.

Le doline (il termine dolina viene da “dol”, che in slavo vuol dire valle), sono in effetti delle conche chiuse di forma varia, con diametro da pochi metri fino anche ad 1 km. In pratica sono piccoli bacini che si riempirebbero di acqua se le pareti ed il fondo fossero impermeabili. Invece le acque vengono assorbite da un sistema di fratture.



Fig. 53 - *Roccia carsificata*.

STOP D - Rocce montonate, forme carsiche a piccola scala.

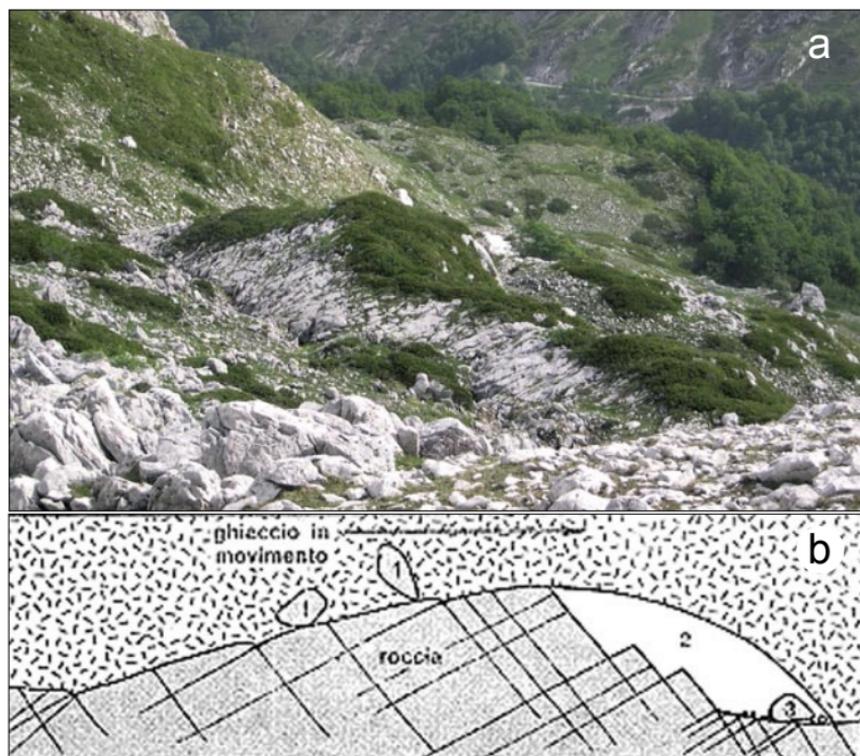
Prima di arrivare alla selletta di quota 1960 m, sulla destra si può notare verso valle una zona con roccia all'apparenza piuttosto levigata, priva di vegetazione, che spicca nettamente rispetto alle altre rocce e alla copertura detritica circostante (figura 54a), ricoperte di terreno e vegetazione.

Si tratta di una roccia montonata. Le rocce montonate sono dossi rocciosi dove la zona a monte è levigata dal ghiacciaio, mentre quella a valle è più ripida ed abrupta, poiché qui la roccia è stata asportata dal ghiaccio sradicando i blocchi isolati dai sistemi di fratture (vedi figura 54b). La scarpata verso valle ha un profilo irregolare a scalini.

Nelle Alpi, dove sono prevalenti rocce che per necessaria semplificazione definiremo di tipo "granitico" o metamorfico (si consiglia un approfondimento sui testi indicati in bibliografia - Smiraglia 1992), questi dossi si presentano di solito in sciami che effettivamente ricordano i dorsi di un branco di pecore (da qui il nome).

Alcuni autori sostengono invece che il termine derivi dal francese "moutonnée", che si riferisce all'arricciatura delle parucche dei notabili del settecento.

Quando queste forme non hanno subito alterazioni, presentano nella zona a monte "lisciata" dal ghiacciaio delle striatu-



Figg. 54a,b - Rocce montonate.

re, o delle intaccature a forma di mezzaluna, causate dall'abrasione prodotta dai blocchi di roccia che sporgevano sul fondo della lingua di ghiaccio.

La forma che si osserva è invece molto alterata dai fenomeni carsici, come del resto avviene in tutte le montagne calcaree. Di conseguenza non sono più visibili le striature glaciali.

Una breve deviazione sopra la roccia permetterà invece di osservare le forme di erosione carsica, vere e proprie “sculture”, che hanno cancellato le striature glaciali. Queste forme sono descritte nella figura 55. In particolare sono ben visibili tre fori (pozzi), situati nella zona a monte della roccia montonata, ed alcuni crepacci (fare attenzione), oltre a varie scannellature e docce, forme che osserveremo praticamente lungo tutto l'itinerario.

STOP E - Sella di trasfluenza.

Dalla selletta a quota 1960 m. (proprio sotto la via alpinistica “Chiaretti-Pietrostefani”), guardando in direzione di Leonessa si può osservare la caratteristica forma ad “U” della valle glaciale sottostante (figura 56), nella cui testata è presente un piccolo circo glaciale.

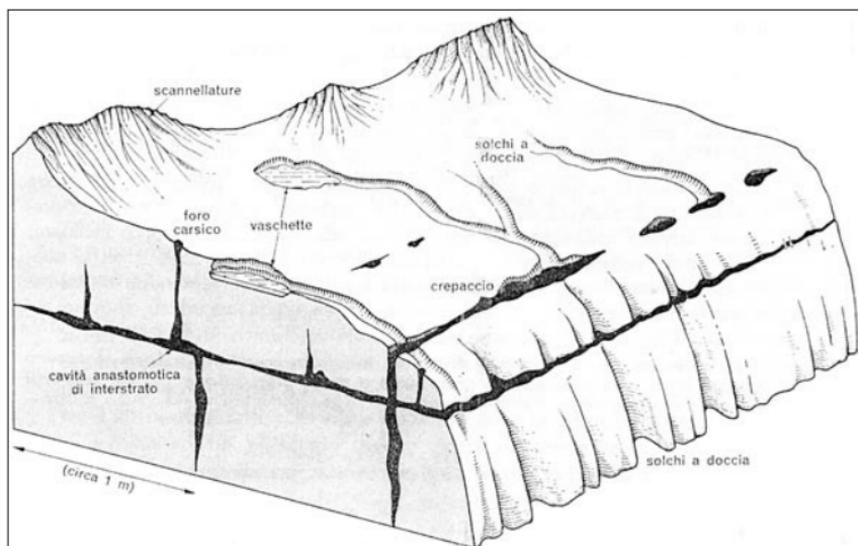


Fig. 55 - *Forme carsiche*. Da Castiglioni (1979).

La pendenza dei versanti, quasi verticali, e la loro superficie molto levigata, danno un'idea della capacità erosiva della lingua di ghiaccio che ha scavato questa valle.

Anche all'occhio meno esperto risulta evidente come il versante sinistro (guardando verso valle), cambi inclinazione in corrispondenza del punto indicato dalla freccia nella figura.

In questa zona avveniva infatti la confluenza tra la lingua di ghiaccio che proveniva dalla zona sottostante la cresta dei Sassetelli e quella che invece proveniva dalla conca sottostante la parete Nord del M. Terminillo. Queste due lingue glaciali si univano poi alla lingua che proveniva dal piccolo circo sottostante la selletta. Altro ghiaccio proveniva probabilmente anche dal circo della parete Est, che abbiamo appena superato.

Durante l'ultima fase di massimo sviluppo glaciale, avvenuta tra 21.000 e 18.000 anni fa circa, il M. Terminillo era ricoperto da ghiacciai di spessore rilevante. In altri gruppi montuosi (Gran Sasso) i ricercatori hanno calcolato spessori massimi del ghiaccio fino a 150-200 m circa.

Il fatto che la selletta sia praticamente alla stessa quota della base del versante della parete Est e che il circo della parete Est sia molto "aperto", suggerisce l'ipotesi che il ghiacciaio che scendeva da questo versante verso la Sella di Leonessa molto probabilmente "debordava" in parte verso la sua sinistra, proprio in corrispondenza della selletta stessa, confluendo quindi nella lingua di ghiaccio che percorreva la valle che si sta osservando.

Ciò contribuiva ad accentuare la capacità erosiva della lingua di ghiaccio che percorreva la valle. Si nota infatti una maggiore inclinazione del versante nella zona sotto la freccia



Fig. 56 - Valle glaciale.

nella figura, in corrispondenza della zona dove probabilmente c'era una maggiore quantità di ghiaccio a causa della confluenza di più lingue, quindi una conseguente maggiore erosione. Il fenomeno di “straripamento laterale” del ghiacciaio si chiama “trasfluenza”.

In generale la trasfluenza viene accertata quando si trovano, nei depositi morenici, dei detriti provenienti da rocce che non affiorano nel bacino del ghiacciaio che occupava la valle, ma che affiorano in bacini limitrofi. Le selle che hanno questa origine, si chiamano appunto “selle di trasfluenza”. In questo caso, data l'uniformità della roccia, non si possono avere prove certe, anche se si ritiene probabile che sia avvenuto questo fenomeno.

La figura 57 descrive l'andamento, ipotizzato dall'autore, della direzione del flusso dei ghiacciai durante la massima espansione glaciale. La piccola freccia in corrispondenza della selletta (quota 1944,2 m), illustra appunto il fenomeno di trasfluenza appena descritto.

STOP F - Picco di origine glaciale, dolce carsiche, doline a pozzo.

La forma che stiamo osservando (figura 58) è un picco roccioso che ha una sezione trasversale sottile ed una longitudinale allungata, con i fianchi che presentano una evidente “levigatura” di origine glaciale.

Si tratta di una forma originata dall'erosione “differenziale”

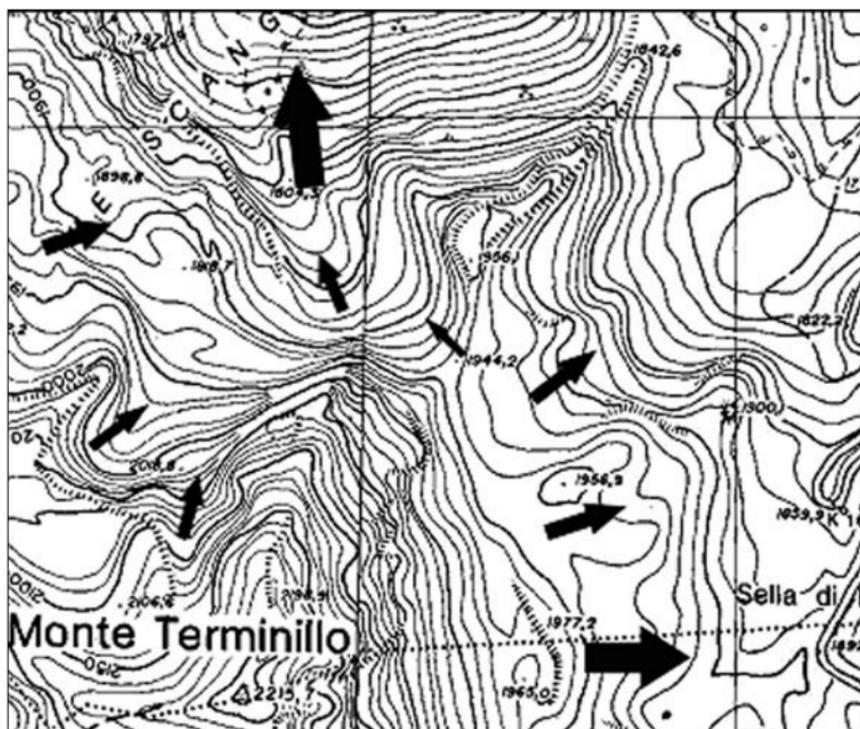


Fig. 57 - Flusso dei ghiacciai pleistocenici.

che ha lasciato in rilievo una zona di roccia a maggiore resistenza, modellata dai ghiacciai che scorrevano lungo i suoi fianchi e che poi si riunivano più in basso.

Negli stop successivi si potrà osservare da un migliore punto di vista l'assetto tettonico della zona che sovrasta il picco. In



Fig. 58 - Picco roccioso di origine glaciale.

particolare si osserverà come le alternanze di zone densamente fratturate e zone con minore fratturazione, abbiano modellato il profilo longitudinale del “pavimento” roccioso formato da strati inclinati di roccia massiccia, che sarà descritto nello stop successivo. Questo substrato di roccia massiccia è interessato da alcune zone intensamente fratturate che hanno creato i canali. Questi ultimi hanno isolato la cresta culminante con il picco che si sta osservando.

Dopo lo scioglimento dei ghiacciai che, come abbiamo già detto, è avvenuto poco meno di 13.000 anni fa, il picco, la dorsale alla sua base e la zona di roccia affiorante che si sta attraversando, sono stati interessati da evidenti fenomeni carsici. Tutte le pareti rocciose sono scolpite da solchi e doline carsiche (figura 59).

Sotto il picco è presente una zona lunga qualche centinaio di metri, relativamente pianeggiante, lungo la quale corre il sentiero. Questa zona è letteralmente crivellata dalle doline, che presentano forme varie, dove però predomina la forma a pozzo.

In particolare, se si devia verso destra dal sentiero per circa 20 m, prima che questo attraversi una zona costituita da blocchi dove la via è individuabile solo dai segni di vernice, si potrà osservare una spettacolare dolina a forma di pozzo a sezione circolare con diametro di circa 3 m ed una profondità di circa 6 m, con il fondo ostruito dai detriti (figura in carta) e le pareti dove si osservano gli strati di Calcarea Massiccio, ben distinguibili. La forma di questa dolina e della roccia al suo interno ricordano molto i pozzi di accesso ai sistemi ipogei di una certa importanza. Non si esclude che sotto il detrito si possa rinvenire l'accesso a grotte di interesse speleologico.

Dopo aver superato il picco roccioso e il campo di doline dello stop precedente, ci si affaccia in un bellissimo circo glaciale.

Il sentiero lo percorre tutto verso destra, e dopo una breve salita si giunge in cima ad una cresta, dove ci si affaccia in un altro circo, molto meno profondo di quelli appena visti.

Da questo punto di osservazione si può vedere quasi interamente la valle glaciale che scende dalla vetta del M. Terminillo e dalla zona più alta della cresta dei Sassetelli (figura in carta).

Si può notare come il profilo della valle presenti in senso longitudinale una alternanza di zone pianeggianti o poco inclinate, separate da altre zone a forte pendenza, se non addirittura caratterizzate da pareti rocciose. Questa alternanza di pareti e ripiani viene chiamata “scala dei giganti”, ed è il frutto dell'azione erosiva del ghiacciaio, chiamata nel linguaggio scientifico “esarazione”.



Fig. 59 - *Docce carsiche*.

STOP G - Profilo longitudinale della valle glaciale: “scala dei giganti”.

Come abbiamo in parte già visto in precedenza, i processi di esarazione sono molteplici. Si può distinguere la semplice “rimozione” di materiali sciolti, “l’abrasione” prodotta dallo sfregamento dei detriti inglobati nel ghiaccio contro la roccia del fondo e dei fianchi della valle, lo sradicamento di blocchi o scaglie di roccia (chiamato in inglese “quarryng” o “plucking”). Tutti questi meccanismi erosivi tendono ad accentuare le primitive irregolarità topografiche, che di solito sono di origine tettonica (come faglie o semplici sistemi di fratture), oppure dovute alla presenza di rocce con diversa resistenza, come ad esempio una alternanza di pacchi di compatti strati calcarei, relativamente resistenti, con strati marnosi o argillosi, molto più “teneri”.

Nelle Alpi è frequente la presenza di laghetti nei ripiani dove il fondo è stato sovraescavato, e si presenta come una conca chiusa. Nell’Appennino la presenza di un laghetto è invece piuttosto rara, a causa del substrato di rocce che sono prevalentemente calcaree. Ciò favorisce una circolazione idrica sotterranea a discapito di quella superficiale (carsismo).

La figura 60 illustra come la presenza di una alternanza di zone pianeggianti (o sovraescavate) e gradini sia causata dalla differenza di resistenza del substrato all’esarazione, come abbiamo detto prima. Si può vedere come nella figura le conche

sovrascavate corrispondano a zone con maggiore densità di fratture. Dove le fratture sono all'incirca parallele al flusso del ghiacciaio, si forma una zona piana, già illustrata nello stop 4 (rocce montonate). Il modello illustrato nella figura è ispirato ai ghiacciai alpini, dove il substrato è di solito costituito da rocce cristalline, diverse quindi dalle rocce carbonatiche. Queste ultime, oltre ai sistemi di fratture indicati nella figura, sono interessate anche da superfici di stratificazione, quindi da ulteriori discontinuità che influiscono sul comportamento meccanico della roccia. Il modello indicato nella figura è però applicabile anche ai paleoghiacciai appenninici, almeno per lo scopo di questa guida.

La medesima figura illustra inoltre le condizioni del flusso del ghiaccio verso valle.

Il ghiaccio reagisce con deformazioni di tipo “fragile” in corrispondenza di brusche irregolarità del substrato, dove non riesce ad “aggirare gli ostacoli” con i lenti movimenti plastici. I movimenti plastici sono in parte ricondotti ad un meccanismo di fusione a causa dell'aumento della pressione a contatto con un ostacolo che il ghiaccio incontra durante il percorso verso valle, con successivo rigelo a valle dell'ostacolo quando la pressione diminuisce. Quando la resistenza meccanica del ghiaccio viene superata si formano crepacci. Si noti ad esempio la crepaccia terminale, che si forma in corrispondenza di un tratto molto ripido del circo, proprio a ridosso della cima, ed i crepacci in corrispondenza di brusche variazioni di inclinazione del substrato. Quando il substrato presenta un gradino con una parete molto alta, si formano le seraccate.

In corrispondenza di conche di sovraescavazione profonde, si potranno avere anche crepacci a forma di campana, molto temuti dagli alpinisti.

Osserviamo ora la valle glaciale della figura in carta e confrontiamola con la figura 60. Possiamo ricostruire il paesaggio di allora immaginando la lingua di ghiaccio che scendeva dalla

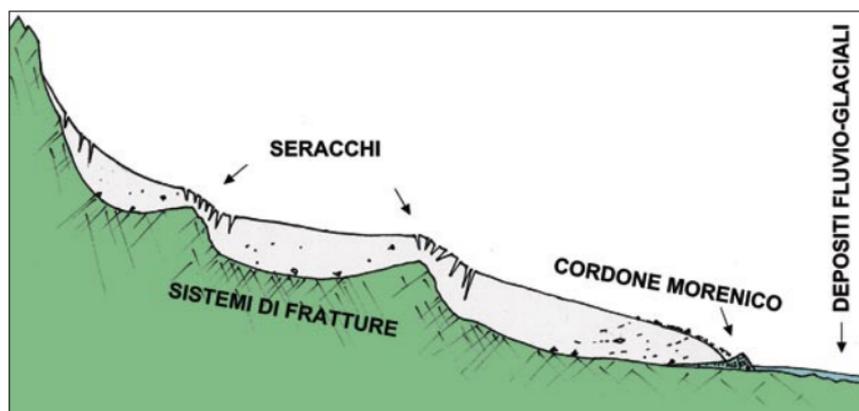


Fig. 60 - Profilo del substrato di un ghiacciaio di tipo alpino.

vetta del Terminillo e dalla cresta dei Sassetelli. Dopo aver superato i risalti rocciosi con delle seraccate, la lingua si raccordava con il ghiacciaio del circo sottostante al nostro punto di osservazione. Una ulteriore imponente seraccata immetteva poi la grande lingua di ghiaccio nella Valle della Meta, dove si congiungeva al ghiacciaio che scendeva dal versante orientale del Terminillo, proveniente dalla Sella di Leonessa.

Possiamo ora guardare la valle da un'altro aspetto, più precisamente da quello "tettonico". Osservando attentamente gli strati di roccia, ci si accorge che sono tutti paralleli ed inclinati (vedi linee tratteggiate nella figura in carta). I geologi definiscono questo tipo di struttura "monoclinale". In pratica la vetta del Terminillo e la cresta dei Sassetelli rappresentano un unico blocco di roccia inclinato verso la destra di chi osserva (in realtà gli strati sono interessati da una piega con raggio di curvatura molto grande, che però non si percepisce ad occhio). Questo tipo di struttura tettonica è assai frequente nelle rocce resistenti e con strati molto spessi.

Questa giacitura degli strati ha evidentemente condizionato la forma del circo glaciale sottostante la vetta del Terminillo. Si nota chiaramente che il circo è molto più profondo sotto la cresta dei Sassetelli, molto meno sotto la vetta del Terminillo.

Se osserviamo attentamente la forma di questo circo, non si troverà la ben nota e regolare forma a "ferro di cavallo", con pendii uniformemente concavi e ripide pareti lungo tutti i versanti. Il circo è molto incavato sotto i Sassetelli, mentre si raccorda alla vetta del Terminillo con un pendio abbastanza regolare, peraltro assai apprezzato dagli scialpinisti.

Risulta evidente che la forma del circo è stata fortemente influenzata dalla giacitura degli strati di Calcare Massiccio. Il substrato roccioso massiccio e compatto, ha creato una superficie resistente inclinata che ha deviato il flusso del ghiaccio, creando quindi una zona maggiormente erosa ed incavata sotto i Sassetelli.

STOP H - Influenza della tettonica sulle creste rettilinee.

Giunti sulla cresta dei Sassetelli, si può notare il contrasto tra l'aspetto di quest'ultima, lunga e relativamente rettilinea, e le creste che abbiamo osservato nello stop 12 dell'itinerario 1. Cogliamo l'occasione per spiegare l'origine delle diverse forme delle creste.

In generale le creste, quando sono lunghe e rettilinee, rispecchiano la predominanza dei fattori tettonici. In questo caso sono originate dal modellamento di un paesaggio geometricamente controllato da faglie o da altre importanti discontinuità tet-

toniche, come i fronti di sovrascorrimento principali, che generalmente hanno andamenti rettilinei sulla scala chilometrica.

Le creste arcuate e sottili rispecchiano invece la predominanza dell'impronta glaciale.

La cresta dei Sassetelli, benché leggermente deformata da vari circhi glaciali che si sviluppano sui versanti Nord-orientali, si presenta abbastanza rettilinea, fatto questo che indica un controllo da parte della tettonica. Lungo il versante in direzione della piana di Rieti (all'incirca verso Ovest), è infatti presente la faglia normale illustrata nell'itinerario n. 1 (figura 34).

Lungo la cresta (figura 61), si può inoltre osservare una superficie di strato come abbiamo già visto nel circo glaciale nello stop precedente. Si può notare l'inclinazione e la direzione dello strato simile a quella degli strati indicati nella figura in carta dello stop precedente.

Osserviamo ora la Valle della Meta e torniamo alla storia degli antichi ghiacciai.

Durante l'ultimo massimo glaciale, i ghiacciai che scendevano dai vari circhi, dai Sassetelli, dalla parete Nord del Terminillo, dalla parete Est del Terminillo, dalla selletta dello stop “E” e da altri ancora, si univano in un'unica lingua che percorreva la Valle della Meta per alcuni km. I depositi glaciali di questa lingua di ghiaccio sono stati ritrovati sino ad una quota di 1172 m, sulla sinistra idrografica (“destra” e “sinistra idrografica” sono intese rispetto al verso di scorrimento dell'acqua, quindi da monte verso valle). I ricercatori non hanno però trovato un cordone morenico frontale ben definito, quindi non si esclude del tutto che la lingua di ghiaccio sia giunta a quote anche inferiori durante le fasi di massima espansione, ed i relativi depositi morenici siano stati asportati da processi erosivi successivi al ritiro dei ghiacciai. Non si esclude nemmeno che i depositi trovati a quota 1172 m siano relativi ad una glaciazione più antica del Würm.

L'incertezza sulla quota inferiore raggiunta dal ghiacciaio, ha causato una certa imprecisione sul calcolo del limite delle nevi perenni esistente durante l'ultimo massimo glaciale. Questo limite è stato stimato inizialmente a quota 1650 m circa in alcuni studi risalenti agli inizi degli anni '90, ma il successivo ritrovamento dei depositi prima descritti e di altri in Vall'Organo, hanno dato indicazioni circa una possibile stima della quota del limite delle nevi perenni a 1600 m circa.

Il calcolo del limite delle nevi perenni è molto importante per le correlazioni con i cordoni morenici di altre montagne o di altre valli, finalizzate agli studi delle variazioni climatiche.

Approfittiamo di questa occasione per approfondire tale argomento.

Esistono vari metodi per calcolare tale limite. Uno dei più



Fig. 61 - Cresta dei Sassetelli: superficie di strato.

usati è il “metodo di Hoefer”. Secondo tale metodo, il limite delle nevi perenni è pari al valore medio tra la quota del cordone morenico frontale e la media della quota delle creste del recinto montuoso ove sono ubicati i circhi che alimentavano la lingua glaciale.

Quando si rinvenivano vari cordoni morenici che, ricordiamo, sono relativi a fasi di ritiro del ghiacciaio, si calcola il valore dell’innalzamento del limite delle nevi per ogni cordone successivo. I valori assoluti delle quote saranno diversi da valle a valle, ma i valori dell’innalzamento saranno simili. Ad esempio se in una valle orientata a Nord si trovano due cordoni, per i quali si calcolano limiti delle nevi uno a quota 1500 e l’altro a quota 1800 m, ed in una orientata a Sud se ne rinvenivano altri, per i quali si calcolano limiti delle nevi a 1800 e a 2100 m, questi possono essere correlati alla medesima fase climatica perché presentano un innalzamento uguale, cioè 300 m. Quando su varie catene montuose si rinvenivano cordoni a quote diverse, ma con uguali variazioni del limite, si può ipotizzare che la diversa quota sia da attribuire, a parità di altri fattori come l’orientazione o pendenze dei rilievi, a diverse quantità di precipitazioni, causate dalla maggiore o minore distanza dal mare.

Quanto detto è probabilmente una eccessiva semplificazione (gli studi di questo genere sono molto più complicati), ma serve a far comprendere le cosiddette “dinamiche morfoclimatiche”. Con questo termine i geologi intendono le relazioni che esistono tra le variazioni climatiche ed i loro effetti sul paesaggio.

L'itinerario segue i segnavia della carta 1:25.000 del C.A.I. Rieti n.404 fino a Monte Piano, il n.430 fino a Monte di Cambio e il n. 428 fino a Posta; è percorribile in 1 giorno. Il dislivello positivo complessivo è di +590 metri; quello negativo -1670 metri.

Percorrendo questo itinerario vedremo l'impronta dei ghiacciai pleistocenici sul paesaggio di alta quota ed approfitteremo dell'occasione per ulteriori approfondimenti sulle moderne ricerche nel campo del glacialismo e della paleoclimatologia con sorprendenti "incursioni" nella chimica isotopica, nel vulcanismo e nella paleobotanica.

STOP 1 - Specchio di faglia con breccia di frizione.

Dal piazzale del rifugio (Stop 1), guardando verso Nord-Est, è ben visibile una faglia, la cui direzione è indicata con una linea tratteggiata nella figura 62. Si tratta di una *faglia normale*, che attraversa tutto il versante dirigendosi a sinistra verso la strada sterrata, ed a destra in direzione di M. Rotondo.

Il termine "faglia" (in inglese "fault" che significa difetto, imperfezione, mancanza, in francese "faille", dal latino "fallere"), era in uso nel diciannovesimo secolo nei bacini minerari dove si estraeva il carbone. In particolare il termine "fracture fault" indicava la scomparsa improvvisa dello strato di carbone che veniva seguito durante la coltivazione, scomparsa dovuta appunto allo spostamento degli strati causato dalla faglia. Molti termini che si usano in questa branca della geologia derivano da parole che si usavano in campo minerario.



Fig. 62 - Faglia.

Una faglia è un piano o una superficie di rottura della roccia dove le due parti che sono state separate hanno subito un sensibile spostamento relativo (che può avvenire con più episodi distinti di movimento). Lo spostamento effettivo si chiama rigetto, e può arrivare anche a migliaia di metri. Questo spostamento rilascia le onde elastiche che generano i terremoti.

Quando il piano di faglia è inclinato (lo è nella maggior parte dei casi), il blocco che copre il piano si chiama tetto, quello al di sotto del piano si chiama letto. Letto e tetto non vanno però intesi come “più in basso” e “più in alto”. Il tetto “ricopre” geometricamente il piano di faglia anche se il blocco in questione può essere ribassato (come nel caso della faglia normale che si sta osservando), mentre il letto è il blocco posto geometricamente sotto il piano. La figura 63 illustra meglio quanto ora descritto, mostrando il caso di faglie normali e faglie inverse, che grossomodo corrispondono a condizioni tettoniche “distensive” nel primo caso, e “compressive” nel secondo.

Anche i termini “normale” ed “inversa” provengono dalla terminologia mineraria. Infatti per ritrovare lo strato di carbone scomparso a causa della faglia si adottava una “normale” procedura, che consisteva nello scavare prima in orizzontale per un po' e poi in verticale con una galleria a pozzo. A volte invece si doveva adottare la procedura “inversa”, cioè prima scavare in verticale, e poi in orizzontale.

La zona di roccia che sporge fuori si chiama “specchio di faglia”, ed è indicato con una freccia nella figura 62. Sullo specchio di faglia (o “liscione di faglia”) possono essere presenti delle striature, che sono causate dallo sfregamento della roccia durante la fase di movimento. Queste striature indicano la direzione del movimento subito dalle masse di roccia. Chi vorrà avvicinarsi allo specchio di faglia (figura in carta) potrà farlo partendo dalla curva della strada sterrata, facendo attenzione al versante un po' ripido.

Osservando attentamente la roccia si potranno vedere vari sistemi paralleli di fratture, che hanno un preciso significato indicativo della direzione degli stress tettonici, per i quali si rimanda alla lettura dei testi consigliati.

In un piano di faglia può essere presente una “breccia di frizione”, che è un velo più o meno spesso di roccia triturrata, sempre a causa dello sfregamento tra i due blocchi. A volte la breccia di frizione rimane cementata sullo specchio di faglia come una sorta di sottile intonaco.

Guardiamo ora il canalone di erosione nella figura 62 (la zona a destra della figura, con il piccolo nevaio). Lo specchio

di faglia attraversa la parte alta del canalone per poi deviare leggermente verso l'alto, disponendosi quasi parallelamente all'asse del canalone nella sua parte alta (vedi figura in carta).

E' proprio a causa della faglia, o meglio della presenza di roccia indebolita dalla faglia, che si è creato il canalone e la zona di accumulo del detrito alla sua base (che si chiama "conoide"), detrito asportato dall'acqua di scorrimento delle piogge o di fusione della neve e depositato in basso.

Una faglia non è quasi mai una superficie unica e netta, ma un insieme di superfici subparallele oppure una fascia di roccia fortemente fratturata. In particolare, la faglia che si sta osservando, lunga alcuni chilometri, corre lungo la Valle della Meta e taglia la testata di Vallone Capo Scura tra laccio Cru dele ed il Monte Elefante, ed attraversa la sella dove passa la strada sterrata, per poi dirigersi verso Monte Rotondo. Nella figura 64 è indicata con una linea continua. Il blocco ribassato (tetto) è quello dove ci troviamo.

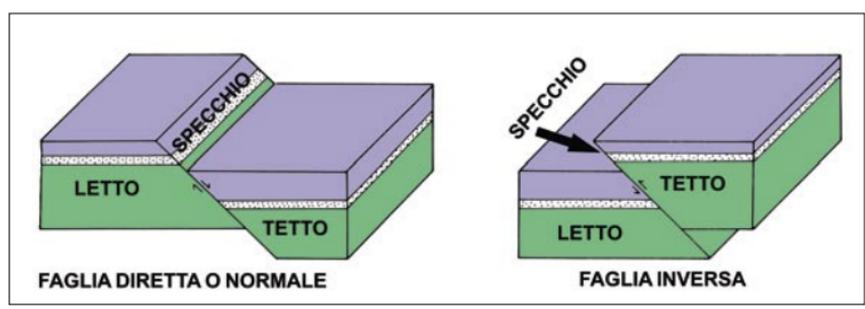


Fig. 63 - Geometria delle faglie.

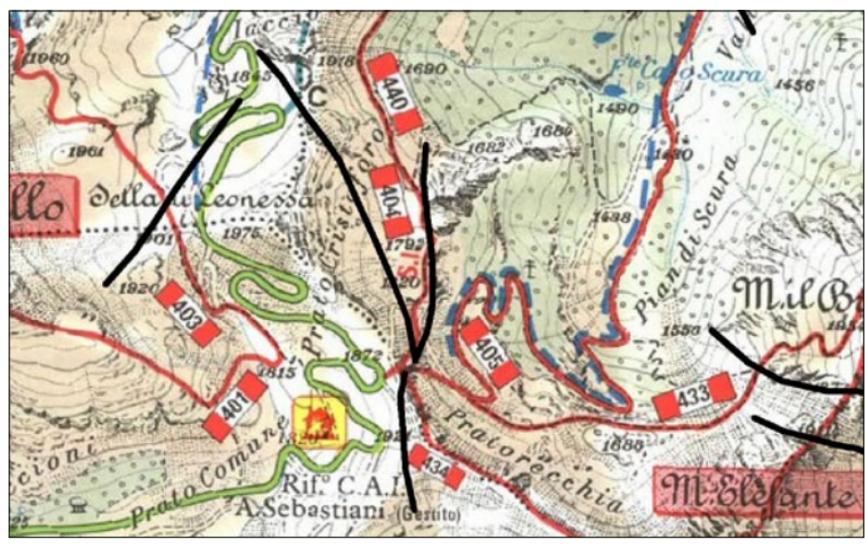


Fig. 64 - Direzione della faglia.

STOP 2 - Versante interessato dal passaggio di valanghe.

Gran parte del versante di laccio Crudele attraversato dal sentiero (figura 65) presenta evidenze del passaggio di valanghe.

L'assenza di zone alberate oppure la presenza di piante con fusti molto piccoli e bassi, in grado di piegarsi e quindi di resistere al passaggio delle valanghe senza spezzarsi, la presenza di resti vegetali sparsi nella falda di detrito, indicano che il versante è interessato frequentemente dal passaggio di valanghe anche di notevoli dimensioni. Inoltre si possono osservare piccole lingue di detrito che spiccano per un colore bianco brillante rispetto al grigio del resto della falda. Questi detriti, abbondanti data la presenza di importanti strutture tettoniche che interessano le pareti di laccio Crudele, sono stati trasportati dalle valanghe e lasciati in posto dopo lo scioglimento della neve.

Vari accumuli di valanghe di fondo (ovvero valanghe che interessano tutto il manto nevoso e lasciano "scoperto" il substrato nella zona di distacco) sono stati rilevati direttamente dall'autore all'inizio della primavera degli anni 2005 e 2006. E' da notare che in questo punto il versante è sovrastato da una cresta continua allineata in senso Nord-Sud con quote piuttosto elevate. Questo può predisporre la formazione di cornici ed accumuli di placche di neve "ventata", soprattutto quando spira vento da Ovest, che è fortemente carico di umidità.



Fig. 65 - laccio Crudele.

STOP 3 - Alberi uncinati.

Avvicinandosi al bosco si notano alberi “uncinati”, ovvero con la base del tronco incurvata verso valle (figura 66).

Ciò indica un lento movimento del terreno verso il basso dovuto a due fenomeni che coesistono nell’ambiente di alta quota. Il primo è chiamato “creep” (in italiano “reptazione crionivale” o “crioturbaazione – criosollevarimento”).

Quando il terreno gela, le particelle che lo compongono subiscono un sollevamento perpendicolare alla superficie (ricordiamo che l’acqua, quando gela, aumenta di volume). Dopo lo scioglimento del ghiaccio la particella ricade verso il basso, ma leggermente più a valle di dove si trovava, dato che la superficie è inclinata e la ricaduta avviene lungo la verticale (figura 67).



Fig. 66 - Alberi uncinati.

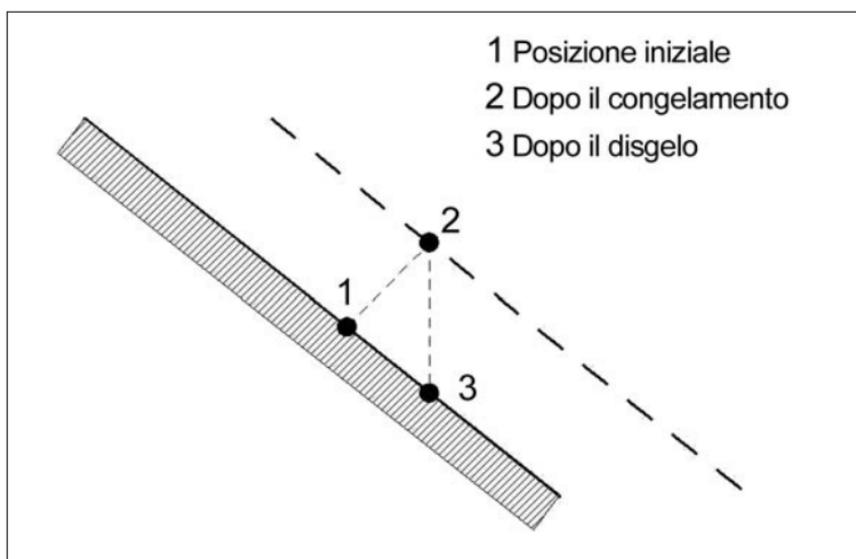


Fig. 67 - *Dinamica del "creep".*

Il secondo meccanismo, chiamato "geliflusso", è dovuto alla imbibizione del terreno superficiale da parte delle acque di fusione della neve o del ghiaccio (o anche a causa della pioggia, che però non è persistente quanto il manto nevoso in lento disgelo). Durante il disgelo la parte più superficiale del terreno fluisce verso il basso con un comportamento di tipo plastico, con velocità maggiore in superficie e minore in profondità. Poiché il movimento risultante dalla contemporanea azione di questi due fenomeni è molto lento (al massimo di pochi centimetri l'anno) l'albero, che inizialmente fuoriusciva verticalmente dal terreno, ha il tempo di compensare l'inclinazione del fusto causata dal lento movimento del terreno, ristabilendo durante la crescita la posizione verticale. Quest'ultimo fenomeno è chiamato "geotropismo".

Per attivare i fenomeni che abbiamo descritto, è necessaria la presenza nel terreno di parecchio materiale fine. Ciò contribuisce a trattenere l'acqua, che altrimenti filtrerebbe libera verso il basso. Va detto che a questi fenomeni si somma anche l'azione esercitata dal peso della neve.

STOP 4 - Olistoliti di Calcarea Massiccio in rocce di bacino.

Dopo aver lasciato Sella Iacci si percorre la strada sterrata in direzione del Buco del Merlo (segnavia n. 439). Si passa sotto la base della palestra di roccia, dove si può notare il contatto tettonico tra la roccia massiccia della palestra e quella stratifi-

cata lungo la strada, contatto marcato da una piccola fascia di roccia intensamente fratturata. Si tratta di una faglia. Percorse poche centinaia di metri ed oltrepassato il tornante, si possono osservare degli olistoliti, uno dei quali è indicato dalla freccia nella figura in carta.

Gli olistoliti sono grandi blocchi di roccia (in questo caso di Calcarea Massiccio) rimasti interi dopo essere franati lungo la scarpata che divideva la piattaforma laziale-abruzzese dal bacino umbro-sabino (vedi introduzione). Dopo il franamento si sono interposti ai normali strati di roccia pelagica che costituisce l'intero rilievo attraversato da questo tratto di strada. La parte superiore del versante è infatti costituita da strati di roccia calcarea, spessi alcuni decimetri, della formazione Corniola. Quella inferiore, è costituita da altre rocce marnose che vedremo in seguito.

La Corniola è un calcare che deriva prevalentemente da spoglie di organismi planctonici microscopici con scheletro composto da carbonato di calcio, da fango carbonatico finissimo, in minor parte da silice proveniente dalle spoglie di altri organismi planctonici con scheletro siliceo, da resti di ammoniti e da altri componenti minori tra cui l'argilla. La sua origine è descritta nell'itinerario n. 1.

Se si osserva verso l'alto tutto il versante che si sta attraversando, si potranno facilmente individuare altri olistoliti che "sporgono" fuori dal profilo regolare del rilievo. Proprio sotto l'olistolite ed immediatamente nei pressi, si può osservare come la roccia si presenti fortemente piegata, con convoluzioni e pieghe ravvicinate e "strizzate". Siamo in presenza di un *sovrascorrimento* secondario (vedi glossario), che sovrappone la Corniola al di sopra della formazione "Marne di Monte Serrone". Si nota subito il diverso colore di questa roccia e lo spessore inferiore degli strati, rispetto alla Corniola (che affiora un po' distante sulla sinistra, ma che si potrà vedere meglio in seguito). Le marne sono rocce contenenti calcare ed argilla.

L'argilla rappresenta la frazione "terrigena" dei sedimenti pelagici, ovvero la parte più fine dei sedimenti che sono trasportati fino al mare dai fiumi. Deriva da processi di alterazione chimica delle *rocce silicatiche* (vedi glossario). Il risultato di questa alterazione è la formazione di microscopiche particelle con struttura piatta, visibili solo con un microscopio elettronico, che si aggregano in piccoli grumi che rimangono in sospensione per molto tempo, e vengono dispersi dalle correnti marine sui fondali. Le argille diventano preponderanti nei sedimenti pelagici quando mancano altri apporti di sedimenti di origine diversa, come ad esempio su fondali molto lontani da terre emerse

(fondali dove mancano sabbie e limi, che sono trasportati dai fiumi insieme all'argilla stessa), oppure lontani da piattaforme carbonatiche.

In questo caso i sedimenti pelagici argillosi hanno tassi di sedimentazione molto inferiori a quelli indicati ad esempio per la Corniola. In casi particolari, in questo tipo di sedimenti possono diventare più frequenti i fossili macroscopici come le ammoniti. I geologi chiamano "condensata" questo tipo o ritmo di sedimentazione. Ad esempio in Umbria e nelle Marche affiora una roccia rossa, di spessore molto minore delle rocce calcaree che sinora abbiamo visto, che contiene abbondanti fossili di ammoniti. La roccia è chiamata appunto "Rosso ammonitico".

Nella roccia marnosa che stiamo osservando, gli strati sono relativamente sottili. Ciò determina un comportamento molto "plastico" in risposta alle sollecitazioni tettoniche, quindi pieghe molto strizzate e convoluzioni varie.

Pieghe simili possono essere prodotte anche da frane sottomarine di strati di roccia non ancora consolidata (chiamate dai geologi "slumping"). Un esempio di tale fenomeno è visibile poco sotto l'olistolite ed è illustrato nella figura 68.



Fig. 68 - Fenomeno di "slumping" nella formazione Marne di M. Serrone.

STOP 5 - Canaloni di valanga, circhi glaciali, nicchia di distacco di frana.

Questa breve deviazione conduce al cosiddetto Buco del Merlo, quota 1894 m, in un punto molto panoramico (figura in carta) dove si potranno osservare da una diversa prospettiva tutte le forme descritte nell'itinerario 1. Circhi, valli ad "U", canaloni di valanga sono indicati nelle figure 69,70 e 71.

Guardando verso Nord si può inoltre osservare come le colline prospicienti i monti Reatini abbiano una forma decisamente meno aspra di questi ultimi. Questi rilievi sono costituiti da rocce "marnose" (contenenti sia calcare che argilla in percentuali simili). Si tratta di rocce decisamente meno resistenti dei calcari, come è stato già accennato nello stop precedente, che danno quindi origine a rilievi molto più dolci.

Si osservi l'incavatura del monte indicata nella figura 71 con una linea tratteggiata. Si tratta della nicchia di distacco di una grande paleofrana, che testimonia appunto la scarsa resistenza della roccia che costituisce il rilievo.

Quasi alla base dei monti Reatini, parallelamente alla valle del fiume Velino, corre la linea tettonica "Olevano-Antrodoco". Orientandosi con la carta o con una bussola si può riconoscere la posizione dei lineamenti tettonici indicati nella figura 5 nell'introduzione.

Cogliamo l'occasione per approfondire quanto già visto in precedenza a proposito del profilo ad "U" delle valli.

Anche le falde di detrito poste sui due fianchi di una valle possono dare un profilo simile a quello di una valle glaciale.

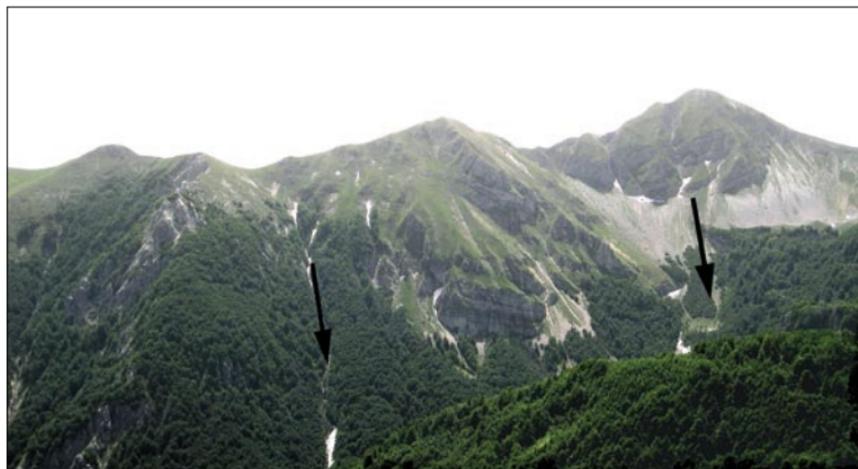


Fig. 69 - Le frecce indicano la posizione di due canaloni di valanga.



Fig. 70 - *Circhi glaciali alla testata di Vallone Capo Scura.*

Come abbiamo visto negli itinerari precedenti, la pendenza delle falde di detrito è infatti maggiore in alto e minore in basso, quindi il profilo risultante può essere arcuato e dare una forma ad “U”.

Il vallone Capo Scura è occupato fino all’altezza del Fosso dei Cavalli da depositi glaciali, che confermano una sicura origine glaciale della forma ad “U”. Tali depositi mancano però più in basso nel tratto visibile nella figura 71, anche se sono presenti tracce glaciali a quote più alte sui due versanti, quello

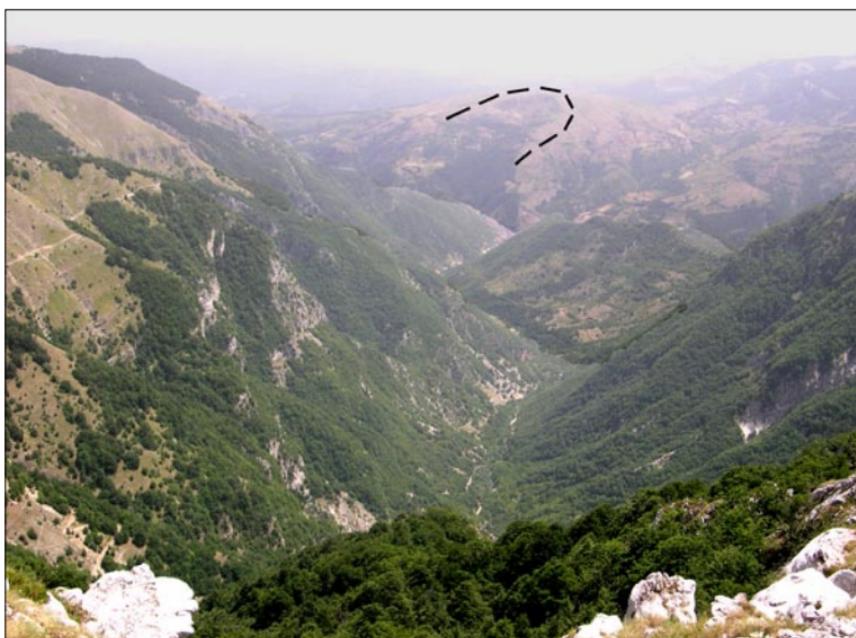


Fig. 71 - *Vallone Capo Scura con il caratteristico profilo ad “U”; la linea tratteggiata indica un’area interessata da movimento franoso.*

del M. I Porcini a sinistra e del M. Ritornello a destra (guardando verso valle). Considerando che nella valle della Meta sono stati rinvenuti depositi glaciali anche a 1172 m di quota, che nel Vallone Capo Scura i depositi morenici si rinvengono anche a circa 1150 m e che alcuni indizi suggeriscono l'ipotesi che i ghiacciai scendevano anche a quote più basse, non si esclude che anche il tratto di Vallone Capo Scura sotto M. Iacchi possa essere interpretato come una valle glaciale, dove i depositi morenici sono stati probabilmente erosi dalle acque di scorrimento oppure ricoperti dai successivi sedimenti fluviali o gravitativi.

STOP 6 - Pieghe nella Corniola.

Percorse poche centinaia di metri verso la Valle della Meta, proprio vicino ad un alberello si osserva come gli strati di roccia cambino decisamente inclinazione. La figura in carta serve come punto di riferimento, la figura 72 illustra il particolare da osservare.

Tutto il versante che si sta percorrendo è interessato da pieghe più o meno ampie, ben visibili nel taglio operato durante l'apertura della strada.

Anche le pieghe, come le faglie, sono il risultato di spinte tettoniche che però non hanno prodotto rotture nelle masse



Fig. 72 - Pieghe negli strati di Corniola.

rocciose, ma solo deformazioni “plastiche”. In generale le rocce massicce subiscono deformazioni di tipo “fragile” (cioè fratture e faglie), mentre quelle a stratificazione sottile e composizione fine subiscono di solito una deformazione plastica (pieghe). Quanto detto è comunque una schematizzazione ed una semplificazione. Per la spiegazione sul reale comportamento meccanico delle rocce sottoposte a sollecitazioni si rimanda ai testi specializzati.

Nel punto indicato dalla figura 72 passa l'asse di una bellissima piega. Osserviamo come gli strati pendano verso valle a sinistra dell'asse (guardando il taglio stradale), e pendano verso monte a destra. Possiamo inoltre verificare la differenza tra le pieghe “disordinate” viste nello stop 4, e quelle che si stanno osservando, geometricamente più regolari e di un ordine di grandezza maggiore. Questi strati appartengono alla formazione Corniola, e sono più spessi di quelli della figura 68 (i geologi li definiscono “più competenti”), quindi si piegano con minore facilità.

Deviamo ora in direzione del rifugio Maiolica lungo il sentiero n. 440.

STOP 7 - Strutture tettoniche a grande e piccola scala: faglie e “slichensidess”. Strutture sedimentarie.

Nei pressi del Rifugio Maiolica si osserva un paesaggio glaciale con evidenze di forme tettoniche.

Appena usciti dal bosco si vedono massi trasportati dai ghiacciai pleistocenici depositati proprio in mezzo alla valle che scende in direzione di Leonessa, e profondi canali fluviali (figura 73). Questi due elementi del paesaggio ci danno i primi indizi su quali siano i principali agenti esogeni che hanno influenzato le dinamiche morfologiche nel tratto della catena compreso tra M. I Porcini e M. di Cambio.

Tutta la zona è attraversata da varie faglie normali e trasversali, di cui vedremo le principali nello stop successivo nella figura 78. Nella figura vengono indicate con delle lunghe linee continue che tagliano la catena. Dato che la scala della cartina non consente un rilevamento di dettaglio, le linee che vediamo debbono essere considerate solo come indicative.

In realtà la faglia che, ad esempio, taglia il piccolo bacino del rifugio Maiolica (il cui nome, come vedremo appresso, deriva dalla geologia), non è formata da un'unica superficie, rappresentata nella piantina da una linea, ma da un insieme di segmenti a volte anche paralleli tra di loro che interessano tutta la



Fig. 73 - Profondi canali di erosione fluviale.

zona compresa tra il rifugio ed i versanti Sud-occidentali di M. di Cambio. Per averne una conferma basta osservare attentamente proprio il bacino dove è ubicato il rifugio, che ha assunto una forma suborizzontale in seguito al riempimento della soglia glaciale in controtendenza, di materiali eluviali.

Questi ultimi sono sedimenti fini di colore scuro, generati dal disfacimento chimico delle rocce in superficie. L'azione chimica dell'acqua scioglie il calcare e lascia in posto i residui insolubili, che vengono poi trasportati e depositati dalle piogge sul fondo del piccolo bacino. Questo fenomeno è tipico anche dell'ambiente carsico, dove il fondo delle doline viene riempito da terriccio rossastro o marrone scuro.

Ma torniamo alla tettonica. Guardando verso monte, si riconoscono forme oramai familiari. A destra, è visibile un piccolo rilievo allungato, alto meno di 2 m, che sembra la cresta di un enorme drago. Si tratta di una scarpata di faglia, un po' degradata (figura 74).

Seguendo la scarpata verso monte, si intravede verso la fine del piccolo bacino, un canale di erosione. Una piccola deviazione verso il canale, ci permetterà di osservare uno specchio di faglia (figura in carta). In questo punto si è avuta la dislocazione a destra della formazione della Corniola (a sinistra nella figura, che è ripresa a monte per inquadrare anche la scarpata di faglia), ed a sinistra quella della Maiolica (non



Fig. 74 - *Faglie nelle vicinanze del rifugio Maiolica.*

visibile nella figura in quanto coperta dal detrito). La Maiolica è un tipo di roccia del Mesozoico che affiora nella zona e che ha dato il nome al sito.

Nei detriti, potremo osservare blocchi di roccia con interes-



Fig. 75 - *Strutture sedimentarie.*

santi strutture sedimentarie (figura 75). Queste strutture, alte pochissimi centimetri, altro non sono che microdune subacquee, chiamate “ripple” nella terminologia scientifica, che si formano quando i sedimenti sono interessati da correnti costanti di intensità non grande. Chiunque avrà visto questo genere di strutture sedimentarie sulla battigia delle spiagge durante la bassa marea, soprattutto quelle adriatiche, che degradano verso il largo molto dolcemente.

Come abbiamo già visto, tutta la zona è fortemente tettonizzata. Un po' ovunque ci sono profondi canali che hanno inciso roccia fratturata dai sistemi di diaclasi associati alle superfici di faglia.

Un'ulteriore conferma la possiamo trovare lungo il percorso, appena lasciatoci alle spalle il fontanile. Il sentiero passa sotto un affioramento di Maiolica. Proprio in mezzo al sentiero (figura 76), si trovano blocchi di maiolica crollati. Spaccandone qualcuno, dopo aver scelto quelli che presentano evidenti fratture, possiamo osservare strutture tettoniche a piccola scala.

Quando la roccia è interessata da fratture, tende a spaccarsi ed a scorrere lungo la superficie di frattura. Nel caso di superfici di faglia, che sono elementi tettonici a grande scala, lo scorrimento avviene su distanze almeno decimetriche. A piccola scala, lungo le diaclasi, il movimento è di pochi mm alla volta e può essere molto lento, dando il tempo alla roccia di risaldarsi e produrre particolari forme (figura 77).

Queste forme sono chiamate dai geologi “slichensidess”. Si tratta di strie di calcite ricristallizzata che si formano lentamente



Fig. 76 - Affioramento della formazione della Maiolica.

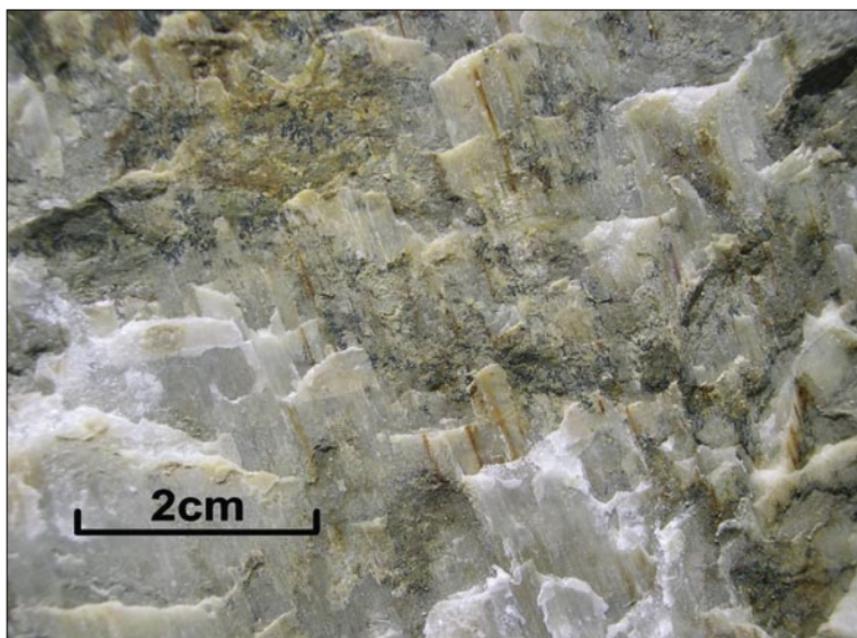


Fig. 77 - Calcite ricristallizzata nelle fratture.

negli spazi vuoti lasciati dalle asperità presenti lungo le superfici di frattura che si allontanano. Quando invece due asperità collidono invece di allontanarsi, si formano le cosiddette “stiloliti”, che sono zone dove la roccia si è sciolta, e dove le due parti separate dalla superficie di frattura si sono saldate. La saldatura, vista in sezione, appare come una lineetta seghettata, ma si può osservare bene solo su sezioni di roccia lucidate.

STOP 8 - Influenza della tettonica sull'erosione glaciale, metodologie di ricerca sullo studio delle variazioni climatiche.

Arrivati sulla cresta di M. Piano, si devia per il sentiero n. 430. Il sentiero non ha una traccia, ma basta seguire la cresta in direzione di M. di Cambio. Arrivati in cima al circo glaciale, al cui interno c'è il rifugio Vallebona, possiamo fermarci a guardare il paesaggio.

Affacciandosi dalla cresta che ci porterà a M. di Cambio, osserviamo il circo glaciale profondamente incavato. La cresta dove ci troviamo, poggia sul blocco ribassato della faglia normale che taglia i versanti Sud-occidentali di M. di Cambio. La faglia è visibile nella figura in carta, il cui punto di ripresa è alla deviazione lungo il sentiero n. 430. La ferita prodotta dalla faglia sul fianco di M. di Cambio, è talmente evidente

che non si è ritenuto necessario evidenziarla con una linea.

Si consiglia un confronto con la figura 78.

Come abbiamo già visto nello stop precedente, la forma profondamente incavata di questi circhi è dovuta alla presenza dei piani di faglia che hanno indebolito la roccia e favorito i processi di esarazione. Nella figura 78 sono indicati solamente quelli principali. Come abbiamo visto nello stop precedente, per ognuna delle linee indicate nella figura, esistono varie superfici di faglia che corrono parallelamente a quelle disegnate.

All'interno del circo (figura 79) è presente una morena con un cordone frontale sulla soglia, ed un evidente cordone sul fianco sinistro (guardando verso valle), che altri autori hanno interpretato come nivomorena, la cui genesi è stata già descritta nell'itinerario n. 1. L'assenza di pareti sopra il cordone, lo scarso dislivello tra il cordone e la cresta ed in ultimo le rilevanti dimensioni del cordone, fanno propendere per una origine glaciale di questa forma. Viceversa sono da attribuire ad una nivomerona in formazione, ma di dimensioni decisamente piccole, le sottili strisce di pietre depositate sul prato tra il cordone morenico e la cresta sovrastante.

Il cordone morenico frontale che si trova sulla soglia del circo, secondo studi recenti, sarebbe coevo del cordone in Vall' Organo descritto nell'itinerario n. 1, che però si trova ad una quota decisamente inferiore. Questo fatto si spiega con la diversa quota del circo che alimentava, con una maggiore quantità di

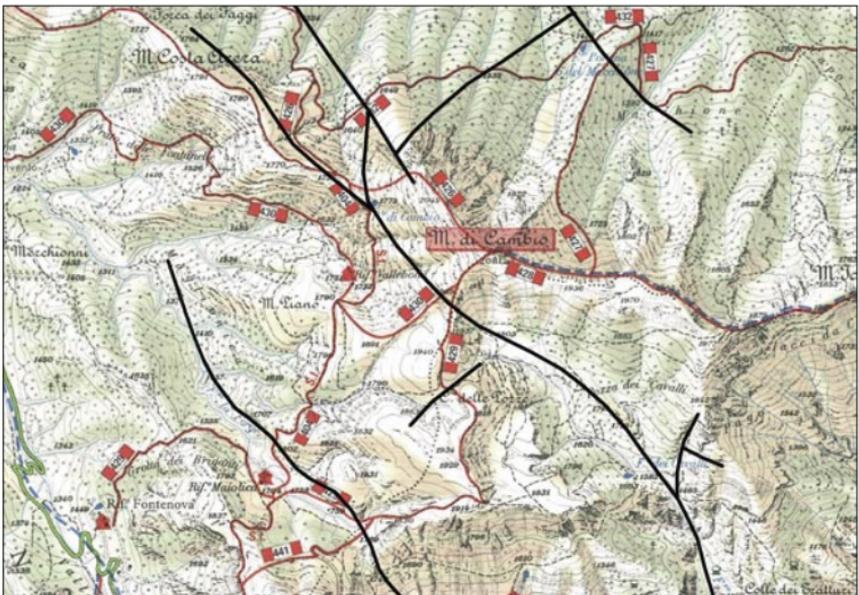


Fig. 78 - Principali faglie nella zona di M. di Cambio.



Fig. 79 - *Cordoni morenici.*

ghiaccio, il ghiacciaio pleistocenico di Vall'Organo.

In questo stop approfondiremo ulteriormente le moderne metodologie di ricerca sulle glaciazioni, in particolare quelle che consentono di datare i depositi. Lo studio della cronologia dei depositi glaciali nell'Appennino, come abbiamo visto nell'introduzione, ha fatto uso, in passato, principalmente del calcolo della variazione del limite delle nevi perenni. Gli studi hanno però bisogno di datazioni assolute per poter correlare i dati ottenuti sul campo con le variazioni climatiche globali.

La cronologia assoluta, basata sul decadimento dell'isotopo radioattivo del carbonio (^{14}C), è anch'essa usata, ma il materiale organico necessario per questo genere di studi non si trova facilmente nell'ambiente montano dell'Appennino centrale, per le ragioni che abbiamo già visto nell'introduzione e negli itinerari precedenti.

Sulle morene, però, a volte si possono rinvenire dei paleosuoli, ricchi di carbonio, che sono antichi suoli modificati dai processi geologici. La loro presenza indica che il deposito morenico non è stato rielaborato dopo la sua deposizione, come avviene normalmente nel caso di frequenti avanzate e ritiri dei fronti glaciali. Sulla morena stabilizzata, nelle opportune condizioni climatiche, si possono formare dei suoli, nel corso dei secoli. Questi possono essere datati perché contengono materia organica. La data trovata con il metodo del ^{14}C è di poco poste-

riore a quella del deposito del cordone, ma in ogni caso l'errore strumentale delle misurazioni è dello stesso ordine di grandezza del tempo necessario per la formazione di un suolo. Quindi, in questo genere di studi, non si tiene conto della differenza tra età del suolo ed età del cordone. Altri depositi dove è reperibile materia organica sono quelli lacustri, che si possono formare, in particolari condizioni, ai lati e davanti al fronte del ghiacciaio.

Un altro metodo per le datazioni usato in ricerche relativamente recenti, fa uso dello studio dei depositi vulcanici provenienti dai prodotti delle eruzioni di tipo esplosivo, chiamati dai geologi "tephra".

Durante questo tipo di eruzioni, il materiale viene eruttato con vari meccanismi: parte fluisce lungo i fianchi del vulcano (fall-out, nubi ardenti, valanghe ardenti ecc. - vedi figura 80), parte viene immesso nell'atmosfera dalla forza dell'esplosione.

In assenza di vento, il materiale spinto in alto dalla colonna eruttiva si disperderebbe in teoria in un'area circolare centrata sul cratere del vulcano. L'ampiezza della superficie dipenderebbe ovviamente dalla violenza dell'esplosione. Le ceneri più fini cadrebbero più lontano, i lapilli ed i brandelli di lava più grandi, cadrebbero più vicino al cratere.

In realtà l'area di distribuzione dei prodotti di caduta balistica non è circolare, ma ha la forma di un ellissoide. Ciò è dovuto alla presenza di venti relativamente costanti in alta quota che deviano la traiettoria delle particelle (una colonna eruttiva può raggiungere alcune decine di km di altezza nella stratosfera, ben

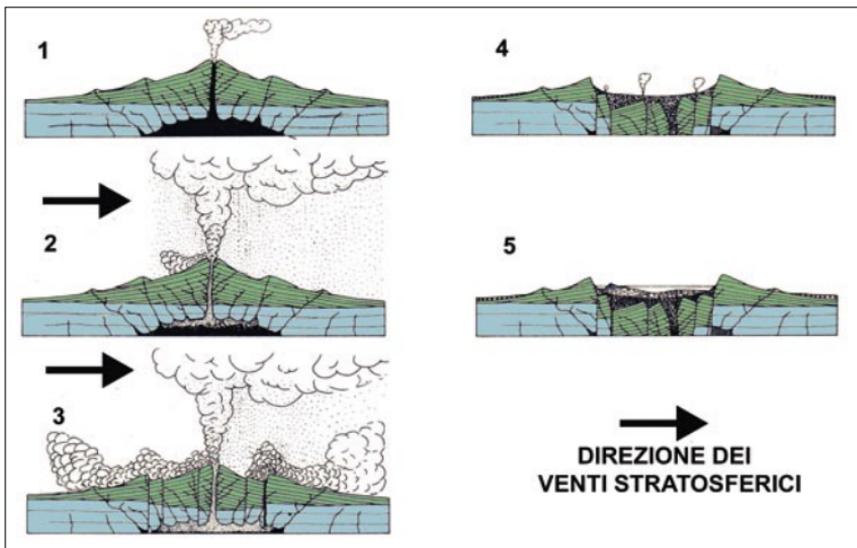


Fig. 80 - Esempio di eruzione esplosiva (da Cortini e Scandone 1987, modificata).

oltre i circa 10-12 km di altezza, che è il limite della troposfera, dove hanno luogo i principali fenomeni meteo).

Questo genere di depositi può essere molto esteso. Ad esempio l'esplosione che ha determinato il deposito della cosiddetta "Ignimbrite campana", che ha avuto origine circa 34.000 anni fa nell'area dei Campi Flegrei (Napoli), ha generato una nube di ceneri che si è depositata su buona parte del Mediterraneo orientale ed ha lambito l'isola di Creta. Questo strato di cenere viene usato come livello guida nello studio delle carote di sedimento estratte dai fondali marini.

Per avere un'idea della violenza dell'esplosione, che probabilmente ha devastato una grandissima parte del territorio ed ha modificato il clima di quel periodo, basti pensare che i ricercatori hanno calcolato in circa 80 km cubi la quantità di magma eruttato durante l'esplosione.

I ricercatori hanno studiato alcuni depositi vulcanici caratteristici presenti nell'Appennino, che sono stati datati con metodi basati sul decadimento radioattivo, per le correlazioni cronologiche dei depositi glaciali e di altro tipo, riferibili al ritiro dopo l'ultimo massimo glaciale.

In particolare sono stati usati come livelli guida tre strati di tephra, il primo, più antico, datato 19.100 ± 650 anni B.P. di provenienza incerta, il secondo datato 14.180 ± 260 anni B.P. proveniente dall'Etna, ed infine il terzo, riferito all'episodio esplosivo del "Tufo Giallo Napoletano" dei Campi Flegrei, datato 12.300 ± 300 anni B.P.. La presenza di uno di questi tephra, indica che il cordone morenico è sicuramente più antico della data corrispondente, altrimenti il sottile strato di cenere sarebbe stato cancellato da una successiva ipotetica riavanzata glaciale. Ricordiamo che B.P. significa "before present" cioè prima del presente, dove per "presente" si intende per convenzione il 1950.

STOP 9 - Circo e depositi glaciali, ulteriori metodologie di ricerca sullo studio delle variazioni climatiche.

In questo stop approfondiremo ancora altri interessantissimi argomenti inerenti le glaciazioni e le variazioni climatiche, non prima di aver osservato ancora una volta l'effetto dell'esa-razione glaciale.

Il circo sottostante M. di Cambio in direzione di Vallone Capo Scura, è praticamente speculare a quello visto nello stop precedente. Tornando alla figura 78, vediamo come la faglia di

M. di Cambio, dopo aver tagliato la parte alta del circo glaciale del rifugio Vallebona, prosegue verso Sud-Est.

L'erosione glaciale sul fianco Sud-orientale di M. di Cambio, è stata chiaramente influenzata dalla presenza della faglia normale, ed ha determinato la formazione di un circo molto incavato ad una quota relativamente bassa. Il ghiacciaio ha scavato la valle seguendo fedelmente la direzione della faglia, direzione che non a caso si raccorda con il sottostante Fosso dei Cavalli (figura 81), che precipita dritto nel sottostante Vallone Capo Scura.

Nella valle i ricercatori hanno individuato fino a cinque cordoni morenici frontali. Tra l'ultimo ed il penultimo cordone, c'è un gradino di origine glaciale, visibilissimo guardando verso Sud-Est. Più in basso, dopo la fonte dei Cavalli, i depositi morenici coesistono con altri di origine fluviale o fluvio-glaciale. I depositi morenici che stiamo osservando, secondo i calcoli basati sulla variazione del limite delle nevi perenni, sarebbero di poco più antichi del rock glacier della Vall'Organo.

Dopo queste brevi osservazioni, proseguiamo il nostro approfondimento sul glacialismo e le variazioni climatiche quaternarie. Lo studio delle variazioni climatiche basato sulle tracce lasciate dagli antichi ghiacciai, fornisce informazioni a volte non univoche, perché lo sviluppo dei ghiacciai dipende da vari fattori. Nell'introduzione abbiamo già evidenziato come alla fine



Fig. 81 - Circo glaciale che si raccorda con il Fosso dei Cavalli.

del Pleistocene (10.000 anni fa) avvenne la scomparsa della calotta glaciale nordeuropea, mentre la calotta nordamericana scomparve dopo 2.000 anni. Inoltre i depositi glaciali forniscono informazioni solo sui periodi di massima espansione e sul ritiro definitivo dei ghiacciai. Le informazioni precedenti sono state quasi tutte cancellate dall'ultima riavanzata dei fronti glaciali, che ha rielaborato i depositi morenici più antichi. Le uniche informazioni che rimangono, riguardano quindi le ultime fasi di ritiro dei ghiacciai.

Per ottenere informazioni continue sulle variazioni climatiche, si devono studiare sedimenti depositi in continuità e su vastissime superfici, non solo su quelle occupate dagli antichi ghiacciai o nelle aree limitrofe. Queste condizioni ottimali di studio si trovano nei sedimenti dei fondali oceanici. Tecniche di studio della variazione dei rapporti tra i vari isotopi di un certo elemento (nel caso che ci interessa, è l'ossigeno), sono state applicate proprio sui sedimenti oceanici, dove si trovano grandi quantità di foraminiferi con guscio composto da carbonato di calcio.

L'ossigeno presente nel carbonato di calcio dei gusci degli organismi, ha una composizione isotopica che rispecchia quella dell'ossigeno presente nell'acqua quando l'organismo era in vita. Normalmente l'ossigeno è composto in gran parte dall'isotopo ^{16}O ed in minor parte dall'isotopo ^{18}O , che ha due neutroni in più, quindi è più pesante. La percentuale di ^{18}O presente nelle molecole di acqua, dipende dalla temperatura di raffreddamento delle masse d'aria da cui provengono le precipitazioni. Più la temperatura è bassa, minore è la quantità di isotopi pesanti presenti nella pioggia o nella neve.

I ghiacciai fissano l'acqua nel ghiaccio e la sottraggono al normale ciclo che la riporterebbe al mare. Quindi, durante i periodi glaciali, maggiori quantità di ^{16}O viene sottratta al ciclo normale dell'acqua. Di conseguenza aumenta la percentuale di ^{18}O nell'acqua marina e nei gusci degli organismi unicellulari che si trovano nei sedimenti oceanici.

Le analisi condotte su moltissime carote di sedimenti, hanno portato i ricercatori alla costruzione di una curva (figura 82) che descrive le variazioni dei rapporti isotopici ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$) durante il Quaternario.

Questa curva presenta delle variazioni cicliche ogni 100.000 anni circa, con picchi di rapporti isotopici ora bassi ora alti. I picchi sono chiamati "stadi isotopici" e sono contrassegnati da un numero crescente man mano che ci si riferisce alla epoche più remote. Con i numeri dispari si indicano gli stadi corrispondenti

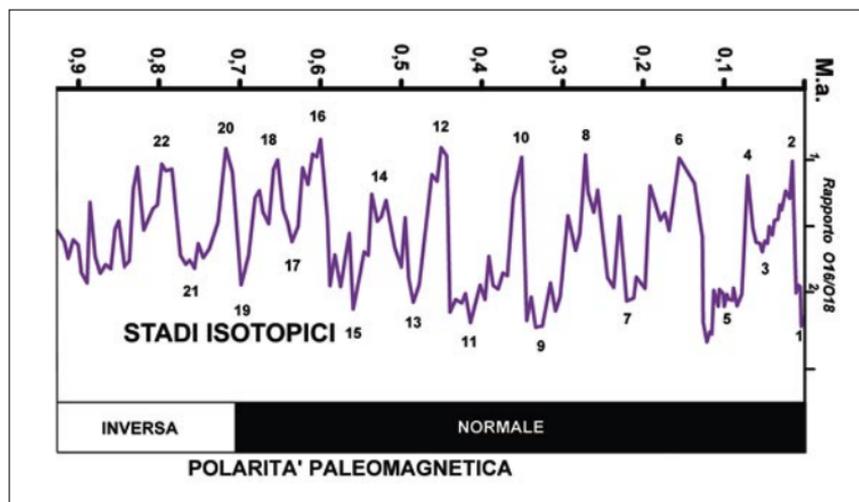


Fig. 82 - *Stadi isotopici.*

ti a grandi riduzioni delle coltri glaciali, con i numeri pari quelli corrispondenti a grandi espansioni. La data di riferimento riportata nella figura di 700.000 anni, che separa la zona bianca da quella nera in basso, è stata ottenuta dai ricercatori studiando le cosiddette "inversioni" del campo magnetico terrestre (il polo Nord e Sud magnetico si scambiano di posizione), che avvengono periodicamente e che vengono registrate dalle rocce oggetto delle ricerche. Queste variazioni vengono studiate con metodi di analisi geofisiche e consentono, con opportune misurazioni, di stabilire in quale epoca di polarità (normale o inversa), si è formato un sedimento o una roccia. Servono quindi a fissare ulteriori punti di riferimento temporali che valgono per le rocce su tutta la Terra.

La continuità dei dati a disposizione, ha permesso di stabilire che i processi di espansione delle calotte glaciali sono stati relativamente lenti e discontinui, con avanzate ed arretramenti, mentre quelli di deglaciazione sono stati molto più rapidi.

L'analisi dei dati forniti dai carotaggi oceanici ha permesso di integrare le vecchie teorie sulle cause delle glaciazioni, che accenneremo per completare il quadro degli studi sui cambiamenti climatici del Quaternario. La teoria forse più conosciuta, è quella di Milankovic. Secondo questa teoria, le cause delle glaciazioni sarebbero da ricondurre alle variazioni cicliche dei moti astronomici della Terra, che abbiamo descritto nell'itinerario n. 1 ultimo stop. Queste variazioni cicliche provocherebbero una discontinua distribuzione dell'insolazione sul globo terrestre, con evidenti ripercussioni sul clima.

Esistono comunque molte altre teorie, nessuna delle quali, però, spiega da sola un fenomeno complesso, che dipende anche dalla distribuzione delle terre emerse, delle catene montuose, delle correnti marine, ecc. ecc..

Lo studio dei cartotaggi dei sedimenti marini, sono comunque un punto fermo in quanto rappresentano dati di fatto, non semplici teorie da dimostrare. Altri dati sulla storia del clima si possono ricavare dallo studio delle variazioni del livello dei laghi, come quello del Fucino, che presentava alti livelli in corrispondenza di periodi di forte sviluppo glaciale e bassi livelli durante le fasi di ritiro. Altri ancora si ottengono dai cosiddetti diagrammi pollinici, che derivano da analisi del contenuto di polline delle varie specie vegetali che si rinviene in sedimenti lacustri, o nelle torbiere. La composizione della vegetazione all'epoca della sedimentazione dei pollini, riflette il clima dell'epoca: ad esempio, percentuali maggiori di polline di quercia indicano un clima caldo, percentuali maggiori di conifere indicano clima freddo. In ultimo, l'analisi degli anelli di accrescimento degli alberi (che si possono effettuare con dei piccoli carotaggi, senza segare il tronco alla base ed uccidere quindi il testimone vivente dei cambiamenti climatici), forniscono ulteriori informazioni per i periodi più recenti, fino a circa 3000 anni fa. Maggiori spessori di un anello indicano per la stagione primaverile ed estiva un clima più caldo ed umido, favorevole alla crescita, anelli meno spessi indicano annate più fredde o più secche.

L'incrocio di tutti questi dati, consente una ricostruzione relativamente precisa delle fasi climatiche che si sono succedute nel tempo.

Altri interessantissimi metodi di ricerca sono descritti nel libro del Prof. Smiraglia, citato in bibliografia, di cui si consiglia la lettura.

LETTURE CONSIGLIATE

- BOSELLINI A. (1989): *La storia geologica delle Dolomiti*. Edizioni Dolomiti.
- CARTON A. & PELFINI M. (1988): *Forme del paesaggio d'alta montagna*. Ed. Zanichelli.
- CORTINI M. & SCANDONE R. (1987): *Un'introduzione alla Vulcanologia*. Ed. Liguori
- METZELTIN BUSCAINI S. (1986): *Geologia per alpinisti*. Ed. Zanichelli.
- SMIRAGLIA C. (1992): *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia*. Ed. Zanichelli.

Per un approfondimento scientifico

- ANGELINI S., FARABOLINI P., MENOTTI R. C., MILLESIMI F., PETITTA M. (2004): *Carta geomorfologico-turistica di Monte Terminillo*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze 2004.
- CALAMITA F., DEIANA G., INVERNIZZI C. & MASTROVINCENTO S. (1987): *Analisi Strutturale della "linea Ancona-Anzio" auct. tra Cittareale e Micigliano (Rieti)*. Boll. Soc. Geol. It., 106, pag. 365-375.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978): *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la linea Ancona-Anzio, dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Rom. 17, 161-189.
- CASTIGLIONI G. B. (1979): *Geomorfologia*. Ed. UTET.
- COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1991): *Stile strutturale dei monti Reatini e dei monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, CROP 11, 55-61.
- D'ALESSANDRO L., DE SISTI G., D'OREFICE M., PECCI M. & VENTURA R.: *Geomorfology of the summit area of the Gran Sasso d'Italia (Abruzzo, Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 26 (2003), 125-141.
- DEIANA G., PASQUALINI L., SALVUCCI R., STROPPIA P. & TONDI E. (1996): *Il sistema dei sovrascorrimenti dei Monti reatini: analisi geometrica e cinematica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2, 199-206.
- DEMANGEOT J. (1965): *Geomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. C. N. R. S. Paris.
- DOGLIONI C. & FLORES G.: *An introduction to the italian geology*. Scaricabile sul sito del Prof. Doglioni (Uniroma1).

- FEDERICI P. R. (1979): *Una ipotesi di cronologia glaciale würmiana, tardo e post-würmiana nell'Appennino centrale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 2, 196-202.
- GIRAUDI C. (1998): *Il glacialismo tardo-pleistocenico del massiccio del Terminillo (Lazio- Appennino centrale)*. Il Quaternario, 11 (1), 121-125.
- GUGLIELMIN M. (1997): *Il Permafrost Alpino*. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria.
- IMONT e AIGEO (2006): *Testimoni di una montagna scomparsa. Contributo alle metodologie d'indagine delle forme periglaciali relitte. Problematiche e applicazioni in differenti ambienti morfodinamici*. Quaderno della Montagna n. 8, a cura di: A. Chelli, P. D'aquila, M. Firpo, S. Ginesu, M. Guglielmin, M. Pecci, M. Pappalardo, T. Piacentini, C. Queirolo, G. Robustelli, F. Scarmiglia, S. Sias, C. Tellini. Bonomia University Press, Bologna.
- PIANA F. (1991): *Configurazione geometrica ed evoluzione cinematica della zona di convergenza strutturale tra l'arco umbro ed il dominio laziale-abruzzese (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, CROP 11, 85-93.
- SOCIETA' GEOLOGICA ITALIANA: *Guide Geologiche Regionali* vol. 5 (Lazio) e 10 (Abruzzo). Ed. BE-MA.

GLOSSARIO

Bauxitici (depositi). Si tratta di rocce nate da antichi suoli che si sono formati in ambiente tropicale arido su terre emerse, a discapito del primitivo substrato roccioso. Le successive trasformazioni dei suoli in una roccia di diverso tipo, hanno concentrato in noduli i minerali di bauxite contenenti idrossidi di ferro ed alluminio che si erano formati a causa dell'alterazione chimica della roccia madre.

Basalto. Si tratta di una roccia effusiva, dovuta cioè ad eruzione di un magma. Il magma ha a sua volta origine nel mantello (vedi la voce "crosta"). Il basalto è una roccia molto scura e pesante costituita da cristalli di silicati ed ossidi di ferro e magnesio ed altri componenti minori.

Carbonatiche (rocce). Si tratta di rocce chimicamente composte da carbonato di calcio (calcite) oppure da carbonato di calcio e magnesio (dolomite), ed in minor misura da solfato di calcio idrato (gesso), solfato di calcio (anidrite) ed altri componenti minori. Le rocce composte da calcite sono i calcari, quelle composte da calcite e dolomite, mescolati in proporzioni variabili, sono le dolomie. I gessi o le anidriti in generale sono presenti in piccoli strati o noduli all'interno di calcari e dolomie.

Cordoni morenici. Si tratta di depositi glaciali lasciati durante un'avanzata e successivo arretramento dei fronti dei ghiacciai, oppure dovuti alla permanenza del fronte per un certo periodo in una determinata posizione. In entrambi i casi si ha un deposito a forma di anfiteatro, cordone, o argine, composto da detriti (trasportati dal ghiacciaio) dalle dimensioni più varie e mescolati tutti insieme, con aspetto caotico.

Correnti di torbida. Il fondale marino si divide, a partire dalla costa, da una prima zona compresa tra 0 e 200 m circa di profondità chiamata "piattaforma continentale", da una seconda compresa tra i 200 ed i 1000 m circa di profondità, chiamata "scarpata continentale", più ripida della prima, e dalle piane abissali, che si estendono fino a 4-5000 m di profondità. In alcune zone del pianeta ci sono anche delle "fosse" ancora più profonde, in corrispondenza di zone di subduzione. Le correnti di torbida sono frane sottomarine che, partendo dal bordo della scarpata continentale (dove si accumulano grandissime quantità di sedimenti trasportati dai fiumi e dalle correnti marine), si incanalano a forte velocità in canyon sottomarini, coinvolgendo nel loro movimento verso il fondo parte dei sedimenti che incontrano, che vengono inglobati in una nuvola densa di acqua sabbia e fango che si propaga per lunghissime distanze. I sedi-

menti più fini vengono depositati anche a centinaia di chilometri di distanza.

Crosta. La Terra è divisa in nucleo, mantello e crosta. Le differenze riguardano la loro composizione chimica. Il nucleo, che si trova da 2880 km di profondità fino al centro della Terra, ubicato a 6370 km, si suppone composto principalmente da metallo (ferro e nichel), con una zona centrale allo stato liquido. La crosta rappresenta la parte più superficiale ed è diversa a seconda che si tratti di crosta oceanica, spessa pochi km e composta principalmente di *basalto*, oppure di crosta continentale, spessa fino ad alcune decine di km e composta alla base da rocce cristalline di tipo granitico ed in superficie da rocce di varia origine, sedimentarie, vulcaniche o anche metamorfiche (queste ultime sono rocce di tipo cristallino derivanti dalla trasformazione degli altri tipi di rocce da parte della pressione e di alte temperature). Il mantello, che si trova tra la crosta ed il nucleo, è ad una profondità tra i pochi km sotto gli oceani o decine di km sotto i continenti, ed il confine del nucleo a 2880 km di profondità. E' composto da silicati ed ossidi di ferro e magnesio.

Dolomitizzazione. Processo di trasformazione del carbonato di calcio (calcite) in carbonato di calcio e magnesio (dolomite). Benché sia possibile la precipitazione diretta di cristalli di dolomite, gli studiosi propendono a credere che la dolomia (ovvero la roccia composta da calcite e dolomite), sia nella maggioranza dei casi frutto di processi chimici successivi alla deposizione dei sedimenti, come è illustrato nel capitolo della nascita dell'Appennino.

Epicontinentale. Letteralmente significa "sopra il continente". Un mare epicontinentale è un mare i cui fondali, generalmente di scarsa profondità, poggiano su *crosta* continentale.

Faglie normali (o dirette). Una faglia è una frattura della roccia, di grandi dimensioni, dove le due parti hanno subito un sensibile spostamento relativo. La frattura può essere unica oppure composta da più piani paralleli, o infine rappresentata non da superfici nette ma da una fascia di rocce talmente fratturate da essere letteralmente polverizzate. Quando sono dovute a movimenti di distensione (stiramento), si hanno faglie normali o dirette. Quando la faglia è invece dovuta a movimenti di compressione delle rocce, si hanno faglie inverse. Nelle faglie trascorrenti il movimento relativo tra i due blocchi avviene sul piano orizzontale, cioè le due parti scorrono in orizzontale l'una contro l'altra. Le faglie indicano generalmente un comportamento "rigido" della roccia. In condizioni diverse la roccia può avere un comportamento "plastico". In questo caso non si generano

fratture ma pieghe. Esistono anche casi intermedi, cioè pieghe seguite da faglie.

Flysch della Laga. Si tratta di una successione molto potente di rocce originariamente costituite da sabbie ed argille. Il grande spessore, ben visibile sui monti della Laga, indica una fonte notevole di produzione dei sedimenti nel Miocene superiore, epoca di formazione dei sedimenti, dovuta alla presenza di terre emerse in rapido sollevamento (quindi rapida erosione e trasporto verso il mare di grandi quantità di sedimenti).

Graben. E' una vera e propria "fossa" di origine tettonica, creata da due sistemi simmetrici di faglie dirette che isolano il blocco centrale sprofondato. La fossa tettonica diventa sede di accumulo di grandi quantità di sedimenti.

Orogenesi. Processo di nascita delle catene montuose, causato dallo scontro tra le *placche*.

Placca. Da un punto di vista del comportamento meccanico, la parte più esterna della terra si divide in litosfera ed astenosfera. La litosfera comprende la parte più superficiale del mantello e la *crosta*. Ha un comportamento di tipo rigido. L'astenosfera, che comprende una parte più profonda del mantello ubicata tra la base della litosfera fino a circa 350 km di profondità, ha invece un comportamento più plastico. Le placche sono porzioni di litosfera, con spessori variabili da pochi km sotto gli oceani, fino a circa 200 km sotto i continenti. Le placche di litosfera si muovono rispetto alla astenosfera, trascinando nel loro movimento i continenti come delle zattere. Esistono anche placche che non hanno continenti (come ad esempio la placca del Pacifico).

Rigetto. Spostamento relativo subito dai blocchi di roccia separati da una faglia. Può arrivare anche a migliaia di metri (attraverso spostamenti progressivi). Questi spostamenti, che avvengono solitamente con una fase iniziale di lenta deformazione seguita dalla rottura improvvisa della roccia, danno origine ai terremoti a causa del brusco movimento di rottura, che rilascia onde elastiche.

Riss. Penultima glaciazione, avvenuta tra circa 250.000 e 127.000 anni fa.

Rocce silicatiche. Sono rocce costituite da minerali di silicio, prevalentemente silicati di ferro, magnesio, alluminio, calcio, sodio, potassio, oppure quarzo (ossido di silicio), o idrossidi di alluminio e silicio.

Rocce stratificate. L'aspetto stratificato di alcune rocce è dovuto alla presenza dei cosiddetti "giunti di strato", che separano i vari strati. I giunti possono avere varie origini. Si formano durante un periodo di stasi della sedimentazione, o di cam-

biamento della velocità di deposizione dei sedimenti, oppure a causa dell'emersione dei fondali con erosione e successivo sprofondamento con nuova deposizione, o a causa del cambiamento del tipo di sedimenti, o per altre cause.

Semigraben. Si tratta di una forma tettonica originata dal progressivo sprofondamento e parziale ribaltamento di un blocco, che si ribassa generalmente lungo una faglia "listrica", (ovvero lungo una superficie curva e concava verso l'alto), inclinandosi. Ciò crea una depressione tra il blocco ribassato e quello adiacente, depressione che diventa sede per l'accumulo di una grande quantità di sedimenti.

Sovrascorrimenti. Accavallamento di una parte della crosta sopra un'altra, lungo superfici di scollamento. I sovrascorrimenti indicano spinte tettoniche compressive, dovute al movimento di scontro delle *placche*.

Würm. Ultima glaciazione, avvenuta tra circa 75.000 e 10.000 anni fa. Ha avuto tre punte massime, di cui l'ultima tra circa 25.000 e 18.000 anni fa. La fine della glaciazione, che coincide con la scomparsa definitiva della calotta glaciale europea (che era ubicata all'incirca sulla Scandinavia), indica l'inizio del periodo Olocene, quello in cui viviamo.