SI FORMA - SI DEFORMA - SI MODELLA

Per appassionarsi alla **geologia** senza essere geologi

Corrado Venturini** – **2020 *Seconda edizione* *(Bozza)*

[L'indice completo è alla fine]

EHI... LETTORE!

Anonimo lettore, quasi ignaro di *Scienze della Terra*, quella che stai per intraprendere iniziando a leggere questo libro di Corrado Venturini non è una semplice lettura. E' un viaggio quadridimensionale nel tempo e nello spazio che ti coinvolgerà come un gioco interattivo. Anzi, assai di più, dato che non stai entrando in un mondo di realtà virtuale o immaginata; stai per entrare nel racconto storico di vicende accadute realmente e che nel tempo hanno portato alla formazione del territorio.

L'autore, con la sua prosa fluida e coinvolgente e con esempi semplici da comprendere e a volte fantasiosi, ti condurrà per mano tra continenti che collidono, oceani che si chiudono, montagne che si sollevano e poi vengono erose… Tutto questo per spiegarti i fondamentali processi geologici che infine hanno portato questo angolo di pianeta ad avere l'aspetto che ha adesso.

Non è un racconto semplice. Semplificare il difficile e renderlo comprensibile è il compito arduo che i divulgatori scientifici si pongono come obiettivo. Rivolgersi agli 'addetti ai lavori' è relativamente facile, si può usare un linguaggio da iniziati che coloro che non sono cultori della materia in oggetto però faticano a comprendere. Anche semplificare banalizzando può essere relativamente semplice, se si rinuncia al rigore scientifico. Infine si può semplificare senza rinunciare al rigore e scrivere una storia noiosa e piatta, poco interessante. Sono pochissimi quelli che, come Corrado, hanno il talento di raccontare la loro materia in modo semplice ma coinvolgente e di rendere avvincente, fruibile e talvolta divertente la loro scienza.

Sono pochissimi quelli che riescono a trasmettere la loro passione e ad 'infettarne' gli altri come se il piacere per ciò che fanno fosse un virus. Non letale, ma vitalissimo! Un virus con cui negli anni Corrado ha infettato vari suoi studenti al punto da condurli a seguire le sue orme nella ricerca scientifica.

Entra quindi, o lettore, tra le seguenti pagine tranquillo e confidente. Corrado sarà la tua guida, il tuo Virgilio, lo troverai al tuo fianco. Mettiti comodo e inizia a leggere questo racconto affascinante. Spero che tu, come me, che pur da anni sono uno dei primi lettori delle produzioni di Corrado, faccia fatica a staccarti dalla lettura fino a quando avrai terminato. Pensa che l'inizio di quello che ti accingi a leggere sia *"C'era una volta, ma c'era per davvero…"*

Claudia Spalletta
Università di Bologna
Dipartimento di Scienze Biologiche,
Geologiche e Ambientali

---

1. TANTO PER COMINCIARE

1.1 Per chi e perché
1.1.1 Storie d'indubbio fascino

1.2 Geologia: il lato artistico della Natura
1.2.1 Il territorio, un museo a cielo aperto

1.3 Il mirabile ordine
1.3.1 Ambienti che si trasformano in rocce

1.4 Si forma, si deforma, si modella: un paradigma per le geo-scienze
1.4.1 L'albero della conoscenza… geologica
1.4.1.1 La torta distorta

2. DENTRO LA TERRA, SOPRA LA TERRA
3. SI FORMA – SF
4. SI DEFORMA – SD
5. SI MODELLA – SM
6. POCO PER FINIRE

---

1. TANTO PER COMINCIARE

1.1 Per chi e perché

Questo testo non si prefigge di insegnare, ma di mostrare e far capire. Chi lo legge non deve imparare, ma semplicemente farsi coinvolgere e trasportare dai numerosi collegamenti concettuali. E' concepito in maniera nuova per condurre per mano il lettore, attraverso una serie di esempi reali e artifici inconsueti, nel meraviglioso mondo delle *Scienze della Terra*.

Si rivolge tanto ai semplici appassionati di processi e fenomeni naturali – i quali sempre più spesso si domandano le ragioni di molti dei caratteri presenti nell'ambiente – quanto agli studenti interessati all'evoluzione geologico-morfologica di un territorio nel corso dei loro primi approcci con le scienze che investigano l'essenza e le ragioni delle modificazioni, grandi e piccole, del nostro pianeta.

Ho scritto queste pagine anche per farvi prendere coscienza che pure la Natura cosiddetta inanimata, quella 'abiologica' – rappresentata dai sassi, dai granuli di sabbia, dalle rotture delle rocce, dai piegamenti degli strati, dal profilo del paesaggio… – è sempre dotata di un proprio dinamismo vitale. Una manifestazione continua, anche se spesso impercettibile, di un'innata propensione al movimento e all'evoluzione, peculiarità che molti tra voi ritengono prerogativa del solo mondo biologico.

Questo testo descrive e analizza i numerosi segni lasciati dalle forze che agiscono tanto sulla superficie quanto nelle profondità della crosta terrestre. Forze che sgretolano, erodono, smistano e accumulano, compattano e cementano, sospingono e sollevano, piegano, affastellano e frammentano. E poi di nuovo sgretolano, erodono... in un susseguirsi incessante e infinito di deposizioni, deformazioni e modellamenti.

C'è dell'altro. Attraverso la lettura di una serie di immagini mi propongo di educare il lettore alla comprensione dei *come* e dei *perché* alla base dei multiformi caratteri e aspetti geologici del territorio. Sarà come arrivare sulla scena del crimine e, dagli indizi disseminati, ricostruire il delitto.

Dagli *effetti* risaliremo insieme alle *cause* e da queste procederemo alla ricerca del *movente*. In un appassionato scambio di ruoli che spesso vedrà gli *effetti* trasformarsi in *cause*, capaci a loro volta di produrre nuovi *effetti*. Trovare gli *effetti* generati da un qualsiasi fenomeno è più semplice che scoprirne le *cause*. Ma la vera difficoltà sta nel riuscire a determinare il *movente* che a sua volta ha prodotto le *cause* che stanno alla base degli evidenti *effetti*.

Occorre aggiungere che per molti di voi i caratteri del paesaggio sono spesso tanto espliciti nella loro manifestazione quanto incomprensibili nella loro genesi. Per un escursionista abituato a percorrere sentieri e mulattiere sono tante le possibilità di interesse comunicate dagli aspetti sempre vari e affascinanti che la Natura riserva lungo i suoi infiniti percorsi. Curiosità botaniche, faunistiche, forestali, insieme a quelle archeologiche, storiche, di architettura rurale,… Senza considerare le infinite proposte di semplice appagamento estetico: cascate, tramonti, temporali, arcobaleni improvvisi, mari di nubi,...

Tra tutto questo, l'aspetto geologico e morfologico dell'ambiente che attraversiamo è spesso trascurato o disatteso. La carenza di una 'educazione geologica' di base fa sì che per la gran parte degli escursionisti le forme del territorio e le rocce attraversate durante le camminate appaiano pressoché tutte uguali, prive di significato e incapaci di trasmettere sensazioni.

Eppure, se solo l'attenzione fosse maggiormente stimolata all'osservazione più particolare e diretta dei tanti strati e banchi rocciosi incontrati e calpestati durante le innumerevoli escursioni, a molti si spalancherebbe un affascinante, incredibile capitolo di Storia naturale. Un capitolo nel quale le rocce stesse, con prepotenza e vigore, si manifesterebbero nella loro varietà, raccontando storie antiche e recenti, svelando una serie di impensabili e coinvolgenti aspetti, non privi di indubbio fascino.

In questi casi la conoscenza è capace di generare meraviglia e consapevolezza. Sono anche queste le sensazioni che concorrono ad alimentare il rispetto e la tutela dell'ambiente. Ambiente che spesso viene vilipeso proprio per mera inconsapevolezza. Questo volume, tra i suoi vari obiettivi, cerca anche di fornire un contributo in questa direzione: quella del meraviglioso meravigliarsi che passa attraverso la coinvolgente percezione della consapevolezza.

1.1.1 Storie d'indubbio fascino

Il territorio è una sorta di mutevole camaleonte. È sufficiente attendere che il tempo geologico scorra per vedere intorno a noi il palcoscenico naturale che ci ospita – il paesaggio o ambiente che dir si voglia – trasformarsi da mare basso, brulicante di organismi, a mare profondo e buio eventualmente rischiarato solo da improvvise risalite di magma incandescente. Il geologo osserva,

riconosce e raccoglie gli indizi e i dati racchiusi negli affioramenti rocciosi. Uno degli scopi della *ricerca geologica di base* è quello di ricostruire il passato del territorio.

Come e *quando* una successione rocciosa si è formata; *come*, *quando* e *perché* la stessa è stata eventualmente deformata durante le successive compressioni (o distensioni) prodotte dai movimenti della crosta terrestre; *quando* e *come* hanno iniziato ad agire le cosiddette *forze esogene*, capaci di modellare e scolpire le montagne. È davvero come arrivare sul 'luogo del delitto' – spesso parecchi milioni di anni dopo – e cercare di ricostruire la successione degli eventi che prima ha propiziato e in seguito indotto il crimine.

Salendo una montagna, facendosi guidare da mulattiere e sentieri sovente scavati nella roccia, risalendo i corsi dei fiumi e dei torrenti, raggiungendo spesso a fatica le pareti rocciose – non di rado circondate da estesi e impenetrabili grovigli di vegetazione – il geologo percorre e osserva, uno dopo l'altro, un'infinità di strati e banchi rocciosi. Tutti appartengono a un gigantesco mosaico del quale all'inizio non conosce, o comprende solo in maniera molto vaga e approssimata, il disegno finale.

E' sufficiente allora ascoltare i messaggi in codice che provengono da quelle stesse rocce, dalle loro intime deformazioni, dalle loro infinite forme le quali, attraverso i millenni, ne rinnovano continuamente l'aspetto. Per fare sì che i messaggi lanciati da quei medesimi territori si trasformino in immagini vive del loro passato prossimo e remoto, e soprattutto diventino comprensibili a chiunque, occorrono due cose: che i geologi percorrano i luoghi della *memoria geologica* alla scoperta dei punti chiave ricchi di significativi indizi, e sappiano trasformarsi poi in *geo-cantastorie*.

Ossia in quella speciale figura che è in grado di tradurre nel linguaggio dei non esperti le incredibili storie sussurrate dalla materia inanimata. Una materia del tutto speciale che prospera ovunque, sotto e intorno a tutti noi. Sarà suo compito quello di ricostruire le relazioni e le connessioni tra le singole tessere di roccia, sovente contorte, separate e spesso distanziate non poco le une dalle altre rispetto alle originarie posizioni reciproche.

Tra questi stessi geologi ogni tanto si trova qualcuno che, dopo avere tanto osservato e tanto analizzato nel tentativo di comprendere i *come*, i *quando* e i *perché* delle tante cose scoperte e attraversate, cercherà di mediare le conoscenze acquisite traducendole in un linguaggio comprensibile ai semplici appassionati di Natura. Oggi questo compito è spettato a me, attraverso questo volume giunto, dopo due fortunate ristampe, alla sua seconda edizione riveduta ed ampliata.

1.2 Geologia: il lato artistico della Natura

La Geologia e un po' l'Archeologia della Terra. Entrambe – Geologia e Archeologia – sono scienze che utilizzano il territorio come archivio di dati. Ma, a differenza dell'Archeologia, la Geologia studia gli indizi conservati nel territorio per comprendere l'evoluzione… del territorio stesso!

Non si esagera affermando che l'Italia è senza dubbio il paese che, più di ogni altro al mondo, racchiude in sé un'incredibile serie di caratteri, di contenuti e di specificità d'assoluto valore e richiamo.

Complessivamente tali peculiarità la rendono una nazione unica, in grado di proporre e di offrire, nei confini di un territorio di media estensione, un patrimonio di tradizioni e cultura, storico ed artistico, enogastronomico, urbano e rurale, impossibile da eguagliare.

Se consideriamo che ogni città, ogni borgo, ogni località d'Italia, è il risultato di una sorta di stratificazione storica composta di strutture insediative spesso arricchite da pregi artistici ineguagliabili, con prodotti ed effetti capaci di sovrapporsi nel tempo e nello spazio attraverso i secoli, se non addirittura i millenni,… Ebbene, siamo riusciti appena a percepire la superficie di quell'immenso patrimonio rappresentato dalle spiccate unicità del nostro multiforme territorio.

Sono unicità universalmente riconosciute. Occorre tuttavia aggiungere che sono apprezzate nella misura in cui siamo stati e saremo capaci, prima di tutto, di conservarle e valorizzarle, diffondendone nei modi opportuni la conoscenza e favorendone una corretta e rispettosa frequentazione.

Tra i molteplici patrimoni d'Italia ve n'è comunque uno ancora troppo spesso trascurato e raramente considerato tale. Si tratta di quel mirabile archivio tridimensionale rappresentato dalle successioni rocciose che, varie e mutevoli, costituiscono la tangibile testimonianza dei cambiamenti attraversati dal nostro territorio nel corso dell'ultimo mezzo miliardo di anni.

Nel nostro Paese i siti geologici *(geositi)* degni di nota in quanto capaci di stimolare la curiosità e l'attenzione grazie a un discreto – a tratti eccezionale – pregio estetico e un innegabile valore di conoscenza trasmessa, sono alcune migliaia. Si distribuiscono lungo tutta la penisola e le grandi e piccole isole. Sono località in grado, con potente efficacia, di sedurre l'osservatore con la forza dei propri significati da percepire, comprendere, assimilare.

La nostra Italia è ricca di opere d'arte, di vestigia storiche e preistoriche, di reperti e resti archeologici d'eccezione. Ogni cosa è tutelata, valorizzata e spiegata a beneficio del grande pubblico. Questo al fine di gratificarlo rendendolo partecipe e cosciente dei valori che lo circondano e che, per certi versi, dovrebbero anche renderlo fiero.

Ma l'Italia, grazie alle *Catene alpina* ed *appenninica* e ai fiumi e torrenti che le incidono e attraversano, abbonda anche di successioni rocciose splendidamente affioranti, di cascate e grotte, di forre ed alvei fluviali, di accumuli morenici e di ventagli di detriti sparpagliati dalle acque torrentizie e fluviali a formare grandi e piccole pianure, delta e fasce litorali. Tutti attendono solo il momento e l'occasione di essere trasformati in conoscenza da mediare e diffondere.

In altri paesi, dove i *geositi* (ossia i *siti geologici* degni di attenzione e valorizzazione) sono numericamente molto ridotti rispetto ai nostri, la loro valorizzazione è massima, tanto in senso divulgativo quanto didattico. Mi è sempre piaciuto definire la Geologia, e con essa la geomorfologia che ne è parte integrante, come il 'lato artistico della Natura'.

Un paesaggio non è arte solo quando è raffigurato con maestria. Si fa esso stesso archetipo del prodotto artistico. In questa visione diventa artista anche colui il quale sa coglierne il significato e il fascino, scegliendo la giusta angolazione e la corretta prospettiva dalle quali osservarne i contenuti e le forme. Un fascino sottile, in grado di proporre suggestioni, ma che al tempo stesso sollecita domande e chiede esaurienti risposte.

1.2.1 Il territorio, un museo a cielo aperto

L'unicità geologica e geomorfologica che contraddistingue l'Italia è ancora sottoutilizzata. Eppure, anche qui da noi qualcosa, negli ultimi tempi, sta cambiando. Si comincia a percepire un certo fermento, una sorta di incrementato interesse verso quel patrimonio, silente e onnipresente, dotato di un potenziale immenso che aspetta solo di essere valorizzato e messo a frutto.

Non si dimentichi, a questo proposito, la possibilità che tale ricchezza naturale, divulgata nei modi giusti e con le strategie e i mezzi opportuni, si trasformi in volano per lo sviluppo sostenibile di molte aree montane attualmente in fase di declino, spopolamento e, nel peggiore dei casi, abbandono.

Due sono le strade da percorrere per ottenere i risultati sperati: la via *divulgativa* e quella *didattica*. Il progetto di censimento dei *geositi* italiani, già attivo da qualche anno, mirato alla successiva valorizzazione dei più idonei, è a cura delle singole Regioni che agiscono tramite i rispettivi Servizi Geologici coordinati a livello nazionale dall'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale), un ente pubblico di ricerca sottoposto alla vigilanza del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare.

E' l'iniziale corretto primo passo nella direzione della capillare opera di valorizzazione e divulgazione del nostro patrimonio naturalistico 'abiologico'. Un parallelo intervento, finalizzato alla fruizione didattica, capace anch'essa di diventare distribuzione capillare di conoscenza, spetta e spetterà *in primis*, com'è logico, alle Scuole dell'obbligo (v. Cap. 7).

Verrà un giorno, forse non troppo lontano, in cui anche uno spettacolare costone roccioso stratificato, un tipo particolare di erosione, una forra, un alveo fluviale, un ventaglio di alluvioni, si ammirerà nella stessa maniera in cui oggi si apprezzano i templi di Paestum, una scultura rinascimentale o un ponte di tre chilometri a campata unica.

Come di fronte alle opere d'arte o a quelle dell'ingegno umano, il cui fascino estetico è capace di stimolare nell'osservatore anche la ricerca di risposte, così, di fronte ai multiformi caratteri e aspetti di una successione rocciosa o di una peculiare morfologia, la ricerca di notizie sul significato, sulla genesi e sulla loro evoluzione potrà diventare logica conseguenza per un pubblico sempre più appassionato ed esperto nella lettura delle 'cose naturali'.

Con una dose di indispensabile speranza e ottimismo (e, spero, lungimiranza) vedo col tempo il territorio trasformarsi in un *museo a cielo aperto*, sempre accessibile al pubblico. Lo vedo anche arricchirsi di collegamenti virtuali multimediali che propongono ricostruzioni dinamiche in 3D, tabelle e schemi comprensibili al grande pubblico, capaci di informare in modo chiaro e non farraginoso, di educare senza annoiare, di farsi leggere e non solo guardare. Tutto questo per coinvolgere e appassionare attraverso il sottile fascino della conoscenza.

Un *museo a cielo aperto*, dunque. Un museo senza pareti e confini, che accoglie e affascina chi si appresta a frequentarne i contenuti multiformi con la giusta predisposizione mirata all'osservazione, all'ascolto e al rispetto. Come sempre, in questi casi per capire è necessario sfogliare a ritroso il grande album di immagini tridimensionali che il territorio stesso gelosamente conserva, ma altrettanto generosamente espone: le proprie successioni rocciose.

1.3 Il mirabile ordine

Un organismo vivente, animale o vegetale, assume le caratteristiche proprie della specie cui appartiene grazie al particolare codice genetico scritto nelle proprie cellule. Una sorta di programma che gli impone di svilupparsi in un certo modo e secondo una prefissata successione di eventi. Nel farlo asseconderà un disegno preordinato che lo porterà al conseguimento di un *mirabile ordine*.

In un certo senso, assistere alla nascita e crescita di un organismo è come passare giorno dopo giorno, per un anno intero, davanti a un cantiere edile e seguire il progressivo assemblaggio di mattoni, cemento, ferro e acciaio, legno, vetro e ceramica, capaci di dare forma ad un edificio e ai suoi interni secondo un preciso progetto. Quei medesimi materiali, se riuniti in modo differente, avrebbero potuto generare un altro tipo di costruzione, ugualmente funzionale e perfetta.

Animali e vegetali sono organizzati secondo programmi prestabiliti che ogni organismo è in grado di leggere e portare a compimento, alla stregua di un ingegnere che interpreta ed esegue il progetto di uno stabile. Anche il mondo minerale segue una sorta di proprio codice di sviluppo: ogni cristallo è il risultato di una sovrapposizione ordinata di atomi, scelti e saldati assieme secondo un definito progetto geometrico. Un magma che solidifica dà luogo ad una serie di rocce, ognuna composta da un insieme di minerali i quali rappresentano i mattoni, le pietre, le travi del nuovo saldo edificio.

Identificare il regno minerale solo e unicamente con le perfette geometrie dei cristalli è però fortemente riduttivo. E' più logico e completo pensare ad esso come all'insieme di tutti gli effetti causati da quel vario e spettacolare complesso di fenomeni naturali che incessantemente agiscono tanto nelle profondità della Terra quanto, e soprattutto, sulla sua superficie. Fenomeni e processi che complessivamente portano alla formazione degli innumerevoli tipi di rocce. Non solo dunque di quelle magmatiche (v. Cap. 1.3.1).

Non ci può essere differenza di sostanza tra l'esaminare i minerali ben cristallizzati racchiusi in una roccia magmatica e il prendere in considerazione i ciottoli e i granuli accumulati da un fiume sul fondo del suo alveo o dal moto ondoso lungo una spiaggia.

I *sedimenti* e le *rocce* (v. Cap. 2.5.2), di qualsiasi tipo e natura essi siano, rappresentano il meraviglioso concretizzarsi di un insieme di energie – fisiche e chimiche – che operano e agiscono nei multiformi ambienti della superficie terrestre o nelle profondità crostali. Energie che dipendono o interagiscono con variabili e parametri quali la velocità, l'accelerazione, la densità di un flusso, la massa, la viscosità, le dimensioni e le forme di frammenti e particelle, le distanze, le pendenze e le asperità del territorio, ma anche la temperatura, la pressione, nonché l'ordine di fusione e di cristallizzazione dei vari tipi di minerali.

E poi arriviamo noi, esseri umani. Noi, TERRESTRI per antonomasia. Protagonisti aggiunti, entrati in campo a partita iniziata (da moltissimi milioni di anni!), ma obbligati a muoverci con sempre maggior cautela e riguardo se non vogliamo danneggiare irreparabilmente il meraviglioso meccanismo che ospita noi e gli altri infiniti organismi del pianeta.

Noi, assieme a rocce, acqua ed aria in costante interazione reciproca. Sono proprio loro gli altri protagonisti della vita, con i quali – e a volte contro i quali – ci confrontiamo quotidianamente. Rocce ed Acqua, Aria ed Uomo in perenne ed incessante movimento. Da lentissimo a veloce, da rapido fino a vorticoso.

1.3.1 Ambienti che si trasformano in rocce

Una montagna non è soltanto un rilievo. Sotto l'eventuale copertura vegetale si nasconde un nucleo roccioso. La vegetazione e il suolo, quando presenti, sono solo uno speciale vestito. Leggero o pesante esso sia, è sempre un sottile rivestimento rispetto a quello che può essere considerato il 'corpo' roccioso che copre e nasconde.

Le rocce che sorvoliamo in aereo viaggiando da un capo all'altro della Terra, ma anche i frammenti di quelle che prendiamo a calci da giovani per centrare un tombino, o che tiriamo di piatto dentro le pozze d'acqua e i fiumi; i sassi coi quali costruiamo le case in cui viviamo e che frantumiamo per realizzare i viadotti che attraversano le vallate; i sedimenti sabbiosi che calpestiamo durante le estati al mare e quelli che si prestano ad essere trasformati in suolo e fanno proliferare la vegetazione,…

Tutti sono parte integrante della nostra stessa esistenza. Dal nostro sostentamento energetico all'alloggio, dai trasferimenti per terra, per mare e per cielo, al nutrimento e al lavoro, dal riposo allo svago. Dipendiamo sempre dai *depositi* di nostra Madre Terra. E non potrebbe essere diversamente.

La Storia della Terra e delle sue rocce iniziò poco più di 4 miliardi e mezzo di anni fa. La scienza oggi, con maggiore precisione di un tempo, ci puntualizza il dato: 4.560 milioni di anni! Da allora la superficie terrestre si è incessantemente modificata in un frenetico alternarsi di parziali fusioni e raffreddamenti, traslazioni e scontri, sollevamenti e sprofondamenti, inondazioni e disseccamenti, erosioni ed accumuli di prodotti magmatici e sedimentari.

Sono questi ultimi, assieme al loro contenuto fossilifero, a fornirci tangibilmente, uno strato sull'altro, il successivo sopra il precedente, la percezione del trascorrere del tempo geologico. Le rocce, con i loro caratteri e i loro fossili, riescono a raccontare ai geologi non solo i momenti della loro antichissima nascita, ma anche le caratteristiche del lontano mondo del quale ci tramandano, con inconsueta nitidezza, l'originario aspetto.

A questi dati spesso si aggiungono – ed è quasi un miracolo geologico – anche quelli che sono stati in grado di registrare nel proprio intimo! Tra questi c'è perfino la latitudine alla quale le rocce stesse si sono formate (v. Cap. 2.3.3). Meglio di così non si potrebbe sperare di ottenere dai pacchi di rocce! Ma c'è dell'altro e di più. Ogni pacco di rocce con caratteristiche omogenee è il prodotto di un particolare ambiente del passato. Cerco di esprimervi il concetto con parole più dirette. In una qualsiasi laguna tropicale della Terra, proprio mentre voi state leggendo queste pagine, si stanno accumulando dei sedimenti. Si tratta di fanghiglie e di frammenti di gusci destinati col tempo a trasformarsi in rocce compatte (v. Cap. 2.7.1.1).

Nello stesso istante, in una altrettanto lontana pianura, occasionalmente sommersa dalle acque di un'inondazione fluviale, altri depositi di differente natura si stanno sovrapponendo a quelli di precedenti alluvioni (v. Cap. 3.1.1). La medesima piena fluviale sta anche convogliando il proprio carico di sabbie e limi fino a un delta e da lì al mare, dove parte dei granuli potrà scivolare verso le profondità e stratificarsi. Invece, le sabbie abbandonate nel delta emerso col tempo saranno distribuite dalle mareggiate lungo le coste. Andranno a formare spiagge e cordoni di dune costiere rielaborate dal vento.

Come vedete, tanti ambienti e paesaggi tutti diversi fra loro, seppure contemporaneamente presenti, danno origine ad altrettanti depositi. Ognuno di essi sarà differente dagli altri per caratteristiche e contenuti. Tutti questi ambienti sono in grado di generare pacchi di strati che, anche a distanza di parecchi milioni di anni, riusciranno ad essere ancora *letti e interpretati*, fornendo precise informazioni sugli antichi paesaggi che, in un certo senso, 'rivestivano' il territorio. O meglio, erano il territorio stesso. Tutto questo, e non solo questo, è chiaramente leggibile negli strati di una successione rocciosa.

Una serie di analisi più particolareggiate eseguite su quei depositi, antichi fino a molte centinaia di milioni di anni dal presente, fornirà indicazioni sul tipo di clima, sull'entità delle oscillazioni del livello marino, sull'ubicazione e sulla composizione dei massicci rocciosi sottoposti ad erosione in quel preciso e lontanissimo istante geologico, sulle direzioni di percorso degli antichi fiumi e sul limite fra pianura e mare, sull'estensione dei delta e sull'espansione delle scogliere e la loro successiva estinzione, sulla posizione di antichissimi centri vulcanici e sulla direzione di trasporto delle loro ceneri influenzata dai venti.

E su tanti, tantissimi altri caratteri i quali, tutti insieme, concorrono alla ricostruzione di quello che, decine o centinaia di milioni di anni or sono, prima delle compressioni, degli scivolamenti, degli scorrimenti, dei sollevamenti, delle deformazioni e dei raccorciamenti subiti, poteva essere l'aspetto della montagna che periodicamente saliamo, percorriamo e osserviamo, cercando di conoscere e di comprendere come appariva prima di… invecchiare.

1.4 Si forma, si deforma, si modella: un paradigma per le geo-scienze

Uno dei grandi ostacoli alla comprensione dei vasti contenuti che afferiscono alle *Scienze della Terra* è la mancanza di contenitori omogenei capaci di raggruppare, sotto terminologie concrete e facilmente identificabili, gli innumerevoli effetti, fenomeni e processi dei quali siamo abituali e spesso inconsapevoli spettatori.

Dalla mobilità del pianeta, sintetizzata nella teoria della *Tettonica delle placche* – anche se sarebbe più significativo chiamarla *Cinematica delle placche* (dal greco *kínēma* = movimento) – scaturiscono tre grandi insiemi di effetti. Solo tre in tutto (v. Capp. 3, 4 e 5), in grado di spartirsi ogni evento, ogni processo, ogni prodotto che accade, si sviluppa o si genera negli ultimi chilometri di crosta terrestre. Superficie compresa, naturalmente.

Se facciamo caso, esistono già tre termini scientifici che possono vantare questa particolarità. Hanno però il grande svantaggio di essere tutti ostici e ugualmente impronunciabili: *litogenesi*, *tettogenesi* e *morfogenesi*. Per renderli meno devastanti e più comprensibili sono stati qui popolarizzati nei loro equivalenti: SI FORMA, SI DEFORMA e SI MODELLA.

Questa 'terna geologica' assurta a *paradigma delle geo-scienze*, non può essere considerata una semplificazione riduttiva. Utilizzandola, il sapere non è minimizzato o reso in modo parziale, né tantomeno travisato. Acquisisce semmai il valore di una sorta di traduzione mediata, scientificamente corretta e, soprattutto, alla portata di tutti.

Al SI FORMA (v. Cap. 3) faranno naturale riferimento soprattutto i processi di generazione che stanno alla base dei vari tipi di *rocce sedimentarie*. In questo 'contenitore concettuale' trova spazio

anche la trattazione delle *rocce magmatiche* e, in special modo, di quelle vulcaniche. Al SI FORMA apparterranno dati e fenomeni ascrivibili alla *sedimentologia*, alla *stratigrafia*, alla *paleontologia*, alla *mineralogia*, nonché ai depositi ad esse collegati.

Il SI DEFORMA (v. Cap. 4) sarà il passo successivo. Risulta in grado di inquadrare i processi, e i relativi effetti che rappresentano il destino di gran parte delle successioni rocciose. Confluiscono in questo contenitore tanto gli elementi deformativi (v. Capp. 4.2.1 e 4.2.2) di una *catena orogenetica*, con *faglie* e *pieghe*, quanto la sismicità e i suoi riflessi sui volumi crostali, nonché i prodotti del *metamorfismo regionale* (v. Cap. 4.5.1). Nel SI DEFORMA si trovano i riferimenti alla *tettonica* e alla *cinematica*, con richiami alla *petrografia*, alla *geochimica* e alla *geofisica*.

Il SI MODELLA (v. Cap. 5) descriverà e valuterà i dati e i processi di alterazione, erosione, esarazione e dissoluzione di qualsiasi volume crostale, alle più varie scale. In sintesi si occuperà degli smantellamenti, siano essi dovuti alla sola forza di gravità, all'azione chimica o a quella di determinati agenti (acqua, ghiaccio, vento) che si trasformano in… 'portatori sani'! Tutti effetti ascrivibili alla *geomorfologia* e alla *pedologia*.

I processi e le conseguenze del SI MODELLA sono spesso la logica conseguenza del SI DEFORMA, capace di sollevare le successioni rocciose oltre il livello del mare e oltre l'orizzonte della pianura, esponendole così alle aggressioni chimiche e soprattutto fisiche. Lo stesso SI MODELLA crea a sua volta gli irrinunciabili presupposti per lo sviluppo di nuove successioni sedimentarie (SI FORMA). In altre parole l'erosione, se da un lato smantella le montagne, dall'altro procura sempre nuovi materiali detritici che, trasportati verso e attraverso le pianure e i fondali marini, vanno a formare le future successioni sedimentarie stratificate.

Queste ultime sono potenzialmente destinate, fra cinque, dieci o forse cento milioni di anni, a risentire a loro volta degli effetti di una prossima collisione crostale: piegandosi, affastellandosi e forse subendo un'impronta metamorfica (SI DEFORMA). Nuove montagne per ricominciare con rinnovate erosioni (SI MODELLA), trasporti e accumuli sedimentari (SI FORMA), l'infinito alternarsi di ruoli sul mobile e imprevedibile palcoscenico crostale del pianeta Terra. Prenderne atto significa comprendere che i tre gruppi di dati si collegano tra loro non linearmente ma circolarmente, senza un preciso inizio o tantomeno una fine (Fig. xx).

L'utilizzo di questo *paradigma delle geo-scienze* si rivela utile da due opposte prospettive. La prima riguarda la comprensione generale delle *Scienze della Terra*, intese come rapporti cause/effetti raggruppabili in insiemi omogenei e distinti, ma al tempo stesso in mutua interazione. La seconda, al contrario, parte dall'osservazione di un dato processo/fenomeno naturale e/o dei suoi effetti sul territorio e cerca, attraverso il ragionamento, di collocarli nella *griglia concettuale*, portandoli ad occupare una precisa posizione logica, vantaggiosa per la comprensione generale.

A questo proposito posso citare, per esperienza diretta, che nelle numerose occasioni in cui mi sono avvalso di tale paradigma (o *griglia concettuale*), utilizzandolo tanto in ambito divulgativo quanto didattico (mostre, geo-chiacchierate, Scuole dell'obbligo (v. Cap. 7), corsi di laurea triennali), ho riscontrato un netto miglioramento della comprensione generale, con la conseguente capacità degli ascoltatori di interagire con la materia, dimostrando assimilazione e memorizzazione di quanto appreso.

1.4.1 L’albero della conoscenza… geologica

Il *geo-albero* si propone come una sorta di icona con funzione di orientamento e di collegamento tra i complessi contenuti delle geo-scienze. I tre insiemi di dati commentati sopra (v. Cap. 1.4) fanno capo a un tronco unico che rappresenta il movente e il presupposto di base per la loro esistenza e affermazione: la teoria della *Tettonica delle placche*. Quest’ultima è propedeutica ad essi in quanto capace di giustificare e motivare la genesi dei dati appartenenti tanto al SI FORMA, quanto al SI DEFORMA, nonché al SI MODELLA.

La stessa *Tettonica delle placche* a sua volta affonda le proprie radici e ragioni d’essere in profondità, nella dinamica dell’*astenosfera* (una sorta di *geo-nutella*; v. Cap. 2.1), regolata dalle caratteristiche fisiche dell’interno terrestre.

L’utilizzo del *geo-albero* si dimostra pertinente anche per un altro motivo. Consente di inserire nel palinsesto concettuale anche i *rischi* e le *risorse*, considerati come rapporto Uomo-Terra alla luce del ruolo crescente che negli ultimi decenni i due argomenti hanno conquistato, a ragione, nei palinsesti delle *Scienze della Terra*.

1.4.1.1 La torta distorta

Non è semplice raffigurarsi un territorio, gigantesco e tridimensionale, ancora pianeggiante ma costituito, fino in profondità, da *sedimenti* e *rocce* stratificate. Per chilometri di spessore e decine di migliaia di chilometri cubi di volume. Ancora più difficile sarebbe figurarsi le modificazioni che quello stesso volume di territorio potrebbe subire col trascorrere dei milioni d’anni. Il territorio allora – per cercare di capire – diventerà una torta. Un semplice dolce da osservare mentre si modifica e geologicamente si evolve.

Pensiamo dunque a una torta. Immaginiamola gustosa, composta da una successione di sottili strati di pan di Spagna alternati a livelli ora di cioccolata ora di crema. Prima di presentarla in tavola seguiremo una procedura insolita, ma necessaria per rendere l'esempio più realistico e prossimo alla realtà. Appoggiamo la torta sopra un tavolo posto a ridosso di una parete, e cominciamo a spingerla lentamente verso quest’ultima fino a comprimerla e deformarla interamente. In essa si produrranno fratture, sbriciolamenti, divisioni. Lenti ma inesorabili scorrimenti di un pezzo rispetto all’altro. Quelli che erano i suoi livelli interni, continui e orizzontali, ora verranno spinti in superficie lungo le rotture e le risalite delle porzioni più sollevate. Una vera rivoluzione.

La torta non ha più nulla che ricordi la sua forma iniziale, né il suo originale, tranquillo assetto orizzontale. Anche se, non dimentichiamolo, è ancora tutta lì, sul tavolo. Compressa e strizzata, ma sempre abbastanza compatta, pur se la sua forma ormai richiama quella di una torre diroccata. Il nuovo aspetto non è certo dei più invitanti. Prima di portarla in tavola è forse meglio cospargerla di zucchero a velo per mascherarne lo scempio.

La torta, o per meglio dire la sua più recente modifica, fa il suo ingresso in sala da pranzo accompagnata da un silenzioso coro di sguardi poco convinti. Inutile spiegare che l’ho fatto per il bene della divulgazione scientifica, nessuno capirebbe. Alla paletta per tagliare il dolce sostituisco un cucchiaio – molto più idoneo – dato il caso. Con un senso di malcelato disagio viene usato a turno dagli invitati. C’è chi con quello asporta una parte di dolce da una parete laterale della torta informe,

chi invece preferisce raccogliere la propria porzione scavando una sorta di trincea che scende dalla sommità giù fino alla base; altri al contrario vi avvitano il cucchiaio, avendo cura di farlo nei blocchi che più degli altri conservano una certa integrità, formando così delle buche strette e profonde; altri ancora scavano delle gallerie orizzontali intercettando fitti strati di crema, cioccolato e pan di Spagna, contorti e ripiegati dalle mie poco gradite compressioni.

"Fermi così!" grido io a questo punto, bloccando gli esterrefatti presenti che alla sorpresa della *torta distorta* aggiungono il disappunto per il mio intervento inatteso. "*Osservate, prego"* aggiungo con più calma invitandoli a considerare l'oggetto dei loro scavi. "*Questo è un ammasso di dolce. Un tempo era una torta a strati. Potrei allo stesso modo dirvi: guardate oltre la finestra, quella è una montagna. Una volta era una regolare successione di strati orizzontali. Adesso vi chiedo di soffermarvi sui solchi e le trincee che avete prodotto col cucchiaio nel dolce che vi ho presentato. Fate caso come lungo quelle incisioni affiorino frammenti e tratti degli strati dell'originaria torta. Guardate nuovamente la montagna: trincee e solchi corrispondono a strade e sentieri, a valli e forre scavate da corsi d'acqua. Allo stesso modo troviamo rappresentati pozzi di trivellazione e gallerie.*

Badate inoltre a come lo zucchero a velo, inizialmente distribuito a pioggia e cancellato successivamente lungo le impronte e incisioni da voi prodotte con i cucchiai, sia diventato l'equivalente della vegetazione che sui rilievi montani spesso cela, ricoprendola, buona parte degli affioramenti rocciosi. Provate adesso, dopo aver preso atto della possibile similitudine, a considerare quanto di quell'iniziale torta resta sul tavolo. L'originaria continuità dei singoli livelli di crema, cioccolato e pan di Spagna, depositati uno dopo l'altro e uno sopra l'altro, è stata disgregata dalle lente, inesorabili compressioni contro la parete.

I vostri interventi sul dolce hanno scavato, eroso e messo in evidenza significative e ben sviluppate successioni fatte di strati differenti. Attraverso una serie di collegamenti e confronti tra le varie successioni di strati affioranti nei diversi punti dell'ammasso, è possibile ricostruire quella che era l'originaria composizione della torta, definendo il numero e il tipo dei livelli che la formavano e in quale sequenza e posizione risultavano deposti, prima che le mie devastanti spinte sacraboltassero tutto."

Una montagna, composta di strati in origine sovrapposti orizzontalmente, è dunque come una torta che una compressione contro una parete ha spezzato, frantumando e accavallando in fette contorte. E quando con un cucchiaio scaveremo in quell'ammasso di pan di Spagna, crema e cioccolato, mettendo in luce gli originali livelli del dolce, piegati e spostati lungo i numerosi movimenti tra fetta e fetta, meravigliati noteremo l'incredibile somiglianza tra quella strana *torta distorta*, rotta e scavata, e le nostre montagne stratificate, piegate, spezzate ed erose.

Mentre per una torta è fuori luogo approfondire ulteriormente l'analisi, nel caso della montagna e della sua successione rocciosa è possibile ed entusiasmante proseguire la ricerca e l'analisi. Ricollocare nel giusto assetto i singoli blocchi deformati dalle compressioni è la prima esplorazione da compiere per ricostruire la torta (e la successione rocciosa) nei suoi aspetti e assetti originari.

Prima però sarà necessario compiere un cambio di prospettiva. Ci solleveremo oltre l'altezza della montagna deformata e la guarderemo dall'alto. Da molto in alto. Da così in alto che i rilievi stessi appariranno come infinitesimi elementi di qualcosa di incommensurabilmente più grande: una delle *placche* mobili del pianeta Terra.

---

1. TANTO PER COMINCIARE

2. DENTRO LA TERRA, SOPRA LA TERRA

2.1. Placche e geo-nutella
2.1.1 Che fine hanno fatto Crosta, Mantello e Nucleo?
2.1.2 La crosta degli oceani e quella dei continenti
2.1.2.1 Dove si genera nuova crosta
2.1.2.2 Dorsali sputa-magma e nuove placche
2.1.2.3 Dove si distrugge vecchia crosta
2.1.2.4 Archi vulcanici e placche che si muovono come i salmoni

2.2 Modifiche a matrioska
2.2.1 Fossili marini in alta montagna
2.2.2 Il mare è mobile, qual piuma al vento…
2.2.3 All'insegna della trasgressione (marina)
2.2.4 Quando il mare va… in regressione
2.2.4.1 Regressione senza ipnosi

2.3 Le storie dentro le montagne
2.3.1 Il baule dei ricordi
2.3.2 Sogni ad occhi aperti
2.3.3 Latitudini & paleo-latitudini

2.4 Il tempo profondo
2.4.1 Mezzo miliardo di anni… ma non li dimostra!
2.4.2 Le età relative (…io sono vecchio!)
2.4.3 Le età assolute (…io ho 65 anni!)
2.4.3.1 Quelle vecchie foto della 5ªB
2.4.3.2 Carbonioquattordici
2.4.4 Il grande Calendario della Terra
2.4.4.1 Età assolute vs età relative

2.5 Strati come pagine di libro
2.5.1 Lo strato è una valigia piena
2.5.1.1 Strati e giunti di stratificazione
2.5.1.2 Strati e tempi di accumulo
2.5.2 Sedimenti e Rocce
2.5.3 Tipi di rocce: TRE, il numero perfetto
2.5.3.1 Depositi sedimentari come vestiti: composizioni, tessiture, strutture
2.5.3.2 Depositi sedimentari: la genesi

2.6 Da sedimento a roccia
2.6.1 Sedimenti calpestati e divorati
2.6.2.1 Quante informazioni in una… cacchetta fossile!
2.6.2 Le contorsioni delle lamine ('deformazioni' precoci)
2.6.2.1 Per espulsione d'acqua
2.6.2.2 Per carico
2.6.2.3 Per scivolamento subacqueo
2.6.2.4 Per contrazione da essiccamento
2.6.2.5 Per dilatazione da riscaldamento
2.6.3 La cementazione di un sedimento

2.7 I grandi gruppi dei depositi sedimentari
2.7.1 I depositi carbonatici - Calcari e Dolomie
2.7.1.1 I calcari organogeni
2.7.1.2 Dai calcari… le dolomie
2.7.1.3 L'importanza delle alghe
2.7.1.4. Stromatoliti e oncoidi algali
2.7.2 I depositi silicatici
2.7.3 I depositi solfatici

2.8 Vulcani che passione
2.8.1 Quando i vulcani esplodono
2.8.1.2 Quando le bolle (di gas) fanno la differenza
2.8.2 Bombe, blocchi, lapilli e ceneri
2.8.2.1 Un altro po' di chiarezza
2.8.3 Coni, pseudo-coni e frittate di lava
2.8.3.1 La più lunga colata lavica terrestre
2.8.4 I finti vulcani delle Salse di Nirano

2.9 Italia, terra di vulcani recenti
2.9.1 I vulcani toscani e laziali
2.9.2 I vulcani campani
2.9.2.1 Il Monte Vesuvio: nonsolopompei
2.9.2.2 I Campi Flegrei
2.9.2.3 I Campi Flegrei 2, la vendetta!
2.9.3 I vulcani tirrenici e siciliani
2.9.3.1 Il Monte Marsili, un gigante sottomarino che fa paura
2.9.3.2 Il Monte Etna, da bruco a farfalla

3. SI FORMA – SF
4. SI DEFORMA – SD
5. SI MODELLA – SM
6. POCO PER FINIRE

---

2. DENTRO LA TERRA, SOPRA LA TERRA

2.1 Placche e geo-nutella

La Terra è paragonabile – con le dovute cautele – a una sorta di enorme uovo di struzzo formato da immensi involucri concentrici. Ognuno con le proprie caratteristiche fisiche e chimiche, di temperatura e di pressione. L'involucro più esterno può essere assimilato a un sottile *guscio rigido* e *fragile*. Il suo spessore è variabile. Mediamente si attesta sui 40-100 km, ma in certe zone del pianeta può raggiungere anche i 150-200 km. Nelle sue ultime decine di chilometri – i più superficiali – questa sorta di guscio è costituito dall'insieme dei tre tipi di *rocce* e *sedimenti* (v. Cap. 2.5.3). E' un guscio speciale che appare frammentato nelle note *placche*, capaci di stupirci per il loro dinamismo e mobilità.

La parte più esterna e superficiale del pianeta è dunque costituita da *placche* mobili; le principali sono una dozzina. Questo involucro esterno della Terra, rigido e fragile, è chiamato *litosfera*. Ossia sfera di roccia. La ragione del suo continuo frammentarsi in *placche* deve essere cercata negli incessanti movimenti dell'involucro che gli sta… immediatamente sotto. Il nome di quest'ultimo è *astenosfera*. Il suo spessore supera di parecchie volte quello della soprastante *litosfera*. C'è chi ritiene che la sua porzione più profonda confini addirittura con il bollente *nucleo* terrestre, a circa 2.900 km dalla superficie del pianeta.

Il limite tra i due involucri, *litosfera* ed *astenosfera*, non è basato sulla composizione, ma sul differente comportamento dei materiali. Il passaggio si colloca alle profondità in cui l'interno terrestre raggiunge la temperatura di 1300 °C, grado più grado meno. Oltre questo valore, a quelle profondità la roccia diventa per così dire 'pastosa'. Il comportamento mobile dell'*astenosfera* ricorda stranamente quello del ghiaccio, fatte salve le sostanziali differenze di temperatura. Anche il ghiaccio, pur essendo a tutti gli effetti solido, è in perenne movimento (verso le quote inferiori).

Nel caso del ghiaccio però la sollecitazione al movimento deriva non dalle variazioni di temperatura, ma dalla forza di gravità. Una sorta di ghiaccio bollente o, se vi piace di più il paragone, di immensa *geo-nutella*. L'*astenosfera*, pur essendo un solido, si muove e fluisce. Per nostra fortuna lo fa con esasperante lentezza.

Nel suo movimento è sollecitata dalle differenze di temperatura presenti nell'interno della Terra. Nei suoi moti trascina e sposta quanto di 'rigido e freddo' le si appoggia sopra: la *litosfera*, in cima alla quale… viviamo noi. Piccoli esseri che ci distinguiamo da tutti gli altri organismi perché siamo gli unici ad aver scoperto tutto questo!

Come enormi zattere di roccia sollecitate dai movimenti della *geo-nutella*, le varie *placche litosferiche* ora si allontanano tra loro, ora si scontrano, ora strisciano lungo i rispettivi fianchi, quasi fossero enormi autoscontri in forsennato movimento su un'altrettanta enorme pista (Fig. xx).

E qui ci fermiamo perché tra qualche capitolo (v. Capp. 4.2.1 e 4.2.2) saranno proprio *litosfera* e *astenosfera* a chiarirci i presupposti del magico materializzarsi delle deformazioni delle rocce, essenza stessa delle catene montuose e causa prima di buona parte di ciò che accade sulla superficie del pianeta.

2.1.1 Che fine hanno fatto Crosta, Mantello e Nucleo?

A questo punto molti tra voi, leggendo di *litosfera* e *astenosfera*, potrebbero chiedersi che fine hanno fatto le suddivisioni interne della Terra, così come erano e sono ancora proposte dai testi scolastici (ma non solo da questi).

"*La tripartizione in crosta, mantello e nucleo dov'è andata a finire? E' forse da considerarsi superata o, ancor peggio, col procedere delle conoscenze si è rivelata una sonora bufala?"* Nulla di tutto questo. Si tratta semplicemente di due modi diversi di suddividere l'interno terrestre, affrontandolo da due prospettive opposte, entrambe valide.

Se parliamo di crosta e mantello (il nucleo qui non ci interessa direttamente) vuol dire che stiamo descrivendo l'interno della Terra dal punto di vista della sua composizione. La nota *superficie di*

Moho (dal suo scopritore, il geofisico serbo Mohorovicic) costituisce il limite tra crosta e mantello, involucri concentrici la cui differenza si basa su dati chimico-composizionali.

Abbiamo visto che il 'nuovo' modo di descrivere l'interno terrestre, utilizza invece le suddivisioni *litosfera* e *astenosfera* (la *geo-nutella*). In questo caso la discriminante tra i due involucri non è più la composizione ma… il differente comportamento fisico dei materiali di cui sono costituiti.

Questa innovativa classificazione dell'interno terrestre è nata negli anni '70, parallelamente ai progressi delle *indagini geofisiche* e alle applicazioni del *magnetismo terrestre* allo studio dei fondali oceanici. Si può aggiungere inoltre che questa suddivisione è diventata l'unico strumento descrittivo e di analisi, compatibile e coerente con la neonata teoria della *Tettonica delle placche*, anch'essa compiutamente definita nei primi anni '70.

Litosfera e *astenosfera* dunque, contrapposte – si fa per dire – a crosta e mantello. Queste sono le due classificazioni dell'interno terrestre, ognuna con la sua particolare chiave di lettura. Inutile aggiungere che le due nomenclature non sono sovrapponibili. La Fig. xx chiarisce, attraverso il confronto parallelo, le relative corrispondenze.

Si può sintetizzare che la *litosfera* è formata da TUTTA la crosta e dalla parte più superficiale delle rocce del mantello. Soltanto quelle che hanno temperature inferiori alla soglia dei 1300 °C e che pertanto sono in grado di conferire ai materiali rocciosi profondi un comportamento rigido, pari a quello della soprastante crosta.

Riparlando di crosta – considerabile dunque come la porzione più esterna e superficiale della *litosfera* – si presenta una piccola complicazione che va affrontata: esistono due tipi di crosta differenti. E' il momento di parlarne, consapevoli che la comprensione di questa 'doppia personalità' della crosta ci avvantaggerà nella comprensione delle *catene montuose collisionali*.

Sintetizzando ancora, si può dire che a seconda delle zone terrestri la crosta è distinguibile in *oceanica* e *continentale*. E per fortuna le distinzioni sono solo due! La rispettiva collocazione è naturalmente coerente con le due definizioni e ci aiuta non poco ad individuarle sulla superficie terrestre.

2.1.2 La crosta degli oceani e quella dei continenti

Troppo spesso la Geologia descritta ad uso dei 'non geologi' dà per acquisiti dei concetti che non appartengono al patrimonio di conoscenze del lettore medio. E' bene allora esemplificare alcuni presupposti geologici di base per comprendere meglio i passi che seguiranno.

Si è appena detto che tutta la superficie terrestre è scomponibile nelle cosiddette *placche litosferiche*. Sono formate dalla crosta e dalla parte più superficiale del mantello. Le principali sono una dozzina e il loro spessore, ricordiamolo, è compreso tra 40 e 100 km, in rari settori possono raggiungere i 200 km. Il limite tra due *placche* molte volte (ma non sempre!) si incontra in mezzo a un oceano. In tal caso spesso coincide con una *dorsale* (limite costruttivo).

E' questa una stretta fascia di frattura dei fondali marini profondi da cui fuoriesce in continuazione magma di origine profonda *(astenosfera)*. Scaturendo in superficie, solidifica ai due margini della

zona fratturata formando nuova crosta, densa e perciò ribassata (*crosta oceanica*). I due lembi della frattura sono divaricati e continuamente allontanati, dando la possibilità al fenomeno eruttivo di ripetersi.

Le velocità massime del processo si avvicinano ai 20 cm l'anno. Circa le stesse della crescita di unghie e capelli! E' così che le masse dei continenti (fatte di *crosta continentale*) – che sono in fondo le parti emerse e visibili delle *placche* – si spostano per migliaia di chilometri. Ricordiamo però che migrano solidalmente alle porzioni di *crosta oceanica* appoggiate al loro fianco, per noi invisibili sotto la superficie marina, e con le quali possono formare una *placca litosferica* unica.

La *crosta oceanica* è presente sotto la massa d'acqua degli oceani. Si trova 'là sotto' perché tra le due tipologie è la più densa. Dunque tende sempre a deprimersi, abbassandosi rispetto all'altezza media della superficie terrestre. *"Di quanto?"* Tanto quanto la profondità dei fondali oceanici, variabile in media dai 3 ai 5 km. Il suo destino allora, fin dai primordi, è stato e sarà quello di essere invasa dall'acqua oceanica.

Si può aggiungere che la *crosta oceanica* è destinata a formarsi in tempi geologicamente rapidi. Ad esempio l'Atlantico meridionale, geologicamente rappresentato dalla *crosta oceanica* dei suoi fondali, si è formato in un tempo di poco superiore a 130 milioni di anni. Un nulla in Geologia!

Il suo progressivo ampliarsi è stato ed è tuttora accompagnato da continue aggiunte di rocce magmatiche ai lati di una caratteristica e speciale spaccatura centrale. Quella che i geologi chiamano *dorsale medio-atlantica*. Un tempo, prima che la *dorsale* nascesse praticamente dal nulla, al suo posto c'era una immensa, tranquilla, immobile massa continentale. Con le proprie catene montuose, le pianure, i laghi, i fiumi.

La seconda tipologia di crosta è proprio quella *continentale*. Forma, per l'appunto, le grandi masse dei continenti. Logicamente si estende anche sotto i mari poco profondi, sia interni che marginali, direttamente collegati alle masse emerse continentali. La *crosta continentale* è meno densa di quella oceanica.

Nella storia iniziale e più antica del pianeta Terra non esisteva e si presume abbia cominciato a generarsi non prima di 150 milioni di anni dalla formazione del pianeta. La sua genesi è sempre stata più articolata e complessa rispetto a quella della *crosta oceanica*. Si può affermare che alla sua formazione hanno concorso, e concorrono tuttora, processi tra i più disparati: *magmatici*, *sedimentari* e *metamorfici*.

Se potessi azzardare un paragone estremo userei il banco *freezer* di un gelataio portando via due coni da tre palline ognuno. Nel primo – *crosta oceanica* – chiederei solo e soltanto cioccolato fondente (data l'abbondanza e monotonia di rocce scure basaltiche); nel secondo – *crosta continentale* – vorrei stracciatella, caffè e nocciola, che più differenti tra loro non si potrebbe.

A dire il vero, nel secondo cono – *crosta continentale* – avrei potuto cominciare con un po' di cioccolato, alla base di tutto. Sì perché forse pochi sanno che la parte più profonda della *crosta continentale* è formata da quelle stesse rocce che costituiscono la *crosta oceanica*: *basalti* e *gabbri*. Ma è solo la sua porzione inferiore, per il resto trionfa la varietà. Di rocce e di gusti!

2.1.2.1 Dove si genera nuova crosta

Provate ora a ritagliare da un atlante geografico l'Africa e il S-America, togliendo l'oceano che le separa e unendo l'una all'altra. Se nel ritagliarle avrete seguito non la linea di costa dei due continenti, ma il confine tra il mare basso e quello molto profondo (la scarpata continentale), vedrete che le due masse dei rispettivi continenti si uniranno alla perfezione.

In poco più di 130 milioni di anni – a tanto risale l'età dell'inizio della grande spaccatura crostale e del suo trasformarsi in *dorsale* sputa-magma – il fondale sottomarino formato dalle pesanti eruzioni laviche (basalti) ha raggiunto la larghezza di 3.000 km tra Brasile e Costa d'Avorio e di 6.500 km tra Uruguay e Sudafrica.

Il fenomeno di allontanamento dei due margini atlantici, dall'emisfero boreale a quello australe, è tuttora attivo e raggiunge velocità prossime a 2-3 cm l'anno. Come dire che dai tempi della trasvolata atlantica di Lindberg a oggi – un intervallo infinitesimo se paragonato ai lunghi tempi geologici – l'Europa e gli Stati uniti si sono allontanati di altri 2 m!

E' come spezzare in due una focaccia e fare scivolare i pezzi allontanandoli progressivamente. Con la differenza che nella realtà la fascia centrale di fratture, lungo tutta la sua estensione sviluppata per oltre 10.000 km, diventa sede di risalita di magmi profondi originati nel mantello terrestre.

Si può dire che l'*astenosfera* (la *geo-nutella*) viene letteralmente a giorno proprio in corrispondenza delle *dorsali medio-oceaniche*, emergendo dalle profondità. Il materiale magmatico durante la risalita ha, per così dire, un calo di pressione che ne causa la fusione.

Come magma scaturisce in superficie finendo per solidificare ai due margini della zona fratturata e formando in continuazione nuova crosta. Crosta densa e perciò destinata a ribassarsi *(crosta oceanica)*. I due lembi della enorme frattura vengono lentissimamente divaricati e continuamente allontanati, mentre il fenomeno eruttivo continua a ripetersi nel tempo (Fig. xx).

"Ma allora, se dalle profonde lacerazioni crostali chiamate dorsali esce in continuazione del magma fuso – qualcuno potrà chiedersi – *la Terra finirà per… svuotarsi?"* Non accadrà, per una semplice ragione. Così come ci sono fasce lungo le quali si forma nuova *crosta oceanica*, così ne esistono altrettante in cui della vecchia crosta è spinta in profondità (v. Cap. 2.1.2.2), dove finisce per essere assimilata nella *geo-nutella/astenosfera*.

Attualmente le *dorsali medio-oceaniche* formano una struttura articolata, lunga ben 40.000 km, che attraversa i fondali oceanici dell'intero pianeta. Il materiale magmatico dell'*astenosfera* che si fa strada lungo le gigantesche fratture crostali (*dorsali*), effonde nella massa d'acqua degli oceanici sotto forma di *basalti*, oppure si consolida sotto di essi, in profondità, dando origine ai cosiddetti *gabbri*. I due prodotti derivano dal medesimo magma, caratterizzato da bassi valori di silice (v. Cap. 2.8.1). Insieme danno origine a nuova crosta, ad alta densità e, naturalmente, di tipo *oceanico*.

2.1.2.2 Dorsali sputa-magma e nuove placche

Il più evidente tra i processi di apertura crostale in atto sta avvenendo nell'Africa orientale ed è attivo già da qualche decina di milioni d'anni. Nei prossimi 30 milioni di anni porterà alla formazione

di uno stretto braccio oceanico, molto simile al Mar Rosso (che geologicamente è… un oceano!). Lo testimoniano le grandi depressioni crostali della Rift Valley, guidate da enormi fratture. Per il momento convogliano le acque del continente ospitando i grandi laghi africani, ma col tempo richiameranno quelle dell'Oceano Indiano da un lato e dello stesso Mar Rosso dall'altro.

Per ora le mega-fratture crostali dell'Africa orientale si sono limitate a produrre dei grandi sprofondamenti lungo fasce lunghe e strette. Col tempo sul fondo della depressione nascerà una *dorsale* e i due lembi inizieranno ad allontanarsi. Dai suoi magmi prenderà forma la prima *crosta oceanica* di quel settore. Da quel momento l'Africa sarà destinata a perdere un altro pezzo: il Corno d'Africa (Somalia, Etiopia, Kenia, Tanzania), destinato a una progressiva e costante deriva verso E.

Era già successo moltissimi milioni di anni fa, nel Giurassico, quando il Madagascar, oggi isola, si era staccato dall'Africa alla ricerca di una propria autonomia. Fino a 170 milioni di anni fa, era rimasto saldamente attaccato alla madre-Africa con la quale formava un'unica terra emersa. Non era stato l'unico frammento di *litosfera* a cercare indipendenza.

A quei tempi il Madagascar non ebbe il coraggio di andarsene via da solo. La decisione fu presa assieme all'India, all'Australia e all'Antartide, coi quali ancora formava un grande settore crostale omogeneo e continuo. La sua vera autonomia il Madagascar la conquistò circa 85 milioni di anni fa con la definitiva separazione anche dall'India.

Quest'ultima a sua volta, 120 milioni di anni or sono, era stata abbandonata dall'Antartide, ancora tutt'uno con l'Australia. Un'ulteriore divisione separò infine anche questi due blocchi crostali, rimasti uniti fino a 45 milioni di anni fa. Col tempo ogni frammento di continente, staccandosi dalla madre-Africa grazie all'insorgere di sempre nuove *dorsali*, è a sua volta diventato una nuova *placca* dotata di vita e mobilità proprie.

E la danza continua. Incessante. Fino a quando la Terra avrà un nucleo bollente che trasmette calore al mantello profondo noi danzeremo assieme a loro. Terremoto dopo terremoto. Questo processo di divisione sembra ricordare da vicino il mondo organico, in cui assistiamo continuamente alla riproduzione cellulare per mitosi, in grado ogni volta di replicare l'intero patrimonio cromosomico.

Anche le nuove *placche* contengono in sé caratteri e processi perfettamente identici alla *madre-placca* dalla quale si sono separati. Va da sé che quando si spacca letteralmente un continente e si forma una *dorsale* sputa-magma, i suoi prodotti lavici si appoggeranno inizialmente ai due lati della grande ferita.

Da una parte saldandosi al continente madre e dall'altra al nuovo continente figlio. In entrambi i casi le due *placche*, divise dalla *dorsale*, risulteranno formate al tempo stesso dalla vecchia *crosta continentale* – che esisteva già prima della genesi della *dorsale* – e da *crosta oceanica* di nuova formazione saldata ad esse. Da un lato e dall'altro.

Anche le masse dei continenti, fatte dunque di antica *crosta continentale* – la parte emersa e visibile delle *placche* – si spostano e 'viaggiano' per migliaia di chilometri sulla superficie terrestre. Questo perché migrano, solidalmente alle porzioni di *crosta oceanica* appoggiate al loro fianco e con le quali spesso formano una *placca litosferica* unica.

2.1.2.3 Dove si distrugge vecchia crosta

Così come nuova *crosta oceanica* si genera continuamente per la fuoriuscita di lava lungo 40.000 km di *dorsali* sputa-magma, in altre parti del globo deve esistere antica *crosta oceanica* (densa e pesante) che affonda nell'*astenosfera* per ristabilire l'equilibrio. Altrimenti col tempo la Terra si svuoterebbe!

Questo processo di discesa in effetti avviene lungo particolari fasce di collisione crostale. Non a caso sono dette di *subduzione*, dal latino *sub ducere* = condurre sotto. Durante questi scontri ciclopici la *litosfera* a *crosta oceanica* è in grado di scendere obliquamente nel mantello più profondo (fino a quasi 700 km), per farsi poi 'digerire' nella sottostante *astenosfera* (la *geo-nutella*) che la accoglie ed avvolge, riscaldandola a dovere. Neanche a dirlo si tratta di margini di placca distruttivi.

Ne deriva un dato geologicamente curioso per i non esperti di 'cose geologiche': mentre l'età della Terra è circa di 4,6 miliardi di anni e nella *crosta continentale* sono state trovate rocce di oltre 4 miliardi di anni, al contrario non esistono rocce di *crosta oceanica* – ancora collocate nella loro originaria posizione di formazione e crescita – più vecchie di 180 milioni di anni. Non perché non esistessero prima di allora, ma perché i fondali oceanici sono assimilati in continuazione nelle fasce di *subduzione* dei relativi margini distruttivi. Per trovarne di più vecchie, ma ovunque scardinate irrimediabilmente dalla loro condizione oceanica, occorre cercare nelle radici delle catene montuose e avere fortuna. Alpi e Appennini ci forniscono questa opportunità (v. Cap. 4.8.2.3).

Per comprendere quello che avviene nei contesti crostali vi scelgo un esempio paradigma la cui forza sta nella chiarezza delle evidenze (v. Cap. 2.1.2.4). Ci sposteremo in Giappone, terra di intensi terremoti e di vasti e numerosi vulcani. Chi è interessato a questi argomenti sa che entrambi gli effetti hanno una causa comune: la condizione di scontro crostale tra il fondale dell'Oceano Pacifico e il continente asiatico. Mentre il primo si muove verso WNW all'attuale velocità di 9 cm/a, il secondo è praticamente immobile.

Un'informazione aggiuntiva. La *placca litosferica* a *crosta oceanica*, chiamata non a caso *Placca pacifica*, ha due caratteristiche peculiari: è formata SOLO da *crosta oceanica* (verificatene i limiti in Fig. xx) e soprattutto è la più vasta placca oceanica del mondo. Pensate che il suo margine distruttivo settentrionale si estende senza soluzione di continuità dal Giappone alla Russia (Siberia costiera), al N-America (Isole Aleutine e Alaska, coste del Canada e degli Stati Uniti, con Washington e Oregon). Nel nostro percorso ideale procederemo, con direzione da SE a NW, dall'Oceano Pacifico verso il continente asiatico. Attraverseremo trasversalmente l'isola giapponese di Honshu all'altezza di Tokio e del vicino Fujiama.

Per il momento stiamo camminando (muniti di scafandro) sui fondali oceanici a una profondità di -5.500 m. Improvvisamente dobbiamo dotarci di un batiscafo perché il fondale si fa improvvisamente ripido e scende verso il Giappone fino a -9.200 m. Arrivati sul fondo ci attende un'altra sorpresa. A qualche decina di chilometri un altrettanto ripida scarpata ci costringe a una rapida risalita che si conclude con un'emersione, proprio in corrispondenza di Tokio e della sua antistante, costa sabbiosa. Ricordiamo che l'ultima volta che il vicino Monte Fuji ha eruttato (è 400 m più alto dell'Etna) fu nel 1707. Il suo indice di esplosività risultò pari a quello del Vesuvio nella sua parossistica eruzione del 79 d.C. (v. Cap. 2.9.2.1).

Da lì ci spostiamo ora verso il continente asiatico, tenendo ben presente un particolare: dall'istante in cui abbiamo abbandonato scafandro e batiscafo per risalire all'asciutto abbiamo lasciato la *crosta oceanica* e ci troviamo ora su quella *continentale*. Dall'isola giapponese di Honshu riusciamo a scorgere in lontananza la vasta terra emersa del continente asiatico, geograficamente spartita tra Russia (fascia costiera) e Cina (entroterra).

Dal continente ci separa il Mar del Giappone. Un braccio di mare vasto 1 milione di km^2 e la cui profondità massima raggiunge e di poco supera i -3.700 m. È paragonabile a un altro mare 'giovane': il Tirreno meridionale (v. Cap. 4.8.7). Come questo, presenta nelle sue porzioni più profonde un'incipiente formazione di nuova crosta. Naturalmente, data la profondità, si tratta di *crosta oceanica*. La scena del crimine è completa. Ora occorre interpretarla in chiave geologica. Anzi, geodinamica.

Ripensiamo al nostro percorso, sia subacqueo che emerso, riguardandone i caratteri con occhi differenti. Il grande e profondo 'buco' (-9.200 m) nel quale il batiscafo ci aveva salvati da una morte certa è una cosiddetta *fossa oceanica*, generata nel punto dove la *crosta oceanica* affonda in profondità grazie al processo di *subduzione* (v. Cap. 2.1.2.3). A ben vedere non è un punto ma una linea, anzi una fascia. Non a caso il 'buco' è largo mediamente 50 km e in questo caso raggiunge estensioni in pianta… maggiori di 5.000 km, estendendosi (come minimo) dalla penisola di Kamchatka alle Isole Marianne, e marca l'intera zona dove la *crosta oceanica* si flette e sprofonda.

Ora idealmente ci troviamo in cima alla vasta isola vulcanica di Honshu sulla quale siamo saliti dalle profondità marine. Fa parte del cosiddetto *arco vulcanico* che sempre si associa al processo di *subduzione* di una placca a *crosta oceanica*.

2.1.2.4 Archi vulcanici e placche che si muovono come salmoni

In gergo geologico esistono dei termini specifici che descrivono ciò che abbiamo incontrato lungo il nostro percorso. Abbiamo visto che le isole vulcaniche che formano il Giappone stesso sono – e non potrebbe essere altrimenti – un *arco vulcanico*. Questo termine si associa sempre a una *subduzione* di *litosfera* a *crosta oceanica* che, fondendo parzialmente nella sua discesa verso gl'inferi, effonde poi in superficie. In genere appena il prisma roccioso supera i -100 km di profondità si innesca la risalita dei fusi magmatici.

Questo sarà un capitolo di domande. La prima riguarda proprio l'origine degli *archi vulcanici*: *"La ragione di queste ghirlande di vulcani allineati sulla verticale della litosfera che subduce sta davvero tutta nell'aumento di temperatura che il prisma roccioso discendente si trova a sopportare?"* E' comprensibile che una piccola parte di essa non regga al calore e fonda. Ed è altrettanto logico che di conseguenza i fusi, meno densi, si aprano un varco verso l'alto sfruttando le immancabili fratture prodotte lungo il margine della placca a *crosta continentale* durante gli sforzi della collisione. Ma non finisce qui.

Secondo alcuni studiosi la loro origine potrebbe avere anche delle cause differenti. Viene ipotizzato che a quelle profondità oltre alla vera e propria fusione di parte della *litosfera* discendente, causata dall'aumento di temperatura, la crosta che affonda possa rilasciare elevate quantità d'acqua; quest'acqua abbasserebbe la temperatura di fusione delle rocce del mantello con cui è a contatto generando ulteriori magmi in risalita ed effusione.

In ogni caso, la zona depressa che si forma dietro a un *arco vulcanico* (sovente, ma non sempre, riempita dall'ingresso di acque marine) è chiamata *bacino di retroarco*. In questo nostro esempio reale corrisponde proprio al Mar del Giappone. Partiamo allora da un presupposto certo. Fino a una ventina di milioni di anni fa il Mar del Giappone – *crosta oceanica* in via di formazione – non esisteva. Al suo posto c'era ancora una spessa *crosta continentale*, propaggine estrema della *Placca euroasiatica*.

La fascia (ormai enorme) che ha richiamato le acque dell'oceano trasformandosi nel Mar del Giappone è il frutto di una trazione crostale che ha prodotto assottigliamento, abbassamento e lacerazioni. Il classico effetto *caramella Mou* replicato, alcuni milioni di anni più tardi, anche nel Mar Tirreno (v. Cap. 4.8.7).

E qui si innesta un'altra possibile domanda, fatta da chi valuta le cose con attenzione: *"Ma come, ci troviamo in una condizione di totale compressione, con la Placca pacifica che – addirittura a elevata velocità (9 cm/anno) – va letteralmente a sbattere contro la crosta continentale praticamente ferma di Cina e Russia e vi si infila al di sotto... e con questi presupposti, voi geologi, mi venite a raccontare che una fascia enorme come il Mar del Giappone è in estensione? Proprio in un contesto di scontro diretto? Ma stiamo scherzando?"* Stranamente invece è proprio così e la risposta vi racconterà che talvolta le placche non si comportano come soggetti passivi in balia dei movimenti della sottostante *geo-nutella/astenosfera*, ma... sanno diventare esse stesse protagoniste, dando forza a condizioni che, solo all'apparenza, appaiono impossibili.

Come sempre occorre valutare cause ed effetti. Tutti gli effetti sono da tenere in debito conto, dando soprattutto il giusto peso a quelli che a loro volta sanno trasformarsi in nuove cause (v. Cap. 2.2). La nostra attenzione va alla *crosta oceanica* – anzi, alla *litosfera* a *crosta oceanica*, ricordatelo sempre (v. Cap. 2.1.1) – che, come una gigantesca scala mobile discendente, se ne va in *subduzione*. Tutto il processo sembra generare esclusive compressioni. Stiamo però trascurando piccolo, ma… pesante particolare. Non è un semplice 'strato di cartone' che scende in profondità. E' una densa, densissima *crosta oceanica* che affonda – unita a uno spessore di mantello superiore – per quasi 10 km di complessiva *litosfera*.

Ecco l'effetto che si trasforma in causa! Il suo stesso peso, mentre l'enorme prisma roccioso s'inabissa obliquamente, le dà una componente verticale di abbassamento che, come risultato fisico, farà spostare continuamente all'indietro il fulcro di flessione. Qualcuno lo chiama 'effetto àncora'. Questo comporta che tutta la zona di contatto, comprensiva dell'intero *arco vulcanico* ormai 'saldato' alla fascia di subduzione, risentirà di una trazione all'indietro. Verso quel fulcro che continuamente si sposta, arretrando… controcorrente. Un trascinamento sviluppato in senso opposto rispetto al verso di avanzamento della *Placca pacifica*. Il tutto si tradurrà in una trazione continua, opposta al verso di movimento della *Placca pacifica*.

È così che sul retro dell'*arco vulcanico* – dalla parte del continente – si è prodotto l'effetto *caramella Mou* (Mar del Giappone) che è sconfinato in una lacerazione in grado di innescare la risalita di fusi direttamente dall'*astenosfera*.

L'ultima domanda del capitolo potrebbe essere: *"Ma allora non è del tutto vero che le placche litosferiche nei loro movimenti si comportano sempre come soggetti passivi, completamente in balia dei movimenti della sottostante astenosfera/geo-nutella?"* Si potrebbe rispondere che, in certe

particolari situazioni come queste, anche loro sono capaci di dimostrare che contano, guidando spostamenti che non avrebbero altrimenti ragione d'esistere. Sono spostamenti che, a scala globale, potrebbero essere definiti locali, ma nel loro piccolo riguardano e settori ampi fino a centinaia di migliaia di chilometri quadrati! Questo esempio costituisce una delle tante prove distribuite lungo la superficie terrestre.

2.2 Modifiche a matrioska

Ogni causa è un effetto… e in effetti ogni effetto preso in causa è la causa di un effetto! In Geologia tutto è concatenato in una complessa e mirabile sequenza di *cause* ed *effetti*. In pratica l'*effetto* generato da un particolare fenomeno può diventare a sua volta la *causa* che regola lo sviluppo del successivo evento. E così di seguito, in un complicato intersecarsi di variabili la cui comprensione, tentata spesso molti milioni di anni dopo il loro manifestarsi, può costituire un vero rompicapo per gli studiosi della materia.

Immaginiamo una corrente d'aria che in un appartamento muove una tenda la quale, oscillando, fa cadere un portaritratti sopra una tastiera di pianoforte. Dall'appartamento confinante una confusa dissonanza di note e rumore metallico sarà l'unico indizio per tentare di ricostruire l'intero scenario di *cause* ed *effetti*. In Geologia avviene qualcosa di molto simile.

Basti pensare alla quantità di *modifiche a matrioska* indotte da un semplice calo del livello marino. Un esempio reale può fornircelo il settore dell'alto Mare Adriatico. Il più recente periodo glaciale ebbe l'ultima delle sue espansioni intorno a 22.000 anni fa. L'acqua monopolizzata dai ghiacciai che in grandi spessori coprivano le medio-alte latitudini e i rilievi più elevati del globo, causò un progressivo calo del livello del mare.

Quaranta, ottanta, centoventi metri e oltre sotto il livello attuale. Metà Adriatico andò in secca. I suoi bassi fondali settentrionali emersero costituendo una fascia piatta di pianura fangosa, collocata tra quella che era stata la linea dei grandi delta dei Fiumi Po, Adige, Piave, Tagliamento e Isonzo e la nuova linea di costa, ormai spostata all'altezza di Pescara.

La prima *causa* era stata il raffreddamento del clima. Il primo conseguente *effetto* fu la ritenzione di gran parte delle precipitazioni sotto forma di neve e di ghiaccio alle medio-alte latitudini e sui maggiori rilievi dei continenti. A sua volta questo *effetto* diventò *causa* e generò, come *effetto* corrispondente, il calo del livello marino. Calo che, come visto, produsse il rapido spostamento verso S della linea di costa. Ma questo, considerabile già come il terzo anello della catena di *cause* ed *effetti* che si scambiano il ruolo, fu solo l'inizio. I fiumi e i rispettivi delta avanzarono, man mano che la costa si spostava verso meridione, distribuendo sempre più in là il loro carico di sabbie e limi.

Finirono per coprire l’intero spazio pressoché pianeggiante messo loro a disposizione. Come ulteriore conseguenza, intere comunità di organismi, sia terrestri che marini, migrarono solidalmente ai movimenti della linea di riva. Tutto questo per un semplice calo delle temperature globali. Eppure, parlando ancora di temperatura, basti pensare alle modifiche e ripercussioni a catena che un innalzamento del livello marino contenuto anche solo entro un metro di ampiezza, potrebbe procurare al giorno d’oggi tanto lungo le infinite coste basse e densamente popolate, quanto nelle miriadi di isolotti oceanici intertropicali e sub-equatoriali a vocazione turistica. Tutto questo per aggiungere ulteriori *effetti* alla lunga catena: quelli sull’Uomo e sulla sua vita economica e sociale.

2.2.1 Fossili marini in alta montagna

Presumo che, tra quanti leggeranno queste pagine, saranno in molti ad aver provato l'intensa sensazione che accompagna la ricerca di un fossile e l'appagante eccitazione che ne sottolinea la scoperta. Questo vale sempre, sia per il calco di un guscio, il resto di una pianta, l'orma di un rettile o anche solo per la pista di spostamento di un semplice mollusco o di un organismo vermiforme all'interno di un sedimento che, al tempo dell'evento, si presentava ancora soffice.

La gran parte dei fossili tramanda le forme o le tracce di organismi che originariamente vivevano e proliferavano nel mare, alle più varie profondità. Molto spesso accade che i ritrovamenti di tali resti avvengano in successioni rocciose affioranti a quote elevate: seicento, mille, duemila metri di altitudine e oltre.

A tali scoperte spesso fa seguito una logica riflessione: "*Come possono dei fossili marini trovarsi a simili altitudini*?" Accade anche che tale domanda possa venire soddisfatta attraverso la facile quanto illogica risposta: "*Un tempo il livello del mare arrivava a queste altezze (e oltre) e poi si è ritirato".* Nulla di più inesatto e fuorviante! Sottolineando le ragioni per le quali questa risposta non può essere considerata valida (v. Cap 4) si tende comunque a negare indirettamente l'esistenza di ampie variazioni del livello marino. Anche questo, a ben vedere, non è corretto.

Occorre tenere presente che nel corso della Storia della Terra il livello del mare ha subito delle variazioni, in più o in meno, rispetto alla posizione attuale. Si tratta di oscillazioni che solo di rado superano rispettivamente i 100-150 m di ampiezza e anzi, comunemente si attestano su valori di poche decine di metri. La più eccezionale tra esse si realizzò nel Cretaceo superiore, con un aumento complessivo del livello marino intorno a +380 m. Ma si è trattato di un evento *extra-large*, ai limiti delle sue possibili escursioni.

Se gli abbassamenti del livello del mare non possono giustificare il ritrovamento dei fossili marini a quote elevate, allora la ragione deve essere attribuita a un progressivo sollevamento dei fondali che un tempo ospitavano gli organismi.

In effetti, si potrebbe dire che le montagne sono quasi sempre il risultato di enormi compressioni che, con la loro forza inaudita e prolungata nel tempo, sono state in grado di raccorciare e sospingere verso l'alto vasti settori crostali formati da immensi volumi di rocce (v. Cap. 4.1). Rocce che un tempo per gran parte erano state degli strati depositati sul fondo dei mari o, in minor misura, nelle pianure fluviali.

2.2.2 Il mare è mobile, qual piuma al vento

Le affermazioni appena lette generano due domande, tanto semplici nella loro enunciazione quanto complesse nelle relative risposte: "*Perché il livello degli oceani è stato e sarà soggetto periodicamente a variazioni, tanto positive quanto negative?"* E inoltre: "*Qual è il motore che consente alla crosta terrestre di sollevarsi portando a chilometri d'altezza superfici che un tempo sono state pianure, lagune o addirittura fondali marini profondi?"* La risposta a quest'ultimo quesito trova spazio nella sezione dedicata alle deformazioni delle successioni rocciose (v. Cap. 4). La prima domanda invece può già essere risolta qui, anche se non basta una sola risposta.

Sono molteplici le ragioni che regolano i sollevamenti e gli abbassamenti del livello degli oceani, nonché quelli dei mari ad essi collegati. Inutile sottolineare che tali oscillazioni nulla hanno a che vedere con i movimenti dovuti alle maree. Rispetto a questi ultimi differiscono sia per la notevole maggiore ampiezza, sia per la frequenza, regolata da intervalli di decine o centinaia di migliaia di anni fino a molti milioni di anni.

Come visto nel Cap. 2.2, un'importante causa alla base di imponenti abbassamenti o di rapide risalite del livello marino globale è rappresentata dalle *glaciazioni*. La ragione sta nelle variazioni delle temperature medie del pianeta e la conseguente ritenzione (o rilascio) di precipitazioni sotto forma di neve/ghiaccio (v. Cap. 3.2.6). Durante gli ultimi 600 milioni di anni della Terra, i più conosciuti (nel *Calendario della Terra* corrispondono all'Eone Fanerozoico), le *glaciazioni* sono state solamente due.

La più antica si verificò nel Paleozoico, a cavallo tra i Periodi Carbonifero e Permiano, circa 300 milioni di anni fa. Attraverso fasi alterne di *intervalli glaciali* e brevi intervalli più miti *(interglaciali)*, durò oltre 40 milioni di anni. La successiva *glaciazione* colpì la Terra molto tempo dopo: più di 250 milioni di anni da quell'evento. Iniziò circa 2 milioni di anni fa ed ebbe l'ultimo suo acme intorno a 22.000 anni fa, con l'affermazione dell'ultima (per ora) fase rigida che tutti conoscono come Würm, mentre il Würmiano è il suo equivalente temporale.

Da molti questa causa è ritenuta probabilmente l'unica in grado di far variare, con cifre a due zeri, il livello assoluto, globale dei mari. Potrei però ricordarvi che i 120 m e oltre di oscillazione massima globale realizzati durante la glaciazione quaternaria sono stati superati (addirittura triplicati!) durante il Cretaceo superiore, intorno a 75 milioni di anni fa. Come già osservato, si raggiunsero addirittura i +380 m rispetto al livello marino attuale.

Vi segnalavo poche righe fa che le grandi glaciazioni dell'Eone Fanerozoico – ovvero gli ultimi 600 milioni di anni circa della Storia della Terra – si sono concentrate in due precisi momenti di temporali: durante il Quaternario (2,6 milioni - 11.700 anni fa) e nel Permo-Carbonifero (circa fra 310 e 270 milioni di anni fa). Al contrario, durante tutto il Cretaceo il clima era decisamente più caldo dell'attuale. Le temperature superficiali degli oceani potevano facilmente raggiungere e superare i 35°C, contro i 29°C di oggi. La temperatura media della Terra a quei tempi oscillava intorno a 22°C, quasi + 7°C rispetto all'attuale. Pensate che ai poli risultava essere intorno a 15°C.

"Ma allora quale può essere stata, durante il Periodo Cretaceo, la causa responsabile di un incremento così deciso del livello globale dei mari e degli oceani? O sarebbe più corretto parlare di più cause in sinergia?" Per trovare una risposta occorre trasferirsi idealmente nel Cretaceo ed osservare cosa accadeva negli oceani del tempo. E' lì che troveremo la soluzione. E' un dato di fatto che nel Cretaceo, l'ultimo periodo dell'Era mesozoica, si incrementò moltissimo l'emissione di lave dalle *dorsali medio-oceaniche* (v. Cap. 2.1.2.1). E' proprio questa una delle cause cercate. Anche se, per comprenderne i riflessi sul livello marino, occorre riflettere su una serie di cause/effetti, a *matrioska*.

Prima bambolina, la più esterna. Le emissioni laviche di *dorsale* (aumentate a dismisura nel Cretaceo) effondono a circa -2.500 m di profondità. Solidificano, ma il loro calore interno si dissipa solo col passare delle decine di milioni di anni. *Seconda bambolina*. Più un corpo roccioso si raffredda e più aumenta la propria densità, e dunque si appesantisce.

Terza bambolina. Appesantendosi, ma solo col passare del tempo (molto tempo), il fondale marino passerà da -2.500 m a circa -5.000 m. Nel Cretaceo sono tante le dorsali di nuova formazione. Dunque molte aree oceaniche hanno avuto apporti giovani e caldi, quindi batimetricamente 'sopraelevati'. *Quarta bambolina*. Tante lave sottomarine appena emesse significano tanti fondali oceanici intorno a -2.500 m. Una ragione questa che ha favorito il sollevamento globale del livello marino per… diminuito spazio.

Dato che l'argomento non è di immediata comprensione, vi propongo un esempio che chiede aiuto a una vasca da bagno. Immaginiamola però non modellata, come abitualmente, in acciaio smaltato, ma realizzata in gomma. In questo modo risulterà facilmente deformabile, specialmente sul fondo. Dopo averla appoggiata ad un telaio in ferro, lasciandola sospesa a mezzo metro dal pavimento (sarà necessario per il buon andamento dell'esperimento!), riempiamola per metà d'acqua. Facciamo ora un segno all'interno della vasca per marcare il livello raggiunto dal liquido.

Quello che ora abbiamo di fronte è una sorta di oceano, anche se ridotto ad un formato casalingo. Adesso, inginocchiandoci, portiamo le mani congiunte sotto la vasca, verso la zona centrale, facendo pressione verso l'alto. Una fascia del fondo di gomma si solleverà formando un rilievo all'interno della vasca. L'effetto più immediato e intuibile sarà uno spostamento progressivo, verso l'alto, del livello dell'acqua. Il livello del 'nostro oceano' è aumentato senza aggiungere altro liquido.

Bambolina infinitesima, ulteriore causa. Ricordiamo che nel Cretaceo, per svariate ragioni, le aree emerse erano in condizioni di temperature medie globali praticamente ai massimi degli ultimi 600 milioni di anni. Di pari passo erano aumentate le temperature medie delle masse d'acqua oceaniche, anche se con incrementi meno sensibili. E' interessante sapere che il riscaldamento delle acque marine, quando si verifica, ne provoca un'espansione di volume. Ciò avviene in proporzioni considerevoli, dato che l'incremento di 1°C può provocare un innalzamento del livello marino globale di circa 2 m.

Bambolina microscopica, ultima causa, da non sottovalutare. I cosiddetti *punti caldi oceanici*. Un *punto caldo* è una sorta di speciale pozzo incandescente aperto sulle grandi profondità del pianeta. Da un *punto caldo (hot spot)* sgorgano periodicamente emissioni ed eruzioni vulcaniche abbondantissime e spettacolari. Basta citare le Hawaii (su *crosta oceanica*), le Canarie (su *crosta oceanica*), lo stesso Yellowstone (su *crosta continentale*): tutti *punti caldi* che nella loro plurimilionaria esistenza hanno alternato fasi di massima eruzione e fasi di quiescenza dovuta a ricarica della camera magmatica.

I *punti caldi* che nel passato molto recente del pianeta Terra – gli ultimi 10 milioni di anni – sono stati o sono tutt'ora in attività, risultano essere ben 122. Se le emissioni – sempre gigantesche o perlomeno molto rilevanti – sono contemporanee e avvengono in ambiente oceanico, riescono a causare un incremento del livello marino globale. Sarebbe come avere un catino pieno d'acqua e versare sul fondo dei sacchetti di sabbia. Non serve commentare l'effetto.

Come vedete, le cause sono state molteplici e concentrate nel tempo. Tutte insieme, unendo i loro ciclopici sforzi, durante il Periodo Cretaceo sono riuscite a innalzare il livello marino globale di ben +380 m rispetto all'attuale. Un successo mai più replicato dal pianeta Terra.

2.2.3 All'insegna della trasgressione (marina)

Intorno a 20.000 anni fa i grandi ghiacciai alpini cominciarono a ritirarsi abbandonando le posizioni più avanzate, spesso collocate allo sbocco in pianura dei maggiori solchi vallivi montani. La fusione delle ampie calotte glaciali che rivestivano i territori montuosi delle medio-alte latitudini, assieme al concomitante drastico ridimensionamento delle calotte polari, restituirono ai mari l'acqua a suo tempo sottratta: una quantità enorme! La massa liquida monopolizzata dai ghiacci tornò agli oceani, realizzando così un cospicuo innalzamento del livello marino (+120 m almeno) recepito a scala mondiale.

Ogni processo di invasione delle terre emerse da parte del mare, visto dalla prospettiva di quest'ultimo, è definito come *trasgressione marina*. Si è concretizzata nella rapida risalita del livello marino ed è stata seguita nelle recenti migliaia di anni da modeste fluttuazioni. Negli ultimi 150 anni si è registrata una propensione all'innalzamento della superficie marina globale, legato a un incremento tendenziale della temperatura media (seppure non continuo), resosi responsabile anche del ridimensionamento di molti ghiacciai alpini. La stima di incremento del livello marino misurata per il Mare Mediterraneo è di 11 cm al secolo. Le variazioni climatiche possono dunque costituire uno dei principali motivi di innalzamento (e calo) del livello dei mari.

Con il termine *deglaciazione* si intende la fusione relativamente rapida e generalizzata di una coltre glaciale (v. Cap. 3.2.7.1). Durante un simile evento i mari riconquistano rapidamente i territori persi nelle migliaia di anni precedenti. I delta, assieme alle linee di costa, tendono velocemente ad arretrare a causa del relativamente rapido sollevamento marino. Altri sedimenti, questa volta nuovamente marini, si sovrappongono a quelli costieri e deltizi accumulati durante la fase fredda.

Pensando alle *trasgressioni marine* (e, in opposto, alle *regressioni*) si fa strada una riflessione su quell'inconfondibile sciacquio dato dal flusso e riflusso delle onde del mare. Iniziato ai primordi del pianeta, il suo inconfondibile rumore, cadenzato e inarrestabile, è proseguito incessante e inalterato fino ai giorni nostri, per miliardi di anni. Senza mai interrompersi.

Mutavano i confini dei mari e degli oceani assieme alla loro posizione, le coste si spostavano e migravano i continenti, ma lungo le infinite coste dell'intera Terra il rumore di acqua infranta contro le rocce o spalmata sulle battigie è proseguito, identico a se stesso, attraversando le centinaia e le migliaia di milioni d'anni per giungere intatto fino a noi. Come un battito di cuore che, incorruttibile, accompagna l'evoluzione della vita sulla Terra. Vita guidata e regolata dall'acqua, nelle sue manifestazioni più varie e affascinanti.

2.2.4 Quando il mare va… in regressione

Il livello degli oceani e dei mari, oltre a subire degli innalzamenti può dunque anche calare. Quando questo si verifica mette allo scoperto vasti territori marginali che in precedenza erano bassi fondali marini. Negli ultimi due milioni di anni questo è accaduto parecchie volte. Almeno quattro, forse sei (v. Cap. 3.2.6). La causa che nel volgere di poche migliaia di anni indusse questi drastici e periodici cali del livello marino (fino a -120 m e oltre) fu il rapido deterioramento del clima che, specialmente durante le estati, cominciò a farsi sempre più rigido.

Il calo della temperatura media contribuì a sottrarre ai mari parte delle precipitazioni che, alle medie latitudini, furono bloccate sotto forma di neve sulle catene montuose più elevate. Si generarono così spessi ed estesi accumuli nivali i quali, sotto il proprio stesso carico, si trasformarono in ghiaccio formando una densa e spessa coltre dalla quale emergevano solo le pareti strapiombanti delle cime rocciose più elevate.

Se potessimo idealmente inviare indietro nel tempo di 50.000 anni un satellite dotato di strumentazioni per il telerilevamento, collocandolo in orbita sulla verticale di un settore situato in mezzo al Mare Adriatico – diciamo tra Venezia e Pescara – e lo facessimo funzionare per decine di migliaia di anni, da allora fino ai nostri giorni, avremmo a disposizione una serie di fotogrammi che, proiettati in rapida successione, ci fornirebbero il susseguirsi dei mutamenti subiti dall'area dell'alto Adriatico e gli spostamenti della relativa linea di costa settentrionale.

Sarebbe un po' come assistere, durante le previsioni del tempo in televisione, al rapido spostamento dei fronti perturbati. Solo che in questo caso non sarebbero semplici e rapidi sistemi nuvolosi a muoversi, ma intere e più complesse linee di riva sabbiose marcate da una fascia di sistemi deltizi e di cordoni litorali. In progressiva migrazione, sarebbero visti traslare solidalmente in direzione SE, verso il centro dell'attuale Mare Adriatico.

Attraverso la registrazione filmata di questi eventi ci potremmo facilmente accorgere che nel settore inquadrato dal satellite e da noi preso come riferimento, il progressivo abbassamento del livello marino ha portato i grandi fiumi delle vaste pianure, con il concorso di tutti i loro numerosi affluenti, a spingere il loro carico di sabbie e limi dove prima esisteva il mare e a ricoprire con essi i precedenti depositi subacquei.

Se la fascia dei depositi deltizi 'rincorre' la nuova posizione della linea di costa, trascinerà nello spostamento anche i retrostanti depositi fluviali della pianura alluvionale. Se al settore preso come riferimento potessimo fare una radiografia, ci accorgeremmo che agli iniziali depositi marini si sono andati progressivamente sostituendo, in successione verticale, quelli deltizi che nella loro avanzata li hanno letteralmente sepolti. Depositi deltizi che a loro volta, col proseguire della migrazione della linea di riva, saranno di lì a poco ricoperti da quelli fluviali della retrostante pianura.

Per visualizzare lo spostamento di una linea di riva al calare del livello marino prendi una bacinella e appoggiala sopra un tavolo. Fa' in modo che il fondo abbia una leggerissima inclinazione, magari infilando un sottile spessore sotto ad uno dei lati. Sarà sufficiente anche solo mezzo centimetro. Adesso versa al suo interno una modesta quantità d'acqua e aspetta che la sua superficie ritorni immobile. Fa' anche in modo che la base della bacinella, a causa dell'inclinazione, resti in piccola parte all'asciutto, formando una sorta di linea di riva. Ora prendi una spugnetta. Di quelle usate in cucina, quadrate e sottili, ma soprattutto ad alto potere assorbente. Collocala in modo che metà di essa peschi nell'acqua, lì dov'è più profonda.

L'effetto prodotto sul tuo ambiente costiero in miniatura sarà il progressivo abbassamento del livello dell'acqua nella bacinella. La ragione va naturalmente cercata nell'assorbimento provocato dalla spugna. Però scommetterei che – se avrai avuto voglia di compiere il facile esperimento – la variazione del livello del tuo 'mare in scatola' l'avrai percepita non certo dal calo dell'altezza dell'acqua lungo la parete del contenitore, ma dallo spostamento della 'linea di riva'.

Questo perché un piccolo calo verticale di liquido può produrre su un piano a bassa o infinitesima inclinazione uno spostamento orizzontale amplificato di decine, centinaia o anche migliaia di volte. Più l'inclinazione è bassa, a parità di variazione verticale, e più aumenta lo spostamento della linea di costa!

2.2.4.1 Regressione senza ipnosi

In molti di voi forse si sta facendo strada una riflessione: "*Ci sembra di capire che la linea di costa migra (sensibilmente) come conseguenza di un innalzamento o di un calo del livello marino".* Attenzione, questo è verissimo, ma non è l'unica la ragione alla base degli spostamenti delle linee costiere sabbiose (o ghiaiose). Esistono, a tale proposito, degli esempi molto concreti e affascinanti, tratti dal territorio italiano. Riguardano le città di Pisa e di Ravenna. Se consideriamo le posizioni occupate dal mare o dalle sue lagune anche solo duemila anni fa, ci accorgiamo che la *linea di costa* deve per forza avere subito un deciso avanzamento.

Per rendere maggiormente l'idea si pensi che in epoca romana le città di Ravenna (Fiume Po, Mare Adriatico) e di Pisa (Fiume Arno, Mare Tirreno) si affacciavano sul mare. Ora entrambe distano una decina di chilometri dalle rispettive coste. Questo significa che la linea di riva si è spostata in media di 25 m al secolo. Il che non è affatto poco! Dobbiamo dunque dedurre che una *regressione marina* – ossia il mare che 'si ritira' spostando verso il largo la sua linea di riva – può realizzarsi anche senza un abbassamento del livello del mare.

In questo caso il meccanismo che ha fatto avanzare la terraferma a spese del mare non è stato dunque il calo del livello marino, ma l'enorme quantità di sedimenti trasportati dai grandi fiumi verso le rispettive foci. Fiumi che costituiscono i collettori di una miriade di affluenti, rivoli e torrenti i quali, nelle zone montane d'origine, mostrano un elevato potere erosivo. L'accumulo dei materiali smantellati alle montagne è avvenuto in massima parte proprio nella fascia deltizia e nelle sue limitrofe zone litorali.

All'opposto, anche un'invasione delle terre emerse da parte del mare può verificarsi in assenza di innalzamenti del livello marino. Ad esempio quando un delta smette improvvisamente di essere alimentato dal rispettivo fiume a causa di un cambiamento di percorso che lo porta a sfociare in un altro punto della costa. Sintomatico, ancora una volta, è il settore dell'alto Adriatico, dove un delta, improvvisamente 'disattivatosi' nel V secolo d.C., ora si è trasformato per gran parte in un'estesa, bassa area lagunare: l'ampia Laguna di Grado, in provincia di Gorizia. La sua profondità, durante le basse maree, non supera il mezzo metro.

2.3 Le storie dentro le montagne

Se, mentre in compagnia percorrete i sentieri di una catena montuosa, qualcuno procede raccontandovi che si tratta di una *catena collisionale*… è il momento di cominciare a riflettere (senza fermare il proprio passo!). Le rocce che state attraversando e calpestando devono essere – non si scappa – il risultato di una serie di complessi processi evolutivi, anzi… deformativi. Per un attimo vi sembra impossibile sintetizzarne la successione degli eventi. Poi, mentre continuate a salire e pensare, ecco la rivelazione!

La storia delle vostre rocce – spalmata sovente su decine, a volte centinaia di milioni d'anni – è relativamente semplice da sintetizzare. Basterà pensare a quelle stesse rocce sulle quali ora appoggiate i vostri passi, come a qualcosa di enormemente vasto che NASCE, CRESCE ed INVECCHIA, proprio come noi, esseri umani. Con la differenza che per le rocce tutto si svolge in tempi estremamente rallentati e dilatati (v. Cap. 2.4).

Le vicende della montagna che state salendo sono dunque iniziate nel momento in cui le sue rocce *nascevano*, sotto forma di iniziali depositi di una successione accumulatasi sulla superficie terrestre, strato dopo strato, colata su colata (v. Cap. 3). Come sempre avviene, gli strati appena deposti si sono poi abbassati per un effetto di carico.

Carico che ha dato luogo a un processo tanto di compattazione quanto di generalizzato, lento sprofondamento che viene riassunto dal termine *subsidenza da carico*. In tal modo altri strati e livelli si sono potuti sovrapporre ad essi. E via di seguito, con successioni di depositi che in questo modo sono riuscite a raggiungere spessori di moltissimi chilometri e volumi incredibili, spesso misurabili in centinaia di migliaia di chilometri cubici.

La storia è proseguita poi con quelle medesime rocce che *crescevano*. Sono stati i periodici processi di avvicinamento, contatto e scontro tra le grandi placche del guscio terrestre a piegare, frantumare e sollevare quella che fino a poco prima era soltanto un'enorme successione orizzontale di strati. Il suo trasformarsi in montagna è stato lento, progressivo e soprattutto inarrestabile. Quando questo accade si formano grandi protuberanze che cominciano a salire oltre i piatti fondali marini o sopra l'orizzonte delle pianure. Le iniziali irregolarità, alte pochi metri appena, in seguito si trasformano in isole o in colline e, col lento trascorrere delle centinaia di migliaia di anni, in modesti rilievi.

Il passo successivo forgia le montagne vere e proprie, con un progressivo affastellarsi delle loro rocce in volumi che, come enormi figurine o carte da gioco, si sovrappongono e impilano uno sull'altro (v. Cap. 4.1.1). A questo punto anche le successioni rocciose *invecchiano*, segnate dal tempo che su di esse agisce colpendole sempre più in profondità. Sfregiandole con le ferite delle erosioni e intaccandone la freschezza con le rughe delle alterazioni chimiche. Come gli esseri umani.

Anche i *depositi sedimentari* e *magmatici* attraversano, inconsapevolmente, le stesse tappe evolutive. Con la differenza che le nostre sono scandite da fasi chiamate giovinezza, maturità e vecchiaia, mentre per le rocce si può parlare di SI FORMA, SI DEFORMA e SI MODELLA (v. Cap. 1.4).

2.3.1 Il baule dei ricordi

"Chi tra voi, scoprendo in un vecchio baule dimenticato un album di fotografie dei propri genitori, dei nonni e dei bisnonni, tutte di anni se non secoli prima… Chi dunque tra voi non comincerebbe a sfogliarne le pagine, incuriosito e affascinato?" Sarebbe un'occasione unica per riscoprirli come mai li avreste immaginati, all'interno di case, città e luoghi che oggi – anch'essi come loro – apparirebbero ormai profondamente cambiati e radicalmente differenti. Ebbene, le montagne – *scrigno geologico* d'eccezione – possono diventare il nostro baule dei ricordi più remoti. Le vallate e i monti, ricchi di sedimenti, di rocce e di forme d'erosione, conservano le fotografie del

loro appassionante passato geologico, prossimo e (ter)remoto. Le successioni rocciose stratificate si prestano vantaggiosamente a registrare gli effetti delle immense compressioni crostali (v. Cap. 4).

Si comportano come le pagine di un album di vecchie fotografie che, appoggiato di piatto sopra un ripiano, è stato poi spinto lentamente contro un muro. Sarà ancora possibile osservare le immagini delle vecchie foto ma, con altrettanta chiarezza, si potranno *leggere* anche i piegamenti subiti dalle pagine sulle quali le fotografie sono state incollate.

C'è di più: dall'orientazione nello spazio delle deformazioni dell'album potremmo capire anche da quale direzione proveniva la spinta che l'ha piegato. La storia si completa con le rocce che *invecchiano*, ormai trasformate in montagne. Il trascorrere del tempo e il loro progressivo sollevarsi le espone, già precocemente, all'azione delle alterazioni chimiche e fisiche. Le rocce che si sollevano patiscono l'affronto delle erosioni e degli smantellamenti. Quelle erosioni, in continuo divenire, capaci di dare una forma ai rilievi montuosi attraverso un costante modellamento attuato dall'azione dell'acqua, del ghiaccio e, in minor misura, del vento.

"Avreste mai pensato che senza montagne non esisterebbero nemmeno i grandi fiumi? E senza il materiale trasportato e abbandonato dalle loro acque non ci sarebbero nemmeno le pianure, né i delta o gli estuari?" Senza le montagne, capaci di guidare verso l'alto le masse d'aria umida e farle condensare in pioggia, aumenterebbero a dismisura le aree desertiche e quelle inospitali.

Senza le montagne il volume dei ghiacci perenni sulla Terra diventerebbe ridicolo. Il clima, il 'nostro' clima, quello che ha accolto e favorito la proliferazione e diffusione dell'*Homo Sapiens*, avrebbe caratteristiche totalmente differenti. Senza le montagne l'intera civiltà umana e la sua vita sociale andrebbe ripensata. Ma questa, forse, sarebbe un'occasione.

2.3.2 Sogni ad occhi aperti

Fossili e rocce, rocce e fossili. Attraverso questo binomio la Geologia delle montagne spesso si trasforma in una incredibile *macchina del tempo*. Quando eravamo studenti (non era il Mesozoico, ma quasi), guardando i fossili affidavamo alla nostra fantasia il compito di ricreare gli antichi ambienti che li avevano ospitati.

Poi, alcuni anni dopo – era la prima metà degli anni '80 – abbiamo provato a riprodurre e a comunicare le nostre sensazioni e quanto le ultime scoperte geologiche ci suggerivano. Erano i tempi della mostra temporanea *"Il Paleozoico Carnico: le rocce, i fossili, gli ambienti"*, realizzata sotto l'egida del Museo Friulano di Storia Naturale (Comune di Udine). A quei tempi si lavorava su carta, con disegni a mano (seppure prospettici), fotografie. Da allora molte cose sono cambiate, anche e soprattutto nel modo di mediare e trasmettere le informazioni. I metodi di comunicazione moderna della Scienza ne sono una conferma. Con l'avvento del terzo millennio la comunicazione scientifica rivolta al vasto pubblico dei non esperti è passata dal Quaternario... all'*Avatariano*.

La realtà virtuale digitale e la multimedialità in genere stanno diventando quella *macchina del tempo* che un tempo si attivava solo nella nostra fantasia di fanatici delle 'cose geologiche'. Con risultati ottimi anche allora (nel nostro cervello), ma semplicemente impossibili da trasmettere e coindividere. Eppure, un consiglio che mi sento in grado di darvi è quello di non addormentare mai la vostra fantasia. Non adagiatevi passivamente alle magie virtuali dell'*Avatariano* che, sempre più

evolute e complesse, caratterizzeranno i vostri prossimi decenni, nel bene e nel male. Che la vostra fantasia continui sempre a viaggiare accanto e in parallelo ai mondi virtuali, anche geologici, confezionati da altri.

Sappiate sempre e ovunque applicare la visione tridimensionale ai vostri sogni ad occhi aperti, senza bisogno di uno schermo al plasma, di un supporto mediatico o di una *console*. Il meccanismo della realtà virtuale deve diventare un patrimonio mentale da utilizzare senza la necessità di postazioni speciali o di attrezzature di ultima generazione. Provate ad attivare la vostra *fantasia avatariana* anche mentre camminate in montagna, tra le rocce sedimentarie che bucano la vegetazione e che, con i loro differenti e multiformi caratteri, cercano, incessantemente, di trasmettere informazioni sul proprio mondo scomparso. Da milioni e milioni d'anni vi stanno aspettando per alimentare i vostri sogni ad occhi aperti.

Pensate che quelle stesse rocce che oggi, lungo un sentiero di montagna, percorrete, sfiorate, calpestate, sulle quali talvolta inciampate, al momento della loro formazione non solo rappresentavano un ambiente che più differente di così non poteva essere, ma – e qui sta l'incredibile – ho anche la certezza geologica che si trovava a una latitudine molto differente da quella odierna. Ve ne potrei fornire le prove.

2.3.3 Latitudini & paleo-latitudini

Attraverso i dati che le rocce racchiudono – spesso svelati grazie a moderne e complesse apparecchiature – si può persino risalire alle latitudini che via via i vari settori di studio occupavano al tempo della loro formazione. E' così che siamo venuti a conoscenza che durante il Paleozoico più antico (dal Cambriano al Carbonifero) l'Italia settentrionale del tempo era posizionata addirittura nell'emisfero australe. Verso la fine del Carbonifero, la deriva incessante subita dalle placche le ha fatto attraversare l'equatore portando i suoi territori nell'emisfero boreale (che da allora e per il momento non ha più abbandonato!).

Durante tutto il Mesozoico e il successivo Cenozoico, attraversando il tropico del Cancro, la deriva è proseguita verso le attuali latitudini, attestate tra i 36°N di Lampedusa e i 47°N della Vetta d'Italia (Alto Adige). Questi valori sono sotto gli occhi di tutti, basta aprire Google Earth® o consultare un qualsiasi atlante geografico.

Il problema è un altro. *"Quando leggiamo che nel lontanissimo Carbonifero superiore (circa 300 milioni di anni fa) dei territori che oggi fanno parte dell'Italia si trovavano a 4°N di latitudine, come facciamo a… credere sulla parola?"* Se solo ci facessero anche comprendere come hanno fatto a stabilirlo, tutti – ne sono certo – saremmo più propensi a dare credito a simili affermazioni.

Ecco, qui vorrei colmare questa lacuna cercando di spiegarvi in parole minime come i ricercatori ottengono questi dati. Sono i dati di paleo-latitudine ed è il *paleo-magnetismo* a fornirceli. Io stesso, nei primi anni '80, ho lavorato in uno di questi particolari laboratori adatti allo scopo. Paleo-latitudine significa *latitudine occupata nel passato geologico da un certo territorio*. Occorre approfondire l'argomento, senza scendere in discorsi specialistici (giammai!).

Sono i contenuti di alcuni particolari minerali a tornarci utili. In questo caso si tratta di minerali che contengono ferro (Fe). *"Perché proprio loro?"* Perché a livello sub-molecolare sono suscettibili

al *campo magnetico* della Terra, formatosi fin dai primordi del pianeta dopo lo smistamento tra nucleo e mantello (v. Cap. 2.1.1). Si tratta di *Fe-particelle* tanto sensibili da comportarsi come microscopiche bussole giroscopiche. I loro infinitesimi domini si orientano e allineano, proprio come gli aghi calamitati, assecondando le linee di flusso del *campo magnetico* terrestre.

"Quale?" Quello del tempo in cui questi minerali si sono formati. C'è di più, la loro orientazione resta fossilizzata come ricordo primordiale. A distanza di milioni e milioni d'anni sarà ancora possibile estrarre quel ricordo dalla roccia utilizzando un *magnetometro*, letteralmente 'misuratore di magnetismo'.

"Di quale tempo si parla?" Quello della genesi della roccia che le contiene. Trovata la roccia adatta, valutata la sua età, individuata la sua *Fe*-micro-bussola, misurata l'orientazione 'fossilizzata' al suo interno, il gioco è fatto. Più i depositi che contengono le nostre *Fe-particelle* erano vicini all'equatore e meno inclinati saranno oggi gli assetti dei loro micro-domini.

Dall'inclinazione memorizzata all'interno dei minerali ferriferi è facile, con un'equazione, ricavare la paleo-latitudine. È sufficiente infine riferirla all'età delle rocce e la collocazione spazio-temporale è completata. Aggiungo un esempio per chiarire un particolare non trascurabile. Paragoniamo la roccia a… un bosco. I singoli minerali sono, nell'esempio, le varie specie di alberi. Sono tante le conifere, poche le latifoglie. Queste ultime rappresentano i minerali che al loro interno hanno atomi di *Fe*, suscettibili al *campo magnetico* terrestre.

Nel caso del bosco il *campo magnetico* può essere paragonato a una leggera brezza che spira con direzione costante. Non saranno i tronchi delle latifoglie o i loro rami a risentirne, ma solo le foglie più ampie. Ossia i 'domini' più interni dei minerali ferriferi – le nostre *Fe-particelle* – celati in profondità nella struttura molecolare.

Solo osservando (selezionando) le latifoglie e concentrandosi sulle loro foglie, potremmo ricavare un'orientazione particolare di queste ultime e da esso ottenere la direzione e il verso del vento. Solo osservando (misurando) i minerali ferriferi e concentrandosi sul comportamento dei loro domini sub-molecolari, potremmo ricavare l'orientazione delle linee di forza del campo magnetico nel punto in cui quella roccia si stava generando, e da questa orientazione ricavare infine la paleo-latitudine (Fig. xx).

2.4 Il tempo profondo (2.400)

Attraverso le rocce il tempo è capace di materializzarsi. Rocce antichissime nelle quali i fossili sono solo un'infinitesima parte delle entusiasmanti tracce naturali che esse racchiudono e conservano. Come sempre, in questi casi per capire occorre sfogliare a ritroso la grande raccolta di immagini tridimensionali che il territorio, attraverso le proprie rocce, conserva gelosamente da milioni e milioni d'anni.

Le rocce rappresentano una sorta di *album* fotografico in grado di farci fantasticare, riportando alla luce gli ambienti e i paesaggi del lontano passato geologico, prossimo e remoto. "*Ma quanto distante da noi si colloca questo 'passato geologico'?"* Sono le stesse rocce a rivelarcelo, anche (ma non solo) attraverso gli eccezionali fossili che spesso racchiudono. Quando ci appoggiamo a una delle

tante rocce di una parte qualsiasi della Terra, possiamo paragonarci a minuscole farfalle – la cui vita dura un paio di giorni, forse qualche settimana – aggrappate alla corteccia di un faggio secolare.

Quell'albero apparirà loro immobile e immutabile nel tempo. Se solo riuscissero a sopravvivere per qualche mese sarebbe appena sufficiente a percepire il lento modificarsi del suo fogliame. Se la loro vita si allungasse a tal punto da durare alcuni anni, quelle stesse farfalle riuscirebbero però ad apprezzarne l'aumento, seppur minimo, del tronco, lo sviluppo di qualche nuovo ramo secondario e il rinnovarsi periodico del fogliame.

Basterebbero questi indizi, assieme al confronto con altri faggi di quello stesso bosco, per riuscire a ricostruire tutte le tappe della crescita di quell'albero, solo apparentemente statico e immobile. Ma la loro vita di farfalle dura un istante solo, e a loro quel faggio appare fisso e immutabile nel tempo.

Così come a noi, dal nostro scarso secolo di vita, risulta difficile poter pensare che le ripide pareti rocciose di una vallata alpina un tempo potessero essere state le sabbie di un'antica grande pianura o, ancor di più, i fanghi che si accumulavano nei bassi fondali una calda laguna tropicale o, peggio ancora, di una buia piana abissale sommersa da chilometri di acqua oceanica.

Ecco, approfondire lo studio geologico del territorio finisce per allungare a dismisura la nostra vita di farfalle appoggiate a un tronco, facendoci capire (o credere di capire) l'affascinante Storia della Terra e dei suoi territori.

2.4.1 Mezzo miliardo di anni… ma non li dimostra!

Scriverlo così: *un milione di anni*, appare davvero un intervallo di tempo enorme. Il suo inizio sembra perdersi così lontano da noi che difficilmente si trasforma in una quantità percepibile. E' complicatoe per i 'non geologi', abituati a misurare il trascorrere del tempo in anni, secoli o al massimo millenni, fare lo *slalom* fra intervalli di tempo a sei e otto zeri. Un metodo però forse c'è.

Una ventina di anni fa è uscito un film-documentario meraviglioso. Nel senso vero del termine: destava meraviglia! I vari e complessi fenomeni naturali, da quelli atmosferici a quelli botanici, dagli astronomici a quelli antropici, erano proposti ad un'accelerazione inaudita. In venti secondi il Sole sorgeva e tramontava. In tre un fiore sbocciava. Nel volgere di un respiro un albero attraversava tutte le stagioni.

Proviamo ad applicare lo stesso meraviglioso artificio alla Geologia, accelerando vorticosamente lo scorrere del tempo. Ad esempio 10 milioni di anni in soli 10 secondi. A una tale velocità potremmo rivivere l'intera evoluzione della Terra in 5 giorni. Data la lentezza dei cambiamenti di molti contesti geologici tutto apparirebbe molto più chiaro e percepibile. Anche ai profani di 'cose geologiche'.

Un avvenimento lontano da noi *cento milioni di anni* si troverebbe a poco più di un minuto e mezzo dal presente. La sua collocazione nel tempo geologico rispetto agli eventi che l'hanno preceduto e seguito diventerebbe più percepibile e, in un certo senso, decisamente più familiare. Tutto dipende dunque dalla nostra 'sensibilità' nei confronti della *dimensione tempo*. Per comprendere la Geologia e i suoi avvenimenti dobbiamo accelerare vorticosamente i nostri orologi biologici.

Ho sentito di un geologo che, mostrando alcuni fossili appena raccolti da una successione di rocce ben stratificate, ha esclamato: *"Questi sedimenti si sono deposti verso la fine del Cambriano, il che equivale a circa 510 milioni di anni fa."* Un escursionista, semplice appassionato di 'cose geologiche', lo ascoltava stupito e incuriosito al tempo stesso. Non metteva in dubbio la parola dell'esperto, ma si domandava come poteva essere così preciso nel proporre un'età ad un anonimo pacco di strati, semplicemente guardando i suoi fossili.

Mentre la sua curiosità aumentava, una nuova voce li fece voltare entrambi: *"Hai ragione!"* si sentì esclamare. Era un vulcanologo che confermava la deduzione del geologo. *"L'anno scorso* – continuò – *ho trovato un livello vulcanico, spesso 20 cm, intercalato a questi stessi strati sedimentari. Affiora proprio qui vicino, oltre questa collina. Ne ho analizzato i minerali e i loro elementi mi hanno fornito un'età di accumulo molto prossima a 510 milioni di anni. Lo stesso valore che tu ricavi attraverso l'esame dei fossili."*

"Mi fa molto piacere" riprese il geologo, e fra i due il discorso è proseguito con un fitto dialogo pieno di termini scientifici. In questo momento la cosa che più mi interessava era l'espressione confusa di quell'occasionale escursionista. Mi interessava per i ragionevoli dubbi che lo assalivano e per i suoi *perché*, destinati – me lo sentivo – a restare irrisolti. Dubbi e perplessità che spesso si appropriano di chi, non essendo del mestiere, si trova costretto ad accettare passivamente i racconti degli esperti senza poterne comprendere le ragioni.

Cercherò allora di spiegare a voi e al dubbioso escursionista, in modo anticonvenzionale e insolito, come quattro fossili o qualche grammo di minerale possono, indipendentemente gli uni dagli altri, suggerirci l'età di una roccia.

2.4.2 Le età relative (… io sono vecchio!)

Dimentichiamo per un attimo la successione rocciosa e sfogliamo la raccolta di fotografie che qualche capitolo fa avevamo trovato nella soffitta dei bisnonni (v. Cap. 2.3.1). Ci aiuterà a capire. In fondo le fotografie sono come le rocce: *fermano il tempo e lo trasferiscono al futuro*! Ecco, le foto che abbiamo di fronte sono ordinate con meticolosità.

Lo si comprende dalla cura con cui sono state incollate sulle pagine di cartoncino nero dell'album. Ognuna reca sul margine un numero progressivo ma, pur cercando con attenzione, non riusciamo a trovare un indice con le corrispondenti notizie sui soggetti e, cosa importante, nemmeno le relative date di scatto. Peccato, sarebbe stato bello conoscere in quali anni erano state eseguite.

La gran parte delle immagini ritrae i bisnonni a passeggio lungo le vie di alcune città italiane e tra degli scorci di piazze e monumenti. Eppure un metodo deve esserci per risalire alle date di quegli scatti. Forse ci siamo! Osservando attentamente le singole immagini, riprese in tempi molto diversi tra loro, si nota qualcosa che si ripropone sullo sfondo di ognuna, pur con caratteri differenti da foto a foto. Questo 'qualcosa' è rappresentato dalle automobili di passaggio che, assieme ai bisnonni, sono state catturate dall'obiettivo.

Ecco allora che, riconoscendo in un'immagine alcune *Fiat 508 Balilla* assieme a delle *Lancia Lambda* e una *Bugatti*, possiamo affermare con ragionevole certezza che la fotografia risale agli inizi

degli anni ’30 del secolo scorso. In un’altra istantanea, incollata parecchie pagine dopo, utilizzando lo stesso metodo di ricerca, troviamo una *Citroen DS 19* (la vecchia *Citroen* a ferro da stiro!), molte *Fiat 600 D* e *500 D*, due *Lancia Flavia* e un’*Austin Innocenti A-40*, oltre ad una *Bianchina panoramica*. Risulta immediato attribuire l’immagine agli anni ’60.

A questo punto è possibile azzardare il paragone: l’album di fotografie equivale ad una spessa successione di rocce sedimentarie. Ogni pagina, con la relativa foto, corrisponde ad un pacco di strati ben definito. Ogni foto ha un proprio contenuto caratteristico che ne consente la datazione: le automobili, classificabili sulla base della marca e del modello. Anche ogni strato, o pacco di strati, possiede un proprio contenuto caratteristico. E' rappresentato dai fossili. Anch'essi, come le auto nelle fotografie, possono essere individuati, poi riconosciuti e infine classificati in base al genere e alla specie.

Così come per le automobili è possibile consultare dei cataloghi che riportano l'anno di costruzione e le immagini dei vari modelli appartenenti alle diverse marche, così anche per i fossili esistono migliaia di studi compiuti dai paleontologi di tutto il mondo che hanno riunito in appropriati cataloghi di confronto tutti i generi e le specie scoperti e studiati, collocandoli in appropriati ‘alberi genealogici’, estesi per decine di milioni di anni secondo un preciso ordine temporale.

La gran parte dei fossili – come le automobili! – ha una diffusione temporale limitata. Questo è un innegabile vantaggio: dà la possibilità di suddividere il tempo in tantissimi momenti distinti e successivi. Nessuna casa automobilistica si sognerebbe di riproporre, fabbricato in serie, un modello di macchina, identico e invariato, già diffuso 30 anni prima!

Anche in Natura accade la stessa cosa: la forma di un nuovo organismo, e di conseguenza il relativo fossile (impronta, calco, riempimento, mineralizzazione,...), è sempre differente da quella di tutti gli organismi che l’hanno preceduto e che lo seguiranno durante la lunga storia evolutiva del pianeta Terra. Ora, probabilmente, è diventata più comprensibile la sicurezza che il geologo ostentava nel datare la roccia attraverso l’osservazione dei fossili raccolti dal suo interno.

2.4.3 Le età assolute (…io ho 65 anni!)

Resta però da spiegare la certezza, quasi spregiudicata, mostrata su quello stesso argomento dal collega vulcanologo! Ricorderete che affermava di potere definire addirittura l'età di una roccia magmatica, la quale per sua stessa natura non contiene resti di organismi! E per di più fissandola numericamente, in milioni di anni.

Usando parole semplici si può dire che quel vulcanologo, con appropriati strumenti, aveva misurato la quantità di alcuni e molto particolari atomi presenti in determinati minerali di quella roccia. Atomi particolari che al momento del consolidamento della lava non esistevano ancora nei suoi minuti cristalli, ma che si sono generati in seguito, nel corso dei successivi 510 milioni di anni, grazie a delle trasformazioni naturali.

“In che modo possono avvenire simili trasformazioni?” E’ la logica domanda del ‘non addetto ai lavori’. Si può sintetizzare che queste si verificano grazie alle continue modificazioni subite da alcuni atomi presenti nella roccia stessa. Tale capacità è nota come *decadimento radioattivo* e comporta un’emissione di energia.

La velocità con cui si realizza il *decadimento* (cioè la trasformazione) è calcolabile e viene chiamata *tempo di dimezzamento* (o *emivita*). Si chiama così perché individua il tempo che impiega la metà di tutti gli atomi di un dato elemento per trasformarsi in un'altra specie atomica.

Tale intervallo di tempo *(emivita)* varia a seconda del tipo di atomi presi in considerazione e questo rende possibile, in base al calcolo delle quantità di atomi 'originali' e di 'trasformati', la valutazione del tempo trascorso. Occorre aggiungere che solo certi atomi di certi minerali hanno in sé questa capacità. Inoltre, tra questi, ognuno ha il proprio, caratteristico *tempo di dimezzamento*, noto e codificato (v. Cap. 2.4.3.1).

Questo metodo si basa letteralmente su un conteggio statistico: quanti atomi (isotopi) presenti all'interno di particolari minerali, col trascorrere del tempo geologico si sono trasformati in altre 'specie atomiche' emettendo energia (collegata direttamente alla *radioattività*). Più passa il tempo e meno atomi originari troviamo. Semplificando moltissimo, dal rapporto tra la quantità di 'atomi originari' e la quantità di 'atomi trasformati' possiamo ricavare l'età numerica della roccia, ossia la sua *età assoluta*. Ad esempio: 75 milioni di anni.

Il discorso è applicabile con successo specialmente alle rocce magmatiche (ma non solo ad esse), dato che i singoli minerali presi in esame si sono formati contemporaneamente al consolidamento della roccia stessa e dunque ne possono datare il momento della genesi. Nelle rocce magmatiche le trasformazioni si attivano nel momento in cui il magma si solidifica e dà luogo ai vari minerali che formeranno il deposito o l'ammasso.

Da quel momento, per dirla in gergo specifico, "si chiude il sistema": una sorta di "chi è dentro è dentro, chi è fuori e fuori" e con esso ha inizio il *decadimento radioattivo*. A questo punto leggete attentamente quanto segue, cercando di dare autonomamente la risposta corretta.

"Volendo stabilire l'età assoluta di deposizione di un livello sabbioso che oggi, cementandosi, è diventato arenaria, vi chiedo perché sarebbe un controsenso utilizzare i suoi granuli, seppure scegliendoli tra quelli formati da minerali che fanno al caso nostro (ossia che contengono atomi che 'si trasformano')." La risposta è semplice... Così facendo otterremmo solo l'età (in milioni di anni) dei minerali e della roccia magmatica dalla quale quei granuli sono derivati per sgretolamento ed erosione. Non certo l'età della formazione di quel *deposito sedimentario*.

Un esempio. E' come se in un manufatto di cartapesta, fra i mille ritagli di giornale utilizzati, trovassimo un frammento con una data ancora leggibile (ottobre 1986). Eppure, dalle nostre conoscenze sappiamo per certo che l'oggetto in sé risale alla fine degli anni '90. Dunque, tanto per i *depositi sedimentari*, quanto per un oggetto di cartapesta, può accadere che la vera età dei costituenti utilizzati sia più antica rispetto all'età della loro effettiva genesi.

Nel capitolo che segue cercheremo di comprendere in che modo l'analisi di un pugno di atomi (si fa per dire, ne bastano quantità infinitesime) è in grado di fornirci un'età numerica, fissata in milioni o migliaia di anni, ossia un'*età assoluta*. Utilizzerò, ancora una volta, un esempio. Occorre tornare alle fotografie. Ancora una volta tramite una serie di immagini tenterò di comprendere come la stima delle quantità di certi atomi presenti nei minerali di una roccia può datarne l'età di formazione.

2.4.3.1 Quelle vecchie foto della 5ªB

Pensiamo a un'ultima classe di liceali che prima di ottenere il diploma vuole ricordare quel significativo momento con una rituale fotografia di gruppo. Anni dopo si ritrovano, organizzano una cena e al termine... *click*, scattano una foto ricordo. Passa qualche altro anno. L'amicizia resta e con essa lo spirito conviviale d'un tempo. Un altro incontro con un sorriso di fronte all'obiettivo procura una nuova fotografia per l'album dei ricordi. Sono molto affiatati quei compagni di liceo. Riescono a ritrovarsi ancora, quasi tutti, alla soglia della terza età. Non può mancare la foto di rito.

Altri anni dopo, la mitica 5ªB si riunisce ancora. Una cena, le battute allegre di sempre, molti i ricordi strapparisate (sempre quelli!), il tutto velato ormai da una insopprimibile malinconia per il tempo che passa. Non può mancare una foto. L'ultima, forse per il momento. Oggi quello che resta della 5ªB è tutto in quest'album.

Nessuna delle fotografie riporta la data, né possiede dei riferimenti che possano servire in tal senso. Nessun indizio cronologico e, in questi casi, nessuna macchina sullo sfondo a suggerirci la soluzione (v. Cap. 2.4.2). L'unica certezza è che l'ultima fotografia risale a pochi mesi fa e che loro, vecchi studenti d'un tempo, hanno ormai quasi tutti i capelli bianchi (salvo chi non li ha già persi da tempo!).

Questa volta le fotografie potranno essere datate attraverso l'aspetto dei protagonisti, gli studenti d'un tempo. Non di tutti, solo di una parte di loro. Come in una roccia non tutti gli atomi sono utilizzabili, così nel caso della nostra classe escluderemo parte del contenuto: ad esempio le 'ragazze' (per ovvie ragioni che chiunque comprende: i loro dati non sarebbero quasi mai attendibili!) e i… pelati totali. A questo punto qualcuno tra voi ha compreso che ci baseremo proprio sulla perdita progressiva di colore dei capelli i quali, col passare dell'età, saranno diventati, in numero sempre maggiore, inesorabilmente bianchi.

Allo stesso modo la roccia può essere datata attraverso alcuni dei suoi minerali (paragonabili agli studenti d'un tempo). Minerali che risultano in parte composti da atomi (paragonabili ai capelli) i quali col passare del tempo 'invecchiano', subendo progressive e riconoscibili modifiche. Valutando, in entrambi i casi, la percentuale dei 'trasformati' rispetto alla quantità degli 'originali' si risale al tempo trascorso.

Ricordiamo che questo per le rocce è possibile dato che alcuni particolari atomi (isotopi) di certi elementi presenti nei minerali 'invecchiano' trasformandosi secondo una regola ben precisa: *"Ci vogliono x anni affinché metà di tutti gli atomi originari presenti al momento della formazione della roccia, si siano modificati."* Il valore (X), definito come *emivita* (metà vita) di quel dato atomo, è sempre noto e varia a seconda delle specie atomiche prese in esame.

Tornando all'esempio della 5ªB sarebbe come dire: occorrono X anni affinché metà dei capelli che un individuo ha in testa diventi bianca (o grigia); e poi ancora quello stesso numero X di anni per consentire a quella metà di capelli scuri rimasti di dimezzarsi, e così via, riducendo esponenzialmente la quantità di capelli che conserva ancora il colore originario.

Naturalmente valutazioni simili per risultare attendibili devono essere applicate a una popolazione ampia e omogenea di individui così come di atomi. Ossia non un solo ex-studente in particolare, ma all'intera classe. Non a pochi atomi, ma a un numero enorme.

Vi ricapitolo la similitudine: a) la classe 5ªB è la roccia; b) i suoi ex-studenti sono i minerali che formano la roccia stessa; c) tra questi i maschi rappresentano i minerali composti da atomi idonei a subire il decadimento radioattivo; d) i loro capelli sono l'equivalente degli atomi passibili di decadimento, e su di essi sarà effettuata la valutazione.

2.4.3.2 Carbonioquattordici

Per stimare l'età di rocce magmatiche antiche centinaia di milioni d'anni si scelgono elementi quali K-Ar (Potassio-Argon) o Rb-Sr (Rubidio-Stronzio) caratterizzati da *tempi di di dimezzamento (emivita)* rispettivamente prossimi a 1,3 miliardi d'anni e a 50 miliardi di anni. Per valutare l'età di sedimenti abbastanza recenti (qualche decina di migliaia di anni al massimo) sono utilizzati atomi con decadimento rapido. Ad esempio il ^{14}C (Carbonio), contenuto nei residui vegetali carbonificati. Questo perché è dotato di un *tempo di dimezzamento* molto breve, pari a nemmeno 6.000 anni. Per l'esattezza 5.730.

Queste scelte, diversificate sulla base degli elementi di volta in volta presenti nella roccia da esaminare e, naturalmente, sul presunto ordine di grandezza delle età da misurare, possono essere giustificate attraverso due banali considerazioni: nessuno misurerebbe mai la lunghezza di una coccinella usando la propria spanna, né tantomeno si servirebbe di una striscia di carta lunga un decimetro per valutare la distanza tra due paesi.

Ci sono, come sempre, le eccezioni. Per fortuna! Anche un *deposito sedimentario*, fatto di particelle erose, trasportate e accumulate, può in certi casi essere datato in modo assoluto, cioè attribuendogli un'età numerica. Ecco un esempio concreto. Ci troviamo di fronte a uno strato di fango, deposto alcune migliaia di anni fa in un lago o in una baia deltizia. Al suo interno saranno frequenti i ritrovamenti di piccoli frammenti vegetali (i cosiddetti *frustoli*) oppure, nella migliore delle occasioni, di grossi tronchi e rami fluitati.

In entrambi i casi, saranno proprio gli atomi di Carbonio, formanti i resti vegetali, a poter essere utilizzati. Si badi bene, non le particelle di fango, che sono derivate da alterazioni di rocce madri molto differenti come età. Abbiamo la fortuna che i depositi fangosi di questo tipo si accumulano nello stesso istante geologico in cui ricevono al proprio interno tronchi, rami, frustoli, strappati dal loro *habitat* e trascinati a valle dalle piene fluviali.

Però, accanto a una fortuna, ci imbattiamo anche in una sfortuna. Se – come vi accennavo sopra – il deposito risulta più 'vecchio' di 40.000 anni, non c'è santo che tenga: la stima dell'età diventa impossibile e, se abbiamo inviato a un laboratorio radiometrico il nostro campione, avremo buttato al vento circa 500 Euro, tanto è il costo di un'analisi, indipendentemente dal suo risultato (come le prestazioni degli avvocati!). L'impossibilità di datare campioni troppo 'vecchi' si verifica perché l'*emivita* del nostro isotopo del Carbonio (il famoso 'carbonioquattordici') è molto bassa: nemmeno 6.000 anni.

Questo significa che la quantità di isotopi 'trasformati', che costituisce la base del calcolo per conoscere l'età del reperto e del deposito che l'ha accolto, si dimezza circa ogni 6.000 anni. Dopo sette dimezzamenti (40.000 anni) la quantità iniziale, anche fosse considerevolmente grande, sarebbe ormai diventata così infinitesima che su di essa ogni stima diventerebbe impossibile!

2.4.4 Il grande Calendario della Terra

Abbiamo visto che i più usuali metodi di datazione di un deposito roccioso forniscono delle età che possono essere alternativamente considerate ora *assolute* ora *relative*. Età *assolute* sono quelle ricavate dalle analisi di atomi particolari (i cosiddetti *isotopi radioattivi* che, nel tempo, decadono trasformandosi in atomi differenti). Attraverso queste *datazioni assolute* si ottengono dei *valori numerici* che esprimono l'età della roccia in anni (v. Cap. 2.4.3).

Età *relative*, al contrario, sono considerate quelle che utilizzano particolari presenze interne al deposito – come i fossili ad esempio – vissute contemporaneamente all'accumulo del sedimento che le ha inglobate e conservate. In questo caso il contenuto fossile può dirci soltanto che un pacco di strati è più giovane di un altro, in quanto contiene specie e generi di differenti e più evoluti organismi (v. Cap. 2.4.2).

Siamo però in grado di correlare, più o meno precisamente, il dato *relativo* con quella che è la *scala assoluta* dei tempi, quella espressa in migliaia e milioni di anni. E qui entra in gioco l'infinito archivio di informazioni raccolte in oltre un secolo di attività dai geologi/paleontologi/geofisici di tutto il mondo.

Sono informazioni di *età assolute* e di *età relative*, ottenute studiando le successioni rocciose di tutto il pianeta. Anche e soprattutto quelle dove strati sedimentari più o meno antichi *(età relative)* si alternano a livelli vulcanici *(età assolute)*. È proprio in tali circostanze che diventa maggiormente possibile confrontare tra loro i due tipi di età, calibrando quella 'relativa' e riferendola alla scala dei tempi assoluti.

Analisi di associazioni di fossili e analisi compiute su atomi particolari: insieme hanno dato forma alla *scala cronostratigrafica*, comunemente usata in campo geologico per mettere ordine in tutto quello che, da oltre 4 miliardi di anni, sta accadendo sopra questo meraviglioso palcoscenico naturale chiamato Terra (e nel suo *backstage*).

Una *scala cronostratigrafica* che, a tutti gli effetti e con parole più semplici, altro non è che il grande *Calendario della Terra*.

In questo modo si è costruita la cosiddetta *scala cronostratigrafica*, nella quale convivono in parallelo le *età relative* delle successioni stratigrafiche (rocce giurassiche hanno fossili differenti da quelle cretaciche) con le *età assolute*. Quelle applicate – ad esempio – al limite fra Giurassico e Cretaceo e alle rispettive suddivisioni interne.

I due tipi di età contribuiscono dunque a formare una scala di riferimento largamente usata, ma anche costantemente soggetta a piccole revisioni e calibrature. Un esempio fra tanti è costituito dal limite tra l'Era paleozoica e l'Era mesozoica che negli ultimi 40 anni è passato da 245 a 247 milioni di anni, all'attuale valore di 252 milioni di anni. L'ultimo in ordine di… tempo. Ma, statene certi, non sarà quello definitivo.

2.4.4.1 Età assolute vs età relative

Si può tentare di escogitare un esempio attraverso il quale chiarire meglio i rapporti che intercorrono tra età *assolute* ed età *relative*. Davanti a noi, sopra una scrivania, sono distribuite alla rinfusa un centinaio di prime pagine di un noto quotidiano. Ogni pagina risulta stampata in tempi a volte molto diversi tra loro. Complessivamente coprono un intervallo di quasi trent'anni. Tutte le pagine contengono un articolo di fondo firmato dal direttore del momento. Molte tra esse hanno l'orlo superiore rovinato e pressoché illeggibile, proprio lì dove si sarebbe potuta scorgere la data di stampa!

Ecco il senso dell'esempio. Nei pochi fogli integri c'è la possibilità di leggere delle *età assolute*: le date impresse lungo il margine superiore dei singoli fogli. Non è tutto. Guardando sotto il titolo del quotidiano ci accorgiamo che il direttore della testata non sempre è il medesimo. Anzi, controllando meglio tutte le prime pagine che abbiamo di fronte è facile verificare che in quei trent'anni almeno tre direttori differenti si sono avvicendati alla guida del giornale.

Le scarse pagine ancora intatte, che fortunatamente coprono tempi molto diversi tra loro, ci consentono dunque di fare corrispondere ad alcune date ben precise (le età *assolute*) i nomi dei direttori che in quel momento guidavano il quotidiano. Possiamo paragonare questi ultimi al contenuto fossile che muta e si rinnova col passare del tempo. Nei numerosi fogli col margine superiore rovinato, ossia quelli privi di un'età *assoluta*, è comunque sempre leggibile la firma del direttore del momento.

La sola presenza di tale nome, confrontato con i pochi dati assoluti prima osservati, riesce ugualmente a fornirci un'età. Non sarà più un'età *assoluta* ma... *relativa*. Relativa in quanto ci dice semplicemente che quel foglio di giornale, deve essere più recente o più antico di un altro, in quanto caratterizzato da un direttore differente.

I limiti esatti dei tre successivi intervalli temporali potranno essere stimati con maggiore precisione se, col progredire delle ricerche, verranno alla luce altri fogli integri. Oppure utilizzando, in aggiunta, altri criteri completamente diversi. Ad esempio la valutazione delle modifiche apportate nel tempo all'impaginazione, l'esame del contenuto delle notizie... integrando e confrontando tra loro i singoli gruppi di informazioni.

Voglio chiudere l'argomento con un'ulteriore esemplificazione – e poi basta, lo giuro! – in grado di mettere a confronto l'*età relativa* e quella *assoluta*. In questo caso proviamo ad applicare il concetto di età a due alberi della stessa specie, nati in tempi molto differenti all'interno dello stesso giardino. Per tutti noi diventa intuitivo riconoscere quale dei due è nato prima, pur senza effettuare delle misurazioni specifiche. Lo deduciamo dal diametro dei tronchi, dall'altezza dei fusti, dall'ampiezza delle chiome: *"Questo è più vecchio dell'altro."* L'età stabilita è *relativa*.

Addirittura, sempre sulla base dei caratteri appena considerati, è possibile farsi un'idea sull'epoca in cui collocarne il primo sviluppo. *"Questo albero potrebbe risalire a prima dell'ultimo conflitto mondiale."* È sempre un'età relativa che, in modo indiziario, si cerca di collocare in una griglia temporale basata su riferimenti assoluti e noti a tutti.

Per passare da un'*età relativa* ad un'*età assoluta*, riferendo entrambe allo stesso albero, bisognerebbe trivellarne il tronco con un succhiello e contarne gli anelli. Con questo dato (il numero degli anelli) potremmo ottenere l'*età assoluta* di quell'albero. Solo così potremo affermare *"Ha 94 anni!"* oppure *"E' nato nel 1927"*, che poi è – alla data odierna – la medesima cosa. L'*età assoluta* è un'età numerica ottenuta, a seconda dei materiali considerati, in modi vari e differenti.

2.5 Strati come pagine di libro

Una successione di *depositi sedimentari* – con le proprie caratteristiche strutture, le relative composizioni, il particolare aspetto macro- e microscopico, il rispettivo contenuto fossilifero – è quanto di meglio un geologo possa trovare per cercare di ricreare l'antico paesaggio nel quale quei sedimenti, trasformati col tempo in strati rocciosi, si andavano più o meno lentamente accumulando. L'antico paesaggio in fondo non è altro che l'ambiente fisico nel quale in origine si generavano i *depositi sedimentari*.

Non solo sedimenti, ma anche gli eventuali apporti vulcanici (v. Cap. 2.8). Tale ambiente poteva essere continentale (basti pensare alle vaste pianure alluvionali, ai fondi dei laghi, alle grotte, alle torbiere,...) o marino (lagunare, di scogliera, di mare aperto, di mare profondo,…), o ancora di transizione fra i due (deltizio, di spiaggia, costiero,...). I vari tipi di ambiente, registrati e letteralmente archiviati sotto forma di rocce che possono risalire anche a moltissime centinaia di milioni d'anni or sono, tornano a rivivere attraverso le pazienti analisi delle successioni rocciose. I caratteri in esse registrati le rendono una finestra aperta sopra un affascinante e lontano passato del nostro territorio.

Il geologo, attraverso lo studio dei caratteri delle rocce e dei loro fossili, ha sempre la possibilità di ricostruire l'antico aspetto del territorio. Una storia che risale al tempo in cui quelle stesse rocce, oggi presenti in strati compatti e cementati, erano ancora ghiaie, sabbie, fanghi (e non solo) che si andavano depositando in qualche remota pianura o sul fondo dei mari, ma anche in un sottile lago o nel buio profondo di una grotta.

Gli strati rocciosi, ognuno sopra il precedente, costituiscono dunque le infinite pagine di un meraviglioso libro della Natura che è stato in grado di registrare i caratteri del territorio e che continua ogni giorno a raccogliere con incredibile precisione le tracce delle forme di vita che lo popolano. Il geologo sa leggere tali pagine e utilizza questa prodigiosa *macchina del tempo* che la Natura stessa ci ha fornito per penetrare i segreti del lontano passato della Terra.

Il territorio, visto sotto questo aspetto, diventa un gigantesco archivio naturale tridimensionale. Una sorta di biblioteca in continuo, costante aggiornamento. Miliardi di pagine, ognuna stratificata sopra e accanto alle precedenti, per continuare a stupirci e appassionarci. Guardare le rocce di una montagna all'orizzonte è un po' come osservare da lontano i volumi di una vecchia enciclopedia.

Sullo scaffale della libreria, appoggiati uno di fianco all'altro, sembrano apparentemente tutti uguali. Provate però a prenderli in mano uno a uno e poi a sfogliarli, appropriandovi del significato dei loro testi, delle fotografie, dei disegni. Sarete colmati di meraviglia se solo riflettete su quante e quali informazioni possono essere racchiuse in pochi grammi di inchiostro spalmati su pagine solo in apparenza tutte uguali.

Una successione di depositi (*sedimenti* e *rocce*, comprese quelle laviche) è dunque idealmente paragonabile a una pila di libri accatastati uno sull'altro. Un pacco di strati forma il capitolo di un volume, oppure un intero libro. Ogni strato è una pagina ricca d'informazioni che il geologo riesce a tradurre o decifrare.

Resta da stabilire quali sono in genere le informazioni contenute in una successione rocciosa (v. Cap. 2.5.3.1). In parte possono essere ricavate dalla osservazione diretta delle rocce affioranti, in parte da analisi effettuate su campioni trattati in laboratorio (v. Cap. 2.5.1).

2.5.1 Lo strato è una valigia piena

Uno strato che fa parte di una successione rocciosa sedimentaria è paragonabile a una valigia abbandonata da uno sconosciuto. Come non si potranno ricavare informazioni su chi ha preparato e dimenticato la valigia senza aprirla ed esaminarne il contenuto, così non si potranno conoscere con precisione tutti i caratteri dell'ambiente che ha accolto il deposito o le condizioni e i processi che ne hanno favorito l'accumulo, se non si agisce sullo strato stesso spezzandolo, sezionandolo, levigandolo e infine, nel migliore dei casi, osservandolo al microscopio. E anche, quando necessita, incidendolo e disgregandolo.

Il contenuto di un *deposito sedimentario* è rappresentato dagli elementi che lo formano. Non si tratta solo di clasti, granuli, particelle, polveri (e in certi casi cristalli; v. Cap. 2.5.3.1), ma anche di eventuali resti fossili. Attraverso l'esame dei vari generi e specie di fossili e micro-fossili, oltre a stabilire l'età *relativa* di deposizione della roccia che li contiene (v. Cap. 2.4.2), si ricavano molte altre importanti informazioni. Sono quelle cosiddette paleo-ecologiche, ossia relative alla natura e alle caratteristiche dell'originario ambiente nel quale quei particolari organismi vivevano e proliferavano.

L'osservazione di una roccia spesso si esegue al microscopio. Dà i migliori risultati quando… la si affetta! Le singole 'fettine' devono essere sottilissime (1/35 di mm) e per riuscire a preservarle e osservarle devono essere incollate su piccole, sottili lastrine di vetro. Non a caso la roccia 'affettata' è chiamata *sezione sottile*. Sotto la forte illuminazione del microscopio e con l'aiuto di lenti orientate, particolari fenomeni di rifrazione ottica del fascio di luce che attraversa i granuli e i minerali della *sezione sottile* fanno assumere ai singoli elementi colpiti dalla luce, colori e sfumature variabili a seconda della loro composizione, rendendoli così identificabili. Questo della *sezione sottile* è un metodo utilizzato anche per studiare gli eventuali fossili microscopici.

Per questi ultimi può rivelarsi vantaggioso – quando è possibile applicarlo – il metodo dell'estrazione diretta, valido per i sedimenti non o scarsamente cementati. Il deposito, trattato con opportuni disgreganti (di solito acqua ossigenata; ma spesso è già sufficiente la semplice acqua), riesce a scomporsi nei singoli costituenti primari, ad esempio granuli di sabbia e micro-fossili.

Nell'ammasso incoerente che ne deriva, sempre con l'aiuto di un microscopio, sono individuati e separati i micro-fossili, generalmente rappresentati da gusci di organismi unicellulari inferiori al millimetro. Quando invece il *deposito sedimentario* è tenacemente cementato, ossia è diventato roccia (v. Cap. 2.6.3), la disgregazione nei suoi costituenti primari risulta impossibile.

In tali casi, e quando i micro-fossili da estrarre hanno una composizione chimica differente da quella della roccia che li ingloba, si possono utilizzare degli acidi. Ad esempio l'acido cloridrico (HCl), in grado di dissolvere un campione di roccia calcarea (carbonato di calcio, formula chimica $CaCO_3$), preservando invece quei i fossili che hanno una composizione differente. Questo metodo è particolarmente usato quando i micro-fossili da estrarre sono i *conodonti*, caratterizzati da composizione non calcarea ma fosfatica.

L'acido cloridrico è spesso utilizzato sull'affioramento o sul campione roccioso anche soltanto per individuarne la composizione (silicatica o carbonatico-calcarea, le due più frequenti in natura; v. Cap. 2.7). Nel primo caso non c'è alcuna reazione chimica. Nel secondo caso invece si libera CO_2 con un'evidente, pronunciata effervescenza che diventa il segnale cercato. C'è da aggiungere che le cosiddette rocce carbonatiche sono di due principali tipologie: i *calcari* ($CaCO_3$) e le *dolomie* (Ca, Mg) $(CO_3)_2$.

Mentre la reazione sui *calcari* è veramente colossale – una vera friggitoria (provare per credere!) – quella sulle dolomie è ridottissima, pressoché nulla. A meno che non si sbricioli un frammento di dolomia e sulla sua polvere sia fatto cadere un paio di gocce d'acido. Effervescenza garantita. Questo perché l'acido agisce su una superficie gigantesca: quella di tutti i granuli di polvere messi insieme. La ridottissima reazione dell'acido cloridrico, dato a freddo sulle dolomie, è enfatizzata dall'azione su una enorme superficie concentrata in un minuscolo spazio.

Detto tra noi, se invece riducete in polvere un frammento di roccia silicatica (cioè a composizione dominata dal Silicio (Si) e cospargete quest'ultima di HCl… non accadrà assolutamente nulla. La disgregazione, in entrambi i casi, non cambia la formula chimica! Un'ultima precisazione alla domanda di qualcuno tra voi: *"La reazione chimica tra un deposito carbonatico-calcareo e l'acido cloridrico (puro o diluito che sia) cosa libera?"* La reazione tra due molecole di HCl e una di $CaCO_3$ rilascia non solo CO_2 (la nota anidride carbonica), ma anche H_2O e piccole quantità di un particolare sale, il cloruro di calcio ($CaCl_2$).

2.5.1.1 Strati e giunti di stratificazione

Ogni strato rappresenta, lungo la sua complessiva estensione, un evento geologico pressoché contemporaneo. I singoli strati spesso variano il proprio spessore con la distanza. Possono rastremarsi impercettibilmente fino a sparire su distanze di oltre 100 km, oppure chiudersi a lente entro spazi relativamente ristretti e/o confinati: da alcune decine di metri a qualche chilometro. Avvicinandosi a una successione di rocce stratificate una domanda chiede risposta: "*Perché si formano i singoli strati (e banchi) sedimentari?"* La domanda diventa perplessità nel momento in cui l'intero affioramento, a uno sguardo più attento, si rivela formato da un unico tipo di roccia.

Le ragioni della presenza delle superfici di strato possono essere varie: la cessazione temporanea degli apporti, le variazioni e modifiche nella direzione e/o nella velocità e/o nella turbolenza del mezzo di trasporto (vento, acqua,…), l'improvvisa diluizione di una soluzione soprassatura, l'aumento (o la diminuzione) della batimetria di un fondale, l'estinzione (o la comparsa) di organismi in grado di produrre resti minerali (gusci, impalcature,…) o anche solo di rimescolare il sedimento soffice, perlustrandolo alla ricerca di cibo (v. Cap. 2.6.2.1).

La ripresa della sedimentazione forma un nuovo accumulo stratificato che, fisicamente, risulta separato (e separabile) dal precedente. Nella maggior parte dei casi uno strato è distinguibile dal precedente e dal successivo attraverso i *giunti di strato* (o *di stratificazione*). Sono questi delle superfici che marcano periodi di stasi nella sedimentazione e/o di cambiamento del tipo di deposito. Quando la sedimentazione riprende, l'accumulo precedente può avere già subito compattazione, coesione o talvolta precoce cementazione. Questi e altri effetti favoriscono l'individuazione dei singoli strati, anche quando il tipo di deposito resta composizionalmente uguale.

In altre situazioni, gli strati successivi, seppure identici tra loro, possono essere divisi da giunti marcati da veli infinitesimi di natura differente rispetto a quella degli strati stessi. Ad esempio, in una successione calcarea stratificata di mare aperto, non di rado i *giunti di strato* corrispondono a veli di argille, talvolta inferiori al millimetro.

Segnale questo che durante la stasi della tipica, abbondante sedimentazione del fondale – costituita in questo esempio da fanghi calcarei – l'unica fonte (minima) di approvvigionamento dei fondali erano le polveri argillose, spesso di origine eolica o di lontana derivazione deltizia, in grado di diffondersi verso il largo.

Altre volte, come già accennato, la stratificazione si rende visivamente percepibile e appariscente perché i *giunti di strato* separano depositi litologicamente e/o dimensionalmente differenti, alternati sulla verticale. Quando questo accade è il cambiamento composizionale del tipo di apporto, a volte accompagnato dalla momentanea interruzione della deposizione, a determinare la netta divisione in strati della successione sedimentaria.

Una delle caratteristiche peculiari dei *depositi sedimentari* (*sedimenti* e *rocce*) è proprio quella di presentarsi spesso ben stratificati. Può trattarsi di strati sottilissimi, inferiori al centimetro, oppure di banchi plurimetrici internamente ai quali la distribuzione in strati diventa evanescente.

Nella maggior parte delle successioni sedimentarie si può comunque osservare una netta partizione in strati, comunemente compresi tra un decimetro e il metro di spessore, spesso planari, paralleli tra loro, e organizzati in potenti spessori. Può frequentemente accadere che il singolo strato sia formato da uno o più *set* di lamine, ognuna indicativa, a seconda dei casi, di pulsazioni di energia nello stesso processo di trasporto e accumulo, oppure di smistamenti tra treni di granuli che procedevano, rapidi e sovrapposti, durante il medesimo processo di trascinamento e di abbandono. Ma qui il discorso si complica diventando material per specialisti.

2.5.1.2 Strati e tempi di accumulo

Nel XVI secolo, è stata sintetizzata da Stenone la prima legge della Stratigrafia (importante branca della Geologia) che nel suo semplicissimo enunciato dichiara che *"In una successione sedimentaria ogni strato è più vecchio di quello che gli si è depositato sopra".* Oggi siamo portati a considerare questa regola quasi banale, ma possiamo ritenerla tale solo perché gli enormi passi fatti in questi ultimi due secoli dalle conoscenze geologiche sono partiti proprio da quel semplicissimo, ma irrinunciabile caposaldo. È un assunto che per la Geologia può essere considerato equivalente a quello che ha rappresentato l'invenzione della ruota per lo sviluppo della civiltà.

Il tempo di accumulo del sedimento sotto forma di strato spesso può essere molto breve. Qualche minuto o poche ore, come avviene in molti processi di deposizione regolati da correnti o da cedimenti innescati dalla forza di gravità. Basti pensare a una frana da crollo, sia subaerea che in contesto subacqueo, marino (v. Cap. 3.2.3) o anche lacustre.

In altri casi invece può richiedere tempi infinitamente più lunghi. Stagioni, anni o addirittura secoli o decine di millenni. E' quest'ultimo il caso dei fanghi di mare profondo, spesso caratterizzati da apporti ridottissimi derivati unicamente dalla caduta libera *(decantazione)*, lentissima, di polveri o di gusci infinitesimi appartenenti ad organismi unicellulari.

I singoli strati possono essere molto spessi, anche fino ad 300 m l'uno! (v. Cap. 3.2.3.1), oppure sottilissimi, inferiori al centimetro. Il loro spessore quasi sempre non è proporzionale al tempo impiegato dal sedimento per accumularsi. Il tempo di deposizione d'uno strato spesso 300 m può essere molto, ma molto più rapido di quello necessario per formare un livello millimetrico. Specialmente se quest'ultimo si è accumulato in particolari ambienti ed è stato regolato da processi di sedimentazione molto lenti, quali la *decantazione* (caduta gravitativa di particelle finissime in ambiente idrico).

In Geologia il tempo di deposizione rapportato allo spessore di materiale accumulato è indicato con un termine specifico: *tasso di sedimentazione*. Rappresenta lo spessore del materiale che si accumula nell'unità di tempo. Ci sono antiche successioni rocciose caratterizzate da un *tasso di sedimentazione* molto basso, con deposizioni lentissime (ad esempio 0,1 m/1 milione di anni); altre in cui, al contrario, il valore è molto elevato e rapido è il loro accumulo (ad esempio 1 m/1.000 anni).

La stratificazione di gran parte delle successioni rocciose sedimentarie si rivela inoltre particolarmente adatta nella registrazione delle deformazioni subite (v. Cap. 4) e, al tempo stesso, è in grado di offrire al geologo le necessarie informazioni che gli consentono di interpretare la storia deformativa del territorio, la cosiddetta *cinematica*. Non a caso deriva dalla stessa radice greca che significa 'movimento'.

Si inizia – per i più esperti – dall'analisi degli *effetti* (assetti degli strati, pieghe, faglie, stili tettonici…) per risalire alle *cause*: orientazione delle spinte crostali, tipi di contesto deformativo (compressivo, estensionale, di trascorrenza), sovrapposizione di varie e successive fasi deformative, investigandone – ove possibile – il *movente* (direzione e verso dei movimenti litosferici, *tettonica* e *cinematica delle placche*,…).

2.5.2 Sedimenti e Rocce

"Gerarchizzate ogni cosa!" – dice il saggio – *"Ne gioverà la vostra possibilità di comprensione e la parallela capacità di analisi"*. Sante parole. Applicate la gerarchia alla vita quotidiana, nella risoluzione dei grandi e piccoli problemi giornalieri. Gerarchizzare i dati di una situazione, di un processo, di un fenomeno, di un percorso, vi aiuterà innanzitutto a generare un ordine mentale.

Quando nella testa c'è ordine tutto diventa più limpido e chiaro. Sarà come molare un vetro smerigliato o togliersi il velo di una cataratta. Ora levigheremo insieme il vetro oltre il quale si intravedono *sedimenti* e *rocce*. Quante volte li abbiamo sentiti nominare. E' fondamentale riuscire a caratterizzarli sinteticamente creando loro una sorta di 'carta d'identità.

Sedimenti, ossia depositi sciolti, incoerenti.

In breve, significa che quando li raccogliete con le mani si sfaldano tra le dita trasformandosi in pezzi, frammenti, ciottoli, granuli, polveri, ossia i loro costituenti. C'è dell'altro. Alcuni sedimenti si travestono da rocce (ovvero materiali solidi; v. oltre), ma non lo sono. Questo accade per le polveri, particelle minutissime che, come dimensioni, possono ricordare quelle della farina zero o doppio zero. Le polveri imbevute d'acqua, schiacciate e compattate, quando tornano asciutte sembrano all'apparenza dei blocchi di roccia solida. Basta però immergerle nell'acqua per... smascherarle. Provate voi stessi! In pochi minuti si trasformeranno in una poltiglia incoerente svelando la loro vera natura di sedimento.

Rocce (sedimentarie), ossia depositi cementati, coerenti.

In altre parole, questa volta siano esse formate da cristalli oppure da frammenti, ciottoli, granuli, polveri, anche se le immergete in acqua non serve a nulla. I loro costituenti, qualsiasi essi siano, sono saldamente (e chimicamente) legati gli uni agli altri e tali resteranno (v. Cap. 2.6.3).

Continuiamo ad utilizzare la gerarchia. Vi siete accorti che, nella prima definizione dei due gruppi c'è un termine che ricorre in entrambi: depositi. Ecco dunque che i *sedimenti* e le *rocce* (sedimentarie) fanno parte della grande famiglia dei *depositi sedimentari*. Un termine in grado di abbracciare entrambe le categorie. La gerarchia – guai senza – ci viene in aiuto anche quando vogliamo vederci chiaro tra TUTTE le rocce e prodotti affini presenti in Natura.

In questo caso, sullo stesso piano gerarchico non esistono solo i *depositi sedimentari*, ma anche quelli *magmatici* e i prodotti *metamorfici*. Con una similitudine, sarebbe come parlare di Esercito, Areonautica e Marina: tutti e tre insieme compongono le nostre Forze armate. Così come l'insieme di tutti i depositi – della più varia natura – formano la crosta terrestre (v. Capp. 2.1.2 e 2.5.3).

2.5.3 Tipi di rocce: TRE, il numero perfetto

I numerosi tipi di *depositi* presenti in Natura possono essere riuniti – buon per noi, ma peggio per chi a scuola è costretto a studiarli tutti, sottoinsiemi compresi – in tre soli gruppi principali. Non spaventatevi e, vi prego, continuate a leggere. Basterà solo una manciata di minuti. Ogni tanto, per comprendere meglio, i prodotti della Natura devono essere, in un certo senso, codificati.

Per evitare le confusioni e favorire un ordine mentale in chi li osserva è necessario, di tanto in tanto, gerarchizzare le cose. Sarebbe davvero un guaio serio procedere nella lettura senza assimilare questa triplice, facile distinzione. Eccoli dunque i tre tipi di *depositi (sedimenti* e *rocce)* capaci di spartirsi tutti i prodotti geologici presenti in natura nella crosta terrestre.

1) I *depositi magmatici*, originati dal raffreddamento di masse fuse solidificatesi – più o meno in profondità – all'interno della crosta terrestre o che, in altri casi, escono in superficie dando origine agli apparati vulcanici, sia emersi che sottomarini, con le rispettive rocce laviche, le ceneri, gli accumuli di lapilli e di scorie (v. Cap. 2.8).

2) I *depositi sedimentari*, che derivano da *processi di erosione e/o alterazione* di più antiche rocce affioranti sulla superficie terrestre e dal successivo accumulo meccanico dei prodotti di smantellamento; ma anche derivati da *processi chimici* (ad esempio – ma non solo – connessi

all’evaporazione di acque ad alta concentrazione salina che porta alla cristallizzazione dei sali prima disciolti, quali *gessi*, *salgemma*, alcuni tipi di *calcari*,...).

O ancora da *processi biogenici*, ossia collegati alla deposizione di resti scheletrici di viventi (ad esempio gusci, ossa, impalcature minerali dei coralli e di altri innumerevoli tipi di organismi definibili per l’appunto come ‘costruttori’); o da *processi di concentrazione di materia organica*: pensate al petrolio, al bitume, al carbone, ma anche alla semplice torba, oppure all’ambra.

I *depositi sedimentari* formano il gruppo che in assoluto fornisce le più ampie e le migliori possibilità di leggere il passato geologico di una regione. Grazie ad essi le pagine della storia geologica di un territorio appaiono nitide e precise anche dopo centinaia di milioni di anni. Inoltre, tra le infinite pagine di roccia archiviate nell’enorme biblioteca tridimensionale del pianeta Terra, questi sono gli unici depositi ad essere impreziositi da meravigliose immagini: quelle degli organismi che le popolavano e che oggi ci restano sotto forma di stupefacenti reperti fossili.

3) Le *rocce metamorfiche*. Non si tratta più di depositi in quanto rappresentano ‘nuove rocce’, così denominate perché derivanti da una serie di modificazioni – da minime ad intensissime – che rocce appartenenti indifferentemente ad uno dei tre gruppi (anche alle stesse… rocce metamorfiche!) hanno subito nel corso della loro storia geologica. Tutto questo a causa di elevate temperature e/o pressioni sopportate nel corso della loro storia geologica. Sono rocce che, per essere tali, hanno bisogno di… riorganizzarsi, passatemi il verbo. Si tratta di rocce molto particolari che per generarsi devono ricristallizzare (v. Cap. 4.5). La loro nota distintiva sta nel fatto che le *rocce metamorfiche* ricristallizzano senza mai passare per il processo di fusione!

2.5.3.1 Depositi sedimentari come vestiti: composizioni, tessiture, strutture

Ancora una volta, e non sarà l'ultima, un esempio aiuterà a comprendere meglio e più rapidamente. Al posto di un *deposito sedimentario* prendiamo in esame un... vestito! Dovendolo descrivere o presentare a qualcuno sarà indispensabile definirne la *composizione*, ossia la natura dei singoli fili che ne compongono il tessuto (lana, lino, seta, cotone, *nylon*,...). Sarà importante anche verificare se il tessuto o la stoffa usata risultano formati da un solo tipo di fibra (100% lana, ad esempio) o da una fibra mista (30% *nylon*, 70% cotone) calcolandone anche le percentuali.

Oltre alla *composizione* è altrettanto utile analizzare la *tessitura* della stoffa utilizzata, ossia la trama con la quale è stata ordita. Cioè il modo col quale gli infiniti fili, indipendentemente dalla loro composizione, sono stati disposti insieme, uno accanto all’altro nello spazio (tessitura spinata, liscia, a punto pieno, punto sabbia,...). Naturalmente tra i dati di *tessitura* c’è anche la dimensione dei fili utilizzati. Non solo, c’è anche la descrizione di quanto fitti o larghi sono i punti realizzati o quanto serrati sono tra loro i singoli fili. Una marea di informazioni! Tutte facenti capo alla grande famiglia delle *tessiture*.

Fino a questo momento sono stati presi in considerazione dei caratteri fondamentali sì, ma che, se disgiunti da un ulteriore tipo di osservazioni, si rivelano insoddisfacenti. Alla *tessitura* e alla *composizione* devono affiancarsi i dati sulla *struttura* del vestito: ossia la descrizione di come la stoffa è stata tagliata e cucita insieme per formare quel dato indumento. Gonna – se di gonna si tratta – lunga, corta, plissettata, a balze, a sbuffi, simmetrica o asimmetrica (impensabile cinquant’anni fa!),

e così via. *Composizione*, *tessitura* e *struttura*: tutte insieme possono adeguatamente descrivere, in modo oggettivo, un capo di vestiario.

Per uno strato, o un insieme di strati, le osservazioni da compiere sono praticamente le stesse. E' sempre utile e conveniente iniziare a valutare per primi i dati cosiddetti tessiturali, poi quelli composizionali e infine quelli relativi alle strutture (che qui non saranno trattati in quanto argomento troppo specialistico).

La *tessitura*. Sono due le sue più frequenti tipologie, in grado di spartirsi la gran parte dei *depositi sedimentari*: la *tessitura clastica*, tipica dei depositi formati da particelle – infinitesime, piccole, medie, grandi o enormi – e la *tessitura cristallina*, tipica dei sali cresciuti tanto per evaporazione di una soluzione soprassatura (grandi paroloni per indicare ad esempio l'acqua di una laguna o di un lago che evapora sotto l'azione di un sole tropicale), quanto di quelli depositati in ambienti di grotta o termali.

Una terza, molto più rara tipologia di *tessitura* (l'ultima) è quella *massiva*. Si incontra solo quando il deposito è una cosiddetta biocostruzione, ossia formata da 'cespi di coralli', ritrovati ancora in posizione vitale. Potrei precisare dicendo 'nonsolocoralli', dato che tanti e vari sono gli organismi che saldano una all'altra le proprie impalcature minerali formando, per l'appunto, delle tessiture che in questi casi non sono né clastiche, né cristalline, ma… *massive*.

Nella *tessitura clastica* si aggiungono importanti informazioni sulle dimensioni delle particelle, le cosiddette *granulometrie*. La *tessitura* descrive anche il modo in cui i vari elementi sono disposti all'interno del deposito: senza un ordine particolare, oppure con dimensioni in calo verso l'alto, o invece verso il basso... Precisa inoltre se tra le particelle (granuli, frammenti o schegge, ciottoli, blocchi) c'è molto o poco fango, oppure se non ce n'è per nulla e gli elementi risultano tutti in diretto contatto reciproco. Analizza anche il loro arrotondamento e il grado di sfericità dei frammenti stessi per dedurne indirettamente, ad esempio, quanto trasporto hanno subìto, e così via.

Se poi il deposito non si è ancora trasformato in roccia, la *tessitura* valuta quanto volume complessivo è formato dai vuoti presenti tra un granulo e l'altro o tra un ciottolo e l'altro che formano il deposito. Se ci pensiamo, quest'ultimo non è un dato da poco visto che le riserve di acqua e buona parte di quelle energetiche (idrocarburi in senso lato) si muovono e si raccolgono in profondità proprio in questi infiniti e infinitesimi spazi!

Un'altra caratteristica che rientra nelle *tessiture*: il modo col quale sono stati stipati gli elementi che descrive. Alla rinfusa, in buon ordine, oppure accatastati con evidente fretta. Tre definizioni diverse che si basano sulla semplice osservazione. Il concetto di ordine, tornando all'esempio della valigia (v. Cap. 2.5.1), lo valutiamo se ogni capo di vestiario è ben piegato e appoggiato in perfetta sovrapposizione sul precedente; una disposizione alla rinfusa ci diventa ovvia se camicie, maglie, pantaloni e calze, sono stipati senza pieghe regolari, appallottolati e posti uno sull'altro, con evidente casualità. In entrambi i casi il contenuto poteva essere il medesimo: cinque camicie, due maglie, tre paia di calzini... cambiava solo la disposizione degli oggetti nella valigia.

Non è un dato da poco. Ci può essere di aiuto nel tentativo di scoprire la personalità o lo stato d'animo dello sconosciuto nel momento in cui ha riempito (e poi dimenticato) la valigia. "*E lo strato?"* Le camicie, le maglie... in uno strato sedimentario diventano i frammenti di roccia, i ciottoli, i granuli di sabbia trasportati e poi accumulati in cento modi diversi (alla rinfusa, in buon ordine,...).

Sono regolati in questo dal tipo di energia e dalle caratteristiche degli ambienti nei quali si depositano e trovano quiete.

Poi c'è la *composizione*, che fornisce le indicazioni sulla natura (e origine!) delle particelle che formano lo strato. Queste, ad esempio, potranno essere quarzose, feldspatiche, litiche (formate cioè da frammenti di preesistenti rocce, riconoscibili magari anche solo al microscopio e non ancora sminuzzate nei singoli costituenti minerali). Oppure formate da schegge e pezzetti di gusci di organismi che sono stati frammentati e rielaborati dalle onde o dalle correnti. O ancora da particolari tipi di cristalli, come accade per le rocce che si formano nelle grotte, nelle saline e nelle lagune a forte evaporazione.

La *struttura* del deposito completa infine la raccolta delle informazioni presenti in un singolo strato o in un pacco omogeneo di strati. Un insieme di dati spesso riservato ai cultori della materia, ovvero i geologi. Corrisponde alle geometrie prodotte dagli strati e dalla disposizione tridimensionale delle lamine che li formano. Fa parte di questo gruppo di dati anche la natura delle singole superfici che marcano la base degli strati o dei pacchi di lamine (erosive, nette non erosive, sfumate,...), la definizione delle possibili variazioni laterali presenti all'interno di un singolo deposito, e così di seguito.

Il più delle volte l'attenta osservazione delle geometrie prodotte nei depositi (*sedimenti* o *rocce*) dai processi di accumulo rivela impensabili informazioni. Sono utilissime per ricostruire l'aspetto degli originari ambienti, partendo proprio dall'analisi dei depositi che vi si accumulavano. Sono dati così importanti che negli anni '70 è nata una materia apposita che tratta simili evidenze: la Sedimentologia. Tre gruppi di dati oggettivi che, tutti insieme, costituiscono la chiave in grado di aprire uno scrigno colmo di sorprese: *composizioni*, *tessiture* e *strutture*.

2.5.3.2 Depositi sedimentari: la genesi

Uno strato composto di particelle, granuli o clasti, si può accumulare e depositare in condizioni molto variabili da zona a zona: negli ambienti più disparati. Ora subaerei ora subacquei, con acque calme oppure agitate, profonde o sottili, dolci o sovrassalate, in climi torridi o temperati, nelle profondità di una grotta o in un deserto torrido.

Tutte queste variabili concorrono alla formazione dei caratteri multiformi delle rocce sedimentarie. Questa volta non ci interessano più la *tessitura*, la *composizione* o la *struttura*. Andremo oltre, utilizzando un ulteriore criterio per valutare quegli stessi depositi, quelle stesse *rocce* e *sedimenti*, quegli stessi campioni. Sto per parlarvi della *genesi* dei vari *depositi sedimentari*. Il *criterio genetico* si appoggia ai dati ottenuti attraverso i *criteri tessiturale*, *composizionale* e, solo per i più esperti, di valutazione delle *strutture* interne del deposito.

E' il momento di proporre un 'elenco genetico', indispensabile per continuare a fare ordine tra i prodotti geologici più affascinanti presenti in Natura: i *depositi sedimentari*. Sono quattro le loro principali derivazioni genetiche. Non soffermarsi sul loro significato può equivalere all'affacciarsi a una finestra in un giorno di fitta nebbia e poi pretendere di descrivere il panorama.

I *depositi terrigeni*, ossia quelli derivati dall'alterazione, sia chimica che fisica, del territorio. Sono tutti formati da particelle delle più svariate dimensioni – blocchi, frammenti, granuli, particelle,

polveri – originati tutti dall'erosione e/o dall'alterazione di antichi depositi di qualsiasi natura. Per formare questo tipo di depositi occorre dunque una roccia madre che si altera e distrugge producendo elementi delle più varie dimensioni. Il tragitto dal luogo di formazione a quello di abbandono può essere di pochi metri come di migliaia di chilometri.

I *depositi organogeni* (detti anche 'biogenici'), formati dalle corazze e dai sostegni minerali degli organismi più vari. Sono composti da gusci e impalcature minerali di organismi (in massima parte marini) che, in taluni casi, possono arrivare a creare biocostruzioni rigide e massicce, le cosiddette *scogliere organogene*. In parallelo, sono sempre organogeni anche i depositi formati dai frammenti degli stessi (gusci di molluschi, impalcature di coralli…), rielaborati dalle onde e dalle correnti poco tempo dopo la loro morte.

I *depositi organici*, ossia la materia organica che diventa… strato geologico! Da non confondere con i precedenti *depositi organogeni*. Quelli organici si generano grazie all'accumulo di sostanze e spoglie organiche, vegetali o animali, che il tempo, la pressione e la temperatura, possono variamente trasformare. Per comprendere meglio non c'è nulla di più diretto che citare alcuni di questi depositi. Idrocarburi liquidi (petrolio) e solidi (bitume); carbone, nei suoi progressivi stadi di maturazione e arricchimento in Carbonio (torba, lignite, litantrace, antracite); ambra (il deposito secreto dalle piante resinose).

I *depositi chimici*, derivati dalla soprassaturazione di una soluzione. Comprendono depositi originatisi per precipitazione di cristalli da soluzioni ricche in sali disciolti. Ricordatevi che la sovrassaturazione di una soluzione non è prodotta solo e unicamente da evaporazione. Anche l'allontanamento di particolari composti chimici (ad esempio CO_2) può alterare gli equilibri della soluzione favorendo la cristallizzazione. Basti pensare agli ambienti di grotta, ricchi di rocce chimiche (ma che non sono evaporitiche!). L'acqua in grotta non evapora, date le costanti, basse temperature. *"Ma allora…?"* La sovrassaturazione del carbonato di calcio e la sua cristallizzazione è dovuta all'allontanamento della CO_2 dalle infinite, infinitesime gocce e dalle sottilissime patine d'acqua.

Quattro aggettivi – *terrigeno*, *organogeno*, *organico* e *chimico* – che si spartiscono la genesi, l'origine, dei *depositi sedimentari* che incessantemente, anche in questo preciso istante, si stanno accumulando lungo l'infinita e varia superficie terrestre. Emersa, sommersa e… grottesca!

2.6 Da sedimento a roccia

Fino ad ora sono stati descritti ammassi di frammenti rocciosi e granuli che subiscono trascinamenti, che scivolano lungo pendii, che si accumulano in particolari condizioni e sotto l'azione di determinati processi fisici. Col tempo quegli stessi accumuli, ormai acquietati sotto forma di sedimenti stratificati, subiscono la compattazione dovuta al carico esercitato da successivi, soprastanti depositi. Questi ultimi possono essere rappresentati da altri sedimenti, ma anche da livelli vulcanici. In seguito possono intervenire i cosiddetti *processi diagenetici*, in grado di trasformare i depositi sciolti, ossia incoerenti, in cementati. In sintesi: dai *sedimenti* alle *rocce*.

Nel *sedimento*, tra la fase di deposizione e quella di cementazione, si possono generare alcune modifiche: piccole deformazioni e rielaborazioni più o meno diffuse, talvolta dovute all'azione di organismi. In altre circostanze sono favorite dal successivo peso di nuovi sedimenti, spesso in grado

di spremere l'acqua accumulata in eccesso tra granulo e granulo al momento della deposizione. In certe condizioni possono verificarsi anche piccoli e grandi scivolamenti degli strati non ancora cementati, quindi compattati sì, ma ancora soffici.

Ne derivano contorsioni, convoluzioni e lacerazioni delle lamine e degli strati, essiccamenti o dilatazioni e così di seguito. Il *sedimento* è destinato a registrare queste modifiche e, quasi sempre, a tramandarle intatte attraverso il tempo geologico. Proveremo ad osservare e analizzare le più frequenti tra esse.

2.6.1 Sedimenti calpestati e divorati

Un sedimento appena deposto può subire le azioni congiunte degli organismi che, a seconda dell'ambiente di formazione, lo calpestano, lo perlustrano, lo divorano e, se questo accade, lo espellono. Tutto questo lascia negli strati dei segni specifici, ben riconoscibili e interpretabili anche a distanza di centinaia di milioni di anni dalla loro formazione. Sono segni che raccontano indirettamente le caratteristiche di chi li ha generati, fornendo indicazioni sulla loro natura, sulle relative dimensioni, sulla loro andatura e postura, sulle abitudini alimentari e anche su alcune caratteristiche dell'ambiente che ospitava tali organismi 'perturbatori'.

Esiste una materia specifica, l'icnologia (*ichnos* = orma, traccia) che studia appunto le piste, le impronte e le orme lasciate dagli organismi più vari, dentro o sopra i depositi ancora soffici. Da qualunque organismo: dall'enorme tirannosauro ai piccoli molluschi marini; dai trilobiti alle stelle di mare che stazionavano sopra un fondale fangoso in attesa delle possibili prede o in semplice riposo, lasciando ognuna la propria caratteristica impronta; fino agli onnipresenti e vari limivori (letteralmente *divoratori di fango*).

Antesignani dei moderni lombrichi o delle arenicole marine, esploravano il *sedimento* ancora soffice dei fondali marini alla ricerca di cibo. Cibo quasi sempre rappresentato da microscopici, diffusi resti organici, a loro volta derivati da altri organismi …passati a miglior vita, spesso a causa di improvvisi moti ondosi generati dalle tempeste.

Riconoscere una traccia significa individuare, in mancanza di resti più diretti, il transito o la momentanea presenza degli organismi che abitavano un dato ambiente nel momento in cui i depositi che contengono le loro impronte si erano appena deposti ed erano ancora soffici, non cementati. Questo risulta oltremodo utile anche per definire il tipo di ambiente – continentale o marino esso sia stato – aggiungendo spesso indicazioni sull'originaria profondità dei fondali.

Poi, se riflettete, le tracce e le impronte fanno sognare e immaginare molto più dei veri e propri fossili stessi. Forse perché i fossili rappresentano qualcosa di statico, di fermo, di morto. Non dimentichiamo che sono sempre resti lasciati da… cadaveri, se si escludono le exuvie o i denti espulsi e rinnovati prima della morte dell'organismo!

Al contrario, le orme di un rettile, le tracce a meandri elaborate da un limivoro alla ricerca di cibo o la pista di un *Limulus* che raschia il fondale con le sue minuscole appendici mentre col *telson* (coda) lo striscia lasciando un solco nel fango... sono capaci di evocare delle immagini dinamiche, di movimento e di vita, con un impatto emotivo che a volte toglie letteralmente il respiro.

2.6.1.1 Quante informazioni in una… cacchetta fossile!

Esiste un'incredibile traccia fossile che ha la forma di una farfalla stilizzata e una dimensione media di 20 x 10 cm. Fu prodotta, circa 300 milioni di anni fa, in moltissimi esemplari oggi racchiusi nelle sabbie cementate *(arenarie)* delle zone di Pramollo/Nassfeld, lungo il confine nord-orientale d'Italia. Non è stata per il momento ritrovata in alcuna roccia di nessun'altra località al mondo.

La generò un sottile 'verme' che, con un proprio metodo tutto particolare, perlustrava sistematicamente le sabbie dei fondali alla ricerca di cibo. Si trattava di un *limivoro* dunque, ossia un *divoratore di fango*. Anche se, a ben vedere, concentrava i suoi pasti nei depositi sabbiosi. Questo tipo di tracce rappresenta una classica galleria scavata per la ricerca sistematica di cibo all'interno della parte più superficiale dell'ultimo sedimento deposto.

Era il 1989: fu il caso a guidarmi verso questo fortuito ritrovamento. Rispetto a tutte le piste di limivori conosciute al mondo, questa si presentava così elaborata e artisticamente ineccepibile che non mi era ancora mai capitato di incontrare qualcosa del genere. Né dal vivo, né come fotografia riportata in qualche pubblicazione. La inserii come foto in un articolo del 1990, definendola come 'traccia sconosciuta'. Nel 2006, riproponendola in un volume, la chiamai *Spiralilia elegans*; dal nome di mia moglie, Lilia: anche lei un… amore a prima vista!

Le successive osservazioni mi portarono a una considerazione: la *Spiralilia* quando c'era – impressa negli strati di sabbia trasformata in arenaria – si era generata ogni volta che il fondale sottomarino (10-15 m di profondità presunta) ritornava tranquillo al calare di una tempesta. Inoltre, il nostro *limivoro* durante i suoi pasti non si allontanava mai più di 10-12 cm dal centro di perlustrazione, il cuore della traccia. Sembrava che in qualche modo la *Spiralilia* capisse che a un certo punto doveva tornare indietro per non allontanarsi troppo dalla zona dove aveva individuato una concentrazione di cibo.

Perlustrava il sito sempre in modo meticoloso, ordinatissimo, compiendo una serie di strettissime inversioni a U che la portavano a rasentare in senso opposto il suo percorso (senza mai intersecarlo!). Una modalità che le permetteva di divorare, con un metodo che sembra progettato a tavolino, tutto il sedimento situato intorno a un punto del fondale marino che per qualche ragione giudicava ben rifornito di cibo. Potrebbe essere paragonato al percorso pragmatico di una falciatrice in azione sopra un campo di calcio... circolare.

Come sempre in Geologia le risposte generano altre domande, a *matrioska*. Questa volta la domanda è duplice: *"Quale poteva essere il cibo di un 'verme' di 300 milioni di anni fa? E per quale ragione doveva essere abbondante sempre dopo una tempesta?"* Cominciamo da quest'ultima perplessità. Quando una perturbazione atmosferica di una certa intensità transita sopra un mare basso e/o costiero, i suoi venti generano onde di tempesta in grado di interferire in modo intenso con i depositi del fondale, le sabbie e i fanghi. Non solo con essi: ne fanno le spese anche le comunità di viventi che in vario modo popolano quei fondali.

Quante volte ci sarà capitato di camminare lungo la battigia dopo un mare in tempesta e osservare le grandi quantità di gusci spiaggiati e frantumati. Ecco, i proprietari di quei gusci sono diventati frammenti organici in futura, rapida decomposizione; confusi nell'ultimo strato sabbioso dovuto alla più recente tempesta, appena sotto la superficie del fondale ormai tornata tranquilla.

Come tutti gli organismi vermiformi anche *Spiralilia*, al momento di fare scorta di cibo, si infossava nel primo decimetro di sedimento, con il mare ormai tornato calmo, e – mangiando davanti ed espellendo dietro – formava il caratteristico spaghetto sinuoso capace, a distanza di centinaia di milioni di anni, di tramandarcene ancora il relativo percorso.

Qualcuno ora potrebbe puntualizzare: *"Ma allora, quelle che chiamiamo tracce, gallerie di vermi, se sono l'effetto di una ricerca di cibo e della sua 'retrostante espulsione' sono anche, a tutti gli effetti, delle… cacchette fossili! Che schifo!!"* Potrei rispondere che si possono considerare delle cacchette anomale, dato che il nostro 'verme' ingurgitava i granelli di sabbia (e il fango) assieme alle infinitesime particelle organiche, trattenendo e assimilando queste ultime ed espellendo la sabbia che, in un certo senso, risultava più pulita. Lo spaghetto che in questo modo si formava non aveva soluzione di continuità e si interrompeva solo… quando il pranzo finiva!

La sua geometria può fornirci informazioni sul diametro del vermetto che l'ha generato (qualche mm). Però non ci dà indicazioni sulla sua lunghezza, che invece resterà sempre a livello di ipotesi (un decimetro?). Come supposizione, si potrebbe anche prevedere che un organismo così evoluto in quanto a strategia di ricerca del cibo, abbia elaborato un buon metodo per non farsi sorprendere dalle tempeste e finire anch'esso come ‘carne da macello’ confusa nel sedimento.

Con ogni probabilità, dopo ogni lauto pranzo il nostro 'verme' sconosciuto si ritirava verso fondali di mare più aperto e profondo, anche solo di 20-30 metri, mettendosi al riparo dalle successive tempeste. Tempeste le cui onde, com'è logico, si smorzano in modo progressivo all'aumentare della profondità. Un trasloco provvidenziale, fino alla successiva tempesta che, esaurita la propria forza, avrebbe provveduto a ri-apparecchiargli il fondale richiamandolo a tavola.

Un’ultima riflessione conclusiva. Avete preso atto di quante deduzioni è possibile avanzare partendo da un semplice pacchetto di strati di sabbia cementata che contengono una strana, particolare, per molti versi unica e incredibile traccia fossile. Anche questo, tutto questo, si può scoprire e ricavare attraverso Geologia.

2.6.2 Le contorsioni delle lamine (‘deformazioni’ precoci)

Quando i sedimenti sono formati da particelle molto piccole (fanghi o polveri) e sono stati accumulati sotto forma di numerose, sottili lamine successive, in certe particolari condizioni possono subire delle particolarissime ‘deformazioni’ appena dopo la loro deposizione. Accumuli che in genere si realizzano su fondali marini o lacustri, ma anche in pianure periodicamente inondate dalle tracimazioni fluviali.

Scrivo ‘deformazioni’ (tra virgolette) in quanto non sono dovute al SI DEFORMA, ovvero all’effetto delle forze interne del pianeta, ma a condizioni legate a particolari processi, situazioni e caratteristiche insite nel deposito stesso e/o nell’ambiente in cui si accumula. Tali deformazioni molto particolari possono svilupparsi quando tra le particelle del *sedimento* si è generato un grado di coesione tale da permettere alle lamine di inarcarsi, torcersi oppure ondularsi senza che il *sedimento* si disgreghi in una massa di infinitesimi elementi i quali, invece di modellarsi, tenderebbero a sbriciolarsi.

Per sviluppare una precoce coesione il *sedimento* non deve essere grossolano. Per rendercene conto proviamo a modellare una scultura con fango o sabbia umidi e tentiamo di fare lo stesso con un mucchio di ghiaino bagnato. Non serve commentare i due risultati. Vedremo, qui di seguito, le prerogative mostrate da lamine e strati formati da originari sedimenti fini e soprattutto finissimi (polveri) i quali, sottoposti a spinte, a trazioni o carichi, ad aumenti di temperatura, sono stati capaci di modificarsi producendo geometrie così caratteristiche da suggerirci ogni volta le ragioni del loro innesco. Cosa questa molto importante: dalle cause si possono ricavare importanti deduzioni in grado di ricondurci al contesto che le ha prodotte, ossia al movente.

2.6.2.1 Per espulsione d'acqua

I depositi che conservano le tipiche tracce di *espulsione d'acqua* si sono accumulati molto rapidamente. Sono sedimenti in genere sottomarini, composti da granuli fini, a miliardi uno accanto e sopra l'altro, distribuiti in sottili lamine. Fra i granuli, pur se a contatto tra loro, esistono dei minuscoli spazi riempiti inizialmente d'acqua.

Spesso succede che un nuovo deposito si sovrapponga rapidamente al primo, e poi ancora un altro e così di seguito. L'effetto sarà paragonabile quello di una pressa calata sopra una spugna intrisa di liquido. Dalle lamine del primo e più profondo strato l'acqua comincerà a tentare di sfuggire verso l'alto, sottoposta com'è a una forte pressione da carico. Se le lamine, nei loro punti più deboli, si spezzano, l'acqua di gran parte dello strato sarà richiamata verso l'alto, attraverso i punti di rottura.

L'aspetto più affascinante di questo processo è l'effetto particolare che ne deriva: presso le fasce di risalita dell'acqua le lamine si arricciano e contorcono senza distruggersi, assumendo delle geometrie decisamente artistiche. 'Deformazioni' simili sono anche e spesso collegate ad attività sismica in grado, attraverso le vibrazioni trasmesse al sedimento, di mobilizzare l'acqua in esso contenuta.

Quando si tratta di terremoti vissuti in diretta, quello che notiamo non è l'inarcamento degli strati, comunque presente ma celato in profondità sotto la superficie topografica, ma il risultato che ne scaturisce sul territorio. Si possono formare i momentanei *vulcanelli di fango*, o le cospicue fuoriuscite d'acqua torbida, ricca di fanghiglie e sabbia, capaci di intasare cantine e pianterreni delle abitazioni, oppure di penalizzare pesantemente le aree agricole.

2.6.2.2 Per carico

Abbiamo appena constatato che in un ambiente naturale i sedimenti appena deposti quando risultano coperti da accumuli più grossolani (sabbie o ghiaie) possono subire delle pressioni verticali. Il risultato si traduce in un improvviso carico che deforma i sedimenti che lo subiscono. Più veloce è stata la deposizione del nuovo accumulo e maggiore sarà la probabilità che le sottostanti lamine evidenzino qualche tipo di 'deformazione'.

In genere una caratteristica dei fanghi, sedimenti costituiti da particelle molto fini, è quella di comportarsi in modo plastico se sottoposti a sollecitazioni. Se schiacciamo dei materiali definibili a 'comportamento plastico' ci aspettiamo intuitivamente delle reazioni particolari.

Così come, passando lentamente con la macchina sopra uno strato di fango umido sappiamo, senza bisogno di controllare, che si abbasserà sì sotto il carico delle ruote, ma tenderà anche a rigonfiarsi e inarcarsi ai lati delle stesse.

Nella realtà geologica si verificano veri e propri affondamenti di interi strati in quelli sottostanti. Il risultato è che la loro base, originariamente piana o appena concava, cede e si infossa producendo visibili e pronunciate concavità, capaci di 'deformare' nel cedimento anche le lamine dello strato… sprofondato grazie al proprio peso.

2.6.2.3 Per scivolamento subacqueo

In alcuni casi la particolare 'deformazione' può essere indotta non dal carico, bensì dal cedimento di interi pacchi di strati deposti di recente. È il caso dei pacchi di strati, formati da *sedimento* soffice, che iniziano a scivolare lungo le deboli inclinazioni di un pendio subacqueo.

Dotati di iniziale coesione interna, ma ancora non cementati – ossia non trasformati in rigidi strati rocciosi – si contorcono nella loro lenta discesa verso fondali più profondi e orizzontali, alla ricerca di un equilibrio interno. Durante la traslazione si producono complicate pieghe legate al fenomeno dello scivolamento sottomarino, più noto col termine inglese di *slumping*.

A chi non è capitato di inciampare almeno una volta in un tappeto. Non conosco la vostra reazione, ma posso prevedere quella del tappeto: ha formato una serie di piccole pieghe che gli hanno consentito di spostarsi scivolando sul pavimento. Il fenomeno dello *slumping* è più o meno la stessa cosa. Il tappeto in questo caso corrisponde agli ultimi sedimenti da poco depositati sul fondo del mare, ancora soffici e plastici, dotati di coesione ma non induriti.

Il pavimento invece rappresenta gli strati sottostanti, meno plastici ma già più rigidi, leggermente più assestati e compattati dal carico. In un tappeto lo *slump* (la massa contorta e arricciata) si produce perché qualcuno vi inciampa esercitando una spinta laterale che lo fa scorrere rispetto al pavimento ed arricciare. In natura gli *slump* si generano in ambienti subacquei, soprattutto nei mari e, molto subordinatamente, nei laghi. Il motivo di innesco del movimento nelle profondità dei fondali marini è spesso dovuto ad una serie di cause concomitanti.

Tra queste un ruolo fondamentale è rivestito da una debole pendenza del fondo e, in molti casi, da una scossa sismica. Ecco che allora i sedimenti soffici si spezzano in un punto particolare, si scollano a una certa profondità dagli strati sottostanti e cominciano a scorrere favoriti dalla debole inclinazione del fondale marino.

Non pensiate che cedimenti di questo tipo si limitino a mobilitare piccoli volumi di sedimento ancora soffice! Accade spesso che gli spessori coinvolti varino da uno a parecchie decine di metri. Ma quello che risulta più stupefacente è che la superficie dell'ammasso destabilizzato può comunemente superare i 100.000 m^2: più di dieci campi da calcio regolamentari! Non mancano comunque i piccoli *slump*, con pieghe di pochi decimetri in grado di coinvolgere al massimo due o tre sottili strati di materiale.

Gli strati che iniziano a scivolare e a muoversi verso le quote inferiori, scollandosi lungo le zone di distacco e separazione, si arricciano, si piegano, si affastellano con lentezza a volte esasperante.

Questo senza distruggere l'originaria continuità delle lamine acquisita durante la deposizione. Poi tutto ritorna tranquillo e nuovi sedimenti coprono i contorcimenti dello *slump*, drappeggiandoli.

Ossia rivestendo e livellando progressivamente i dislivelli e le irregolarità createsi nel fondale e sigillando per sempre la testimonianza di quell'instabilità. A questo punto è appassionante, centinaia di milioni di anni dopo, ritrovarne gli effetti e riconoscerli come tali per poter dire: *"C'ero (quasi) anch'io"* …facendosi un *selfie* con lo *slump*!

2.6.2.4 Per contrazione da essiccamento

In contesti ambientali completamente differenti dai precedenti, si origina un altro tipo di 'deformazione' precoce. Anche in questo caso si sviluppa in sedimenti fangosi appena deposti, non ancora cementati, ma già coesi. Sono le cosiddette *fratture da disseccamento*, note col diffuso termine inglese *mud crack*. Danno luogo ai tipici *poligoni di fango* che, seccando per esposizione all'aria e al calore del sole, possono contrarsi arricciandosi ed essere così asportati facilmente dai successivi flussi d'acqua.

Questo accade molto spesso in un contesto fluviale e nelle pianure sottoposte a periodiche invasioni delle acque torbide dei fiumi che esondano. Oppure in ambienti tidali (quelli di marea) dove le giornaliere oscillazioni del livello marino causano periodiche deposizioni di fanghiglie. Lungo i margini della laguna, al calare della marea e all'affermarsi dell'esposizione subaerea (specie quando è diurna), di norma si seccano, screpolano e fratturano.

I frammenti sono parzialmente dissolti, intorbidando l'acqua e risedimentano poi sotto forma di nuove lamine di fango. Le porzioni non del tutto disgregate sono ridepositate a breve distanza, nelle lagune, sotto forma di piccole scagliette fangose. Costituiranno in questo caso i cosiddetti *intraclasti*, tipici dei sedimenti lagunari. Perfettamente riconoscibili nelle successioni rocciose.

Per un *sedimento* fangoso la fessurazione per *contrazione da essiccamento* è la logica conseguenza di un'esposizione diretta ai raggi solari. Se il *sedimento* interessato dal fenomeno è molto fine (fanghi, polveri) la perdita d'acqua si accompagna ad una inevitabile contrazione. La caratteristica coesione dei sedimenti di questo tipo fa sì che questi non si sbriciolino. La perdita di volume equivale all'ampiezza delle fratture poligonali che, ben visibili alla superficie del deposito, tendono a rastremarsi e chiudersi in profondità dopo alcuni centimetri.

Questo si verifica perché il massimo assorbimento termico, e conseguentemente la più alta evaporazione, si realizza nelle lamine superficiali del sedimento, a motivo della loro maggiore esposizione all'irraggiamento solare. Effettivamente, imbattendosi nei frequenti poligoni di disseccamento, è sufficiente asportarne uno per verificare direttamente come il tasso di umidità, e quindi di ritenzione d'acqua, aumenti esponenzialmente con la profondità.

2.6.2.5 Per dilatazione da riscaldamento

Tra tutti i titoli di questi sottocapitoli questo appare il più criptico e il meno giustificabile. I contesti in cui questo effetto particolare può generarsi sono quelli lacustri o lagunari, a patto che in essi si accumulino dei particolari *depositi chimici*: quelli cosiddetti *evaporitici*. Sono rappresentati da

sali che si addensano e cristallizzano quando una quantità d'acqua salata finisce per diventare… salatissima.

'Acqua salatissima' può essere tradotta, in gergo chimico, come *soluzione soprassatura*. Quando una massa d'acqua si fa soprassatura – il motivo spesso risiede nella esasperata evaporazione – si innesca la formazione di sali che conseguentemente cristallizzano e precipitano sul fondo. Si possono citare su tutti il *salgemma* (NaCl, cloruro di sodio) e il *gesso* ($CaSO_4.2H_2O$, solfato di calcio idrato).

Sono depositi stratificati, a loro volta suddivisibili in sottili e ripetute lamine millimetriche. Una loro particolarità è che 'si fanno roccia' senza passare attraverso la fase di *sedimento*. Nascono già come roccia compatta. Per i più esperti si può aggiungere che la loro tessitura non è clastica, ma cristallina (come quella di molte rocce magmatiche!), (v. Cap. 2.5.3.1).

In condizioni di intensissima evaporazione, la totale scomparsa di un lago o di una massa d'acqua lagunare, mette allo scoperto estese distese di sali. Durante il giorno quello stesso irraggiamento solare che ne ha favorito la deposizione li riscalda e le temperature torride ne dilatano il volume. Ne consegue che gli strati e le lamine più superficiali si inarcano e contorcono cercando spazio.

Se da lontano una distesa di sali appare sempre orizzontale e soprattutto liscia e levigata, a distanza ravvicinata può presentare invece delle tipiche rugosità poligonali. Sono il risultato degli sforzi interni subiti dai pacchi di lamine evaporitiche che aumentano, seppure impercettibilmente, di volume. Non trovandolo sono costrette… ad inarcarsi.

2.6.3 La cementazione di un sedimento

Le *rocce sedimentarie* possono dunque avere anche una *tessitura cristallina*, in aggiunta a quella clastica (diffusissima in natura), e quella (rara e circoscritta) definibile come *massiva* (v. Cap. 2.5.3.1). Lo dimostrano egregiamente le *rocce chimiche.* Nel caso delle rocce chimiche (a tessitura sempre cristallina!) il deposito si forma sempre, fin dall'inizio, come *roccia* senza passare attraverso la fase di *sedimento*.

Invece, nel caso di *depositi sedimentari* a *tessitura clastica*, ossia formati da insiemi di granuli, di frammenti o di polveri, il deposito si accumula inizialmente come sedimento. Ovvero si presenta sciolto, incoerente, non ancora cementato, ben disgregabile con la semplice pressione delle dita o anche se imbevuto d'acqua.

In un secondo tempo, con intervalli molto variabili da caso a caso, quel medesimo deposito può trasformarsi in roccia, ovvero in un aggregato coerente, cementato, massiccio e compatto. *"Come può avvenire la progressiva cementazione di un sedimento?"* Attraverso una serie di processi chimico-fisici noti come *diagenesi*. Per capire pensiamo ad una macchinetta del caffè che giornalmente viene riempita di acqua. Immaginiamo anche una lavatrice usata settimanalmente più volte per anni. Consideriamo in aggiunta un ferro da stiro a vapore.

Sono tre oggetti che hanno una caratteristica comune: alcune loro parti sono in contatto diretto, frequente e prolungato, con l'acqua. Nelle località in cui l'acqua comunemente utilizzata per scopi domestici è definita 'dura', ossia ricca in sali minerali disciolti (in particolare i carbonati, v. Cap. 2.7.1), si assisterà in periodi abbastanza brevi – da alcuni mesi a un anno – alla formazione di vistosi

residui calcarei ($CaCO_3$) capaci di incrostare il fondo della caffettiera, la serpentina della lavatrice, il serbatoio del ferro da stiro.

Se le parti dei tre oggetti, oltre ad essere immerse nell'acqua fossero anche riempite di sabbia, potremmo notare che le incrostazioni aderirebbero alle pareti dei granuli, tendendo col tempo ad occludere tutti i pori presenti tra un frammento e l'altro. Questo però significa che aprendo ad esempio, il serbatoio del ferro da stiro, non uscirebbe più semplice sabbia, ma un blocco compatto di sabbia cementata. Avremmo ottenuto una *roccia* (in questo caso un'*arenaria*), partendo da un semplice *sedimento* (una *sabbia*).

In natura avviene qualcosa di molto simile. Ci sono i depositi sciolti, appena deposti, ricchi di pori tra una particella e l'altra; c'è l'acqua, in abbondanza, che imbeve in profondità il sedimento, sia in zone continentali (le *falde freatiche* alle quali spesso attingono i pozzi; v. Cap. 3.1.2) sia, a maggior ragione, sottomarine.

Acqua ricca in sali disciolti – scomposti sotto forma ionica, per usare il linguaggio della chimica – i quali lentamente e spontaneamente ricristallizzano riempiendo i pori del *sedimento* e trasformandolo in *roccia*, ossia in deposito cementato. Proprio come è avvenuto negli esempi sopra riportati. Questo è possibile sia per sedimenti formati da frammenti di maggiori dimensioni, quanto per accumuli finissimi, ad esempio le polveri e i fanghi.

Qualche lettore tra i più attenti potrebbe però chiedersi: *"I sedimenti finissimi, quelli formati da polveri, sono obiettivamente privi di pori, anche infinitesimi. Quindi, non potendo fisicamente ospitare i piccoli cristalli che cementano e saldano tra loro gli elementi di un deposito, non dovrebbero mai diventare rocce. Eppure spesso si trovano sotto forma di rocce vere e proprie. Com'è possibile questo?"*

Perché le particelle infinitesime di questi depositi finissimi una volta sepolte, compresse e moderatamente riscaldate, subiscono un processo di progressiva *autocementazione* che le porta a trasformarsi in roccia compatta pur se dopo periodi molto lunghi, stimati anche in milioni di anni.

2.7 I grandi gruppi dei depositi sedimentari

È bello e molto convenienti imbattersi in situazioni che richiedono di riconoscere se una cosa è bianca o è nera. Scegliere tra due sole possibilità, tra l'altro molto diverse tra loro, è garanzia di facile analisi e di successo. Le composizioni dei *depositi sedimentari* ne sono un chiaro esempio.

Sono consapevole che anche solo parlare di suddivisioni dei *depositi sedimentari* (*sedimenti* e *rocce*) vi induce a voltare pagina, a cambiare capitolo. Eppure, voglio chiedervi solo di resistere. Resistere per un solo minuto, affinché possa spianarvi la strada della comprensione. Non sarà difficile. Né spiegare, né tantomeno resistere per capire.

I *depositi sedimentari* sono come i gelati: li puoi analizzare e classificare usando criteri differenti, tutti altrettanto validi; ma guai mescolare tra loro i risultati! Ad esempio, parlando di gelati, li possiamo distinguere in 'artigianali' e 'industriali'. Allo stesso modo, da un'altra prospettiva, tutti i gelati, di qualsiasi origine, possono essere o 'alla frutta' o 'senza frutta'. Potrei continuare all'infinito, ma mi blocco qui.

Anche per i *depositi sedimentari* le suddivisioni variano a seconda dei criteri utilizzati. Ne abbiamo già esaminato qualcuno: la *tessitura* ad esempio (v. Cap. 2.5.3.1). Può essere *clastica* o *cristallina*, e assieme a quella definita *massiva* – presente quando si trovano biocostruzioni ancora in posizione vitale (del tipo 'cespi di coralli' e affini) – si spartiscono l'intera popolazione dei vari, variegati, variopinti *depositi sedimentari*.

Per non parlare della *genesi*. Con il criterio genetico gli stessi depositi (v. Cap. 2.5.3.2) sono distinguibili in *terrigeni*, *organogeni*, *chimici* e, volumetricamente poco rappresentati ma importantissimi come fonte di materie prime, *organici*. Poi, da una prospettiva ancora differente, quegli stessi depositi possono dividersi ed essere classificati a seconda della loro *composizione*. Avremo così *depositi carbonatici*, *silicatici*, *solfatici*, *fosfatici*,...

È su quest'ultima prospettiva che ora ci soffermeremo. Sembra la più complessa a motivo delle numerose distinzioni e con all'uso dell'aborrita (per molti!) chimica. Però… c'è un però che ci aiuta moltissimo. In natura sono due le *composizioni* che si spartiscono la gran parte dei *depositi sedimentari*: carbonatica e silicatica. Se poi consideriamo che esiste un metodo empirico per distinguere le due tipologie (qualche goccia di acido cloridrico; v. Cap. 2.7.1.2) tutto ci risulterà più facile e immediato.

2.7.1 I depositi carbonatici - Calcari

Tra le *rocce sedimentarie* presenti sulla superficie terrestre una discreta percentuale è formata da depositi che, considerati dal punto di vista della loro *composizione*, possiamo chiamare carbonatici. Li denominiamo così perché la loro formula chimica contiene lo *ione radicale* (si chiama così, non vogliatemene!) CO_3^{--} (Carbonio e Ossigeno). Le rocce che ne derivano sono i cosiddetti *calcari*. Ricordiamoci sempre di tenere distinte le osservazioni *composizionali* da quelle, ad esempio, *genetiche*, e ancor di più da quelle *tessiturali* (v. Capp. 2.5.3.1 e 2.5.3.2).

Basta, a questo proposito, riflettere sull'esistenza di *calcari* (analisi composizionale) che si formano in una *scogliera biocostruita* (*genesi organogena*; *tessitura massiva*) e che possiamo ammirare durante un viaggio esotico; oppure di *calcari* in strati accumulati su un'antica battigia che radunava miriadi di frammenti di gusci durante le tempeste (*genesi organogena*; *tessitura clastica*); anche questi depositi sono di *genesi organogena*! O ancora di *calcari* generati in un ambiente di grotta (*genesi chimica*; *tessitura cristallina*) o sul fondo di una laguna sottile in rapida evaporazione (ancora di *genesi chimica*; *tessitura cristallina*).

"E che dire dei calcari che si formano per erosione di antiche rocce, a loro volta calcaree, smantellate dalle incisioni torrentizie o dal passaggio di un ghiacciaio?" Prima le hanno sminuzzate e poi accumulate altrove, nelle pianure e nei mari; entrambi questa volta sono dunque depositi che hanno *genesi terrigena* e *tessitura clastica*. Come vedete se li valutiamo dal punto di vista della *composizione* si tratta sempre di *calcari*, indipendentemente dalla loro origine *genetica* o dalle loro *tessiture*. *"Sì* – qualcuno potrebbe puntualizzare – *però i primi sono costituiti da impalcature calcaree saldate una sull'altra (scogliera biocostruita), oppure da frammenti calcarei (sulla battigia), o anche da cristalli 'calcarei', uno accanto e sopra all'altra (nelle grotte e nelle saline), o ancora da frammenti di calcari, accumulati ai piedi dei rilievi erosi (falde e conoidi detritici)".*

Potrei allora farvi notare che dicendo *impalcature*, *cristalli* e *frammenti* (clasti), avete preso in esame un differente aspetto dei *depositi sedimentari* che, come forse ricorderete (v. Cap. 2.5.3.1), è chiamato *tessitura*. Ovvero il modo di essere, di organizzarsi ed apparire di quel deposito, scomposto nei 'mattoni base' che lo formano.

Composizione, *tessitura* e *genesi*. Tre criteri distinti di osservazione da applicare, ogni volta, sul medesimo *deposito sedimentario*. Occorre però farlo in modo separato. L'intersezione dei tre risultati darà il nome al deposito, sia esso sciolto *(sedimento)* o cementato *(roccia)*.

2.7.1.1 I calcari organogeni

Molto spesso i *depositi calcarei* sono dovuti all'accumulo di sostanza minerale (carbonato di calcio, $CaCO_3$) sintetizzata e prodotta da una quantità molto varia di organismi. In questo caso dunque la genesi è quella *organogena*. Ogni volta che, ad esempio, muore un mollusco dotato di guscio e le sue parti molli si decompongono, l'involucro, la conchiglia, la sua unica porzione mineralizzata, sopravvive alla disintegrazione ed entra a far parte del *sedimento*, la futura roccia.

Anche se le correnti marine si impadroniscono di quel guscio, frantumandolo e depositandolo altrove, in un diverso settore di quel bacino marino che ne aveva ospitato lo sviluppo e la crescita, i suoi frammenti diventeranno altrettanti granuli di sabbia calcarea di *origine organogena*: le particelle dei futuri strati sedimentari.

Non sono solo gli organismi di discrete dimensioni a produrre rivestimenti o impalcature minerali, come ad esempio la gran parte dei molluschi o dei celenterati (più conosciuti come coralli), ma anche un'enorme varietà di micro-organismi unicellulari. I loro gusci, spesso invisibili senza l'aiuto di un microscopio, possono diventare abbondanti al punto tale da costituire, da soli, intere successioni stratificate potenti decine e decine di metri.

Anche alcuni generi di alghe, vegetali d'acqua sia dolce che salata, hanno – ora come in passato – la possibilità di fissare il carbonato di calcio ($CaCO_3$) rivestendosi di sottilissime pellicole minerali o, nel migliore dei casi, producendo con il proprio tallo mineralizzato degli involucri rigidi: vere e proprie impalcature rocciose. Anche in questo caso, alla morte delle alghe sopravvive la loro porzione mineralizzata.

Può essere interessante a questo proposito citare la fonte principale di fanghiglia calcarea che va a depositarsi nei mari bassi lagunari alle basse latitudini di tutto il mondo. Lì dove oltre agli organismi costruttori, presenti sul margine esterno della laguna e affacciati sul mare più profondo, si trovano vaste praterie di alghe in grado di rivestirsi di sottili pellicole di soffice polvere calcarea sintetizzata dalle acque. Alla morte dei vegetali e al loro conseguente spiaggiamento i resti si seccano al sole restituendo all'ambiente la sola porzione minerale: la polvere calcarea che, grazie alle oscillazioni mareali sarà periodicamente convogliata in laguna sotto forma di fanghiglia biancastra. La cosiddetta *micrite.*

Inoltre, sempre parlando dell'origine dei fanghi calcarei, cambiamo ora ambiente. Dalle basse lagune tropicali spostiamoci in mare aperto e profondo. Anche lì, con determinate condizioni, si può accumulare fango calcareo sotto forma di minutissima polvere. In comune con i fanghi delle lagune

ha tutto. *Tessitura*: finissima, sotto 1/256 mm; *composizione*: carbonatica calcarea; *genesi*: organogena.

C'è una sola differenza: se mettiamo sotto al microscopio questa polvere ci accorgiamo che ogni infinitesimo granello è un microscopico guscio di un altrettanto microscopico organismo unicellulare. Una meraviglia! Eppure camminandoci sopra, tanto a qualche centinaio di metri di profondità come a meno di un metro nella laguna, avremmo la stessa sensazione: quella di affondare in una sorta di soffice farina bianca.

Si conoscono successioni rocciose calcaree potenti centinaia di metri ed esclusivamente formate da accumuli di gusci, tanto infinitesimi quanto di grosse dimensioni, oppure da impalcature di coralli e di organismi ad essi simili o affini. Sono tutti accomunati dalla capacità di estrarre dalle acque marine gli elementi in esse 'disciolti'. Basta leggere l'etichetta di una qualsiasi acqua minerale, la cui salinità è di un ordine di grandezza più bassa di quella marina! E' così che riescono a formarsi i sali che, adeguatamente utilizzati, diventeranno i loro rivestimenti minerali. E il carbonato di calcio ($CaCO_3$) chimicamente è un sale!

Tutto questo in fondo è più o meno quello che anche il nostro organismo compie ogni giorno ampliando o rinforzando il nostro scheletro, seguendo un codice genetico che informa dove e in che modo bisogna agire. Ossa che però non hanno una natura carbonatica (solo per il 12%) ma, ricordiamolo, per gran parte fosfatica (all'86%).

Rivestimenti e impalcature minerali; gusci grandi e piccoli. Gusci così piccoli che mettendone insieme qualche miliardo si potrebbe ottenere solo una minuscola pallina di polvere. Nessuno, guardandola, sospetterebbe che per formarla ci sono voluti tanti organismi quanti sono gli esseri umani attualmente ospitati dal pianeta Terra. Eppure, sedimenti di questo tipo possono formare successioni spesse decine e decine di metri.

2.7.1.2 Dai calcari… le dolomie

Le montagne d'Italia più note, celebrate e conosciute ben oltre i confini nazionali, sono senza dubbio le Dolomiti. Quelle Dolomiti assurte a 'patrimonio dell'umanità' e come tali da tutelare, valorizzare e andarne fieri in modo consapevole e responsabile. Dolomiti, le cui cime più ardite, carismatiche ed evocative, sono composizionalmente classificabili come rocce carbonatiche. Sì perché anche loro, nella propria formula chimica, hanno lo *ione radicale* CO_3^{--}. Ma non si tratta di *calcari*, sono *dolomie*. Due 'famiglie' di rocce differenti, ma appartenenti alla medesima… stirpe.

E come in un albero genealogico, c'è chi viene prima e chi dopo. Nel nostro caso sono i *calcari* i primi a depositarsi, mentre le *dolomie* costituiscono una loro precoce trasformazione chimica. In ambienti lagunari, nelle cui acque può realizzarsi una concentrazione di magnesio (Mg) innescata spesso dall'evaporazione, e altre volte favorita da alghe ricche in Mg (Magnesio), si possono formare i presupposti per le reazioni chimiche necessarie.

Se confrontate le due formule – calcari ($CaCO_3$) e dolomie [$(Ca, Mg)(CO_3)_2$] – al di là dei coefficienti che servono a ripristinare l'equilibrio chimico, l'unica grande differenza sta proprio nella presenza del Magnesio (Mg). Durante le reazioni chimiche il Magnesio ha sostituito parte degli atomi di Calcio. Solo una parte di essi, ma tanto è bastato per cambiare le caratteristiche della roccia. In

modo drastico ed evidente. Rispetto ai *calcari* le *dolomie* sono molto fragili. *"Avete mai visto una parete dolomitica priva di falde detritiche o di conoidi detritici* (v. Cap. 3.4.1) *che ne rivestono la base?"* La risposta è no, proprio per la loro fragilità intrinseca che le pervade intimamente di fratture grandi e piccole, sempre fittissime.

Inoltre, rispetto ai *calcari*, le *dolomie* sono poco solubili. Anzi, pochissimo. Tant'è che il *carsismo* (v. Cap. 5.5) interessa i massicci calcarei, mentre in quelli dolomitici è un processo molto più lento e meno frequente. A questo proposito, dato che il *carsismo* in fondo è l'effetto di reazioni chimiche, potete provare a testare la diversa risposta delle due rocce quando sono sottoposte ad un attacco chimico diretto!

Cospargete un blocchetto di *calcare* con acido cloridrico diluito in acqua (il comune acido muriatico, HCl). Ne bastano poche gocce. Reazione immediata e violenta. Il *calcare* reagisce liberando CO_2, accompagnata da una copiosa effervescenza. Al contrario, l'effetto sulle dolomie è praticamente nullo. Occorre polverizzare la roccia (aumentando in tal modo la superficie di attacco all'acido) per scorgere una moderata effervescenza.

2.7.1.3 L'importanza delle alghe

Alghe marine, ma naturalmente ne esistono anche di acqua dolce. Certamente varicolori, molto spesso verdi, rigorosamente molli. A foglia d'insalata o sotto le sembianze di flessuosi rametti colorati. Questa è la concezione che molti si sono fatti sull'aspetto e sulle caratteristiche delle alghe. Piante acquatiche che tra i propri progenitori annoverano generi già diffusi negli oceani di centinaia di milioni d'anni or sono. Alghe concepite come organismi a corpo molle, dunque destinate a putrefarsi e a non lasciare tracce dirette della loro esistenza.

Sembrerebbe proprio così, invece in molti casi le testimonianze del passato – i *sedimenti* trasformati in *rocce* – ci offrono abbondanti e inconfutabili prove che le alghe, con i loro infiniti generi e le loro innumerevoli specie, sono state e sono tuttora una parte molto attiva nella costruzione di potenti successioni rocciose stratificate. Tali prove sono perfettamente conservate ed osservabili lungo molti rilievi composti da rocce carbonatiche, sia *calcaree* che *dolomitiche*.

Le alghe colonizzano gli ambienti di 'scogliera organogena', specialmente quelli di mare basso lagunare, formando estese praterie subacquee. I raggi solari ne attivano la caratteristica funzione clorofilliana, fonte di energia e di vita. Le alghe possono sostanzialmente contribuire alla formazione di uno strato sedimentario in due diversi modi.

a) Contrariamente a quanto si creda, esistono alcuni tipi di alghe che, come i coralli, assimilano dalle acque il carbonato di calcio. Se ne servono per costruirsi una sorta di vestito rigido (tallo) che avvolge gli individui dando origine a singoli esemplari o a cespi di forma irregolare. Si tratta delle cosiddette *alghe rosse*. Formano esemplari sempre sotto il decimetro, quasi sempre di pochi centimetri di grandezza.

Talvolta utilizzano un elemento del mare basso in cui proliferano: un sasso, la spoglia mineralizzata di un organismo, come substrato rigido da rivestire o avvolgere. Si generano in tal modo dei tipici accumuli di sfere irregolari che, dimensionalmente, ricordano molto i *profitterole*. I

singoli individui algali formano i tipici *oncoidi*, così definiti dal greco *oncos* = volume, massa. Non a caso è la stessa radice utilizzata per indicare le masse tumorali e le terapie di cura (oncologiche).

b) In altre circostanze, alcune famiglie di alghe hanno la capacità di sintetizzare o agglutinare sulla propria superficie il carbonato di calcio ($CaCO_3$, sempre quello!) disciolto o disperso nelle acque marine in cui proliferano. Una tale caratteristica può favorire la formazione di accumuli particolarmente interessanti: le *stromatoliti* (da *stroma* = tappeto, e da *lithos* = pietra) e, ancora una volta, gli *oncoidi*, anche se in comune con i precedenti hanno solo la forma sub-sferica.

In entrambi i casi – *stromatoliti* e *oncoidi* di questo secondo tipo – l'elemento base è una infinitesima lamina sub-millimetrica di fango carbonatico, sintetizzato da un'alga (spesso in sinergia con l'azione di batteri) o raccolto dall'ambiente stesso di vita. Decine e decine di lamine concentriche in ogni *oncoide*; centinaia, migliaia, milioni di alghe che, generazione dopo generazione, si sovrappongono e affiancano le une alle altre nelle *stromatoliti*.

2.7.1.4 Stromatoliti e oncoidi algali

Proviamo a guardare da vicino le *stromatoliti*. Il loro aspetto è quello di una torta millefoglie, fatta in questo caso di lamine grigie, chiare e scure, in fitte alternanze. Ogni lamina leggermente più scura è un accumulo di semplice fanghiglia sopra un fondale lagunare. Ogni lamina più chiara mostra invece al suo interno i resti di sottili alghe (azzurre), spesso ancora rappresentate o in associazione con i loro progenitori: i *cianobatteri*.

Quei progenitori delle moderne alghe azzurre alle quali trasferirono il loro 'brevetto' più importante della storia biologica del Pianeta Terra: la *funzione clorofilliana*. Durante il proprio sviluppo, i sottili tappeti algali intrappolano le particelle fangose (carbonato di calcio) usandole come rivestimento.

Cercando invece di riconoscere nelle successioni rocciose del passato le *stromatoliti algali*, intese come livelli di 'alghe' (cianobatteri) deposti orizzontalmente e sovrapposti a formare sottili pacchetti o potenti insiemi, occorre distinguere le *stromatoliti globose* da quelle *piatte* di fondale. Le prime danno origine a corpi spettacolari a forma di fungo, larghi fino a un metro e caratteristici di certe zone di laguna bassa, ben ossigenata e protetta. Si elevano dai fondali limosi formando singoli edifici affiancati.

Le seconde, quelle piatte, appaiono invece come livelli estesi a perdita d'occhio, formati da più lamine algali sovrapposte. Alghe a forma di foglio che si appoggiano al basso fondale protetto e sono periodicamente coperte da sottili depositi fangosi coi quali generano alternanze ben visibili anche nella successione rocciosa che ne tramanda i caratteri attraverso il tempo geologico.

Le *stromatoliti* producono i loro 'vestiti di roccia' nelle tranquille zone lagunari di mare basso, intrappolando o generando fango calcareo. Effettivamente, le rocce di questo tipo sono una testimonianza dei resti di infiniti tappetini algali millimetrici, mucillaginosi, in grado di raggiungere complessivamente, spessori incredibili. Basti pensare alle famose Tre Cime di Lavaredo, risalenti a 210 milioni di anni fa.

Siamo, anzi… eravamo, verso la fine del Periodo Triassico (Norico), quando mezza Europa meridionale era occupata da un'infinita, monotona laguna. Sarebbe stata l'incubatrice dalla quale, molto tempo più tardi, sarebbero scaturiti alcuni dei territori più spettacolari delle nostre Alpi centro-orientali, dalle Dolomiti alle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie.

Consideriamo ora gli *oncoidi* algali, quelli del secondo tipo. Li possiamo trovare radunati in singoli banchi spessi fino a parecchi metri. Ogni banco, trasformato col tempo in roccia compatta, è formato da milioni di corpuscoli sub-tondeggianti della grandezza di una nocciola fino a quella di una noce o di un pugno. In ogni *oncoide* possiamo riconoscere un nucleo rigido avvolto da un rivestimento algale a sviluppo concentrico (Fig. xx).

Il nucleo è spesso costituito da una spoglia minerale appartenuta a qualche organismo (gusci interi di piccola taglia o frammenti di elementi maggiori). Il rivestimento algale è tipicamente organizzato in lamine millimetriche che si dispongono concentricamente attorno ad esso. L'ambiente che ospita e favorisce lo sviluppo degli *oncoidi* è quello di mare poco profondo, lagunare, con occasionali pulsazioni di energia sufficienti a consentire periodici, limitati spostamenti sul fondale.

2.7.2 I depositi silicatici

Dal solo punto di vista *composizionale*, i *depositi sedimentari* attuali e passati che potremmo osservare camminando lungo un sentiero di montagna, attraversando una pianura, nuotando nei mari bassi che orlano continenti e isole, dragando con un batiscafo i fondali abissali, sarebbero suddivisibili in carbonatici e... 'resto del mondo'. In quest'ultimo grande gruppo i più rappresentati sono di gran lunga i *depositi silicatici*. Quindi, semplificando la materia e rendendola digeribile ai non addetti ai lavori, potrei suggerire di limitarvi a queste due diffuse certezze: i *depositi carbonatici* (v. Cap. 2.7.1) e quelli *silicatici*. Se proprio vi piace esagerare, memorizzatene un terzo: i *depositi solfatici* (v. Cap. 2.7.3).

Dire *depositi silicatici* significa che contengono frammenti, granuli, particelle di silice e/o di minerali classificati come tali. Qui sta il fulcro di tutto. *"Cos'è la silice? Che parentela ha con i silicati?"* Provo a bloccare i giri veloci della *roulette*. I suoi numeri si vedono molto meglio a gioco fermo. Ora appare più chiara la domanda giusta da porsi all'inizio di tutto: *"Cosa sono i silicati e... come e dove nascono?"* Sono minerali che hanno, come mattone base, un gruppo di atomi legati tra di loro, in cui troviamo il Silicio (Si) come protagonista.

Il gruppo è lo *ione radicale* SiO_4^{--}. *Ione radicale*, una definizione strana per indicare un insieme di atomi particolarmente attivo, destinato a lavorare in gruppo e perciò costantemente alla ricerca di altri gruppi ed elementi chimici coi quali legarsi e trovare pace. Mentre i silicati sono caratterizzati dallo ione SiO_4^{--}, i carbonati hanno il CO_3^{--} (v. Cap. 2.7.1) e i *solfati* l'SO_4^{--} (v. Cap. 2.7.3).

È un 'mattone' strano quello dei *silicati*. Non ha la classica forma a parallelepipedo, ma quella di una piramide con base triangolare. Al centro di questo tetraedro c'è il Silicio (Si). L'elemento Silicio possiede quattro 'braccia chimiche' con le quali può afferrare e tenere stretti altri atomi, anch'essi dotati di... appendici chimiche prensili. A sua volta l'atomo di Ossigeno (O) ne possiede solo due. Più che sufficienti. Ecco che nella nostra 'piramide base' le quattro braccia chimiche del Silicio riescono ad afferrare e trattenere altrettanti Ossigeni. Questi, a ben vedere, utilizzano un 'braccio chimico' per legarsi al Silicio, ma uno resta libero. Non per molto.

Gli servirà per collegarsi ad altre 'piramidi base' formando strutture complesse: i *minerali silicatici*! Questi sono tanti e tanto vari a causa di due motivi: 1) tanti sono gli elementi che – dotati anch'essi di 'braccia chimiche' – riescono di volta in volta ad integrarsi nella compagine molecolare (ad esempio ferro, alluminio, magnesio, calcio, sodio, potassio, zolfo, bromo, boro,...); 2) differente può essere il modo di disporsi, nello spazio tridimensionale, delle 'piramidi base' di SiO_4.

Prima di proporre delle esemplificazioni di quest'ultimo concetto, vi ricordo che i *minerali silicatici* scaturiscono dal consolidamento dei magmi. Di tutti i magmi, essendo la loro composizione sempre di tipo silicatico. La Terra primordiale, così come tutti i pianeti solidi del sistema solare, sono basati sulla chimica del Silicio. I carbonati, a ben vedere, possono invece essere considerati un'invenzione, un prodotto esclusivo della vita organica del pianeta (v. Cap. 2.7.1).

Buona parte dei *depositi sedimentari* silicatici derivano dall'alterazione fisica e chimica dei minerali silicatici dei magmi solidificati. Questi ultimi, una volta sospinti verso l'alto e venuti a giorno, costituiscono la roccia madre di futuri granuli e polveri a composizione silicatica. I relativi minerali prendono nomi talvolta noti ai soli esperti in materia: *feldspati*, *plagioclasi*, *anfiboli*, *pirosseni*, *olivine*,... accanto ad altri noti anche al grande pubblico. Come il *quarzo*, ad esempio (SiO_2). Fra tutti è il più resistente alle alterazioni, fisiche e chimiche, attive sulla superficie del pianeta.

È il momento di passare alle esemplificazioni riguardanti le modalità geometriche di aggregazione delle 'piramidi base', quegl'invisibili tetraedri dati dall'amicizia stretta tra Si ed O. I tetraedri (1 Si e 4 O) possono legarsi tra loro a formare delle catene, degli insiemi a isola, oppure dei fogli (fillosilicati), o ancora delle aggregazioni compatte e omogenee nelle tre direzioni dello spazio (tectosilicati).

Ecco, quest'ultima configurazione è proprio quella del *quarzo*, minerale estremamente duro e resistente, non a caso. Quella 'a fogli' invece è tipica delle argille, giustamente definite fillosilicati. Dimenticavo, gran parte delle argille, ovvero le polveri a composizione silicatica (v. APPENDICE 7.4.1), derivano dall'alterazione di altri silicati, i già citati *feldspati*, anche loro classificabili come tectosilicati. Dei veri trasformisti!

Mi fermo qui, ma il discorso sui *depositi silicatici* non può finire così. C'è dell'altro. Ricordatevi, per non fare confusione, che stiamo sempre parlando di *composizione*. Non di *tessiture*, né tanto meno di *genesi* (v. Capp. 2.5.3.1 e 2.5.3.2). Con questo, va da sé che tra i *depositi silicatici* ne possiamo trovare di varia dimensione (un aspetto delle *tessiture*), formati ad esempio da ciottoli (quarzosi e/o feldspatici), da granuli (quarzosi e/o feldspatici) o da polveri (fillosilicatiche); così come possono esserci prodotti *terrigeni*, ma anche *organogeni* o *chimici*.

È il caso delle selci, la cui composizione chimica è semplicemente SiO_2: solo tetraedri, senza ospiti indesiderati. E anche il motivo della durezza delle selci ora risulta più chiaro. Selci che possono originarsi per l'accumulo di gusci infinitesimi *radiolari*, organismi unicellulari che fissano la silice estraendola dall'acqua marina in cui si trova disciolta. Così come per molte selci l'origine base è quella organogena, per altre è invocata la genesi chimica, dato che acque ricche di silice impregnano precedenti depositi ancora non cementati e, molecola dopo molecola, ne cambiano i connotati chimici.

Succede spesso ai sedimenti calcarei che, svegliandosi una mattina, si trovano trasformati chimicamente in perfetti strati di selce. In altri casi, dove il colpo non riesce, la silice si accontenta di consolidarsi formando lenti allungate e noduli (questi ultimi con diametri anche fino a mezzo metro!) che si limitano a sgomitare trovando spazio tra gli strati calcarei (Fig. xx). Con lo stesso effetto che si produrrebbe inserendo una pizzetta o delle singole olive tra le pagine di un libro, costrette ad adattarsi ondulandosi per fare spazio ai nuovi ospiti.

La *composizione silicatica* naturalmente non è monopolio esclusivo delle selci. Oppure, in aggiunta, delle argille. Anche molte delle comuni sabbie (che, se cementate e trasformate in roccia, prendono il nome di arenarie o areniti) sono classificabili come silicatiche. Lo sono ogni volta che il loro patrimonio granulare è composto da *quarzo, feldspati,...*

Resta un'ultima, non trascurabile informazione. *"Come accorgersi che i depositi sedimentari che abbiamo davanti, intorno o sotto i nostri piedi, sono dei silicati?"* Presto detto: non danno effervescenza se cosparsi con acido cloridrico (HCl, diluito anche fino al 10%). In più c'è la durezza della selce che non si fa rigare nemmeno da una punta d'acciaio.

Anzi, lascia sulla sua superficie una striscia argentea, segno che la selce e più dura dello stesso acciaio. Nel caso di rocce formate da silicati più 'teneri', nemmeno la loro polvere (prodotta colpendoli con un martello) reagisce all'attacco dell'acido. Si ricordi, al contrario, l'effervescenza della dolomia polverizzata (v. Cap. 2.7.1.2).

2.7.3 I depositi solfatici

"Qual è il loro rappresentante più speciale e caratteristico?" Senza dubbio il *gesso*. La sua durezza, incredibilmente bassa (si riga con l'unghia), lo rende individuabile con discreta facilità e soprattutto non lo fa confondere con una roccia silicatica. Entrambe, rocce solfatiche e silicatiche NON reagiscono all’acido cloridrico.

Il *gesso* non di rado si mostra con l'abito della festa: cristalli che sembrano punte di freccia, uno accanto all'altro per estensioni enormi e spessori che rasentano l'incredibile! Nell'Appennino emiliano si registrano banchi di *gesso* spessi fino a 25 m. I singoli cristalli, nei livelli migliori (quelli basali), possono superare i 20 cm di lunghezza.

Sono *gessi* che risalgono a un momento geologico molto particolare per l'Italia del tempo. Poco meno di 6 milioni di anni fa circa (tardo Miocene), si realizzò l'interruzione degli afflussi di acqua atlantica nel Mare Mediterraneo. Come diretta conseguenza quest'ultimo per parecchie centinaia di migliaia d’anni si trasformò in una serie di laghi salati. La continua evaporazione finì per produrre *gessi* in abbondanza.

Solo nell'Appennino settentrionale, da Alba (CN) a Rimini, se ne misurano 150 m. Praticamente quasi tre Torri di Pisa sovrapposte. Questi gessi hanno le loro migliori esposizioni tra Bologna ed Imola, lungo i contrafforti appenninici settentrionali più esterni, affacciati sull’antistante Pianura padana. Un vero spettacolo. La Bologna adagiata sui colli che le fanno da spalla è edificata proprio su queste rocce gessose.

Non di rado puoi vedere luccicare i cristalli al sole entrando nei cortili delle case e lungo le strade che percorrono i primi colli appenninici. Con la loro presenza ne celebrano la storia più antica, quella geologica, legata a quella alto medievale e tardo-romana, capace di eleggere i *gessi* a materiale pregiato. Che a quei tempi significava 'di scavo' e 'di costruzione'.

Se poi ci spostiamo in Sicilia quegli stessi *gessi* raggiungono i 300 m di spessore. Se invece, restando sempre nell'orizzonte gessoso deposto nel tardo Miocene, volessimo imbatterci in spessori ancora più incredibili dovremmo trasferirci nel Mare Balearico. Sotto i suoi fondali ci sono banchi di *gesso* (complessivamente fino a 2000 m!) ancora orizzontali, non deformati, dato che si trovano esternamente alle catene montuose.

Al contrario, nei contesti appenninici i *gessi* li osserviamo sempre ad altitudini significative. Questo grazie alle compressioni crostali che hanno spezzato la successione rocciosa che li contiene e l'hanno accavallata in giganteschi volumi sovrapposti tra loro come 'tegole rampanti' (v. Cap. 4.2.1.1).

Sono tre gli spessi orizzonti gessosi che caratterizzano gli ultimi 600 milioni di anni di Storia geologica d'Italia. Scendendo a ritroso il *Calendario della Terra*, oltre agli spettacolari *gessi* di età miocenica dell'Appennino (poco meno di 6 milioni di anni fa), troviamo i *gessi* del Triassico sup. (220 milioni di anni fa) e infine i *gessi* permiani (250 milioni di anni fa; v. Cap. 4.6.1). I due orizzonti più antichi di *gesso*, si concentrano nei territori alpini meridionali.

Nel Capitolo precedente – senza mai esagerare (spero) – ho buttato là qualche nozione chimica che aiutasse a 'vedere' l'infinitamente piccolo e, con leggerezza, vi facesse comprendere meglio il senso di profondo ordine che regola anche il micro-mondo dell'invisibile, cristalli compresi. Per il *gesso*, ricordando sempre che si tratta di una roccia solfatica, è opportuno citarne la formula: $CaSO_4 .2H_2O$.

Interessante notare che nel suo reticolo cristallino ogni molecola di $CaSO_4$ lega a sé due molecole di acqua. *"Ne volete la prova?"* Basta prendere un frammento di cristallo di *gesso* e scaldarne una infinitesima parte con un accendino. Un minuto sarà più che sufficiente.

"Dimenticavo: operate nel più perfetto silenzio!" Solo così, dopo il fatidico minuto d'attesa, comincerete ad avvertire un crepitio prolungato. E' il segnale che l'aumento di temperatura (sopra gli 80°C) ha iniziato a rompere i legami chimici facendo evaporare parte dell'acqua 'reticolare'. Non è un caso che nella porzione surriscaldata (e annerita dai fumi) il *gesso* abbia perso la sua cristallinità e abbia assunto un aspetto polverulento. Questo del resto (la cottura in forno) è il procedimento usato da molti secoli per rendere il *gesso* utilizzabile industrialmente.

Il cosiddetto *gesso da presa* si ottiene riscaldando il prodotto tra circa 100 e 180°C. Solo oltre quest'ultimo valore però l'acqua 'reticolare' è eliminata del tutto dai cristalli. Con una cottura che supera i 250°C la trasformazione è totale e il nuovo 'sale di calcio' non è più *gesso* ma… *anidrite*. Il nome stesso di questo minerale anidro (ossia senz'acqua) è molto indicativo. Si forma anche in natura, in ambienti marini regolati da intense evaporazioni. Col tempo, assorbendo acqua, tende in modo naturale a trasformarsi in *gesso*.

Interessante aggiungere che, alle incredibili temperature di 1.200°C (paragonabili a quelle raggiunte dai magmi basici che effondono sulla superficie terrestre!), si ottiene la nota *calce viva*

(CaO - ossido di calcio, bianchissimo) assieme ad un altro ossido: SO_3 (anidride solforica), corrosivo e capace di trasformarsi in acido solforico a contatto con l'umidità dell'aria.

Quest'ultimo prodotto industriale, tra l'altro, è il principale responsabile delle cosiddette piogge acide che tanto influenzano la salute delle nostre foreste, ma anche il tenore acido delle acque di laghi e fiumi, con gli indubbi riflessi negativi su fauna e flora.

2.8 Vulcani che passione

Quando, sintetizzando, si parla del SI FORMA non si intende solo il vario e multiforme mondo dei processi sedimentari e dei loro onnipresenti, favolosi prodotti. Anche le rocce magmatiche, e in particolare quelle laviche, rientrano a pieno titolo in questo insieme.

Sia che si tratti di depositi lavici subaerei o sottomarini, sia che i rispettivi prodotti vulcanici si discostino dalle classiche colate laviche e assumano la veste di *depositi piroclastici*, meglio conosciuti come pomici, lapilli e ceneri (v. Cap. 2.8.2). Tutti loro, lave e piroclastiti, contribuiranno ad esaltare e rendere unico quel magico contenitore concettuale che li ospita: il SI FORMA.

Nell'immaginario collettivo di chi non ha mai pensato alla superficie della Terra e ai suoi multiformi ambienti come a un continuo generatore di depositi che fermano il tempo e lo tramandano a futura memoria, le emissioni dei vulcani e le relative rocce da essi prodotte sono gli unici effetti capaci di affascinare, coinvolgere e appassionare. Lo vedo in mia moglie, riluttante a scorgere il 'bello della Geologia' nei contesti sedimentari, ma pronta a stupirsi e lasciarsi ammaliare dai vulcani attivi e dai loro derivati.

Probabilmente è il fascino della roccia fusa che a temperature inimmaginabili scorre inarrestabile verso le periferie dei rilievi perfettamente conici, forse è il richiamo emanato dal dinamismo delle nubi di cenere, lapilli e gas, illuminate dai boati incandescenti ed espulse a fungo dal cratere principale, unitamente all'attrazione indotta dalle emissioni di scorie lanciate come proiettili privi di preavviso. Il tutto veicolato da centinaia di filmati spettacolari, capaci di generare emozioni e sensazioni che poi si riverberano, anche a distanza di tempo, nei relativi depositi ormai immobili da secoli, da millenni o persino da centinaia di milioni d'anni.

Inutile precisare che le emozioni migliori, più coinvolgenti e durature, le forniscono i vulcani a carattere esplosivo, ossia quelli che emettono bombe, lapilli, ceneri assieme a gas in abbondanza. Questo senza nulla togliere alla spettacolarità, più contenuta e fluida, delle effusioni vulcaniche, ossia le fuoriuscite di lava. Sono i vulcani esplosivi del resto ad essere entrati nella Storia (con la S maiuscola) e da questa nell'immaginario collettivo.

Qualche nome e qualche data su tutti: Santorini (Mar Egeo), 1.500 a.C.; Vesuvio, 79 d.C.; Krakatoa (Indonesia, tra Sumatra e Giava), 1883; Mt St Helen (USA, Oregon), 1980). Ognuno contraddistinto da una propria fase parossistica rimasta nell'immaginario collettivo di chi si lascia ammaliare dal fascino, talvolta sinistro, dei vulcani terrestri.

Le caratteristiche di un vulcano e le modalità della sua attività ne rappresentano la… carta d'identità. Un tale documento di riconoscimento per sua natura è conciso e leggibile con immediatezza. Lo è nel nostro caso di cittadini italiani, dev'esserlo anche per i vulcani, cittadini del

mondo. Ecco che allora, aprendo il relativo documento di un qualsiasi apparato vulcanico ci servirà innanzi tutto conoscere a) l'età di prima attivazione; b) il tipo di eruzioni: *effusive* (con emissioni di lave) e/o *esplosive* (con espulsione di bombe, lapilli, ceneri,…; v. Cap. 2.8.2); c) il contesto di formazione il quale, in parole più immediate, dà risposta alla domanda: *"Per quali ragioni geologiche quel vulcano è spuntato proprio lì?"*

Tre informazioni base di cui solo la prima non richiede approfondimenti. Mi correggo. A ben vedere anche l'età di attivazione (a) sollecita curiosità e indagini. *"L'attività è stata continua fino ad oggi? Ha forse subito nel tempo interruzioni prolungate e significative? Attualmente il vulcano può essere considerato 'dormiente' (quiescente)?"* Sono tutte domande alle quali, di volta in volta, solo gli esperti riescono a fornire risposte adeguate. Da quanto ci racconteranno dipenderà la stessa pericolosità di quel vulcano, funzionale alla previsione del *rischio*.

2.8.1 Quando i vulcani esplodono

Il punto b) del precedente capitolo merita un approfondimento. C'è dunque da domandarsi: *"Com'è che si genera un vulcano... esplosivo?"* Premetto che sono di tipo esplosivo quasi la metà (700) dei vulcani che sulla Terra hanno eruttato negli ultimi 10.000 anni (oltre 1.500). Il presupposto base in grado di generare emissioni esplosive è la qualità del magma. Tutti (o quasi) i fusi magmatici sono chimicamente dei silicati.

Il Silicio in essi è più o meno abbondante rispetto agli altri elementi. Più in particolare, nei magmi che generano *basalti* (assieme ai meno conosciuti *gabbri*) la silice è compresa, in peso, tra il 45% e il 52%; nei magmi che generano *rioliti* (assieme ai più comuni *graniti*) è invece superiore al 62%. Tra i due estremi si posizionano ovviamente i magmi con contenuti in silice intermedi.

Più un magma è viscoso e più genera esplosioni. Questo perché la viscosità – in opposizione alla fluidità – è un freno alla liberazione dei gas in esso contenuti. Gas che, sempre presenti nei magmi, dilatandosi aumentano la loro pressione fino a liberarsi dal fuso in modo irruento, ossia esplosivo. *"Ma di quali gas magmatici si tratta?"* In gran parte di vapore acqueo, accompagnato da percentuali sensibili di CO_2 e di SO_2, a cui si aggiungono percentuali, quasi sempre inferiori all'1%, di altri gas (H_2, HCl, S_2,...).

In particolare, l'acqua contenuta nei magmi, presente sotto forma di vapor acqueo ad altissime temperature, può essere '*a km zero*', oppure *'di importazione'*. Nel primo caso è patrimonio originario del magma stesso; nel secondo è il magma che, durante la risalita, si è arricchito intercettando degli acquiferi presenti nel sottosuolo.

Ad esempio quelli delle *falde freatiche*, da cui il relativo *freatismo magmatico*. Interessante a questo proposito notare che anche la quantità d'acqua può risultare determinante. La massima esplosività di un vulcano – da esperimenti condotti in laboratorio – si raggiunge con valori di rapporto tra vapor acqueo e magma intorno al 30%. Per quantità superiori, solitamente raggiunte nelle eruzioni sottomarine, sarà la stessa acqua a raffreddare le colate, inibendo le esplosioni.

Per simulare le resistenze incontrate dai gas presenti nei materiali viscosi e la loro liberazione irruenta appena vincono tali contrasti opposti dal magma, entrate in un bar e ordinate una cioccolata in tazza. Prendetela molto densa e accompagnata da una cannuccia. Vi servirà per arricchire di gas la

cioccolata fusa soffiandoceli dentro. L'effetto esplosivo è assicurato; la superficie del vostro tavolino lo testimonierà. Ma a voi serve un confronto: *"Signorina, per favore anche un bicchiere di latte. Sempre con cannuccia. Grazie!"* Non serve aggiungere altro, se non che la viscosità del latte è decisamente più bassa. Basterà controllare il tavolino!

Ancora una volta la Geologia stimola domande a *matrioska*. Una tira l'altra e insieme spianano la strada alle successive. È dunque logico proseguire chiedendosi: *"Cos'è che nei magmi genera un'alta viscosità?"* Se cercate in *Internet* o nei libri di testo scolastici, troverete indubbiamente che il responsabile è il contenuto in silice.

Dunque i magmi ad alto contenuto in silice hanno caratteristiche fasi esplosive, mentre i magmi a basso tenore in silice tendono a produrre effusioni, con lave fluide ed eruzioni meno pericolose. *Eruzioni esplosive* ed *effusive*: un binomio che, quando si alterna nel tempo in uno stesso vulcano, dà invariabilmente luogo agli strato-vulcani (v. Cap. 3.4.8).

2.8.1.1 Quando le bolle (di gas) fanno la differenza

Un altro parametro da tenere in considerazione è la dimensione delle bollicine dei gas presenti all'interno di un magma. Se sono molto piccole i lenti movimenti interni al fuso non possono schiacciarle o appiattirle. Questa impossibilità genera resistenze che si traducono in un incremento della viscosità. Al contrario, oltre un certo diametro le bolle risentono delle sollecitazioni date dagli scorrimenti del magma e possono agevolmente schiacciarsi e allungarsi. Ne scaturisce un vantaggio per il magma che si manterrà fluido, più propenso a muoversi e fluire senza sviluppare attriti interni.

Al contrario, le bolle piccolissime sono indeformabili. In tali casi è come se un fuso contenesse miliardi di infinitesimi 'freni a mano' tirati. C'è un'altra ragione capace di attivare microscopici 'freni a mano' nei magmi, producendo incrementi nella viscosità. È la presenza di cristalli di nuova formazione all'interno di un fuso. Questo avviene perché il magma che continua a muoversi anche durante la fase di raffreddamento, nel suo fluire deve fare i conti con altri 'ostacoli' interni che, molto piccoli ma molto numerosi, contribuiscono a generare attriti diffusi.

Sarebbe come se i numerosi frequentatori di una pista ciclabile nel loro procedere dovessero fare i conti con la presenza, via via più abbondante, di placidi e incoscienti pedoni che compaiono dal nulla, all'improvviso! Un fuso che per un terzo del proprio volume comincia ad essere composto da nuovi, diffusi, infinitesimi cristalli è in grado di aumentare la propria viscosità di ben 10 volte: un intero ordine di grandezza!

Per i più interessati al problema viscosità e al conseguente aumento di esplosività dei vulcani aggiungo altri due motivi di sicuro incremento. Il primo è già noto da tempo. Riguarda la mescolanza occasionale, in profondità nella crosta, tra due magmi chimicamente e termicamente differenti che vengono in contatto reciproco. Potrei citarvi il caso dell'Etna che, da recenti studi, sta aumentando la sua esplosività per un'ibridazione del suo iniziale magma – proveniente direttamente dal mantello – con un magma differente, derivato dalla fusione della crosta (v. Cap. 2.9.3.2).

Con un esempio, la situazione è paragonabile a quella dell'impero romano soggetto alle invasioni barbariche durante i primi secoli dell'era cristiana. Aumento di tensioni, di attriti e di guerre praticamente assicurato. Prima di raggiungere una nuova condizione di assestamento e

riprogrammazione del tutto, con abbassamento (non annullamento!) delle resistenze/viscosità interne sono trascorsi quasi 2000 anni. Qualcosa di simile si verifica nel caso di *mixing* magmatico. Durante la fase di 'riprogrammazione' del nuovo magma ibridato si verifica un necessario aumento della viscosità.

Il secondo motivo di aumento critico della viscosità in un magma, tanto inatteso quanto intenso, è di recente scoperta (2013). A guidare un fuso verso una 'soglia critica' di viscosità sarebbe la sua stessa strutturazione chimica. I ricercatori hanno scoperto che impercettibili incrementi nel tenore di alcuni elementi (potassio, sodio, ferro e alluminio) possono, in uno stesso magma, indurre la transizione rapida e improvvisa da un regime effusivo ad uno esplosivo.

Non basta. Per superare la 'soglia critica' un ruolo fondamentale è giocato anche dalla precipitazione, all'interno del fuso, di micro-particelle di ossido di ferro. E le scoperte – c'è da crederci – non finiranno qui.

2.8.2 Bombe, blocchi, lapilli e ceneri

Quante volte avrete già sentito o letto questi termini. Tutti fanno riferimento ai prodotti emessi dai vulcani durante i loro parossismi, ossia le fasi altamente esplosive. Eppure, per essere correttamente e concretamente capiti dai non esperti in materia, occorre fare chiarezza su ognuno di essi. Aiuterà a comprendere anche i processi di diffusione e di accumulo di quanto i vulcani stessi espellono durante la loro spesso travagliata esistenza.

Comincerò dall'ultimo termine, chiedendovi: *"Siamo davvero sicuri di sapere cosa si intende per ceneri vulcaniche?"* Innanzi tutto non possono essere paragonate alle comuni ceneri di legna, dovute al residuo di combustione. Queste ultime sono formate da ossidi e sali, tra i quali abbondano i carbonati di sodio e di potassio. Al contrario, le *ceneri vulcaniche* sono a tutti gli effetti delle particelle di roccia, sia frammenti che polveri, complessivamente inferiori a 2 mm. Si tratta dunque di silicati (v. Cap. 2.7.2) e risultano generati tanto dal consolidamento di minutissime gocce di magma espulso con estrema violenza oltre il condotto magmatico, quanto dall'intensa frantumazione di precedenti rocce magmatiche interessate dalle esplosioni.

Anche i *lapilli*, altrettanto noti, hanno genesi paragonabili. Sono formati da frammenti di magma consolidato che differiscono dalle *ceneri vulcaniche* per le loro dimensioni, comprese tra 2 e 64 mm. I *lapilli* hanno scarsi vacuoli, il che li rende più densi e non paragonabili alle *pomici* (v. Cap. 2.8.2.1). Durante l'eruzione di Pompei (79 d.C.) – ma non solo – il loro accumulo sui lastrici delle case spesso ne ha determinato il collasso per sovraccarico.

Le *bombe* invece hanno dimensioni superiori a 64 mm e sono spesso caratterizzate da una caratteristica forma affusolata (Fig. xx). Questo dato suggerisce che in origine erano enormi gocce di magma espulso con violenza. Durante una rapida rotazione lungo il proprio asse maggiore la *bomba vulcanica* acquista la forma a fuso e si raffredda quel tanto che basta (inizialmente solo in superficie!) a mantenerla integra nel momento in cui atterra tra abbondanti ceneri che ne ammorbidiscono l'impatto. Sono chiamate così proprio perché il loro tragitto balistico simula quello di un proietto sparato da un cannone o da un obice.

All'appello mancano ormai solo i *blocchi*. Si tratta di frammenti superiori a 64 mm e con dimensioni che in certi casi eccedono il m^3. Sono strappati dalle pareti rocciose del camino vulcanico ed espulsi con violenza oltre l'orlo della bocca eruttiva.

Sono tipici i blocchi fratturatisi nel momento dell'impatto al suolo. Questo in ragione del fatto che non si tratta di brandelli di magma (come lo erano le *bombe*), ma di roccia già consolidata che durante l'intero suo tragitto, seppur calda, si mantiene tale senza fondere. Fino al suo violento atterraggio.

2.8.2.1 Un altro po' di chiarezza

Ritengo necessario fare ordine anche in tutta un'altra serie di termini nei quali potreste imbattervi leggendo di vulcani. Eccoli: *tephra, piroclasti, pozzolana, tufo, pomici*. Iniziamo da *tephra*. La parola indica tutti i materiali clastici (cioè 'a frammenti'), di qualsivoglia dimensione, prodotti durante un'eruzione esplosiva e poi accumulati al suolo.

Un termine equivalente è *piroclasti*: ossia, dal greco, 'frammenti prodotti dal fuoco'. Entrano in questa definizione tutti i prodotti presenti nel titolo del precedente capitolo. Un'altra parola strana, direttamente collegata ai precedenti: *pozzolana*. Deriva dalla città di Pozzuoli (NA), luogo tipico per questo genere di depositi (v. Cap. 2.9.2). Indica, in modo generico, gli accumuli e i livelli di materiale piroclastico non cementato, ancora sciolto.

Se poi, per varie ragioni, i *lapilli* e le *ceneri* si saldano tra loro formando dei livelli rocciosi ecco che prendono il nome di *tufo*. Fate però attenzione: questo termine è molto spesso utilizzato impropriamente per indicare tutti i materiali che, per traslato, hanno una facile lavorabilità e sono dotati di peso specifico non elevato. Non è un caso che siano stati proprio i cavatori di materiali lapidei a diffondere l'uso improprio di questo termine.

Naturalmente, i vulcanologi e i geologi in genere questo lo sanno bene ed evitano l'errore, mantenendo per il *tufo* il connotato di roccia d'origine esclusivamente vulcanica. Ad esempio, anche il *calcare incrostante*, roccia sedimentaria di origine chimica, diffusa in ambienti di cascata, può venire – molto impropriamente! – chiamata *tufo*! E questo solo perché si taglia facilmente.

Manca un ultimo termine, presente assiduamente sui terrificanti palcoscenici di tutti i vulcani esplosivi del mondo: *pomici*. E' una definizione generica che sottolinea l'alta porosità di un frammento vulcanico nel quale gran parte del proprio volume (fino al 90%) è formato da minute cavità subsferiche (bolle) dovute a degassazione. La parte rocciosa è in genere costituita da silice e da vari ossidi.

Gli infinitesimi vacùoli sono così numerosi che la densità complessiva delle pomici le rende in grado di galleggiare sull'acqua. Nelle fasi successive all'esplosione del vulcano Krakatoa (1883) il passaggio tra le isole di Giava e Sumatra fu letteralmente invaso dai frammenti pomicei che, formando un'isola galleggiante, per un certo periodo di tempo bloccarono la navigazione. E' invece di pochi anni fa (2012) la notizia di un'isola galleggiante costituita da esclusive pomici, segnalata al largo delle Isole Kermadec (Nuova Zelanda). La sua ampiezza raggiunge i 400 km^2. La ragione della sua esistenza va cercata nell'eruzione esplosiva di un vicino vulcano sottomarino prossimo alla superficie.

2.8.3 Coni, pseudo-coni e frittate di lava

Raramente un vulcano supera i 2 milioni di anni di attività. Poi (o prima) si estingue, vuoi perché la camera magmatica sottostante all'apparato si esaurisce, vuoi perché si sposta il serbatoio profondo di alimentazione. *"Ma dopo cosa accade?"* Se il vulcano ha avuto origine sulla terra ferma sarà il SI MODELLA a prendere il sopravvento con una voracità che spesso ha dell'incredibile.

Se invece si trova in contesti sottomarini, ove prevale la deposizione, i suoi prodotti saranno coperti dagli strati sedimentari. I vulcani, di conseguenza, non saranno più conservati come coni o piramidi, ma come delle enormi e ampie… frittate, racchiuse tra depositi di altro tipo, accumulati *prima* e *dopo* le lave.

Qualcuno tra voi – quelli con maggiore 'spirito geologico' – potrebbe però domandarsi: *"Perché allora molto spesso, quasi sempre, mi imbatto in antichissimi depositi lavici (triassici, o ancora più antichi) che hanno una forma… a cono vulcanico?"* Fate attenzione, l'aspetto di molte montagne, grandi e piccole, molto spesso è a forma di cono o di piramide. Questo è un effetto dovuto alle erosioni recenti (SI MODELLA).

Quindi, anche le nostre enormi e piatte 'frittate di lava', una volta che sono state spinte e sollevate dalle compressioni geologiche (SI DEFORMA), saranno scolpite dalle acque e dai ghiacci (SI MODELLA) i quali daranno origine a morfologie coniche o piramidali, più o meno regolari. Come vedete, queste forme del territorio non c'entrano nulla con quelle degli antichissimi, originari coni vulcanici.

In altri casi, quando le erosioni del SI MODELLA sono state davvero intense, ciò che resta di un apparato vulcanico a distanza di decine di milioni d'anni dalla sua nascita ed estinzione può essere qualcosa di molto particolare. Qualcosa che, ancora una volta potrebbe trarre in inganno. E ancora una volta il risultato è una montagna, spesso enorme, fatta di esclusive rocce magmatiche, dalla forma di cono ripidissimo e imponente. Ma non si tratta più delle sue lave inclinate, distribuite a 360° dalla bocca eruttiva centrale.

Quello che ora ammirate può essere definito l'anima più nascosta, la spina dorsale, il torsolo più interno dell'antico vulcano. Solo quello. Quanto l'erosione per il momento ha solo intaccato e risparmiato è la parte di magma solidificato più compatta, omogenea e resistente che possa esserci in un vulcano: il riempimento del suo condotto verticale di alimentazione (Fig. xx). Il cosiddetto *camino vulcanico*, colmato dal magma ascendente che, prima di giungere in superficie, ha rallentato la sua corsa, bloccandosi, per poi raffreddare e trasformarsi in roccia tenace.

Un esempio famoso è celebrato nell'ormai vecchio film *Incontri ravvicinati di III tipo*, pietra miliare del genere fantascienza. E' proprio alla base della nota Devil's Tower, *camino vulcanico* dotato di spettacolare impatto estetico, che si è svolta la scena dell'atterraggio alieno.

2.8.3.1 La più lunga colata lavica terrestre

Forse un vulcano in attività affascina tanto e chiunque (se osservato a debita distanza) perché – al di là della meraviglia generata dai lampi improvvisi, dai boati, dai tremori e dalle emissioni laviche

incandescenti – la sua presenza testimonia una Geologia viva, in grado di agire ed evolversi alla scala delle velocità umane. Un vulcano è di per sé un'entità dinamica. Anche quando fosse quiescente da decenni, o definitivamente spento per sopraggiunta anzianità geologica ed interruzione dell'alimentazione profonda, non cesserebbe di emanare un proprio fascino primordiale. Un po' come, un tempo lontano, accadeva per quegli anziani condottieri o arditi esploratori che al solo rivederli, seppure appesantiti dai troppi ricordi, richiamavano alla memoria gesta ed imprese eroiche capaci ancora di entusiasmare le folle anche a distanza di molto tempo.

Così come tra questi qualcuno in particolare svettava per carisma, successi e prodezze, anche tra i vulcani ne troviamo di singolari e per certi versi unici. Apparati vulcanici capaci più di altri di stimolare stupore e meraviglia. È il caso ad esempio di un vulcano argentino entrato nel Guinness dei primati. *"Qual è la sua grande* – è il caso di dirlo – *peculiarità?"* Ha generato la più lunga colata lavica mai misurata sulla superficie emersa della Terra: 181 km, ma le ultime campagne di rilevamento ne hanno allungato l'estensione che ormai si approssima e forse supera i 200 km. Un vero gigante nel suo genere!

Fu individuata nel 2005 da un mio grande amico, Giorgio Pasquaré, al tempo professore ordinario di vulcanologia all'Università di Milano. Il nome del vulcano non è dei più facili da ricordare: Payùn Matrù. Si affaccia sulla Pampa argentina, al margine orientale della *Catena andina*, appena a S del parallelo di Buenos Aires e Montevideo. È un vulcano con caratteristiche completamente differenti da quelle dei cugini che, numerosissimi, popolano le Ande.

Questi ultimi sono degli strato-vulcani (v. Cap. 3.4.8) e devono la loro origine alla parziale fusione della placca di Nazca (a *crosta oceanica*; v. Cap. 2.1.2) che si flette sotto il Cile, immergendosi verso E. Il Payùn Matrù no, non è uno strato-vulcano. O perlomeno lo è stato nel passato, 2 o 3 milioni di anni fa, per poi evolversi in un vulcano a scudo. Questi ultimi apparati hanno estensioni enormi se comparate alle altezze dell'edificio vulcanico. Una tale caratteristica si ottiene solo se le lave hanno un basso tenore di silice (v. Cap. 2.8.1).

In effetti, in un certo momento della sua evoluzione, una serie di profonde fratture e *faglie distensive* favorirono la risalita di magmi basaltici provenienti dal profondo, direttamente dall'*astenosfera*, quella *geo-nutella* del Cap. 2.1. Ecco un presupposto che ancora mancava per completare il quadro da Guinness: una lava molto fluida, in grado di scorrere su lunghe distanze. *"Vi siete accorti quale poteva essere un'altra condizione indispensabile alla formazione della più lunga colata lavica terrestre? Ve l'ho citata tra le righe... Non molte righe fa"*. Sta nella frase*: "Si affaccia* (il vulcano) *sulla Pampa argentina"*. Senza la sterminata estensione di un territorio praticamente piatto, ma dotato di una pendenza uniforme – solo 0,3° – nessuna colata seppure molto fluida, avrebbe potuto percorrere distanze prossime, se non superiori, a 200 km.

Colate così estese (e anche ben oltre tali lunghezze) sono segnalate su Marte, dove i rilievi vulcanici però raggiungono i 25 km di altezza (M. Olimpo) e hanno basi con diametro fino a 600 km! Anche in tali casi si tratta di vulcani a scudo. Per il Payùn Matrù c'è da aggiungere che la lava fuoriusciva a temperature eccezionalmente alte, superiori di circa 100°C rispetto alle usuali lave basaltiche. Questo particolare, unitamente alle caratteristiche del territorio attraversato e al fatto che l'emissione di lava molto fluida deve avere avuto una continuità temporale e una costanza di apporto davvero notevoli, ha favorito la sua eccezionale estensione. È stato anche calcolato il volume complessivo di questa particolare emissione lavica. Rasenta l'incredibile: 33 km^3 per una sola, unica colata.

2.8.4 I finti vulcani delle Salse di Nirano

C'è un settore dell'Appennino modenese in cui, grazie alla continua effusione in superficie di acque clorurato-sodiche miste ad abbondante fango, metano (CH_4) e anidride carbonica (CO_2), si originano dei coni di fango alti fino a una decina di metri. Siamo a Nirano – presso la più nota Maranello, in provincia di Modena – e le protagoniste di questo capitolo sono, per l'appunto, le *Salse di Nirano*.

La loro particolarità è che quanto da secoli emettono ha prodotto degli apparenti vulcani in miniatura. Addirittura alla sommità dei coni si scorge il 'ribollire' della mistura fredda di fango, acqua e gas che sembra l'agitarsi di un magma che rilascia il suo contenuto gasoso. I coni – meno di una decina in tutto tra grandi e piccoli – sono concentrati su un territorio collinare e occupano un'area di quasi 6 ettari alla quale conferiscono un aspetto lunare.

Il sito è inserito in quella che fu la prima riserva naturale regionale dell'Emilia-Romagna (207 ettari complessivi). La spettacolarità delle salse è aumentata dalla continua emissione di fango, gas e acqua, in genere intervallate da poche decine di secondi di quiete, che escono borbottando dalle bocche centrale dei vari 'crateri'. Osservando con cura le strutture coniche formate dai continui apporti fangosi, il sito può assumere il ruolo di ottima palestra didattica. Si presta a documentare, su scala ridotta e per comparazione, tanto i processi di crescita (SI FORMA) dei veri apparati vulcanici, capaci di ingrandirsi per successivi apporti lavici radiali, quanto una serie di processi erosivi (SI MODELLA; v. Cap. 5) che normalmente si sviluppano su aree molto vaste, impiegando tempi decisamente più lunghi.

In genere le eruzioni di fango che caratterizzano un cono di questa natura si concentrano per lunghi periodi su una fascia particolare dell'apparato, spostandosi poi nel tempo e contribuendo alla crescita dell'intera struttura. Quando una porzione di cono fangoso da alcune settimane non riceve più alimentazione, l'intera porzione, ampia fino ad alcune centinaia di m^2, può registrare gli effetti di un eventuale periodo di maltempo caratterizzato da alcuni giorni di piogge battenti.

Il fango, che inizialmente si era seccato, in questo caso comincia col trattenere l'acqua piovana, rammollendosi. E' impermeabile, ma questo non gli impedisce di assorbire acqua (v. Cap. 5.4.2.1). Di lì a poco, l'acqua battente che inizialmente cadeva su una crosta fangosa dura e compatta trova un deposito molle e facilmente asportabile. Il fenomeno prosegue poi con l'acqua piovana che tende a concentrarsi lungo linee preferenziali di deflusso.

Ecco che durante le piogge battenti, come conseguenza, lungo il pendio del cono iniziano a prodursi dei piccoli solchi erosivi, lì dove il fango viene portato via dai rivoli d'acqua. Le occasionali confluenze dei vari rigagnoli daranno poi maggior vigore all'asportazione del fango e, al tempo stesso, producono gerarchie di drenaggio molto simili a quelle fluviali, tipiche dei territori a clima temperato-umido delle medie latitudini.

Durante il periodo piovoso, questi effetti erosivi si possono riscontrare sulla superficie dei coni con maggiore o minore intensità. Al ritorno del bel tempo, sulla fascia che sarà per prima invasa da nuove colate fangose, il fango (SI FORMA) seppellirà, senza distruggerle!, le erosioni del SI MODELLA generate durante il maltempo. Basterebbe scavare per ritrovarle intatte!

2.9 Italia, terra di vulcani recenti

I prodotti vulcanici, oltre a coprire estesi territori con depositi effusivi ed esplosivi, ossia rispettivamente lavici e piroclastici (*lapilli, ceneri*,…; v. Cap. 2.8.2), si dimostrano particolarmente interessanti. Suggeriscono, a seconda delle proprie caratteristiche chimiche, le condizioni geologiche (i cosiddetti *contesti geodinamici*) che sono o sono state alla base del loro sviluppo.

Ad esempio *estensione crostale* e *oceanizzazione*, *compressione orogenetica* e *subduzione*, e così via. Paroloni questi ultimi forse di non immediata comprensione. Però, se li rileggete con calma, prendendo respiro fra un termine e il successivo, sono certo che vi solleciteranno i loro significati. Tutti noti, appresi (e probabilmente assimilati) nelle pagine già lette di questo volume.

Inutile ricordare che la Sicilia orientale si impone all'immaginario collettivo con la periodica, spettacolare attività dell'Etna e la persistente, ininterrotta vitalità dello Stromboli in grado di regalarci emissioni esplosive praticamente quotidiane. In pieno Mar Tirreno, a breve distanza dalla famiglia di vulcani alla quale appartiene Stromboli – le isole Eolie – ci imbattiamo in un'altra serie di edifici magmatici. Tutti molto particolari.

Sono enormi, tutti sommersi e soprattutto quiescenti, perlomeno se ci riferiamo al più orientale tra essi, il M. Marsili (v. Cap. 2.9.3.1). Naturalmente la storia vulcanica recente d'Italia, estesa a comprendere l'ultimo milione di anni, non finisce qui. È la porzione più interna della catena appenninica, verso il margine tirrenico, a guidare la nostra ricerca.

Un rapido sguardo ad una *carta geologica* d'Italia (Fig. xx) consente d'individuare, oltre ai più noti Campi Flegrei e Vesuvio, numerosi altri centri eruttivi, in gran parte estinti ma non da moltissimo tempo. Basta scendere la penisola, dalla bassa Toscana verso la Campania e fino alla Basilicata settentrionale, per trovare quanto cerchiamo. Potrei aggiungere che l'attività recentissima dei vulcani italiani – quella di cui si ha notizia per gli ultimi 2.000 anni – basterebbe da sola a caratterizzarci come 'nazione vulcanica'. Ecco, nell'ordine, tutte le manifestazioni capaci di stupire tanto chi a suo tempo vi ha assistito come spettatore diretto, quanto chi, come noi, ora ne scorre rapidamente l'elenco.

Lipari (Isole Eolie, Sicilia): 729; Larderello (Toscana) 1282; Ischia (Campania): 1302; Campi Flegrei (Campania): 1538; Vulcanello (Isole Eolie, Sicilia): 1500-1600, varie eruzioni; a NW di Pantelleria (Sicilia): 1831 (si formò l'Isola Ferdinandea, 63 m di altezza annullata dall'erosione 4 anni dopo); a NE di Pantelleria (Sicilia): 1891 (eruzione sottomarina); Vulcano (Isole Eolie, Sicilia): 1890; Stromboli (Isole Eolie, Sicilia): in attività continua da secoli, se non da millenni. Allo Stromboli, emerso come isola dal Mar Tirreno circa 160.000 anni fa, si devono anche ricorrenti onde anomale *(tsunami)*.

Le più antiche tra quelle registrate dalle cronache risalgono al periodo tra il 1343 e il 1456. Furono tre e arrivarono a devastare anche i porti di Napoli ed Amalfi.Altre onde anomale accertate si verificarono in tempi molto più recenti: 1916, 1919, 1930, 1944, 1954 e nel 2002. Le ragioni d'innesco dei vari *tsunami* sono connesse a franamenti in mare di cospicui volumi di rocce vulcaniche, talvolta resi instabili anche dai terremoti di media entità che in genere precedono i parossismi vulcanici.

2.9.1 I vulcani toscani e laziali

In Toscana ci imbattiamo nel M. Amiata, antico vulcano attivo tra i 400.000 e i 200.000 anni fa. Nel vicino Lazio ci entusiasmano i laghi circolari di Bolsena, Vico, Bracciano, Albano e Nemi. Questi laghi naturali occupano oggi le relative *caldere vulcaniche*. Sono queste delle depressioni create dal collasso gravitativo superficiale seguito allo svuotamento della sottostante camera magmatica.

Nell'ambito del cosiddetto *distretto vulcanico laziale* l'attività dei Vulsini (una serie ravvicinata di antichi apparati vulcanici che comprendono le caldere di Bolsena, Latera, Montefiascone, Capodimonte e Marta) si concentra fra 600.000 e 100.000 anni fa. Quella dei Monti Cimini (comprendente la nota caldera di Vico colmata dal conseguente lago) iniziò invece intorno a 950.000 anni fa per concludersi intorno a 95.000 anni or sono.

Nei Monti Sabatini (ai quali appartiene Bracciano) le età eruttive, molto discontinue, sono comprese tra 600.000 e circa 40.000 anni fa. E' lo stesso anche per il settore vulcanico dei Colli Albani, distribuiti a formare un semicerchio di lave e prodotti piroclastici (*lapilli, ceneri*…; v. Cap. 2.8.2) con ben quattro caldere di collasso. Il tutto in un'area di 15 km di diametro. Nel territorio dei Monti Albani, forse non molto noti alla maggioranza dei lettori, si trova la più conosciuta Castelgandolfo, affacciata sul Lago di Albano e situata a meno di una ventina di chilometri da Roma. E' famosa per essere sede di ville pontificie frequentate come residenze estive fin dal XVII secolo.

Per molti ricercatori il settore vulcanico dei Monti Albani deve considerarsi tutt'altro che estinto. Lo confermerebbero i ricorrenti sciami sismici (sintomatici quelli degli anni '80 e '90), le emissioni gassose, i rigonfiamenti periodici del suolo con sollevamenti che negli ultimi 200.000 anni assommano a 50 m, nonché le variazioni chimiche mostrate dai prodotti della più recente eruzione, quella di 36.000 anni fa.

Quest'ultima, proprio in funzione della netta modifica chimica registrata dai relativi magmi trasformati in roccia, è considerata dagli studiosi l'inizio di un nuovo, probabilmente lungo, ciclo eruttivo, piuttosto che la fase terminale del precedente parossismo. L'attività dei Colli Albani potrebbe essere dunque ben lontana dalla sua conclusione. A preoccupare è proprio la loro storia eruttiva, scandita da intervalli di quiescenza e di calma apparente (11 in tutto). Tutti rispettano dei 'tempi di ricarica' costanti: poco più di 30.000 anni.

Il magma in questi casi resta confinato in profondità fino a quando il suo accumulo progressivo non vince le forze crostali che si oppongono alla risalita. Se poi, per ragioni tettoniche, dovessero generarsi delle *faglie distensive* in grado di abbassare le resistenze prodotte dall'ammasso roccioso sovrastante alla camera magmatica, sarebbero davvero problemi non indifferenti per un territorio che a 30 km di distanza vede l'insediamento di una metropoli come Roma.

Conforta la previsione che un'eventuale ripresa dell'attività eruttiva inizialmente si dovrebbe mantenere moderata, almeno per i primi tempi. Per il momento la camera magmatica è posizionata tra 5 e 10 km di profondità. Secondo i vulcanologi che se ne interessano il nuovo ciclo eruttivo, in pausa da circa 36.000 anni, potrebbe riattivarsi entro il prossimo millennio. Tradotto in tempi geologici… tra un istante!

Spostandoci in mare, di fronte alle coste laziali, ci si imbatte in ulteriori accumuli lavici recenti, questa volta presenti sotto forma di isole. Sono quelli che formano le Isole Ponziane (o Pontine), con Ponza e Ventotene le più note, tutte situate tra il M. Circeo e l'Isola d'Ischia, nel Golfo di Gaeta. Nel Lazio le attività vulcaniche, frequenti e diffuse, sono iniziate circa 4 milioni di anni fa.

Tuttavia sono state le ultime manifestazioni, datate quasi ovunque tra 600.000 e 30.000 anni fa, a fare variare sensibilmente il profilo delle terre emerse. Senza il vulcanismo laziale più recente l'andamento della linea di costa sarebbe sensibilmente differente da quello attuale. Ne avrebbe risentito in modo marcato anche la forma dello *Stivale Italia* (v. Cap. 4.9).

2.9.2 I vulcani campani

Ancora più a S si incontrano le isole vulcaniche d'Ischia e di Procida e ci si addentra nel *distretto vulcanico vesuviano* che comprende, oltre al cono complesso del Vesuvio, i vasti Campi Flegrei presso Pozzuoli. In questo caso le età di attivazione dei vari apparati risultano molto più recenti.

L'evoluzione attraverso il tempo, le passate e presenti criticità mostrate da entrambi i siti vulcanici la cui pericolosità intrinseca e ormai di dominio pubblico, la vulnerabilità crescente dell'area circumvesuviana e flegrea, che nei secoli si è incrementata esponenzialmente a causa di una progressiva urbanizzazione di aree considerate a rischio molto elevato,... Tutto questo implica che entrambi i settori siano, seppure sinteticamente, trattati in capitoli dedicati (v. Capp. 2.9.2.1, 2.9.2.2 e 2.9.2.3).

Tra gli apparati vulcanici recenti della *Catena appenninica* il più interno è il M. Vulture. Ubicato all'estremità settentrionale della Basilicata iniziò la propria attività 650.000 anni fa, terminandola circa 130.000 anni or sono. Nel loro insieme tutti questi corpi vulcanici, concentrati tra Toscana, Lazio, Campania e, in piccola parte, Basilicata, formano una fascia più o meno continua di prodotti eruttivi.

Coprono, seppure in modo discontinuo, un settore largo una cinquantina di km e allungato per ben 400 km in direzione appenninica. Gran parte degli apparati ha un'età inferiore a un milione di anni (Pleistocene medio-Sup.).

La genesi di questi magmi è ancora controversa. Tutti comunque concordano sulla loro modalità di risalita. I fusi, più leggeri, sono riusciti a farsi strada sfruttando le numerose *faglie distensive* che interessano la parte interna e più antica della *Catena appenninica*, quella che ancora risente delle lacerazioni e distensioni prodotte dall'espansione del vicino Mar Tirreno, tuttora in atto.

Per i più esperti e per i più interessati all'argomento, si può aggiungere che, secondo alcuni ricercatori, le camere magmatiche dei vari centri eruttivi appenninici ricevono un'alimentazione direttamente dal mantello superiore.

Il magma, durante la risalita, si ibrida fondendo le rocce che appartengono ad *Adria*. Questa, a sua volta, è stata flessa ad alto angolo dalla migrazione del fronte appenninico verso NE e sta affondando (subducendo) sotto la *Catena appenninica* (Fig. xx).

2.9.2.1 Il Monte Vesuvio: nonsolopompei

In tutta Europa Vesuvio è sinonimo di vulcano. Molti potrebbero pensare lo sia diventato da quel lontano fatidico 79 d.C. che coincise con lo sventramento dell'antico edificio vulcanico e la distruzione di Pompei, Ercolano ed Oplontis, la moderna Torre Annunziata. Non fu così. L'anno che rivelò all'Europa tutta la natura magmatica del Monte Vesuvio fu il 1631, tragicamente ricordato nelle cronache del tempo. Questo perché l'evento del 1631 fu preceduto da una quiescenza quasi totale del vulcano durata ben cinque secoli, in grado di cancellarne la memoria storica.

A questo punto conviene cominciare dall'inizio. Da quando il Vesuvio, attraverso le sue prime effusioni laviche, comparve dal nulla a marcare il territorio campano. Dobbiamo risalire a circa 30-35.000 anni or sono, tanti sono gli anni accertati di questo apparato. Da quell'istante in poi, fino ai nostri giorni, lo *skyline* della costa campana non avrebbe più fatto a meno del M. Vesuvio. Dopo quell'iniziale imponente evento altri ne seguirono di pari intensità, intervallati da stasi che potevano prolungarsi anche per alcune migliaia di anni.

Fu così che, attraverso poderose esplosioni e periodi di calma apparente, nel calendario delle grandi eruzioni vesuviane alcune date debbono essere segnate in rosso. I ricercatori, molte migliaia di anni dopo, le hanno distinte ognuna con un toponimo che ne individua la principale località di diffusione e ritrovamento, ovvero con un aggettivo che ne individua una specifica caratteristica: a) circa 18.000 anni fa *(Pomici basali)*; b) 16.780 anni fa *(Pomici verdoline)*; c) circa 8000 anni fa *(Pomici di Ottaviano)*; d) 3.750 anni fa *(Pomici di Avellino)*; ed infine... e) 79 d.C. *(Eruzione di Pompei)*.

In tutto quasi 20.000 anni di alterne vicende, capaci di costruire un grande cono vulcanico del quale, dopo ogni svuotamento della sottostante camera magmatica – coincidente con le enormi emissioni di piroclasti (v. Cap. 2.8.2) – si realizzava uno sprofondamento superficiale che modificava parte del profilo stesso della montagna.

L'eruzione del 79 d.C. fa da spartiacque storico. Da quell'evento, registrato con dovizia di informazioni dalle cronache del tempo grazie alle lettere scritte nell'occasione da Plinio il Giovane, l'evoluzione del vulcano è affidata alla registrazione delle testimonianze dirette e non solo ai dati vulcanologici, raccolti sempre a posteriori. Spesso fino a molte migliaia di anni dal verificarsi degli eventi. È così che dopo quel tragico 79 d.C. ci pervengono segnalazioni scritte di sporadici eventi esplosivi (i cosiddetti parossismi) concentrati negli anni 172, 203 e infine 472.

Interessante in particolare è quest'ultimo evento, denominato dai vulcanologi *Eruzione di Pollena*. Lasciò traccia fino a Costantinopoli che fu rivestita da un sottile velo di ceneri vulcaniche. Il culto di San Gennaro – come ricordato dall'amico vulcanologo Antonio Nazzaro (2009) in quello che ritengo il libro più interessante, documentato e ben scritto sulle eruzioni vesuviane, in particolare quella del 1631 – ebbe inizio proprio in occasione dell'evento del 472, devastante e capace di incidere profondamente sulla coscienza popolare.

Ad esso viene oggi attribuita una potenza esplosiva quasi pari a quella che, quattro secoli prima, aveva distrutto Pompei. *"Ma allora, perché le cronache lo citano sì, ma senza enfatizzarne l'intensità?"* Semplicemente perché questa volta i danni furono minimi, insistendo gli effetti su un territorio che, da quel distruttivo 79 d.C., non era più riuscito a risollevarsi.

L'abbandono delle terre, il sensibile calo demografico di quei secoli, furono l'ovvia conseguenza di un lungo periodo di crisi economica e sociale dovuta alla interferenza tra le devastazioni prodotte dagli eventi naturali e il progressivo declino politico dell'impero romano.

Tutto, dopo Pompei, portò a minimizzare la potenza esplosiva del Vesuvio che, col passare dei secoli, cominciò ad essere visto come un semplice rilievo morfologico coperto da una vegetazione spontanea sempre più fitta e intricata. Anche il comportamento dello stesso vulcano durante i secoli seguenti non smentì questa percezione di normalità che via via andava diffondendosi. Non bastarono a modificarla nemmeno le cosiddette *Eruzioni medioevali* – quattro in tutto – distribuite tra il V e XII secolo ed alternate a varie e più tranquille effusioni laviche.

Pochi o nulli furono i relativi danni e scarsa fu di conseguenza anche la risonanza mediatica (con le dovute limitazioni del tempo!), se si eccettuano alcune righe nelle cronache e nei registri parrocchiali del tempo. Se poi si aggiunge che dal 1139, anno dell'ultima *Eruzione medioevale*, al 1630 alle cronache risulterà solo il breve evento dell'anno 1500, tutto va a favore di una perdita di quell'identità vulcanica guadagnata nei secoli precedenti dall'imponente M. Vesuvio, tanto nell'opinione delle comunità locali quanto delle amministrazioni pubbliche del tempo.

Fu necessario un evento drammatico, potente, tragico e devastante per ridare al M. Vesuvio la propria dignità di vulcano attivo. Accadde nel dicembre del 1631 con un'eruzione considerata dagli esperti come la più intensa degli ultimi 1000 anni. Perirono 4000 persone e molti paesi furono completamente distrutti congiuntamente alla profonda devastazione delle circostanti aree coltivate. La stessa Napoli, città che allora raggiungeva i 270.000 abitanti, subì gravi danni.

Il Vesuvio era tornato ad essere un vulcano, a tutti gli effetti. Inoltre, i tempi erano ormai maturi per una più rapida e capillare divulgazione delle notizie attraverso i numerosi viaggiatori del tempo, i loro resoconti orali e scritti, nonché i giornali che, tra meno di mezzo secolo, avrebbero cominciato a diffondersi in Europa partendo dall'Inghilterra.

Da questo momento (1631) anche il Vesuvio cambia i propri ritmi. La sua attività per più di tre secoli proseguirà praticamente ininterrotta. Le pause tra un evento successivo non supereranno mai i sette anni. Un modo proficuo per rimarcare la propria presenza e continuare a far parlare di sé l'Europa intera. E non solo. Basti considerare che nel XVIII secolo le eruzioni vesuviane – tra effusive, esplosive e miste (la grande maggioranza) – furono 17 e nel secolo successivo 16 per rendersi conto che il respiro del vulcano era diventato continuo e soprattutto percepibile da grandi distanze.

Il suo ultimo intervento da protagonista, datato 1944, iniziò con copiose emissioni laviche terminando con esplosioni e lanci di scorie. Ne fece le spese l'intero stormo di bombardieri Usa che, posteggiato nei pressi di Terzigno, paese del napoletano, fu annientato dalla pioggia di piroclasti (v. Cap. 2.8.2). Fino a quella data, per un periodo durato due secoli, la sterminata iconografia del Golfo di Napoli, cartoline dei primi '900 comprese (Fig. xx), raffigurerà il Vesuvio corredato dell'immancabile pennacchio di ceneri e vapori.

Dal 1944 il vulcano è entrato in una sorta di letargo sulla cui durata è impossibile, per il momento, avanzare considerazioni o previsioni di durata. La sua stessa non-attività – o per meglio dire, quiescenza – oggi è fonte di interesse e genera notizia. Nonché preoccupazione.

2.9.2.2 I Campi Flegrei

I Campi Flegrei, alla pari del Vesuvio, possono essere considerati l'altra spina nel fianco della città di Napoli. Ed in effetti la serrano ai fianchi, l'uno su quello orientale, gli altri ad occidente. Fino a un secolo fa, anche meno, era il Vesuvio 'a fare paura'. Ai Campi Flegrei, per chi a quei tempi li conosceva, era assegnata un'antica fama di area maledetta, tenuta in vita dal paesaggio lunare della solfatara, ma smorzata nella sua pericolosità da una vegetazione a tratti lussureggiante cresciuta di pari passo con una diffusa urbanizzazione.

Furono i Greci, nell'VIII secolo a.C. a chiamare *phlegràios* ('campi ardenti') l'area emersa che circonda il Golfo di Napoli, penisola sorrentina esclusa, ma probabilmente comprensiva del M. Vesuvio e delle isole d'Ischia e di Procida. Ricordo che furono i sollevamenti del suolo misurati negli anni 1983-84 – con ritmi di 3 mm al giorno! – a portare i Campi Flegrei, con la città di Pozzuoli, ad una quasi quotidiana ribalta delle cronache.

Il fenomeno, definito scientificamente come *bradisismo ascendente*, causò in poco tempo un complessivo innalzamento dell'area di Pozzuoli e dintorni stimabile in 180 cm. Una decina di anni prima (1969-72) lo stesso fenomeno aveva generato un sollevamento di oltre 150 cm. Ben 3 m in 15 anni. Un ascensore geologico! Dal 1985 si è poi registrata una inversione di tendenza, seppure a fasi alterne, che ha portato a generalizzati, lenti abbassamenti dell'area.

In seguito, dal 2005, il suolo ha ripreso a sollevarsi, con dei ritmi medi che negli ultimi anni variano da 3 a 15 cm all'anno, a seconda delle zone. Non solo movimenti del suolo, ma anche frequenti scosse sismiche, seppure di bassa e medio-bassa intensità (magnitudo < 3), in un territorio in cui i segnali di presenze magmatiche profonde sono numerosi: *fumarole* (emissioni di vapore acqueo), *solfatare* (emissioni bollenti di composti dello zolfo), *mofete* (esalazioni di CO_2) e *vulcanelli di fango* (v. Cap. 2.8.4).

Una prima e più superficiale camera magmatica, la cui esistenza è stata ricavata attraverso dati strumentali, è stata ipotizzata alla profondità di circa 3-4 km e insisterebbe a S del porto di Pozzuoli. Gli stessi ricercatori avrebbero individuato un secondo serbatoio magmatico a profondità doppia, circa 8 km, probabilmente più ampio e in grado di alimentare tanto i Campi Flegrei quanto il Vesuvio.

La presenza certa di magmi stazionanti come masse fuse a media profondità nella crosta, durante le crisi bradisismiche di fine secolo scorso indusse gli studiosi a ritenere che i sollevamenti fossero il diretto riflesso di una parallela risalita del magma. Oggi, al contrario, si ritiene che la ragione sia stata una vaporizzazione prolungata nel tempo di acqua meteorica che, attraverso le fratture delle masse rocciose, ha raggiunto livelli ad elevata temperatura aumentando così di volume e generando una pressione continua e prolungata verso l'alto.

Grazie alle crisi bradisismiche della seconda metà del '900 non solo le persone comuni hanno cominciato ad interessarsi alla situazione dei Campi Flegrei attraverso le cronache degli effetti misurati (movimenti del suolo e sismi), ma anche la comunità scientifica ha rinnovato e intensificato la capillare e continua raccolta di dati. Negli ultimi vent'anni questo coinvolgimento scientifico si è incrementato in funzione di strumentazioni d'analisi e di simulazione sempre più sofisticate. In parallelo, anche i giornalisti che divulgano scienza si sono impadroniti dei risultati veicolandoli al pubblico dei non-

esperti con indubbie ricadute sulla diffusione della conoscenza e sull'aumento della percezione del rischio.

Questa la situazione attuale, ma il territorio a occidente di Napoli (e sotto la stessa Napoli!) registra la storia pregressa di quest'area che, sicuramente, nell'ormai remoto 1538 – data della più recente manifestazione vulcanica dei Campi Flegrei – in molti avranno definito maledetta. Un evento, quello di quasi cinque secoli fa, che cambiò i connotati a una vasta area costiera compresa tra Baia e Posillipo, passando per Pozzuoli, modificando la linea di costa, creando laghi al posto di insenature, generando rilievi di oltre 100 m (in appena 12 ore!) dove prima c'era pianura.

Eppure tutto questo, nella lunga storia vulcanica dei Campi Flegrei, si configura come uno degli eventi di minore intensità. Questa certezza genera al tempo stesso curiosità ed apprensione. Per comprendere la situazione attuale dei Campi Flegrei e cercare di prevedere la sua possibile evoluzione è indispensabile ripercorrere la storia di questo sito attraverso le sue testimonianze mute: i depositi vulcanici abbandonati nel corso delle varie attività parossistiche, periodiche e devastanti, nonché gli effetti che tali esplosioni hanno prodotto sulle morfologie del territorio.

Morfologie originate da colossali sprofondamenti di enormi aree subcircolari che cedono e si abbassano all'improvviso di molte centinaia di metri per 'sostegno manco' allo svuotarsi repentino della sottostante camera magmatica. Tali depressioni, in genere di moltissimi km di diametro, sono denominati *caldere*. Ma cominciamo dall'inizio. Servirà a caratterizzare il dinamismo di questa particolare area e, più in generale, del *distretto vulcanico campano*.

Occorre innanzitutto anticipare che nel caso dei magmi tanto campani quanto laziali, è la crosta a fondere e sono le estensioni collegate all'apertura e ampliamento del Mar Tirreno a generare le *faglie distensive* che poi ne favoriscono la risalita. Detto questo, vediamo a quando risalgono i grandi episodi eruttivi dei Campi Flegrei, così come ce li indica la cosiddetta letteratura specializzata.

2.9.2.3 I Campi Flegrei 2, la vendetta!

Nel distretto campano le prime manifestazioni vulcaniche di cui si abbia traccia risalgono a circa 78.000 anni fa. Sono visibili nell'area urbana di Napoli, seppure con scarse evidenze. Fu necessario attendere intorno ai 40.000 anni fa per registrare delle emissioni più consistenti e ancora ben conservate. Su tutte meritano di essere citate quelle visibili lungo le strapiombanti falesie del M. di Procida.

Nulla di importante se le confrontiamo con ciò che accadde circa un migliaio di anni più tardi quando, 39.000 anni fa, si scatenò l'inferno. Da una o più bocche eruttive collocate nell'area flegrea scaturirono 150 km^3 di magma che, attraverso una serie di emissioni altamente esplosive, diffusero i relativi prodotti piroclastici (v. Cap. 2.8.2) su un'area di 30.000 km^2.

È stato calcolato che su ben 4.000 km^2 i depositi superavano lo spessore di 15 cm. Sottili livelli di ceneri d'età corrispondente sono stati individuati fino nell'Europa orientale (Ucraina e Russia). Per questo settore campano questo evento può essere considerato la madre di tutte le eruzioni, reso tale dal volume di gas interni e dall'elevata temperatura delle emissioni. È ritenuta dagli studiosi la maggiore eruzione esplosiva di tutta l'area circummediterranea durante gli ultimi 200.000 anni. E' stata denominata *Ignimbrite campana*, proprio in ragione della sua diffusione.

C'è dell'altro. Simili eventi esplosivi, in grado di produrre rapidi svuotamenti della sottostante, enorme camera magmatica, al termine dell'evento parossistico non possono che generare equivalenti sprofondamenti. Effettivamente la corrispondente caldera fu qualcosa di altrettanto enorme. A distanza di 35.000 anni dalla sua formazione è ancora riconoscibile – perlomeno nella sua porzione emersa (Fig. xx) – attraverso le scarpate morfologiche che ha prodotto.

In certi punti si attestano oggi sui 100 m (Quarto) e sui 120-150 m (Camaldoli). In origine dovevano raggiungere i 700 m. La ragione di tanta differenza è dovuta alla ripresa dell'attività vulcanica che, con una serie di bocche eruttive concentrate all'interno della caldera stessa, ha trasformato l'area in una sorta di catino in fase di riempimento in cui i nuovi accumuli ne hanno innalzato il fondo.

Interessante notare che per registrare una successiva eruzione fortemente esplosiva, di quelle destinate a lasciare il segno, fu necessario attendere quasi 25.000 anni dalla precedente. Il nuovo evento si verificò 15.000 anni fa e i suoi prodotti, valutabili in 40 km^3, coprirono un territorio di 10.000 km^2. Sono stati identificati come *Tufo Giallo Napoletano*. Anche in questo caso l'evento generò una caldera. I vulcanologi ne hanno stimato la superficie (circa 90 km^2), l'altezza originaria dei margini (600 m), la posizione (interna alla più ampia caldera dell' *Ignimbrite campana*). Più in particolare, la ripida scarpata che delimita verso occidente la collina di Posillipo sarebbe l'unico resto attualmente preservato dell'originario bordo della caldera.

In più è stato scoperto che lo sprofondamento calderico, del diametro di 12 km, non è avvenuto a camera magmatica ormai svuotata, ma durante l'eruzione stessa. Il collasso ha così agito sul magma ancora presente in profondità come un gigantesco pistone la cui potenza era incrementata dalla velocità di discesa. Riferita al presente, la depressione di questa caldera ha il suo centro in corrispondenza della città di Pozzuoli e pertanto risulta oggi per metà invasa dal mare.

L'eruzione del *Tufo giallo napoletano* (15.000 anni fa) è stata per certi versi molto differente da quella dell'*Ignimbrite Campana* (39.000 anni fa). Mentre in quest'ultima l'alto grado di esplosività fu dato da gas '*a km 0'* (v. Cap. 2.8.1), ossia già presenti nel patrimonio magmatico, per il *Tufo giallo napoletano* si verificò un marcato arricchimento durante la fase di risalita del magma verso la superficie.

Quest'ultimo ha interagito con una cospicua quantità d'acqua freatica e la sua immediata vaporizzazione lo arricchì a tal punto di nuovi gas (questa volta *'di importazione'*!) da renderlo decisamente esplosivo. Dai 15.000 anni fa verso il presente è ormai storia considerata recente. Vari sono gli eventi che si susseguirono nell'area flegrea. Tutti furono di minore importanza e ognuno risultò confinato all'interno della nuova caldera.

Pur trattandosi di un evento minore, ha destato molto clamore e trepidazione la ripresa improvvisa dell'attività vulcanica datata 1538 d.C. Il risveglio fece seguito a ben 3.000 anni di quiescenza. Il periodo più lungo all'interno di questi ultimi 15.000 anni. Fu preceduto da chiari segnali precursori iniziati almeno settant'anni prima dell'evento stesso.

Tra questi risultarono eclatanti i *bradisismi ascendenti*, tanto che Ferdinando di Aragona e Isabella di Castiglia emanarono due editti (1501 e 1503) per assegnare al demanio della cittadina di Pozzuoli le nuove terre costiere ubicate *"dove si andava seccando il mare"*. Anche i terremoti risultarono in crescendo. Dal 1511 al 1538 i sismi locali andarono intensificandosi come numero e frequenza. Il 28

settembre 1538 il livello marino in poco meno di un'ora sembrò diminuire di oltre 7 m, scoprendo un tratto di costa largo quasi 400 m.

Si trattava, al contrario di un effetto dovuto a un pronunciato e rapido rigonfiamento del terreno, paragonato dai presenti *"alla pasta che lievita"*. Nel pomeriggio dello stesso giorno si aprirono alcune fenditure dalle quali rinunciò a sgorgare acqua calda alternata a fredda. Alle 20 si produsse la prima voragine. Ventiquattr'ore più tardi – era il 29 settembre 1538 – il terreno si squarciò e iniziarono le prime emissioni vulcaniche. Gas infiammati, cenere, frammenti di tufo, il tutto accompagnato da boati che raggiunsero la città di Napoli. In solo 12 ore di continue emissioni si generò un rilievo conico di materiali tufacei (non lavici) che cancellò il villaggio di Tripergole seppellendone gli edifici. Una sorgente termale si seccò e i prodotti emessi distrussero i resti della villa di Cicerone, l'*Academia*.

Solo due giorni dopo i vapori e le ceneri si diradarono tanto da consentire la vista del nuovo rilievo, non a caso immediatamente battezzato, con molta fantasia, Monte Nuovo. L'incredibile novità cominciò a richiamare curiosi che si avventurarono fino sull'orlo sommitale, alto ben 110 m sul piano campagna. Il giorno successivo, 3 ottobre, come a seguire l'usanza che vede i fuochi pirotecnici chiudersi con un poderoso botto finale intervallato da alcuni secondi di totale silenzio, il nuovo rilievo pensò bene di stupire i napoletani con un'ultima violentissima, improvvisa esplosione. Al ritorno della calma si contarono ben 24 vittime tra gli incauti scalatori.

Se i danni collegati ai parossismi del 1538 furono molto contenuti, ristretti a limitate zone dell'area flegrea, non così si può dire per la diffusione dei materiali pomicei e soprattutto cineritici. Pozzuoli, distante 3 km dal punto di emissione, fu coperta da 30 cm di frammenti e ceneri; Napoli, distante 18 km, da una coltre di 2 cm. Le ceneri più fini raggiunsero anche la Calabria e la Puglia. Ancora oggi il Monte Nuovo fa bella mostra di sé a ricordo dell'evento, anche se la vegetazione che ne riveste tanto la superficie quanto la profondissima cavità centrale (pari all'altezza del rilievo), ne smorza l'antico splendore, diminuendo quella spiccata 'personalità vulcanica' che dovette caratterizzarlo almeno durante tutto il XVI secolo.

Dopo quell'evento, e fino al già citato 1969, l'area è stata caratterizzata da un *bradisismo discendente*. Dopo quella data, seppure con fasi alterne, si sta assistendo ad una ripresa della propensione al sollevamento, accompagnato, negli anni più recenti, da un corredo di numerosi sismi di medio-bassa intensità. Tutto questo fa dell'area flegrea uno dei settori vulcanici più monitorati e controllati al mondo. Attualmente, in fatto di pericolosità latente, potrei aggiungere che i Campi Flegrei fanno ombra al Vesuvio.

2.9.3 I vulcani tirrenici e siciliani

Procedendo ancora più a S, si intercetta il *distretto vulcanico delle Eolie*. Ospita Stromboli, unico vulcano europeo in attività costante e ininterrotta. Le Isole Eolie in apparenza formano una manciata di scogli vulcanici di volume molto ridotto. Al contrario, valutando anche l'estensione sottomarina dei prodotti emessi durante l'ultimo milione di anni, ci si rende conto che occupano complessivamente un settore ampio circa 4.000 km^2. Un'area più vasta della Valle d'Aosta.

La genesi delle Isole Eolie è condivisa dai ricercatori e considerata 'da manuale'. E' collegata a un processo di *subduzione* (v. Cap. 2.1.2.3) con fusione profonda e risalita dei relativi magmi caratterizzati da eruzioni esplosive ed effusive. Questa volta però non sono più le porzioni di *Adria*

ad infilarsi in profondità. A subire i processi di fusione sono i fondali del Mar Jonio che letteralmente si infilano in profondità verso NW, al di sotto della Calabria.

Fondali che – si potrebbe aggiungere – sono formati da una delle più antiche *croste oceaniche* ancora intatte del mondo, con *basalti* che risalgono a oltre 170 milioni di anni. La ragione di questa discesa obliqua verso le profondità crostali *(subduzione)* va cercata non solo nei movimenti della Calabria, in traslazione verso SE (v. Cap. 4.9.7.1), ma anche in quella attuale rotta di deriva verso NW della *Placca Africa* e delle sue dirette… protuberanze (v. Cap. 4.9. 1).

Concludono il panorama vulcanico recente della Sicilia i prodotti del M. Etna, di Ustica, posta di fronte a Palermo, di Pantelleria e delle Isole Pelagie (Linosa e Lampedusa), collocate queste ultime tutte a grande distanza, nel mare a S di Trapani. Rappresentano effusioni basaltiche attive in un contesto di estensione crostale, comune tanto allo Stretto di Messina quanto al Canale di Sicilia, tratto di mare tra l'isola e la Tunisia.

Ci spostiamo ora, doverosamente, in pieno Mar Tirreno meridionale i cui fondali superano i -3.600 m di profondità. Lì, celati alla vista da acque profondissime, un posto di primo piano è occupato da vasti espandimenti lavici in grado di generare vere e proprie montagne sottomarine. In alcuni casi – come per i Monti Vavilov e Marsili (v. Cap. 2.9.3.1) – tali particolari rilievi si elevano dai fondali per 2-3 km di altezza, spingendosi a poche centinaia di metri dalla superficie marina.

Questi apparati vulcanici sono collegati al processo di assottigliamento, estensione e lacerazione crostale che sta alla base della formazione (appena all'inizio) di nuova *crosta oceanica* (v. Cap. 2.1.2.1), proprio al centro del Mar Tirreno. Nelle sue propaggini orientali mostra prodotti vulcanici per gran parte correlabili alla risalita di fusi profondi. I caratteri chimici del magma sono collegabili a processi di… *oceanizzazione* in atto, sottolineati anche dalla profondità raggiunta dai fondali (-3.600 m) ottenuta grazie a all'effetto *caramella Mou* che dura da milioni di anni (v. Cap. 4.9.7).

2.9.3.1 Il Monte Marsili, un gigante sottomarino che fa paura

E' necessario, quasi doveroso, dedicare un capitolo al M. Marsili, rilievo vulcanico sottomarino e come tale invisibile alla maggioranza di noi, ma non per questo meno temibile. *"Perché mai dovrebbe generare preoccupazione, destinata addirittura trasformarsi in paura?"* Ogni valutazione, ogni sensazione, per non essere semplicemente frutto dell'irrazionalità deve basarsi sulla conoscenza. Anche quando quest'ultima risulta parziale o limitata. Applichiamola al M. Marsili.

Fu individuato solo negli anni '20 del secolo scorso e chiamato così in onore dello scienziato naturalista Luigi Ferdinando Marsili (1658-1730), bolognese di nascita. Il rilievo vulcanico è collocato quasi al centro del Mar Tirreno meridionale, a W del Golfo di Policastro. È pressoché equidistante (130-150 km) da Sicilia, Calabria, Basilicata e Campania.
Le sue dimensioni sono enormi e lo configurano tra gli apparati più ampi d'Europa. Occupa una superficie sottomarina di oltre 2.000 km^2, un rettangolo di circa 70 x 30 km. La sommità del rilievo sommerso si trova a soli -820 m dalla superficie, mentre la base si raccorda a un fondale posto a -3.500 m. La sua altezza complessiva è circa 2.800 m. Come osservato, il M. Marsili deve la sua origine all'estensione, assottigliamento e lacerazione crostale (v. Cap. 4.9.7), iniziati 2 milioni di anni fa e riguardanti un circoscritto settore tirrenico considerato il più recente – geologicamente parlando

– di tutto il Mar Tirreno. Più in particolare l'inizio della sua attività è stimata intorno a 200.000 anni fa.

Vediamo ora quali sono le preoccupazioni di chi lo studia in dettaglio fin dal 2005 utilizzando le moderne tecniche di registrazione dei dati in *multibeam*. Preoccupazioni che, assimilate e diffuse dai media, si trasformano in paure per tutti coloro i quali ne attendono i potenziali catastrofici effetti. Si tratta di un vulcano giovane che sta alternando fasi eruttive (l'ultima risale a circa 3.000 anni fa) a fasi, come dire, di ricarica. Attualmente è attiva quest'ultima. Non è dato di sapere quando inizierà la prossima fase di emissione lavica.

Potrebbe sembrare questa la fonte di preoccupazione, ma a ben vedere un centro eruttivo sottomarino collocato a 130 km dalle più vicine aree costiere non può coinvolgere con le proprie eruzioni nemmeno le popolazioni rivierasche. Tenendo soprattutto presente che un'eventuale eruzione sottomarina, per quanto esplosiva possa essere, se si verifica ad una profondità maggiore di alcune centinaia di metri, in superficie darà luogo soltanto a un pronunciato ribollio dell'acqua dovuto ai gas liberati. Questo perché la pressione idrostatica esercitata da una colonna d'acqua di oltre 300-400 m è di per sé un'ottima garanzia di sicurezza.

Non sono dunque le future, certe, seppure imprevedibili eruzioni del M. Marsili a dovere generare paura. E tanto meno gli eventuali terremoti indotti dai movimenti della camera magmatica, che per i vulcani sono sempre di medio-bassa intensità e mai in grado di generare *tsunami*. Eppure proprio dalle onde anomale dovrebbe derivare la paura di chi abita o frequenta le coste tirreniche di Sicilia, Calabria, Basilicata e, in parte, Campania. Non sarà però un'eruzione vulcanica, né un terremoto a innescarle anche se, quando si verificheranno, saranno dirette figlie di quel Marsili che, risvegliandosi dal suo momentaneo torpore, non farà altro che 'stiracchiarsi' prima di riprendere l'attività. Cerchiamo di comprendere meglio come.

Nelle profondità di un vulcano che si risveglia c'è sempre una camera magmatica o parte di essa in cui il contenuto fuso inizia, per varie ragioni, a muoversi, a premere verso l'alto, cercando di vincere la pressione delle centinaia di km^3 di rocce che lo sovrastano. Queste ultime, che in questo caso altro non sono che l'edificio vulcanico stesso, con i suoi versanti spesso ripidi e sovraccarichi di antichi apporti lavici, non restano insensibili alle profonde sollecitazioni dirette verso l'alto. Si sollevano, si rigonfiano, si fratturano, si fagliano, creando i presupposti per piccoli, grandi, estesi, poderosi, catastrofici cedimenti subacquei.

Inoltre, le stesse rocce che formano il grande edificio vulcanico del M. Marsili in alcuni settori mostrano una sorta di fragilità aggiunta, dovuta alle recenti alterazioni indotte dai continui fenomeni idrotermali. Sarebbe come affrontare una salita in montagna con ai piedi delle semplici infradito; in più, strada facendo, accusare anche dei giramenti di testa. Prima o poi la caduta diventerà certa.

"Ma quando tutto questo si verificherà?" Gli stessi rilievi *multibeam* citati in precedenza hanno evidenziato chiari collassi gravitativi verificatisi in vari apparati vulcanici del Mar Tirreno meridionale. In un passato prossimo potrebbero essersi già resi responsabili di onde anomale distruttive. Si sa che nel futuro prossimo venturo accadrà (di nuovo) anche al M. Marsili. Non si conosce esattamente quando l'evento accadrà, né quanto ampio sarà il cedimento in termini di volume roccioso mobilizzato. Ce lo anticiperanno di pochi giorni i rilievi continui e il monitoraggio costante del gigante tirrenico e della sua anima più profonda.

2.9.3.2 Il Monte Etna, da bruco a farfalla

Ritengo sia impossibile attraversare la Sicilia orientale senza restare affascinati dall'imponente mole del M. Etna. Quell'*ETNA GIGANTE* la cui lettura al contrario divertiva e stupiva noi, ragazzetti della scuola media, per il suo carattere palindromico. L'Etna iniziò a formarsi intorno a mezzo milione di anni fa come vulcano basaltico. Con i suoi 500.000 anni di attività quasi ininterrotta – ancora ben lontana dal concludersi – lo possiamo paragonare a un bruco che, dopo aver trascorso come tale parte della propria esistenza, si è infine trasformato in farfalla.

Sì, perché circa 110.000 anni fa l'Etna mutò radicalmente il suo modo di essere vulcano. Cambiò non solo lo stile di emissione del magma, ma anche il tipo di lave. Passò da abbondanti e fluide colate laviche, sia sottomarine che successivamente subaeree, ad emissioni talvolta fortemente esplosive ed esclusivamente subaeree.

Durante la prima fase (500-110.000 anni fa) la zona oggi occupata dal M. Etna era ancora un ampio golfo marino. Le sue profonde acque ospitarono le prime lave nere, basaltiche. Nel tempo dettero forma ad un edificio vulcanico cosiddetto a scudo, ossia con una base molto estesa rispetto all'altezza. Si trattava di un vulcano tranquillo le cui lave scaturivano da una serie di fessure sottomarine che, con direzione circa NNW-SSE, si estendevano ognuna per oltre 20 km. L'intero territorio emerse 330.000 anni fa a causa di un graduale sollevamento della Sicilia orientale.

Da quel momento le missioni laviche diventarono esclusivamente subaeree e l'Etna iniziò ad essere visibile. Anche se completamente diverso da quell'Etna gigante al quale tutti noi oggi siamo abituati. In questa prima fase le colate basaltiche molto fluide continuavano ad espandersi, senza però formare i tipici rilievi piramidali che nella conoscenza popolare costituiscono l'icona distintiva dei vulcani. Di ogni tipo di vulcani, a torto o a ragione.

Fu necessario attendere i 110.000 anni fa per passare... dalla fase di bruco a quella di farfalla. Quando questo accadde l'Etna spiccò letteralmente il volo. Cambiò in parte la composizione chimica del magma eruttato e inoltre l'emissione delle lave non fu più lineare, ma puntiforme. In altre parole non fuoriusciva più dalle fessure crostali (coincidenti con estese faglie), ma da condotti magmatici verticali che in superficie davano luogo a bocche eruttive ben definite. Non basta. Manca l'ultima modifica, fondamentale.

Il tenore in gas del magma aumentò considerevolmente e le eruzioni diventarono periodicamente molto esplosive. Queste nuove caratteristiche del magma eruttato e delle modalità di emissione favorirono la costruzione di veri e propri coni vulcanici. Al plurale. Sì, perché l'attuale rilievo denominato M. Etna risulta la sommatoria di tanti vulcani ravvicinati, ognuno con le proprie bocche eruttive un tempo attive, ognuno con la propria età di piena attività e tutti in grado di generare degli *strato-vulcani* (v. Cap. 3.4.8).

Ricordiamo inoltre che ogni *strato-vulcano* – spesso formato dagli apporti di più bocche eruttive in attività spesso contemporanea – una volta svuotata con enorme violenza la propria camera magmatica, subisce un parziale collasso superficiale dando origine a una cosiddetta caldera. Successive nuove risalite di magma a questo punto si aprono nuove vie di risalita, modificando con i loro apporti l'aspetto del rilievo vulcanico. È stata questa anche la storia del M. Etna. Un ripetersi di

parossismi (grandi eruzioni esplosive) e di manifestazioni effusive (le colate laviche). Il tutto durante gli ultimi 110.000 anni. La sua fase... di farfalla.

Dal 1995 ad oggi si sono susseguiti oltre 200 eventi parossistici in gran parte accompagnati da potenti colonne di gas e *ceneri*, mentre *lapilli*, *bombe* e *blocchi* conquistavano i territori prossimi alle bocche eruttive (v. Cap. 2.8.2). Tra gli eventi effusivi degli ultimi secoli – ossia quelli caratterizzati da prevalenti colate laviche – quello del 1614 resta degno di nota per la sua durata: ben 10 anni ininterrotti! Complessivamente fu emesso oltre 1 miliardo di m^3 di lava che coprì più di 20 km^2 di territorio situato lungo il versante settentrionale dell'Etna.

Questo è da considerarsi un evento eccezionale, tenendo conto che dopo il 1624 – termine dell'emissione lavica – gli eventi di maggiore durata sono stati rispettivamente quello del 1991 (473 giorni), del 1983 (131 giorni) e del 1669 (122 giorni). Quest'ultimo, in particolare, è rimasto nella memoria storica per la devastazione e per i lutti procurati. I terremoti precursori dell'evento, in quanto molto superficiali, distrussero l'abitato di Nicolosi e danneggiarono gravemente altri quattro paesi.

Le relative colate laviche, scaturite da una bocca laterale situata a media quota a N di Nicolosi, completarono la distruzione seppellendo sei paesi e devastando il centro di Catania. È ancora possibile osservare il fronte di una colata, inglobato nella successiva ristrutturazione del Monastero dei Benedettini, ancor oggi presente e visitabile nel centro storico della città (Fig. xx).

---

1. TANTO PER COMINCIARE
2. DENTRO LA TERRA, SOPRA LA TERRA

3. SI FORMA – SF

3.1 I depositi 'questo sì, quello no'
3.1.1 Le pianure, figlie dei fiumi
3.1.1.1 Un intreccio di barre ghiaiose e canali mobili
3.1.2 Dove l'acqua… risorge a nuova vita!
3.1.2.1 Un percorso tutto in curva
3.1.3 E l'Uomo disse: "Ci sono anch'io!"

3.2. I depositi 'tutto in una volta'
3.2.1 Le colate
3.2.2 Le correnti torbide
3.2.2.1 Immense frane di granuli
3.2.2.2 Alla base dello strato torbiditico
3.2.2.3 Perché si attivano le correnti torbide?
3.2.3 I colossali accumuli di frana sottomarina
3.2.3.1 Il mega-strato 'più spesso del mondo'
3.2.3.2 Il racconto di chi quel giorno c'era
3.2.4 Gli accumuli delle frane di superficie
3.2.4.1 La frana del Vajont
3.2.4.2 Quegli ultimi tragici istanti
3.2.5 Frane di ieri, oggi e domani
3.2.6 Dove i ghiacciai sputano detriti
3.2.6.1 Quando l'acqua si fa… roccia
3.2.6.2 Enormi nastri trasportatori
3.2.6.3 Morene di tanti tipi
3.2.7 La glaciazione alpina
3.2.7.1 La deglaciazione würmiana
3.2.7.2 Il colpo di coda del glacialismo alpino
3.2.8 Alla ricerca dei ghiacciai scomparsi

3.3. Sabbie 'di importazione' e sabbie 'a km zero'
3.3.1. Con l'aiuto di una lente
3.3.2. Meravigliose sabbie generate… dalla Luna!
3.3.3. Le increspature di sabbia e le dune
3.3.3.1. Dune eoliche da lasciarci il cuore: dall'Europa agli USA

3.4 Alcuni strati si depositano inclinati
3.4.1 Falde e conoidi di detrito
3.4.2 Conoidi di deiezione
3.4.3 Conoidi di pianura
3.4.4 Delta lacustri
3.4.4.1 Un delta lacustre 'fossilizzato'
3.4.4.2 Anatomia di un piccolo delta lacustre
3.4.4.3 Laghi di sbarramento naturale
3.4.5 Delta marini trasformati in… Meteore
3.4.6 L'anatomia delle dune eoliche
3.4.7 Pendii frontali delle 'scogliere organogene'

3.4.8 I depositi degli strato-vulcani
4. SI DEFORMA – SD
5. SI MODELLA – SM
6. POCO PER FINIRE

---

3. SI FORMA – SF

La Geologia è un po' come la Musica. Anch'essa ha le sue note, sempre molto particolari. Non producono dei suoni ma, come gli accordi musicali, sanno trasmettere sensazioni. Le note della Geologia sono le rocce. E qui molti storceranno il naso e la bocca, perdendo interesse per quel paragone – Geologia/Musica – che all'inizio magari li aveva incuriositi e ben predisposti. Ma non mi arrendo. Voglio recuperare l'interesse.

Non pensate alle classificazioni delle *rocce* e dei *sedimenti* che tante generazioni hanno sconvolto e devastato, distruggendo sul nascere potenziali passioni che nemmeno hanno potuto mai vedere la luce. Voglio accompagnarvi nel meraviglioso mondo della Geologia cominciando a parlare (non a classificare!) dei *depositi sedimentari* a noi più familiari, quelli composti da blocchi, da frammenti, da ciottoli, da granuli, da particelle e da polveri. Per il momento li proveremo a dividerli in due soli gruppi, molto particolari.

Quelli che sono il prodotto di una selezione, cioè quelli che per qualche motivo vengono scelti per essere abbandonati in un determinato luogo, e quelli che invece – all'insegna del *volemose ben* – sono presi senza distinzioni, senza selezioni, senza ripensamenti, e tutti insieme sono poi trasportati e infine abbandonati a formare i depositi da tramandare ai posteri. Nella realtà geologica sono chiamati rispettivamente *depositi selettivi*, nel senso di selezionati o scelti, e *depositi in massa*. Noi però li denomineremo in modo differente: ci aiuterà a capire meglio e prima.

Per noi diventeranno i depositi *'questo sì, quello no'* (ovvero i *selettivi*), e i depositi '*tutto in una volta'* (ovvero quelli accumulati *in massa*). Questa distinzione ci consentirà di muoverci attraverso molteplici ambienti e contesti, analizzandone il dinamismo alla base delle grandi movimentazioni e abbandoni di particelle. Da enormi a infinitesime, da microscopiche a sesquipedali. Avremo l'opportunità di spostarci dalle pianure, ai delta, alle profondità oceaniche, per poi tornare ai contesti montani interessati dal recente glacialismo, rabbrividendo al cospetto dei relativi accumuli morenici.

3.1 I depositi 'questo sì, quello no'

Parlando dei *depositi selettivi* – i depositi *'questo sì, quello no'* – occorre necessariamente osservare come si comportano i corsi d'acqua. Non prenderli in considerazione sarebbe come, ad un compleanno, accendere delle candeline senza infilarle nella torta! I fiumi e i torrenti sono flussi

d'acqua in perenne movimento. Le correnti fluviali e torrentizie muovono e selezionano particelle, granuli e, nelle fasce a più sensibile inclinazione, anche ciottolame di varia pezzatura.

Gli elementi trasportati sono trasferiti e smistati, per poi essere abbandonati in depositi stratificati, ognuno adagiato sopra o davanti ai precedenti. Le correnti fluviali, nelle loro fasi di *piena*, *morbida* e *magra*, danno la netta percezione che anche il mondo abiologico, alla pari della biosfera, sprigiona una concreta forza vitale. Un'energia viva che, in modo meno conclamato ma altrettanto forte, cerca affermazione. Nei fiumi è la pendenza del corso a determinare il fluire delle masse d'acqua. Anche le masse liquide dei mari poco profondi subiscono incessanti oscillazioni e movimenti. Sono in gran parte dovuti ai moti ondosi, agli spostamenti periodici causati dai flussi e riflussi di marea e dalle correnti parallele alla costa. In altri contesti il mezzo di trasporto può diventare semplicemente il vento.

Quest'ultimo con la sua energia è capace di raccogliere e smistare le particelle sabbiose e le polveri, organizzando le prime in campi di dune increspate in superficie e convogliando le seconde fino a migliaia di chilometri di distanza. Diventa dunque di fondamentale importanza la presenza di un mezzo, un vettore, che raccoglie gli elementi mobilizzabili – grandi, piccoli, infinitesimi – trasportandoli dal luogo di produzione a quello di accumulo.

Nelle correnti fluviali il mezzo di trasporto è ovviamente l'acqua e il suo propellente è rappresentato dalla differenza di quota tra la sua posizione iniziale e quella finale (energia potenziale) e dalla conseguente azione della forza di gravità che ne innesca il flusso. Negli altri casi (maree, vento) il meccanismo che determina il movimento del fluido non dipende dalle differenze di quota e, anzi, può anche agire in contropendenza rispetto alla superficie di trasporto e abbandono.

Comunque sia, quando una corrente rallenta, sia essa rappresentata da un corso d'acqua fluvio-torrentizio, da un flusso e riflusso di marea o da una raffica di vento, assistiamo ad una più o meno rapida perdita di velocità. Con essa cala la capacità di trasporto, la cosiddetta *competenza* di quel medesimo flusso. Tra le miriadi di particelle trasportate, a parità di densità, saranno abbandonate prima le più grossolane, in quanto più pesanti e non più trascinabili, mentre quelle di dimensioni inferiori proseguiranno fino al successivo ulteriore calo di velocità.

Quanto descritto accade nei fiumi, oppure nelle ampie zone di mare basso dominate dai flussi e riflussi mareali, o anche in quelle terre emerse esposte alla forza dei venti dominanti. Sempre comunque in luoghi dove si concentri un'elevata quantità di particelle detritiche da raccogliere, spostare, mescolare, trascinare, distribuire e organizzare in forme geometriche che nascono, si ingrandiscono, si fondono, migrano e infine si accumulano.

3.1.1 Le pianure, figlie dei fiumi

Il flusso di corrente che più ci è diventato familiare è certamente quello fluviale. E' la corrente che più direttamente è possibile osservare e della quale più facilmente percepiamo l'energia trasferita alle masse di sedimento che è in grado di mobilizzare su distanze enormi. Per i grandi fiumi superano comunemente le migliaia di chilometri (Rio delle Amazzoni: 6.992 km; Nilo: 6853 km; Mississippi: 5970. Po: solo… 652 km). Un fiume è, per sua stessa natura, un'entità fisica mobile e dinamica. Tramite l'attività di un corso d'acqua si realizzano processi quali l'erosione, il trasporto e la deposizione. Congiuntamente sono in grado di condizionare l'evoluzione ambientale di vasti territori

emersi. Il sistema fluviale, comprensivo sia del corso vero e proprio, sia delle zone di pianura da esso attraversate, non può che presentarsi vario e complesso.

Quando un corso d'acqua esce dalle fasce montuose in genere si disperde in una pianura, la cosiddetta *piana alluvionale*. Anche la pianura, esternamente alle zone d'alveo, può crescere ed ispessirsi. Lo fa grazie a depositi fluviali un po' speciali, dati da sottili livelli di limo e sabbia che si accumulano durante le tracimazioni fluviali. Una tracimazione (nota anche come *esondazione*) è la conseguenza estrema di una piena fluviale intensa a tal punto da non essere più contenuta dagli argini. O perché li supera in altezza, o perché riesce a sfondarne uno o più tratti.

Ne consegue che, periodicamente, seppure per brevi intervalli, la pianura circostante risulta sommersa da acque torbide. Da queste acque deriveranno, per caduta lenta *(decantazione)*, i livelli di fango (limo). Le sabbie invece si localizzano nei pressi delle rotture d'argine, lì dove la massa d'acqua, superato il cedimento dell'argine stesso, si diffonde nella pianura circostante allargando a ventaglio il proprio flusso e perdendo progressivamente velocità.

Un carattere che governa l'assetto di un corso d'acqua di pianura favorendone i mutamenti e le diversioni d'alveo è l'intrinseca capacità di trasporto e di abbandono. Risulta dipendere dalla quantità e distribuzione delle precipitazioni meteoriche, dal tipo di rocce affioranti nel *bacino idrografico*, dalla permeabilità del *materasso alluvionale* sul quale scorre il corso (ossia i depositi non ancora cementati della pianura), dalle dimensioni dell'alveo stesso, dalle pendenze e dalle caratteristiche dei territori attraversati (presenza o assenza di suolo e di vegetazione, antropizzazione,…). Come sempre le variabili sono tante e la loro interazione reciproca crea scenari sempre vari e mutevoli. Questa è la Geologia: codificabile, ma al tempo stesso capace di sfuggire alle previsioni umane.

Un corso d'acqua che esce dalle valli montane e si espande nell'antistante pianura, seleziona i materiali che trasporta sulla base delle loro caratteristiche fisiche (forma, dimensioni, peso specifico,...) e della velocità del proprio flusso. L'effetto risultante è che, osservando l'alveo di un fiume di media montagna che sbocca nell'*alta pianura* trasformandosi in un corso proteso verso il mare, si nota un progressivo e regolare calo delle dimensioni degli elementi che abbandona (ciottoli, granuli e polveri). Significa che quel corso d'acqua, allontanandosi dalle valli montane e avvicinandosi al mare, scorre su territori sempre meno inclinati e di conseguenza le sue acque perdono velocità.

Per un flusso idrico perdere velocità significa perdere anche parte della sua capacità di trasporto. Ecco che allora ogni progressivo calo di velocità della corrente si materializza attraverso un 'effetto abbandono'. Sono di volta in volta scaricate e abbandonate le particelle che fino a quel punto erano state trascinate a fatica sul fondo, e così di seguito fino a giungere nelle zone di foce deltizia. In questi settori, confinanti e intersecantesi con i mari bassi, le lagune e le baie deltizie, le sabbie medio-fini e i fanghi tendono solitamente ad essere le uniche particelle ancora trasportate. Tutto il carico più grossolano, dai ciottoli ai granuli sabbiosi, è già stato abbandonato a monte.

Questo accade nel caso che la linea di costa, e con essa di conseguenza anche il delta marino, siano posizionati a una distanza dai primi rilievi montuosi di almeno 40-50 km. Se, al contrario, la linea di riva si trova a poca distanza dai rilievi, ecco che il fiume possiede una pendenza ancora significative e i depositi del delta stesso hanno un'alta percentuale di elementi grossolani.

Per rendersi conto basti pensare alle *fiumare calabre* e al loro carico di detriti grossolani (ciottoli) riversato direttamente in mare.

3.1.1.1 Un intreccio di barre ghiaiose e canali mobili

Un tratto di fiume che scorre lungo l'*alta pianura* è caratterizzato da una configurazione a *canali intrecciati* (equivalente alla terminologia inglese *braided*). La definizione indica la tipica organizzazione assunta dal suo corso: l'alveo di magra si frammenta in una fitta serie di canali che confluiscono e interferiscono uno con l'altro. Canali che, col passare del tempo e l'alternarsi delle piene, si spostano incidendo e rimodellando i depositi d'alveo e dando origine a un reticolo di deflusso a bassissima sinuosità e in continua evoluzione.

Nei fiumi a *canali intrecciati* durante la fase di *piena* la corrente fluviale, capace di trascinare una gran quantità di materiale sul fondo e in sospensione, può perdere localmente *competenza*. Ossia la capacità di trasporto, funzione della propria velocità. Di conseguenza, parte del carico più grossolano si organizza in *barre* abbandonate lungo l'alveo. Barre che emergono al calare della piena e che di norma sono parzialmente incise dalle correnti fluviali durante il regime di *magra*.

Le *barre* più grandi, generate durante le piene eccezionali, con periodo di ritorno dell'ordine dei 40-50 anni, possono col tempo essere stabilizzate dalla vegetazione. Questo fino al verificarsi di una nuova piena colossale, in grado di superare in altezza il precedente deposito. Il suo effetto è quello di spazzare via ogni rivestimento vegetale, mobilizzando anche parte del deposito della vecchia barra. E il ciclo ricomincia.

E' interessante a questo punto effettuare l'anatomia delle *barre* fluviali, in special modo di quelle ghiaiose, andandole a cercare lungo gli alvei dei fiumi e dei torrenti. Oltre alla forma esterna, assimilabile a quella di una lente biconvessa a deboli curvature, è spesso possibile trovare esempi di *barre* successivamente incisa dalle acque. Inoltre, non di rado, le fasi erosive di riequilibrio che hanno propiziato l'infossamento degli alvei nelle loro stesse alluvioni (il processo della *cannibalizzazione fluviale*; v. Cap. 5.4) hanno favorito, come diretta conseguenza, l'esposizione di magnifiche sezioni di *barre*. In esse è possibile riconoscere il modo in cui, durante la fase calante della piena, si aggregano i sedimenti.

Alla base del deposito, al di sopra della immancabile superficie erosiva di fondo canale, si ammassa un primo livello di ciottoli più grossolani: i primi ad essere abbandonati nei punti in cui il flusso d'acqua rallenta maggiormente per qualche causa interna (piccoli vortici, attriti sul fondo,...). Sopra ad essi vengono ad accumularsi ciottoli e sabbie con elementi dalle dimensioni che si riducono verso l'alto: segno che al progressivo calo di intensità della piena corrisponde un parallelo abbandono del materiale sciolto, non più trasportabile né trascinabile sul fondo.

In qualche caso è possibile notare, nella porzione inferiore delle *barre* ghiaiose, una disposizione dei ciottoli in livelli, inclinati di circa 30° nel verso del trasporto della corrente. Di norma comunque prevale una mancanza di organizzazione interna, se si esclude la generale tendenza alla diminuzione della granulometria verso l'alto. In effetti le *barre fluviali* prevalentemente ghiaiose sono un tipico deposito di abbandono sul fondo dei materiali trasportati.

Quando il carico sabbioso diventa predominante su quello ciottoloso si sviluppano invece complicati treni di *dune subacquee* la cui altezza è regolata dallo spessore e dalla velocità della piena. Le dune che si formano si possono incidere e ricoprire a vicenda, durante lo stesso evento di piena, dando forma a *barre* che internamente risultano stratificate con geometrie talvolta molto complesse.

Anche in simili casi, come in tutti gli esempi di *barre* che ricoprono in parte o totalmente il fondo del canale nel quale prendono forma, i depositi si appoggiano sopra una superficie basale nettamente erosiva: il fondo del canale. Ogni canale – fluviale, mareale,… – deve avere una base erosiva. Se manca non può trattarsi di un canale. Le *barre* fluviali di abbandono, quelle tendenzialmente ghiaiose, sono dette *longitudinali* dato il loro prevalente sviluppo, con forme strette e allungate nel senso del flusso della corrente.

Tra le *barre* fluviali quelle pressoché completamente sabbiose sono definite *trasversali* in funzione della loro capacità di spostarsi obliquamente rispetto all'asse principale del canale che le ospita. Entrambi i tipi, *longitudinale* e *trasversale*, sono comunque riferibili a corsi caratterizzati da bassa sinuosità, tipica delle *alte pianure*.

3.1.2 Dove l'acqua… risorge a nuova vita!

Se nel precedente tratto (quello dell'*alta pianura*) avevamo potuto osservare un generale impoverimento idrico dei corsi d'acqua a canali intrecciati *(braided)*, dovuto all'elevata porosità delle alluvioni prevalentemente ghiaiose sulle quali scorre, ora siamo testimoni della tendenza opposta. Circa a metà della complessiva pianura, si incontra una stretta fascia di territorio arricchita da un fenomeno naturale tra i più interessanti e spettacolari.

Si estende, in modo perfettamente percepibile, dal Friuli al Veneto e dalla Lombardia al Piemonte ed è caratterizzata dalla presenza di copiose venute d'acqua che sgorgano all'improvviso, in piena pianura, con polle limpidissime prive di apporti solidi. In questa fascia, sempre arricchita da un particolare ecosistema (vegetazione e fauna), le polle d'acqua sorgiva prendono nomi differenti a seconda della loro completa naturalità (si tratta in tal caso delle cosiddette *risorgive*), in opposizione a quei numerosi casi in cui l'acqua di falda, ormai prossima alla superficie, è sollecitata ad emergere grazie alla costruzione di idonee prese *(fontanili)*.

Geneticamente il fenomeno delle *risorgive* è collegato ad una salienza della *falda freatica* che emerge incontrando la superficie della pianura, il cosiddetto 'piano campagna'. Ne deriva un infrigidimento di vaste aree e cospicue venute d'acqua concentrate in sorgenti molto caratteristiche. La spiegazione di un tale fenomeno va ricercata nella distribuzione e nelle dimensioni dei sedimenti alluvionali dell'*alta* e della *bassa pianura*.

Osservando l'andamento della cosiddetta *linea delle risorgive* (ma sarebbe più opportuno denominarla *fascia*) si nota una corrispondenza tra questa e il limite meridionale degli ampi conoidi alluvionali che formano l'*alta pianura*. Ossia i ventagli di detriti fluviali caratterizzati da modeste pendenze e ampie estensioni (v. Cap. 3.4.3). Mentre quest'ultima è costituita da terreni in prevalenza ghiaiosi, nella *bassa pianura* predominano i depositi sabbiosi e soprattutto fangosi. Questo in accordo con la capacità di trasporto solido (dimensioni massime dei detriti trasportati) di un corso d'acqua. Capacità che decresce allontanandosi dalla sorgente verso la foce, secondo il proporzionale calo di pendenza del territorio.

Ecco quindi che la *fascia delle risorgive* coincide con il limite, sfumato e mai netto, tra le prevalenti ghiaie e sabbie più limi che, rispettivamente, caratterizzano l'*alta* e la *bassa pianura*. Mentre per tutta la fascia dell'*alta pianura* il *materasso alluvionale* è formato in prevalenza da ghiaie

che si comportano come una spugna, assorbendo in profondità le acque superficiali, nei settori dove le ghiaie cedono il posto alle prevalenti sabbie e fanghi (limite fra *alta* e *bassa pianura*) i pori presenti in questi depositi sono insufficienti a contenere l'afflusso idrico, lento ma abbondante, proveniente dall'interno delle ghiaie dell'*alta pianura*.

L'abbondante acqua che scorre lentamente in profondità tra ciottolo e ciottolo, tra granulo e granulo, tende allora a spingersi verso l'alto non potendo proseguire nel suo percorso sotterraneo per l'evidente diminuzione di porosità dei depositi. Di conseguenza emerge, con la caratteristica di acqua limpidissima perché filtrata a lungo nel sottosuolo. Lo fa alimentando una diffusa e capillare rete idrica superficiale che diventa un caratteristico elemento della *bassa pianura*. Parallelamente, in concomitanza con la diminuzione di inclinazione del territorio, il corso fluviale passa dai *canali intrecciati* (*braided*) ai *canali a meandri*, dotati di una caratteristica sinuosità (v. Cap. 3.1.2.1).

Per raffigurarvi in modo più concreto e percepibile il fenomeno delle *risorgive*, immaginatevi un'autostrada a tre corsie. Sono tutte interamente occupate da un flusso regolare e omogeneo di veicoli che procedono a velocità moderata e costante. Un improvviso restringimento per lavori modifica il tracciato riducendolo a una sola corsia percorribile. Nell'esempio la conseguenza è logica. Sempre nuovi veicoli si aggiungeranno ai precedenti formando file chilometriche. Questo perché le auto possono fermarsi.

Nella realtà sotterranea della pianura (pochi metri sotto la sua superficie, anche meno) l'acqua di falda continua sì ad affluire ma... senza poter fermarsi e fare file. Può solo continuare a spingere ed emergere in superficie, tra l'altro con poca fatica! Da lì, una volta risalita allo scoperto, può riprendere la sua corsa. Questa volta però in superficie, con velocità di alcuni ordini maggiori rispetto a quando scorreva in falda. Questo favorisce il continuo afflusso e salienza. Le portate delle sorgenti di questo tipo naturalmente risentono della maggiore o minore piovosità stagionale.

Tornando all'esempio, sarebbe come se tutti i mezzi, una volta arrivati al restringimento di carreggiata, invece di mettersi fermi in fila... si alzassero in volo radente superando l'ostacolo con un minimo cambio di quota.

3.1.2.1 Un percorso tutto in curva

Spostandosi verso le fasce di pianura distale, ossia le zone che preludono – con estensioni molto varie – ai delta e al mare (il *livello di base* dei fiumi), si percepisce un calo generalizzato di pendenza del territorio. Come risposta, nella *bassa pianura* i corsi d'acqua diventano sinuosi e le sabbie sono ormai quasi l'unico tipo di materiale trasportabile assieme ai limi.

Con le mutate caratteristiche del corso, le sabbie si organizzano in un tipo di *barra* fluviale completamente diverso dai due precedentemente citati. Questo per un geologo è un bene, dato che sulla base dei diversi tipi di *barre* fluviali può riconoscere, all'interno delle antiche successioni rocciose di ambiente fluviale, il tipo di pianura e di corsi d'acqua che nel passato solcavano un certo territorio. Il modello di *corso fluviale meandriforme* si ritrova in tutte le aree inferiori delle vaste pianure alluvionali e nelle piane costiere e deltizie. Un fiume meandriforme è caratterizzato da ampie divagazioni del corso che presenta sinuosità accentuate. I meandri sono forme mobili lungo le cui sponde esterne e interne si realizza, rispettivamente, un continuo processo di erosione e uno di accumulo.

I sedimenti sabbiosi e limosi erosi dalla sponda concava di un meandro si depositano nelle sponde convesse dei meandri successivi. In ogni meandro, così come lungo una delle due sponde (quella esterna) si amplia l'erosione, in quella opposta (la sponda interna) si espande la fascia di deposito. In tal modo finisce per migrare l'intero corso fluviale mantenendo invariata la distanza tra le sue sponde.

Mentre quella in erosione (esterna) è pressoché verticale, quella opposta (interna) presenta una bassa inclinazione (10°-15°) ed è completamente sommersa quando il livello del fiume sale. La sua superficie, debolmente inclinata verso il centro del corso, è il frutto del progressivo accumulo di particelle spinte e abbandonate dalla corrente sulla curva interna del meandro.

Col tempo una serie di strati a bassa inclinazione, affiancati uno all'altro, si appoggiano alla superficie erosiva (non manca mai!) che coincide con il fondo del canale. Il risultato dell'accumulo, lento e progressivo, è un corpo prismatico tabulare con la stratificazione interna inclinata che si appoggia – come in ogni canale che si rispetti – sopra una superficie erosiva. E' la *barra di meandro*, spesso ancora perfettamente riconoscibile nelle antiche successioni rocciose accumulate lungo pianure ormai 'estinte' da milioni di anni.

L'evoluzione nel tempo di un corso fluviale sinuoso, ovvero a meandri, può essere valutata anche da una differente prospettiva: dall'alto! Le modifiche del tracciato sono molto lente, ma percepibili alla scala dei tempi umani. Il trascorrere del tempo su estensioni decennali evidenzia migrazioni continue con spostamenti fino ad alcuni metri all'anno. Lo spostamento del corso di un fiume a meandri ricorda quello di un serpente che avanza sulla sabbia in un movimento al rallentatore.

In casi particolari, derivati dall'esasperazione della sinuosità del corso, può accadere che due anse, durante le migrazioni, finiscano per avvicinarsi tra loro. Quando questo accade diventa il preludio per un cosiddetto *taglio di meandro*: una sorta di scorciatoia scelta dal fiume che sfrutta l'invito prodotto dall'avvicinamento progressivo di due tratti in curva. Tramite l'erosione dell'ultimo diaframma il fiume realizza la rettificazione (momentanea e locale!) del suo corso. Ne consegue l'esclusione di un tratto a forma di ferro di cavallo che conseguentemente verrà abbandonato. Non a caso, anche l'effetto che ne deriva è indicato con un'appropriata definizione: *meandro morto*.

3.1.3 E l'Uomo disse: "Ci sono anch'io!"

In un tale quadro si comprende come l'evoluzione di un corso d'acqua che scorre sulla superficie terrestre dipenda da una serie di variabili locali ad effetto immediato – da pochi giorni a qualche decina o centinaia di anni – e sia soggetto a radicali trasformazioni a causa dei mutamenti climatici globali e dell'evoluzione crostale. Quest'ultima può essere vista come l'insieme dei movimenti reciproci delle *placche litosferiche* e delle loro interazioni, con tempi di affermazione naturalmente molto più dilatati: dalle centinaia di migliaia alle decine di milioni d'anni. Inutile sottolineare che i mutamenti climatici realizzatisi durante il Quaternario – gli ultimi due milioni di anni circa – hanno avuto un ruolo di primaria importanza sull'assetto dell'attuale reticolo idrografico di molte parti del pianeta (v. Capp. 3.2.7 e 5.3).

Le alterazioni del percorso e del regime idraulico alle quali può risultare soggetto qualsiasi corso d'acqua principale, sono regolate da una serie di cause riconducibili ai caratteri geologici del suo bacino, nonché al clima e, negli ultimi millenni, all'intervento dell'Uomo sul territorio. Un intervento

che, ormai da tutti, è definito con un aggettivo particolare: *antropico*. I relativi riflessi, a breve e medio termine, non possono essere sottovalutati. Sempre sintetizzando e generalizzando, possiamo classificare le *azioni antropiche* sul territorio come distinguibili semplicemente in

a) *conservative* - tutela ambientale e utilizzo regolamentato delle risorse naturali;
b) *distruttive* - sfruttamento improprio delle risorse naturali.

Nel primo gruppo possono rientrare anche gli interventi che si propongono di regimare le erosioni e i deflussi dei corsi d'acqua nei tratti montani a ripida pendenza. Ne fanno parte *briglie* e *muri spondali*, atti a limitare la caratteristica propensione al dissesto diffuso; *dighe* e *sbarramenti di trattenuta*, posizionati solitamente nel tratto medio-alto dei corsi; *argini* e *muri spondali*, concentrati in gran parte nelle pianure alluvionali e predisposti in modo da evitare, confinare e contenere le esondazioni.

Ad essi dunque competono azioni classificabili come *conservative*. Appare chiaro che le opere sopra elencate (sono solo le principali) tendono nel complesso a proteggere l'attuale assetto e sviluppo del reticolo idrografico, tentando di bloccare una naturale evoluzione che non si fa scrupolo di cancellare intere aree abitate con inondazioni, cambiamenti di tragitto dei corsi d'acqua, cedimenti di interi versanti e di porzioni d'argini spondali.

Nel secondo gruppo – le azioni *distruttive* operate dall'Uomo – sono invece inseribili anche le estrazioni improprie di materiali inerti dalle sponde o dagli alvei dei corsi stessi. Tali pratiche di indiscriminato prelievo, in un passato molto prossimo hanno condizionato l'approfondimento del profilo di numerosi corsi con innesco, nelle zone poste a monte, di poderose *erosioni regressive* e conseguenti improvvisi dissesti. Con questo termine si intendono quelle erosioni lineari (solchi) che si estendono con rapidità all'indietro, coinvolgendo tratti sempre più estesi di territorio (v. Capp. 5.3 e 5.3.2).

3.2 I depositi 'tutto in una volta'

La forza che innesca il movimento dei ciottoli, dei granuli, dei fanghi e li trascina lontano dal luogo di origine, a volte può essere 'interna' alla stessa massa detritica. In questo caso va cercata NON nell'intervento di una corrente che giunge nel punto in cui si trovano i detriti fino a quel momento in quiete, ma nelle caratteristiche di instabilità della massa di particelle sciolte, grandi o piccole esse siano.

Questo comporta che i detriti si mettano in movimento scivolando lungo un pendio – indifferentemente subacqueo o subaereo – senza l'intervento esterno di nessuna corrente o flusso. E' semplicemente un cedimento *in massa* di materiale sciolto, non consolidato (fango, sabbia, ghiaia o pietrisco, blocchi e massi), che si muove sotto l'azione della forza di gravità per sopraggiunto disequilibrio.

A volte la causa dello scivolamento può risultare una scossa sismica, altre volte è l'eccessivo accumulo di particelle sull'orlo di un pendio che nella maggior parte dei casi può avere solo pochi gradi di inclinazione. Altre volte ancora ad innescare il cedimento è l'imbibizione di una massa di detriti durante un periodo di prolungate e/o intense piogge che ne fa aumentare il peso. Alla base comunque c'è sempre una massa che inizia a muoversi per ragioni di instabilità interna.

La differenza tra i due meccanismi (*selettivo* e *in massa*) è che nel primo sono le correnti che selezionano (v. Cap. 3.1) e… scelgono le particelle da trasportare e da abbandonare *('questo sì, questo no')*, mentre nei cedimenti *in massa* si muove l'intero volume di detriti *('tutto in una volta')* che come tale è destinato poi anche a fermarsi e accumularsi. Può risultare formato da particelle delle più svariate dimensioni e forme, con granuli, ciottoli e fango (ma anche frammenti, blocchi e macigni) che si muovono contemporaneamente. Insieme scorrono verso posizioni più depresse – il fondo di una valle, il fondale di un bacino sottomarino – dove possono, al termine della loro corsa, depositarsi in condizioni di raggiunto equilibrio.

Quando un insieme di elementi si muove in massa lungo un pendio, spesso si sposta e fluisce assieme a una certa quantità d'acqua. L'impasto che si genera tende a mantenersi omogeneo mentre si muove, tanto che scorra in superficie (ossia in condizioni subaeree) quanto sott'acqua. Il processo può attivare percorsi che nei casi limite – non stupitevi! – possono superare anche il migliaio di chilometri (v. Cap. 3.2.2).

Sulla base della densità della massa che si muove si possono distinguere due tipi di fenomeni: le *torbide*, molto diluite e di esclusivo ambiente subacqueo, e le *colate*, al contrario molto dense e in grado di formarsi e scorrere sia in superficie che sott'acqua, specialmente quando l'impasto risulta denso per la presenza di molto fango. Nelle *torbide*, durante il movimento verso le profondità di un bacino, il flusso è molto *turbolento* (v. Cap. 3.2.2). Al contrario nelle *colate* il flusso ha poche turbolenze e può essere definito *laminare* (v. Cap. 3.2.1). Questo a causa della elevata densità della massa mobile favorita spesso dall'abbondanza di fango.

Dovendo descrivere in maniera semplice ma efficace la differenza tra i due tipi di flusso – *turbolento* e *laminare* – si potrebbero proporre due distinti esempi. Osserviamo, in Piazza San Marco a Venezia (per scegliere un'immagine che è patrimonio di tutti), uno stormo di colombi che all'improvviso si leva in volo. Li possiamo seguire mentre compiono tutti insieme passaggi radenti, evoluzioni con virate e impennate continue. Eppure all'interno del gruppo in volo ogni esemplare, di grande o piccola taglia, giovane o adulto, mantiene la medesima posizione reciproca o, al massimo, cambia posto con impercettibili e progressivi spostamenti obliqui. Questo è un evidente *flusso laminare*, dove ogni particella scorre e si muove su traiettorie che nell'insieme formano un fascio di linee che non si intersecano.

Per comprendere invece la caratteristica di un *flusso turbolento* basta guardare una colonna di fumo. Al suo interno i materiali combusti e i gas, anneriti dalle infinitesime particelle di cenere, visualizzano una complessa serie di traiettorie vorticose e convolute che interagiscono fra loro. Anche le polveri sollevate dal risucchio prodotto da un'esplosione atomica e poi diffuse negli strati alti dell'atmosfera costituiscono un esempio, seppur tragico, di flusso turbolento.

Un iniziale *flusso laminare* può trasformarsi in *flusso turbolento* per progressiva diluizione (calo di densità) durante il percorso. Il fumo di una sigaretta appoggiata su un portacenere visualizza molto bene il fenomeno. È sufficiente osservarne le traiettorie per comprendere il significato di quanto descritto: da serrate e parallele via via si sfrangiano e si invorticano verso l'alto. La diluizione in questo caso avviene per progressivo rimescolamento del flusso di fumo con la massa d'aria nella quale si innalza. Mescolamento a sua volta favorito dal rapido raffreddamento del fumo stesso a causa dell'allontanamento dalle braci della sigaretta.

3.2.1 Le colate

Nelle *colate* l'eventuale presenza di fango dà luogo a un impasto che, proporzionalmente, aumenta la sua densità. Anche in questo caso, come per le *torbide* (dette anche *correnti torbide* o *correnti di torbidità*), è la forza di gravità a trascinare verso le quote inferiori i frammenti e blocchi delle più svariate dimensioni: senza selezione, trattandosi di un processo di scivolamento *in massa*. La differenza tra *torbide* e *colate* sta nella densità dell'impasto.

Come diretta conseguenza, nel deposito che deriva dalle *colate* i frammenti e i blocchi si distribuiscono alla rinfusa. Pezzi grandi e piccoli si alternano casualmente, sia alla base che al tetto dello strato. Anzi, in certi casi i frammenti più grossi si trovano spinti e accumulati, in modo anomalo, verso l'alto. Questo perché, essendo la loro superficie molto grande, ricevono moltissimi urti da parte degli altri frammenti. Gli urti 'dal basso', quando diventano prevalenti, tendono a spingere verso l'alto i blocchi. Blocchi che riescono a non affondare, dato che la loro densità si avvicina a quella dell'impasto fangoso che li sorregge e all'interno del quale compiono il loro viaggio.

I depositi di *colata* si possono formare nelle parti inferiori dei torrenti alpini. I loro versanti hanno spesso un sottile rivestimento limoso, ereditato come *coltre morenica di fondo* (v. Cap. 3.2.6.3) e facilmente spappolabile se imbevuto d'acqua. Le *colate* possono generarsi anche nei contesti sommersi. E' sufficiente introdurvi una massa di materiale detritico molto denso, impastato con abbondante fanghiglia. L'acqua stessa non sarà in grado di diluirla durante il rapido spostamento subacqueo. Basti pensare ai torrenti prima citati nel caso in cui sfocino direttamente in un lago o addirittura in mare.

Troviamo depositi di *colata* anche in contesti marini profondi. Questo accade ad esempio quando franano improvvisamente dei margini sottomarini instabili, costituiti non solo da blocchi o frammenti, ma anche da abbondanti fanghiglie coinvolte nel cedimento. I flussi detritici di questo tipo sono di norma molto densi. Immaginiamo di capovolgere un barattolo di miele sopra un tavolo in leggera pendenza e pieno di briciole, pezzi di pane, frammenti di cioccolato, uva passa, nocciole...

Otterremmo l'esatta riproduzione di una colata fangosa che trascina con sé, senza sforzo, i pezzi di roccia grandi e piccoli facendoli galleggiare morbidamente sopra e al proprio interno, per depositarli poi lungo il tavolo (alveo torrentizio) o sprofondare ancor più giù, oltre l'orlo, sul pavimento (i fondali sottomarini o lacustri).

Le *colate*, come anche le *torbide* (v. Cap. 3.2.2), sono dunque dei depositi *in massa*, ossia non selezionati. Per identificare questa tipologia di depositi potremmo utilizzare un'osservazione: *"Tutto quello che parte… arriva in fondo!"*. Anzi, a volte – come nel caso dell'esempio del miele – il deposito finale si è arricchito strada facendo!

3.2.2 Le correnti torbide

Le *torbiditi* sono strati quasi sempre sabbioso-limosi, originati dalle *correnti torbide*. Queste ultime sono comunemente definite *torbide*. Questo tipo di strati si può generare in acque marine profonde, sotto il livello di azione delle onde, ma anche sul fondo di molti laghi le cui acque sono raramente agitate, anche a basse profondità. Immaginiamo di poter osservare una massa di fango,

granuli e frammenti di roccia che per qualche ragione – instabilità da sovraccarico di particelle, disequilibrio prodotto da una scossa sismica – si mette in movimento lungo il pendio subacqueo di un delta marino (esistono anche quelli lacustri!), spostandosi verso le piane sottomarine profonde.

Questa situazione accade periodicamente nelle porzioni sommerse dei grandi delta. Tipici fra tutti quelli dei Fiumi Indo e Gange-Brahmaputra, posti ai due lati della penisola indiana. Normalmente i granuli che compongono una singola *torbida* sottomarina hanno origine in zone emerse, quasi sempre distanti da quella di accumulo. Sono sabbie che rappresentano il prodotto dello smantellamento di rilievi rocciosi che affiorano all'interno dei continenti o verso i margini del bacino marino.

Il trasporto lungo torrenti e fiumi contribuisce a sminuzzare gli iniziali blocchi e frammenti. Raggiungeranno i grandi delta marini sotto forma di enormi quantità giornaliere di granuli e fanghiglie. Parte di essi sono distribuiti dalle correnti lungo le spiagge adiacenti. Parte sono convogliati, per gravità, verso il vicino mare profondo (quando esiste), dove si depositano sotto forma di strati torbiditici.

Il fango non è percentualmente abbondante e il flusso torbido è sempre diluito. Diluito sì, ma comunque più denso della massa d'acqua che lo circonda a causa del materiale che trasporta. La sua maggiore densità lo fa scorrere lungo il pendio subacqueo, rasentando nella sua corsa i fondali del bacino (marino o lacustre). Scorre e procede sotto l'effetto della forza di gravità e della accelerazione iniziale che lo trascinano e convogliano verso le zone profonde.

Le più frequenti *torbiditi* sono quelle marine, depositate in acque profonde al riparo dai rimescolamenti causati dalle onde. Ma, come detto, se ne conoscono anche di accumulate sul fondo di grandi e piccoli laghi. I primi studi finalizzati al riconoscimento dei fenomeni di trasporto torbido e dei relativi depositi furono effettuati nei Laghi di Costanza e di Ginevra, oltre un secolo fa. Le successioni dei contesti lacustri hanno comunque spessori sempre molto ridotti in confronto a quelle generate negli ambienti marini profondi. Queste ultime raggiungono comunemente molti chilometri di spessore e possono estendersi su fondali ampi migliaia di km^2.

3.2.2.1 Immense frane di granuli

Per comprendere meglio la genesi di questo particolare tipo di strati tentiamo di immaginare una *torbida* nel momento in cui si forma. Un'enorme quantità di granuli si trova appoggiata, instabile e precaria, su una fascia di territorio posta sul margine del bacino profondo che di lì a poco richiamerà il futuro *deposito torbiditico*. All'arrivo di un'ennesima piena fluviale gli attriti interni tra un granulo e l'altro non sono più sufficienti a sostenere l'enorme massa di sabbia accumulata dal fiume nel delta sommerso (per sua natura inclinato; v. Cap. 3.4.5), sul bordo del catino naturale rappresentato dal bacino marino profondo.

Basta niente, un sovraccarico di materiale o una scossa sismica, per innescare lo scivolamento. E' un po' come quando un camion carico di sabbia comincia a sollevare il proprio cassone colmo. Per qualche secondo sembra non accadere nulla, fino a quando, superato un certo limite, tutto il contenuto prende a scorrere senza più freni verso il basso. Il processo mi ricorda, mentre scrivo, anche un'altra situazione. Credo abbiate presente, nelle sale giochi, quella macchinetta che aggiunge progressive monete su un piano (ce le mettete voi!). Mentre ogni vostra moneta cade sulla superficie di fronte a voi – separata da un indispensabile cristallo che frena tentativi impropri di accelerare il

fenomeno – una guida scorre e con movimenti regolari e ripetuti serra l'ultima moneta appena aggiunta alle altre, spingendole tutte, impercettibilmente, verso il salto finale… nelle le vostre tasche. Dopo ogni 'crollo di monete' – rarissimo! – c'erano tempi di recupero, sottolineati dall'inserimento di nuove monete, che potevano durare giorni (o addirittura settimane) prima del successivo, vantaggioso… cedimento monetario.

Anche nella realtà geologiche i tempi di ricarica del 'magazzino' (i delta che ospitano i granuli e le fanghiglie portate dai grandi fiumi) non sono immediati. Sono stati calcolati attraverso l'osservazione, misurazione e calcolo degli strati di quella che oggi si presenta come una spessa successione di antiche *torbiditi* del Miocene (circa 15-6 milioni di anni fa), incorporata nella *Catena appenninica* tra la Toscana e l'Emilia (v. Cap. 4.8.2.3). Mediamente ogni 2000 anni si innescava una *corrente torbida*.

All'interno del flusso, in movimento verso le profondità sottomarine, fin dall'inizio si sviluppa una forte turbolenza. Turbolenza che può essere paragonata a quella che si riscontra in una colonna di fumo. Con la differenza che in quest'ultimo caso il flusso è diretto verticalmente. In una *corrente torbida* la conseguenza più evidente è che, proprio mentre la massa di granuli scorre, le particelle più grosse e pesanti si concentrano in basso, mentre le più fini e leggere si smistano occupando livelli via via superiori. Questo è reso possibile dalla densità della corrente torbida: sempre maggiore dell'acqua, ma minore di quella dei flussi di *colata*.

Quando la velocità del flusso di *corrente torbida* va progressivamente esaurendosi – e questo avviene quando il pendio sottomarino è ormai diventato pressoché orizzontale – il materiale trasportato comincia a decelerare. Spesso in questa fase copre distanze di decine, talvolta centinaia di chilometri, prima di fermarsi e stabilizzarsi del tutto dando forma a uno strato. Durante il movimento, lo smistamento ha riorganizzato le particelle distribuendo le più grosse in basso e le più fini verso l'alto del nuovo strato.

Questa gradazione, segno distintivo di TUTTI gli strati torbiditici, resterà fissata nel futuro strato come indelebile carattere da tramandare attraverso i successivi milioni di anni. Gradazioni di questo tipo sono uno dei caratteri distintivi degli strati torbiditici. Le successioni rocciose torbiditiche formate da una sovrapposizione di eventi successivi nel tempo, sono facilmente riconoscibili anche da lontano per le loro geometrie regolari date da infiniti strati perfettamente paralleli, seppure di spessori differenti.

A questo punto qualcuno potrebbe chiedersi: *"A che velocità scorrono le correnti torbide?"* La prima volta che si riuscì ad ottenere questo particolare dato fu nel 1929: 104 km/h. Può essere interessante capire come. I tecnici dell'impresa statunitense che aveva in gestione i cavi telefonici continentali tra gli Stati Uniti e il Canada registrarono l'improvvisa interruzione di migliaia di collegamenti. I fasci dei cavi telefonici erano ancorati ai fondali marini e distribuiti a profondità via via crescenti, parallelamente alla costa orientale degli Stati Uniti d'America. Mentre si consultavano stupiti, un altro blocco di decine di migliaia di utenze si scollegò altrettanto improvvisamente e senza un'apparente ragione.

Non era passato un minuto che la stessa cosa si ripeté, disattivando un ulteriore enorme gruppo di utenze. La causa fu intuita qualche giorno più tardi da un geologo: una massa di granuli si era mossa *(corrente torbida!)* e, scendendo lungo la scarpata continentale verso la piana abissale, aveva tranciato, uno alla volta, in tempi successivi e ravvicinati, i singoli fasci di cavi dei collegamenti

telefonici. La distanza tra i cavi divisa per il tempo di transito e troncamento degli stessi fornì la velocità del flusso (velocità = spazio/tempo). Quel giorno i geologi esultarono. Un po' meno i responsabili dell'impresa di telefonia.

3.2.2.2 Perché si attivano le correnti torbide?

Forse il processo di formazione, scorrimento e deposizione di un singolo deposito torbiditico è più facilmente intuibile immaginando una montagna dopo un'abbondante nevicata primaverile. La calma del paesaggio ovattato dalla neve è squarciata dal boato di una slavina! La massa di neve coinvolta nello scivolamento è immensa. Un piccolo cedimento iniziale ha innescato una reazione a catena che ha destabilizzato l'accumulo nevoso di un intero versante ampio molti ettari.

Scendendo verso il basso l'ammasso tende ad incanalarsi lungo una delle incisioni naturali della montagna (rii, ripidi torrenti,...) per poi distribuirsi in un ventaglio bianco alla base della parete, nel sottostante fondovalle. Pochi minuti più tardi tutto ritorna avvolto nel silenzio immobile di sempre. Nell'attesa della prossima slavina.

In questo esempio basta sostituire alla neve appena caduta i depositi sabbiosi altamente instabili di un delta sommerso e all'aria che avvolge l'intero paesaggio una massa d'acqua, ponendo il livello del mare a lambire la sommità dei rilievi innevati. La montagna e la valle dell'esempio saranno rispettivamente dei rilievi sommersi e un fondale marino. La slavina corrisponde alla *torbida* sottomarina che disperde il suo deposito nelle zone più profonde del mare in un ampio e sottile ventaglio detritico sabbioso.

Nella realtà i singoli depositi torbiditici si espandono su superfici estese anche per molte migliaia di chilometri quadrati. Per formare un livello torbiditico di 10 cm, distribuito su un'area di 1.000 km^2 (valori che rientrano nella norma), occorre che si metta in movimento un volume di sabbia pari a 100 milioni di m^3! Si è visto come le sabbie e i limi delle regolari successioni torbiditiche possono provenire da scivolamenti periodici di accumuli, ancora non consolidati, deposti in ampi delta sovraccarichi.

Altre volte sono le scosse sismiche a fare letteralmente precipitare la situazione. Esiste però un'altra possibilità che dà origine a cospicue sedimentazioni torbiditiche. Anche sforzandosi, è difficile possa venire in mente. E' quella favorita da un calo del livello marino. Anche questa causa, quando si realizza, è in grado di mobilizzare grandi quantità di sedimenti sabbioso-limosi presenti nei grandi apparati deltizi che sfociano in mare.

A questo proposito, per comprendere meglio, consideriamo un delta che, al confine tra pianura e mare, si espande per centinaia di chilometri quadrati. La sua superficie emerge dalle acque per non più di qualche decimetro, talvolta anche meno. Nei grandi delta lo spessore complessivo dei sedimenti accumulati nel tempo supera di norma numerosi chilometri. Ma più che lo spessore verticale, nel nostro caso interessa la loro estensione in pianta. Cerchiamo di capire perché.

Una variazione negativa (abbassamento) del livello del mare, poniamo di -80 m – raggiungibile nel volgere di poche decine di migliaia di anni durante l'affermarsi, ad esempio, di una fase glaciale – produrrà come logica e diretta conseguenza l'emersione di una fascia di sabbie e fanghi ampia quanto l'estensione del corpo deltizio. L'abbassamento del livello marino indurrà un ringiovanimento del

reticolo fluviale (v. Cap. 5.4) che tenderà ad eliminare l'improvviso salto morfologico creatosi tra mare e terraferma. Lo farà attraverso una rapida asportazione di parte dei materiali deltizi: gli ultimi 80 m (in verticale) di sedimenti.

La quantità di depositi progressivamente e facilmente erosi (ricordiamo che si tratta di sabbie e limi ancora… soffici, non cementati) è proporzionale all'estensione del delta stesso e della retrostante pianura, nonché all'entità del calo del livello marino. I materiali sciolti così mobilizzati dalle acque superficiali (incanalate) saranno trasportati e abbandonati nuovamente in mare, in posizioni naturalmente più esterne rispetto al precedente delta.

Queste zone marine, collocate più al largo delle precedenti, sono caratterizzate da fondali che a breve distanza possono passare alla più ripida fascia di scarpata continentale. E' questa la fascia di raccordo naturale con le piane sottomarine, decisamente profonde. Ne deriva che la gran parte dei nuovi apporti di granuli e fango proseguiranno con ancor maggiore facilità verso le profondità oceaniche. Da lì, spesso incanalandosi nei *canyon* sottomarini (v. Cap. 5.4.1.1), raggiungeranno le zone abissali dove si sedimenteranno definitivamente sotto forma di strati torbiditici.

3.2.2.3 Alla base dello strato torbiditico

Non di rado la base di uno strato torbiditico presenta strane tracce. A volte sono rettilinee, lunghe da pochi decimetri a parecchie decine di metri, altre volte si presentano vagamente fusiformi, ma quasi sempre sono parallele tra loro. Sono le cosiddette impronte di fondo, così definite perché si formano sulla superficie inferiore degli strati torbiditici proprio mentre il flusso di particelle sta ancora scorrendo verso le profondità marine. Rientrano nella categoria delle *strutture sedimentarie*. Interessanti per le loro modalità di formazione lo sono ancora di più per il significato geologico che rivestono e soprattutto per le informazioni che trasmettono.

Attraverso il loro orientamento è possibile misurare, tramite l'uso di una semplice bussola, la direzione dalla quale proveniva il flusso di *corrente torbida* che le ha prodotte. Inutile sottolineare l'importanza di tali dati, necessari se non indispensabili, per tentare di capire le provenienze dei flussi di *torbida* e, indirettamente, la forma dell'antico bacino marino che accoglieva questi particolari sedimenti, quasi sempre costituiti da sabbie e fanghi. Con l'aiuto di simili indicazioni si ricava anche la posizione delle terre emerse che rifornivano di prodotti erosi i fondali.

"Ma qual è la traccia che si presenta con maggiore frequenza alla base degli strati cosiddetti torbiditici?" E' quella lasciata dai vortici da corrente che, quando presenti, si concentrano numerosissimi alla base dei singoli strati. Il nome stesso che si dà a simili strutture *(flute cast)* indica il tipo di processo attivo in tali casi. Mentre il flusso di *corrente torbida* scorre a contatto con il fondale soffice può subire locali perturbazioni dovute all'attrito contro di esso. Le perturbazioni generano improvvisi rallentamenti che inducono degli avvitamenti nella corrente. Il flusso procede per breve tratto con un andamento spiralato che è capace di generare delle caratteristiche erosioni sul sottostante fondale.

I micro-vortici che ne derivano scavano dunque il fondo sul quale scorrono (lo strato precedente ancora soffice) dando origine a piccole incisioni concave e svasate. Si formano così minuti solchi, larghi fino a qualche centimetro e profondi da qualche millimetro ad alcuni centimetri. Sono solchi

che la stessa *corrente torbida* provvederà immediatamente a colmare con il proprio carico di infiniti granuli. Il riempimento del solco darà origine a potenziali, future impronte e calchi.

Il deposito colma i solchi come un budino fa con uno stampo nel quale è messo ad indurire. A budino (e sedimento) consolidato, appariranno perfettamente riprodotte fin le più piccole incisioni e scanalature! Osservando le tracce formate dai vortici da corrente (quasi sempre conservatesi sotto forma di impronte negative, ossia i calchi) e immaginando l'invorticamento del flusso che ha prodotto l'improvvisa escavazione, si fa immediata la comprensione non solo della direzione, ma anche del verso di provenienza della corrente stessa.

3.2.3 I colossali accumuli di frana sottomarina

Anche gli *accumuli di frana* sono dei depositi classificabili come generatisi *'tutto in una volta'*. Tanti sono i criteri di suddivisione delle frane. Si basano su caratteristiche che spaziano dal tipo di deposito coinvolto (*sedimenti* o *rocce*) all'andamento della superficie di distacco, dal modo di muoversi dell'ammasso alle caratteristiche del versante interessato dal crollo. Non è il caso, perlomeno in questo testo, di essere più dettagliati (v. Cap. 3.2.5).

L'unica suddivisione che per ora vi propongo – decisamente eretica rispetto a tutte quelle che troverete nel vasto mondo di *Internet* e dei volumi specifici dedicati alle frane – è la seguente: *frane subaeree* (ossia di superficie), e *frane subacquee* (in contesti marini, ma anche lacustri). È sufficiente per farsi un'idea. Non dettagliata, ma in grado di lasciare un segno indelebile nella memoria di chi legge.

Le prime producono degli accumuli destinati il più delle volte a non lasciare traccia nelle future successioni rocciose. "*Come mai?"* vi domanderete. Perché eventi di questo tipo si verificano in contesti montani, ovvero in zone destinate a subire continui sollevamenti e conseguenti erosioni che porteranno, in tempi geologicamente molto brevi – da alcune a molte decina di migliaia di anni (un attimo in Geologia!) – allo smantellamento erosivo di gran parte di quegli stessi accumuli franosi.

Al contrario, le frane di materiale roccioso i cui prodotti frantumati riescono a raggiungere i fondali marini, anche solo di media profondità, hanno la possibilità di restare 'fossilizzate' tra i pacchi di strati della futura successione rocciosa. Questo perché gli ambienti marini e in modo particolare quelli più profondi, sono conservativi. Ossia i sedimenti che vi si accumulano, di qualsiasi natura, hanno scarse probabilità di subire erosioni di sorta.

Anzi, ben presto altri strati li ricopriranno, tutelandone la sopravvivenza. Quando un'occasionale frana sottomarina si deposita sotto forma di livello a blocchi, sarà l'abituale sedimentazione del fondale che finirà poi per tapparla, sigillandola e conservandola a testimonianza della passata instabilità di quel luogo.

3.2.3.1 Il mega-strato più spesso del mondo!

E' necessario tornare, ancora una volta, al Friuli. A quel *piccolo compendio dell'universo* – come amava citarlo Ippolito Nievo (1831-1861) nel suo romanzo sociale "Le confessioni di un Italiano" – che ancora una volta continua a mostrarsi come perfetta enciclopedia geologica da sfogliare a piene

mani. A oriente di Udine, salendo da Cividale del Friuli verso San Pietro al Natisone lungo la valle percorsa dal fiume omonimo, si incontra il paese di Vernasso. Tra le vicine e basse montagne che lo incorniciano ce n'è una che ormai è trasformata in un gigantesco scavo a gradoni. Ogni 'scalino' è alto quasi 10 m e nell'insieme formano una parete a sbalzi alta complessivamente 80 m.

La particolarità di tale cava, un tempo coltivata per ricavarne rocce calcaree e marnose da trasformare in cemento, risiede nel fatto che l'intera fascia, incisa e asportata nel corso degli anni da ruspe e da camion (un SI MODELLA… antropico!), è un unico gigantesco strato depositatosi intorno a 45 milioni di anni fa. E' stato inclinato, assieme alla successione rocciosa che lo contiene, dalle spinte crostali che pochi milioni di anni più tardi hanno cominciato a deformare i territori prealpini orientali.

Siamo abituati ad osservare strati di qualche decimetro di spessore, a volte di qualche metro, raramente di potenza maggiore. Negli Appennini, tra le Regioni Emilia Romagna e Umbria, affiora uno strato torbiditico di mare profondo (v. Cap. 3.2.2.1) depositatosi intorno a 14 milioni di anni fa. Si estende sopra una superficie di alcune centinaia di chilometri quadrati ed è spesso, nel suo punto massimo, 16 m: più di un edificio di cinque piani. E' considerato un evento eccezionale, da guardare quasi con rispetto.

Eppure, alle porte di Vernasso, in provincia di Udine, è possibile toccare e percorrere in tutto il suo spessore uno strato – un unico strato, accumulato in un'unica soluzione – spesso 300 m. Tre Torri degli Asinelli (a Bologna) o tre Campanili di San Marco (in Venezia) sovrapposti! Lateralmente è possibile seguirne lo sviluppo e le caratteristiche lungo un fronte di 40 km, con esposizioni più modeste, sparpagliate tra la fitta vegetazione delle Prealpi Giulie.

E' uno strato (o meglio un mega-strato!) molto particolare. Di recente è stato elevato al rango di *geosito* con valenza mondiale. A questo punto è necessario aprire una breve parentesi per chiarire il significato di questo termine per chi ancora non lo conosce. Vi propongo una definizione 'eretica', quella 'normale' la potrete trovare in *Internet*. Un *geosito*, per essere veramente tale, deve corrispondere a una località, un'area, un punto del territorio i cui caratteri geologici, geomorfologici o paleontologici, una volta spiegati con frasi semplici e comprensibili al non esperto di 'cose geologiche' lo fanno esclamare: *"Urca! E chi se l'aspettava?"*

Le peculiarità di questo mega-strato possono essere osservate percorrendo i gradoni della vecchia cava dismessa e le rispettive rampe di collegamento. Gli elementi che formano il *mega-strato di Vernasso* sono in gran parte formati da frammenti e blocchi di rocce calcaree compatte, a tratti fossilifere, con piante e crostacei perfettamente preservati che risalgono a 100 milioni di anni fa (Cretaceo superiore).

Ad essi si aggiungono sparsi brandelli di rocce stratificate (fino a 10 m di lunghezza ognuno) mirabilmente contorte e arricciate in complicate deformazioni. Un mega-strato come quello di Vernasso interessa e stupisce sia i geologi che i curiosi di Geologia. Il suo accumulo è storia di quasi 50 milioni di anni fa.

Nel settore friulano-sloveno i movimenti crostali dell'epoca stavano generando la *Catena dinarica* (v. Cap. 4.8.1). La fascia deformata era ed è tutt'oggi orientata in direzione NW-SE. A quei tempi la catena si stava sollevando e avanzava lentamente verso l'Adriatico, accompagnata da poderose scosse sismiche. Davanti al suo fronte deformato si era generata una fossa marina in rapido

abbassamento. Col passare delle centinaia di migliaia di anni l'approfondimento di questa fossa frontale che bordava la catena (in Geologia, non a caso, si chiama *avanfossa*; v. Cap. 4.8.2.3) si faceva sempre più sensibile.

I suoi limiti talvolta corrispondevano a *faglie attive*, estese in lunghezza per centinaia di chilometri. Attraversavano i territori oggi denominati Friuli Venezia Giulia, Slovenia e Croazia. La depressione sottomarina, ormai profonda quasi un migliaio di metri, richiamava un'enorme quantità di sedimenti da territori emersi sottoposti a smantellamento erosivo e posizionati verso N e NW. Erano l'odierno alto Friuli e le propaggini austriache meridionali. Questi apporti erano rappresentati in gran parte da sabbie, da grossolane a molto fini, e da fanghiglie.

Si immettevano nel truogolo in via di approfondimento scivolandovi da grandi distanze e distribuendosi in modo omogeneo sui suoi estesi fondali orientati, come osservato, in direzione NW-SE. Un po' come aggiungere un abbondante cucchiaio di zucchero (senza mescolare!) in una tazza di tè. Se la tazza fosse trasparente vedremmo lo zucchero scorrere lungo la parete e accumularsi nella zona più depressa, il fondo della tazza. Se quest'ultima fosse stretta e allungata, i granuli di zucchero seguirebbero l'invito a scivolare e a distribuirsi pressoché uniformemente lungo la parte più bassa del contenitore.

Nel bacino sottomarino di quasi 50 milioni di anni fa, che a tentare di immaginarselo potrebbe ricordare un'enorme vasca da bagno larga una quarantina di chilometri e lunga almeno quattro volte tanto, i periodici afflussi di granuli scivolavano da NW verso SE provenienti da lontani delta. Ogni flusso si distribuiva sopra un fondale sottomarino profondo ampio parecchie centinaia di km^2. Ogni volta il risultato era un sottile strato torbiditico (v. Cap. 3.2.2.1), di sabbia e fango, spesso da 5 a 20 cm.

Nella nostra 'vasca geologica' che bordava una catena montuosa in ampliamento verso l'Adriatico, si andavano dunque accumulando i depositi che un giorno avrebbero permesso di riconoscere che in quel territorio, durante un preciso tempo geologico, s'era generata una fossa (in termini geologici un'*avanfossa*) con una certa forma e orientamento. *"Cosa dunque deve essere accaduto, quasi 50 milioni di anni fa, nella quieta profondità di quel settore sottomarino del Friuli del tempo per determinare il pressoché istantaneo accumulo del mega-strato di Vernasso?"* Ce lo racconterà, nel prossimo capitolo, chi quell'incredibile evento l'ha vissuto in diretta.

Circa 45 milioni di anni fa, nel mare profondo che bordava una serie di precoci rilievi alpini in lento sollevamento, si verificò un evento destinato a lasciare una traccia perpetua di eccezionali dimensioni. Attraverso il tempo sarebbe arrivata pressoché intatta fino a noi. Tutto iniziò con una scossa sismica, potente e interminabile. Superò, per intensità e durata, tutte quelle che da alcuni milioni di anni stavano modificando le morfologie della futura Italia nord-orientale. I terremoti, numerosi e ricorrenti, col tempo avevano inclinato e reso instabili estese fasce rocciose calcaree accumulate nel corso dei precedenti milioni di anni in vaste lagune tropicali.

All'improvviso il boato del sisma attraversò rocce ed acqua generando vibrazioni incontenibili e rapide oscillazioni. Le rocce continuarono a scuotersi per interminabili minuti. Infine, mentre l'anticipazione di uno *tsunami* procedeva inarrestabile verso le coste, un enorme fianco roccioso sommerso si scrollò scivolando verso le profondità sottomarine. Un volume di rocce calcaree pari a 20 km^3 si frantumò nel crollo subacqueo trasformando la precedente roccia compatta in una congerie

di blocchi, clasti, frammenti e particelle minute in movimento turbolento. Si spostavano alla velocità di quasi 100 km orari verso l'oscurità dei fondali.

L'intero processo durò forse mezz'ora appena, ma le acque restarono torbide per giorni. Quando tutto tornò quieto uno strato spesso 300 m aveva coperto una superficie sottomarina ampia almeno 200 km^2. Le sole particelle fangose, deposte per lenta *decantazione* alla sommità del mega-strato, raggiungono oggi 20 m di spessore: un edificio di sette piani!

Il ricordo dello sconvolgente crollo delle Torri gemelle di New York che, nella tragicità delle immagini impresse per sempre in ognuno di noi, rende percepibile la dinamica dell'antico cedimento. Con la differenza che il volume della massa rocciosa, franata nelle profondità del mare di 45 milioni d'anni fa, corrispondeva a quello di oltre 15.000 Torri gemelle.

Accadde all'improvviso. Fu una scossa sismica che sprigionò un'energia almeno cento volte superiore a quella liberata durante i ricorrenti sismi che scuotevano i bordi del bacino sottomarino profondo. Ad ogni scossa il bacino si approfondiva e le sue sponde rettilinee, modellate in rocce calcaree di età di poco anteriore (Cretaceo), si sollevavano di qualche decina di centimetri, a volte fino a un piano di metri. Questa volta il movimento fu molto più violento del solito. Là sotto – sotto la superficie del mare – tutto era stato tranquillo fino all'attimo prima della scossa.

3.2.3.2 Il racconto di chi quel giorno c'era

"Tutto fluiva con regolare e naturale armonia. Il braccio di mare stretto e profondo nel quale ero nato e cresciuto non aveva più segreti per me. Dopo una decina d'anni potevo affermare con sicurezza di conoscerne ogni aspetto e di comprenderne il comportamento meglio forse di chiunque altro abitatore. Inizialmente mi ero fatto l'idea di vivere accanto a un gigantesco essere di pietra adagiato e in parte ricoperto dall'acqua che mi ospitava. Ogni tanto lo sentivo pulsare. Nelle profondità qualcosa si muoveva.

Era troppo profondo e troppo buio per vedere, ma percepivo lo scivolare e il diffondersi di miriadi di granuli che come giganteschi tappeti si srotolavano verso i piatti fondali, centinaia di metri più in basso. Immense e sottili lingue di sedimento che sentivo svolgersi sotto di me ascoltando con attenzione lo struscìo prodotto dai granuli infinitesimi che si muovevano compatti, a miliardi, colonizzando ogni spazio di quelle piane sottomarine. Erano le *torbide*, mentre un tempo le credevo impercettibili movimenti di quell'essere immenso accanto e sopra al quale credevo di abitare.

Un giorno mi ero avventurato su, verso i territori di Nord-Ovest, là dove dicevano che l'acqua finiva. E davvero vi avevo trovato la terra emersa. Tanta terra soffice e molle di fango e di sabbia, che si infilava sott'acqua. Lì, in una zona di grandi delta, la terra vi arrivava portata dai fiumi. Era la grande massa di granuli e fanghiglie erosi da montagne lontane che, quando mi affacciavo sulla superficie del mare, mi apparivano come bassi rilievi all'orizzonte. Da lì, dalla parte sommersa di quei poderosi accumuli deltizi, franavano periodicamente le *torbide*, le magiche lingue di sedimento.

Ogni tanto un sordo boato, filtrato dalla massa d'acqua, accompagnava lo scuotimento dell'intero braccio di mare che si increspava. Accadeva allora che dalle sponde calcaree esposte a SW, disposte a formare ripidi e stretti gradoni che si raccordavano alle profonde piane sottomarine, si staccasse

qualche blocco di roccia. Sprofondavano poi nell’oscurità, infossandosi nei sottostanti, profondi depositi torbiditici ancora soffici.

Anche quel mattino una vibrazione impercettibile dell’acqua aveva richiamato la mia curiosa attenzione, sempre attratta da tutto quello che mi accadeva intorno. Poi, a breve distanza di tempo, c'era stata un'altra scossa, più decisa e prolungata. Il rombo cupo che ne era seguito si era spento come l’eco di un tuono lontano e tutto era tornato all'abituale silenzio.

Quel giorno nuotavo rasentando la costa calcarea sud-occidentale. Uno dei limiti del ‘mio’ mare, lungo il margine calcareo biancastro del bacino. Lì, dove l’essere di pietra delle mie fantasie emergeva immobile, appena fuori dall’acqua.

Nuotavo, muovendo impercettibilmente la coda e le pinne di squaloide, sorvegliando quanto di quelle aree sommerse consideravo, a torto o a ragione, mia proprietà personale. Poi, di colpo, accadde di nuovo e fu terrificante. Il boato, pur filtrato dall’enorme quantità di acqua, fu spaventoso. Come sempre improvviso. Questa volta però il rombo sembrava contenere anche una minaccia le cui conseguenze non avrebbero tardato a manifestarsi.

Non attesi a lungo. Mentre il mare si scomponeva sussultando sotto la spinta delle crescenti vibrazioni, la parete rocciosa calcarea che sott'acqua incombeva a strapiombo sui miei territori emersi, sembrò scrollarsi ripetutamente attraverso una serie di ravvicinate vibrazioni sismiche. A differenza delle scosse precedenti quest'ultima pareva interminabile. Per di più l'intensità dell'energia liberata da questo terremoto stava raggiungendo limiti che non avevo mai percepito. L'ultima cosa che vidi dalla mia posizione sommersa fu un'immensa parete rocciosa che franava in massa verso di me.

Mi inabissai velocemente cercando di sfuggire a quei blocchi di calcare che a centinaia, a migliaia, lungo un fronte di parecchi chilometri, crollavano sopra e intorno a me. Fu un evento improvviso, catastrofico e terrificante. Un cedimento colossale! Blocchi che parevano infiniti, schegge e frammenti calcarei assieme a massi di ogni dimensione ora scivolavano verso le profondità marine crepitando per gli infiniti urti reciproci. Riuscii a spostarmi sott’acqua più rapidamente di loro, cercando di vincere il risucchio prodotto dagli enormi vortici che quella incredibile frana sottomarina stava generando dentro e intorno a sé.

Le porzioni di roccia più grandi e massicce si frantumarono, sbriciolandosi al rallentatore in una congerie di infiniti blocchi. Un intero versante scivolava ora sotto di me, rombando e incanalandosi verso le buie profondità marine. Il mare ribolliva nell'accogliere quella fragorosa massa detritica. Il braccio di mare era profondo e stretto e si allungava verso SE. Mi inabissai rapido, raggiungendo a debita distanza il fronte dell'enorme frana sottomarina che ora procedeva ad una velocità regolare di una decina di metri al secondo. Ero tanto scosso e sconcertato per quell’imprevista esperienza quanto incuriosito.

Riuscivo ad osservare la gigantesca lingua detritica procedere sotto di me come un immenso, rapido, enorme verme strisciante, proiettato verso le parti più profonde del bacino. Nel suo inarrestabile percorso raschiava e sospingeva i regolari e stratificati *depositi torbiditici* più recenti, formati da fanghiglie e sabbie ancora molli adagiati a formare il fondale del ‘mio’ mare. Si andava così generando un denso impasto viscoso di abbondante fango e sabbia. Al suo interno i massi di *calcare* della frana 'galleggiavano' spostandosi solidalmente, sostenuti dall'elevata densità del fango.

Ora, nella penombra sottomarina, percepivo la sagoma scura e incombente della colata detritica che avanzava crepitando nel raschiare i depositi molli del fondale. Lungo il percorso, alla densa colata di fango e roccia, oltre ai massi calcarei della falesia subacquea franata si aggiungevano altri blocchi di natura differente. Erano giganteschi trucioli di sedimenti torbiditici ancora soffici e plastici che la colata sottomarina strappava dal fondo come una gigantesca pialla. Frammenti formati da strati ancora non del tutto consolidati che venivano divelti, arricciàti, contorti e inglobati nella massa inarrestabile.

L'insieme caotico di massi, blocchi e frammenti era franato quasi un'ora prima dalla costa rocciosa colpita dal sisma. Si era infilato lateralmente nel bacino e ora, dopo un'iniziale rapida virata, stava viaggiando sul fondo dello stesso distribuendo il proprio carico su tutta la sua lunghezza. La colata di pietre e fanghiglia scivolava sott'acqua senza incontrare ostacoli. La sua fronte più avanzata era un muro denso e compatto inclinato quasi a 45° verso la direzione di propagazione. Un muro alto quasi quattrocento metri(!), tanto misurava lo spessore di quel sedimento caotico che procedeva distribuendosi sui fondali dell'intero bacino. *[Dopo la deposizione e la compattazione, il suo spessore diventerà di 'soli' 250 m ...e oltre].*

Poi, la velocità della colata sottomarina diminuì progressivamente, fino a rallentare quasi del tutto. Infine si bloccò completamente. Dall'attimo del crollo, innescato dal poderoso sisma, al momento finale della deposizione sul fondo del bacino, poteva essere trascorsa poco più di un'ora, forse due. Di certo non tre. L'accumulo di massi e blocchi si assestò gradualmente, compattandosi, mentre l'acqua in eccesso veniva espulsa verso l'alto muovendosi tra i pori del sedimento.

Ora restava solo un'elevata quantità di fango in sospensione nell'acqua. Le polveri più fini si sarebbero depositate con calma regolare, sotto l'azione della forza di gravità. L'80% del volume dell'intero accumulo si era depositato in un tempo brevissimo, un paio d'ore. Sarebbero trascorse molte settimane prima che l'acqua del complessivo braccio di mare fosse tornata di nuovo limpida.

Da NW ripresero a fluire con cadenze periodiche, a intervalli più o meno regolari, nuove *correnti torbide*. Ognuna con il suo carico di sabbie e limi da distribuire in strati netti e sottili. Col tempo finirono per ricoprire il *mega-strato di Vernasso*, rivestendolo, occultandolo e infine incorporandolo nella successione sedimentaria di mare profondo italo-sloveno. Tutto questo mentre l'orologio della Terra scandiva i 45 milioni di anni fa. Avevo assistito alla costruzione di un frammento di storia geologica dei territori nord-orientali d'Italia dei quali anch'io potevo essere considerato parte integrante.

Per il momento come semplice abitatore, in seguito come infinitesimo apporto sedimentario. Qualche anno dopo le scaglie, i denti e i frammenti del mio scheletro si sarebbero dispersi su quegli stessi fondali, adagiandosi per sempre all'interno di uno degli infiniti strati che hanno contribuito a sigillare il *mega-strato di Vernasso*. Un evento eccezionale al quale, quasi 50 milioni di anni fa, ho partecipato in diretta, da spettatore privilegiato."

3.2.4 Gli accumuli delle frane di superficie

Quando frana una successione rocciosa si genera una congerie di blocchi. Gran parte di essi subisce ulteriori e più minute frammentazioni durante la caduta e il trasferimento rapido verso il basso, alla ricerca di una posizione di maggiore equilibrio. Dal punto di vista strettamente fisico, il

franamento si può intendere come la vittoria della forza di gravità sugli attriti interni presenti nell'ammasso roccioso. Attriti che mostrano valori minimi in corrispondenza dei contatti con particolari strati di differente natura (ovvero meno resistenti) e lungo le fratture o le fasce triturate dai movimenti dei piani di *faglia* (v. Cap. 4.2.1).

Scavare una strada a metà versante, lungo una scarpata rocciosa compatta, non stratificata né fratturata, non implica l'adozione di particolari cautele perché gli attriti interni hanno valori praticamente infiniti se confrontati con l'unica forza che ad essi si potrebbe opporre in condizioni normali: la forza di gravità, onnipresente. Se al massiccio omogeneo sostituiamo una successione stratificata in assetto orizzontale e priva di fratture, non cambia nulla negli equilibri ai quali è sottoposta la parete rocciosa.

Le superfici di debolezza – in questo caso identificabili nei soli contatti tra strato e strato, lì dove l'aderenza interna tra roccia e roccia può farsi più labile – hanno un orientamento tale che lo sforzo indotto dalla gravità, applicato verticalmente, non può dar seguito a disequilibri. Sarebbe come appoggiare un cartone sopra uno spesso lastrone di ghiaccio orizzontale e poi sedersi sopra. Anche chiamando amici per aumentare il carico si otterrebbe una condizione di assoluta immobilità ed equilibrio.

Al massimo, raggiunto e superato il carico limite, si spezzerebbe il ghiaccio, se sotto c'è l'acqua. La situazione cambierebbe nel caso di una lastra di ghiaccio dotata di pendenza. Più aumenta l'inclinazione del contatto ghiaccio-cartone e meno amici saranno necessari per sviluppare uno scorrimento del cartone (e del suo carico umano!). Diventa intuitivo anche senza dimostrazioni fisico-matematiche.

Nel caso reale del nostro massiccio roccioso stratificato, i contatti ghiaccio-cartone sono rappresentati, come osservato, dai limiti fra strato e strato (i cosiddetti *giunti di strato*; v. Cap. 2.5.1.1). Le condizioni di disequilibrio potranno crearsi specialmente dove si interpongono tipi di depositi più plastici. Ad esempio le *argille*, le *marne*, i *gessi* (v. Cap. 2.7.3) e le rocce evaporitiche in genere, o anche dei livelli scarsamente cementati rispetto ai restanti tipi di rocce della successione.

Come nell'esempio ghiaccio-cartone, occorrerà naturalmente che le superfici sede di potenziali movimenti siano inclinate verso l'esterno della parete rocciosa. Cioè che siano a *franappoggio*, come si dice in gergo geologico. Con un termine che, in questo caso, rende perfettamente il concetto. C'è di più. Anche l'assetto a *franappoggio* della stratificazione rispetto al versante, per trasformarsi in una bomba ad orologeria, dovrà avere un'inclinazione minore o al massimo uguale al versante del quale si stima la potenziale franosità.

La Fig. xx, meglio di mille parole, esemplifica il concetto. Non è un caso che, in quella che può essere ricordata come la maggiore tragedia nazionale causata da una frana, la condizione a *franappoggio* del versante sia stata la condizione naturale scatenante; senza di essa non ci sarebbe stata la tremenda disgrazia del Vajont.

3.2.4.1 La frana del Vajont

Era la sera del 9 ottobre 1963 quando accadde. Ore 22.39. La tragica notizia fu trasmessa la mattina successiva alla radio. Non si parlò d'altro quel giorno. La sera prima si era verificato un

evento geologico molto comune e frequente: un franamento. Aveva però causato duemila morti. Era stato un cedimento di gigantesche proporzioni, come spesso purtroppo è logico che si verifichi nell'evoluzione della superficie terrestre.

Intere catene montuose si sollevano e innalzano per chilometri sopra il livello marino per essere poi spianate dall'erosione. Nel giro di pochi milioni di anni – nulla rispetto agli oltre quattro miliardi e mezzo d'anni di vita del pianeta – l'erosione si sviluppa anche attraverso infiniti franamenti. Piccoli, come un blocco di roccia che crolla in un torrente da una sponda scalzata alla sua base dalle acque, o giganteschi, come quello del Vajont accaduto ormai quasi sessant'anni fa. Per un insieme tragico di incuria, dolo e fatalità, un versante del Monte Toc che sovrastava il Lago del Vajont, situato al confine tra le province di Udine e Belluno, franò nel sottostante invaso artificiale colmo d'acqua.

Fu come mollare un masso in una tinozza stracolma. L'acqua superò la diga che sbarrava il lago lasciandola intatta, come ancora oggi si può osservare. Un muro liquido si riversò rapido oltre il baluardo di calcestruzzo, rombando con un rumore che a Longarone, paese situato immediatamente a valle della diga, non erano capaci di comprendere. O forse sì. Mai però avrebbero potuto avere il tempo necessario per evitarne le conseguenze. Fu un gigantesco artiglio liquido, fatto di acqua, fango e ghiaia – quest'ultima scalzata dal greto del Fiume Piave – capace di strappare e divellere ogni cosa, ricoprendo tutto con un silenzioso sigillo di melma.

Un istante dopo, all'infernale crepitio di rocce, alberi e acqua si era sostituito un silenzio ancora più sconvolgente del boato stesso che la massa liquida aveva prodotto nella sua caduta libera verso il paese. Nel buio più totale, irreale per un comune di 4.600 abitanti, finirono per udirsi solo i latrati dei cani, immobili ai margini di quello spettrale fotogramma mai più dimenticato. Meno di vent'anni dopo e quasi nei medesimi territori, quell'innaturale, denso silenzio di terrore e di morte si sarebbe ripresentato per un interminabile istante a sottolineare la fine di un nuovo luttuoso evento naturale: la scossa di terremoto del 6 maggio 1976. Un'altra tappa, tanto tragica quanto altrettanto logica, nell'evoluzione della crosta terrestre. Oggi la frana del Vajont appare ancora come più di mezzo secolo fa.

Anche la diga è lì, intatta, a sbarrare il gigantesco accumulo preservandolo, per il momento, da successive erosioni. Sul retro dell'enorme bastione in cemento armato alto 260 m – che resta ancor oggi uno dei colossi mondiali – si estende un territorio che offre intatta la dimensione tragica di quello spaventoso evento, perfettamente ricostruibile oltre che nei suoi effetti anche nelle cause dell'innesco. Torniamo per un attimo a quei tragici istanti.

Siamo a pochi giorni dal disastro. Il versante roccioso del Monte Toc che guarda verso il Lago del Vajont è una pila di calcari stratificati con inclinazione che li porta ad immergersi a *franappoggio* (cioè inclinati nello stesso senso del versante; v. Cap. 3.2.4) nelle acque del lago. Acque alle quali fu consentito incoscientemente di approssimarsi ai massimi livelli raggiungibili dall'invaso (715 m); anzi di superare di oltre 30 m il limite imposto dall'iniziale progetto (677 m).

Alcuni caratteri presenti nelle rocce del Monte Toc avrebbero potuto, fin dalla progettazione della diga, fare presagire il futuro cedimento del versante. Se così fosse stato si sarebbe potuto prevedere l'evento, anche se più difficile sarebbe stato stabilire tanto il momento fatidico del cedimento, quanto la fatale velocità di discesa dell'ammasso (circa 90 km/h), in grado di amplificare ogni conseguente effetto oltre ogni più confortante previsione. E tutto accadde molto prima di ogni ragionevole dubbio o di fiduciosa speranza.

Vari caratteri dunque, fatalmente riuniti nella stessa successione rocciosa, la sera del 9 ottobre 1963 si trasformarono in cause determinanti per l'innesco del franamento.

1) Gli strati inclinano con pronunciato angolo (45°) verso le acque del lago.

2) Il versante del rilievo montuoso scende verso il lago artificiale con un'inclinazione di poco superiore a quella della successione rocciosa stratificata.

3) La potente successione rocciosa, rappresentata da prevalenti *calcari* compatti organizzati in grosse bancate massicce, non è del tutto omogenea; al suo interno esiste un'intercalazione di una sessantina di metri formata da depositi meno resistenti (*argille* e *marne*, già in precedenza sede di importanti movimenti).

E' come avere una pila di libri con interposto, a metà spessore, un foglio di carta oleata; il tutto appoggiato sopra il piano di una scrivania inclinata. Il foglio, per sua caratteristica intrinseca, diventa una superficie di debolezza all'interno della successione di volumi, consentendo lo scivolamento del pacco di libri che gli sta sopra. Tutti elementi questi di potenziale instabilità. Ad essi l'incuria umana aggiunge un catalizzatore: l'acqua del lago artificiale. Le rocce descritte, con i loro elementi di debolezza, rappresentano l'intero versante meridionale della valle trasformata in lago.

Le acque di quest'ultimo, lentamente e progressivamente, stanno impregnando le parti sommerse della successione rocciosa, si infiltrano lungo i *giunti di strato*, risalgono lungo i depositi meno resistenti che l'assorbono ammorbidendosi e abbassando gli attriti interni della massa rocciosa incombente. Gli attriti interni sono in questi casi una sorta di freno a mano tirato. Abbassarli significa allentare quel freno con le logiche conseguenze che ne derivano. Per il Monte Toc l'innesco del cedimento seguì un meccanismo molto simile e perfettamente intuibile nella sua semplicità. Il freno a mano del massiccio – complice l'acqua di infiltrazione unita a quella delle abbondanti piogge che precedettero l'evento – cominciò ad allentarsi con progressione esponenziale. La morte di un soldato al fronte inizia quando la pallottola che lo ucciderà viene attivata dall'urto del percussore. Così fu per il Vajont.

La frana diventò realtà luttuosa e inevitabile nel momento in cui, col passare delle ore, il movimento del versante mostrò una tendenza all'accelerazione. Come nel caso della pallottola dalla traiettoria letale tutto si trasformò in una equazione fisica il cui risultato avrebbe reso concreta una tragedia mai più dimenticata.

3.2.4.2 Quegli ultimi tragici istanti

Mancano ventiquattrore all'evento. Si avvertono i primi scricchiolii nella massa rocciosa. Qualcuno si allarma, ma la reale portata del pericolo è ancora sottovalutata. Si decide di diminuire il livello del lago. E' una scelta solo apparentemente logica, ma non si tiene conto di un effetto collaterale micidiale. L'acqua, se da un lato costituiva la causa prima dell'incremento di instabilità, dall'altro, con la propria massa, rappresentava una valida controspinta che agiva sul versante. Una sorta di enorme mano che spingeva verso la montagna aiutando, per il momento, a sostenerla. Forse, senza la decisione di calare rapidamente il livello dell'invaso la velocità di discesa dell'ammasso sarebbe stata meno rapida e conseguentemente più bassa sarebbe stata l'energia scaricata sulla massa d'acqua del lago.

Il livello dell'acqua comincia a scendere, guidato da un ordine insensato emanato dall'ingegnere responsabile capo. E cala sempre più rapidamente. Qualcuno forse comincia a comprendere. Il conto alla rovescia si approssima alla fine. Manca ormai solo mezz'ora. E' buio sul Monte Toc ora. Un'oscurità rischiarata a tratti dalle fotoelettriche che scrutano parte del bosco, alla ricerca di quei segnali d'instabilità divenuti sempre più evidenti.

I crepitii intanto si susseguono a ritmi serrati. Localmente si allargano fenditure e piccole voragini. Qualche albero si inclina paurosamente. Un minuto soltanto separa il territorio e le sue genti da quel fatidico istante mai più dimenticato: le 22.39 di quell'ormai lontano 9 ottobre 1963.

Crollano gli attriti interni dell'ammasso roccioso. L'intero versante si mette in movimento con incredibile evidenza. Prima lentamente, tra boati e scricchioli di rocce che si spezzano, si sfregano una contro l'altra, si sbriciolano lungo la superficie di scivolamento della frana. Poi, più rapidamente. Tutto accelera, compresi i secondi che mancano alla fine. Ormai il versante è una massa rocciosa scompaginata che romba verso le acque scure dell'invaso.

E' un tuffo tragico in un lago che da questo momento in poi si trasformerà in una massa liquida che si divide in tre porzioni distinte. Tre onde d'urto che si contenderanno un tragico primato di morte e distruzione. La prima risale con violenza il versante opposto al M. Toc per quasi 300 metri. Devasta la parte inferiore del paese di Casso facendo 29 vittime.

La seconda si spinge all'indietro, verso il lato opposto rispetto a quello della diga. Raggiunge Erto mietendo altre 129 vittime. Ancora nulla rispetto a quanto sta causando la terza ondata, la più devastante. Ben 50 milioni di metri cubi d'acqua riescono a scavalcare la corona sommitale della diga. Si scagliano verso il sottostante ampio greto ghiaioso del Piave che costeggia Longarone e le sue frazioni, costruite sulle sue sponde. Il salto è di 260 m e la forza che ne deriva è impressionante. La fiorente cittadina di Longarone in meno di un minuto smetterà di esistere. Per lo meno così come appariva a chi se la ricorda prima di quel mai scordato 9 ottobre 1963, ore 22.39.

Muoiono 1.917 persone, tra esse 487 bambini e ragazzi; 451 vittime non verranno mai più ritrovate. Un paese il cui carico umano, prima di soccombere all'onda d'urto o di sopravviverne miracolosamente, lambito o solo sfiorato dall'improvvisa tragedia, vive un istante – per quasi 2.000 abitanti un ultimo istante – di devastante consapevolezza. Mentre una saracinesca liquida e scura si abbassa rombando, un pensiero comune riempie la mente di tutti, future vittime o miracolati sopravvissuti: *"E' crollata la diga!"* Sarà invece proprio la diga, l'unico elemento a rimanere intatto, a metà strada tra le macerie naturali della frana e quelle umane di Longarone.

Mentre il paese con i suoi attoniti abitanti viene raggiunto dalla tragica onda d'urto, sul retro della diga, oggi retrocessa a semplice vestigia antropica, si assestano i ciclopici blocchi rocciosi trascinati dal cedimento. Oltre 260 milioni di m^3 di roccia si riversano, con un prolungato assordante boato, nelle profondità di un lago che scompare, sostituito dall'ammasso di frana. L'accumulo, che la stessa diga riparerà da future erosioni, è conservato a monito e memoria del tragico evento.

Questa volta l'Uomo, nella sua più o meno consapevole incoscienza, ha accelerato un processo distruttivo che la Natura aveva già contemplato tra i suoi futuri progetti. Non è cambiato il come, è stato solo spostato il quando. L'Uomo, complice la sua cupidigia, ha solo anticipato di qualche migliaia di anni un evento naturale, rendendolo tragicamente e criminosamente luttuoso.

3.2.5 Frane di ieri, oggi e domani

Anche gli accumuli di frana sono, invariabilmente, dei *depositi in massa*. Ossia: tutto quello che si muove durante il cedimento alla fine farà parte dell'ammasso accumulato. Se in *Internet* digitate il termine *frane* vi imbatterete in classificazioni varie e articolate. Leggerete di scivolamenti, crolli, ribaltamenti, scoscendimenti, smottamenti, scorrimenti, colamenti,... e comprenderete come i movimenti della porzione instabile possano essere rotazionali, traslativi, ad estensione laterale, a blocchi, a colata,...

E poi ci sono i meccanismi di cedimento... Per non parlare delle varie porzioni che costituiscono l'insieme della frana: vi troverete di volta in volta termini quali testata, superficie di rottura, punto somitale, zona di distacco, coronamento, testata, scarpata, piede e unghia dell'accumulo, fianchi,... Ma per chi specialista non è occorre una classificazione di quelle che chiamo "eretiche a prescindere", ovvero basate su poche e sentite categorie. 'Sentite' nel senso di percepibili e memorizzabili dalle persone comuni grazie alla semplice logica che le identifica e denomina.

A tal proposito ricordiamo sempre che il cervello umano riesce comunemente a gestire in modo rapido, utile e vantaggioso un numero di variabili, di categorie, di opzioni non superiori a tre. Proverò allora, seguendo questa indicazione, a proporvi una classificazione semplice e memorizzabile. La guiderà una logica gerarchica (v. Cap. 2.5.2).

Innanzitutto le frane, di ogni tipo e dimensione, di ogni contesto ed ambiente di innesco e sviluppo, possono essere distinte in *subacquee* e *subaeree*. Quelle *subacquee*, sia marine che lacustri, non le osserviamo in diretta se non attraverso strumenti di ripresa e registrazione dei relativi accumuli e delle loro nicchie di distacco. Oppure, per quelle antiche, attraverso la trasformazione degli ammassi franati in altrettanti livelli interni a una successione formata da altri depositi stratificati (v. Cap. 3.2.3).

Al contrario, le *frane subaeree* sono sotto gli occhi di tutti e si distribuiscono, prima o poi, su tutti i territori emersi che possiedono una più o meno sensibile 'energia del rilievo'. Scendendo a patti col lessico scientifico potrei tradurvi questo concetto con la frase *la differenza di quota tra le cime e i fondivalle*. Che poi, rimbalzando di nuovo verso la fisica, diventa l'energia potenziale attribuibile a un volume di materiale che occupa una data posizione, con un certo dislivello rispetto a una zona di futuro equilibrio. In ogni caso possiamo operare un'altra utile sintesi. In ogni frana, sia essa subacquea che subaerea possiamo distinguere una *nicchia di frana* (o *di distacco*, che dir si voglia), una più o meno estesa *zona di trasferimento* e un corrispondente *accumulo di frana*.

Usiamo dunque la gerarchia. Immaginate di avere un armadietto a due ante e che sul suo piano sia segnato, in grande, FRANE. Aprendo l'anta di sinistra si scopre la scritta *frane subacquee*; aprendo quella destra si legge *frane subaeree*. Sotto questa seconda categoria scopriamo che esistono tre cassetti che sul frontalino riportano rispettivamente le scritte IERI, OGGI, DOMANI.

Aprendo il cassetto delle *frane subaeree* di OGGI, vi troviamo tante cartelle, ognuna con un esempio di *frana attuale*, per questo visibili e riconoscibili da tutti, anche dai non esperti in frane. Nel cassetto marcato IERI troviamo più o meno altrettante cartelle che segnalano la presenza sul territorio di *frane quiescenti* – quasi sempre storiche, ma talvolta ancor più vecchie – in grado di essere individuate solo dall'occhio (e dalle analisi) di un esperto della materia.

Sono una categoria importante nel rapporto Uomo-Territorio. Si tratta molto spesso di fenomeni solo all'apparenza stabilizzati per i quali potrebbe bastare un periodo di intense e prolungate piogge per far loro... cambiare cassetto! Il comportamento di queste frane ricorda quello di certi vulcani ancora potenzialmente attivi, ma silenti da decenni o da secoli.

Nel terzo e ultimo cassetto (DOMANI) sono inserite le segnalazioni delle frane che al momento non possono ancora essere classificate come tali ma che, senza un intervento di sistemazione antropica, in un futuro prossimo venturo certamente si evolveranno in frane attuali, a tutti gli effetti attive. E anche loro in questo caso cambierebbero cassetto.

Queste, del cassetto DOMANI, sono le cosiddette *frane potenziali*. Sono individuabili da chi ha esperienza nel campo delle frane, anche se l'allenamento all'osservazione del territorio può sviluppare nei non addetti ai lavori una certa capacità di riconoscimento.

Apparentemente la nostra classificazione gerarchica finisce qui. Eppure, a ben vedere, c'è un altro aspetto da tenere in considerazione, tanto basilare nelle classificazioni tecniche ufficiali quanto nella nostra suddivisione semplificata. Riguarda la natura, le caratteristiche fisiche, la consistenza del volume franato o di futuro potenziale franamento.

Anche in questo caso è utile semplificare e riconoscere due soli possibili categorie: *materiali incoerenti* e *materiali rocciosi*. Nei depositi incoerenti sono comprese le argille, i limi, le sabbie, le ghiaie, le ceneri vulcaniche non consolidate, le polveri di varia composizione,... (v. Cap. 2.6 e 2.8.2). Nei depositi coerenti, ossia cementati, sono comprese invece le successioni rocciose del cosiddetto *substrato* (v. Cap. 6.1), della più varia natura e origine: sedimentaria, magmatica e metamorfica (v. Cap. 2.5.3).

Torniamo allora alla visualizzazione concreta del nostro procedere in modo gerarchico. È importante costruirsi un'immagine solida, visiva e reale di un oggetto utile a rappresentare l'insieme delle suddivisioni gerarchiche. In un caso era stato un albero (v. Cap. 1.4.1), qui è diventato un... armadietto a due ante!

Molti di voi a questo punto si saranno chiesti: *"Ma le nuove categorie proposte – materiali incoerenti e materiali rocciosi – mi stravolgono l'ordine dei tre cassetti (IERI, OGGI, DOMANI) che ormai avevo assimilato e memorizzato! Devo ora cambiar oggetto di riferimento? Ma se è così vado in cortocircuito e la gerarchia diventa inutile..."* Nulla di tutto questo. Basta che innanzitutto siate consci che quest'ultimo è un altro modo per 'leggere' quelle stesse frane che in precedenza avete mentalmente attribuito ai tre differenti cassetti.

Allora sarà sufficiente sapere, sempre mentalmente, che quelle tante cartelle che avete posto in bell'ordine nei tre rispettivi cassetti – ognuna contenente una frana catalogata come *frana attiva*, oppure come *frana quiescente*, o ancora come *frana potenziale* – potranno essere di colore azzurro se riferite a *materiali incoerenti*, oppure gialle se relative a *materiali coerenti*, rocciosi. Tutto questo senza che nulla debba cambiare cassetto, lasciando quindi inalterato il nostro ordine mentale.

Ancora una volta la gerarchia, visualizzata in modo logico, ci ha semplificato la comprensione di un processo in grado di generare effetti complessi e incredibilmente vari. Approfondire oltre la materia diventerebbe un discorso per specialisti. Noi ci fermiamo qui.

3.2.6 Dove i ghiacciai sputano detriti

Non vi sembri strano. Parlare di *depositi sedimentari* accumulati *'tutto in una volta'* significa anche considerare il contributo dei ghiacciai e delle loro coltri e lingue gelate in perenne, costante movimento. Il 'ghiaccio dei ghiacciai' non è altro che la trasformazione ultima subita dai progressivi accumuli nivali. Neve che, con il proprio stesso peso, induce una lenta espulsione forzata, dagli strati via via più profondi, dell'aria rimasta intrappolata durante le successive nevicate.

Anche i ghiacciai, attraverso l'azione delle proprie *lingue glaciali*, producono degli accumuli di materiale detritico. Col termine *lingua glaciale* si definisce la propaggine di un ghiacciaio delle alte quote in grado di fluire verso il basso, espandendosi ben al di sotto del *limite delle nevi perenni (lnp)*.

Il fronte più avanzato della *lingua glaciale* è la posizione in cui, in quel dato momento, c'è equilibrio tra il ghiaccio che vi giunge e quello che fonde. Se per un certo lasso di tempo la temperatura media si mantiene stabile (e con essa l'*lnp*), anche la sua posizione è stabile. Questo comporta che tutti i detriti presenti dentro e sopra la *lingua glaciale* siano espulsi lungo il suo perimetro esterno.

È così che si formano gli *archi morenici frontali*. Attraverso la loro posizione e l'orientazione della concavità è possibile ricostruire l'estensione, la forma e il limite che una *lingua glaciale* aveva in una certa zona e in un dato istante geologico. Anche molte migliaia di anni dalla completa scomparsa del ghiacciaio che l'ha generata.

Questi *depositi morenici* sono sempre ben riconoscibili, pur nella varietà dei loro contesti di deposizione e delle loro forme. Si tratta comunque sempre di depositi *in massa*, ossia generati *'tutto in una volta'*, seppure con lentezza esasperante. Ma si sa, in Geologia il tempo a disposizione non manca mai. Anch'essi – come la totalità dei depositi formati da particelle, polveri, granuli, frammenti, clasti, ciottoli, blocchi, massi,… – possono presentarsi come depositi sciolti, ancora disgregabili, oppure se col passare del tempo si sono cementati, apparire sotto forma di rocce a tutti gli effetti.

Ghiacciai, poi fiumi e dopo ancora ghiacciai. Negli ultimi 2 milioni e mezzo di anni questo 'copri e togli' dei ghiacci si è verificato più volte. E ogni volta il territorio ha modificato il proprio aspetto. Così come fa un viso che, lentamente ma progressivamente, da inizialmente adolescente finirà poi per acquisire i caratteri di adulto.

Tanti *intervalli glaciali* alternati a brevi periodi *interglaciali*: questa è una *glaciazione*. La sua durata complessiva può essere compresa tra alcuni milioni di anni e alcune decine. Noi oggi – strano a dirlo – dovremmo trovarci all'interno di un breve periodo *interglaciale* in attesa di un prossimo, intenso raffreddamento climatico globale. Molti sono a conoscenza che nel settore alpino gli *intervalli glaciali*, altrimenti definiti come epoche glaciali, sono stati almeno quattro (forse sei).

Per il momento non ci è ancora dato di sapere se la 'nostra' *glaciazione* (di tutto il genere umano) sia terminata poco più di 11.000 anni fa, oppure se stiamo per scivolare da un ipotetico *interglaciale* verso una futura fase glaciale, riconoscibile attraverso un drastico irrigidimento climatico. Quello che comunque sappiamo è il *quando* la cosiddetta *glaciazione quaternaria* è iniziata. Il fattaccio avvenne intorno a 2,6 milioni di anni fa.

Gli effetti più tangibili furono il progressivo aumento delle calotte glaciali polari assieme alla formazione della coltre glaciale alpina e, in piccolissima parte e più tardivamente, appenninica. Quest'ultima fu relegata ai massicci più elevati quali quelli delle Alpi Apuane (col M. Corchia, ma non solo), il M. Cimone (Appennino tosco-emiliano, con tracce dubbie), il Gran Sasso e la Majella e, per certi autori, anche il M. Terminillo (Lazio) e il M. Pollino (Basilicata). Sono tutte cime che hanno altezze superiori a 2000 m.

La conseguenza più evidente a scala globale fu il progressivo calo del livello degli oceani e dei mari, che circa 22.000 anni fa toccò il minimo assoluto legato alla *glaciazione quaternaria*: tra -120 m e -130 m. Se volessimo risalire ancora più indietro nel tempo, alla ricerca di un'altra *glaciazione* precedente a quella del Quaternario, dovremmo tornare a circa 300 milioni di anni fa (v. Cap. 2.2.2). Anche in quel caso si trattò di un'alternanza di periodi dominati da temperature rigide *(intervalli glaciali)* e periodi più miti *(interglaciali)*. Fu una *glaciazione* che interessò la porzione finale del Carbonifero e quella iniziale del Permiano, verso la fine dell'Era paleozoica. Durò complessivamente una quarantina di milioni di anni.

"Una glaciazione a testimonianza della sua particolare presenza cosa lascia sul territorio?" Naturalmente delle riconoscibili forme di erosione o, per meglio dire, di *esarazione* (v. Cap. 5.2.1.2), ma soprattutto dei depositi che spesso sono in grado di attraversare il tempo giungendo fino a noi. Effetti molto particolari, anch'essi classificabili come *depositi in massa* ma, in questo caso, accumulati …al rallentatore! Prima di comprenderne le caratteristiche occorre indagare le ragioni del loro lento formarsi.

Nell'Italia settentrionale le più spettacolari e mute testimonianze del glacialismo alpino würmiano – l'ultimo e più intenso degli *intervalli glaciali* del Quaternario – si stagliano evidenti appena oltre il limite dei rilievi prealpini. Sono i *depositi morenici frontali* rappresentati dalle *cerchia moreniche* concentriche organizzate a formare i grandi anfiteatri della Dora Riparia, di Ivrea, dei Laghi Maggiore, di Lugano, di Como e di Lecco, d'Iseo, del Garda, del Piave e del Tagliamento, quest'ultimo con il cosiddetto anfiteatro morenico tilaventino.

3.2.6.1 Quando l'acqua… si fa roccia

La ragione dell'instaurarsi di una *glaciazione* è ancora in parte dibattuta. Con ogni probabilità risiede in una concomitanza di cause, non ultime (ma non sole) quelle legate ai parametri orbitali terrestri e alle variazioni della radiazione solare. Concetti complessi che non mi propongo di affrontare in questo sintetico volume. Al contrario, gli effetti lasciati dalle *glaciazioni* sul territorio, sono spesso molto evidenti e di facile interpretazione. Inoltre, tali effetti permangono per tempi anche molto lunghi a testimonianza della passata storia glaciale.

Dal riconoscimento dei vari tipi di effetti procurati dalla permanenza di un ghiacciaio, nonché valutandone le posizioni occupate, è possibile ricostruire lo sviluppo e l'estensione a suo tempo raggiunta dalla coltre glaciale che li ha prodotti. Si realizza così una sorta di viaggio a ritroso nel tempo, alla scoperta dell'aspetto che poche migliaia di anni fa avevano i territori che oggi abitiamo e quotidianamente percorriamo.

Prendiamo idealmente un plastico che, a tre dimensioni, rappresenti un insieme di valli e di montagne. Appoggiamolo sopra un tavolo. In questo modo sembrerà di osservare un territorio reale

dall'alto di una mongolfiera in volo. Ora troviamo un vasetto di miele (liquido!) e versiamolo generosamente sulla parte di plastico che presenta i rilievi più alti. Li possiamo continuare ad osservare in trasparenza. In pochi istanti sarà possibile scorgere la massa di miele (rappresenterà una coltre di ghiaccio!) muoversi lentamente verso il basso.

Nel farlo si incanalerà nei solchi delle valli più profonde e da queste si sposterà, senza che niente riesca a fermarla, verso le zone poste a quote via via minori. Avremo simulato, in modo quasi perfetto, il comportamento di un ghiacciaio e della relativa *lingua glaciale*. Il ghiacciaio va dunque immaginato come un fluido molto denso in lento ma costante movimento verso il basso, sollecitato dal campo gravitazionale terrestre.

Attraverso l'individuazione di particolari morfologie ereditate dalle cime e dai rilievi rocciosi (v. Cap. 5.2.1.2), è possibile scoprire le aree di alta montagna dove un ghiacciaio prendeva origine e forma. Sono queste le cosiddette zone di *circo glaciale*, dove i crinali dei rilievi più elevati individuano enormi conche dal fondo depresso e aperto verso valle. Spesso è possibile riconoscere più *circhi glaciali* adiacenti che presentano dei crinali in comune e ampliano in maniera notevole il volume delle zone destinate alla produzione di ghiaccio.

Sono settori dove gli abbondanti accumuli nevosi possono raggiungere e superare le parecchie centinaia di metri di spessore. Le ampie conche rocciose delle alte quote, adatte ad ospitare gli embrioni dei ghiacciai alpini, sono chiamate *circhi glaciali* per la loro conformazione semicircolare, aperta da un lato, ben apprezzabile in qualsiasi carta topografica per escursionisti.

Nei *circhi glaciali*, privilegiate zone d'accumulo nevoso, la neve si compatta eliminando l'aria imprigionata tra un fiocco e l'altro. La massa di ghiaccio che si produce aumenta la propria densità e risente della forza di gravità. Sotto il proprio peso il ghiaccio vince gli attriti con le rocce sottostanti e lentamente si muove verso le quote inferiori, guidato nel proprio percorso dai solchi vallivi. Questi ammassi ghiacciati sono spinti alle spalle da nuovo ghiaccio profondo che continua a generarsi.

Il ghiaccio nel suo incessante fluire verso il basso oltrepassa la quota del *limite delle nevi perenni (lnp)* e continua a procedere oltre, assottigliando via via il proprio spessore. Spessore che, superato l'*lnp*, deve fare i conti con le temperature sempre meno rigide al diminuire dell'altitudine. E' così che diventa evidente una *lingua glaciale*, il cui nome non poteva essere più appropriato.

Il suo tragitto al di sotto del *limite delle nevi perenni (lnp)* può avere lunghezza molto variabile. Più alte sono le quote dei *circhi glaciali* e più i nastri di ghiaccio insinuati nelle vallate montane – le *lingue glaciali* – si allontanano dalla quota dell'*lnp*. Durante il *Glaciale Würm* (l'ultimo dei quattro o sei che colpirono le Alpi) le lingue più imponenti, distribuite sia lungo i versanti italiani che quelli d'oltralpe, uscivano dai comprensori montani raggiungendo le odierne pianure.

3.2.6.2 Enormi nastri trasportatori

Un ghiacciaio, a seconda delle caratteristiche presentate dalle rocce che incontra e ricopre lungo il proprio percorso, di volta in volta e di tratto in tratto possiede capacità debolmente erosive, oppure solo di abrasione e levigatura. Quanto basta comunque per conferire a un territorio montano la tipica 'impronta glaciale' (v. Cap. 5.2.2.4). E' un'impronta che, solo a fatica e col passare di molte migliaia di anni, i successivi corsi d'acqua riusciranno a confondere e in parte a mascherare.

Al definitivo dissolversi delle coltri glaciali, causato dai periodici riscaldamenti climatici, è possibile riconoscere sul territorio non solo le caratteristiche tracce del modellamento glaciale, ma anche quelle fornite dagli accumuli abbandonati lungo i percorsi delle rispettive *lingue glaciali*. Questo perché un ghiacciaio non solo erode (anche se è meglio dire che esara), scalza, asporta, abrade, liscia, leviga e modella i versanti rocciosi, ma anche perché, come diretta conseguenza, si fa carico di tutti i frammenti di roccia che sopra ad esso cadono e franano incessantemente dalle pareti dei solchi vallivi che lo delimitano.

Un ghiacciaio occorre dunque immaginarlo come un nastro trasportatore gigantesco e lentissimo, in costante movimento verso le quote inferiori. La sua velocità di spostamento è molto bassa. Mediamente da alcuni centimetri a meno di un metro al giorno, anche se sono segnalati valori massimi di 20 m, misurati però nei grandi ghiacciai della Groenlandia. Il movimento di un ghiacciaio è impossibile da percepire con la semplice osservazione diretta, ma non per questo può essere definito immobile.

In natura gli esempi di oggetti o di organismi solo apparentemente immobili sono frequenti. Basta citare le piante, grandi e piccole. Alcune specie possono crescere anche oltre un centimetro al giorno eppure sembrano ferme. Lo stesso si potrebbe dire per le unghie e i capelli (in media da mezzo a un centimetro al mese) oppure, tornando al campo geologico, per le *placche litosferiche*. Anche queste, apparentemente statiche, si allontanano una dall'altra da pochi mm a 20 cm all'anno. Come dire che, nel caso della distanza tra i continenti europeo ed americano, questa è aumentata di oltre 10 m dai tempi della scoperta dell'America da parte di Colombo!

Frammenti grandi e piccoli, blocchi giganteschi e particelle infinitesime, tutti staccati dalle pareti in roccia e inglobati nella massa di ghiaccio. Ma anche strisciati sul fondo e triturati sotto lo sforzo delle enormi pressioni indotte. Se il flusso di ghiaccio, come un gigantesco nastro trasportatore, raccoglie via via il materiale detritico lungo il proprio percorso, dovrà anche e necessariamente accumularlo lungo alcuni tratti del proprio perimetro. Soprattutto lì dove il flusso termina. Ossia al fronte della *lingua glaciale*, corrispondente alla posizione in quel momento più avanzata – più a bassa quota – di tutto il ghiacciaio.

Quando in una scuola suona l'inizio della ricreazione, una fiumana di studenti si riversa nei corridoi consumando panini e merendine. Decine di cestini finiscono col riempirsi di carte, lattine e involucri di ogni tipo. Al successivo suono della campanella la massa di studenti vocianti si ritira rapidamente, scomparendo assorbita dalle rispettive aule. I corridoi tornano vuoti, ma in essi restano visibili i segni della ricreazione appena trascorsa: i cestini stracolmi!

Quanto descritto fa al caso nostro. Ricreazione fa rima con *glaciazione*. Entrambe creano i presupposti per la formazione di masse in movimento (studenti e ghiacci). Masse che riempiono spazi stretti e allungati (corridoi e vallate), portando con sé materiali che di lì a poco saranno lasciati sul posto (rifiuti e frammenti di roccia). In entrambi i casi i materiali abbandonati formano accumuli ben riconoscibili (cestini colmi e rilievi morenici). Accumuli che possono restare a testimonianza di quanto avvenuto per tempi più o meno lunghi, fino a quando non saranno rimossi da una causa esterna (bidelli ed erosioni fluviali).

3.2.6.3 Morene di tanti tipi

Credo che a nessuno interessi cercare cestini stracolmi che parlano di ricreazioni e merende consumate, ma sono altrettanto convinto che a molti piacerebbe riuscire a riconoscere le forme dei resti abbandonati sul territorio dagli antichi ghiacciai: le cosiddette *morene*. La loro distribuzione segna con precisione l'originaria estensione dei ghiacci sul territorio. Vediamo come i vari tipi di accumuli morenici possono aiutarci a capire. Anche questa volta ricorreremo a degli esempi reali, o meglio, virtuali.

La *morena di fondo* può essere raffigurata come una sorta di sottile coperta di fango (in genere da qualche decimetro ad alcuni metri di spessore) adagiata su buona parte dei territori un tempo rivestiti da ghiacci in movimento. Al suo interno si trovano frammenti di roccia, ciottoli sparsi e più rari massi, anche di dimensioni considerevoli. Questi ultimi sono chiamati *massi erratici* o *trovanti*.

L'origine di questo particolare *deposito morenico* 'fangoso' si deve alla rapida fusione dei ghiacci che, scomparendo in tempi molto brevi dal territorio, vi abbandonano quanto stavano triturando e/o mobilizzando al contatto ghiaccio/terreno.

Al contrario, gli altri tipi di deposito glaciale (*morena laterale*, *di confluenza* e *frontale*) si presentano sotto forma di rilievi alti da pochi metri a ben oltre il centinaio. Sono sempre circoscrivibili e riconoscibili per la loro caratteristica forma allungata e/o arcuata. In un territorio liberato dai ghiacci da molte migliaia d'anni, sia le *morene laterali* sia quelle *di confluenza*, sono in genere individuabili con immediatezza solo da un occhio esperto.

Si possono localmente generare – i loro nomi lo raccontano – rispettivamente al contatto tra il ghiacciaio e le pareti della valle che lo ospita *(morena laterale)*, oppure dove due *lingue glaciali*, provenienti da vallate diverse, si uniscono fondendosi in una sola *(morena di confluenza)*.

Per entrambe la probabilità di formarsi non è elevata, contrariamente a quanto accade per le *morene frontali*. Quest'ultimo particolare tipo di accumulo si appoggia al fronte esterno di una *lingua glaciale*, dove questa staziona per tempi più o meno lunghi.

Dato che il ghiacciaio è un corpo solido in lento ma costante movimento – una sorta di nastro trasportatore o enorme scala mobile in leggera discesa – quanto vi cade sopra o viene raschiato dal fondo sul quale scorre, è destinato in buona parte a raggiungere il fronte glaciale, ossia il tratto più avanzato del ghiacciaio. Lì ogni blocco roccioso, grande o infinitesimo, sarà letteralmente espulso dai ghiacci nei quali o sui quali ha viaggiato per decine, a volte centinaia di chilometri.

Al successivo ritiro della *lingua glaciale*, regolato dagli aumenti della temperatura media – ovvero dall'innalzamento dell'*lnp (limite delle nevi perenni)* – resteranno lungo il perimetro esterno della lingua le *morene frontali*, caratterizzate dal peculiare andamento arcuato. Possono essere alte oltre un centinaio di metri o molto meno di una decina, estendersi in pianta per decine di chilometri o non raggiungere nemmeno la cinquantina di metri di ampiezza. Dipenderà dalle dimensioni più o meno grandi dell'apparato glaciale e soprattutto dal tempo di stazionamento della relativa *lingua glaciale*. In ogni caso la loro è sempre una forma arcuata, con la concavità rivolta verso monte.

Una condizione necessaria per la formazione della *morena frontale* è che la *lingua glaciale*, grande o piccola essa sia, stazioni nella medesima posizione per qualche secolo almeno. Il tempo di favorire la concentrazione di materiale morenico espulso dai ghiacci. Naturalmente, le *morene frontali* per potersi conservare non devono essere raggiunte e superate da un successivo avanzamento

dei ghiacciai. Questo perché gli stessi nuovi ghiacci, nella loro eventuale espansione, le 'riassorbirebbero', cancellandole e ridistribuendone il contenuto in posizione più avanzata. Se ne ricava che i ghiacciai, per garantire la conservazione della propria *morena frontale*, debbono solo... ritirarsi.

Come visto, il ritiro dei ghiacciai è funzione dell'innalzamento delle temperature medie, specialmente quelle estive e, logicamente, dalla quantità di neve caduta stagionalmente. E' quello che sta accadendo in quest'ultimo secolo nelle nostre aree alpine. Una volta scomparsi i ghiacciai, sul territorio restano comunque degli effetti riconoscibili: le erosioni e i depositi causati dal glacialismo. Da questi indizi dunque, dalla loro natura e distribuzione, è possibile tornare indietro nel tempo e ricreare le precise immagini di un'antica realtà ormai scomparsa. Una possibilità che, al solo pensiero, dà …i brividi!

3.2.7 La glaciazione alpina

Cari lettori, nella sezione dedicata al SI FORMA mi concentro, doverosamente, sui depositi. Di varia natura e caratteri. Tuttavia l'occasione è troppo importante per non aprire una parentesi sulla *glaciazione quaternaria* che, come genere *Homo*, ci ha interessato – e ancora ci coinvolge – da molto vicino. I prossimi tre capitoli approfondiranno dunque questo argomento, seppure in modo sintetico e agile.

Glaciazione è un termine che sottolinea l'affermarsi e il persistere di condizioni climatiche in grado di generare, con particolari condizioni di latitudine e/o di altitudine, spesse coltri di ghiaccio. Numerosi sono gli effetti, sparsi sul territorio, che restano a documentarne le passate presenze. Entrando più nello specifico, è proprio attraverso questi indizi che riusciamo a riconoscere quelle che, forse con terminologia impropria, sono definite come *ere glaciali*. Rappresentano degli intervalli temporali dominati da prevalenza di temperature che, per buona parte degli organismi superiori abitatori delle terre emerse, sono considerabili decisamente rigide.

Nella più recente Storia della Terra (gli ultimi 600 milioni di anni circa, coincidenti con l'Eone Fanerozoico) per imbattersi in una *glaciazione* precedente a quella cosiddetta 'quaternaria' – con la quale ha convissuto prima *Homo habilis*, poi *Homo erectus* e infine *Homo sapiens* – abbiamo visto che occorre risalire al lontano Paleozoico, fermandosi tra i periodi Carbonifero e Permiano. Durò tra i 40 e i 100 milioni di anni, con alterne vicende climatiche.

A quei tempi i territori della futura Italia – o perlomeno quelle che erano le sue porzioni settentrionali – si trovavano a cavallo dell'equatore, ben distanti dai centri di produzione glaciale. Eppure, anche alla massima distanza, il glacialismo si fece sentire. *"In che modo?"* chiederete voi, tanto dubbiosi quanto incuriositi. Attraverso le variazioni del livello degli oceani a loro volta indotte dalle periodiche espansioni e contrazioni della vasta calotta di ghiacci (v. Cap. 2.2) che, allora come oggi, rivestiva i territori emersi collocati in posizione antartica.

Le conseguenti oscillazioni del livello marino – molte decine di metri alla volta – spostavano la linea di riva ora verso il mare (regressione), ora verso terra (trasgressione), modificando le tipologie di depositi (fluviali, deltizi, marini) che di volta in volta si accumulavano, uno sull'altro e uno dopo l'altro (v. Capp. 2.2.3 e 2.2.4). Le rispettive rocce marine e continentali, in fitte alternanze ricche di

fossili deposte durante il Carbonifero sup. e il Permiano inf. (circa da 310 a 280 milioni di anni fa), le troviamo oggi magnificamente esposte nel Nord-Est d'Italia, a cavallo del confine italo-austriaco.

Non si pensi che una *glaciazione* sia dominata da un clima costantemente rigido. Tutt'altro. Però gli intervalli miti e in un certo senso 'vivibili' che periodicamente interrompono… l'effetto granita, sono sempre limitati nel tempo. Risultano decisamente brevi se comparati con le durate dei periodi freddi. Un *intervallo glaciale* – regolato quindi da condizioni estreme alle medio-alte latitudini e/o altitudini poste sopra il limite delle nevi perenni *(lnp)* – dura mediamente intorno ai 100.000 anni, altre volte 40.000. Tutto dipende da ragioni astronomiche, oceaniche, geologiche e atmosferiche, in un complicato intersecarsi e interagire di variabili.

Dall'eccentricità dell'orbita terrestre alle variazioni di inclinazione dell'asse; dall'intensità della radiazione solare, alla presenza e quantità di macchie solari (significativa per alcuni ricercatori); dalla distribuzione delle masse continentali e loro altezze sul livello del mare, alle modifiche delle principali correnti oceaniche; dal prolungato stazionamento di aree d'alta pressione su masse d'acqua oceanica, al disgelo accelerato di vaste estensioni di *permafrost*, con relativa emissione concentrata di CH_4 (metano), gas serra ancor più potente della CO_2 (anidride carbonica), contenuto negli abbondanti *clatrati*.

Un termine che sgomenta e allontana. La repulsione passa se ve li descrivo come una sorta di 'gabbietta chimica' formata da molecole d'acqua ghiacciata che avvolgono e trattengono molecole di gas metano, blindandone la fuoriuscita. Questo accade fintanto che le sbarre gelate dei miliardi di miliardi di 'gabbiette chimiche' non si scongeleranno per il progressivo innalzamento delle temperature. E le molecole di metano, finalmente libere, arricchiranno – si fa per dire – la nostra atmosfera.

Torniamo però alla stima della durata temporale, questa volta riferita agli *interglaciali*. Essi, con la mitezza del loro clima, hanno avuto la forza di interrompere lo strapotere degli *intervalli glaciali*: quelli che, nel passato più recente della storia del nostro pianeta, hanno più volte smorzato le speranze di 'un mondo migliore' nei nostri più antichi progenitori, costringendoli ad adattamenti sofferti e/o migrazioni forzate.

Un *interglaciale* 'resiste' in genere dai 10.000 ai 15.000 anni. È un dato che fa riflettere. Se consideriamo che l'attuale fase di clima mite *(interglaciale)* è iniziata 11.700 anni fa e ha interrotto l'ultima (per ora) fase fredda, identificata come *Glaciale Würm* (cominciato circa 125.000 anni or sono), ci accorgiamo che il conto alla rovescia verso l'inizio di un nuovo *intervallo glaciale* potrebbe esser ormai al termine.

La riflessione prosegue. Seguendo quanto attualmente ci viene proposto dai *media*, cassa di risonanza di quanto proclama una parte dei climatologi, ossia la stretta relazione tra la concentrazione di CO_2 e l'aumento della temperatura media globale, potremmo un giorno – se la corrispondenza fosse reale (persistono dubbi in proposito) – ringraziare le emissioni di CO_2, in grado di scongiurare o anche solo allontanare l'innesco della prossima fase fredda, anzi… glaciale.

Una notizia per i più curiosi, scientificamente parlando. La *glaciazione quaternaria* è ormai una conoscenza comune e condivisa, pochi però sanno che da qualche anno un congresso mondiale di scienziati ne ha spostato a ritroso l'inizio e con esso anche il limite Pliocene-Quaternario. Si è così passati dai precedenti 1.800.000 anni fa agli attuali 2.600.000. Due milioni e seicentomila anni

durante i quali, iniziando con un progressivo, lento abbassamento delle temperature medie globali, alcuni lunghi periodi freddi, molto freddi, si sono alternati a brevi intervalli miti o 'diversamente freddi'. Da quattro a sei sono le lunghe fasi climatiche molto rigide riconosciute nei territori alpini europei.

Fino a un decennio fa erano identificate con i nomi di sei torrenti svizzeri, scelti in ordine alfabetico, dalla fase glaciale più antica a quella più recente: Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss e Würm. Attualmente, date le incertezze di attribuzione dei relativi effetti lasciati sul territorio, si preferisce fare riferimento, certo e sicuro, solo all'ultimo massimo glaciale, il cosiddetto LGM (Last Glacial Maximum). O ancor meglio, ALGM (Alpine Last Glacial Maximum), valido per i territori che ci riguardano più da vicino. Coincide con la massima espansione glaciale würmiana dei territori alpini ed è databile a circa 22.000 anni fa.

3.2.7.1 La deglaciazione würmiana

Se vogliamo comprendere la fase di abbandono dei *depositi morenici* sul territorio alpino (e in piccolissima parte anche appenninico, a motivo delle altitudini e latitudini inferiori), è indispensabile conoscere le variazioni climatiche intercorse tra il momento della massima espansione glaciale würmiana e il presente. La deglaciazione, come sempre avviene, fu rapida. Nel volgere di pochi secoli le acque di superficie si riappropriarono di buona parte dei territori montani. Mentre l'acme glaciale alpino würmiano (ALGM) è databile intorno a 22.000 anni fa, la rapida deglaciazione risale a 18.000 anni or sono.

Dove non sono esposte le successioni rocciose (presenti solo lungo versanti ripidi) il territorio appare rivestito da una coltre morenica *(morena di fondo)* abbandonata durante la fusione dei ghiacci. I suoi spessori variano da pochi centimetri a qualche metro. Si tratta di fanghiglie con dispersi frammenti rocciosi dalle dimensioni più varie, fino a blocchi superiori al metro cubo (noti come *erratici glaciali* o anche, meno comune, *trovanti*). Il ghiacciaio li trasportava al proprio interno fino al momento della fusione. Segnalo a questo proposito il lavoro di puntuale censimento degli erratici presenti nel bergamasco, indicati e catalogati dal caro amico Aldo Avogadri, curatore del Museo di Storia Naturale di Lovere (BS).

Inoltre, ragionando sullo scenario del tempo, possiamo anche presupporre che il clima in rapido cambiamento abbia indotto aumenti nelle quantità di vapore acqueo, innescando frequenti eventi estremi con piovosità abbondante e concentrata nel tempo. Da non trascurare inoltre l'effetto prodotto dal veloce decaricamento glaciale. La rapida decompressione talvolta è in grado di generare una diffusa instabilità del substrato roccioso, più marcata dove questo è formato da rocce già di per sé fratturate. Ne deriva una tendenza al 'rigonfiamento' del territorio definita, in termini scientifici, come *glacial rebound*, sintetizzabile nel più prosaico ma comprensibile 'effetto materasso', prodotto dallo stesso quando vi alzate dal letto (v. Cap. 5.2.2.1).

"Quali sono dunque le prevedibili conseguenze prodotte sul territorio dalla rapida deglaciazione würmiana?" Innanzi tutto la presenza di corsi d'acqua (rii e torrenti) in grado di mobilizzare significativi volumi di materiali incoerenti, spesso rappresentati dai diffusi *depositi morenici di fondo*, cui si mescolano quantità elevate di detriti rilasciati continuamente dalle pareti rocciose esposte e fratturate (falde e conoidi di detriti; v. Cap. 3.4.1).

E poi, come osservato, l'attivazione di diffuse grandi frane. Da queste due conseguenze, e nello specifico all'interno dei contesti montani, derivarono rispettivamente i ventagli dei depositi torrentizi in progressivo ampliamento (*conoidi di deiezione*; v. Cap. 3.4.2) e gli occasionali, spesso estesi corpi di frana.

3.2.7.2 Il colpo di coda del glacialismo alpino

L'ultima espansione glaciale würmiana si concluse con il rapido ritiro e la quasi totale scomparsa dei ghiacciai alpini, avvenuta circa 18.000 anni fa. Pochi però sanno che, di lì a poco – un migliaio d'anni, anno più anno meno – si affermò un nuovo brusco irrigidimento climatico. Confidenzialmente potremmo chiamarlo il *colpo di coda* della glaciazione würmiana. Sì, perché dopo la fusione dei ghiacci würmiani e poco più di un migliaio di anni di clima mite che aveva lasciato ben sperare le sparute popolazioni a suo tempo migrate forzatamente dalle vallate montane verso le pianure, qualcosa nelle temperature medie globali andò storto.

Questa fase, conosciuta come tardo-würmiano o tardo-glaciale o tardiglaciale würmiano, fu regolata da un'alternanza di periodi temperati e più freddi, seppure mai rigidissimi. Durò complessivamente poche migliaia di anni, concludendosi 11.700 anni fa. Anche se chiamarlo 'glaciale' potrebbe essere una parola grossa. Il raffreddamento climatico non raggiunse, né si avvicinò mai, ai livelli würmiani. Fu un susseguirsi di brevi stadi 'diversamente freddi', con il successivo sempre meno intenso del precedente. Facendo il parallelo con uno sciame sismico potremmo paragonare gli impulsi freddi tardo-glaciali a una serie di *aftershock*, distinti nel tempo ma ancora collegati al sisma principale, seppure caratterizzati da energia liberata nettamente inferiore e progressivamente decrescente.

Durante il tardo-glaciale würmiano il limite delle nevi perenni *(lnp)* si abbassò nuovamente, ma si fermò su valori lontani da quelli raggiunti nel Würm. Le temperature tornarono sì nuovamente fredde, ma non propriamente glaciali. Se, ad esempio, nei territori alpini nord-orientali il *limite delle nevi perenni (lnp)* durante il Würm si era attestato mediamente intorno a 1300 m di quota, quello del primo impulso *tardo-glaciale* a malapena raggiungeva i 1750 m. Inutile sottolineare che di conseguenza la superficie occupata da rilievi perennemente innevati si era drasticamente ridotta.

Il *Calendario della Terra* segnava i 16.000 anni fa circa. Nei successivi 4.000 anni le temperature medie globali invertirono la tendenza e presero di nuovo ad innalzarsi. Procedettero secondo scatti progressivi. Ad ogni piccolo incremento termico seguiva una breve stasi della durata di alcuni secoli. Si arrivò così al limite Pleistocene-Olocene, coincidente con la fine del *colpo di coda* würmiano e con l'ingresso nell'attuale presunto *interglaciale*. Gli aumenti delle temperature medie procedettero a scatti, spostando il corrispondente *lnp* verso quote sempre più alte. L'ingresso nel cosiddetto Post-glaciale, identificato con la soglia temporale degli 11.700 anni fa (inizio dell'Olocene), coincise con un deciso incremento termico e il *colpo di coda* si trasformò presto in ricordo.

Neanche a dirlo, fu il primo degli impulsi freddi tardo-glaciali a dare le soddisfazioni maggiori, tramandandoci le *morene frontali* più belle e riconoscibili tra tutte quelle riferibili al tardo-glaciale würmiano. Questo impulso freddo durò relativamente poco, quasi 2.000 anni, forse nemmeno. Fu però sufficiente a formare piccoli e numerosi ghiacciai locali che si limitarono a invadere le vallate sottostanti. In genere un ghiacciaio modella la vallata in cui scorre conformandola ad U (v. Cap. 5.2.1.2).

Una successiva *lingua glaciale*, per di più di modeste dimensioni, che dovesse percorrere quella stessa valle già in precedenza modellata da un transito glaciale, non potrebbe lasciare delle nuove tracce erosive riconoscibili. Sarebbe come fare un segno sopra a un muro già imbrattato da decine di graffiti simili. Di conseguenza, le tracce lasciate durante gli impulsi tardo-glaciali non possono essere cercate tra le forme di erosione. Un ghiacciaio però, oltre a modellare e levigare, trasporta un'ingente quantità di detriti rocciosi abbandonandoli al fronte della propria *lingua glaciale* (v. Cap. 3.2.5.2). E questo avveniva anche per i piccoli apparati tardo- würmiani.

Ecco dove e cosa si potrebbe cercare come indizio, unico ma sicuro, che dopo molte migliaia di anni ci può ancora raccontare inequivocabilmente come sono andate le cose: il relativo deposito morenico frontale. Il deposito *'tutto in una volta'* che è stato accumulato lì dove la *lingua glaciale* ha stazionato prima di ritirarsi verso monte (v. Cap. 3.2.5.2). Nel caso del nostro *colpo di coda* del *Glaciale Würm* le *morene frontali* sono state distribuite a quote via via più alte. Accumuli sempre più ridotti e modesti man mano che le *lingue tardo-glaciali* si ritiravano, ridimensionando la propria estensione e volume, e stazionando ogni volta per almeno qualche secolo in attesa del successivo rialzo termico.

Da ultimo, per tornare alle Alpi del Nord-Est che conosco direttamente, le quote dei relativi *lnp* corrispondenti ai vari stadi tardo-glaciali würmiani – valutate insieme a Katiuscia Discenza, valida collaboratrice e amica – sono state mediamente: 1750-1800 m s.l.m. (il primo e più intenso tra i vari stadi); 1950-2050 m e 2100-2200 m.

3.2.8 Alla ricerca dei ghiacciai scomparsi

Compiendo sul territorio alpino una ricerca di questo tipo, alla scoperta dell'estensione dei ghiacciai tardo-würmiani – ridicoli per dimensioni rispetto a quelli dei loro predecessori würmiani, ma altrettanto interessanti – si scoprono dei dati davvero molto chiari ed evidenti. L'argomento diventa il pretesto per provare a percorrere insieme le tappe che conducono all'individuazione dei dati cercati. Per risolvere un problema, di qualsiasi tipo, bisogna sempre cominciare col porsi le domande giuste. Di conseguenza occorre dotarsi degli strumenti ritenuti più idonei al tipo di analisi, adottando a tal fine le metodologie più corrette. Nel presente caso tutto risulta abbastanza semplice.

Per ritrovare sul territorio alpino gli *archi morenici* del primo e più intenso tra gli impulsi tardo-glaciali würmiani, non possiamo permetterci di condurre una ricerca capillare, percorrendo in lungo e in largo tutte le vallate alpine. Occorre operare una selezione e ridurre l'indagine alle situazioni veramente indiziate. E' necessario quindi, prima di tutto, individuare le valli che potevano più di altre ospitare una *lingua glaciale* durante un periodo climatico freddo, seppure non molto rigido.

Va inoltre ricordato che la morfologia e l'idrografia attuali sono, nei loro andamenti e tracciati generali, molto simili a quelli di 18.000 anni fa. Istante geologico in cui le temperature globali subirono un repentino crollo, seppure non catastrofico, introducendoci nel *colpo di coda* del *Glaciale Würm*.

Questa considerazione ci porta a scartare tutte quelle vallate che a monte non potevano avere – e di fatto non hanno tuttora – un'ampia area di alimentazione glaciale. In altri termini, non potevano risultare idonei quei segmenti vallivi che alla propria testata non hanno una conca, seppure ridotta (il

cosiddetto *circo glaciale*), in grado di consentire l'accumulo di abbondanti quantità di neve da costipare per poi riversare più a valle sotto forma di lingua glaciale.

Il passo successivo sarà quello di procurarsi delle buone carte topografiche, ottime quelle alla scala 1:25.000. A tavolino potrà poi iniziare la prima fase della ricerca, organizzata sulla base dei presupposti descritti. Il puntuale e capillare controllo sul terreno fornirà poi i dati necessari a creare una sintetica carta dell'espansione dei ghiacci durante il *colpo di coda* della grande glaciazione würmiana.

Questa che segue è una sintetica trattazione che vi suggerisce come risalire alla quota del limite delle nevi perenni *(lnp)* partendo dalla posizione di un dato accumulo morenico frontale. Il metodo, elaborato per la prima volta nel 1879, è valido per ghiacciai di medie e piccole estensioni, proprio la tipologia legata al *colpo di coda* würmiano.

Ve lo esemplifico con un riferimento numerico reale, per farvi comprendere meglio e prima il procedimento. *Primo passo*: individuate la quota basale del deposito morenico frontale (es. 750 m) del quale volete stabilire il relativo *lnp*. *Secondo passo*: con l'uso di una carta topografica stabilite da dove poteva partire il percorso dei ghiacci. *Terzo passo*: prendete la quota più alta del rilievo roccioso che ne costituiva il serbatoio (es. 2750 m). *Quarto passo*: trovate (con un semplice calcolo) l'altitudine equidistante dalle due quote precedenti (1750 m); sarà quella del relativo limite delle nevi perenni *(lnp)*.

A questo punto, per stabilire a quale stadio appartiene il deposito morenico preso in esame, basterà confrontare quest'ultimo dato con la serie di quote dei vari *lnp* noti dalle pubblicazioni specialistiche. Conoscendo lo stadio tardo-würmiano, otterrete infine anche la corrispondente età di affermazione (compresa circa, a scalare, tra 16.000 e 11.700 anni fa). Tenete comunque presente che, per quanto sopra esposto, in vallate differenti vi imbatterete quasi sempre in archi morenici frontali i quali, seppure contemporanei tra loro (ossia accumulati durante lo stesso *lnp*), potrebbero occupare altezze molto differenti. Dipenderà dalle quote massime raggiunte dalle cime del relativo *circo glaciale*.

Vi ricordo inoltre che talvolta gli archi morenici tardo-würmiani si presentano incompleti. Sono stati mutilati dalla forza erosiva delle acque superficiali sostituitesi ai ghiacci. La posizione dei depositi residui, risparmiati dallo smantellamento erosivo, facilita sempre e comunque la ricostruzione completa del deposito originario.

3.3 Sabbie 'di importazione' e sabbie 'a km zero'

La sabbia è sempre stata direttamente collegata al concetto di spiaggia, tanto da costituire con quest'ultima un'immagine unica e sovrapponibile. La presunta equivalenza tra i due termini porta con sé alcuni possibili errori di valutazione. A volte si è portati a credere che le spiagge possano essere formate solo ed esclusivamente da sabbie (sono frequenti invece anche le spiagge ghiaiose!), oppure che le sabbie si accumulino soltanto lungo le spiagge. Considerando l'ultima delle due affermazioni proviamo a riflettere sull'origine dei sedimenti sabbiosi.

Innanzitutto, sempre per comprendere l'essenza delle cose, vi propongo una classificazione 'eretica', e non sarà l'ultima in questo volume. Ossia una distinzione condivisa e approvata da tutti i geologi (seppure con terminologie più complesse), ma che non troverete nei libri. Eppure rende le

cose dannatamente più semplici. Suddivideremo le sabbie in due soli gruppi. Si ricordi che, in entrambi i casi, sono universalmente classificabili come *sabbie* i depositi formati da granuli compresi tra 2 mm e 1/16 mm. Ecco i due gruppi 'eretici'.

a) Le *sabbie* '*di importazione'*, generate per erosione e smantellamento di antichi depositi affioranti che l'alterazione fisico-chimica prima e l'abrasione meccanica poi, hanno ridotto in granuli e particelle. Sono queste le *sabbie terrigene* (teminologia doc!) ossia quelle che si generano per smantellamento di depositi preesistenti, antichi. Sono trasportate tipicamente dall'acqua, ma anche il vento, in certe situazioni, se ne fa carico facilmente.

b) Le *sabbie* '*a km zero'*, formatesi dentro un bacino marino e accumulate al suo interno o lungo i suoi margini. Sono dovute alla frammentazione di gusci e impalcature scheletriche – spesso dovuta ai moti ondosi – poi abbandonati sotto forma di sedimenti. Si tratta di *sabbie organogene* (teminologia doc!), ossia quelle che esistono grazie all'iniziale attività di organismi capaci di fissare sostanze minerali per costruire gusci, esoscheletri, sostegni minerali.

Le *sabbie* del primo gruppo, quelle '*di importazione'*, traggono la loro origine esternamente alle zone nelle quali si depositano. Per i più esperti posso aggiungere che i granuli delle *sabbie terrigene* sono in gran parte costituiti da minerali quali *quarzo*, *feldspati*, *plagioclasi*,… Nessun problema per chi non conosce direttamente gli ultimi due. Organizzo una cena e ve li presento… Scherzo! Sono, assieme al quarzo, i protagonisti indiscussi di moltissime rocce magmatiche con il ruolo di minerali principali.

Nelle *sabbie 'di importazione'*, a granuli derivati da questi tre tipi di minerali si possono spesso aggiungere i cosiddetti 'frammenti di roccia' (anch'essi della grandezza dei granuli sabbiosi), formati da pezzetti infinitesimi di rocce vulcaniche, di frammenti di selce o di rocce metamorfiche o ancora di antiche rocce sedimentarie, ad esempio dolomitiche o calcaree (v. Cap. 2.7.1).

Le *sabbie* del secondo gruppo, quelle '*a km zero'*, si accumulano per gran parte nelle fasce di mare basso e lungo le relative coste. Si generano e si depositano all'interno della stessa zona nella quale si formano. Avete dunque appreso che in gergo geologico sono denominate *sabbie organogene*, ossia formate da granuli che fino a pochissimo tempo prima erano stati parti di gusci, di rivestimenti minerali, di impalcature scheletriche di organismi invertebrati (molluschi, alghe, celenterati,...). Risultano diffuse e frequenti nelle fasce intertropicali. Ma anche camminando lungo la battigia dei nostri litorali sabbiosi, magari subito dopo una tempesta, vi imbattereste in livelli di questo tipo: completamente formati da gusci di molluschi triturati finemente dalle mareggiate.

I granuli di una *sabbia* – una qualsiasi sabbia dei due tipi – e del suo corrispondente cementato, l'*arenaria*, sono osservabili con cura utilizzando un microscopio ottico. Quando il *sedimento (sabbia)* si è ormai trasformato in *roccia (arenaria)* grazie alla cementazione (v. Cap. 2.6.3), le osservazioni migliori si ottengono sezionando il campione roccioso con l'uso di una apposita sega diamantata.

Mentre la maggior parte delle *sabbie terrigene* non riserva eclatanti soddisfazioni estetiche a chi ne osserva la composizione e la forma dei singoli granuli al microscopio, lo stesso non si può affermare nel caso di molte tra le *sabbie organogene*. In queste ultime si nota la massiccia presenza di frammenti mineralizzati (talli algali, gusci, impalcature,…) generati dai più svariati organismi: alghe (v. Cap. 2.7.1.3), gasteropodi e lamellibranchi, brachiopodi, echinidi, briozoi, celenterati,

tabulati, macroforaminiferi e tanti ancora, in un eccezionale tripudio di forme, coerentemente con l'età del deposito e l'ambiente di formazione.

Ci siamo progressivamente allontanati dall'argomento iniziale, *sabbie e spiagge*, anche se sono state appurate due condizioni fondamentali che è utile richiamare.

a) Esistono *sabbie* che per generarsi hanno bisogno della presenza, esternamente alla zona nella quale si accumulano, di depositi più antichi, emersi e sottoposti ad alterazione ed erosione. Sono le *sabbie 'di importazione'*, ossia quelle *terrigene*, derivate dal… disfacimento della Terra.

b) Esistono *sabbie* che si formano semplicemente attraverso il costante accumulo di spoglie mineralizzate di organismi vissuti, morti e rielaborati nel medesimo luogo d'origine dalle correnti marine o dai moti ondosi. Sono le *sabbie* '*a km zero'*, ossia quelle *organogene*.

3.3.1 Con l'aiuto di una lente

Sapendo questo, ora possiamo tornare alla spiaggia e guardare i suoi minuti granuli di *sabbia*. Dove l'osservazione diretta non riesce a raggiungere lo scopo, oppure in aggiunta ad essa, si può provare ad esaminare quegli stessi depositi con l'aiuto di una semplice lente, meglio se con ingrandimento non inferiore a 12x. Ne scaturiranno risultati sorprendenti in grado di affascinare anche l'esperto. Minuti cristalli arrotondati, microscopici foglietti argentati di mica bianca (la *muscovite*, molto resistente alle alterazioni), assieme a minuscoli frammenti di roccia opaca grigiastra o scura ci racconterebbero una storia di fiumi che, scendendo dai rilievi, sfociano in mare trasportando e abbandonando nei rispettivi delta tonnellate giornaliere di granuli asportati alle montagne.

Il moto ondoso e le correnti marine lungo costa, congiuntamente a quelle di marea, diventano i veicoli di ridistribuzione delle *sabbie terrigene ('di importazione')* dai delta marini alle coste laterali ad essi. Coste intese non solo come spiagge e battigie, ma anche come fasce di mare basso, più o meno larghe, parallele e prospicienti alle linee di riva. Spesso si estendono per chilometri verso il mare aperto e sono ricchissime di sabbie che ne rivestono i fondali.

Al contrario, se osservando i granuli riconoscessimo solo infinitesime schegge di gusci madreperlacei, frammenti calcarei sui quali è facile individuare la presenza di microscopiche ornamentazioni quali solchi o creste, capiremmo che si tratta di *sabbie organogene ('a km zero')*. Diversamente dalle precedenti, non avrebbero potuto avere un'origine esterna al mare basso che abbiamo di fronte. E' invece il mare con la sua stessa fascia costiera la ragione della loro presenza, il mezzo della loro distribuzione e il serbatoio del loro definitivo accumulo.

Riassumendo, si può affermare che osservando di volta in volta il tipo di *sabbia* che si ferma tra le dita mentre siamo sdraiati sulla spiaggia oppure chinati sulla battigia, o ancora durante un tuffo in mare a raggiungere i fondali posti ad alcuni metri di profondità, siamo in grado di definire il luogo di provenienza di quei granuli. Possono essere granuli *'di importazione'*, ossia formati per erosione di antiche rocce che affiorano più o meno distanti dal bacino marino che ora li ospita e in cui sono stati trasportati da torrenti e fiumi.

Oppure può trattarsi di granuli '*a km zero'*, ossia generati *in situ* in quello stesso mare che abbiamo di fronte o intorno a noi. Tutto questo con il concorso di milioni di organismi appartenenti a specie, generi, famiglie, classi, ordini e *phila* differenti. Organismi che in comune hanno la

caratteristica di fissare le sostanze minerali disciolte nelle acque – in gran parte il carbonato di calcio (ma alcuni rari generi e specie utilizzano la silice) – formando gusci e impalcature che le onde e le correnti marine incessantemente rielaborano e ridistribuiscono dai fondali alla battigia, dalle coste alle spiagge emerse.

Non manca infine il caso in cui la soluzione sta nel mezzo. Non è raro imbattersi in *sabbie ibride*, ossia formate da cristalli erosi e arrotondati e schegge infinitesime di roccia (granuli *terrigeni*) che coesistono e si mescolano a spoglie di organismi, spesso rappresentate da pezzetti di gusci (granuli *organogeni*). Nell'insieme suggeriscono una miscela di detriti erosi dalle montagne circostanti, portati al mare attraverso le acque fluviali e lì confusi e mischiati con i granuli generati direttamente nell'ambiente marino, attraverso la frantumazione di infiniti gusci ad opera del moto ondoso. Molte delle nostre spiagge italiane hanno sabbie che mostrano, per lunghi tratti, queste caratteristiche miste.

3.3.2 Meravigliose sabbie generate… dalla Luna!

Esistono poi *sabbie… speciali*, in grado di formarsi solo in particolari mari bassi e caldi, ricchi di fanghiglia biancastra di natura calcarea (il suo nome scientifico è *micrite*; v. Cap. 2.7.1.1). I loro granuli hanno sempre geometrie perfettamente sferiche e sono chiamati *ooidi*. Sono corpuscoli che si generano a profondità massime di pochi metri, in acque calde intertropicali prossime alla linea di costa e, cosa importantissima, mosse dalle *correnti di marea*.

La perfetta struttura concentrica degli *ooidi* è dovuta alla deposizione di successive lamine di fango calcareo (*micrite*), di cui ognuna avvolge la precedente. Il continuo rotolio indotto dai flussi e riflussi mareali ne favorisce una omogenea distribuzione. Ogni corpuscolo sferico ha nel suo centro un nucleo rigido che funge da supporto per lo sviluppo della prima lamina. Il nucleo è costituito da un infinitesimo frammento di guscio oppure, in altri casi, da un minuscolo granulo, spesso di quarzo, portato e abbandonato dal vento (origine eolica) nelle acque basse di una laguna tropicale.

La dimensione dei singoli corpuscoli *(ooidi)* può variare da sub-millimetrica fino a raggiungere diametri di 2 mm. Non esistono *ooidi* superiori a quest'ultimo valore, dato che le correnti delle *piane di marea*, responsabili del loro sviluppo, non riescono a trascinare particelle dotate di diametri maggiori. Gli *ooidi* che raggiungono questo valore critico subiscono un abbandono forzato sul basso fondale marino.

All'interno delle successioni rocciose i caratteristici e incredibili *ooidi* si trovano concentrati in livelli o bancate che possono superare il metro di spessore. Uno strato di *ooidi* (il cosiddetto *calcare oolitico*) è riconoscibile con il semplice uso della lente da una decina di ingrandimenti. Ma l'occhio di un qualsiasi attento osservatore non ne ha nemmeno bisogno. Vi garantisco che per gli *ooidi* di maggiori dimensioni (sopra il millimetro) basterebbe per tutti il solo sguardo! Sarebbe sufficiente per apprezzare la sfericità perfetta di tutte le particelle che formano questo particolare tipo di deposito.

"Ma la Luna del titolo" direte voi "*…cosa c'entra?"* Parafrasando una nota pubblicità di qualche anno fa, si potrebbe dire: *"Senza Luna niente maree. No maree, no ooidi".* Sono dunque *sabbie* generate, seppure indirettamente, dalla presenza della Luna. Sabbie i cui granuli sembrano tutti, nessuno escluso, delle perfette repliche in scala della… Luna piena!

3.3.3 Le increspature di sabbia e le dune

Con particolari velocità della corrente o dell'altezza e periodo delle onde rispetto alla profondità dei fondali, si creano delle turbolenze che, muovendo le miriadi di granuli, generano piccole increspature di *sabbia*. Sono identificate con il termine inglese *ripple* (pronuncia: *rìppol*). Si tratta di minuscoli rilievi alti poco più di un centimetro i quali, all'aumentare della velocità della corrente, evolvono trasformandosi in piccole dune. Queste a loro volta si uniscono in insiemi che danno luogo a estese *barre* sabbiose subacquee.

Lo stesso fenomeno si verifica quando all'acqua sostituiamo una massa d'aria in movimento. Basti pensare alle dune del deserto: *sabbie* accumulate e spostate dalla spinta dei venti dominanti. Per imbattersi in una *duna eolica*, senza dovere per forza recarsi oltre confine, basta scendere in spiaggia (sceglietene una sabbiosa!) durante il periodo invernale.

La prima cosa che vi colpirà sarà la mancanza del tipico aspetto a conche e creste, effetto del continuo calpestio estivo (Fig. xx). Durante l'inverno la più importante azione di modellamento della superficie della spiaggia è svolta dal vento che muove i granuli organizzandoli in infinite creste parallele. Sono increspature (*ripple*) molto simili a quelle che siamo abituati a riconoscere sotto le lame d'acqua in movimento nei fondali presso la battigia.

Aumentando la velocità del vento o del flusso d'acqua, capaci di trascinare e dare forma alle miriadi di granuli ai quali trasferiscono parte della propria energia, anche gli accumuli che si generano aumentano di dimensione.

Mentre alle basse velocità si potevano formare piccole increspature decimetriche, a più alte velocità e spessori del flusso le forme possono aumentare considerevolmente di volume, trasformandosi in dune. Confrontando fra loro le piccole increspature asimmetriche (*ripple*) e le dune è facile notare che sono imparentate dallo stesso tipo di profilo, anche se sviluppato a scala molto differente.

La loro forma è la medesima perché il meccanismo di trascinamento e quello di abbandono sono gli stessi. Il trascinamento avviene lungo il lato sopra-corrente, poco inclinato, e l'abbandono in quello sotto-corrente, a medio-alto angolo, dove i granuli sono abbandonati e si accumulano assecondando il cosiddetto *angolo di riposo* (v. Cap. 3.4.4.1).

Le dune delle quali potreste avere avuto percezione diretta sono quelle formate dal vento. Si ritrovano non solo nei deserti sabbiosi, ma anche al margine interno di alcune tra le nostre spiagge: quelle che ancora non fanno parte di zone fagocitate dallo sviluppo turistico (v. Cap. 5.6.1).

Le dune, come le increspature (*ripple*), sono forme mobili. Tanto quelle subaeree, quanto quelle subacquee. Nelle *dune eoliche* delle nostre latitudini la vegetazione può favorirne la stabilizzazione. Se questo non avviene, le *dune eoliche* sono capaci di spostarsi e avanzare moderatamente verso l'entroterra.

Essendo in genere, alle nostre latitudini, degli apparati di altezza modesta, ci penserà la vegetazione presente sul territorio a fermarne l'avanzamento verso l'interno. Al tempo stesso influirà anche il calo dell'intensità del vento allontanandosi dagli spazi aperti e battuti della costa.

3.3.3.1 Dune eoliche da lasciarci il cuore: dall'Europa agli USA

Questo capitolo è dedicato a chi ama i deserti sabbiosi, le loro dune mobili, il rincorrersi impercettibile di granuli abbrustoliti dal sole o gelati sotto incredibili cieli stellati. A tutti coloro i quali hanno la certezza che nella loro vita tutto questo resterà per sempre un miraggio, come tanti il deserto ne produce, voglio suggerire due luoghi particolari dove, senza allontanarvi troppo dalla cosiddetta civiltà, potrete percepire l'atmosfera magica che solo il deserto è in grado di generare.

Il primo sito non è distante dall'Italia e, nonostante la costante frequentazione turistica, mantiene inalterato il suo fascino primordiale. Pochi sanno che per camminare un'intera ora di seguito sulla cresta di una duna – la più grande d'Europa – basta raggiungere la Francia meridionale e spostarsi lungo la costa atlantica. A circa 30 km da Bordeaux, per la precisione nei pressi della cittadina balneare di Arcachon, respirerete la strana sensazione di trovarsi in un deserto... affacciato sul mare.

Potrete camminare su una immensa duna costiera generata, e tuttora alimentata, dal vento. E che duna! Lunga più di 3 km e alta 120 m: uno spettacolo unico nel suo genere. È la *Duna di Pilat*. Lungo il ripido fianco sottovento i granuli portati alla sommità della duna sono abbandonati e scivolano, per gravità, alimentando la ripida scarpata. Inclinata di circa 35°, nella sua avanzata sta interferendo con una foresta di pini i cui tronchi più esterni sono letteralmente avvolti dalla sabbia.

Con un salto di oltre 8.000 km ci spostiamo ora negli Stati Uniti d'America, al confine tra Nevada e California. Nella famosa Valle della Morte. Nonostante il nome evochi scenari poco raccomandabili, tramandati dai primi frequentatori durante i secoli scorsi, oggi – a giudicare dal numero di turisti che annualmente attrae – potrebbe, senza problemi, chiamarsi Life Valley. Da Las Vegas (Nevada), passando per Pahrump, raggiungeremo Furnace Creek, il sito dove, nel luglio del 1913, fu misurata la temperatura più alta mai registrata sulla superficie del pianeta: 56 °C. Da lì, sempre procedendo in auto, non è difficile raggiungere il margine di un campo di dune ricche di fascino desertico.

Sono le *Mesquitos flat dunes*, in perenne mobilità. In poco più di mezz'ora appena di cammino sulla sabbia (maggio è il mese ideale) riuscirete a raggiungere le creste della quarta, più distante ed elevata linea di dune. La più spettacolare. Non è questo l'unico tra i campi di dune che costellano la Valle della Morte, ma forse quello che meglio di ogni altro può essere raggiunto e percorso in tempi limitati. Senza per questo penalizzare le osservazioni o ridurre le sensazioni ed emozioni messe in preventivo.

Discorrendo di Geologia, di sedimenti che si trasformano in strati rocciosi tenaci (v. Cap. 2.6.3), è spontaneo chiedersi se anche le dune possono 'diventare roccia' e tramandare la propria memoria attraverso il tempo geologico. Ogni sedimento può 'fossilizzare' trasformandosi in roccia. Anche quelli che durante la loro esistenza sono stati dune mobili. Dovranno solo fare i conti con gli effetti del SI MODELLA: ovvero le erosioni, precoci o tardive esse siano (v. Cap. 5), e resistere ad esse per essere tramandate ai posteri sotto forma di roccia.

Le dune, sabbiose per eccellenza, non si formano dunque solo in contesti desertici. Sono la norma anche negli ambienti litorali, purché sabbiosi. Esemplari 'fossili' di tali tipi di *dune eoliche* non mancano in Italia. Si tratta sempre di dune relativamente giovani (non più antiche di poche migliaia d'anni), la cui cementazione è ancora necessariamente blanda e poco tenace. Le possiamo incontrare

ad esempio nell'entroterra del Delta del Po, tra Porto Viro (RO) e Codigoro (FE), a distanze comprese tra 12 e 25 km dall'attuale linea di costa deltizia.

In genere conservano ancora, perlomeno in parte, le evidenze delle antiche forme, acquisite – non a caso – durante il SI FORMA. Queste, in particolare, rappresentano un residuo degli apparati dunali costieri rimasti a testimoniare la posizione della linea di costa alto-adriatica al tempo degli Etruschi, nel IX secolo a.C. La loro ubicazione dà indirettamente la velocità media di avanzamento del ramo principale del delta: un massimo di 25 km in quasi 3.000 anni.

3.4 Alcuni strati si depositano inclinati

Se pensiamo ad uno strato roccioso, raffigurandolo nel momento in cui si deposita, viene spontaneo e logico immaginarlo orizzontale. Anche se vi raccontassi che esistono alcuni particolari ambienti o condizioni fisiche che producono strati inclinati già in origine – addirittura fino a 40° – fatichereste non poco nel tentativo di scoprire come e dove si verificano tali possibilità. Le andremo a cercare nell'ambito di alcuni *depositi sedimentari*, ma anche tra particolari *depositi vulcanici*. Ricordo che con il termine 'depositi' riusciamo indicare tanto i *sedimenti* (dunque i *depositi sedimentari* ancora sciolti non cementati, come ad esempio il pietrisco, le ghiaie, le sabbie, i fanghi, le polveri,…; v. Cap. 2.5.3.1), quanto le relative *rocce*.

Se vi domandassi: *"E' vera l'affermazione che i depositi sedimentari (e alcuni depositi vulcanici) si accumulano sempre in strati o banchi ad assetto orizzontale?"* Senza riflettere tutti sareste d'accordo sul sì. Al contrario, la realtà ci riserva delle sorprese. Gli ambienti (e i paleo-ambienti) capaci di meravigliarci sono molti. Basta sapere dove cercarli. Cercheremo di individuarli cominciando a camminare insieme alla base delle scoscese pareti di una catena montuosa, muovendoci poi lungo le sottostanti vallate, attraversando rapidamente l'antistante pianura per raggiungere infine la linea di costa sabbiosa, la fascia deltizia e da lì procedere nel mare basso. Ci accorgeremo che gli esempi sono numerosi e sovente non privi di fascino.

Percorrerli e osservarli con occhio attento ai particolari, ci consentirà di volta in volta di aprire una finestra sui vari modi di generarsi che hanno questi depositi, spesso appartenenti ad ambienti molto differenti tra loro. Immaginiamo allora di trovarci idealmente all'inizio di un lungo corridoio sul quale si allineano otto finestre affacciate su altrettanti paesaggi. Sarà un modo inconsueto per entrare in contatto con molti caratteristici ambienti naturali e avere l'opportunità di osservarli con un occhio differente dal solito.

3.4.1 Falde e conoidi di detrito

Spalanchiamo la *prima finestra*. Incuriositi ci soffermiamo a contemplare un paesaggio di alta montagna in cui pareti rocciose scoscese e imponenti svettano da assolute protagoniste. Ammiriamole allora con occhio geologico, ripromettendoci di fare altrettanto con i panorami successivi. Prima di procedere però soffermiamoci su un esempio un po' fuori dalle righe. Aiuterà a comprendere.

Prendete un pane pugliese, rigorosamente grande. Fatelo diventare secco e friabile (occorre moooolto tempo!). Tagliatelo in due, appoggiandolo di taglio su un tavolo in modo da simulare un

rilievo stabile. Ora, con una di quelle grattugie per noci moscate, cominciate a frantumarlo verso la sommità. Briciole finissime. Guardate come si accumulano alla base della ‘parete di pane’. Formano un deposito inclinato adagiato al suo piede.

Ora cambiate grattugia. Grattugia grande, briciole grandi. Nuovi depositi si aggiungono e si sovrappongono ai precedenti. Anch’essi rigorosamente inclinati (35°-40°). La relativa caduta e il conseguente accumulo sono regolati dalla sola forza di gravità. L’inclinazione del ‘briciodeposito’ corrisponde al cosiddetto *angolo di riposo*, variabile a seconda del materiale considerato e comunque sempre mediamente alto.

Torniamo alla finestra. Dall’esempio alla realtà geologica. Di fronte a noi, in lontananza, stiamo scorgendo delle estese pareti rocciose. La gran parte di esse è priva di vegetazione. Le più ripide e fratturate si raccordano al sottostante fondovalle attraverso una fascia di detriti rocciosi *(falda detritica)* formata da estesi accumuli di pietrisco: le… briciole di roccia!

Sono detriti accumulati attraverso un'infinita serie di piccoli e grandi crolli e rotolii. Caratteristica comune di questi depositi è quella di organizzarsi in una successione di strati e banchi inclinati (poco meno di 40°, *angolo di riposo* tipico di tali materiali). L’inclinazione è sempre la stessa, anche per i depositi precedenti e più vecchi, ossia quelli sottoposti agli ultimi, i più recenti, che formano la superficie visibile del deposito.

Questo tipo di accumuli si appoggia alla base dei versanti rocciosi e da essi trae periodica e continua alimentazione. L'evoluzione nel tempo di una *falda detritica* può essere compresa solo e quando il deposito viene inciso e scavato in profondità da un corso d'acqua. Sarà lì, lungo la parete del solco erosivo, che appariranno tutti gli strati che nel tempo si sono sovrapposti uno all'altro dando luogo al deposito complessivo.

Toccando uno degli strati inclinati che ne forma la parte più interna saremo catapultati indietro nel tempo di mille, duemila, diecimila e più anni. Nel momento in cui quello strato si era appena deposto ed era esso stesso superficie di quella grande *falda detritica* odierna. Superficie che di lì a pochi anni sarebbe stata coperta da successivi livelli inclinati... e così via fino ai giorni nostri.
L’attuale piano inclinato della *falda detritica*, quello sul quale oggi possiamo camminare, fra qualche centinaia o migliaia di anni sarà uno dei tanti strati ormai sepolti e osservabili solo lungo le eventuali incisioni o gli scavi prodotti dalle future erosioni.

Osservando meglio la base di una parete rocciosa ammantata di detriti ci si accorge che questi ultimi hanno geometrie leggermente variabili da zona a zona, da parete a parete. A volte, in sostituzione di una *falda detritica* omogenea ed estesa, sono riconoscibili altre forme. Si tratta di singoli ventagli di detriti forgiati a ventaglio *(conoidi detritici)*, con l’apice posto alle quote più elevate.

La loro inclinazione resta la stessa delle *falde detritiche*, dato che identico è il processo di accumulo. Con i loro apici indicano sorgenti di alimentazione ben definite, spesso collocate lungo canaloni erti e impraticabili, soggetti ad incessanti sgretolamenti e frammentazioni. Può capitare che i rispettivi *conoidi detritici* si amplino a tal punto da riuscire a sovrapporre le frange dei propri ventagli. In tal caso si origineranno dei *conoidi detritici* coalescenti.

Quando una parete rocciosa presenta una fatturazione omogenea e pervasiva si assiste alla formazione di una *falda di detriti*. Priva di apici e di forme a ventaglio. Quando, al contrario, lungo quella stessa parete esistono fasce a maggior fatturazione, separate da tratti meno instabili, la produzione di detriti diventa concentrata e capace di dare luogo a singoli *conoidi detritici*. Entrambi i prodotti, *falde detritiche* e *conoidi detritici*, hanno pendenze intorno ai 38°-40° al massimo. È interessante notare che i singoli frammenti detritici presentano sempre una accentuata spigolosità.

L'assenza di arrotondamento, anche minimo, è la diretta conseguenza del limitato trasporto subìto e quindi della mancata abrasione meccanica. Accumuli di questo tipo sono inoltre molto porosi e la cementazione, che col tempo può consolidarli, difficilmente riesce ad occludere i grandi vuoti presenti tra un frammento e l'altro. Oltretutto, le polveri di roccia che si generano durante gli impatti da crollo sono convogliate e disperse in profondità durante le periodiche piogge che cadono sul deposito. Anche in questi casi si tratta di *depositi in massa*. Questo perché ogni volta TUTTO il detrito (tanto o poco) che ogni volta si stacca da una parete rocciosa è destinato di lì a poco a trasformarsi in accumulo.

Immagino che siano molti ancora tra voi ad associare ai *depositi in massa* una caoticità diffusa degli accumuli. Che tradotto in altre parole significa che nei vari strati o banchi regnerebbe sempre una distribuzione *random* di particelle, frammenti e blocchi mescolati alla rinfusa e senza nessun criterio. Beh, in certi casi è così (v. Cap. 3.2.1), in altri… tutt'altro (v. Cap. 3.2.2). Anche per questi depositi detritici possiamo dire: tutt'altro!

Questo perché se osservate la distribuzione dei frammenti e dei blocchi di roccia sulla superficie di una *falda* o di un *conoide detritico* vi accorgerete che – sempre! – le pezzature di maggiore grandezza si concentrano al piede del deposito, mentre più si procede verso l'alto e più le loro dimensioni calano. Questo perché più grandi sono i singoli elementi e più elevata è la loro energia cinetica, che si dissipa con un numero di urti maggiore e un percorso più lungo.

3.4.2 Conoidi di deiezione

Richiusa la finestra iniziale, procediamo lungo il corridoio. Il panorama osservato dalla *seconda finestra* si allarga su un paesaggio alpino di media montagna, lì dove un torrente ripido si innesta e confluisce nel corso principale del fondovalle. Un torrente di montagna, che di norma trasporta elevate quantità di detriti rocciosi, quando confluisce in una valle più ampia e con minore pendenza è portato ad abbandonare parte del proprio carico. Più che abbandonarlo lo distribuirà, nel tempo, su tutto lo spazio disponibile in prossimità della confluenza.

Anche questo processo darà origine a dei ventagli di detriti inclinati verso valle. L'inclinazione però sarà modesta (in media intorno a 10°) rispetto a quella dei depositi precedenti. Vi sfido però a salirne uno per raggiungere il suo apice e… vi verrà il fiatone! Questi particolari ventagli di detriti sono definiti *conoidi di deiezione*. La ragione di tale nome risiede nella loro forma caratteristica e nella particolare natura dei depositi.

Strano nome per un ventaglio di depositi torrentizi. Vada per il termine *conoide*. Nel senso che questo deposito non ha la forma di un cono – come del resto non l'aveva il *conoide detritico* e non l'avrà il successivo *conoide di pianura* – ma la sua geometria in qualche modo è solo affine ad esso. Un po' come definire un individuo pazzo o pazzoide. C'è una certa differenza, e il suffisso la

rimarca. Per molti però il problema sta in quel *di deiezione*. *"Che senso può mai avere?"* E invece un senso logico ce l'ha, eccome. Deriva dal latino *gettare fuori*.

Del resto il termine *deiezione*, usato in senso medico, sta ad indicare una tipologia di prodotti di scarto… espulsi in modo periodico e consistente! *"Perché mai questi conoidi dovrebbero richiamare la lingua latina e il linguaggio medico?"* Perché la loro costruzione si realizza attraverso periodiche, abbondanti, improvvise espulsioni di materiale detritico. Quello che un torrente riversa lì dove esce dalla sua incisione naturale. Vi sono *conoidi di deiezione* con raggio di poche centinaia di metri e altri con raggio che può superare i parecchi chilometri.

Dato però che le suddivisioni le propone l'Uomo sulla base dei dati offerti dalla Natura, quest'ultima talvolta crea anche delle situazioni intermedie, per così dire… mal classificabili. È il caso dei conoidi *border line* tra quelli *detritici* e quelli *di deiezione*. Tenendo presente che nei primi la distribuzione dei frammenti e blocchi di roccia è affidata all'azione della sola forza di gravità, mentre in quelli *di deiezione* è invece l'intervento delle acque superficiali a guidarne la deposizione, nei conoidi intermedi sono attivi, in tempi e zone differenti, entrambi i meccanismi di distribuzione e accumulo.

Nei conoidi intermedi – che potremmo confidenzialmente chiamare …*di detrizione*! – accade che, durante le precipitazioni piovose di forte intensità, dagli stretti canaloni di alimentazione e nelle porzioni sommitali dei *conoidi detritici* l'afflusso improvviso d'acqua sia talmente elevato da saturare i pori del sedimento già accumulato per gravità. La saturazione 'alleggerisce' il deposito e, data la sua inclinazione (circa 40°), è capace di renderlo instabile con facilità, mettendolo in rapido movimento verso le quote inferiori.

Flussi d'acqua e pietrisco possono allora essere visti scendere lungo il *conoide detritico* (Fig. xx), per poi frenare e bloccarsi quando l'acqua che sostiene i frammenti mobilizzati viene assorbita dalla sottostante, ampia massa detritica delle zone inferiori, sempre molto porosa. Un simile processo può attivarsi anche sulla superficie degli stessi *conoidi di deiezione* quando accade che i depositi siano formati da esclusivo pietrisco, privo di fango. Nei *conoidi di deiezione* il processo prevalente di trasporto e di accumulo è la *colata*, ovvero il *deposito in massa* (*'tutto in una volta'*; v. Cap. 3.2).

3.4.3 Conoidi di pianura

Spostandoci oltre, lungo il nostro 'corridoio degli ambienti', ci fermiamo di fronte alla *terza finestra*. Questa volta lo sguardo spazia su una vasta pianura e sulla fascia di contatto con i primi rilievi montuosi. Anche la pianura che stiamo guardando dal nostro privilegiato osservatorio è formata da ventagli di detriti, tutti ancora non cementati. Sono differenti dai precedenti per dimensioni, inclinazioni dei depositi, nonché per i processi che ne hanno regolato il trasporto e l'accumulo.

Questi ventagli, denominabili *conoidi di pianura* per distinguerli dai precedenti, hanno dimensioni così vaste e inclinazioni così impercettibili che questa tipologia è riconoscibile solo dall'analisi delle carte topografiche, dall'osservazione stereoscopica (con visione tridimensionale) delle fotografie aeree o… dall'uso della bicicletta!

Sì, perché risalendone uno qualsiasi lungo una direzione di massima pendenza (uno dei raggi del conoide) una certa, seppur minima, percezione di fatica fisica la sentirete. Si tratta di inclinazioni ormai impercettibili e riconoscibili a vista con una certa difficoltà (circa 7 m di dislivello ogni km percorso in orizzontale). Ma si tratta pur sempre di inclinazioni capaci, durante la pedalata, di farvi sudare.

Questa volta gli artefici sono i grandi corsi d'acqua che, uscendo dai loro tracciati montani, sfociano nelle pianure e poi le attraversano. Nei territori pedemontani alpini, in un passato recente – intorno ai 20.000 anni fa – al loro posto e con le stesse funzioni, avremmo trovato ancora dei particolari corsi d'acqua che scaturivano dal perimetro esterno delle grandi *lingue glaciali*. Dalle cosiddette *porte del ghiacciaio*: gli sbocchi delle gallerie naturali sviluppate alla base dei ghiacci. Da esse escono le acque di fusione con il loro continuo carico di detriti (ghiaie, sabbie,…) da riversare e distribuire nell'antistante *alta pianura* (v. Cap. 3.1.1). Sono questi i cosiddetti depositi fluvio-glaciali. Una sorta di accumuli *border line*, in cui l'attività glaciale e quella fluviale si danno una vicendevole mano per ottenere il risultato finale.

In entrambi i contesti, tanto quelli dominati dai depositi fluviali, quanto quelli che ospitano i depositi fluvio-glaciali, l'effetto è il medesimo: la formazione delle *alte pianure* che orlano i rilievi più esterni di una catena montuosa. In entrambi i casi il prodotto sedimentario corrispondente all'*alta pianura* sarà un insieme di ghiaie e subordinate sabbie. Tutte organizzate in banchi e strati, inclinati debolmente in direzione delle zone costiere, più o meno distanti.

Osservando le dimensioni dei detriti di cui sono formati i *conoidi di pianura*, noterete sempre una netta correlazione tra queste e la distanza dal punto d'origine del ventaglio detritico. La dimensione dei depositi si fa via via più fine man mano che ci si allontana dall'apice del conoide, ovvero la sua porzione più inclinata, e si procede verso mare.

La ragione è da cercarsi nella perdita di velocità che subisce la corrente fluviale al calare della pendenza del territorio. Come logica conseguenza cala la *competenza* della corrente stessa, ossia la sua capacità di trasporto. L'effetto che ne consegue è rappresentato dal progressivo abbandono della parte più grossolana del carico detritico trasportato. Nei *conoidi di pianura*, l'unico processo di trasporto e accumulo è quello selettivo (*'questo sì, quello no'*; v. Cap. 3.1) operato dall'acqua che scorre su territori con deboli inclinazioni. Dimenticavo di aggiungere una considerazione: in questi conoidi sono totalmente assenti i processi di colata (v. Cap. 3.2.1).

3.4.4 Delta lacustri

Chiudiamo anche la terza procedendo verso la *quarta finestra*. Si apre a sorpresa su un lago e sul delta del relativo immissario. Sarà interessante cercare di osservare al di là di quello che la semplice vista ci offre. Per comprendere abbiamo bisogno di immergerci sott'acqua. Sarà necessario appropriarci della forma subacquea di quel delta che per noi, semplici spettatori affacciati su un paesaggio, sembra terminare con la sua linea di riva. Parrebbe impossibile poterlo fare senza togliere l'acqua all'intero lago. Eppure quest'opportunità esiste e nei prossimi capitoli la 'toccheremo con mano'.

L'avanzamento di un delta in un lago provoca il progressivo spostamento della linea di riva verso il centro del lago stesso. Un delta lacustre, col trascorrere del tempo, finisce per colmare l'invaso di

detriti, decretandone di fatto l'estinzione. Al suo posto si genera un'ampia spianata ghiaiosa percorsa dal letto di quel torrente che fino a poco tempo prima alimentava il delta lacustre. E' frequente imbattersi in laghetti di media estensione, spesso artificiali, altre volte dovuti a sbarramenti morenici, oppure determinati da improvvise gigantesche frane, quasi sempre incastonati nelle strette vallate alpine e prealpine o appenniniche.

Laghetti attuali per i quali è facile osservare il torrente e il relativo alveo, il delta ghiaioso o sabbioso con le strette spiagge che si immergono nello specchio d'acqua appena increspato, lì dove le acque limpide dell'immissario si riversano in quelle del lago. Difficilmente però avremo modo di osservare con attenzione quegli stessi laghi durante un forte temporale o quando le prolungate e battenti piogge stagionali gonfiano l'immissario rendendone le acque vorticose e impressionanti.

Acque scure di sabbia e fanghi portati in sospensione. Intanto sul fondo vengono trascinati a migliaia i ciottoli, convogliati in massa verso il lago e lì riversati nelle sue profondità. Al ritorno del sereno un'impercettibile variazione nel paesaggio: il leggerissimo spostamento della riva deltizia – mezzo metro, anche meno – verso il centro del lago.

Ciò che potremo osservare sarà comunque sempre e solo un unico evento. L'ultimo in ordine di tempo, collegato alla forte piena fluviale. In questo caso, nell'esempio riportato, uno strato di ghiaie fluviali depositato dal torrente in piena si trasforma frontalmente in uno strato di ghiaie deltizie. Lo strato dalla riva si immerge verso il fondo del lago con inclinazioni intorno ai 25° (*angolo di riposo* dei materiali grossolani sciolti accumulati sott'acqua in condizioni lacustri). A sua volta il deposito passa in profondità ad un sottile livello di sabbie e limi che si distribuisce con uniformità sul fondo del lago stesso. Tutto questo, diversificato nei vari ambienti (fiume o torrente, delta e fondo lago), è dunque l'effetto di un unico evento di piena.

Il fascino della Geologia consiste anche nella possibilità di percepire concretamente il fluire del tempo attraverso la sovrapposizione di successivi strati. Ognuno di essi costituisce un evento collocabile in un preciso momento temporale. In questo caso gli strati deltizi si formano già inclinati all'origine, ovvero clinostratificati.

Una successione di stati è equiparabile ad una sequenza di fotogrammi. Ognuno rappresenta il preciso istante dello scatto. Proiettati di seguito uno all'altro producono il fluire del tempo, reso concreto attraverso le modificazioni che via via registrano e documentano. In Geologia i limiti fra un fotogramma e il successivo sono i *giunti di strato*. Nella gran parte dei casi questi limiti sono orizzontali e pressoché paralleli. Quando sono presenti le *clinostratificazioni*… però le cose cambiano.

3.4.4.1 Un delta lacustre 'fossilizzato'

E' sufficiente raggiungere Vipiteno (BZ), lungo la valle dell'Isarco, e da lì salire verso la Val di Vizze. Questa vallata nel suo passato tardo glaciale ha ospitato un lago esteso 5 km e largo da 300 a 800 m. La sua particolarità consiste nel fatto che circa 12.000 anni fa la barriera naturale che l'aveva propiziato – una *morena frontale* tardo-würmiana (v. Cap. 3.2.6.3) – ha in parte ceduto e le acque del lago sono fluite oltre, verso il Fiume Isarco.

La valle si svuotò dalle acque che ancora ne coprivano il fondo mettendo allo scoperto il corpo deltizio che stava progressivamente riempiendo il lago di detriti sabbiosi e ghiaiosi. Dopo quel prosciugamento improvviso, i depositi deltizi furono in grado di mostrare la loro caratteristica forma… subacquea. A distanza di tante migliaia di anni da quell'evento nulla è cambiato.

Il delta è ancora lì, immobile, proteso verso l'avanti e cristallizzato nel suo ultimo fotogramma. Quello che precedette di un istante la sua disattivazione coatta. Una copertura erbosa, omogenea e diffusa, in un limitato areale ne ha preservato le geometrie originarie dall'attacco erosivo delle piogge battenti. Il particolare più interessante è l'inclinazione della fronte deltizia un tempo sommersa: 25°: *angolo di riposo* subacqueo dei detriti sabbioso-ghiaiosi che l'immissario Torrente Vizze abbandonava entrando nelle immobili acque lacustri. Un angolo di soli 25°.

Dico 'soli' perché decisamente inferiore rispetto ai 38°-40° dei depositi clinostratificati che abitualmente si accumulano negli ambienti emersi, alla base delle pareti rocciose fratturate (v. Cap. 3.4.1). L'*angolo di riposo* varia a seconda delle condizioni subaeree e subacquee nonché, in modo minore, delle dimensioni e forma dei detriti abbandonati. Interessante a questo punto sarebbe aggiungere alla vallata l'acqua mancante, togliere l'erba e ritrovare la linea di riva dell'antico delta lacustre. Era collocata lì dove inizia la *clinostratificazione*, inclinata verso il lago che… non c'è più. Se non nella nostra fervida immaginazione! Nel caso di questo esempio reale, 'fossilizzato' nella Val di Vizze, presso Vipiteno (BZ), la profondità massima del lago – esistito circa 12.500 anni fa – era di -30 m.

Proviamo allora a sostare sull'antica linea di riva, osservando il lago ritrovato. Dietro di noi si allarga la parte emersa del delta, quella visibile. Davanti a noi invece prende forma la sua parte inclinata. Quella che s'immerge e sparisce sott'acqua. E' formata dall'ultimo strato di ghiaie e sabbie clinostratificate. Nelle profondità del lago, davanti alla loro terminazione, il fondale diventa melmoso (limi) e soprattutto piatto, orizzontale. Mentre i materiali grossolani si accumulano vicino alla foce, rigorosamente inclinati (25°), quelli fini e finissimi vanno oltre, dove finiscono per rivestire il fondale lacustre, seppure con spessori sempre molto ridotti.

Camminando idealmente sul delta emerso, orizzontale, poi su quello sommerso e clinostratificato, e infine sul fondale lacustre, di nuovo orizzontale, in poche decine di metri ci siamo spostati da un ambiente all'altro. Abbiamo calpestato depositi molto differenti: ora grossolani, ora fini, ora orizzontali, ora inclinati e poi di nuovo orizzontali, collocati ognuno a profondità diverse. In questo caso variabili tra 0 e -30 m.

Tutti questi depositi, pur con le loro tante differenze, hanno in comune una caratteristica molto importante: si sono depositati… nello stesso istante temporale. Ossia sono coevi, cioè contemporanei. Nella realtà geologica la superficie concreta e calpestabile è anche la rappresentazione di un dato *istante temporale*. Spazio e tempo convivono nel medesimo oggetto, nella stessa superficie.

La superficie fisica che abbiamo percorso e attraversato diventa dunque il limite di un fotogramma temporale. In questo caso l'ultimo della serie. Gli altri giacciono sepolti all'interno del deposito. Per osservarli sarebbe necessario 'aprire' il deposito deltizio sezionandolo. Così come si taglia una torta. Nel prossimo capitolo vi porterò idealmente in un sito molto particolare che è in grado di fornirci questa insperata opportunità.

3.4.4.2 Anatomia di un piccolo delta lacustre

Nelle Prealpi Carniche esistono i resti di un antichissimo delta lacustre che oggi, sezionato dalle erosioni fluviali recenti, può essere considerato un esempio da manuale. In un momento geologico probabilmente riferibile al Pliocene inferiore (circa 5 milioni di anni fa) – ma mancano i fossili per confermarne con certezza l'età – un presunto sbarramento occasionale aveva bloccato i deflussi generando un lago poco profondo sul fondo di una valle.

Si trattava di un invaso lungo e stretto e copriva una superficie di qualche decina di chilometro quadrato. Era alimentato da un torrente immissario che vi convogliava una costante ed elevata quantità di ghiaie.

Il deposito grossolano, riversandosi dalle acque vorticose del torrente alle acque tranquille del lago, subiva una frenata improvvisa. L'effetto faceva sì che i sedimenti ghiaiosi tuffandosi nell'invaso si appoggiassero obliquamente, gli uni sugli altri, i successivi sui precedenti, mantenendo un alto angolo di inclinazione *(angolo di riposo)*. Un po' come farebbero dei carichi di ghiaia scaricati dal cassone di un camion.

Se potessimo scavare una profonda trincea nel fu delta lacustre della Val di Vizze, otterremmo qualcosa che somiglia molto ai depositi di questo antichissimo lago. L'erosione recente che sta subendo (SI MODELLA) è in grado di mostrarci l'anatomia di questo deposito. La porzione clinostratificata è la più evidente tra tutte. Vale la pena di analizzare l'intero deposito con maggiore attenzione.

Risulta formato da prevalenti ghiaie sabbiose (in via di trasformazione in conglomerati) e da un livello di fanghiglie giallastre. Risulterà un'ottima occasione anche per comprendere come una successione di strati sedimentari può accumularsi nel tempo diventando, fisicamente, la sua rappresentazione tridimensionale.

In Fig. xx la linea gialla tratteggiata facilita la lettura. Per un preciso momento della vita di questo lago e del suo delta la linea gialla è stata un limite tra… due fotogrammi. Essa rappresenta un preciso istante temporale, fisicamente equivalente tanto al suo profilo subaereo *(a - delta emerso)* quanto a quello subacqueo *(b - scarpata del delta lacustre + c - fondo del lago)*. Notate a questo punto la stretta analogia con i depositi del fu Lago della Val di Vizze (v. Cap. 3.4.4.1).

Linee di questo tipo se ne potrebbero disegnare a decine lungo l'esposizione del deposito (Fig. xx). Tutte posizionate prima o dopo rispetto a quella già indicata. Ognuna rappresenterebbe un momento dell'evoluzione di questo delta che, progressivamente, ad ogni successivo apporto, tendeva a spostarsi verso l'avanti, costruendo col tempo un deposito eterogeneo, solo apparentemente indecifrabile.

Un deposito di cui ora (Fig. xx) siamo in grado di osservare l'anatomia essendo stato sezionato dall'erosione recente. Se vi soffermate a guardare attentamente l'immagine vi accorgerete che ci sono tre i tipi di accumulo che marcano le variazioni di ambiente: a) ghiaie di delta emerso (quasi orizzontali); b) ghiaie sabbiose clinostratificate, inclinate 25° verso il lago; c) fanghi di fondo lago, in lamine orizzontali piano-parallele. Sono proprio i rapporti di continuità e di transizione fra questi tre tipi di deposito che ci portano a interpretare il tutto come un *corpo deltizio lacustre*.

3.4.4.3 Laghi da sbarramento naturale

Si parla sempre di piccoli laghi. Quelli la cui superficie eccezionalmente raggiunge la decina di chilometri quadrati e che, numerosi, hanno caratterizzato i panorami dei territori intermontani alpini e prealpini durante la loro evoluzione recente (Quaternario). Le tipologie di questi invasi lacustri di fondovalle possono essere distinte in base alla natura dell'ostacolo posto a blocco dei deflussi (Fig. xx).

Una parte degli sbarramenti lacustri si è generata durante le fasi di ritiro dei ghiacci. Più in particolare si riconoscono laghi connessi alla presenza di archi morenici riconducibili tanto all'acme würmiano, quanto ai successivi stadi tardo-würmiani (v. Cap. xx).

Durante la fase di deglaciazione würmiana si realizza un'altra tipologia di sbarramenti, anch'essa connessa direttamente al glacialismo. Sono le stesse masse di ghiaccio delle lingue glaciali principali che, durante la fase di rapido ritiro (circa 18.000 anni fa), sono state in grado di bloccare i deflussi laterali provenienti da settori montani già deglaciati a motivo delle loro quote meno elevate.

Ulteriori tipologie di invasi lacustri, esclusive di contesti intramontani, sono tipiche dei fondivalle privi di coperture glaciali. Potenziali ostacoli ai deflussi possono allora risultare tanto l'avanzamento rapido di un *conoide di deiezione* (v. Cap. 3.4.2) quanto e soprattutto gli eventi franosi (v. Cap. 3.2.4) i cui consistenti accumuli raggiungono in tempi istantanei il fondovalle.

Si ricordi che spesso (seppure con debite eccezioni) i *conoidi di deiezione* nei contesti alpini hanno avuto il loro massimo sviluppo al termine della deglaciazione würmiana, quando per molto tempo il territorio restò privo di una stabile (e stabilizzante) copertura vegetale.

Per quanto riguarda le frane le ragioni d'innesco sono sempre molteplici e talvolta agiscono in sinergia. Dal decaricamento glaciale (v. Cap. 3.2.7.1), alle faglie attive con scosse sismiche locali, alla piovosità concentrata, all'assetto a franappoggio delle successioni instabili (v. Cap. 3.2.4). Sulla base della natura dell'accumulo che ha propiziato il blocco dei deflussi si possono dunque distinguere invasi di sbarramento a) per deposito morenico, b) per parete di ghiaccio, c) per conoide di deiezione e d) per accumulo di frana.

La gran parte degli invasi lacustri così generati si estingue a distanza di secoli o millenni dalla relativa genesi. Altri, ma sono la minoranza, resistono tuttora nonostante si siano formati in tempi remoti, risalenti a 15-16.000 anni fa, durante il *colpo di coda* della *Glaciazione würmiana*. Difficile prevederne i tempi di sopravvivenza; resta la certezza della loro futura scomparsa.

Alla fase di riempimento lacustre, totale o parziale, quasi sempre fa seguito una fase erosiva, spesso intensa, mai totale (Fig. xx). Attraverso le geometrie dei depositi deltizio-lacustri, valutate necessariamente nei volumi risparmiati dall'erosione, nonché delle rispettive tessiture e dei contenuti vegetali (^{14}C), è quasi sempre possibile ricostruire nei particolari la relativa storia deposizionale.

Inoltre, dall'analisi comparata delle morfologie negative (erosioni) che hanno interessato i depositi di riempimento è possibile comprendere l'evoluzione di quei medesimi segmenti vallivi contemporaneamente o subito dopo l'estinzione del lago (v. Cap. 5.4).

3.4.5 Delta marini trasformati in… Meteore

Siamo giunti a metà del nostro corridoio di conoscenza e procediamo oltre. Dalla *quinta finestra* ci affacciamo su un'altra tipologia di delta. Quelli che si generano quando un fiume scarica direttamente in mare i propri detriti. Anche in questo caso si percepisce solo la parte emersa del delta. Quella che si ferma alla linea di costa. Noi ora però sappiamo che la gran parte di un corpo deltizio si sviluppa sott'acqua, sia esso tanto lacustre quanto marino. Difficile, se non impossibile, sperare di imbattersi in un delta marino… privato dell'acqua. Ma non impossibile!

Dobbiamo solo cercare un antico corpo deltizio marino che è stato nel tempo sollevato dalle spinte crostali (SI DEFORMA) e, come conseguenza diretta, ha subito profonde erosioni (SI MODELLA). È l'unico modo per svelare l'anatomia dei suoi depositi. Per trovare quanto ci serve è utile spostarci nel Sud della Grecia, in Tessaglia, sotto Atene. E lì che incontreremo delle spettacolari testimonianze di quanto cerchiamo. Sono le Meteore.

Un nome insolito per una catena di montagne composte di strati e banchi d'antiche *ghiaie* e *sabbie* che il tempo ha cementato trasformando in *conglomerati* e *arenarie*. Sono rocce molto particolari, note al grande pubblico perché da quasi un millennio fanno da piedestallo naturale a monasteri incredibili che hanno reso le Meteore famose nel mondo. Piedestalli rocciosi dalla caratteristica forma a pinnacolo che, a ridosso della città di Kalambaka (230 m s.l.m.), si elevano mediamente dalla circostante pianura di 250 m, con valori massimi che raggiungono i 350 m.

Tutto questo è quotidianamente percorso ed osservato da migliaia di turisti che contemplano la ripidità delle pareti rocciose, sono attratti dalle anguste superfici sommitali delle rupi strapiombanti, ammirano estasiati i monasteri che le colonizzano con un'arditezza e una leggiadria che suscitano meraviglia e rasentano il soprannaturale.

Eppure, in quelle rupi c'è qualcos'altro di magico e incredibile che pochi conoscono e meno ancora raccontano. Qualcosa che è capace di fondere la storia della Natura con quella dell'Uomo. Vi chiedo allora di osservare attentamente le immagini (Figg. xx e xx). Sotto ai monasteri le rupi scoscese non hanno solo un *aspetto*, ma anche una *sostanza* che ai più sfugge.

I monaci che intorno al XIV sec., sfruttando i percorsi degli asceti eremiti di tre secoli prima, si sono inventati gli impossibili itinerari in parete per potere raggiungere la sommità dei singoli rilievi scoscesi al fine di fissare le carrucole con le quali avrebbero issato i materiali necessari alla costruzione dei loro monasteri e per controllare che le zone d'accesso fossero veramente a prova di incursione nemica, difficilmente saranno stati attratti o anche solo incuriositi dall'aspetto delle rocce che scalavano.

Anche se ritengo che alcuni tra loro abbiano notato una similitudine tra quei ciottoli, tenacemente cementati uno all'altro ai quali si aggrappavano nella fatica delle salite (e delle discese, altrettanto complesse) e i depositi ghiaiosi grossolani presenti negli alvei dei fiumi della Tessaglia.

Altri tra loro potrebbero avere percepito una identità tra quegli infiniti granuli che formavano quelle arenarie stratificate piedestallo potente ai futuri monasteri, e le sabbie che quegli stessi fiumi – allora oggi come – veicolavano fino alle coste mediterranee. Noi, a distanza di sette secoli da tutto questo, siamo in grado di riconoscere un altro, fondamentale carattere di quella potente successione rocciosa.

Tutte le rocce che formano i pinnacoli delle Meteore sono nettamente stratificate. Apparentemente si tratta di un dato poco utile, consueto e abituale per la gran parte delle rocce sedimentarie formate da ciottoli, granuli e particelle (v. Cap. 2.5.3.1). Invece, nel caso delle Meteore, l'osservazione dettagliata di quegli stessi strati rivela geometrie indicative in grado di raccontarci molto dell'antico contesto nel quale si depositavano. Non si tratta di strati piano-paralleli inclinati dai movimenti tettonici (SI DEFORMA). Al contrario. Sono particolari successioni che si formavano inclinate già all'origine.

L'ambiente nel quale queste ghiaie e queste sabbie si andavano accumulando, milioni di anni fa, propiziava le cosiddette *clinostratificazioni*. L'ambiente di cui vi sto parlando era quello deltizio marino. Una particolare fascia di territorio in grado di raccordare due zone che a ben vedere si sviluppano a quote differenti.

La prima è l'ambiente emerso di piana costiera, dominato dai fiumi che scaricano in mare il loro carico detritico. La seconda è un fondale marino che, per sua natura, tende ad approfondirsi allontanandosi dalla linea di costa. Tra le due zone si colloca la fascia deltizia, sia emersa che soprattutto, sommersa. Ed è proprio a quest'ultima, con i suoi depositi inclinati (ossia clinostratificati), che spetta il compito di raccordare le aree deltizie, emerse ed orizzontali, ai fondali del mare aperto.

Ecco pronti, piena fluviale dopo piena fluviale, quei depositi deltizi marini che il tempo ha saputo trasformare in *conglomerati* e *arenarie* (SI FORMA). Depositi che sempre il tempo geologico è riuscito a sollevare a quote molto più alte rispetto a quelle di formazione (SI DEFORMA). E che ancora il tempo, sempre quello scandito dal pianeta Terra, ha infine scolpito in una serie di scoscesi, incredibili rilievi (SI MODELLA), facendoli diventare gli ideali piedestalli, protesi verso il cielo, capaci di ospitare monumentali opere che collegano l'umano al divino utilizzando la Natura.

Come ultima cosa, immaginate di eliminare il SI MODELLA, riempiendo il vuoto che oggi esiste tra un pinnacolo di rocce e l'altro, rimettendo a posto gli strati distrutti dalle erosioni. Poi abbassate il risultato a quote appena inferiori al livello marino: avrete ricreato i grandi depositi deltizi che caratterizzavano la Tessaglia di circa 20-25 milioni di anni fa. Apparati deltizi che, alimentati dallo smantellamento di una serie di rilievi emersi, avanzavano verso SW. Lo si può dedurre osservando la direzione verso la quale immergono le *clinostratificazioni* tramandate attraverso il tempo fino ai nostri giorni.

3.4.6 L’anatomia delle dune eoliche

La *sesta finestra* si affaccia su un deserto. Arido, caldo e ventilato. Osserviamo per un istante le enormi dune, solo apparentemente immobili. Poi, ci lasciamo trasportare dalla macchina del tempo verso… il futuro. Quando, milioni di anni dopo, quelle stesse dune ormai trasformate in strati rocciosi massicci diventeranno preda delle erosioni dovute a un clima ben diverso da quello che le aveva tenute a battesimo. Giungiamo e ci fermiamo nel momento in cui il SI MODELLA le ha vivisezionate mostrandoci la loro anatomia, altrimenti impossibile da scoprire.

Non occorre viaggiare nel futuro per trovare quanto descritto. E’ sufficiente muoversi nel tempo presente cercando le vestigia di antichissime dune desertiche. Quelle che da tempo immemorabile

sono diventate roccia e che le erosioni del SI MODELLA si sono incaricate di scarnificare. Sono le dune fossili e per imbattersi in questi favolosi oggetti geologici, ancora in grado di destare stupore e meraviglia, ritorneremo negli USA, a cavallo tra Utah e Arizona. Anche in questo caso il sito che vi suggerisco è raggiungibile in un'ora di rapida camminata in piano effettuata lungo un antico sentiero indiano che interseca e costeggia un alveo sabbioso, secco per gran parte dell'anno. Siamo nelle Vermillon Cliffs, letteralmente avvolti dalle rocce del Glen Canyon.

Mentre procedete, ad ogni curva le pareti rocciose scoscese che inizialmente incombevano sul vostro cammino, si allontaneranno da voi scoprendo scenari sempre più stupefacenti. Preludio di quell'ultima spettacolare vista, capace di lasciare una traccia indelebile nella memoria di tutti gli appassionati di Natura.

Un campo di dune fossili, antiche di quasi 200 milioni di anni, con ancora perfettamente percepibili le loro *clinostratificazioni*. A distanza di così tanto tempo sono ancora in grado di raccontarci da quale direzione spiravano i venti dominanti. Questo grazie all'inclinazione delle proprie geometrie. Oggi ne possiamo ammirare il cuore più profondo grazie all'azione demolitrice dei processi erosivi (SI MODELLA) che le hanno sezionate.

Processi che, tra qualche milione di anni, si renderanno responsabili della loro totale distruzione. Sabbie erano, 190 milioni di anni fa, e sabbie torneranno e stanno tornando ad essere grazie al continuo, incessante, pervicace smantellamento operato, granulo dopo granulo, dalle escursioni termiche e dalle periodiche piogge battenti (v. Cap. 5.4.2).

3.4.7 Pendii frontali delle 'scogliere organogene'

La *settima finestra* si affaccia su un paesaggio da sogno. Appoggiati al davanzale, stupore e soddisfazione ci guidano alla ricerca di particolari che ci aiutino a riconoscere questo nuovo ambiente. Ci siamo: si tratta di una laguna tropicale! Quelle in cui i depositi che giornalmente si accumulano sono… '*a km zero'* (v. Cap. 3.3)! Un luogo dove gli organismi stessi sono i diretti responsabili di ogni frammento o particella che si incontra, grande o piccola, enorme o infinitesima.

Lo sguardo attento e partecipe si sposta ora dalla laguna verso il mare più aperto e profondo. In lontananza ci appare come un'ampia striscia blu scura. Sotto di noi le acque limpide e calde della laguna domandano di essere attraversate. E non solo con lo sguardo. Tra la bassa laguna dai fondali fangosi (formati da particelle finissime di carbonato di calcio) e il mare profondo si sviluppa una stretta fascia che brulica di vita.

Si tratta della porzione biocostruita di questo articolato ambiente marino chiamato *scogliera organogena*. Ossia quella parte formata dalle impalcature rigide che ospitano gli organismi viventi, a miliardi, quasi sempre minuscoli e indifesi. Se proviamo a guardare quel medesimo ambiente con occhi geologici, riusciremo a comprendere molte più cose.

Sarà possibile scoprire un ulteriore contesto in grado di generare strati inclinati fin dall'origine, ossia le *clinostratificazioni* (dal greco *klìnō = inclinato*). In questo caso la porzione clinostratificata è rappresentata dal fronte esterno della scogliera stessa. Ossia quel pendio subacqueo che raccorda la porzione vivente della scogliera con il fondale sottomarino. Ossia la parte generata dall'incessante attività degli *organismi costruttori* (i 'coralli' in senso lato, ma non solo loro) con il mare di media

profondità. Il fronte esterno della scogliera, inclinata verso il mare aperto, è quello che ora a noi interessa direttamente. È formato dall'accumulo di infiniti frammenti staccati dalla porzione massiccia – quella biocostruita – e caduti per gravità verso il fondo.

Frammenti di varie dimensioni strappati quotidianamente dalla *scogliera organogena* tanto dalla forza delle onde di tempesta, quanto dalla fame dei divoratori di organismi biocostruttori. Li troviamo a centinaia tra i pesci dotati di rostro e tra altri tipi di vertebrati, quali ad esempio le tartarughe.

Lungo il margine esterno della porzione biocostruita, verso il mare aperto e profondo, i frammenti si accumulano scivolando per gravità e stratificandosi obliquamente. Danno forma a gigantesche *falde detritiche* subacquee che ricordano i loro corrispondenti esempi delle aree montane (v. Cap. 3.4.1). In certi casi la differenza di altezza tra la porzione vivente della scogliera, posta a livello del mare, e la base degli strati inclinati può superare i 1000 m!

Anche in questo caso la loro caratteristica inclinazione diventa percepibile in modo evidente solo riuscendo ad osservare dei depositi accumulati da tempo, poi consolidati, successivamente sollevati ed emersi, e infine parzialmente erosi. Sono tra i più spettacolari in quanto costituiscono intere pareti rocciose o completi versanti montuosi. In essi le *clinostratificazioni* sono perfettamente esposte. Spettacolari sono gli esempi, numerosi e giganteschi, offerti dall'Italia nel suo settore dolomitico.

In particolare, se in pieno territorio dolomitico, vi avvicinate alla Roda de Vael proveniendo da W vi accoglierà in lontananza una parete rocciosa stretta e molto estesa marcata da una caratteristica stratificazione inclinata. La sua è un'inclinazione ereditata fin dall'origine. Quello che state osservando è quanto resta di una gigantesca *falda detritica* sottomarina che orlava una *scogliera organogena* risalente a circa 230 milioni di anni fa (Triassico medio).

Purtroppo l'erosione glaciale e quella fluviale degli ultimi milioni di anni (SI MODELLA) si sono incaricate di distruggerla. In un modo tanto lento (per noi umani) quanto progressivo e soprattutto inesorabile. Per questa volta siamo arrivati prima del suo smantellamento totale.

3.4.8 I depositi degli strato-vulcani

Siamo giunti al termine del lungo corridoio di conoscenza. Ci rimane solo da affacciarci all'ultima, particolare *ottava finestra*. Scorgiamo un paesaggio dominato da edifici vulcanici. Maestosi nella loro gigantesca forma conica. Il SI FORMA accorpa in sé non solo i prodotti cosiddetti sedimentari (v. Cap. 3), ma anche quelli magmatici.

Così come tra i *depositi sedimentari* non tutti si originano in assetto orizzontale, anche tra quelli magmatici è possibile imbattersi in prodotti inclinati già nel momento in cui si accumulano. Anzi, tra le rocce magmatiche di tipo effusivo le *clinostratificazioni* sono molto più frequenti rispetto a quelle riscontrabili in ambito sedimentario.

Il geologo in questi casi va a colpo sicuro. Sa cosa cercare. Per formare depositi vulcanici inclinati fin dall'origine è necessario che il contesto eruttivo abbia alcune particolari caratteristiche. Per chi si sta avvicinando a piccoli e cauti passi al complesso mondo della Geologia, posso riassumere i vari requisiti necessari in una unica frase: *"L'attività vulcanica deve essere, almeno in parte, di tipo*

esplosivo”. In essa troviamo tutto quello che serve (v. Cap. 2.8.1) e, in questo caso, sarà più facile ricavare le cause, ossia le esplosioni vulcaniche, osservandone l’effetto: i prodotti vulcanici già inclinati all'origine.

Un vulcano esplosivo (v. Cap. 2.8.1) alterna emissioni laviche a poderosi lanci di scorie. Queste ultime, sotto forma di lapilli, bombe, blocchi e le immancabili ceneri, ricadono in consistenti spessori a breve e media distanza dalla bocca eruttiva. Accumulandosi gravitativamente lungo le pendici del rilievo, formano degli strati inclinati che aumentano nel tempo il volume del cono.

La loro inclinazione può raggiungere i 45° ed è regolata dall’*angolo di riposo* proprio dei materiali di questo tipo, spigolosi e con superfici scabre che sviluppano attriti e resistenze agli assestamenti.

---

1. TANTO PER COMINCIARE
2. DENTRO LA TERRA, SOPRA LA TERRA
3. SI FORMA – SF

4. SI DEFORMA – SD

4.1 Compro... orogenesi
4.1.1 Figurine mescolate e sovrapposte
4.1.2 Catene montuose saldate una contro l'altra

4.2 Gli strani effetti: le deformazioni delle rocce
4.2.1 Le deformazioni fragili: ma quante belle faglie Madama Dorè!
4.2.1.1 Gli accavallamenti
4.2.1.2 Traiettorie striate
4.2.2 Le deformazioni plastiche: mi piego ma non mi spezzo!
4.2.2.1 Se si spiegano le pieghe ripiegate

4.3 Strati deformati… ma ancora orizzontali!

4.4 Rocce che cambiano i propri connotati
4.4.1 Un metamorfismo chiamato 'regionale'
4.4.1.1 Quando è un testo scritto a subire…il metamorfismo

4.5 Gessi: nati per essere deformati
4.5.1 Le incredibili deformazioni dei gessi

4.6 La sfera di Rubik
4.6.1 Collisioni che lasciano il segno
4.6.1.1 Dove le orogenesi picchiano duro
4.6.1.2 Un esempio reale (o solo realistico?)

4.7 La Storia siamo noi… e il territorio
4.7.1 Tre piccoli passi
4.7.2 Dentro un film
4.7.2.1 Diaboliche abitudini
4.7.3 Adria, micro-placca cuscinetto
4.7.4 Un oceano casalingo
4.7.4.1 Una gigantesca scala sottomarina
4.7.5 Una bomba ad orologeria
4.7.5.1 Nella morsa delle grandi placche

4.8 Il fascino di un profilo
4.8.1 Africa *vs* Europa
4.8.1.1 Un panino geologico
4.8.1.2 Il panino geologico
4.8.2 Sardegna e Corsica scivolano via e nasce l'Appennino
4.8.2.1 Cosa raccontano gli antichi vulcani della Sardegna
4.8.2.2 Appennino-pendolino
4.8.2.3 Argille scagliose
4.8.2.4 Grandi vasche da bagno geologiche: le avanfosse
4.8.3 Sorprese geologiche sotto la pianura emiliana
4.8.4 Ma c'è ancora chi non si scompone…
4.8.5 Quando le faglie richiamano i sedimenti

4.8.5.1 Una OLA da stadio applicata alla Geologia
4.8.5.2 Geologia tra vantaggi e paure
4.8.6 Prima le Alpi …o gli Appennini?
4.8.7 Il Mar Tirreno meridionale: una caramella Mou
4.8.7.1 Le tribolazioni della Calabria e le criticità della Sicilia
4.9 Uno stivale che è una meraviglia!
5. SI MODELLA – SM
6. POCO PER FINIRE

---

4. SI DEFORMA – SD

I nostri territori, oggi definiti Italia, sono formati da rocce la cui formazione risale al Paleozoico più antico, al Mesozoico e al Cenozoico. In pratica coprono, praticamente per inter, gli ultimi 600 milioni di anni della Storia della Terra. Sono questi i più ricchi di informazioni, riguardanti tanto il mondo abiologico quanto e soprattutto l'evoluzione della vita, marcata dalla comparsa e accelerato sviluppo di organismi complessi e organizzati.

I *depositi sedimentari* e *magmatici* (v. Cap. 2.5.3) nel corso della loro storia geologica sono coinvolti in seppellimenti e approfondimenti all'interno della crosta terrestre. Ne conseguono traslazioni e movimenti che rappresentano la logica conseguenza della lenta, incessante deriva subita dalle *placche litosferiche* alle quali le successioni rocciose appartengono. Se potessimo osservare i movimenti delle *placche* in un film accelerato in cui l'intera Storia della Terra dura meno di una manciata di minuti, il nostro pianeta ci apparirebbe come una gigantesca pista di autoscontro.

Ad elevata profondità comprimere e sospingere una successione di strati è facile come piegare i fogli di un quaderno. *"Chi può spingere, spostare e deformare immensi volumi di rocce potenti fino a 15-20 e più km ed estesi su superfici di milioni di km^2?"* Incredibile a dirsi: è il dinamismo stesso delle *placche litosferiche*. *Placche* che, come autoscontri su una pista, non vedono l'ora di collidere l'una con l'altra. Lì dove questo avviene, le forze in gioco generano potenze inaudite. Capaci di affettare il prisma roccioso in tante enormi scaglie di roccia, affastellandole una contro l'altra come fossero semplici tegole!

4.1 Compro... orogenesi

Orogenesi è il processo che genera le gigantesche catene montuose, ossia i prodotti degli scontri tra *placche litosferiche*. Alpi e Appennini, Himalaya, Montagne Rocciose, Appalachi,… tanto per citare i nomi più noti. Sono tutte *catene collisionali*, ossia orogenetiche. Ognuna di esse è un vero tripudio di deformazioni! Pieghe, faglie, fratture, metamorfismo… tutti effetti riconducibili al contrasto tra due placche in rotta di collisione.

Le *orogenesi* si comportano – perdonatemi il paragone – come le grandi guerre mondiali. Iniziano da una zona di criticità e col tempo espandono i propri effetti alle zone limitrofe, coinvolgendo nella

deformazione territori sempre più ampi. Nel caso della *prima guerra mondiale* per alcuni paesi il 1914 fu già un anno devastante. L'Italia ne rimase indenne, al margine, fino all'anno successivo. E' stato così anche durante il propagarsi delle deformazioni crostali che, nel tempo, si sono estese ai vari settori delle Alpi, degli Appennini, della Catena himalayana, degli Appalachi,...

La successione rocciosa sottoposta a sforzi colossali si piega e si spezza, ma in molti casi non perde la possibilità di mostrare, praticamente ancora intatti, i caratteri acquisiti dai suoi depositi al momento della deposizione (SI FORMA). Quando noi geologi osserviamo i tipi di deformazione di un volume roccioso – essenzialmente *pieghe* (deformazioni plastiche; v. Cap. 4.5) e *faglie* (deformazioni fragili; v. Cap. 4.4) – e valutiamo il loro orientamento nello spazio, siamo in grado di ricavare ottime informazioni sui processi cosiddetti tettonici (SI DEFORMA) e sulla loro intensità, nonché sulle cause che li hanno indotti e prodotti. Otteniamo inoltre anche la direzione lungo la quale agiva la spinta crostale (o la trazione) che ha generato le deformazioni stesse.

Le deformazioni delle rocce coinvolgono, stupiscono ed affascinano con il loro solo apparire. Al profano sanno occasionalmente regalare delle sorprese ad effetto, dovute soprattutto alle loro geometrie che talvolta rasentano l'incredibile. Osservando proprio le *pieghe* delle successioni stratificate (ma non solo loro) si può affermare, senza paura d'essere smentiti, che la Geologia davvero rappresenta 'il lato artistico della Natura' (v. Cap. 1.2).

Quando è in atto un'*orogenesi* c'è sempre una collisione crostale di mezzo. I primi rilievi quasi sempre cominciano a crescere SOTTO la superficie del mare. Questo si verifica perché spesso la compressione interessa e coinvolge settori marini profondi, anch'essi formati da spessori enormi di rocce e sedimenti ma… ancora coperti d'acqua. Ben presto comunque i settori marini deformati e sollevati finiscono per emergere, iniziando col dare luogo a sparse ghirlande di isole (pensiamo alle fasce costiere della Dalmazia, parte più esterna della Catena dinarica). Col tempo – misurabile sempre in milioni di anni – e con il proseguire delle spinte crostali, le isole aumentano di superficie finendo col saldarsi tra loro e alle aree limitrofe già emerse.

È così che prendono forma e corpo le grandi catene montuose. Questa evoluzione ha accomunato anche le Alpi e gli Appennini, rispettivamente testa e spina dorsale d'Italia. Il sollevamento dei volumi rocciosi è sempre accompagnato dallo sviluppo di due particolari effetti: le *faglie* e le *pieghe* (v. Cap. 4.2.1 e 4.2.2).

4.1.1 Figurine mescolate e sovrapposte

Nulla di più difficile, per un profano di 'cose geologiche', che cercare di immaginarsi una catena montuosa visualizzandola come... un insieme di deformazioni, fragili e duttili, ovvero *faglie* e *pieghe* (v. Capp. 4.2.1 e 4.2.2). Un po' come, per un non-musicista guardare uno spartito e cercare di percepirne le melodie e i ritmi. La comprensione della Geologia passa attraverso l'esemplificazione. Prendete allora delle figurine. Tante figurine. Almeno un centinaio.

Distribuitele ordinatamente in file di cinque-sei esemplari, formando almeno tre strati sovrapposti. Avrete così simulato una successione rocciosa (SI FORMA), ancora indeformata, estesa su vasti territori. Nella realtà geologica il suo spessore può comunemente raggiungere e superare la decina di chilometri.

È il momento di trovare un righello. Di quelli lunghi 40-50 cm. Appoggiatelo di taglio contro la prima fila di figurine e... spingete piano, lentamente, in modo da vederla affastellarsi contro e sopra alle file contigue. Più continuate a comprimere e più l'ordine iniziale resta un lontano ricordo. Quando smetterete di usare il righello come una ruspa, le figurine finiranno di muoversi, sovrapporsi e affastellarsi. Avrete generato una catena montuosa 'figurata'. Nella realtà geologica, il pacco di figurine deformato – la nostra catena montuosa – si ispessisce anche profondità, dando origine a una sorta di iceberg roccioso del quale possiamo osservare e percorrere solo la porzione sommitale.

Davanti alle figurine compresse e deformate, si estendono a perdita d'occhio altre infinite file di figurine. Tutte ancora distribuite in bell'ordine. Attendono solo che voi riprendiate in mano il righello – la vostra ruspa geologica – e con quello scegliate il momento e la zona in cui farlo agire di nuovo. *"Vai col righello!"* Dalle rinnovate spinte nascerà una seconda catena montuosa.

C'è dell'altro. Di frequente capita che i nuovi settori deformati si estendano a tal punto da interferire in parte e/o affiancarsi alla precedente catena. Questo, ancora una volta nella realtà geologica, può riproporsi due, tre, quattro volte di seguito affiancando catene a catene, nel tempo e nello spazio. Tra la genesi di una catena e l'altra possono trascorrere molte decine (a volte centinaia!) di milioni di anni. E quando una catena montuosa smette di crescere diventa preda ambita delle erosioni. Non è un caso che le catene montuose molto antiche siano anche quelle con le montagne più basse.

Torniamo però al concetto di “catene montuose affiancate nel tempo e nello spazio”, ci interessa direttamente. Perché questa è anche e soprattutto la storia dell'Europa. Un'Europa che geologicamente è fatta da catene antichissime, antiche, vecchie e recenti, tutte appoggiate di fianco, ognuna alla precedente. Talvolta con territori cuscinetto in cui sono presenti e sovrapposte due catene differenti, fuse insieme. Una storia affascinante di scontri titanici iniziata oltre 1 miliardo di anni or sono. La ripercorreremo insieme, in sintesi, nel successivo capitolo.

4.1.2 Catene montuose saldate una contro l’altra

Quando si produce uno scontro tra le porzioni a *crosta continentale* di due placche, notoriamente meno dense rispetto a quelle a *crosta oceanica*, si assiste sì all’infilarsi dell’una sotto l’altra, ma entrambe, durante lo scontro, si comprimono, deformano e affastellano, continuando però a restare ‘a galla’, come sugheri sull’acqua. Il processo, in gergo geologico, è chiamato *orogenesi* (v. Cap. 4.1) e i rilievi che si formano appartengono, di conseguenza, a una *catena orogenetica*.

Non di rado le grandi estensioni di *crosta continentale* non sono altro che antichissime, antiche, vecchie e più recenti *catene orogenetiche*, ossia collisionali, le quali nel tempo si sono saldate tra loro, una di fianco all’altra. L’esempio più prossimo a noi è proprio il continente sul quale viviamo: l’Europa.

Il *Calendario della Terra* segna poco più di 1 miliardo di anni fa. È una parte di quella che oggi chiamiamo Scandinavia a deformarsi. Come sempre accade in questi casi, le rocce più superficiali si piegano e si fagliano mantenendo intatti i propri caratteri. Al contrario, le rocce più profonde invece cambiano radicalmente le loro caratteristiche subendo il cosiddetto *metamorfismo* (SI DEFORMA; v. Cap. 4.1).

Di tutta questa antichissima catena le successive erosioni (SI MODELLA) hanno risparmiato solo queste porzioni che, da profonde, sono state via via innalzate nel corso della loro lunghissima storia geologica. Tanto che oggi in Svezia come in Finlandia e Norvegia le sole rocce che possiamo toccare, percorrere e ammirare sono quelle metamorfiche. Il che significa, tradotto in parole povere, che si tratta di rocce a cui le batoste della vita hanno cambiato per sempre i connotati originari (v. Cap. 4.4.1.1).

Intanto il *Calendario della Terra* sfoglia i milioni di anni rapidi come fossero giorni. Poi, intorno a 450 milioni di anni fa, il tempo rallenta per consentirci di osservare con cura l'Europa di allora e le sue nuove deformazioni. È la volta di altri spessi pacchi di strati che nel frattempo avevano continuato a depositarsi al margine ed esternamente a quella antichissima catena montuosa 'scandinava'. È arrivato anche per loro il momento del SI DEFORMA.

Un evento che i geologi hanno chiamato *orogenesi caledoniana*, durato molte decine di milioni di anni. Nella storia dell'Europa ci interessa in quanto coinvolse altri territori settentrionali (Scozia, Irlanda,...) saldandoli – deformativamente parlando – ai resti della precedente catena 'scandinava'. Quello che accadde in seguito è storia via via più recente.

Per continuare ad aggiungere catene a catene dobbiamo fermare il *Calendario della Terra* fra 350 e 320 milioni di anni fa. Ancora una volta ci sarà un righello-ruspa che da qualche parte spingerà gigantesche 'figurine stratificate' pronte ad immolarsi sull'altare del SI DEFORMA. Questa volta accadde a un territorio vastissimo che, riferito ai nostri giorni, può essere fatto coincidere con la gran parte dell'Europa centrale (Francia, Germania, Austria,...) assieme all'Inghilterra meridionale e alla Spagna, con buona parte del Portogallo.

C'entravano anche le zone più settentrionali d'Italia, con Sardegna e Corsica e – non vi sembri strano – la Calabria e i Peloritani (Sicilia E), che a quei tempi occupavano posizioni ancora spostate verso l'Europa (v. Cap. 4.8.7.1). Si generò una catena montuosa enormemente vasta, frutto di un'*orogenesi* poderosa che oggi prende il nome di *orogenesi ercinica* (detta anche *varisica*). Una catena montuosa vecchia, saldata ad una antica, a sua volta appoggiata ad una antichissima.

Ora manca solo la storia recente. Quella scandita dall'imponente *orogenesi alpina* e dalle sue altrettanto intense deformazioni. E' storia quasi dei giorni nostri. Iniziata circa 60 milioni di anni fa è ancora lontana dal concludersi, pure se i suoi effetti più eclatanti sembrerebbero ormai relegati al passato (prossimo). Anche questa volta i nuovi territori deformati sono stati spinti contro i precedenti rilievi, quelli chiamati ercinici, ormai piallati e abbassati dalle erosioni di un SI MODELLA iniziato 300 e passa milioni di anni or sono.

"Ma di quali territori si tratta?" Facile a dirsi e… ad individuarsi. Sono tutti quei monti che formano rilievi 'giovani', ossia elevati, sui quali le erosioni ancora non hanno vinto la battaglia contro il sollevamento. Eccoli: Alpi, Appennini, Catena dinarica esterna (ex-Yugoslavia), Ellenidi (Albania e Grecia),...

Una curiosità: la Sardegna non è mai stata interessata dall'*orogenesi alpina*, che l'ha lasciata al margine dei suoi incredibili effetti deformativi (v. Cap. 4.8.2). Se si esclude una ridotta area ad E di Nuoro che, secondo alcuni ricercatori, mostrerebbe delle deformazioni classificabili come alpine.

4.2 Gli strani effetti: le deformazioni delle rocce

In condizioni relativamente superficiali – fino ad alcuni chilometri di profondità – le deformazioni sono in gran parte fragili, ossia dominate dalla formazione di piani di rottura. Le *faglie* sono piani di rottura della roccia lungo i quali si sviluppa e propaga il movimento tra volumi rocciosi che si spezzano e traslano uno rispetto all'altro.

Più in profondità invece, intorno a 10-12 km, un'ipotetica superficie di strato ampia un metro quadrato ha sopra di sé una quantità di rocce che pesa complessivamente oltre 25.000 tonnellate. Inoltre, sapendo che spingendosi in profondità la temperatura aumenta mediamente di 3°C ogni 100 metri, si può facilmente prevedere che verso i 10 km dalla superficie terrestre la temperatura si approssima a 300°C.

Se alle rocce situate a tali profondità è applicata una spinta laterale (tipica delle collisioni tra placche nel corso dei loro moti reciproci) queste si comportano in maniera che potremmo definire per certi versi 'anomala'. Questo per il fatto che siamo abituati a comprendere e visualizzare quasi esclusivamente fenomeni e comportamenti fisici prodotti sulla superficie terrestre, a pressioni e temperature ritenute normali.

Al contrario, in presenza di 'condizioni anomale' le rocce acquistano un comportamento plastico. La loro risposta alle sollecitazioni ricorda quella, più familiare, di un blocco stratiforme di plastilina, di un materasso di gommapiuma, di un elenco telefonico (chi ancora se lo ricorda?) sospinto verso un ostacolo.

Ad elevate profondità le temperature diventano molto alte, mentre il carico dei sedimenti soprastanti si fa colossale. Là sotto le rocce oramai non hanno più, nemmeno lontanamente, le proprietà fisiche che possiedono in superficie. Pensiamo, per facilitare ulteriormente la comprensione di tali cambiamenti, a una tavoletta di cioccolato tenuta in casa, all'ombra, e un'altra, identica, esposta al sole durante una giornata estiva.

Proviamo ad appoggiarle ognuna sopra una tazza e poi comprimiamole al centro con un dito, fino a ottenere una deformazione. La prima tavoletta si spezzerà (comportamento fragile), la seconda svilupperà un marcato incurvamento (comportamento plastico). È bastato aumentare la temperatura dell'ambiente a parità di pressione esercitata.

Le rocce situate a parecchi chilometri di profondità all'interno della crosta terrestre sono un po' come l'asfalto molle lungo le strade sotto il sole d'agosto. Fateci passare sopra, in frenata, le gomme di un'automobile: sarà raschiato e spalmato senza sforzo alcuno, come burro lisciato da un coltello. La stessa cosa avviene per le rocce poste a grande profondità se, oltre al peso del carico soprastante, dovranno subire anche una spinta laterale durante una delle frequenti collisioni tra placche in cui è spesso coinvolta la crosta terrestre. O meglio, per gli… 'intenditori', la *litosfera* (v. Cap. 2.1).

Per un addetto ai lavori 'leggere' il contenuto e i caratteri di una roccia sedimentaria – contenuto fossile, tessiture, composizioni, strutture – non è molto complicato. Perlomeno, può risultare un'operazione conducibile a buon fine senza grandi difficoltà. Sarebbe un po' come leggere un testo scritto in modo chiaro e ben impaginato. Basta conoscere la lingua utilizzata (v. Cap. 4.4.1.1).

Quando poi le rocce subiscono delle deformazioni plastiche – semplici pieghe, senza necessariamente superare la soglia del cosiddetto *metamorfismo* (v. Cap. 4.4), capace di effetti impensabili e devastanti – la lettura si fa leggermente più complessa, ma tutt'altro che impossibile. Anche nel caso della decifrazione di un testo la difficoltà aumenta se le righe sono scritte seguendo un andamento ondulato. Difficoltà che comunque non si incrementa a tal punto da costituire un ostacolo insormontabile alla comprensione del senso delle singole frasi.

4.2.1 Le deformazioni fragili: ma quante belle faglie Madama Dorè!

Pensando agli effetti di un terremoto, è immediato figurarsi quelli che sono stati i danni materiali, i crolli, le lesioni alle opere edilizie, ai viadotti, alle vecchie mura, agli edifici storici. Successivamente si tende a valutare l'impatto del sisma sul paesaggio: le frane, le risalite d'acqua e fango, i giganteschi blocchi rocciosi scagliati con furia verso i fondivalle. Generalmente dunque, e in un secondo momento, si pensa ai mutamenti della superficie terrestre, in quanto risultano i soli a poter essere osservati.

Tutto questo però è riduttivo. Esiste anche la possibilità di vedere e toccare direttamente gli effetti che i terremoti e le spinte crostali causano SOTTO la superficie terrestre, a chilometri di profondità, concretizzati nello scorrimento tra un blocco roccioso e l'altro. "*In che modo? Forse spingendosi a fatica in anguste gallerie sotterranee o esaminando i campioni di roccia trivellati ad elevate profondità e riportati in superficie con sofisticate tecnologie?"* Nulla di tutto questo.

E' sufficiente percorrere qualche torrente di montagna ben inciso fra sponde rocciose prive di vegetazione e semplicemente osservare. Spesso gli indizi, evidenti e spettacolari, sono distribuiti in grande quantità anche lungo i versanti in roccia viva che costeggiano le strade (okkio – per esperienza diretta! – alle macchine). Occorre solo sapere *dove* cercare e soprattutto *cosa* cercare.

Osservando un vasto affioramento roccioso situato all'interno di una *catena collisionale* – la classica, per noi geologi, *catena orogenetica* – c'è l'assoluta certezza di trovare una *faglia* ben esposta e facilmente individuabile.

La sicurezza ostentata deriva dalla considerazione che le potenti successioni rocciose sedimentarie coinvolte nella genesi di una catena montuosa, di regola si accumulano in ambienti quali le pianure alluvionali, i delta marini e, soprattutto, i fondali marini, da bassi a profondi.

"Ma questo cosa c'entra con le faglie?" Occorre considerare che in genere questi sono tutti ambienti caratterizzati da scarsa altitudine o addirittura batimetricamente depressi. Ecco allora che ritrovare le antiche successioni sedimentarie a quote sensibilmente maggiori rispetto a quelle di formazione, sta ad indicare che hanno subìto dei processi deformativi che le hanno innalzate. Processi che a piccola, media e grande scala devono aver lasciato delle cicatrici: le *faglie* e le *fratture*.

Riprendendo per un istante il paragone tra una successione rocciosa e una torta (v. Cap. 1.4.1.1) proviamo a tagliare quest'ultima in due porzioni, verticalmente oppure secondo una superficie variamente inclinata. Avremo ottenuto una frattura. Ora muoviamo mezza torta rispetto all'altra metà, in modo che le due porzioni scorrano lungo il taglio. Avremo creato una *faglia*. Per *faglia* dunque s'intende una rottura nella roccia con movimento tra i due lembi.

Per i geologi una *faglia* può definirsi 'importante' quando a) ha spostato di un lungo tratto le rocce che le stanno sui due lati; b) è molto estesa in pianta; c) è, come si dice in gergo geologico, attiva: ossia si muove ed è sede di ipocentro sismico in tempi storici o recenti. Nel migliore (o peggiore!) dei casi sono presenti tutte e tre queste prerogative. Più spesso ne basta una sola.

4.2.1.1 Gli accavallamenti

Se consideriamo una qualsiasi catena montuosa generata attraverso la collisione tra due placche *litosferiche* con *crosta continentale*, sappiamo che, durante il lento scontro reciproco, temporalmente esteso da alcuni milioni a parecchie decine di milioni di anni, una tende ad infilarsi sotto l'altra con un processo denominato *subduzione* (v. Cap. 2.1.2.3). Entrambe le *placche continentali* sono di regola formate da rocce in precedenza deposte e consolidatesi sopra enormi volumi profondi di rocce metamorfiche e/o magmatiche anticamente erose e modellate.

Nelle masse crostali in reciproca collisione le porzioni più profonde possono raggiungere il punto di fusione a causa delle gigantesche pressioni ed elevate temperature alle quali sono sottoposte le rispettive rocce. Si originano in tal modo dei fusi che formano consistenti corpi magmatici, destinati col tempo a raffreddarsi lentamente e altrettanto lentamente a consolidarsi nelle profondità della crosta. Tutto questo avviene nelle radici delle *catene orogenetiche*. In questo modo si generano grandi ammassi di *granito* quali, ad esempio, quelli della Sardegna, risalenti a un intervallo compreso fra 310 e 270 milioni di anni fa. Oggi li possiamo toccare e percorrere solo perché una serie di successivi, lenti sollevamenti li ha portati in superficie.

Sottoposte alle colossali spinte crostali legate a un'*orogenesi*, altre porzioni di crosta profonda possono subire effetti differenti che un profano di 'cose geologiche' difficilmente riuscirebbe a prevedere. Si tratta di modificazioni sintetizzate da una parola specifica: *metamorfismo regionale*. Le rocce coinvolte (qualsiasi tipo di rocce) ricristallizzano senza fondere e si riorganizzano in complessi insiemi di deformazioni plastiche.

C'è da precisare che, al contrario, nelle porzioni più superficiali della crosta terrestre – l'ultima quindicina di chilometri – si generano invece complicati sistemi di *pieghe* e di *faglie* che deformano, raccorciando spesso in maniera drastica ma senza effetti metamorfici, enormi volumi di roccia stimabili in milioni e milioni di chilometri cubi (v. Cap. 4.1.1).

Ciò che ora ci interessa direttamente è proprio quello che avviene nei chilometri più superficiali della crosta i cui sedimenti – senza subire dunque il *processo metamorfico* – si deformano più o meno intensamente. Durante le collisioni assorbono i lentissimi urti attraverso la genesi di *pieghe* e di *faglie*, conosciute rispettivamente come deformazioni plastiche e fragili. Tra le *faglie compressive* esiste una categoria molto importante: quella degli *accavallamenti*, (conosciuti anche come *scorrimenti*).

Rappresentano delle particolari *faglie compressive* che per gran parte della loro estensione – sono superfici seguibili anche per centinaia di chilometri – si sviluppano con piani di movimento sub-orizzontali e più limitati tratti a media inclinazione. Gli spostamenti reciproci tra i volumi di roccia che giacciono sopra e sotto al piano di *accavallamento* possono, nei casi più eclatanti, raggiungere le centinaia di chilometri. E' attraverso i movimenti attivati lungo tali superfici che si realizzano i più pronunciati raccorciamenti in seno ad una catena montuosa.

Per comprendere quello che accade in questi casi, provate a immaginare di riprendere con una cinepresa un'onda nel momento in cui, in una fase di mare particolarmente mosso, s'infrange nei pressi della battigia risalendone il piano liscio e debolmente inclinato. Ora visionate il filmato al rallentatore.

Il movimento che il frangente d'onda produce nell'istante in cui si trasforma in uno spessore d'acqua che si sposta verso la spiaggia emersa, può essere paragonato – con un po' di fantasia – a quanto accade ad alcuni chilometri di profondità all'interno della crosta terrestre. Lì dove uno spessore di rocce si muove lungo un piano di traslazione debolmente inclinato (simil-battigia!) e si accavalla sulle rocce antistanti e sottostanti. La massa rocciosa che si muove sopra al piano di *accavallamento* lo risale spostandosi in avanti e, in parte, verso l'alto.

Resta ancora da sottolineare un punto importante. Le superfici di *accavallamento* di norma mantengono per chilometri e chilometri deboli inclinazioni, solitamente inferiori a 10°-20°. Le stesse superfici possono, localmente, aumentare per brevi tratti la propria pendenza, fino a raggiungere valori di 50°-60°, per poi riprendere lo sviluppo sub-orizzontale ad una quota più alta, ma sempre all'interno della crosta terrestre. La geometria che ne deriva assomiglia, in sezione trasversale, a una gigantesca scalinata con estesi scalini sub-orizzontali, collegati tra loro da brevi rampe oblique a medio-alta inclinazione.

Quando il piano, con la propria debole inclinazione iniziale, finisce con l'avvicinarsi progressivamente alla superficie terrestre, ad alcune centinaia di metri di profondità le pressioni verticali causate dalle rocce sovrastanti sono decisamente inferiori se confrontate con quelle presenti a profondità più elevate. Ecco che allora si verifica una delle condizioni che consentono al piano di *faglia* di impennarsi.

Sarebbe un po' come se un giocatore di pallacanestro, che per quasi tutta una partita corre e salta con addosso un cinturone zavorrato con venti chili di piombo, se lo togliesse nell'ultimo minuto. Ammettendo che il giocatore possa continuare ad avere sempre nuova energia a disposizione (come nel caso degli scontri tra *placche litosferiche*) e quindi non risenta della stanchezza accumulata nel corso della partita, la condizione di alleggerimento lo porterebbe a spiccare con facilità balzi più alti dei precedenti.

4.2.1.2 Traiettorie striate

Se due macchine, procedendo in senso opposto lungo una strada particolarmente stretta, si sfiorano lungo le reciproche fiancate, riproducono il meccanismo e gli effetti di una *faglia*. Osservando le due superfici interessate dal contatto si potrà facilmente notare una serie di strie parallele al movimento dei due mezzi. Anche le superfici di *faglia* esibiscono, quasi sempre ben visibili, le strie del movimento reciproco dei due lembi rocciosi.

Attraverso l'individuazione e l'analisi di simili effetti i geologi comprendono, come è possibile fare per le macchine, in quale direzione e con quale verso i due lembi di roccia, posti al di qua e al di là della faglia, si sono mossi durante il movimento reciproco. Questi valori è possibile ricavarli anche a distanza di centinaia di milioni d'anni dall'evento.

Il dato certo, in grado di indicare qual è stato il movimento di due lembi rocciosi separati da una superficie di *faglia*, spesso non è deducibile dagli spostamenti della stratificazione osservabili su una parete rocciosa. Il dato è ricavabile solo dalle *strie di movimento* (*tettoglifi*) 'fossilizzate' sulle superfici di faglia.

Sono strie (unite spesso alla formazione di minuti cristalli di calcite) capaci di indicare in quale direzione reciproca e opposta si sono mossi i lembi rocciosi, e con quale inclinazione rispetto all'orizzontale. Una sola cosa non sono in grado di raccontarci: di quanto si sono spostati i due lembi. Ma in Geologia per questo esiste rimedio, affiancando altri metodi di analisi.

Raccogliendo e trattando statisticamente un numero elevato di dati riguardanti l'orientazione e il verso delle strie di movimento delle superfici di *faglia* misurate in un territorio, si ottengono informazioni sulle direzioni locali delle grandi spinte crostali. Quelle spinte capaci di far nascere e sollevare intere catene montuose, come quelle alpina o appenninica.

Sono le spinte che hanno deformato, spezzato, fagliato e… striato gli ammassi rocciosi. Rocce dunque capaci non solo di archiviare con successo i dati del SI FORMA, ma di conservare al proprio interno, altrettanto bene, anche quelli del SI DEFORMA.

È convinzione comune che quando un volume roccioso si deforma si generano soltanto *pieghe* o solamente *faglie*. Dove si riscontrino entrambe si è portati a pensare che le due famiglie di deformazioni si siano sovrapposte sullo stesso volume roccioso formandosi in tempi differenti.

In certi casi questo può anche essere vero, ma è altrettanto innegabile che quasi tutte le grandi *pieghe* si sviluppano… assieme a una grande *faglia*! La grande *faglia* sta 'sotto' alla grande *piega* e ne guida sia la progressiva formazione, sia lo spostamento in avanti, sia l'immancabile sollevamento della complessiva successione piegata. Una sinergia che, replicata molte volte, porta immancabilmente alla formazione di una catena montuosa.

4.2.2 Le deformazioni plastiche: mi piego ma non mi spezzo!

Le *pieghe* non si formano alle medesime condizioni di pressione e temperatura in tutti i tipi di rocce. Questo perché ogni composto mineralogico (roccia) ha proprietà differenti e confini di deformazione che sono raggiunti in tempi e modi molto dissimili. Come per ogni tipo di osservazione, anche nel caso di una successione rocciosa deformata bisogna cercare di capire qual è il 'modulo base', ovvero l'elemento significativo (e ripetitivo) più piccolo che determina lo stile dell'intera struttura.

Potrebbe essere il mattone per un muro, il masso per una barriera frangiflutti, il granulo per uno strato sabbioso, e così via. Nel caso di un'analisi delle deformazioni in rocce che hanno reagito in maniera plastica, il 'modulo base' diventa la piega. Dato che è un elemento frequente negli affioramenti rocciosi deformati, diventa utile esaminarla per comprendere se può comunicarci delle informazioni e quali esse siano.

Resteremo alla superficie del problema, prendendo in considerazione quel poco o quel tanto che basta per potere in futuro guardare una stratificazione piegata con un occhio più evoluto (geologicamente parlando), in modo da percepire il significato che riesce a trasmettere.

Anche in questo caso, se cercate in *Internet* o sui volumi specialistici, per le varie tipologie di *pieghe* troverete classificazioni varie e complesse, basate in massima parte sullo sviluppo delle relative geometrie. Le classificazioni, viste dalla prospettiva dei 'non addetti ai lavori', sono un veleno a effetto immediato, capace di tramortire nel migliore dei casi e di uccidere in quelli peggiori. In questo caso la vittima predestinata (oltre ai fruitori) sarebbe la stessa Geologia. Meno drasticamente, le classificazioni smorzano ogni potenziale interesse per la materia da parte di chi non la pratica.

Anche per questo, in modo 'eretico' – come sempre – vi proporrò due sole distinzioni, valide per tutte le *pieghe* che interessano le successioni sedimentarie. Le divideremo solo in *simmetriche* e *asimmetriche*. Non basta, ancor più semplice. Ai fini della comprensione di quanto ci può essere utile, da qui in poi tratterò solo le *pieghe asimmetriche*, più interessanti e ricche di significati.

Una *piega asimmetrica* è come un centometrista fotografato nell'istante in cui scatta ai blocchi di partenza. Se la osservate bene, anch'essa risulta protesa verso una direzione ben precisa. La sua geometria fa intuire che si è generata sotto l'applicazione di una spinta laterale, di uno sforzo che appare orientato in una determinata direzione.

Guardando la *piega* nella sua presente fissità dell'affioramento roccioso sembra ancora di percepire il pacco di strati che da orizzontale – al rallentatore, con infinita lentezza nelle profondità crostali – ha cominciato a piegarsi. Prima impercettibilmente, poi in maniera sempre più decisa (come fosse di gommapiuma), fino a bloccarsi nella geometria che oggi appare fissata sulla parete rocciosa.

"*Ma com'è possibile risalire alla direzione della spinta che ha generato la piega?"* Anche questo è abbastanza intuitivo. Presupponiamo per semplicità che la *piega* sia cilindrica, e in molti casi è così. Vuol dire che, sezionandola trasversalmente in punti differenti, vi darà sempre geometricamente la stessa immagine. Come un cilindro che, se i tagli sono tutti paralleli tra loro produrrà sempre sezioni identiche.

Se prendiamo un quaderno e lo pieghiamo tra le mani formando una S (o una Z arrotondata, dipende da quale parte lo si osserva), riusciamo a materializzare uno dei più importanti elementi delle *pieghe*: la *cerniera*, detta anche *asse*. E' questa la linea lungo la quale la *piega* mostra la sua massima curvatura. Con buona approssimazione, la spinta che genera una *piega* in rocce sedimentarie stratificate risulta spesso orientata circa perpendicolarmente alle sue cerniere.

In una successione rocciosa stratificata e deformata, una *piega asimmetrica* non è mai sola. Anzi, attraverso lo studio della geometria dell'elemento minore si può ricavare quello che, a scala differente, può essere l'assetto deformativo dell'intera montagna nella quale la piccola *piega* affiora. Non è isolata perché la spinta ha dato luogo, contemporaneamente, ad altre *pieghe* identiche, contenute in *pieghe* più grandi le quali, a loro volta, hanno la medesima forma e orientamento (a parte naturalmente le dimensioni maggiori).

E' frequente trovare *pieghe asimmetriche*, ampie pochi decimetri, inserite in *pieghe* metriche o decametriche a loro volta modellate all'interno di enormi *pieghe* sviluppate, con il medesimo stile, alla scala di interi versanti montuosi. Questo succede perché in un pacco di strati che si deforma in maniera plastica, quelli che occupano le posizioni più interne della *piega* devono assoggettarsi ad

occupare uno spazio leggermente più ristretto e per farlo sono obbligati a generare delle piccole *pieghe* accessorie. Quel tanto che basta per compensare la differenza di estensione rispetto agli strati più esterni.

Per comprendere il concetto sovrapponete le vostre mani. Una all'altra, palma contro dorso e con questi ultimi rivolti verso l'alto. Ora incurvatele (naturalmente verso il basso!). Noterete che la mano che occupa la posizione più interna nella *piega* che ora avete formato, è costretta a piegarsi di più. In natura il maggiore piegamento delle zone interne di una grande *piega* equivale spesso, come detto sopra, a un più sensibile raccorciamento che deve essere pareggiato e assorbito dallo sviluppo di *pieghe* minori. Spesso delle dimensioni di… un essere umano o ancora più piccole. Abbiamo trovato il 'modulo base'.

4.2.2.1 Se si spiegano le pieghe ripiegate

Decifrare i complicati assetti deformativi di una *catena collisionale (catena orogenetica)* è compito del *geologo strutturale*. In un territorio vasto anche migliaia di chilometri quadrati, spetta a questa figura di ricercatore riconoscere e cartografare le varie famiglie di deformazioni (*pieghe* e *faglie*). Poi, spetta sempre a lui, cercare di capire quali gruppi di strutture (associazioni), seppure differenti (sempre *pieghe* e *faglie*), sono stati prodotti da una causa comune e contemporanea.

Infine, è ancora lui, il *geologo strutturale*, a sistemare i vari gruppi di deformazioni *(associazioni)* in ordine cronologico relativo, uno dopo l'altro. Attraverso lo studio delle interferenze reciproche, è sempre lui a stabilire cosa si è generato 'prima' e cosa 'dopo', ricostruendo la *cinematica* di un volume deformato, talvolta rappresentato da migliaia di km^3 di successioni rocciose.

Da ultimo, proverà a sottrarre al grande volume di rocce, progressivamente, gli insiemi di strutture più recenti e, via via, quelli più antichi. In tal modo, passo dopo passo, sarà in grado di 'rimettere a posto' i vari pezzi, ottenendo i rapporti che esistevano in origine tra i vari tipi di rocce e, di conseguenza, la posizione e le transizioni tra i vari ambienti che queste rappresentano.

Per comprendere meglio quanto avviene all'interno della crosta terrestre, in profondità, durante lo sviluppo di due successivi eventi deformativi che generano dei sistemi di pieghe unitamente a superfici di rottura con movimento (faglie), è molto utile osservare come le pieghe più antiche possono essere ripiegate dalle più recenti.

Le prime non perdono la loro identità ma si torcono e contorcono secondo geometrie apparentemente strane, ma logiche. Potete provare voi stessi a simulare i due sistemi di pieghe sovrapposti, magari utilizzando un foglio di carta e osservando poi le interferenze ottenute sulle prime pieghe così costruite. Semplificando il concetto, è un po' come stendere un telo da mare sulla spiaggia e poi comprimerlo da un bordo, con entrambe le mani. Al suo interno si sviluppano delle nette pieghe, grossomodo parallele, che ne determinano un raccorciamento.

Successivamente, provando ad applicare a quello stesso telo, già piegato e raccorciato, una nuova spinta, orientata diversamente rispetto alla prima, un nuovo sistema di pieghe si sovrapporrà al precedente. La sua estensione ne sarà ulteriormente ridotta, tanto che alla fine il telo da mare occuperà un'area grande appena quanto un tovagliolo. I due eventi deformativi proposti nell'esempio (spinta 1 e spinta 2) si sono sviluppati in tempi diversi.

Nella realtà geologica possono essere intervallati tra loro poche centinaia di migliaia di anni ma anche, in altri casi, alcune centinaia di milioni di anni! Nel telo da mare si generano *solo pieghe.* Nei volumi di roccia, assieme alle pieghe si sviluppano anche faglie di vario tipo, entità e natura. E le cose si complicano notevolmente.

4.3 Strati deformati… ma ancora orizzontali!

Una catena montuosa generata da un'*orogenesi* contiene per definizione – e… a prescindere – delle successioni rocciose deformate. Dato che, salvo rari casi (v. Cap. 3.4), le successioni rocciose si formano orizzontali, nelle *catene orogenetiche* ci attenderemmo di incontrare pacchi di strati grandi, piccoli, giganteschi, enormi, tutti rigorosamente inclinati dai movimenti cosiddetti tettonici, a loro volta generati dall'affermarsi delle spinte orogenetiche.

Nella realtà le cose stanno diversamente. In ogni *catena orogenetica* esistono ampi volumi rocciosi ancora orizzontali o prossimi all'assetto orizzontale. Anche le Dolomiti, parte integrante della *Catena alpina* (v. Cap. 8.1.2), non sfuggono a questo presupposto e, anzi, costituiscono il palcoscenico geologico ideale per giustificare la presenza di tali assetti, solo apparentemente anomali.

Percorrendo le strade e i sentieri alpini ci si imbatte di frequente in strati inclinati, piegati, fratturati o fagliati. Sono tutte evidenze che raccontano come i territori attraversati siano stati sottoposti a sforzi colossali che hanno deformato, in varia e differente misura, le successioni rocciose di cui sono formati.

A volte, come in Dolomiti, osserviamo in successioni rocciose i cui strati sono ancora molto prossimi all'orizzontalità. Proprio per questa particolarità sembrerebbero essere esenti da deformazioni. *"Come conciliare l'apparente incongruenza?"* Innanzitutto proviamo a cercare dati che, nonostante l'assetto ancora orizzontale degli strati, ci suggeriscono che deformazione c'è stata!

Primo dato: l'intensissima fatturazione delle rocce, testimoniata dalle onnipresenti *falde detritiche* (v. Cap. 3.4.1) che ammantano la base delle pareti dolomitiche con i loro accumuli di pietrisco, ovvero di frammenti di roccia spigolosi, impropriamente definiti *ghiaioni* (semmai sarebbero dei… pietrisconi!).

Secondo dato: le rocce contengono abbondanti fossili marini. Oggi sono collocate a 2.000-3.000 m di altitudine. Quote impossibili da giustificare senza invocare una compressione e il conseguente sollevamento (v. Cap. 2.2.2).

Resta in sospeso un solo, ultimo punto: *"Come può tutto questo conciliarsi con un assetto* (geometria degli strati) *ancora… orizzontale?"* Una volta di più un semplice esempio può chiarire il dubbio. Prendete due elenchi telefonici vecchio stile ed affiancateli. Ora comprimeteli lateralmente, a due mani. Uno di essi si affastellerà sull'altro, sormontandolo parzialmente. Guardate come, allontanandosi dalla zona di sovrapposizione, il suo assetto torni orizzontale.

Naturalmente, più vecchie sono le rocce che prendiamo in esame, più elevata è la probabilità che abbiano subìto, nel tempo, un maggior numero di eventi deformativi. Un po' come un'automobile:

più vecchia è, maggiore risulta il numero di incidenti che può avere subito, anche se questa non è la regola. Né per le macchine, né per le successioni rocciose.

Un'ultima considerazione. Nella realtà geologica, statene certi, tutti i vasti tratti 'ancora orizzontali' presenti nelle catene montuose cosiddette orogenetiche (v. Cap. 4.1), hanno nella loro zona più avanzata delle grandi, enormi pieghe. Sono localizzate, ma si sviluppano alla scala di intere montagne.

Se sul territorio e nelle *sezioni geologiche* non le riuscite a trovare, la ragione è che durante i più recenti processi connessi al SI MODELLA sono state in parte asportate dalle erosioni, fluviali e glaciali (v. Cap. 5.2.1.1), che le hanno rese meno facilmente riconoscibili.

4.4 Rocce che cambiano i propri connotati

Più le rocce sono antiche e più è probabile che abbiano attraversato condizioni di pressione e/o di temperatura molto differenti da quelle esistenti sulla superficie del pianeta, lì dove le rocce sedimentarie e vulcaniche si generano. Tali situazioni estreme portano le successioni rocciose a subire una serie di effetti deformativi sempre più intensi e drastici, culminanti con il *metamorfismo*. Ne consegue che le rocce più antiche sono spesso metamorfiche.

Questo implica che siano state distrutte le informazioni di base, racchiuse in quei loro specifici caratteri capaci di trasmettere attraverso il tempo la natura degli antichi ambienti in cui originariamente si erano accumulate (v. Cap. 1.3.1).

Tentare di ricostruire gli antichi ambienti osservando delle *rocce metamorfiche* equivale a cercare di decifrare delle pagine irrimediabilmente rovinate da un inchiostro che, colando da una riga all'altra, ha finito per alterare irrimediabilmente parole e frasi. Risulta allora importante trovare rocce antiche sì, ma non metamorfiche, al fine di poter ancora ricavare da esse indicazioni di grande interesse riguardanti il passato remoto della Terra.

Quando ci si imbatte in rocce sedimentarie che nel corso della loro storia geologica hanno subito gli effetti devastanti del *metamorfismo*, gli ostacoli alla lettura di quanto quei sedimenti in origine rappresentavano, diventano insuperabili. Per comprendere quello che può essere accaduto ai fossili, alle originarie tessiture, alle strutture delle rocce coinvolte nel *processo metamorfico* è sufficiente proseguire nel paragone che utilizzava la pagina di un testo con le righe progressivamente sempre più deformate, osservandone i risultati. L'effetto che ne deriva non sembra aver bisogno di ulteriori commenti (Fig. xx).

Il *metamorfismo* più comune è quello cosiddetto *regionale*. E' definito tale in quanto coinvolge volumi di roccia alla scala di intere catene montuose. La sua origine è associata a condizioni di elevata temperatura (parecchie centinaia di gradi), di circolazione di fluidi (CO_2, H_2O,… che facilitano gli scambi tra i minerali della roccia, di sensibile profondità crostale (molti km), unitamente alla presenza di colossali pressioni laterali che tendono a far scorrere orizzontalmente le masse rocciose. Questa serie di condizioni non può che realizzarsi all'interno della crosta terrestre e in precisi contesti geologici: le radici di una *catena orogenetica*, generata dallo scontro tra *placche litosferiche*.

4.4.1 Un metamorfismo chiamato ‘regionale’

Lo sviluppo del *metamorfismo regionale* su di una successione rocciosa non può naturalmente essere osservato in diretta. Vuoi per le condizioni di sviluppo del *processo metamorfico* – non certo ottimali per noi! – vuoi per la lentezza di affermazione dei relativi effetti. Comunque, conoscendo le premesse che consentono la realizzazione di tali effetti, è possibile dedurre quanto si verifica in simili circostanze e descrivere i passaggi attraverso i quali una roccia è portata a cambiare così drasticamente il proprio aspetto, le sue proprietà e soprattutto le sue originarie caratteristiche.

Prendiamo un sedimento costituito da granuli di varia *composizione*, ad esempio frammenti di *quarzo*, di *miche*, di *feldspati* che, dopo essere stati erosi e trascinati lontano dalla loro roccia madre, si sono accumulati tutti insieme durante un processo dinamico (una corrente fluviale, un cedimento sottomarino,...). Oltre alla *composizione* il deposito avrà proprie *tessiture* e *strutture*, tutte acquisite al momento dell’accumulo (v. Cap. 2.5.3.1).

Inoltre, al suo interno potranno essere presenti dei particolari frammenti organogeni quali gusci, ossa, denti, scaglie, spicole, impalcature minerali, frustoli vegetali, o anche tracce e impronte presenti sotto sembianze di calchi perfettamente sagomati e caratteristici di certi determinati gruppi di organismi. Tutto questo, a distanza anche di centinaia di milioni di anni dalla propria formazione, potrebbe fare rivivere l’antico ambiente con infinita precisione e dettaglio (v. Cap. 1.3.1). Il medesimo patrimonio di informazioni, al contrario, potrebbe sparire qualora sia stravolto dalle deformazioni indotte da un *metamorfismo regionale*. Vediamo in che modo.

Il sedimento che costituisce il nostro riferimento viene sepolto da altri accumuli, per centinaia e centinaia di metri, per chilometri. Si cementa, diventa strato compatto assieme ad altri infiniti livelli sedimentari. L’insieme, ormai trasformato in roccia, continua lentamente ad approfondirsi. Per il momento l’unica pressione è quella *litostatica*, ossia dovuta al carico dei soprastanti depositi.

Ci troviamo ormai a quasi 15 km di profondità, all’interno della crosta terrestre. I valori di pressione e di temperatura hanno subito un notevole incremento. Alle pressioni verticali possono sommarsi anche quelle laterali: sono la testimonianza che è in atto una lenta ma poderosa collisione tra blocchi di *litosfera*. Sotto l’effetto delle spinte laterali lo strato roccioso, assieme ai suoi simili, tende a contorcersi dando origine a pieghe sempre più strette e schiacciate.

Pieghe tanto esasperate che una superficie di strato, dopo essere stata ripiegata, può diventare parallela a sé stessa generando delle S appiattite e stirate. Le rocce si stanno metamorfosando e il loro tipo di metamorfismo subito è quello chiamato ‘regionale’. Al loro interno stanno realizzandosi processi che coinvolgono la stessa intima essenza, composizione, forma, struttura e posizione dei singoli cristalli. Qualcosa che è difficile da far comprendere se non usando dei paragoni (v. Cap. 4.4.1.1).

4.4.1.1 Quando è un testo scritto a subire… il metamorfismo

Il processo metamorfico regionalesi accompagna a una serie di modificazioni interne agli strati stessi. Mentre prima dell’evento metamorfico i granuli, con composizioni mineralogiche varie e differenti, si trovavano mescolati tutti insieme, o al massimo erano smistati sulla base del proprio

peso specifico o delle dimensioni, durante l'affermazione del processo metamorfico tenderanno ad aggregarsi in livelli omogenei, basati sulla *composizione*.

Per ottenere queste modifiche è impensabile che i singoli granuli comincino a traslare 'muovendosi' all'interno del volume roccioso. Detta così sembra più una magia che un processo fisico-chimico. Né, d'altra parte, condizioni simili prevedono la fusione della roccia: non saremmo più nel campo metamorfico, ma sconfineremmo in quello magmatico e – solo per chi vuole saperlo – il processo prenderebbe il nome di *anatessi*. Ovvero, come già descritto, la genesi di magmi che si originano dalla fusione di precedenti volumi rocciosi. *"Quali?"* Quelli collocati nelle zone più interne e profonde di una *catena orogenetica*.

Dev'esserci allora qualche altro fenomeno alla base delle modificazioni indotte dal *metamorfismo regionale*. In effetti esiste e gli esperti del settore lo chiamano *ricristallizzazione allo stato solido*. E' uno di quei termini che non favorisce la comprensione. Praticamente a *chi già sa* non aggiunge informazioni, e in *chi ancora non sa* aumenta la confusione.

Questa volta è più difficile del solito trovare un esempio per comprendere cosa accade in natura, ma anche più doveroso e necessario. Potremmo riprendere in considerazione quel testo che all'inizio, con le sue progressive distorsioni, ci era servito ad introdurre l'argomento 'deformazioni' (v. Cap. 4.4.1.1).

Se questa volta immaginiamo che nel testo ancora indeformato, le singole lettere, variamente ripetute come frequenza e posizione, possano rappresentare gli infiniti granuli, con le loro specifiche composizioni, siamo già sulla buona strada. Saltiamo ad osservare il risultato finale. Quello stesso testo, dopo l'evento metamorfico, si è per così dire …riorganizzato.

In luogo delle singole frasi, composte da parole capaci di trasmettere un significato e nelle quali ogni lettera occupava una posizione ben precisa, ci troviamo ora a leggere delle intere file di lettere uguali: *aaaaaa*, *ssssss*, *eeeeee*, *rrrrrrr*..., disposte in file sovrapposte e ripetute.

L'esempio forse ha chiarito l'effetto finale prodotto dal *processo metamorfico*, ma non il modo in cui si sono spostati e riuniti in livelli omogenei. Allora proviamo ad usare l'immaginazione. E' come se, durante il corso del *processo metamorfico*, tutte le *a* del testo di riferimento cominciassero a comportarsi come gocce d'inchiostro ancora semifluido, capaci di scorrere molto lentamente verso fasce comuni di raccolta. Come una sorta di infinitesime gocce di mercurio (chi non ha mai rotto un termometro!) che, se ravvicinate, tendono a riaggregarsi spontaneamente.

Oltre a queste migrazioni e raduni, sempre favoriti e veicolati dalla circolazioni di fluidi (CO_2, H_2O,...) condizionati da alte temperature e pressioni, alcuni composti minerali possono interagire con altri dando luogo a nuovi prodotti. Anch'essi, allo stesso modo, 'fluiscono' cristallizzando in livelli e orizzonti composizionalmente omogenei nonché orientati nello spazio congruentemente alle spinte subite.

E' come se in quest'ultimo esempio le *i* e le *n* del testo ancora intatto, interagissero durante la deformazione metamorfica dando come prodotto finale delle file di *m*. Il risultato complessivo di queste modificazioni è qualcosa di completamente nuovo. Una roccia organizzata in livelli che non sono più gli originari orizzonti e strati sedimentari. E' facile e intuitivo comprendere che un simile

effetto non ha solo alterato gli iniziali caratteri del sedimento, ma ne ha stravolto ogni originario assetto, struttura e contenuto.

Nondimeno, anche rocce di questo tipo hanno una elevata quantità di informazioni da trasmettere. Riguardano non più l'originario ambiente sedimentario di deposizione, i cui dati sono ormai persi per sempre (sigh!), ma il processo di collisione crostale che le ha generate. Direzione delle spinte, intensità della deformazione, profondità crostale raggiunta dal volume roccioso deformato e persino l'età assoluta, in milioni di anni, dell'*evento metamorfico*.

Ricordiamoci che quest'ultimo è parte integrante del processo di sviluppo di una catena montuosa *(orogenesi)*. L'età, più in particolare, è ottenuta con le misurazioni radiocronometriche condotte sui nuovi minerali formatisi durante i processi di trasformazione della roccia (v. Cap. 2.4.3).

4.5 Gessi: nati per essere deformati

Spinte crostali che in altri tipi di roccia produrrebbero solo modesti sistemi di fratture, nei *gessi*, roccia davvero molto particolare, possono generare deformazioni che hanno dell'incredibile. A patto che i *gessi* in questione siano sepolti ad alcuni chilometri di profondità e che ricevano delle sollecitazioni prolungate nel tempo. Ad esempio delle spinte laterali, tipiche dei contesti di collisione fra placche.

Questo avviene per le caratteristiche della roccia denominata *gesso*, geneticamente appartenente alle *rocce chimiche* (v. Cap. 2.5.3). La sua formula comprende lo *ione radicale* SO_4^{--} e tanto basta per inserirlo nei *solfati* (v. Cap. 2.7.3). Ricorderete come i carbonati (*calcari* e *dolomie*) siano invece rocce accomunate dallo *ione radicale* CO_3^{--} avendo il Carbonio (C) come protagonista (v. Cap. 2.7.1).

Gessi e *calcari*, così differenti sia per l'aspetto che per le proprietà, hanno comunque qualcosa in comune: la presenza del Calcio (Ca) nelle relative formule chimiche. *Gesso*: $CaSO_4.2H_2O$; *calcare*: $CaCO_3$. Quel Ca in comune non vi tragga in inganno. Anche una *torta* e gli *spaghetti alla carbonara* hanno in comune l'uovo ma, nonostante questo, sono diversissimi tanto come consistenza quanto come sapore!

Osserveremo da vicino una *successione di strati gessosi* che nel corso della propria storia geologica ha subito delle spinte laterali a dir poco sconvolgenti. Sì, perché hanno letteralmente sconvolto l'originario volume roccioso cambiandogli i connotati. *"Il motivo di tutto questo?"* Quasi inutile dirlo: le compressioni crostali (SI DEFORMA) dovute dell'*orogenesi alpina*.

Prima però di questi *gessi* dobbiamo recuperare la storia del relativo SI FORMA, andando a ricostruire gli ambienti che ne hanno consentito la deposizione. E non solo. Sarà interessante anche capire il perché e il come quei particolari ambienti si sono affermati.

La storia che sto per raccontarvi inizia dunque da molto lontano. Da quella *Pangea* formatasi a partire da 300 milioni di anni fa grazie a una serie di poderose collisioni crostali. L'Italia del tempo in molti dei suoi territori alpini ne porta ancora i segni. A questi territori si aggiungono vaste aree della Sardegna, parte dei territori calabri e della Sicilia orientale, nonché alcuni ristretti nuclei appenninici, come ad esempio i Monti Pisani, in Toscana.

Torneremo, ancora una volta, nelle Alpi del Friuli. In un territorio già definito nel XIX secolo dallo scrittore e patriota Ippolito Nievo come *"piccolo compendio dell'universo"* e che si sta rivelando una sorta di incredibile enciclopedia geologica in attesa solo di essere sfogliata. In quelle che oggi sono le Alpi Carniche, circa 320 milioni di anni fa (eravamo nel Periodo Carbonifero) una successione di rocce antichissime risentì di intense deformazioni. Dal mare nacque una poderosa catena montuosa: era il tempo dell'*orogenesi ercinica* (v. Cap. 4.1.2).

Le compressioni espulsero le rocce dal mare in cui si erano formate, sollevandole, affastellandole e trasformando i fondali sottomarini in rilievi montuosi. Poi, dopo alcuni milioni di anni, tornò la quiete. L'erosione delle acque superficiali si incaricò di piallare quelle antiche montagne riducendole a basse colline. In seguito, verso la fine del Periodo Permiano, la gran parte dei territori settentrionali (coincidenti con le nostre Alpi centro-orientali di oggi, Friuli compreso) fu trasformata in una vasta pianura percorsa da fiumi che la alimentavano con le proprie sabbie e fanghi. Intanto il clima si stava modificando, acquistando caratteri di continentalità esasperata. Di lì a poco le temperature medie di questi territori avrebbero sfiorato i 38°.

Con queste premesse la pianura del Permiano terminale non poteva illudersi di continuare a sopravvivere per sempre. Anche per essa l'orologio del tempo profondo aveva fissato la fine. L'illusione di eternità per lei durò solo qualche milione di anni, una manciata di istanti geologici. Quella vasta pianura non riuscì a raggiungere nemmeno la maturità, stroncata da chi in quel momento, verso la conclusione del Permiano, cominciava a mostrare i muscoli.

Si trattava del mare. Di un vasto mare anticipatore della grande Tetide mesozoica che da SE si affacciava sulla nostra vasta pianura. Dai tempi dell'*orogenesi ercinica* stava meditando un ritorno in grande stile per riappropriarsi dei territori che, a sorpresa, gli erano stati sottratti dalle compressioni e dai sollevamenti crostali.

Il livello marino cominciò impercettibilmente a salire. Il grande oceano orientale sembrava rendersi conto che lo sforzo impiegato sarebbe stato minimo. Poche decine di metri di lento innalzamento gli sarebbero bastate per spingersi senza fatica nell'entroterra (v. Cap. 2.2.3). Alla facile conquista di migliaia di chilometri quadrati di territorio piatto e uniforme, affacciato su basse coste fangose. E così avvenne.

Poco più di 250 milioni di anni fa il mare di fine Paleozoico sferrò il proprio attacco. La linea di riva si ritirò rapidamente verso NW e quella che fino a pochi istanti prima era stata un'arida pianura rossastra si trasformò in una sottile laguna. Verso la fine del Permiano nelle basse lagune evaporitiche del Nord-Est, complice un clima sempre più caldo ed arido, presero ad accumularsi rocce nuove.

In Geologia ogni cambio di roccia significa qualcosa. Cominciarono a formarsi *depositi sedimentari* mai osservati prima, in nessuna delle precedenti centinaia di milioni di anni di storia geologica di questi territori. Si trattava di rocce solfatiche, di *gessi*. Un sale originato per evaporazione dell'acqua marina.

Ai depositi gessosi si intercalavano anche frequenti *calcari neri*, testimonianza di brevi, periodici intervalli durante i quali la laguna si apriva al mare consentendo una diluizione della salinità. I *calcari neri* erano – e lo sono ancora oggi – ricchi in materia organica (microrganismi unicellulari).

Col tempo questi livelli calcarei si trasformarono in *dolomie*, rocce dotate per loro natura di fragilità estrema (v. Cap. 2.7.1.2).

Questa è la successione originaria e come tale è ancora osservabile in Trentino, Veneto e Cadore, fino a tutto il Comelico. Spostandoci ancora più a E, in Carnia, e da lì girovagando fino a Tarvisio (UD) alla ricerca di quelle medesime rocce che tutte le *carte geologiche* indicano come affioranti e ben visibili, sarebbe però molto arduo continuare a riconoscerle.

Per capire cos'è loro successo occorre risalire al momento in cui l'*orogenesi alpina* si affacciò con prepotenza anche sui territori italiani centrali e orientali (v. Cap. 4.9.1.2). Dovettero passare oltre 200 milioni di anni dalla fine del Paleozoico. Durante tutto questo tempo molti altri depositi si accumularono sopra quelli lagunari del Permiano facendoli affondare in profondità nella crosta.

4.5.1 Le incredibili deformazioni dei gessi

Fu durante le condizioni di seppellimento, circa tra 20 e 10 milioni di anni fa, che una prolungata serie di modificazioni profonde coinvolse l'intero volume di rocce alla cui base c'era la nostra successione gessosa e dolomitica stratificata. Le spinte crostali riuscirono a deformarla sospingendola poi anche verso l'alto, fino a farla tornare in superficie.

La velocità di risalita è stata stimata dell'ordine di molti millimetri all'anno. Nelle profondità della massa rocciosa compatta qualcosa si muoveva, spesso di parecchi metri alla volta. Pacchi di strati scivolavano reciprocamente l'uno sull'altro. In Trentino e in Veneto i *gessi* e le alternanze di *dolomie nere* subirono compressioni intense, ma non devastanti. Entrambe le rocce mantennero pressoché intatte le proprie caratteristiche originali. Invece in Friuli quelle stesse alternanze furono drasticamente stritolate e compromesse dalle incessanti spinte crostali alpine.

I *gessi* – aggregati di cristalli a comportamento plastico – quando sono sottoposti a prolungati, intensi sforzi, tipici delle fasce in cui si stanno formando delle catene montuose, possono ricristallizzare totalmente (allo stato solido, senza fusioni!). Data la loro propensione al comportamento plastico sono inoltre in grado di sviluppare elaborate *pieghe* che fanno meravigliare il profano ed esaltano il geologo! Ricordiamo invece (v. Cap. 2.7.1) che le *dolomie* reagiscono alle medesime spinte in modo diametralmente opposto: sono talmente fragili che si fratturano intimamente.

Ci si chiede allora: *"Come potrà reagire* (deformativamente parlando) *questa fitta successione di gessi e dolomie, data la risposta così differente dei due tipi di roccia sottoposti alle medesime spinte crostali?"* Proviamo allora ad immaginare che al posto dell'originaria successione stratificata gessoso-dolomitica ci sia una torta. La solita torta, formata da strati di crema, più fluida, alternati a livelli di pan di Spagna, più friabile.

Adesso pensiamo di appoggiare una mano tesa sulla torta, spingendola orizzontalmente verso l'avanti. Sembra evidente che in questo esempio gli strati di pan di Spagna, sbricioloso, corrispondono agli strati di *dolomia*, molto fragili e... frantumosi se sottoposti a spinte laterali. Altrettanto immediata risulta l'equivalenza tra il *gesso* e i livelli di crema, entrambi caratterizzati da proprietà che consentono, durante le spinte, un comportamento decisamente più plastico, dotato di una sorta di effetto lubrificante.

Nella torta l'effetto che ne deriva sarà uno scorrimento laterale reciproco dei vari strati, favorito dalla presenza dei livelli di crema. Se la crema scivola e si muove sotto l'effetto della pressione orientata, il pan di Spagna si muove e… si sbriciola. Se la pressione si fa continua e prolungata nel tempo, il pan di Spagna sbriciolato finirà col perdere la sua divisione in strati e verrà frammentato e inglobato nella più fluida crema. Sotto il perdurare della spinta, le briciole, soprattutto quelle piccole e piccolissime, tenderanno a mescolarsi in modo omogeneo nella massa fluida della crema, allineandosi lungo fitti livelli, paralleli all'originaria stratificazione.

Ora ci risulta più comprensibile l'aspetto superlaminato delle rocce gessoso-dolomitiche deformate (Fig. xx). Il paragone con la torta ci suggerisce che le fitte lamine non sono il frutto di un SI FORMA, ma del SI DEFORMA! Le lamine possono presentarsi bianchissime e in questo caso si tratterà di originari orizzonti di solo *gesso* che è ricristallizzato durante i movimenti causati dalle pressioni orientate.

Altre lamine appaiono invece grigiastre: sono formate da *gesso* commisto a infiniti, microscopici frammenti di *dolomie* polverizzate durante i trascinamenti. Ci si imbatte anche in livelli di *dolomie* solo frammentate e disarticolate. Sono i resti di banchi troppo spessi rispetto ai livelli di *gesso* che li delimitavano e che pertanto hanno resistito alla possibilità di essere trasformati in 'polvere di *dolomia*'. I *gessi laminati* rappresentano l'effetto tangibile delle spinte crostali alpine.

Questo peculiare tipo di roccia può essere osservato nelle Alpi Carniche. Un'ulteriore testimonianza che in questo ridotto lembo di territorio italiano si concentrano evidenze geologiche, geomorfologiche e paleontologiche di particolare rilevanza. Ultima informazione, per chi la desidera. Questo *gesso*, finemente ricristallizzato è definito *saccaroide*, in quanto ricorda molto l'aspetto dello zucchero.

4.6 La sfera di Rubik

Parlando della Terra e delle sue placche (v. Cap. 2), potete ben vedere che abbiamo a che fare con una sorta di *cubo di Rubik* geologico, anzi di *sfera di Rubik*! La differenza tra la situazione iniziale, quel 'tutto Terra' chiamato *Pangea*, e la situazione odierna, è paragonabile a quella che esiste tra i *cubi di Rubik* ancora esposti in vetrina nell'attesa d'essere venduti, e quelli – sicuramente caoticissimi! – abbandonati in fondo ai cassetti di molte scrivanie.

Eppure, una differenza sostanziale esiste. Mentre nei *cubi di Rubik* sono le scelte casuali a determinare le infinite configurazioni, nel caso del nostro pianeta tutto risponde a una mirabile catena di *cause* ed *effetti* il cui motore (il *movente*) va cercato – ancora una volta – in profondità. In quei lenti movimenti di denso materiale del mantello *(astenosfera*, ossia la *geo-nutella* del Cap. 2.1) i quali, verso la superficie, frammentano, trascinano e modificano le placche, più fredde e rigide. Quelle placche fatte di *litosfera*, ovvero quei circa 100 km (spessore medio) di rocce superficiali, più fredde e più rigide, rispetto alla sottostante *astenosfera/geo-nutella*.

Lì dove due placche, entrambe provviste di *crosta continentale*, entrano in collisione reciproca si realizza un'*orogenesi*. Come già visto all'inizio del SI DEFORMA (v. Cap. 4), questo è un termine geologico che significa 'formazione di montagne'. Un'*orogenesi* si realizza e manifesta attraverso la deformazione di potenti successioni rocciose che si piegano, si spezzano e si accavallano l'una

sull'altra come enormi scaglie o trucioli di roccia: le cosiddette *tegole tettoniche* rampanti (in gergo venturinesco).

Nel farlo i volumi rocciosi, sempre immensi, si raccorciano rispetto all'originaria estensione pre-deformativa. Un'*orogenesi* non ha una durata specifica. Per svilupparsi necessita comunque di tempi compresi fra una e parecchie decine di milioni di anni. In un'*orogenesi* si possono spesso distinguere più fasi, caratterizzate da spinte crostali differentemente orientate e/o intervallate da brevi (in senso geologico) stasi degli sforzi.

I terremoti causati da compressione sono le testimonianze più dirette e percepibili dei giganteschi sforzi crostali applicati ai grandi volumi di rocce. Non bisogna pensare che tra un sisma e il successivo le compressioni cessino di manifestarsi.

Continuano, di norma con la medesima intensità d'applicazione, ma solo quando l'energia accumulata riuscirà a superare le resistenze interne dei materiali rocciosi si avrà il movimento lungo un piano di rottura denominato faglia (v. Cap. 4.2.1). Ecco che a quel punto si innesca la scossa di terremoto, con le conseguenti vibrazioni elastiche trasmesse in tutte le direzioni alla circostante massa crostale.

E' un po' come avvicinarsi con un *bulldozer* a un muro e cominciare a spingerlo tenendo i giri del motore a intensità costante. Per un minuto buono non succede nulla. Poi, all'improvviso, dopo qualche scricchiolio, con le inevitabili crepe che intanto rapidamente si allargano, la parete cede di schianto. Eppure non si può dire che durante quel minuto la compressione fosse cessata. Cercando un altro possibile esempio, le fratture con spostamento (faglie) che si verificano all'interno della crosta terrestre potrebbero essere paragonate allo spezzarsi della punta di una matita quando la forza trasmessa dalla mano di chi la usa supera una certa intensità critica.

Anche nelle rocce, specie quelle superficiali, concentrate negli ultimi 10-15 km di crosta terrestre, occorre quasi sempre superare una *soglia di rottura* perché si manifesti, in modo tangibile, l'effetto dello sforzo applicato. Dico 'quasi' perché esistono anche le *faglie asismiche*. Sono quelle faglie lungo i cui piani si sviluppa – congiuntamente all'applicazione di una forza – un movimento lentissimo e continuo. Questo avviene grazie a particolari caratteristiche dei materiali rocciosi coinvolti, capaci di abbattere gli attriti interni e, in parole più dirette, non opporre resistenza allo sforzo. Basti pensare a quei *gessi* nominati poche pagine fa (v. Cap. 4.5.1).

Quello stesso sforzo, in grado di produrre delle rotture nelle zone prossime alla superficie terrestre o a modeste profondità, può generare anche dei complessi sistemi di pieghe, ossia delle deformazioni plastiche (v. Cap. 4.2.2). Il tutto avviene nelle rocce collocate a livelli crostali più profondi e in tempi più lunghi. Si verifica perché in profondità aumentano progressivamente la temperatura e la pressione alle quali sono assoggettati i volumi rocciosi. Questi possono quindi deformarsi facilmente attraverso continui micro-spostamenti, senza superare la *soglia di rottura* che determina l'attivazione e la propagazione delle scosse sismiche.

4.6.1 Collisioni che lasciano il segno

"Quali sono i meccanismi che inducono le deformazioni, sia fragili che plastiche, capaci di dare forma ad una catena montuosa collisionale?" Questa volta dobbiamo aiutarci con un paragone insolito. Una lastra di ghiaccio spessa qualche decimetro è ricoperta da una coltre di neve organizzata

in livelli sottili e compatti. La lastra gelata copre un laghetto e, complice il disgelo in atto, ha una grossa frattura al centro che la attraversa da una sponda all'altra, per tutto il suo spessore. Una ruspa giunge sul bordo del lago e a colpi di benna spezza il ghiaccio lungo il suo margine. Poi vi incastra i denti d'acciaio e comincia a spingere facendo leva sul terreno.

Il ghiaccio si muove lentamente. La placca gelata sospinta dalla ruspa, superando attriti e resistenze, inizia ad inflettersi lungo la frattura centrale. Scivola e si infila sotto il secondo blocco, posto oltre la rottura ormai trasformata in limite di collisione. Mentre una placca di ghiaccio scivola sotto l'altra, anche la sua copertura nevosa stratificata viene spostata solidalmente con essa. Il ghiaccio tende a inflettersi per superare le resistenze opposte dall'altro blocco ghiacciato, ancora ben ancorato al margine del piccolo lago.

La neve che lo ricopre si scolla da esso e si comprime affastellandosi in superficie. Dà origine a estesi trucioli che si embricano uno sull'altro come carte da gioco o, se vi piace di più, come *tegole tettoniche* rampanti. Il limite tra i singoli trucioli di neve è dato da superfici lungo le quali si sviluppano dei movimenti reciproci: gli *accavallamenti* (v. Cap. 4.2.2.1). Questi ultimi appartengono alla famiglia delle *faglie compressive*, non poteva essere diversamente (v. Cap. 4.2.1).

L'esempio, nella sua semplicità, può rappresentare con sufficiente approssimazione l'effetto di una collisione tra due *placche litosferiche*, entrambe caratterizzate da *crosta continentale*, per sua natura leggera. Le due placche resteranno confinate in superficie, non riuscendo ad affondare a causa della loro densità. Densità che è inferiore rispetto a quella della sottostante *astenosfera*, qui rappresentata dall'acqua del laghetto, Anche se, nella realtà, ricordiamoci sempre che l'*astenosfera* non è liquida, ovvero fusa, ma… solida e pastosa (v. Cap. 2.1).

In questo esempio il blocco di ghiaccio spinto in profondità dimostrerà, proprio a causa della propria minore densità rispetto all'acqua, una innata avversione allo sprofondamento. Anzi, dopo l'iniziale parziale affondamento sotto il secondo blocco (anch'esso di pari densità) riceverà una controspinta verso l'alto capace di sollevare entrambi. È quanto avviene pure nella realtà geologica. Anche questo meccanismo favorisce il sollevamento delle catene montuose collisionali.

L'Altopiano tibetano, collocato tra i 4.000 e i 4.500 m di quota, è il risultato della controspinta di galleggiamento applicata alla *Placca India* che da quasi 60 milioni di anni si sta 'infilando' sotto quella asiatica. Come i meccanici dei film anni '50 che, sdraiati sul loro carrellino di lavoro, si infilano sotto le auto da riparare!

4.6.1.1 Dove le orogenesi picchiano duro

Parlando di deformazioni, ci si potrebbe chiedere quando e quante volte il nostro settore alpino ha subito le gigantesche compressioni che periodicamente interessano i vari settori della crosta terrestre. Inoltre sarebbe interessante capire da che parte provenivano le spinte, quanto è stato raccorciato un dato settore, e così di seguito. Nel territorio alpino, dal Piemonte al Friuli Venezia Giulia, si riconoscono con certezza gli effetti di due *orogenesi*.

La più antica, definita *orogenesi ercinica* (o *varisica*), ha colpito le rocce che si erano depositate nell'Era paleozoica antica, circa dai 350 ai 310 milioni di anni fa. La seconda, l'*orogenesi alpina*, è

iniziata circa 60 milioni di anni or sono e risulta ancora attiva, come testimoniato dall'elevata sismicità, sia storica che presente, di alcuni dei suoi settori.

Gli effetti dello sforzo che in Veneto e in Friuli ha prodotto gli antichi rilievi dell'*orogenesi ercinica* sono ancora visibili nelle rocce situate a cavallo del confine italo-austriaco, nell'Agordino e nel Recoarese. Tra questi, il settore dell'alto Friuli è quello che fornisce i dati deformativi più continui e leggibili.

Nei territori del Nord-Est l'*orogenesi alpina*, iniziata circa 250 milioni di anni dopo l'*orogenesi ercinica* (o *varisica* che dir si voglia), si è realizzata attraverso la sovrapposizione sul medesimo volume roccioso di più spinte successive. Furono ravvicinate nel tempo e caratterizzate da orientamenti dello sforzo applicato via via differenti. Ognuna di queste spinte può essere considerata alla stregua di un singolo 'impulso deformativo'.

Quindi si può affermare che, deformativamente parlando, è proprio il settore alpino orientale che meglio di ogni altro è riuscito a conservare nelle proprie rocce gli effetti di ben due *orogenesi* (*ercinica* ed *alpina*) e dei loro vari impulsi. Questo si verifica grazie al fatto che gran parte della antichissima successione rocciosa che ha subito gli effetti dell'*orogenesi ercinica*, qui e solo qui ha mantenuto i suoi originari caratteri. In effetti, solo in questi territori dell'estremo Nord-Est d'Italia, le antichissime rocce paleozoiche non sono state stravolte dal *metamorfismo regionale* ercinico (v. Cap. 4.4.1).

Come sempre, ritengo che invece di descrivere la realtà dei dati geologici sia più proficuo proporre un 'esempio empirico'. Un esempio cioè che è in grado di concretizzare lo sviluppo, nel tempo e nello spazio, delle deformazioni subite da questo particolare territorio il quale, magicamente, è riuscito a conservarle impresse in modo indelebile nelle successioni sedimentarie delle Alpi Carniche.

Nella realtà dei fenomeni crostali il tempo è quello scandito dalla Geologia, dilatato al massimo rispetto alla comune percezione temporale. Lo spazio è invece rappresentato dal volume fisico tridimensionale delle rocce interessate dalle collisioni. Il primo è scandito in milioni d'anni, il secondo è valutato in milioni di chilometri cubi. Quest'esempio, proprio perché tale, riporta il tutto a una scala… umana. Si parlerà di minuti e di decimetri cubi, ma gli effetti saranno – con le debite proporzioni – i medesimi.

4.6.1.2 Un esempio reale (o solo realistico?)

Ci troviamo sopra un marciapiede posto al margine di un crocevia nel quale si intersecano ben tre strade diverse. Degli operai lo stanno asfaltando. Noi stiamo osservando con attenzione la distribuzione degli strati di bitume e graniglia. Il passaggio del rullo compatta il tutto e conclude l'operazione. Essendo dei geologi non possiamo evitare di paragonare quanto visto alla deposizione di una successione sedimentaria, strato su strato. Improvvisamente sentiamo giungere da una delle strade che porta all'incrocio (orientata circa SW-NE) un camion a forte velocità. La totale assenza di segnaletica gli impone una brusca quanto prolungata frenata che lo fa arrestare proprio al centro dell'incrocio.

Sotto le sue ruote l'asfalto ancora molle si è raggrinzito in pieghette e microscopici scorrimenti, tutti orientati circa perpendicolarmente alla direzione di frenata. Alcune pieghe si lacerano e scorrono in avanti a ricoprire quelle che le stavano alla fronte. Dopo un attimo di sosta il camion riparte, lasciando al centro del crocevia una fascia di basse pieghette asimmetriche, affastellate le une sulle altre e protese, tutte insieme, nel verso della frenata. Nel rettangolo deformato gli strati più superficiali di asfalto si sono raccorciati a un quinto della loro estensione originaria.

L'istinto geologico, onnipresente, ci porta a pensare che l'orientamento di quelle deformazioni e il loro grado di raccorciamento sembrano coincidere con gli effetti che l'*orogenesi ercinica* ha sviluppato nelle rocce più antiche delle Alpi Carniche, lungo la fascia di confine italo-austriaco. Ci torna in mente che poco più di 300 milioni di anni fa estesi territori, oggi centro e S-europei nonché N-americani (zone orientali), subirono gli effetti di una potente *orogenesi*. Prese corpo una serie di deformazioni che piegò, affastellando e comprimendo, potenti volumi rocciosi formatisi in massima parte in zone marine, da basse a decisamente profonde.

Nei territori europei la fascia deformata emerse e formò l'antica *Catena ercinica* (chiamata anche 'varisica'). Si estendeva in continuità dal Portogallo alla Spagna occidentale, alla Sardegna e Corsica, alla Calabria e parte della Sicilia, alla Francia e alla Cornovaglia, a una porzione della Germania, con il Massiccio Renano, la Foresta Nera e la Selva Ercinia degli antichi romani (oggi Harz, da cui il termine 'ercinico').

Fino a coinvolgere alcuni settori dell'arco alpino (sono ercinici il Massiccio dell'Aar e il M. Bianco), alla Slovenia, alla Repubblica Ceca e a parte della Polonia. Un territorio già di per sé incredibile nella sua vastità, al quale dobbiamo aggiungere, per completezza, alcuni ampi settori degli Stati Uniti (Monti Ouachita ed Appalachi) e del Canada (Catene del New England, della Nuova Scozia e del Labrador), nonché del Marocco (Meseta e rilievi dell'Anti-Atlante) dove l'*orogenesi* prese un nome differente.

Non stupisca trovare brandelli di *Catena ercinica* posizionati oggi sui due lati dell'Oceano Atlantico, e nemmeno desti meraviglia incontrarne altri, solo apparentemente avulsi, collocati in piena Italia meridionale (Calabria e Sicilia orientale). E' il segnale, forte e chiaro, che negli ultimi 300 milioni di anni la mitica *Pangea* non ha fatto altro che perdere pezzi, pezzetti e pezzettini. Ancora oggi stanno andando alla deriva, in una lenta diaspora senza fine (v. Cap. 2.1).

Ci scuotiamo dalle nostre considerazioni geologiche e torniamo a guardare quella serie di micro-pieghe asimmetriche (ossia protese in una definita direzione) formatesi sull'asfalto di fronte a noi. Possono veramente sembrare una catena montuosa vista dall'alto. Più in particolare può assomigliare davvero a quel tratto che oggi affiora ed è percorribile nell'alto Friuli, ai confini austriaci.

I pensieri sui paragoni geologici vengono interrotti dall'occasionale transito della squadra di operai che poco prima ha finito di asfaltare la strada. Accorgendosi di quanto è successo si apprestano a porvi rimedio. Non senza disappunto – esternato in modo evidente e colorito – spianano con una pala le parti sommitali delle micro-pieghe più pronunciate riportando la strada a livello. Poi vi sovrappongono alcune gettate di nuovo asfalto, sottili strati di sabbia e bitume, uno sull'altro. Infine, con una passata di rullo uniformano nuovamente il tutto. Delle precedenti pieghe non resta più traccia. Eppure se volessimo scavare qualche centimetro sotto quei nuovi strati appena deposti troveremmo i residui, piegati e raccorciati, del precedente più antico livello d'asfalto. La

squadra di operai si allontana, questa volta definitivamente. Intanto noi riprendiamo a guardare con occhio geologico quanto è accaduto.

Anche le parti più elevate del sistema di *pieghe* che formava la *Catena ercinica* in Friuli e nell'alto Veneto furono asportate dall'erosione che seguì la loro formazione, sollevamento ed esumazione. In quel caso non fu la pala di un operaio a 'decapitare' l'antica *Catena ercinica* (ne fu asportata solo la porzione più superficiale), ma la forza dell'alterazione fisica e chimica nonché il trasporto operato dalle acque superficiali. Poi, dopo lo spianamento, seguì una lunga fase durata oltre 200 milioni di anni. Durante questo lungo lasso di tempo il territorio subì ripetuti abbassamenti, compensati via via dalla formazione di nuovi strati sedimentari. Ai resti deformati della *Catena ercinica* si sovrapposero, pressoché orizzontalmente chilometri di spessore di nuovi depositi, in massima parte accumulati in ambienti marini. Furono queste le nuove potenti successioni del tardo Paleozoico e del Mesozoico.

Il parallelo con quanto sta avvenendo sulla strada che ci sta di fronte per il momento risulta perfetto. La nuova gettata di asfalto corrisponde ai nuovi strati orizzontali deposti nelle decine e decine di milioni d'anni che seguirono. Uno stridìo improvviso ci distoglie dalle nostre elucubrazioni geologiche. Un'utilitaria, percorrendo la stessa via seguita dal camion (con direzione circa SW-NE), si blocca in frenata replicando quanto accaduto venti minuti prima.

Nel medesimo incrocio, su quello stesso punto coperto da nuovo asfalto – lì davanti a noi – si è verificato un evento molto simile al precedente, anche se con effetti di intensità molto più ridotta. Nuovi raggrinzimenti dell'asfalto, con pieghe piccole ma orientate circa allo stesso modo. Non facciamo in tempo nemmeno a chinarci ad osservare quelle nuove deformazioni, che da un'altra delle strade che convergono verso l'incrocio (orientata questa volta N-S) vediamo un pullman che punta dritto verso di noi! Non è giornata.

Ci scansiamo appena in tempo da quel rettangolo posto al centro del crocevia mentre una nuova, decisa frenata sovrappone alle precedenti deformazioni un altro sistema di piccole pieghe e lacerazioni. Si tratta di deformazioni ben sviluppate fino alla profondità di parecchi centimetri. Coinvolgono anche l'antico livello ripiegato a causa della prima frenata fra tutte, quella del camion.

Il pullman fa appena in tempo ad allontanarsi che su quel medesimo punto, dall'ultima delle direzioni che portano all'incrocio (circa SE-NW), piomba a forte velocità (ormai siamo abituati) una moto di grossa cilindrata che inevitabilmente frena bruscamente. "Ma perché quando arrivano qui… tutti frenano?" *Forse si è sparsa la voce e ormai in giro si è saputo che aspettiamo proprio quello!*

Un nuovo sistema di pieghe e scorrimenti, distinguibile dai precedenti per il differente orientamento, strizza e raccorcia ulteriormente l'asfalto del nostro piccolo settore stradale. Anche queste deformazioni, come sempre, si sviluppano ben oltre lo strato superficiale. Si allontana anche la moto. Restiamo soli al margine di quel rettangolo d'asfalto che, attraverso le sue minuscole ma ben visibili deformazioni, ha continuato a registrare una serie di eventi altrimenti impossibili da ricostruire. Siamo ancora una volta soli, con le nostre considerazioni geologiche.

Dopo l'ultimo intervento della squadra di operai, che ha sovrapposto ai primi livelli deformati *(orogenesi ercinica, Carbonifero)* altri centimetri di asfalto orizzontale (successione tardo paleozoica e mesozoica), abbiamo assistito a tre nuove fasi deformative. Si sono sviluppate in tempi ravvicinati (una frenata dopo l'altra) e sono considerabili parte di un unico grande evento *(orogenesi alpina)*, distinto da quello prodotto inizialmente dal camion *(orogenesi ercinica*). Si badi bene che gli eventi più recenti, quelli relativi all'*orogenesi alpina*, riescono ogni volta ad interessare tutto il volume di

roccia. Ecco che, come conseguenza diretta, anche le antiche deformazioni erciniche ne risentono con rotazioni, inclinazioni parziali di grandi pieghe, smembramenti, traslazioni e modifiche dovuti alle varie e numerose *faglie* e *pieghe* alpine.

Lì, in mezzo all'incrocio, in quel rettangolo d'asfalto piegato e lacerato, siamo stati spettatori di una complessa storia deformativa, paragonabile a quella subita dal settore alpino nord-orientale. Quei territori di Nord-Est principalmente rappresentati dal nucleo friulano-carnico con le rispettive propaggini venete, austriache più meridionali e slovene. Territori formati da volumi di rocce che durante le complesse vicende connesse prima all'*orogenesi ercinica* (camion) e in seguito, molto più tardi, all'*orogenesi alpina* (utilitaria, pullman, moto) hanno vissuto lunghi intervalli di scombussolamento. L'ultimo dei quali *(orogenesi alpina)* si dimostra ancora lontano dall'essersi concluso.

4.7 La Storia siamo noi… e il territorio

Un territorio può essere tante, tantissime cose. Dipende dalla prospettiva con la quale lo si osserva e considera. Visto quanto è stato appena descritto (v. Cap. 4.6.1.2), riprendiamo in considerazione il Nord-Est d'Italia, anche se l'analisi potrebbe essere applicata a tanti altri settori della penisola. Socchiudendo appena gli occhi ne percepiamo le vicende storiche.

A cominciare da quelle legate ai conflitti mondiali del secolo scorso, alle sofferte vicende dell'annessione all'Italia, alla prolungata – seppur parziale – dominazione austriaca, regalo di quella napoleonica e, ancor più distante da noi, al dominio della Serenissima, sostituitasi, ora con la forza ora con la diplomazia, ai patriarcati locali, ai feudi, ai liberi comuni.

E ancora oltre, attraversando il tempo. Giù, verso gli Ostrogoti e i Longobardi, subentrati a Roma e alle sue genti, che a loro volta avevano assimilato le sparute presenze dei Galli Carni nei territori montani e dei Veneti nei settori di pianura e del Carso. Carni e Veneti, e prima ancora Euganei, i quali furono preceduti da quegli abitatori neo- e mesolitici attraverso i quali l'Uomo cominciò ad intersecare la propria storia con quella del territorio.

Riaprendo gli occhi su quei medesimi monti e su quelle stesse valli, pianure e coste osservate dagli occhi dei nostri numerosi e vari predecessori, ci accorgiamo che così come l'Uomo vi ha stratificato la propria presenza, lasciando i suoi tangibili segni in prossimità della superficie – negli ultimi metri di suolo e di sedimenti – allo stesso modo il territorio, inteso come volume di *rocce* e *sedimenti*, rappresenta la concreta registrazione tridimensionale di tutti i mutamenti subiti durante il lento trascorrere del tempo geologico. Un *tempo profondo* che è sempre scandito in milioni e centinaia di milioni di anni (v. Cap. 2.4).

A guardarlo così, il territorio della nostra Italia può essere sommariamente diviso in montagne e pianure. Ai monti spettano le rocce – remote, vecchie, antiche e antichissime – mentre alle pianure (e ai fondali marini) sono attribuibili, anche intuitivamente, i depositi di ghiaie, sabbie e fanghi, decisamente più recenti. Depositi che i grandi e piccoli corsi d'acqua hanno abbandonato distribuendo in livelli sovrapposti.

E' un rapporto diretto, di parentela stretta, quello che lega i monti alle pianure (v. Cap. 3.1.1). Queste ultime, le pianure, sono figlie delle prime, le montagne, essendosi generate grazie al loro lento e incessante sgretolamento. Sembra impossibile, ma la gran parte delle particelle di fango e dei

granuli di sabbia ed ogni ciottolo di ghiaia che calpestiamo nelle pianure, ma anche nei delta, sulle spiagge, nelle lagune e in molti settori dei mari d'Italia, in tempi nemmeno troppo lontani erano una porzione di una successione rocciosa. Confusi tra migliaia di altri livelli e strati simili formavano i rilievi, le cime e i versanti delle montagne stesse.

4.7.1 Tre piccoli passi

Per potersi avvicinare alla *storia profonda* di un qualsiasi settore crostale, rappresentato da territori antichi, ovvero le montagne, e da territori recenti, ovvero le pianure e i fondali marini, occorre prepararsi a compiere un viaggio verso la consapevolezza. Ogni viaggio che si rispetti, compresi quelli effettuati all'interno del mondo naturale, è fatto di successivi passi. In questo caso occorre soffermarsi sul significato dei primi *tre passi* da compiere per riuscire poi a procedere spediti.

Il *primo passo* è proprio la percezione della stretta parentela geologica che unisce la 'sostanza' delle montagne a quella delle pianure e degli antistanti fondali sottomarini. Il *secondo passo* riguarda una sorta di consapevolezza. Nel lontano passato geologico le montagne di oggi, prima di diventare tali, erano anch'esse… pianure e, soprattutto, fondali marini. In essi, durante il lento trascorrere del tempo geologico, miriadi di strati si accumulavano incessantemente, uno sull'altro e uno di fianco all'altro.

Il *terzo passo* verso la comprensione delle ragioni per cui un territorio può geologicamente evolversi e mutare il proprio aspetto, non può prescindere da una logica deduzione, conseguenza del passo precedente. Col trascorrere del tempo anche gli strati delle odierne pianure e degli attuali fondali marini, da semplici depositi incoerenti sapranno cementarsi trasformandosi in rocce (v. Cap. 2.6) e, cosa ancor più interessante, saranno anch'essi destinati … a diventar montagne!

A piccoli passi, un poco alla volta, grazie alle poderose spinte crostali. Prima sotto forma di modeste colline, poi di discreti colli, per farsi infine rilievi a tutti gli effetti. Mentre tutto questo avverrà – durante il fluire delle centinaia di migliaia e dei milioni di anni – a mostrare tutta la propria forza virulenta saranno il potere erosivo delle acque ruscellanti (le piogge battenti) e quello delle acque incanalate (torrenti e fiumi), congiuntamente in grado di incidere forre, gole e solchi, destinati a trasformarsi prima in vallecole, poi in valli decise e infine in più ampie vallate (v. Capp. 5.2 e 5.4.2).

Se poi il clima ancora una volta lo consentirà, saranno i ghiacci, con il loro potere abrasivo, a rifinire l'opera erosiva delle acque di superficie che incessantemente agiscono sui rilievi, piccoli e grandi, durante il lento trascorrere del tempo geologico. È a questo punto, sulla base delle precedenti considerazioni, che appare imprescindibile la necessità di spiegare, seppure in modo semplice e percepibile a tutti, la formazione dei monti d'Italia.

Quelle Alpi e quegli Appennini che, come detto qualche capitolo fa (v. Cap. 4.1), sono la testa e la spina dorsale della nostra penisola. Per farlo è necessario invocare un movente in grado di sollevare, e contemporaneamente deformare, volumi di rocce stimabili in milioni, anzi miliardi di chilometri cubi. Un'enormità! Una tale forza non può che provenire dalla Terra stessa. Più precisamente da quei movimenti incessanti ai quali sono assoggettate tutte le *placche litosferiche* del pianeta (v. Cap. 2.1).

Placche in grado di spartirsi l'intera superficie terrestre (fondali sottomarini compresi) con spessori fino a 150-200 km.

Non è un caso che le grandi catene montuose, quelle cosiddette *collisionali*, si sviluppino ed accrescano dove – semplificando – due blocchi continentali si affrontano in un poderoso scontro reciproco. Nel nostro caso, da oltre 60 milioni di anni è in atto un ciclopico scontro tra i blocchi continentali d'Europa e d'Africa. Con la prima che cerca a forza di infilarsi, flettendosi verso S, sotto la seconda. A farne le spese sono stati proprio gli antichi fondali marini e le pianure d'un tempo, trasformati e modificati nelle odierne montagne alpine ed appenniniche. Proprio questo è accaduto e sta tuttora accadendo in casa nostra, e siamo ben lontani dal vederne la conclusione.

4.7.2 Dentro un film

Per cercare di illustrare in poche pagine le complesse tappe geologiche che hanno portato l'Italia, isole comprese, all'odierna forma e assetto geologico, è indispensabile procedere attraverso sintesi ed esemplificazioni. Se il lungo film dell'evoluzione geologica dell'Italia, iniziato da oltre mezzo miliardo di anni, fosse riassunto in un *trailer*, la voce fuori campo – accompagnata da immagini mozzafiato in rapida successione – potrebbe cominciare pressappoco così.

Siamo tornati al lontano Paleozoico, circa mezzo miliardo di anni fa. Per oltre 200 milioni di anni placche litosferiche dalle forme e dimensioni più varie interagiranno fra loro allontanandosi, sfiorandosi, collidendo. Nelle numerose separazioni si generava nuova crosta oceanica, densa e sottile, coperta dall'acqua di antichi oceani in lenta espansione. Nelle fasce di collisione la crosta continentale andrà ispessendosi, più leggera ed emersa o appena rivestita da mari poco profondi.

L'Era paleozoica sta per volgere al termine. Ora ci troviamo fra 350 e 310 milioni di anni dal Presente. E' il momento della svolta. Tra i blocchi continentali emersi e mobili prevalgono gli avvicinamenti e con essi le collisioni. Sono scontri poderosi, in grado di distruggere sistematicamente la crosta oceanica che li separa e di accartocciare quella continentale. La grande collisione unificatrice ha generato una serie di catene montuose nelle zone di contatto e sutura tra le placche a crosta continentale. Le catene formano una grande fascia corrugata lunga migliaia di chilometri. Sono i rilievi prodotti dall'orogenesi ercinica. Le rocce spinte più in profondità si sono intanto trasformate in rocce metamorfiche.

In meno di 50 milioni di anni il mito di tutti i geologi sta diventando realtà: il supercontinente Pangea. Un unico aggregato di placche a crosta continentale emersa, una gigantesca superisola a forma di grande boomerang circondata da acque profonde che nel loro buio celano la densa crosta oceanica. Vista dalla Luna, Pangea appare come un'enorme bolla ocracea, colorata a tratti di verde, che spicca sul fondo azzurro cupo del vasto oceano Pantalassa.

E' da questo istante geologico – 250 milioni di anni fa, l'inizio dell'Era mesozoica – che la storia del territorio italiano può essere raccontata con ricchezza di particolari. Un'evoluzione incessante guidata da continui mutamenti che hanno impiegato alcune centinaia di milioni d'anni per dare forma all'Italia che oggi ci accoglie.

Riassumendo in poche pagine le ragioni geologiche che durante questi lunghissimi milioni d'anni hanno forgiato l'Italia dandole l'aspetto che tutti conosciamo, e poi condensando in poche frasi lo

scarno riassunto, e ancora riducendolo ad una sola, lapidaria riga di testo, si potrebbe sinteticamente raccontare che *"l'Italia è figlia del ciclopico scontro tra due colossi crostali: Africa ed Europa."*

Tuttavia per molti, ridurre tutto a un semplice scontro tra due protagonisti – Europa ed Africa del tempo – potrebbe apparire riduttivo. Proverò allora a raddoppiare i personaggi presenti sul palcoscenico geologico del tardo Mesozoico descrivendone, come fossero attori sulla scena di un dramma, le interazioni reciproche e gli effetti che col tempo ne sono derivati. Prima però di entrare nel merito geologico dell'intera vicenda, permettetemi di sottolineare, con uno dei soliti 'esempi empirici', la complessità dell'argomento che cercherò di semplificarvi al fine di renderlo più digeribile.

4.8.2.1 Diaboliche abitudini

Il settore circummediterraneo rappresenta una delle aree geologicamente più ingarbugliate – se così si può dire – dell'intero pianeta. L'Italia ne è il suo fulcro più attivo. La complessità nasce dalla coesistenza di condizioni crostali di compressione, di distensione, di rotazione e di traslazione, tutte contemporaneamente attive in zone limitrofe e spazi spesso interferenti tra loro.

A questo occorre aggiungere la diabolica abitudine che molte tra tali zone hanno di mutare nel tempo il proprio ruolo: ad esempio (ma non è l'unico) da compressivo a distensivo o viceversa. Non basta, ci sono altre e non ultime complicanze.

Mentre questo accade, alcuni settori sono deformati, sollevati ed erosi e i prodotti degli smantellamenti sono trasferiti, sotto le più varie forme (ghiaie, sabbie e polveri fluviali, ma anche gigantesche frane sottomarine), verso le zone più basse e depresse: le pianure, i delta, i mari e gli oceani.

Naturalmente, tutto questo avviene mentre le placche si muovono, si scontrano, si distendono o sprofondano, aggiungendo ulteriori variabili a un sistema già molto complesso, dove anche il clima impone i propri effetti. Si potrebbe continuare, raccontando che nel vasto settore circummediterraneo, oggi come oltre 300 milioni di anni fa, esistono zone dove si sta generando nuova crosta: ad esempio in alcune profondità oceaniche; ve ne sono altre in cui, al contrario, porzioni di crosta antica sono spinte a distruggersi per fusione nel sottostante mantello (nell'*astenosfera*/*geo-nutella*).

Altre ancora si stanno comprimendo, proprio nel medesimo istante in cui state leggendo queste pagine. L'energia accumulata nelle relative rocce, a breve, medio o lungo termine, darà libero sfogo a poderose scosse sismiche. Durante un secolo di accelerata attività di indagine e di ricerca, gli sforzi sinergici di naturalisti prima e di geologi e geofisici poi, hanno portato alla comprensione dell'intricato *puzzle* geologico mediterraneo e italiano in particolare.

Proverò a riassumervi, in queste poche pagine e nei limiti delle indispensabili semplificazioni, i principali passi evolutivi della storia geologica italiana, sintetizzando quanto generazioni di ricercatori hanno scoperto e codificato. Gran parte dei territori che oggi formano l'ossatura dell'Italia sono formati da rocce che un tempo si accumulavano – sotto forma di sedimenti o prodotti magmatici – sui fondali dei mari (da poco a molto profondi) che hanno anticipato la formazione del Mare Mediterraneo odierno.

A questo punto occorre tornare indietro nel tempo, almeno di 250 milioni di anni. Alla stazione di partenza della nostra storia. A quella *Pangea* e all'ampio golfo tetideo che ne lambiva e arcuava le coste orientali. Da lì risaliremo a grandi passi verso il presente. Sarà opportuno dividere questa avvincente quanto complessa storia geologica in successive tappe evolutive.

Una serie di 'momenti geologici' i cui effetti – sovrapposti nei volumi rocciosi che rappresentano la materializzazione tridimensionale del tempo – giustificheranno tanto la distribuzione odierna di rocce e rilievi, di pianure e sedimenti, assieme a quella dei mari che circondano l'Italia, quanto il suo caratteristico e particolare profilo di perfetto stivale.

4.7.3 Adria, micro-placca cuscinetto

Se partiamo dal primo atto del nostro geo-dramma, dobbiamo dunque fare riferimento a quel 'tutto Terra': la mitica *Pangea* alla quale ci hanno abituato i libri della Scuola superiore. *Pangea* aveva dunque acquistato dignità di *super-placca*. Questo si verificava circa 300 milioni di anni fa, alla fine del Periodo Carbonifero. *Pangea* era diventata il risultato di casuali assemblaggi di placche, grandi e piccole, che attraverso collisioni reciproche avevano generato catene montuose nelle rispettive zone di contatto forzato.

Il mega-continente emerso riuniva in un blocco unico Antartide, Australia, India e S-America, saldate solidalmente a N-America, Europa e gran parte dell'Asia. Tutt'intorno il mare, il vasto Oceano *Pantalassa*. L'ultimo evento collisionale responsabile dell'assemblaggio di *Pangea* aveva generato una vasta fascia montuosa collisionale che trasversalmente interessava (per citare solo qualche nazione) N-America (Appalachi), Spagna NW, Francia, Germania e Italia. Più in particolare N-Italia, Sardegna e Calabria, che a quei tempi occupavano tutte posizioni molto differenti rispetto a quelle odierne.

Le successioni sedimentarie di queste aree subirono quasi ovunque deformazioni così intense da essere trasformate in rocce più o meno metamorfiche (v. Cap. 4.4.1). Tali rocce, dopo una parziale esumazione ed erosione, formarono un vasto zoccolo di appoggio. Sopra ad esso si accumularono i depositi del tardo Carbonifero. Poi, via di seguito, fu la volta dei depositi del Periodo Permiano e di quelli dell'Era mesozoica, spessi parecchi chilometri.

È alla fine di questa fase di aggregazione/collisione dei grandi territori emersi che si apre il sipario sul primo atto della nostra storia. Da attenti spettatori assisteremo alla lenta frammentazione del 'tutto Terra', quella *Pangea* che andrà crepandosi, spaccandosi e fendendosi. Dobbiamo solo attendere la fine del Giurassico inferiore, circa 180 milioni di anni fa, affinché cali il brusio di attesa in platea e si alzi il sipario.

Nella fascia tropico-equatoriale di *Pangea* la frammentazione crostale ha finito per generare un braccio di mare con caratteristiche oceaniche: sta nascendo l'Oceano Atlantico. Per il momento è solo la sua porzione centrale ad aprirsi ed allargarsi; quella che oggi corrisponderebbe alla zona caraibica e alle coste orientali degli Stati Uniti e Canada.

Guardando meglio ci accorgiamo che in un punto ben preciso la grande spaccatura crostale (la *dorsale*, v. Cap. 2.1.2.1) ha un'improvvisa interruzione, per poi riprendere verso E, nelle zone dove

dovremmo esserci noi. O meglio, i territori della penisola italiana… di quasi 200 milioni di anni fa. Senza dubbio completamente differenti dagli odierni. Non fu solo l'Oceano Atlantico centrale ad aprirsi e allargarsi. La stessa sorte toccò anche a un altro braccio di mare che rapidamente sviluppò condizioni identiche. Anch'esso produsse una profonda ferita crostale dalla quale prese ad uscire nuova *crosta oceanica*.

A posteriori questo oceano minore fu identificato col nome di *Oceano Ligure-Piemontese*, in base alla posizione geografica oggi occupata dalle rocce che ne coprivano i fondali. Inutile aggiungere che essendo quest'oceano ormai scomparso da quasi 40 milioni di anni, è stato riconosciuto solo grazie ai suoi caratteristici resti, le rocce che ha prodotto, oggi incorporate nelle *Catene alpina* e *appenninica*. Prestando maggiore attenzione, ci accorgiamo che a quei tempi, dove oggi svettano le Alpi, esisteva dunque una depressione marina in fase di approfondimento ed ampliamento. Era in grado di richiamare le acque del grande Oceano *Pantalassa* che a sua volta circondava la vasta *Pangea*.

Il piccolo braccio oceanico si allungava verso i futuri territori italiani occupando le zone oggi rappresentate da Liguria, Piemonte e Valle d'Aosta. Era collegato all'Atlantico centrale da uno stretto corridoio marino. Non è un caso che i geologi l'abbiano chiamato *Oceano Ligure-Piemontese*, a ricordo dei suoi passati splendori e in riferimento alla geografia odierna.

A scala globale la nuova situazione finì dunque col delineare due nuove *placche crostali* in allontanamento reciproco (ma è sempre più corretto chiamarle *placche litosferiche*). Una settentrionale, formata da N-America, ancora unita solidalmente con Europa (e Asia), e una meridionale, formata da S-America + Africa assieme a un ridotto ma significativo settore denominato *Adria*.

Quest'ultimo, *Adria*, rappresentava una sorta di protuberanza settentrionale del continente africano. Oppure, come una differente scuola di pensiero propone, una *micro-placca* di ridotte dimensioni, divisa dal blocco africano da un esiguo corridoio marino profondo. In entrambi i casi *Adria* era caratterizzata dalla medesima *crosta continentale* di Africa e la sua posizione la relegava al ruolo di 'placca cuscinetto', posizionata tra due giganti – Africa ed Europa – i quali, tra una manciata di milioni d'anni, si sarebbero affrontati senza esclusione di colpi.

4.7.4 Un oceano casalingo (3.000)

Il neonato Oceano Atlantico, allargatosi senza sosta da 180 milioni di anni a questa parte nella fascia caraibica e americana orientale, proseguiva a zig-zag verso di noi, trasformandosi in quell'*Oceano Ligure-Piemontese* ormai divenuto familiare. Guardiamo meglio le sue due opposte rive, lì dove tutti gli oceani finiscono, grandi e piccoli, passando a mari bassi, a lagune, a spiagge e terre emerse.

Procedendo verso una delle sue antiche sponde, quella nord-occidentale, avremmo finito per incontrare le coste rocciose dell'Europa meridionale del tempo. Sul lato opposto invece ci saremmo imbattuti nei mari bassi e nelle isole sabbiose coralline che formavano i nostri territori di Nord-Est: i paesaggi mesozoici di *Adria*. Dunque, i territori lombardo-veneti, trentini, friulani e giuliani di oggi si affacciavano, verso occidente, su un oceano in progressiva espansione (l'*Oceano Ligure-Piemontese*). Occupavano una fascia climatica di tutto rispetto, governata da condizioni tropicali. L'ambiente e i paesaggi erano veramente da sogno!

Questi territori 'italiani' affacciati sul lato meridionale dell'*Oceano Ligure-Piemontese* erano caratterizzati da ambienti marini via via meno profondi, fino a raggiungere condizioni di mare molto basso e lagunare. Si estendevano verso il centro e verso il S-Italia, formando un unico, vasto settore marino, diversissimo dall'Italia di oggi. Eppure, quegli stessi sedimenti che si andavano accumulando nei rispettivi fondali marini, col tempo e con il susseguirsi delle deformazioni si sarebbero trasformati nell'odierna Italia. Proprio perché era un territorio così diverso da quelli di oggi, pur occupandone più o meno la medesima posizione, i geologi le hanno dato un nome specifico: *Adria.*

Non a caso i sedimenti e le rocce dei fondali dell'Adriatico – qui ve lo anticipo – assieme a quelli dell'Istria e della Puglia, sono i resti ancora non deformati (solo sollevati verticalmente) dell'antica *Adria* (v. Cap. 4.8.4).

Nel Periodo Giurassico – circa 170 milioni di anni fa – allontanandosi dal braccio oceanico ligure-piemontese e procedendo verso oriente, i territori sottomarini di *Adria* passavano da profondi a mediamente profondi, a decisamente superficiali. Attraversando questi ultimi (a nuoto, ma le basse isole a sabbia calcarea bianca erano numerose) ci saremmo imbattuti in piane di marea estese per centinaia di chilometri, costellate di basse zone emerse e vegetate. Erano diffuse le basse lagune tropicali in cui transitavano rettili (dinosauri) il cui passaggio è testimoniato da frequenti piste impresse nei fanghi calcarei scoperti periodicamente dalle basse maree.

"Ma cosa può avere letteralmente rovesciato condizioni così idilliache, modificandole in modo così drastico? Tanto drastico da trasformare i fondali marini e le spiagge tropicali di Adria nella grande e ripida Catena alpina?" Sono state quelle stesse forze profonde che a suo tempo furono in grado di frammentare *Pangea*, interponendo fra i neonati continenti dei segmenti di nuovo oceano… sorto dal nulla. Sarebbero state sempre loro, quelle stesse forze profonde, ad interrompere di lì a poco il progressivo allargamento oceanico, invertendo (per questa volta) il processo di apertura crostale.

4.7.4.1 Una gigantesca scala sottomarina

Torniamo per un istante (geologico) alla grande lacerazione continentale di *Pangea*. Spostiamo i nostri interessi dalla estesa ferita caraibica, il proto-Oceano Atlantico centrale, a quella di casa nostra, l'*Oceano Ligure-Piemontese*, da tempo ormai scomparso. Il suo settore d'azione era comunque enorme. Si sviluppava dalla Francia S-orientale, lì dove oggi trovano spazio le propaggini delle Alpi Marittime, Cozie e Graie, arrivando fino all'attuale Lombardia.

Siamo nel Giurassico. La fascia in questione era ormai estesa quasi 500 km. Da molte decine di milioni d'anni il suo margine sud-orientale era diventato una sorta di paradiso tropicale. Lagune dalle sabbie bianchissime si distribuivano a perdita d'occhio in uno scenario che oggi descriveremmo con un unico aggettivo: caraibico! Per comprendere meglio la lacerazione della *crosta continentale* e la conseguente genesi dell'*Oceano Ligure-Piemontese* occorre descrivere i singoli fotogrammi di quell'affascinante e coinvolgente film geologico. Siamo idealmente tornati al Periodo Giurassico (145-200 milioni di anni fa).

Zoomata sulla zona delle Giudicarie, a cavallo tra Lombardia e Veneto. Le spiagge del precedente Periodo Triassico sono ormai sprofondate sotto il livello del mare. Uno, dieci, cinquanta, duecento e più metri. È solo l'inizio. L'originario vasto ambiente marino triassico, in gran parte

lagunare, nel volgere di alcune decine di milioni d'anni si è trasformato in una profonda, gigantesca scalinata in roccia, discendente verso occidente. Conduce a profondità sottomarine impensabili fino a pochi istanti prima.

Si generano quattro o cinque gradoni rocciosi di dimensioni colossali (Fig. xx); ognuno è prodotto e separato dagli altri tramite una *faglia distensiva* che ne causa lo sprofondamento. Il movimento distensivo delle faglie è accompagnato da ricorrenti scosse sismiche. Le più violente e prolungate scuotono i gradoni in roccia così intensamente che i loro bordi rocciosi instabili franano nelle profondità. E' così che si generano ripetuti livelli di mega-frana sottomarina (v. Cap. 3.2.3).

Campo lungo sull'Italia settentrionale. I gradoni sottomarini in roccia della futura zona giudicariense, ognuno alto alcune centinaia di metri, fungono da raccordo tra un'area collocata più a oriente (una parte dell'odierno Friuli) – sostanzialmente ancora stabile e con mari bassi lagunari – e un settore ormai definitivamente sprofondato (l'attuale Lombardia). La megalitica scalinata sottomarina delle Giudicarie, al confine tra Veneto e Lombardia, conduce dunque agli ambienti marini profondi del futuro settore lombardo. Questi ultimi, da lì verso W, passeranno poi rapidamente a quelli abissali del cosiddetto − non a caso − *Oceano Ligure-Piemontese*.

Zoomata sulla zona mediana dell'Oceano Ligure-Piemontese. Al centro del nostro 'piccolo' oceano casalingo del Giurassico spicca, in evidenza, la zona di *dorsale* (v. Cap. 2.1.2.1). Da quella stretta fascia mediana coperta da spessori chilometrici di acque oceaniche escono massicce emissioni di lave basaltiche. Alimentano la formazione di nuova crosta, naturalmente oceanica. Ripercorrendo a ritroso i nuovi ambienti, da W verso E, si fa ritorno alla zona delle Giudicarie.

I giganteschi gradoni in roccia che alla loro base hanno gli estesi accumuli di mega-frana sottomarina non ci parlano più soltanto di anonimi crolli subacquei, delle relative *faglie distensive* che li hanno propiziati o dei ricorrenti poderosi sismi che li hanno accompagnati, ma di un complesso e affascinante capitolo geologico il quale, guidato da intense e incredibili estensioni crostali, ha anticipato di molte decine di milioni d'anni la nascita e il sollevamento della *Catena alpina*. Il tutto collocato, incredibilmente, in quegli stessi precisi territori.

4.7.5 Una bomba ad orologeria

Di lì a poco in Geologia, corrisponde spesso a milioni o addirittura a decine di milioni d'anni. Nel nostro caso vale la seconda possibilità. L'apertura dell'Oceano Atlantico centrale, congiuntamente a quella del nostro 'oceano casalingo' dell'Italia nord-occidentale, aveva diviso il N-America + Europa (e Asia) dal S-America + Africa. Dopo quasi 50 milioni di anni anche quest'ultimo enorme blocco continentale andò in crisi. Come molte crisi anche questa culminò con una separazione.

Tutto accadde poco meno di 140 milioni d'anni fa, all'inizio del Periodo Cretaceo. Africa e S-America acquistarono una propria identità grazie alla nascita e all'allargamento dell'Oceano Atlantico meridionale. Il nuovo protagonista cominciò prima a dividerle, per poi progressivamente allontanarle. Nel Cretaceo inferiore (circa 150-100 Ma), Alpi e Appennini erano ancora impossibili da prevedere, anche se buona parte delle rocce destinate a formarne i rispettivi rilievi era già pronta e attendeva solo… la spinta giusta. Le successioni rocciose non lo sapevano ancora, ma si trovavano già collocate ai rispettivi blocchi di partenza.

Tra poco lo *starter* avrebbe dato il segnale di via. La danza delle placche stava per cominciare. Fino a quel momento si erano mosse al seguito di una *safety car* per un semplice giro di ricognizione. Solo ora la corsa vera e propria avrebbe avuto inizio. Occorreva adesso, alla fine del Cretaceo inferiore (circa 100 Ma), che qualcosa di poderoso accadesse per ottenere i risultati che oggi sono sotto gli occhi di tutti. Qualcosa capace di trasformare radicalmente quell'*Oceano Ligure-Piemontese*. E assieme ad esso tutto l'insieme di ambienti marini meno profondi che lo delimitavano, con i loro corrispondenti accumuli di rocce magmatiche e sedimentarie.

Da oceano, profondo oltre 4.000 m, a catene montuose alte oltre 4 km. Ancora una volta la regìa dei cambiamenti radicali fu affidata all'Oceano Atlantico. Ad esso sarebbe toccata, seppure indirettamente, la trasformazione della situazione: da *distensione e apertura* ad un assetto di *compressione e chiusura*. A farne le spese, prima di tutti, sarebbe stato proprio quell'*Oceano Ligure-Piemontese* che ormai sembrava destinato ad ampliarsi indefinitamente, seguendo la stessa sorte privilegiata del coevo Atlantico centrale.

In ogni caso fu *Adria*, l'antica Italia di quei tempi remoti, la predestinata ad assorbire in prima persona gli urti futuri, prossimi venturi, tra i colossi Europa ed Africa. *Adria* si stava preparando a rivestire lo scomodo ruolo di 'zona cuscinetto' in grado di smorzare i contrasti fisici tra i due giganti geologici. *Adria*, una sorta di paraurti geologico che carena il lato settentrionale della *Placca Africa* e che di essa è parte integrante. In quanto tale, sarà esposta in prima persona alle deformazioni dell'*orogenesi alpina*, intense e complesse. Inizieranno a manifestarsi, con forza inaudita, dal tardo Cretaceo superiore in poi (circa 70 milioni di anni fa).

4.7.5.1 Nella morsa delle grandi placche

Da quando l'Oceano Atlantico si è generato, inizialmente come semplice spaccatura presente al centro di una vasta massa continentale *(Pangea)*, non ha mai smesso di ampliarsi. Continua tuttora a farlo, seppure con una velocità di un paio di centimetri all'anno, minore rispetto a quelle d'un tempo. Differente (purtroppo!) è stata la sorte del nostro 'oceano casalingo', l'*Oceano Ligure-Piemontese*.

Inizialmente, nulla sembrava opporsi al suo continuo allargarsi. Il suo destino inizialmente sembrava assecondare l'evoluzione del fratello maggiore: quel primo Oceano Atlantico centrale al quale era collegato da strettissima parentela geologica e da prossimità fisica. Ben presto però i protagonisti sulla scena sarebbero aumentati e ognuno, come spesso accade, avrebbe conquistato visibilità e affermazione a scapito di qualcun altro.

Fu proprio la comparsa a sorpresa dell'Oceano Atlantico meridionale a far precipitare le cose rimescolando le carte. Una nuova, cruenta partita stava per iniziare. L'Africa, separandosi in tal modo dal S-America, trovò sì la propria identità, ma col tempo finì per cambiare rotta. Accadde 92 milioni di anni fa, quando lo sviluppo del nuovo ramo oceanico, l'Atlantico meridionale, ebbe l'effetto di deviarne la traiettoria di deriva.

Quest'ultimo, ampliandosi e facendosi sempre più ingombrante, finì col saldarsi all'Atlantico centrale. A questo punto, per comprenderne le conseguenze su *Adria*, è sufficiente prendere atto che la nuova apertura crostale dell'Oceano Atlantico meridionale non assecondava più solo la traslazione verso E del blocco africano, ma gli imprimeva una deleteria componente di moto verso NE.

Direzione che, nel volgere di alcune decine di milioni d'anni (per la Terra… rapidi come schegge!), avrebbe puntato prima verso N e poi verso NNW.

Adria aveva tutto il diritto di cominciare seriamente a preoccuparsi. Fu quello il presupposto che diede il via alla rotta di collisione tra Africa ed Europa. L'effetto più eclatante che ne seguì fu la genesi del corrugamento alpino. Nei settori che corrispondevano ad *Adria*, il regime dinamico ben presto si sarebbe invertito: da *estensionale* a decisamente *compressivo*. Valutandone unicamente gli effetti, si potrebbe sintetizzare il tutto con la semplice frase: *"Da oceano a catena montuosa"*.

A questo punto, tornando al nostro *Oceano Ligure-Piemontese* – la cui fine sarebbe stata ormai solo questione di tempo – sorge spontanea la domanda: *"Chi o cosa si era accumulato tra quelle due poderose ganasce crostali (Europa ed Africa) che – per il momento – si erano sempre e solo allargate?"* La risposta è… lapidaria (in senso geologico): una *crosta oceanica* di neoformazione, dunque composta da *depositi magmatici* e più limitati *depositi sedimentari*. Più precisamente, era formata da *basalti*, lave nerastre, mentre sotto ad esse si intrudevano e cristallizzavano lentamente i relativi magmi, dando forma a rocce chiamate *gabbri*. In aggiunta, sopra ai *basalti* si accumulavano, come rivestimento sedimentario di mare molto profondo, cospicui spessori di argille e selci stratificate.

Il destino dei territori marini di *Adria* e di quelli del nostro oceano in miniatura, con le rispettive successioni rocciose, sarebbe stato quello di trasformarsi in un guscio di noce (gheriglio compreso!), stritolato e frantumato dallo 'schiaccianoci crostale' euro-africano ormai inarrestabile. Dunque si trattava solo di questione di tempo, ma in Geologia, si sa, il tempo non manca mai. Può essere utile paragonare tutto questo anche a un gigantesco essere di pietra, sdraiato a faccia in su, che ha spalancato lentamente le sue incredibili fauci (genesi dell'*Oceano Ligure-Piemontese* e della relativa *crosta oceanica*) per poi richiuderle, serrandole con forza e stritolando tutto quello che nel frattempo vi era finito dentro (formazione delle catene montuose, l'*orogenesi alpina*).

Un'ultima esemplificazione. Gioverà a rappresentare gli ultimi 350 milioni di anni della nostra storia più profonda. E' stato come filmare un applauso al rallentatore. Poco più di 300 milioni di anni prima, nel Carbonifero, due gigantesche mani rocciose si erano avvicinate fino ad impattare diventando tutt'uno (formazione di *Pangea*). Poi, dopo la collisione e il primo fragoroso battito, si erano separate allontanandosi simmetricamente (genesi dell'*Oceano Ligure-Piemontese*). Ora stavano per invertire il movimento e si apprestavano a convergere per riunirsi di nuovo. Il momento del secondo applauso sarebbe coinciso con la rinnovata fase di collisione crostale, culminata nell'*orogenesi alpina*.

4.8 Il fascino di un profilo

Sono convinto che molti tra voi, raggiunta l'età scolare, siano rimasti piacevolmente stupiti nell'accorgersi che l'Italia – la nostra Italia – è sagomata a stivale, preciso in ogni particolare. Era l'inizio degli anni '60 e ricordo ancora con quanta soddisfazione ne ridisegnavo il profilo pensando alle forme anonime degli altri stati europei. La soddisfazione diventò massima quando le conoscenze geografiche valicarono l'Europa: indubbiamente il nostro stivale non era secondo a nessuno, a livello mondiale!

Allo stupore si era intanto aggiunto l'orgoglio; molto simile a quello che accompagnava i trionfi della squadra del cuore. Alcuni anni più tardi le immagini dallo spazio avrebbero confermato e ribadito il primato estetico dell'Italia sul resto del mondo. Le sensazioni trionfalistiche d'un tempo erano intanto andate svanendo, sostituite da una sottile curiosità. I *perché*, *come* e *quando* cominciavano a farsi largo chiedendo risposte.

Il desiderio di conoscere, come spesso accade, accese una passione. La passione, per scelta e volontà, si trasformò prima in studio e poi in lavoro. Con il lavoro da geologo arrivò infine la possibilità di comprendere la complessa catena di cause ed effetti alla base dell'attuale aspetto della nostra penisola. Aspetto che è funzione diretta dell'evoluzione e della distribuzione delle catene montuose, delle piccole e grandi pianure, dei volumi crostali instabili e fratturati e di quelli indeformati e saldi, dei sollevamenti e degli abbassamenti del territorio, dell'ubicazione delle zone di effusione magmatica e di quelle dove insistono gli accumuli sedimentari, delle rocce coese e dei sedimenti sciolti, delle rocce molto resistenti e di quelle facilmente erodibili, delle incisioni torrentizie e dei trasporti fluviali, delle esarazioni e dei rimaneggiamenti glaciali.

Tutto questo appare distribuito non solo nello spazio, ma anche attraverso il tempo, in un avvicendarsi e sostituirsi di ruoli al limite dell'incredibile. Sceneggiature sempre rinnovate che, con inesorabile e lenta determinazione, hanno coinvolto e stravolto quel grande palcoscenico tridimensionale sul quale oggi ci troviamo improvvisamente proiettati. Noi, esseri umani dal duplice ruolo di soggetti ospitati nei contesti crostali che la Geologia ha generato, e di agenti modificatori e perturbatori dell'ambiente naturale. Un ambiente che in molti casi è stato trasformato in paesaggio puramente antropico.

4.8.1 Africa *vs* Europa

Gli effetti dell'*orogenesi alpina* nei territori prossimi a noi sono sotto gli occhi di tutti: le *Catene alpina*, *appenninica*, *dinaric*a ed *ellenica* ne sono la diretta testimonianza. Catene montuose che, viste con gli occhi del geologo, diventano un insieme di faglie (le rotture con movimento) e di pieghe: piccole, grandi, fino ad enormi, capaci di superare in grandezza le montagne stesse (v. Capp. 4.2.1 e 4.2.2).

Le faglie sarebbero state in massima parte di tipo compressivo, in minor numero di tipo distensivo e in egual misura di spostamento orizzontale. *Faglie compressive*, *distensive* e *trascorrenti*, a seconda delle zone, per spartirsi una diffusa sismicità, uguale nei devastanti effetti, ma sensibilmente differente nelle ragioni del suo innesco. Il profano di 'cose geologiche' potrebbe presupporre che in una collisione crostale l'innesco e lo sviluppo delle rotture e dei relativi movimenti tra i volumi di roccia abbiano la stessa assenza di logica di un mazzo di *shanghai* lasciati cadere sopra un tavolo. Nulla di più sbagliato. La Natura, anche nelle deformazioni dei volumi rocciosi, è sempre ordinata e logica.

E' proprio grazie a questa *logica-geologica* che noi geologi, valutando la distribuzione spaziale dei vari tipi di *faglie*, considerando le loro interferenze reciproche, nonché riconoscendo le direzioni e i versi di movimento lasciati come tracce indelebili sulle loro superfici (v. Cap. 4.2.1.2), riusciamo – o almeno ci proviamo – ad interpretare il *come* e il *perché* è nata e cresciuta una catena montuosa.

La rotta di collisione dell'Africa verso l'Europa del tempo iniziò circa 130 milioni di anni fa e durò quasi 60 milioni di anni. Per i successivi 70 milioni di anni abbiamo la registrazione dello

scontro diretto, archiviato nelle deformazioni degli immensi volumi rocciosi. I primi tra i numerosi effetti deformativi ebbero inizio nel Cretaceo superiore.

I due giganti crostali, Europa ed Africa, mostravano i muscoli. Si affrontarono lungo l'odierna fascia di confine con la Francia, la Svizzera e l'Austria, ma anche lungo i confini con l'Est dell'Europa, tra l'odierno Mar Adriatico e i futuri Balcani. In quest'ultimo settore sorse una serie di rilievi noti oggi come Dinaridi (che proseguono nelle Ellenidi).

Sono rilievi formati da una successione di *tegole tettoniche* rampanti verso SW, in progressiva espansione verso l'Adriatico. Le deformazioni più esterne e recenti di questa catena a *pieghe* e *faglie* sono toccabili con mano lungo la fascia della Dalmazia (Croazia), nel Friuli Venezia Giulia e persino nelle Dolomiti!

Nel frattempo, circa 90 milioni di anni fa, anche la zona a N del Canada orientale dell'epoca aveva iniziato a lacerarsi dando vita all'Oceano Atlantico settentrionale. Quest'ultimo, allargandosi, col tempo cominciò a separare il N-America dall'Europa. I tre rami oceanici atlantici – meridionale, centrale e settentrionale – una volta congiunti diventarono una forza, tant'è che la loro azione divaricatrice non ha ancora avuto soste né ripensamenti.

Intanto nella collisione Europa-Africa l'Europa cominciò a infilarsi obliquamente sotto il *paraurti* di Africa, quell'*Adria* che ormai ci sta diventando familiare. La *crosta oceanica* dell'*Oceano Ligure-Piemontese*, che aveva raggiunto una larghezza di quasi 1.000 km, fu spinta in profondità.

In parte venne distrutta e 'digerita', ma un'altra parte, pur subendo intense deformazioni metamorfiche profonde (v. Cap. 4.4.1), fu piallata e strizzata, sotto forma di giganteschi trucioli metamorfici, prima contro e poi sopra la grande *Placca Europa* in progressivo avvicinamento.

Oggi le rocce del fu *Oceano Ligure-Piemontese*, metamorfosate in profondità è poi risospinte verso l'alto, formano una larga fascia che in territorio italiano è compresa nell'arco delle Alpi Occidentali e Centrali (Marittime, Cozie, Graie, Pennine, Lepontine e, in parte, Retiche).

4.8.1.1 Un panino geologico

L'estensione della fascia di contatto reciproco tra Europa e Africa si mostrava ormai decisamente ampia. Non si trattava più di semplici contrasti locali, ma di una vera e propria guerra geologica all'ultima roccia tra due *placche litosferiche*. L'effetto estremo che ne derivò fu l'*orogenesi alpina*. Per il momento gli effetti più eclatanti e poderosi si misuravano lungo il perimetro collisionale occidentale e centrale (Francia, Svizzera, Austria). La collisione e le spinte prolungate vi avevano generato una sorta di enorme *panino geologico*.

Le due fette di pane corrispondevano rispettivamente alle rocce della *Placca Europa* da un lato e a quelle della *Placca Adria + Africa* dall'altro. Nel mezzo, fra le due, schiacciate e deformate, si collocavano le fette di prosciutto: quelle originarie rocce magmatiche e sedimentarie che fino a poco prima si erano accumulate sui fondali dell'*Oceano Ligure-Piemontese*. Un oceano trasformato dunque in una catena montuosa sostituitasi alle precedenti lacerazioni e agli allargamenti crostali.

Una catena che, già estesa ed imponente, corrispondeva però solo ad una parte delle Alpi che conosciamo. Quella che oggi occupa la Liguria occidentale, il Piemonte e la Val d'Aosta, la

Lombardia settentrionale e l'Alto Adige, con la Svizzera e l'Austria. Mancano ancora all'appello tutti i territori montuosi che molti di voi conoscono bene: quei settori che oggi prendono i nomi di Lombardia centrale, Trentino, Veneto e Friuli…

"Dov'erano costoro?" A quel tempo, potrebbe sembrare strano, non c'era ancora traccia delle cosiddette *Alpi Meridionali*, la porzione per così dire *'tutta italiana'* dell'edificio alpino. Quella parte che oggi, tra Lombardia e Friuli, è confinata a S di una faglia speciale. Una super-faglia che nell'edificio alpino riveste un'importanza assoluta: la *Faglia Insubrica*, la più antica e importante faglia delle *Alpi Meridionali*.

Lo sviluppo della *Catena alpina precoce*, quella piemontese ed estera per intenderci, si è in massima parte strutturata tra il Cretaceo superiore e l'Eocene. Il suo sviluppo è più facile da comprendere rispetto a quello delle complessive Alpi, comprensive anche delle *Alpi 'tutte italiane'*.

Anche perché la *Catena alpina* di quei tempi si distribuiva in modo molto più regolare rispetto ad oggi. Occupava una fascia larga poco più di un centinaio di chilometri che, giunta a S del territorio ligure occidentale, proseguiva con un'ampia curvatura verso SW, lambendo la Corsica, correndo esternamente alla Sardegna, per coinvolgere infine l'Andalusia (S-Spagna).

La curvatura era debole perché a quei tempi Corsica e Sardegna risultavano ancora letteralmente attaccate alla Francia meridionale. Loro stesse erano parte integrante della *Placca Europa*. Questo è un particolare che sarà commentato tra poco. Per ora è sufficiente memorizzare la posizione che il *Blocco Sardo-Corso* occupava più di 30 milioni di anni fa.

Fino a questa data risultava ancora tutt'uno col margine S della *Placca Europa*, occupando circa la zona dove oggi si sviluppa il Golfo del Leone. Il futuro *Blocco Sardo-Corso* era ancora privo di una propria forma a… Sardegna e Corsica, pertanto risultava praticamente irriconoscibile. Quei territori, oggi insulari, erano proprio lì, sotto forma di terre emerse tutt'uno con la futura Francia. Tutt'uno con la *Placca Europa*.

Sul vasto e sempre più affollato scenario geologico circummediterraneo, anche l'Oceano Atlantico settentrionale, in progressivo allargamento, costringeva ora l'Europa a migrare verso SE e S. L'Africa intanto continuava a muoversi lentamente nella sua deriva. Ben presto la sua direzione di moto si sarebbe orientata verso N e NW. Il *calendario geologico* segnava il Miocene, intorno a 20 milioni di anni fa.

Sul palcoscenico crostale dell'emisfero settentrionale l'affollamento stava diventando critico. Le *Placche Europa* e *Africa* si erano trasformate in due enormi ganasce in progressiva chiusura. La grande morsa, in movimento lungo le direzioni N-S e NW-SE, ebbe il merito – o il semplice effetto – di forgiare le Alpi, così come le conosciamo, iniziando a conferire loro quelle caratteristiche orografiche e idrografiche che oggi ne costituiscono il marchio di fabbrica.

4.8.1.2 Il panino geologico… insaccato

Per un istante vi ripropongo la domanda che vi aveva incuriosito lasciandovi nel dubbio: *"Ma la Lombardia centrale, il Trentino e il Veneto (con tutte le Dolomiti), l'intero Friuli centrale e settentrionale, quando e come sono diventate anch'esse Alpi, saldandosi alle Alpi precoci?"* Il

quando è nel Miocene, circa tra 20 e 5 milioni di anni fa; il *come* è presto detto. Osservate di nuovo la Fig. xx: precede quanto sta per accadere in questa fase.

Nel *panino geologico* le deformazioni (*pieghe* e *faglie*) si erano formate rampando mediamente verso N, verso l'Europa del tempo. Assecondavano meccanicamente gli sforzi generati dalla *subduzione* della *placca Europa* verso S. Una subduzione che perdura tuttora. Subdurre: dal latino *portare giù, sotto*.

Fu proprio l'intensificarsi delle enormi spinte crostali orientate tra le direzioni N-S e NW-SE ad estendere le deformazioni alpine ai territori oggi italiani (Lombardia centrale, Trentino, Veneto e Friuli…). Lo fece però in un modo strano, geologicamente anticonvenzionale. La cosa più prevedibile sarebbe stata quella di continuare con il precedente *stile deformativo*, fatto di *tegole tettoniche* rampanti verso l'Europa. Invece no: dal cilindro magico delle collisioni tra placche uscì una soluzione inattesa.

Era l'inizio del Miocene medio. Al proseguire del movimento Africa *vs* Europa, per ragioni meccaniche, da parte di *Adria* ci fu una resistenza. Il movimento delle *tegole tettoniche* rampanti verso l'Europa – formatesi durante la strutturazione del 'panino geologico' (v. Cap. 4.8.1.1) – iniziò ad incontrare degli ostacoli profondi. Le forze in gioco erano enormi, ma altrettanto possiamo dire della riluttanza fisica mostrata dai colossali spessori di rocce che formavano *Adria*. Le spinte però non accennavano a placarsi.

Cominciò allora a formarsi un'insaccatura, proprio dalla parte di *Adria* ancora da deformare. L'insaccatura a sua volta si trasformò in una enorme piega, gigantesca nel suo sviluppo crostale. Per facilitarvi la comprensione di una simile struttura, vi suggerisco di sostituire mentalmente agli enormi spessori crostali dei semplici livelli di gommapiuma e alle spinte delle due placche quelle delle vostre mani (è il noto *'metodo Coleman'*, …con le mani!). L'effetto 'piega da insaccamento' diventerà subito ben percepibile.

L'affondo di *Adria* – il paraurti africano – proseguiva. Il piegamento diede origine a un *cul de sac* capace di favorire una più incisiva penetrazione di *Adria*. Le sue radici profonde, come un enorme cuneo, presero ad infilarsi sotto la mega-piega. Più che un paraurti sembrava il lento procedere del muso di una vecchia Citroën, il glorioso modello 'a ferro da stiro' della fine anni '60.

Anche la parte meridionale del mega-piegamento, quella rivolta verso la pianura padana per intenderci, in breve cominciò a rompersi in *tegole tettoniche*. Questa volta però rampavano decisamente verso S e SE, assecondando lo sviluppo della gigantesca piega crostale. Il volume roccioso coinvolto fu immenso: tutte le future *Alpi Meridionali*, ovvero le *Alpi 'tutte italiane'*.

Si trattava di una successione rocciosa spessa oltre 10 km e distribuita su un'area di circa 500 x 150 km. Negli spostamenti reciproci, i pacchi di roccia si serrarono uno sull'altro, raccorciando la loro originaria estensione. Questi si affastellavano muovendosi lungo superfici di faglia a bassa inclinazione, gli *accavallamenti* (v. Cap. 4.2.1.1).

Più Europa ed Africa si avvicinavano, e collidendo si sovrapponevano, più la mega-piega crostale si esasperava. Questa grande struttura si inarcò a tal punto che finì per condizionare le successive deformazioni fragili (faglie) delle zone meridionali. Quelle deformazioni che col tempo si sarebbero estese verso l'interno dei territori chiamati *Adria*, ossia verso S.

Da questo momento in poi, le più intense deformazioni alpine si sarebbero localizzate sul lato meridionale del nostro 'panino geologico', migrando col tempo verso S e incorporando settori di *Adria* via via sempre più ampi. Nei territori delle *Alpi Meridionali*, ossia le *Alpi 'tutte italiane'*, le deformazioni del tardo Miocene (attive circa da 15 a 7 milioni di anni fa) sono state le più intense. Continuano ancor oggi ad essere le più percepibili tra quelle generate durante l'*orogenesi alpina*.

Vi sarete accorti che mentre le deformazioni delle *Alpi precoci* rampano verso N, quelle delle Alpi più recenti *(Alpi Meridionali)*, rampano al contrario, verso le future pianure padana e veneto-friulana, ossia verso la zona ancora indeformata di *Adria*. Questo perché sono state condizionate dalla forma della grande piega crostale derivata dalla grande insaccatura.

Insaccatura che già dagli inizi del secolo scorso (1924) fu messa in luce da uno dei grandi studiosi della struttura geologica delle Alpi, lo svizzero Argand. Detto sottovoce, in gergo geologico le zone ancora indeformate verso le quali punta l'avanzamento del fronte di un'*orogenesi* sono denominate *avampaese*.

4.8.2 Sardegna e Corsica scivolano via e nasce l'Appennino

Avevano dunque preso forma anche le *Alpi Meridionali*, le *Alpi 'tutte italiane'*, completando il quadro deformativo della complessiva (nel senso di… complessa!) *Catena alpina*. Nonostante tutto, la strutturazione delle *Alpi Meridionali* non è particolarmente complicata se paragonata a quanto, in quello stesso intervallo temporale, si stava generando lungo il fronte opposto, quello dei futuri Appennini.

Per comprendere *cosa* stava per accadere e le ragioni del *perché* accadde, dobbiamo tornare un po' indietro nel tempo rispetto al Miocene del capitolo precedente. Ci fermeremo intorno ai 30 milioni di anni fa. Nell'epoca appena precedente al Miocene, denominata Oligocene. Riferito alle grandi compressioni che generarono le Alpi, questo fu un intervallo di stasi. Quasi la calma che precede la tempesta. Fu un'epoca in cui le compressioni alpine ricaricarono i muscoli prima di sferrare la madre di tutte le battaglie.

Abbiamo allora il tempo di spostare la nostra attenzione a quanto di lì a pochi istanti sarebbe accaduto lungo il margine della *Placca Europa*, e più precisamente nel S della Francia. In questo particolare momento geologico sulla scena circummediterranea fa il suo ingresso un protagonista inatteso. Finora era rimasto in disparte, confuso tra le quinte e gli addobbi della scenografia geologica.

Senza preavviso iniziò a spostarsi lentamente verso il centro della scena, con un inconfondibile percorso che replica un perfetto arco di cerchio antiorario. Si trattava del *Blocco Sardo-Corso* formato, neanche a dirlo, da Sardegna e Corsica, fino a quel momento rimaste entrambe ancorate al continente europeo.

Come già accennato, circa 30 milioni di anni fa si staccarono dalla zona più o meno occupata dall'odierno Golfo del Leone, al margine estremo della Provenza. In quella posizione erano state per infinito tempo parte integrante della *Placca Europa* (o *euroasiatica*), a formarne l'estremo margine

meridionale. La deriva antioraria del *Blocco Sardo-Corso* durò ben 12 milioni di anni, bloccando infine le due isole nella posizione che ancora occupano da circa 18 milioni di anni.

Il movimento di deriva era arcuato: maggiore per la Sardegna e minore per la Corsica. Il suo fulcro di rotazione era grosso modo collocato sul centro della Liguria. Il *Blocco Sardo-Corso* stava comportandosi come una sorta di enorme 'pendolo geologico' destinato a bloccarsi sull'allineamento N-S, dopo una rotazione antioraria di circa 40°.

Nel suo migrare, il *Blocco Sardo-Corso* trascinò con sé anche la porzione di *Catena alpina precoce* che ne bordava le coste, formata da poco e sviluppata in gran parte sotto il livello marino. Il *Blocco Sardo-Corso* ruotava e si spostava perché tra esso e la Provenza si stava aprendo e allargando il *Bacino balearico*. Un settore triangolare in via di sprofondamento.

Stava per generarsi un ulteriore, potenziale piccolo oceano che però si bloccò sul nascere quando, 18 milioni di anni fa, il movimento di Sardegna e Corsicà si fermò. Sì perché con esso si interruppe anche quell'effetto di trazione sul fondale del Mare Balearico la cui profondità si è fermata intorno a -2.700 m. Un valore ancora lontano da quelli che caratterizzano i veri e propri oceani.

4.8.7.2 Gli antichi vulcani della Sardegna

Per il settore circummediterraneo questo fu l'inizio delle grandi complicazioni geologiche che ora, a distanza di milioni di anni, si riflettono su chi cerca di spiegare e su coloro i quali si sforzano di capire. A quei tempi, durante l'iniziale moto di traslazione del *Blocco Sardo-Corso*, le prime terre emerse, visibili navigando verso oriente, sarebbero state le Dinaridi e le Ellenidi. Insieme alla Venezia Giulia erano in buona parte già piegate e sollevate.

A S della congiungente Genova-Trieste i territori della futura penisola italiana (sempre *Adria*!) – gli odierni Appennini – erano invece ancora sotto il livello del mare. Tutti in nervosa attesa di un drastico mutamento di condizione. Da tranquilli fondali marini a territori emersi agitati da sempre più frequenti crisi sismiche.

La Sardegna è ricca di prodotti effusivi emessi negli ultimi 40 milioni di anni. Si affiancano ai diffusi *graniti* di età paleozoica che caratterizzano in special modo il quadrante NE dell'isola. Anche in questo caso, attraverso i caratteri dei prodotti eruttivi si possono ricostruire i principali processi geodinamici che li hanno prodotti.

Ad esempio le vulcaniti effuse tra 30 e 18 milioni di anni fa (Oligocene e Miocene), distribuite lungo la metà occidentale della Sardegna sono state messe in posto durante la rotazione del *Blocco Sardo-Corso* (v. Cap. 4.9.2). Rappresentano i prodotti di fusione e di risalita magmatica derivati dallo scontro con il margine della *micro-placca Adria* che si infletteva sotto la Sardegna stessa, in *subduzione* verso W.

Nel medesimo istante geologico (v. Cap. 4.9.2.1) al largo del *Blocco Sardo-Corso* prendeva forma l'embrione sottomarino della *Catena appenninica*, dovuta alla compressione esercitata dalla rotazione crostale. Di tutt'altra natura appare il vulcanismo sardo più recente, dominato da effusioni basaltiche. Inizia nel Pliocene, circa 5 milioni di anni fa, e i suoi ultimi prodotti datano a 100.000 anni fa.

Sono distribuiti a macchia di leopardo, concentrati in prevalenza nella fascia centrale e nord-occidentale dell'isola. Gli studiosi ritengono che anche questi ampi espandimenti basaltici siano stati favoriti dalla distensione crostale legata al generalizzato processo di apertura del Mar Tirreno meridionale, tuttora in atto.

4.8.2.1 Appennino-pendolino (4.600)

Fu il movimento antiorario del *Blocco Sardo-Corso* a modificare la situazione e a cominciare a predisporre le primordiali premesse per lo sviluppo di uno *Stivale Italia*, a quei tempi ancora impensabile. Intanto Sardegna e Corsica, come un'unica gigantesca ruspa, traslavano, comprimendo e affastellando di fronte a loro quanto restava dei depositi di *crosta oceanica* del fu *Oceano Ligure-Piemontese*. Coinvolgevano non soltanto i *depositi magmatici*, ma anche le coperture sedimentarie che nel frattempo, nelle profondità marine, si stavano accumulando copiose sopra ad essi.

C'è da chiedersi *"Di che tipo di depositi si trattava?"* Erano *depositi terrigeni*, ossia smantellati da antiche rocce emerse e sottoposte ad erosione (v. Cap. 2.5.3.1). Con curiosità la logica domanda successiva non può che essere *"Da dove derivavano questi depositi?"* Dallo smantellamento di quello stesso *Blocco Sardo-Corso*, contemporaneo alla sua deriva verso E. Quei *depositi magmatici* e *sedimentari* sarebbero finiti, di lì a qualche milione di anni, nella nuova catena montuosa che si preparava a nascere dal mare: gli Appennini.

Intorno a 18 Ma (Miocene inf.) il 'pendolo sardo-corso' si bloccò dunque sulla direzione N-S. E' tuttora stabile nella medesima posizione, come conferma l'assenza di forti sismi nei suoi territori. Circa 20 milioni di anni fa al largo della Sardegna e della Corsica, in un braccio di mare sempre più stretto e sempre meno profondo, gli Appennini (in gestazione) e una parte delle Alpi (già adolescenti) si addossavano gli uni alle altre, ancora coperti dall'acqua.

Poco dopo (circa 10 milioni di anni fa, Miocene medio), l'embrione dell'Appennino settentrionale si separò iniziando in autonomia a ruotare in senso antiorario. Il copione era stato scritto nell'Oligocene ed era stato validamente collaudato proprio dal *Blocco Sardo-Corso*. Se la separazione del *Blocco Sardo-Corso* dalle sue terre natali *(Placca Europa)* era stata accompagnata dall'apertura del *Bacino Algero-Provenzale*, questa volta il moto antiorario dell'embrione della *Catena appenninica* procedeva di pari passo con l'allargamento e l'approfondimento del Mar Tirreno settentrionale, che solo allora iniziava a nascere.

Sprofondando ed allargandosi, il Tirreno settentrionale divise in due porzioni i territori sottomarini da poco deformati (Alpi e Appennini). L'embrione di *Catena appenninica*, cominciò dunque a traslare seguendo anch'esso un percorso ad arco di cerchio. Nella migrazione ruotava in senso antiorario, verso E e NE. Nello spostamento avrebbe col tempo incorporato fasce di depositi sottomarini sempre più ampie, trasformandole progressivamente in una vera e propria catena emersa.

Nei primi anni '70 era molto diffuso un tipo di 'soprammobile dinamico'. Era formato da una fila di sfere d'acciaio, una adiacente all'altra e tutte sospese a un filo. Bastava allontanare la prima e poi mollarla per ottenere un effetto che a quei tempi ci coinvolgeva. Come un pendolo la pallina tornava nella propria posizione iniziale trasmettendo la propria componente di moto all'ultima della fila.

Questa, all'urto, schizzava via lasciandoci più che soddisfatti, compiaciuti nel vedere che tutto questo non scomponeva l'immobilità delle sfere centrali.

Anche nello scenario mediterraneo – col beneficio della semplificazione ad uso divulgativo – è accaduta la stessa cosa. Il *Blocco Sardo-Corso* aveva fermato la propria corsa mentre, di fronte ad esso, l'embrione dell'Appennino (con modesti rilievi ancora sotto il livello del mare) ne aveva raccolto il testimone, iniziando a sua volta la rotazione antioraria. L'Appennino centro-settentrionale diventerà un *Appennino-pendolino.* Da questo momento geologico avanzerà simultaneamente verso il futuro Po (e le Alpi) e il Mare Adriatico.

Da allora l'Appennino non ha mai interrotto la sua corsa. Oggi ha una velocità di quasi mezzo centimetro all'anno, concentrata per lo più nel settore settentrionale (Emilia-Romagna) e in quello marchigiano. Col passare dei milioni di anni, se le forze in gioco non cambieranno i loro valori, nel suo procedere verso NE ingloberà nelle deformazioni avanzanti l'intera pianura padana e i fondali dell'Adriatico.

Arriverà il giorno in cui la *Catena appenninica* colliderà con la *Catena dinarica* della Dalmazia, formando un'unica fascia montuosa. Nella zona del Monferrato è già accaduto qualcosa di simile. Lì gli Appennini già da qualche milione di anni (…ieri, in Geologia!) si sono saldati alla *Catena alpina*. Basterebbe scavare sotto i depositi del Fiume Adda (Fig. xx) per fare apparire le *tegole tettoniche* rampanti verso N *(Catena appenninica)*, scontrate e commiste a quelle rampanti verso S *(Catena alpina)*.

4.8.2.2 Argille scagliose

La strutturazione dell'Appennino settentrionale procedeva incalzante, alternando periodi di rallentamento ad altri di accelerazione deformativa. Scaglie e trucioli rocciosi, come gigantesche carte da gioco spesse quanto intere montagne, continuavano ad affastellarsi, una dopo l'altra il successivo davanti al precedente. Utilizzavano il materiale piallato dai fondali oceanici liguri-piemontesi e dalle successioni che formavano *Adria*, costituite in buona parte da rocce calcaree di età mesozoica.

Ne scaturiva una struttura a *tegole tettoniche* nella quale ancor oggi si riconoscono, evidenti, i brandelli dell'antico materiale del fu *Oceanico Ligure-Piemontese* (rocce magmatiche nere e verdastre: *basalti* e *gabbri*). Non erano soli. Assieme a questi abbondavano i *depositi terrigeni* di mare profondo che rivestivano le rocce magmatiche.

Erano scivolati, sotto forma di *correnti torbide* (v. Cap. 3.2.2) dai delta delle coste orientali di Corsica e Sardegna mentre queste raggiungevano e si assestavano nella loro collocazione definitiva. Quella direzione N-S che ancora possiedono. A questi depositi, molto spessi e diffusi, si aggiungevano le onnipresenti argille oceaniche.

Nelle argille oceaniche, oggi trasformate nei rilievi appenninici (una massa enorme valutabile in migliaia di chilometri cubi), c'è dell'altro. Quanto segue chiarirà meglio la situazione. Mentre la *Catena appenninica* si andava formando – ancora in condizioni per gran parte subacquee – vi erano alcuni settori come quelli appenninici settentrionali e in parte centrali, nei quali le abbondanti argille oceaniche, con all'interno dispersi blocchi e zattere di rocce magmatiche (i *basalti* e i *gabbri* del

fondale oceanico), una volta strizzate, sollevate e sospinte sopra ad Adria, riuscivano, grazie alla loro plasticità, a fluire in avanti.

Lo facevano sotto forma di enormi, lentissime colate subacquee (per i più esperti formeranno le cosiddette *Argille Scagliose*). Erano delle frane in piena regola, ma sottomarine, lentissime e di estensioni e spessori spropositati! Riuscivano a coprire, con spessori considerevoli, aree sottomarine ampie decine di migliaia di chilometri quadrati.

Queste *coltri gravitative* erano generate dai sollevamenti disomogenei dei fondali sottomarini interessati dalle compressioni appenniniche. Si spostavano, poi periodicamente rallentavano la loro corsa, per poi riprendere a fluire.

Proprio a motivo delle deformazioni in atto, accadeva spesso che dei pezzi e frammenti di *crosta oceanica* formati da *basalti* e *gabbri* (le rocce magmatiche emesse dalla *dorsale* del fu *Oceano Ligure-Piemontese*) si mescolassero a grandi volumi di argille… semoventi. Tutti insieme scivolavano verso le profondità marine, collocate verso NE.

Una delle più entusiasmanti espressioni di questo processo è visibile a tutti con grande facilità in piena *Catena appenninica* settentrionale. Nei pressi del Passo della Raticosa, nell'entroterra imolese in provincia di Bologna, potrete ammirare un enorme blocco (un'intera montagna!) sezionato da un recente SI MODELLA. E' formato da *gabbri* e *basalti* e disperso nelle argille oceaniche d'un tempo. Dimenticavo: l'assetto dell'enorme blocco è… rovescio! Sopra stanno i *gabbri* e sotto i *basalti*, segno evidente del suo ribaltamento avvenuto durante lo scivolamento subacqueo

Anche le argille, una volta assestatesi, subiranno l'affronto delle compressioni appenniniche le quali – semplificando – le rincorrevano, finendo sempre per raggiungerle. Per i più esperti posso aggiungere che, una volta consolidate e deformate, faranno parte delle *Unità Liguri* della *Catena appenninica*: a ricordo di quell'*Oceano Ligure-Piemontese* che le tenne in gestazione.

A complicare ulteriormente le cose spesso accadeva dell'altro. Sulla superficie di una gigantesca colata in lentissimo movimento potevano accumularsi fino a centinaia di metri di sedimenti stratificati, compatibili e caratteristici della zona sottomarina in cui la colata procedeva. Anche le nuove successioni (chiamate *Unità Epiliguri*, perché formate appunto sulla superficie di quelle *Liguri*) cominciavano a viaggiare, sostenute – in modo molto precario – dalle sottostanti argille.

Questo ne causava spesso la disarticolazione in enormi zatteroni rocciosi (spessi anche oltre il centinaio di metri) i quali traslavano, 'galleggiando' sopra e nella massa argillosa semovente. La Rupe di Bismantova, ma anche il ripido rilievo che forma gran parte della Repubblica di San Marino e il vicino scosceso promontorio roccioso di San Leo, sono tutti zatteroni di roccia esemplificativi di tali processi.

Quanto fin qui appreso sull'Appennino e sul modo di strutturarsi delle sue successioni rocciose è solo una piccola parte della complessa evoluzione che contraddistingue questa catena montuosa. Descriverne per sommi capi i caratteri, cercando di comprendere le ragioni del loro sviluppo e distribuzione sia nel tempo sia nello spazio, completerà il complicato ma affascinante *puzzle* geologico italiano, capace di dare forma allo stivale che tutti conosciamo.

4.8.2.3 Grandi vasche da bagno geologiche: le avanfosse

Man mano che la deformazione appenninica si spostava verso NE, sul margine esterno della catena in avanzamento accadeva qualcosa di molto particolare. Mentre si andavano formando le *tegole tettoniche* più avanzate del momento, il territorio davanti ad esse si abbassava sensibilmente. L'abbassamento interessava una fascia larga alcune decine di chilometri e parallela al settore in sollevamento.

Queste fasce subsidenti – ossia in lento sprofondamento – nella loro forma sono paragonabili a delle enormi, lunghe e strette vasche da bagno. Sono chiamate dai geologi *avanfosse*: ossia 'fosse che stanno davanti'. *"Davanti a cosa?"* Alla catena stessa che avanza. E qualcuno di certo aggiungerà: *"E perché mai si formano?"* Per il peso poderoso della catena in lentissimo spostamento. Un peso in grado di flettere il territorio antistante. Sempre per i più esperti, ma solo per loro, potrei aggiungere che il peso agiva in concomitanza con l'incurvamento verso il basso dell'*avampaese*, in *subduzione* sotto la catena.

Quelle dell'Appennino erano depressioni marine profonde che, in quanto tali, richiamavano con facilità sedimenti molto caratteristici: le *torbiditi* (v. Cap. 3.2.2.1). La più nota tra le *avanfosse* appenniniche fu quella che, da circa 15 a 6 milioni di anni fa (durante il Miocene), venne riempita da una successione torbiditica potente quasi 4 km.

Più tardi, dato che la catena continuava imperterrita la propria avanzata, finì anch'essa per essere incorporata nelle deformazioni. Il che significa che i suoi depositi sono, ormai da tempo, diventati anch'essi… rocce della catena montuosa. La depressione di questa *avanfossa* correva lungo il margine appenninico di allora, più arretrato di un centinaio di km rispetto a quello odierno. Questa particolare 'vasca da bagno geologica', orientata circa NW-SE, si sviluppava fino quasi a lambire le Alpi occidentali.

Dal lato opposto, oltre la Romagna, nei territori oggi marchigiani, abruzzesi e molisani, si sfrangiava in entità multiple, sfasate come età ma con significato geologico simile. La profonda *avanfossa* marina, generata alla fronte dell'Appennino che avanzava, richiamava sabbie e fanghi prodotti dallo smantellamento delle Alpi occidentali. Quelle *Alpi precoci* del 'panino geologico' che di lì a poco avrebbe cominciato ad… insaccarsi (v. Cap. 4.8.1.2)!

Siamo nel Miocene. A quei tempi la futura area padana occidentale era ancora marina e la linea di costa bordava i ripidi rilievi alpini di Piemonte e Lombardia. I brevi ma poderosi fiumi alpini vi convogliavano ghiaie, sabbie e fanghi accumulandoli in una serie di delta ubicati tra Milano e Alessandria.

I depositi deltizi (sabbie e polveri argillose) franavano poi, periodicamente, verso i fondali meridionali del golfo padano. Giù, nelle profondità della grande 'vasca geologica': l'*avanfossa* appenninica. Gli ammassi di sabbie scivolavano direttamente dai delta, dove si accumulavano in grandi quantità, verso le profondità sottomarine dove si trasformavano in *strati torbiditici*. I processi di scivolamento erano innescati dalle ricorrenti scosse sismiche.

Intorno ai 20 milioni di anni fa, la *Catena appenninica* stava cominciando timidamente ad emergere dal mare. Per il momento, immaginando di osservare la situazione dall'alto, avremmo

notato solo una ghirlanda di isole allineate in direzione NW-SE: le culminazioni delle *tegole tettoniche* più avanzate, ma anche l'embrione del futuro *Stivale Italia* (v. Cap. 4.9).

In seguito (nel Pliocene) i depositi dell'*avanfossa* appenninica settentrionale e centro-meridionale sono stati incorporati nella catena che avanzava. Li troviamo oggi a formare ampie fasce rocciose dalla caratteristica stratificazione piano-parallela, sottile, regolare e continua per spessori ed estensioni immense: i tipici caratteri delle *successioni torbiditiche* (v. Cap. 3.2.2.1).

Nell'ambito della catena affiorante occupano circa la parte intermedia, più o meno equidistante fra Tirreno e Adriatico. I suoi caratteristici paesaggi danno forma ai contrafforti dell'alto Appennino romagnolo, della Laga marchigiana e, più a S, di alcuni rilievi rocciosi tra L'Aquila e Frosinone.

Ancora più a meridione depositi simili riappaiono in un'ampia zona tra Isernia e Vasto che si restringe attraversando il Molise e si chiude infine in corrispondenza di Melfi (Basilicata). Nel complesso una concentrazione di riempimenti di *avanfossa* di età miocenica che occupa un segmento appenninico esteso per oltre 500 km. Una sciccheria!

4.8.3 Sorprese geologiche sotto la pianura emiliana

Pochi, guardando la piatta pianura emiliano-romagnola compresa tra la via Emilia e il corso del Po, dove gli unici rilievi morfologici percepibili sono gli argini artificiali dei fiumi, immaginerebbero che sotto, a profondità di poche centinaia di metri, ma a volte soltanto di poche decine, esiste l'embrione di una catena montuosa. Forma la porzione più avanzata, piegata e sollevata degli Appennini settentrionali.

Il tutto accadde tra 5 e 2 milioni di anni fa, quando tra le attuali città di Parma, Modena, Ferrara e Ravenna prese forma una serie di grandi pieghe sorrette da altrettante faglie (*accavallamenti*; v. Cap. 4.2.1.1). Questo prolungato evento fu in grado di generare modesti ma evidenti rilievi. Fece seguito un rallentamento dell'attività delle faglie che ne avevano favorito il sollevamento.

Contemporaneamente, da circa 2 milioni d'anni a questa parte, una potente successione di sedimenti alluvionali, oggi culminanti con i depositi quaternari del Po e dei suoi affluenti, si è sovrapposta a quegli antichi rilievi seppellendoli e mascherandone completamente le antiche deformazioni.

Queste complesse e inattese situazioni geologiche sono impossibili da osservare direttamente. Una vaga idea possono fornirla i dati acquisiti dai carotaggi e dalle trivellazioni per idrocarburi o dalle indagini finalizzate alle ricerche d'acqua. Sono invece e soprattutto i cosiddetti *profili sismici* a produrre la classica 'pistola fumante', ovvero i dati chiari e incontrovertibili che aumentano in modo concreto, seppure indiretto, la conoscenza in profondità. I *profili sismici* sono una sorta di radiografia degli ammassi rocciosi.

Grazie a quelli eseguiti dall'Agip (oggi Eni) nei primi anni '80 è stato possibile ricavare molte 'radiografie geologiche' del sottosuolo padano poi trasformate, al fine di facilitarne la comprensione, in *sezioni geologiche*. Queste ultime si ottengono immaginando di aprire il territorio (proprio come fosse un'anguria!) al fine di osservarne i caratteri in profondità, per svariati chilometri.

"Quali caratteri?" Quelli che appartengono tanto al SI FORMA, ossia i rapporti originari tra le varie successioni rocciose, quanto al SI DEFORMA, ossia pieghe e faglie. Le *sezioni geologiche* sono generate dagli stessi geologi che, investigando il territorio, realizzano le *carte geologiche*. In mancanza di 'radiografie sismiche' le *sezioni geologiche* si basano sull'estrapolazione in profondità dei dati geologici presenti in superficie.

I *profili sismici* si ottengono facendo brillare in superficie una serie di modeste cariche esplosive e registrando con sofisticati strumenti le vibrazioni riflesse verso l'alto dalle successioni stratificate presenti nel sottosuolo. Vibrazioni che, opportunamente decodificate, rappresentano graficamente, con dei segni tracciati su tabulati, la posizione e l'andamento delle successioni rocciose stratificate e deformate.

Si potranno così riconoscere *pieghe*, discordanze tra successioni piegate e strati tabulari che le ricoprono, *faglie distensive*, *accavallamenti*. È così che si scoprono situazioni geologiche che altrimenti sarebbero destinate a rimanere sconosciute. Attraverso questa tecnica, che di fatto produce una sorta di radiografia del sottosuolo, vengono alla luce importanti tasselli, utili alle ricostruzioni evolutive di interi domini crostali.

Nel caso del settore padano compreso tra Bologna e Ferrara (ma la situazione è simile anche esternamente a Ravenna, Modena, Reggio Emilia e Parma) si può notare come, sotto uno spessore di depositi fluviali più o meno potente, sia documentato un affastellamento delle successioni rocciose tipico delle *catene orogenetiche*. In effetti queste deformazioni semi-profonde, responsabili di numerose *tegole tettoniche* rampanti verso NE, sono la parte più avanzata (seppure nascosta) della *Catena appenninica* settentrionale.

La sezione geologica qui raffigurata (Fig. xxb) è basata sui dati di un *profilo sismico* dell'Agip Petroli (Fig. xxa). E' stata tarata con i dati dei carotaggi effettuati per la ricerca di idrocarburi. Sotto la superficie della Pianura padana orientale, tra Bologna, Ferrara, il Po e l'Adige è evidente una serie di *tegole tettoniche*.

Sotto la pianura è dunque presente una sorta di propaggine avanzata della *Catena appenninica*! La zona ferrarese (assieme a quella ravennate, modenese, reggiana e parmense) iniziò a sollevarsi circa 4 milioni di anni fa, affastellandosi in gigantesche, perfette scaglie tettoniche (le 'tegole rampanti').

Sembrò per qualche tempo che quel territorio dovesse comprimersi in maniera ancor più drastica, raccorciandosi e innalzandosi fino alle quote del retrostante Appennino, a quel tempo già ben formato. Invece non accadde più nulla. Dopo i primi sintomi compressivi che lasciavano prevedere risultati tutt'altro che modesti, sopravvenne improvviso un rallentamento dell'attività deformativa.

Il fronte compressivo si spostò all'indietro di una quarantina di chilometri, concentrandosi esternamente al margine segnato dalla via Emilia, come testimoniano le ricorrenti scosse sismiche dell'Appennino forlivese e bolognese.

L'iniziale esuberanza tettonica della zone padane pedeappenniniche terminò all'improvviso, salvo le scosse, sporadiche ma intense, che proseguono tuttora. Il suo effetto – l'embrione più avanzato della catena – fu tappato sotto una successione di depositi orizzontali, portati dal Po e dai fiumi appenninici. Col tempo fu seppellito e nascosto completamente.

A Bondeno, presso Ferrara, poco più di 100 m di alluvioni padane coprono le *tegole tettoniche* più avanzate dell'Appennino emiliano-romagnolo. A Pontelagoscuro (FE), tristemente famosa per la tragica alluvione del Polesine del 1951 (la prima grande disgrazia nazionale del dopoguerra), le stesse coperture sono inferiori a 100 m.

A Finale Emilia – tra Ferrara e Modena, in piena Pianura padana – sede degli epicentri delle devastanti scosse del 2012, sono poco più di 50 i metri di alluvioni che rivestono e nascondono la *Catena appenninica* più esterna. Non a caso dai geologi è definita come 'catena sepolta'. Una catena però che periodicamente si dimostra ancora attiva.

Una catena invisibile che, attraverso le proprie *faglie*, danno sporadici ma violenti e significativi segnali di attività. Come attestano le ricorrenti scosse sismiche storiche (comprese tra l'VIII e il X grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg), con ipocentri situati sotto la pianura: tra Parma e Modena (1438, 1547), a Bologna (1399, 1929), a Ferrara (1521, 1570) e intorno a Ravenna (725, 1483, 1655, 1688, 1764, 1781, 1870, 1875).

4.8.4 Ma c'è ancora chi non si scompone

Spostandosi dalla Romagna verso SE e percorrendo l'attuale fronte esterno della *Catena appenninica* è interessante notare alcune evidenze. Nel settore marchigiano le deformazioni più avanzate non si collocano lungo il limite costiero, ma direttamente in mare, almeno una trentina di chilometrim al largo. Scendendo oltre, al contrario, il fronte deformato più esterno torna progressivamente nell'entroterra, finendo per attestarsi tra Basilicata e Puglia, lungo la fascia bradanica.

Questo significa che per il momento il fronte della *Catena appenninica*, in continuo e progressivo spostamento verso NE, nella propria lenta marcia verso l'Adriatico non ha ancora incorporato i territori pugliesi. Anche se, occorre dirlo, sarà solo questione di tempo.

L'assimilazione avverrà nella prossima decina di milioni d'anni. Per il momento comunque – e per noi sarà ancora un lungo e tranquillizzante istante geologico – la Puglia beneficia di una situazione che potrebbe essere definita la proverbiale calma prima della tempesta. La Puglia e l'antistante fondale adriatico sono stretti tra l'Appennino in avanzamento e la *Catena dinarico-ellenica*. In futuro le due catene, la cui distanza minima oggi è appena una settantina di chilometri, sono destinate a saldarsi.

Quando questo accadrà, i fondali adriatici più settentrionali saranno retrocessi – senza possibilità di ripescaggi – al rango di semplice lago. I territori pugliesi, assieme a gran parte dei fondali adriatici, all'Istria, alle antiche rocce coperte dalla pianura friulano-veneta, e con i rilievi euganei e i Monti Lessini, di origine magmatica e sedimentaria, e a una striscia di rocce sepolte sotto la pianura padana settentrionale, costituiscono la porzione ancora indeformata di *Adria*, o *micro-placca Apula*, come viene altrimenti chiamata.

Più in particolare, la Puglia con i suoi 5.000 m di successioni rocciose, culminanti con *calcari* cretacico-cenozoici e poggianti su un *basamento metamorfico* (v. Cap. 4.4.1) antichissimo e profondo, rappresenta la porzione italica più orientale di *Adria*. Una porzione ancora non deformata

dall'avanzamento della *Catena appenninica* e pertanto considerabile come il suo *avampaese*, ossia la zona (paese) che sta davanti alla catena avanzante.

La catena che la pressa da vicino è rappresentata dai territori deformati di Campania e Basilicata, con i propri *accavallamenti* (v. Cap. 4.2.1.1) e con i conseguenti affastellamenti di enormi pacchi di rocce in forma di gigantesche *tegole tettoniche*, rampanti verso l'*avanfossa bradanica* e la stessa Puglia.

A dire il vero, alcune deformazioni sono presenti anche nelle successioni pugliesi, ma si limitano a sciami di faglie sub-verticali non collegate all'*orogenesi*. Una delle più importante è quella orientata E-W che, con carattere di *faglia trascorrente*, lambisce la cittadina di Mattinata e si perde in Adriatico. Periodicamente è sede di attività sismica di una certa intensità.

Tra alcune decine di milioni di anni la Puglia che conosciamo sarà stata geograficamente cancellata, ovvero incorporata e nascosta dalle intense deformazioni appenniniche in grado di trasformarla in ripida catena montuosa. Ma c'è ancora tempo. Molto tempo.

4.8.5 Quando le faglie richiamano i sedimenti

Esiste un termine geologico, *tettonica sin-sedimentaria* – a dire il vero un po' criptico per i non addetti ai lavori – in grado di sintetizzare una serie di processi ed effetti dalle ricadute molto importanti. Importanti non solo in termini geologici, ma soprattutto per quanto concerne la vivibilità, l'uso e la gestione del territorio. Basti dire che senza la *tettonica sin-sedimentaria* l'intero paesaggio di regioni come la Toscana, l'Umbria, il Lazio e la Campania, sarebbe simile a quello dei monti del Triveneto.

"Ma da quest'ultimo in cosa differiscono i territori appenninici, e tra questi soprattutto quelli centrali?" Se vi è capitato di percorrerli, in macchina oppure in treno, non può esservi sfuggito un particolare: buona parte della viabilità principale è a scorrimento veloce e si sviluppa in superficie senza necessità di viadotti, con segmenti rettilinei per tratti frequenti, estesi ognuno per decine di chilometri. Eppure si sta parlando di territorio appenninico il quale, nell'immaginario collettivo, è decisamente montuoso.

"Volete un riferimento geografico concreto?" Spostatevi lungo la E45, la strada a scorrimento veloce che da Ravenna porta a Roma attraversando l'Appennino centrale. Da Sansepolcro (AR) in poi, verso Perugia e oltre, la viabilità sfrutta dei corridoi naturali, stretti e lunghi, pianeggianti, distribuiti parallelamente uno all'altro. Sono tutti sviluppati nella direzione NW-SE. Questi settori particolari hanno geometrie rettangolari e dimensioni colossali (fino a 100 x 20 km).

Si tratta di spianate naturali delimitate da ripidi rilievi che interrompono in modo sempre improvviso, le loro morfologie orizzontali. Questo carattere si fa perfettamente percepibile nei pressi di Perugia dove, provenendo da Città di Castello e deviando poi verso Assisi, assume evidenze da manuale. Stessa cosa se procedete verso Siena e Firenze, ma anche raggiungendo Rieti e la Piana del Fucino, o fermandovi ad osservare le pendici del M. Vettore, epicentro di un recente disastroso sisma (2016).

Ovunque potrete riscontrare piccole e grandi pianure incastonate tra ripidi rilievi. Rappresentano il dato visibile, quello che anche i 'non geologi' percepiscono in modo chiaro ed evidente. Ad esso si associa un secondo effetto, altrettanto concreto ed importante: i limiti di queste 'strane pianure' che interrompono e si alternano ai monti, sono sempre rettilinei. Dagli effetti alle cause, e qui il geologo aiuta a comprendere.

Un tempo (pochi milioni di anni fa, un *nic* in Geologia) queste 'strane pianure' non esistevano. Al loro posto, ovunque, solo rilievi: gli Appennini, con il loro tipico e caratteristico aspetto di *catena collisionale* in sollevamento ed avanzamento. Poi, qualcosa intervenne. Qualcosa che cambiò per sempre i connotati di una parte significativa della *Catena appenninica* centrale. La novità comparve inattesa ed improvvisa. Rapidamente si estese a un territorio che col trascorrere dei milioni d'anni diventava sempre più vasto.

La novità fu rappresentata dall'attivazione di una serie di nuove faglie. Erano di un tipo particolare, specialmente se pensiamo che si formavano in una catena generata da… compressioni. Si trattava di *faglie distensive*. Iniziarono a colpire duro, individuando degli ampi territori e facendoli lentamente sprofondare, come enormi scatoloni. Le pareti lunghe di ogni 'scatola sprofondante' nella realtà erano e sono tuttora superfici di *faglia* che, con i propri movimenti, guidavano la discesa… del fondo delle 'scatole'.

Più il territorio si abbassava e più richiamava le acque superficiali. In molti casi si formarono dei laghi. Torrenti e fiumi vi portavano i propri detriti. In ogni 'scatola sprofondante' i limi, le sabbie e le ghiaie si accumulavano con spessori complessivi di parecchie centinaia di metri. Convergendo e depositandosi nei settori in abbassamento, i detriti finirono per livellare e seppellire le precedenti morfologie montane creando un effetto ripetuto e caratteristico: quei particolari lembi di 'strane pianure' dalle forme rettangolari, incastonate tra i rilievi montuosi.

Non erano solo, a ben vedere, delle semplici *faglie distensive*, ma delle *faglie sin-sedimentarie*, ovvero delle *faglie distensive* che inducono, guidano e favoriscono la sedimentazione. Quelle medesime faglie – solo alcune tra esse, per fortuna – oggi sono ancora attive. Hanno mantenuto il ruolo distensivo d'un tempo e la stessa ricorrente, periodica sismicità. Per questi territori la presenza dell'Uomo e il conseguente rischio al quale la *tettonica sin-sedimentaria* lo espone, relegano in secondo piano il fascino racchiuso nella particolare evoluzione geologica di questi settori appenninici interni.

4.8.5.1 Una OLA da stadio applicata alla Geologia

Nel Pliocene (circa 5-2 milioni di anni fa) la *Catena appenninica* centro-settentrionale subisce un'accelerazione deformativa. Per visualizzare quello che accadde immaginiamo l'*orogenesi* come un'onda perturbante, gigantesca e lentissima, che attraversa il volume roccioso inarcandolo e affastellandolo al proprio passaggio.

Nell'Appennino centro-settentrionale la cresta dell'onda, con il suo ripido fronte deformato, andava spostandosi progressivamente verso NE, guidata dall'ormai nota rotazione antioraria (v. Cap. 4.8.2.2). Come in un'onda in cui la massa d'acqua, passata la cresta, si deprime abbassandosi, così anche nella realtà appenninica sul retro della catena in compressione (la sua parte frontale e più avanzata) si generarono dunque diffuse distensioni (v. Cap. 4.8.5).

Durante il Pliocene inf. l'Appennino settentrionale, inteso come fronte deformato, stava rapidamente avanzando verso le posizioni attuali. Nel tardo Miocene, sul retro della catena in movimento, l'intera Toscana aveva già subìto generalizzati abbassamenti attivi su grandi aree rettangolari delimitate da *faglie distensive*. In seguito, sempre nel Pliocene inf., fu l'adiacente Umbria a subire la stessa sorte. Questo perché la fascia in distensione si andava spostando – e continua anche oggi a spostarsi – solidalmente all'avanzamento della catena.

Non a caso le depressioni toscane furono colmate da sedimenti di mare basso (dato dalle acque del Mar Tirreno settentrionale che seguivano gli inviti della morfologia!). Al contrario, quelle umbre, più interne e dunque lontane dal mare, furono intasate da depositi lacustri e fluviali. In entrambi i casi i riempimenti (limi, sabbie, ghiaie) hanno lasciato il segno della loro tangibile presenza.

In Toscana e in Umbria le fasce ribassate (ovvero quelle che hanno subito o stanno ancora oggi subendo *subsidenza*, di tipo tettonico) occupano quasi un quarto del complessivo territorio. Sono individuabili con facilità basandosi sulle morfologie sub-pianeggianti, complicate solo da alcune recenti, ma modeste erosioni fluviali. Appena una manciata di milioni di anni fa (5-3 milioni di anni fa), al posto di queste pianure interne c'erano ancora i rilievi appenninici scoscesi.

Nell'Appennino tosco-emiliano la fascia in compressione oggi si attesta a ridosso della Pianura padana (e fin sotto la pianura stessa; v. Cap. 4.11.3). Le distensioni tipiche delle fasce interne della catena si sono spostate parallelamente al suo avanzamento. I relativi abbassamenti hanno ormai conquistato le fasce prossime al crinale morfologico di spartiacque. E' quello che sta avvenendo nel settore del Mugello. La sismicità della zona ce lo conferma, assieme alla parola dei geofisici, in grado di descrivere il ruolo distensivo delle *faglie attive* di quel settore.

Sorge spontaneo un paragone: gli Appennini, in evoluzione sotto e intorno a noi, sembrano una sorta di enorme, meravigliosa OLA da stadio. Guardando meglio verso la gigantesca onda di roccia semovente, notiamo che i settori della catena un tempo frontali, in evidente spinta compressiva, una volta passata la 'perturbazione orogenetica', si sono trovati coinvolti in una generale tendenza allo sprofondamento, regolato da *faglie distensive*. Questo comportamento è abbastanza frequente e trova le proprie ragioni nel peso stesso della porzione di catena interna, non più soggetta a sollevamento diretto (attivo sempre e comunque al fronte della catena) e pertanto vittima, per così dire, del proprio stesso enorme carico.

Attualmente la parte più esterna dell'Appennino centrale, quella in compressione a ridosso dell'Adriatico, sta avanzando verso le coste croate alla velocità di 4 millimetri all'anno. La sua parte interna, quella che localmente si distende e 'sprofonda', si muove anch'essa verso l'Adriatico, ma con velocità decisamente minore: 1-2 millimetri all'anno.

4.8.5.2 Geologia tra vantaggi e paure

Come per tutti gli effetti, a monte esistono delle cause in grado di provocarli mentre a valle ne scaturiscono delle dirette conseguenze. Queste ultime, nel caso delle aree dell'Appennino centrale, sono molteplici e per certi versi opposte. Di certo entrambe sono sotto gli occhi di tutti. Si tratta di conseguenze positive da un lato e, purtroppo, catastrofiche dall'altro.

Esaminiamo prima le positive. Queste aree, grazie proprio alle loro caratteristiche morfologie pianeggianti, risultano propizie l'insediamento urbano, sono facilmente collegate e transitabili, inoltre possiedono un'ottima vocazione agricola. Per contro, non sono rari i casi in cui ad esse si associa un'elevata pericolosità. *"La ragione di tutto questo?"* Sono territori (non tutti, per fortuna, solo quelli di evoluzione più recente) che possono rivelarsi decisamente sismici.

Si ricordi, a tal proposito, l'intenso sciame di scosse che nel 1998 colpi Assisi e le località limitrofe. Per non parlare dell'ultimo recente sisma con epicentro al M. Vettore (2016). Poco più a S, anche l'Aquila e Avezzano, epicentri di grandi terremoti (2009 e 1915), giacciono al margine di estesi corridoi rettangolari, anch'essi pianeggianti e bordati da rilievi montuosi.

È arrivato il momento di cercare le cause che stanno a monte degli effetti, artefici delle numerose conseguenze, buone e cattive. Per farlo dobbiamo tornare a parlare del SI DEFORMA. Quanto andiamo cercando è rappresentato proprio dalla *tettonica sin-sedimentaria* e dalle sue *faglie attive*. Le *faglie* sub-verticali che ancora oggi stanno abbassando le porzioni più interne di Toscana, Umbria e Abruzzo, Marche, sono piccole e superficiali distensioni crostali.

Sono *faglie distensive* che, pur spingendosi in profondità per molti chilometri possono essere definite per l'appunto 'piccole e superficiali' perché a loro volta si appoggiano, come elementi minori, a una gigantesca faglia, anch'essa di natura distensiva, inclinata a basso angolo verso il Mare Adriatico.

Secondo l'interpretazione geologica che gli studiosi danno del fenomeno, la grande *faglia-madre* che nell'Appennino centrale ha innescato l'abbassamento della parte interna della catena ha generato sulle proprie spalle le 'piccole' faglie capaci di modificare il paesaggio appenninico e di incrementare la paura dei residenti.

Il concetto di *tettonica sin-sedimentaria*, ci ha portato a comprendere che i caratteri del paesaggio, la conoscenza della pericolosità intrinseca di un settore, la sua evoluzione crostale, sono aspetti intimamente connessi e integrati, finalizzati ad ottenere conoscenze di base che dovrebbero portare a ricadute e applicazioni, funzionali alla tutela dal rischio e allo sfruttamento sostenibile delle risorse.

4.8.6 Prima le Alpi …o gli Appennini?

Tra le tante possibili domande rivolte a un geologo, questa è tra le più facili a sentirsi: *"Si sono formate prima le Alpi o gli Appennini?"*. Naturalmente si fa riferimento al SI DEFORMA. Rispondere sinteticamente – qualcuno se ne sarà reso conto – non è altrettanto facile. Proverò ugualmente ad imbastire una risposta che spero diventi comprensibile. Di quanto letto finora riguardo alla vivacità deformativa dei futuri territori italiani – in particolare delle Alpi e dell'Appennino settentrionale – terremo presenti alcuni importanti capisaldi. Eccoli.

Trascurando l'estrema porzione orientale alpina (Alpi Giulie) posta a cavallo tra Italia e Slovenia – propaggine settentrionale della *Catena dinarica* – le Alpi possono essere scorporate in due distinti 'oggetti geologici'. Li separa un'importante ed estesa faglia: la cosiddetta *Faglia Insubrica* che, vista in pianta, col suo andamento ricorda una sorta di saetta.

Verso N e ad W della stessa si estendono le *Alpi precoci*, ossia le Alpi piemontesi e soprattutto quelle estere, con Francia, Svizzera, Austria e le zone lombarde di confine (v. Cap. 4.8.1.1). A S invece trovano spazio le *Alpi 'tutte italiane'* che con terminologia geologica sono chiamate, non a caso, *Alpi Meridionali* (v. Cap. 4.8.1.2). Ricordatevi anche un altro significativo particolare: i due 'oggetti geologici' si sono generati in tempi differenti. Prima le *Alpi precoci* (circa tra 60 e 30 milioni di anni fa), poi le *Alpi 'tutte italiane'* (tra 20 milioni di anni fa e il presente... e non è ancora finita!).

Memorizzate dunque questi dati essenziali e apprestatevi ora a cambiare palcoscenico. Si apre il sipario sul settore appenninico settentrionale. Quell'*Appennino-pendolino* (v. Cap. 4.8.2.2) la cui deriva antioraria, arcuata verso NE, lo porterà a ingigantirsi ed emergere dal mare. Il tutto si verificò quando il *Blocco Sardo-Corso* ...bloccò la sua corsa fermandosi nella posizione che ancora oggi occupa.

Da quell'istante geologico cominciò ad aprirsi/allargarsi/approfondirsi il Mar Tirreno settentrionale. Tutto questo avveniva intorno a 18 milioni di anni fa, un istante geologico che ormai vi è diventato familiare. In aggiunta, si può affermare che la storia deformativa dell'Appennino centrale e, in parte, meridionale ha la stessa età. Anzi, in certi settori si rivela anche più recente.

Oramai, vi sarete accorti, la domanda che apre questo capitolo ha avuto la sua risposta. È questa: *"L'età di formazione e sviluppo della catena appenninica è pressoché la stessa delle Alpi 'tutte italiane'. A loro volta entrambe si sono generate dopo che le Alpi precoci* (ossia quelle 'estere' + le Alpi piemontesi e le zone lombarde di confine) *avevano dato il meglio di sé".*

Quindi avrete capito che non è possibile liquidare la domanda *"Si sono formate prima le Alpi o gli Appennini?"* con una risposta altrettanto rapida. Chi lo facesse peccherebbe di ingenuità o di... ESD (Estrema Sintesi Dolosa!). Viene perciò a cadere anche una 'falsa prova' portata da qualcuno come certezza: quella per cui *"Le Alpi sarebbero più giovani degli Appennini* (come età di deformazione) *perché sono più alte"*. Nulla di più fuorviante.

4.8.7 Il Mar Tirreno meridionale: una caramella Mou (3.900)

"Vi ricordate l'Appennino-pendolino del Cap. 4.8.2.2?" Tutto ebbe inizio 18 milioni di anni fa. Ricordiamoci che il *Blocco Sardo-Corso* si era… bloccato sulla sua caratteristica posizione meridiana ed era iniziato l'allargamento del Mar Tirreno settentrionale. Con esso era cominciata la contemporanea 'genesi in rotazione' della *Catena appenninica*.

Col tempo, piano piano, quest'ultima sarebbe sorta dal mare. Una decina di milioni d'anni dopo quell'iniziale apertura tirrenica, la propagazione di quest'ultima verso S avrebbe finito col generare anche il Mar Tirreno meridionale. Tutt'altra cosa rispetto al fratello settentrionale. Diversi come Abele e Caino.

Per il Mar Tirreno settentrionale, sviluppato tra Corsica, Toscana e Lazio, le distensioni avevano favorito soltanto la messa in posto di grandi e piccole masse magmatiche formatesi a basse profondità nella crosta. Caratteristico è il *plutone granitico* dell'Isola d'Elba e le rocce che formano gli isolotti dell'Arcipelago toscano. Sono tutti prodotti di consolidamento di un magma con alto tenore di silice (come tutti i *graniti* che si rispettino) che si è dunque raffreddato lentamente in profondità. Oggi li troviamo in superficie grazie a sollevamenti tettonici legati al SI DEFORMA.

Al contrario, nel caso del Mar Tirreno meridionale il processo di trazione divenne così pronunciato che la crosta si assottigliò a tal punto da abbassare i fondali marini fino a -3.785 metri. L'assottigliamento crostale (da 30 a soli 10 km di spessore) e il contemporaneo sprofondamento hanno un inizio: circa 8 milioni di anni fa. Fu come prendere una *caramella Mou* e tirarla all'inverosimile senza spezzarla. Nella realtà geologica, dalle inevitabili fratture crostali prodotte durante l'assottigliamento, fluirono localizzate emissioni laviche di *basalti* provenienti dal profondo. Dall'*astenosfera/geo-nutella*.

I vulcani che oggi tappezzano i fondali (anzi… i profondali!) del Mar Tirreno meridionale hanno nomi noti tra i geologi: Magnaghi, Vavilov, Marsili… Sono l'anticipazione di una *crosta oceanica* in via di formazione. Il M. Marsili è un vulcano attivo la cui base si trova a -3.500 m di profondità e la cui sommità arriva a soli -650 m dalla superficie marina. Un colosso nel suo genere, del quale bisogna avere paura. La sua storia, da sola, si è meritata un capitolo a parte (v. Cap. 2.9.3.1).

Quello che invece può interessarci – sempre in funzione della messa a punto dell'ineccepibile *Stivale Italia* – è che la genesi del Mar Tirreno meridionale favorì un'altra importante modifica nella complessa scacchiera circummediterranea. Esisteva, a poca distanza dalla Sardegna meridionale, un settore crostale rimasto ancora al margine della scena. Rivestiva il ruolo di semplice comparsa, quasi priva di visibilità. Era un frammento di quella *Catena alpina* sottomarina, formatasi al largo della Sardegna.

E' stato denominato *Blocco Calabro-Peloritano* in quanto rappresenterà, di lì a qualche milione di anni, l'intera Calabria assieme alla Sicilia nord-orientale (Monti Peloritani). Tutto questo si sarebbe verificato come conseguenza di uno spostamento di ben 500 km verso ESE (v. Cap. 4.8.7.1) durato ben 8 milioni di anni. Un viaggio alla incredibile velocità media di 5 cm/anno. Non è davvero poco. Sembrò quasi che dalla regìa geologica si fossero resi improvvisamente conto che allo *Stivale Italia* mancava un pezzo importante: l'intero piede. Occorreva porvi rimedio.

Senza l'intervento attivo del Mar Tirreno meridionale / *caramella Mou* nulla sarebbe stato possibile. L'apertura tirrenica – semplificando – fu 'progettata' proprio nell'esiguo spazio tra il *Blocco Sardo-Corso* e il *Blocco Calabro-Peloritano*, posizionato in origine verso il vertice sud-orientale della Sardegna o giù di lì. Quest'ultimo, come conseguenza diretta, partì per la tangente, migrando ad alta velocità (si fa per dire) verso ESE. Dopo 8 milioni di anni di trascinamento coatto, il risultato oggi è sotto gli occhi di tutti: un perfetto *Stivale Italia*, con ogni parte al posto giusto (v. Cap. 4.9).

4.8.7.1 Le tribolazioni della Calabria e le criticità della Sicilia

Come ricaduta estetica, anche il piede dello *Stivale Italia* stava dunque assestandosi nell'unica posizione logica. Il ruolo era ritagliato apposta per la Calabria, frammento di *Catena alpina* un tempo quasi affiancato alla Sardegna meridionale. Poi, con l'apertura del Mar Tirreno, le sue rocce erano state trascinate progressivamente lontano, verso l'estremità della penisola.

Nel viaggio di trasferimento nuove deformazioni (appenniniche) si sovrapposero e/o affiancarono a quelle alpine. Queste ultime erano state ereditate ancora prima che avesse inizio la rotazione del *Blocco Sardo-Corso*, durante la fase iniziale del *serrage* tra Africa ed Europa, nel lontano Cretaceo

(v. Cap. 4.8.1.1). Le deformazioni alpine dunque non sarebbero state le uniche ad interessare i volumi rocciosi della Calabria. Potrei aggiungervi che le antiche rocce paleozoiche, che oggi formano parte dei rilievi calabri, prima di essere deformate dalle spinte appenniniche e ancor prima di avere subìto quelle alpine, avevano anche sopportato le compressioni dell'*orogenesi ercinica*, attiva oltre 300 milioni di anni fa (v. Cap. 4.1.2) e responsabile di un vistoso *metamorfismo regionale* (v. Cap. 4.4.1).

Tutto questo ci porta a considerare l'alto prezzo pagato (in termini di *stress* geologico) per ottenere uno stivale impeccabile in ogni sua parte. La Calabria, non paga dello sforzo compiuto e dei danni riportati, nel proprio movimento trascinò con sé anche la Sicilia nord-orientale (Monti Peloritani), accomunata da vicissitudini geologiche praticamente identiche.

Parlando invece della Sicilia possiamo considerarla un riassunto geodinamico d'Italia. Oltre al suo caratteristico triangolo peloritano, geologicamente imparentato con la vicina Calabria, da Catania a Gela e a Trapani presenta un territorio con strutture e terreni molto simili a quelli appenninici. Sono il risultato di un impilamento di *tegole tettoniche* rampanti verso S, contro la *Placca Africa*.

Anch'esse, come accaduto fra Basilicata e Puglia, tra il Miocene e il Quaternario (ultimi 20 milioni di anni), sono state spinte a coprire una zona praticamente indeformata, corrispondente ai Monti Iblei: il triangolo più meridionale della Sicilia, comprendente Ragusa e Siracusa. Un triangolo di territorio ancora indeformato che a tutti gli effetti, geologicamente parlando, è parte integrante della *Placca Africa*.

Questo remoto settore, comprendente Siracusa, Noto e Modica, è un pezzo d'Africa che ancor oggi cerca a forza di infilarsi sotto alla massa di rocce – già deformate nello scontro ciclopico – della restante Sicilia. Non è un caso che proprio in questa fascia collisionale siano purtroppo previsti terremoti distruttivi di *magnitudo* molto elevata.

L'ultimo di tale portata si è verificato nel 1693 e devastò la valle di Noto, in provincia di Siracusa, causando 60.000 vittime per gran parte dovute ai crolli di edifici vetusti avvenuti nella città di Catania. La scossa principale della sequenza sismica, durata quasi due anni, superò il IX grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg.

Il panorama geologico italiano, affrontato e fin qui descritto seguendo l'avvicendarsi dei grandi processi geodinamici che ne hanno guidato l'evoluzione non poteva ritenersi completo senza aver preso in considerazione i prodotti del vulcanismo. Perlomeno quello recente, relativo all'ultimo milione d'anni. A tal proposito si rimanda alle informazioni già riportate nel Cap. 2.9.

4.9 Uno stivale che è una meraviglia! (4.800)

Abbiamo seguito il lento e complesso dipanarsi di eventi deposizionali e deformativi. Abbiamo attraversato a grandi passi la storia geologica d'Italia, iniziata oltre mezzo miliardo di anni fa e perfezionatasi durante gli ultimi 300 milioni. Un'Italia che è racchiusa e protetta dalla *Catena alpina* ed è cresciuta e si è ampliata grazie alla *Catena appenninica*. Archi montuosi che, durante il loro lento sollevamento, man mano che emergevano dai mari meso- e cenozoici, subivano gli incessanti attacchi dell'erosione.

Dalle erosioni scaturivano nuovi materiali i quali, depositati oltre i fronti deformati, ma anche lungo i margini e sulle spalle delle catene stesse, davano origine a nuove successioni rocciose. Il tempo, a breve, medio o lunghissimo termine, si sarebbe fatto carico della loro deformazione. In aggiunta, nel Cap. 2.9 vi ho presentato e commentato, seppur in modo molto conciso, anche gli eventi magmatici più recenti (ultimo milione di anni) capaci, con i loro numerosi apparati vulcanici e i depositi ad essi collegati, di apportare modifiche sostanziali all'aspetto e alle morfologie di molte fasce costiere.

In Italia, in aggiunta a quanto descritto, ci imbattiamo in settori formati da sedimenti ancora sciolti, ossia non cementati, quasi ovunque non deformati e generalmente recenti (Quaternario). Formano le aree di pianura, prodotte dall'accumulo di sedimenti fluviali e, a tratti, fluvio-glaciali. Sedimenti che passano, verso costa, ai più limitati depositi deltizi e litorali.

Le pianure d'Italia superano di poco il 20% dei territori emersi. La vasta Pianura padana, incluse le sue propaggini veneto-friulana e romagnola, si estende per quasi 50.000 km^2, sul totale di circa 65.000 km^2 raggiunto complessivamente dalle pianure italiane. La Pianura padana può essere intesa alternativamente come contenitore di sedimenti, oppure come superficie morfologica, da debolmente inclinata a pressoché pianeggiante, acquisita tramite le deposizioni più recenti. Nel primo caso è ancora la storia geologica dell'Italia a fornirci le indicazioni utili a comprenderne il riempimento.

La fascia padana appartiene per buona parte al settore indeformato di *Adria* e ne costituisce la porzione più settentrionale. Geologicamente è serrata dall'avanzamento verso S delle *Alpi Meridionali* e verso N e NE dell'Appennino settentrionale. Considerando invece la Pianura padana come una semplice morfologia, occorre concentrarsi sui suoi depositi più recenti, circa le ultime centinaia di metri. La loro analisi ci rivela la poderosa e incessante erosione delle acque superficiali operata sulle *Catene alpina* ed *appenninica* durante il Pleistocene sup. (circa da 125.000 a 12.000 anni fa). Inoltre, avvicinandoci ai rilievi alpini, si fa significativo anche il contributo fornito dai ghiacci dell'ultima e più intensa tra le glaciazioni alpine, quella würmiana.

I relativi depositi fluvio-glaciali scaturivano dalle rispettive *lingue glaciali* riversandosi oltre i grandi apparati morenici che ancora costellano il limite interno dell'alta Pianura padana e veneto-friulana. Ricordiamoli insieme: sono gli anfiteatri della Dora Riparia, di Ivrea, dei Laghi Maggiore, di Lugano, di Como e di Lecco, d'Iseo e del Garda, assieme a quelli delle Valli del Piave e del Tagliamento.

A causa del sensibile calo del livello marino (non meno di -120 m), indotto dalla ritenzione delle precipitazioni sotto forma di neve successivamente trasformata in ghiaccio, gli apporti fluvio-glaciali e fluviali dell'epoca si spinsero a coprire l'alto Mare Adriatico, trasformato per l'occasione in piana alluvionale. Durante l'ultima fase glaciale würmiana e fino alla grande deglaciazione alpina – compiutasi 18.000 anni fa (Pleistocene sup.) – il Po confluiva nel Tagliamento e insieme formavano un delta fangoso con la linea di costa attestata appena a N della congiungente Pescara-Spalato (v. Capp. 2.2.2 e 2.2.4).

A motivo del drastico calo del livello marino, l'intero profilo della penisola faticosamente costruito in forma di perfetto stivale, e per di più conseguito solo poche centinaia di migliaia d'anni prima, ne risultò burlescamente stravolto, gonfiato a dismisura, forse irrimediabilmente compromesso nella sua essenza. Fu la deglaciazione a mettere di nuovo le cose al posto giusto, ridimensionando gli eccessi (v. Cap. 3.2.7.1). Da quel momento, e per i successivi 18.000 anni, i fiumi da una parte e le

mareggiate dall'altra aggiustarono il tiro. Aggiungendo, togliendo, limando e rifinendo le coste dell'Italia e con esse il suo magico profilo.

Con poco sforzo aggiunto – il sollevamento marino aveva già fornito il contributo principale – tutto tornò a posto nel momento più opportuno: la comparsa dell'Uomo moderno. E con esso l'avvento dell'era della cartografia, delle riprese satellitari e della Geologia che, congiuntamente, avrebbero celebrato in maniera adeguata e degna il mirabile profilo a stivale, nonché descritto la complessa, affascinante, incredibile evoluzione di questa nostra, per certi versi unica, Italia.

---

1. TANTO PER COMINCIARE
2. DENTRO LA TERRA, SOPRA LA TERRA
3. SI FORMA – SF
4. SI DEFORMA – SD
5. SI MODELLA – SM
5.1 Nonni, nipotini e territori che invecchiano
5.2 Una superficie sempre diversa
5.2.1 Aggredire, smantellare, allontanare…
5.2.1.1 Fiumi e ghiacciai: gli scultori del territorio
5.2.1.2 Il territorio montano è… una fetta di parmigiano!
5.2.2 Quando i ghiacciai tornano ad essere fiumi
5.2.2.1 L'effetto materasso
5.2.3 Il modellamento per frana
5.3 Pirateria fluviale e spartiacque vagabondi: le catture fluviali
5.3.1 Deviazioni a gomito e lische di pesce… al contario
5.3.2. Fiumi italiani portano acqua al Mar Nero
5.4 Acque per scavare
5.4.1 Erosioni 'a gambero': lì dove nasce un canyon
5.4.1.1 Canyon sottomarini
5.4.2 Il ruscellamento superficiale
5.4.2.1 I calanchi: i graffi delle piogge battenti
5.4.2.2 Le piramidi di terra e i torrioni in roccia
5.5 Acque per dissolvere
5.5.1 La Grotta gigante, una bolla nella roccia
5.5.1.1 Un laboratorio unico al mondo
5.6 Acque per distruggere
5.6.1 La furia del mare sulle coste basse
5.6.2 Equilibri instabili
5.6.2.1 Barriere provvidenziali
6. POCO PER FINIRE

---

5 SI MODELLA – SM

È molto, molto difficile – direi anzi impossibile – che confrontando la fotografia di un cinquantenne con quella che gli hanno scattato al suo primo compleanno, qualcuno possa azzardare: "*È proprio lui, non ci sono dubbi!*" La stessa cosa avviene per un territorio e nessuno

sfugge a questa regola. Guardando una montagna oggi, nessuno (se non i geologi!) riuscirebbe ad immaginare quello stesso settore mentre… nasceva e stava vivendo la propria infanzia.

"*Ma cos'è l'infanzia per un territorio?*" È il costruirsi del suo scheletro roccioso accumulato, strato su strato, durante il lungo trascorrere del tempo geologico. Coincide con il cosiddetto SI FORMA (v. Cap. 3). *"Cosa si intende invece, nel nostro caso, con l'adolescenza di quello stesso territorio?"* La sua adolescenza è rappresentata dal tempo in cui il suo scheletro roccioso si è piegato, rotto, affastellato e sollevato. In altre parole riflette il suo SI DEFORMA (v. Cap. 4).

Ora manca soltanto la *maturità*. Rappresenta senza dubbio l'aspetto più evidente e percepibile, comprensibile anche ai non esperti geologi. La maturità di un territorio si esprime attraverso quelle che sono state, sono e continueranno ad essere le erosioni generate dalle acque e dai ghiacci: il SI MODELLA (v. Cap. 5). Erosioni che hanno scolpito quelle stesse rocce che un tempo lontanissimo si erano accumulate strato su strato (SI FORMA) e che poi sono state compresse e sollevate (SI DEFORMA) durante i grandi scontri tra le placche geologiche.

5.1 Nonni, nipotini e territori che invecchiano

Il tempo, inteso in senso geologico e valutato alla scala delle decine di migliaia e dei milioni d'anni, gioca a favore dei mutamenti ambientali e rende tutto possibile e verosimile. Comunque, per chi la Geologia non la pratica ma la ascolta solo raccontare, sembra spesso un atto di fede credere che una montagna solcata da valli e torrenti, un lontano domani possa trasformarsi lentamente in pianura.

Imparare a scoprire le impronte del tempo sulla superficie del territorio, utilizzandole poi per carpirne i segreti, è come guardare il ritratto del nonno e cercare di immaginarlo giovane. Passano gli anni e ogni età lascia i propri segni particolari, nell'Uomo come nel paesaggio. Guarderemo insieme le foto che ritraggono il territorio, alla ricerca delle rughe e dei solchi prodotti dal tempo, cercando di interpretarne il significato.

Si è scritto che, col passare del tempo, qualsiasi territorio si trasforma e muta le proprie caratteristiche ambientali e morfologiche. Per alcuni settori i cambiamenti si affermano con rapidità estrema. Basti pensare alla velocità di diffusione della desertificazione in molte zone africane intertropicali o, a scala differente, alla mobilità di un fiume a meandri (v. Cap. 3.1.2.1). Per altri ambienti non basterebbero trenta nostre generazioni per riuscire a percepire la seppur minima modificazione.

Anche un bambino in età pre-scolare osservando i propri genitori non penserebbe mai che possano essere destinati col tempo ad invecchiare e a trasformarsi, fino a diventare simili a quei nonni che, nella propria giovane mente priva di esperienze e di raffronti, crede nati già anziani, così come da sempre è abituato a vederli. Un bimbo può percepire il significato del trascorrere del tempo se questo è riferito a quantità minime, giorni o al massimo stagioni. Sarebbe un tentativo sterile provare a fargli comprendere il concetto di 'decina d'anni' o, peggio ancora, di 'secolo'.

Allo stesso modo, chi non possiede la consuetudine al ragionamento in termini di estesi intervalli temporali non può riuscire a concepire quello che potrebbe accadere a un territorio col passare delle decine di migliaia o dei milioni d'anni. Può solo ascoltare e fidarsi di quanto gli viene raccontato.

Non sarà sempre così. Ogni bambino è destinato a diventare mentalmente adulto, accumulando esperienze. Per il lettore, l'esperienza sarà prodotta dal continuo leggere e documentarsi sugli argomenti che gli stanno a cuore. Arriverà il momento in cui diventerà facile anche per lui comprendere il lento fluire del *tempo geologico* e la ragione delle modificazioni indotte sulla superficie terrestre e nei fondali sottomarini.

5.2 Una superficie sempre diversa

L'Uomo è portato a considerare il territorio come un insieme di forme statiche e immutabili nel tempo. L'evoluzione del territorio può essere paragonata ad una lunghissima teoria di scalini che, scavati nella roccia, conducono dal fondovalle alla cima di un'alta montagna. Ogni generazione riesce a salire una sola decina di questi infiniti scalini e la vetta continua ad apparire ugualmente distante. Una decina di scalini equivale dunque a qualche scossa sismica, a una serie di piccole o grandi alluvioni, a qualche centinaio di frane, grandi e piccole, concentrate in poche decine di anni.

Poca cosa eppure, dopo qualche migliaio di scalini, volgendosi indietro, si scopre di essere distanti dal punto di partenza, di osservare panorami nuovi, di percepire dimensioni diverse. Salendo un centinaio di scalini nella storia dei paesaggi montani che frequentiamo, ritroveremmo alcuni piccoli laghi naturali ora scomparsi per successivo riempimento o per cedimento degli sbarramenti naturali che li hanno propiziati. I crinali di spartiacque mostrerebbero andamenti differenti rispetto agli attuali, osserveremmo alcuni alvei di fiumi e torrenti con sviluppi localmente anche molto diversi da quelli che conosciamo.

Il confronto tra il passato prossimo – tramandato attraverso carte, schizzi, cronache, oppure riferito oralmente, ovvero desunto dai dati morfologici disseminati lungo il territorio stesso – e l'aspetto attuale di un determinato settore geografico, può fornirci il quadro delle variazioni subite nelle ultime decine di migliaia di anni. Salendo una montagna si ha l'opportunità di osservare con rara efficacia gli effetti sopra descritti.

Dall'alto di una cima tutto appare più chiaro ed evidente. Allora è bello sedersi lassù, in vetta, ad osservare gli innumerevoli giochi di pieni e vuoti, di solchi e creste, di crinali e valli. E ancor più bello e appassionante diventa interpretare quelle morfologie e da esse decifrare la storia geologica recente del territorio.

In ogni angolo del pianeta non sommerso dalle acque, incessantemente, in modo evidente, rapido e catastrofico, oppure con lentezza quasi esasperante, ma che sempre testimonia un'attività costante e ininterrotta, si realizzano processi fisico-chimici. Alcuni distruttivi, altri costruttivi. Ad essi sono imputabili erosioni ed accumuli, spesso direttamente connessi gli uni con gli altri. Se un nubifragio colpisce il versante di una montagna, le acque erodono le pareti e le sponde di rii e torrenti. Quanto scalzato ed asportato a monte sarà necessariamente accumulato e stratificato più a valle, quando e dove le acque abbandoneranno il loro carico solido.

Dunque, in zone differenti tra loro si generano scavi e accumuli, erosioni e depositi. Il risultato più evidente è una modificazione continua della superficie terrestre che si altera incidendosi, modellandosi, spianandosi (SI MODELLA). Oppure colmandosi, riempiendosi e livellandosi (SI FORMA).

5.2.1 Aggredire, smantellare, allontanare…

In generale si può ribadire che alle nostre latitudini la demolizione dei rilievi è connessa e influenzata da tre principali e distinte variabili: il *clima*, il *dislivello* e i *caratteri delle rocce affioranti*. Queste ultime possono essere più o meno fratturate, più o meno cementate. Inoltre possono risultare formate da aggregati di minerali facilmente o difficilmente alterabili, oppure disgregabili con esasperante lentezza o, al contrario, con impressionante rapidità.

Il *clima* condiziona le precipitazioni, liquide o solide, gli effetti del gelo e del disgelo, la presenza e la varietà della vegetazione e anche l'alterazione chimica dei singoli componenti delle rocce. Il *dislivello*, quasi sempre inteso come effetto dovuto ai lenti movimenti tettonici e/o isostatici, favorisce l'asporto dei materiali erosi o disgregati e aumenta il potere erosivo delle acque, oltre a favorire il cedimento di pareti e versanti instabili.

Ecco dunque che l'aumento di altitudine di un territorio rispetto alle quote di quelli limitrofi, diventa il motivo della sua futura lenta demolizione. Demolizione che, ricordiamolo, un particolare clima può notevolmente accelerare. L'erosione del territorio inizia a svilupparsi fin da quando le prime compressioni sollevano i volumi di rocce sopra il livello del mare e oltre l'orizzonte delle pianure. Comunque, gli effetti dei modellamenti che tutti abbiamo sotto gli occhi sono di solito quelli più recenti, generalmente confinati negli ultimi 2 milioni di anni circa: quell'intervallo di tempo noto come Quaternario. L'ultima (per ora) grande suddivisione del tempo geologico nel lungo *Calendario della Terra* (v. Cap. 2.4.4; Fig. xx).

Fermiamoci, per un breve istante, al momento in cui un settore in via di deformazione emerge dal mare e forma un ampio territorio in grado di ricevere i raggi diretti del Sole, gli effetti della pioggia e del vento, quelli del gelo e del disgelo. Sono di fronte a noi le conseguenze dei crolli innescati dai sismi e dal campo gravitazionale terrestre, quelle delle erosioni prodotte dalle acque superficiali e, se ci infiliamo in un sistema di grotte e condotti carsici, quelle delle dissoluzioni, abrasioni e scalzamenti operati dalle acque sotterrane.

Ci siamo accorti che un volume roccioso non solo si deforma e solleva ma, in contemporanea, è anche incessantemente modellato e smantellato. E più si solleva, più viene intaccato e inciso in profondità dalle acque, dai ghiacci, dai venti e… dalla chimica! Questo si verifica perché man mano che un volume roccioso si innalza, le sue porzioni più superficiali sono sistematicamente 'ridotte in pezzi' dalle alterazioni, dalle incisioni, dai crolli e allontanate – come su lunghi treni merci – dalle acque dei torrenti e dei fiumi.

Acque che cominciano a scorrervi sopra fin dall'inizio dell'emersione di un territorio dal mare. E scorrendo scelgono un determinato percorso piuttosto che un altro. La scelta è sempre effettuata in base alla convenienza. 'Conviene' scorrere verso le quote più basse, 'conviene' insistere e approfondire il proprio tracciato, fluviale o glaciale esso sia, incidendo o abradendo le rocce più friabili, più fratturate, più tenere.

Infiniti ruscelli si uniscono in rigagnoli e rivoli, i quali poi confluiscono in torrenti che alimentano piccoli fiumi. Questi a loro volta convogliano le proprie acque nei potenti, ampi corsi d'acqua delle vaste pianure. Tutti insieme, per formare un intricato flusso che genera un reticolo retto da una gerarchia perfetta, tanto evidente, quanto mutevole nel tempo.

5.2.1.1 Fiumi e ghiacciai: gli scultori del territorio

Se tra cinquant'anni vi capiterà di ripassare sul luogo ove ora risiedete o nel quale trascorrete gran parte del vostro tempo, stenterete non poco a riconoscerlo. E' pressoché certo che chi ha superato il mezzo secolo di vita può già percepire grandi cambiamenti nel proprio paese o nel quartiere in cui abita. Anche per il territorio accade la stessa cosa: si modifica e cambia, come i posti in cui viviamo. Sicuramente, invece di cinquant'anni ne dovrebbero passare almeno 10.000 o 100.000 ma, se potessimo vivere così a lungo o tornare indietro nel tempo assisteremmo a cambiamenti radicali, spesso straordinari.

Si tratta innanzi tutto di capire quali sono le regole di questo spettacolare gioco di incessanti modificazioni che in fondo, ormai da qualche tempo, ci vede come attivi co-protagonisti. Protagonisti aggiunti, entrati in campo a partita iniziata (da molti milioni di anni!), ma destinati a muoversi con sempre maggior cautela e riguardo se non vogliamo danneggiare irreparabilmente il mirabile palcoscenico che ospita noi e gli altri infiniti organismi del pianeta.

È questo il meraviglioso meccanismo che chiamiamo Natura. E' composto da rocce, acqua ed aria in costante interazione reciproca. Sono loro gli altri protagonisti, con i quali – e a volte contro i quali – ci confrontiamo quotidianamente. Rocce, acqua ed aria in perenne e incessante movimento. Da lentissimo a lento, a rapido e vorticoso. Le acque che solcano una vallata montana rappresentano il collegamento più diretto tra il territorio e l'Uomo. Senza la loro presenza non esisterebbero insediamenti. Acque che già scorrevano quando quelle stesse valli avevano altre forme e differente vegetazione. Acque che a volte diventano neve e si convertono in ghiaccio.

Acque sopravvissute alle *catture fluviali* (v. Cap. 5.3), modificando il loro percorso finanche il proprio verso di scorrimento. Acque andate in letargo durante le glaciazioni ma che, periodicamente, ai primi rialzi termici si risvegliavano, riacquistando la grinta che le caratterizzava prima della trasformazione in lingue gelate. Acque che richiamano e invitano alla frequentazione del territorio, ma che al tempo stesso, nel volgere di una notte, sanno ribellarsi alla presenza umana distribuendo morte e distruzione. Acque che, come tigri col domatore, hanno saputo lasciarsi addomesticare dall'Uomo. Non senza continuare, periodicamente a mostrare segni di insofferenza. Acque che ancor oggi sono in grado di sconvolgere e distruggere con i loro improvvisi colpi d'artiglio.

La Storia della Terra, della sua superficie, è storia dominata dall'acqua. Acqua per alimentare la vita, acqua per abbassare le montagne e per riempire i mari e gli oceani. Acqua per erodere e trasportare, per dissolvere e accumulare. Acque che scorrono rapide e impetuose lungo vallate e pianure, convogliate e imbrigliate nei fiumi e nei torrenti. Oppure acque che fluiscono lentamente, con velocità nemmeno percepibili, sotto forma di gigantesche lingue ghiacciate. Acque e ghiacci, entrambi con il loro carico di detriti smantellati e franati dalle valli più ripide e impervie per essere poi ridistribuiti decine o centinaia di chilometri più a valle a formare grandi apparati morenici, pianure immense e delta mobili, protesi come gigantesche mani spalancate verso il mare aperto.

5.2.1.2 Il territorio montano… è una fetta di parmigiano!

Considerare il modellamento recente di un territorio montuoso, posto tanto lungo la fascia alpina e prealpina quanto lungo la dorsale appenninica, significa tenere in debita considerazione non solo

l'attività erosiva fluvio-torrentizia, ma anche e necessariamente la ripercussione delle ripetute espansioni glaciali (v. Cap. 3.2.7). Queste ultime, negli ultimi 2,6 milioni d'anni, si sono periodicamente affermate sopra un territorio ampio e morfologicamente articolato.

Le vallate alpine, molto più di quelle appenniniche date le differenti quote e latitudini, registrano in maniera marcata gli effetti dell'ultimo *intervallo glaciale*, terminato quasi dodicimila anni or sono. Di esso restano notevoli testimonianze sia sotto forma di poderosi modellamenti, sia di spettacolari accumuli. Voltiamoci indietro nel tempo e sforziamoci di guardare lontano.

Lontano alcune migliaia di anni, diciamo fino a 100.000 anni fa. Sembra moltissimo se paragonato alla scala dei tempi umani. Se però confrontiamo queste età con quelle delle rocce che formano l'ossatura delle Alpi e degli Appennini ci accorgiamo che 100.000 anni in Geologia sono meno… di un istante! Quando un ghiacciaio occupa un territorio per migliaia di anni, rivestendolo con spessori superiori al chilometro, alla fine non può che alterarne i caratteri. Se poi ricordiamo che i ghiacciai sono in perenne e lento movimento verso le quote inferiori, sarà più facile giustificare i cambiamenti prodotti dalla loro ingombrante presenza.

Alle nostre latitudini gli effetti generati dall'antica presenza di un ghiacciaio sono raggruppabili in due insiemi di significato opposto: *erosioni* e *deposizioni*. Queste ultime sono già state prese in considerazione nella sezione dedicata al SI FORMA (v. Cap. 3.2.6.3). Le erosioni glaciali differiscono in modo netto da quelle fluviali. Nelle aree montane le erosioni torrentizie incidono il substrato roccioso generando solchi profondi con versanti in genere ripidi, in grado di formare valli che, in sezione trasversale, hanno il tipico profilo a V.

Al contrario, le erosioni glaciali – dette più propriamente *esarazioni* – tendono ad asportare progressivi e sottili spessori di roccia dall'intera superficie rivestita dai ghiacci in movimento. E' così che sagomano le vallate che, sezionate trasversalmente, acquisiscono una caratteristica forma a U. Ancora una volta un semplice esempio può far comprendere la differenza tra i due tipi di erosione, fluviale e glaciale.

Prendete due grandi fette di formaggio ben stagionato. Provate a grattarne una con la punta di un coltello, passando e ripassando con forza lungo la stessa traccia per almeno una decina di volte, fino a scavare un solco evidente. Ora tocca alla seconda fetta. Su questa, tenuta ben ferma, passate con regolarità una grattugia insistendo sul precedente percorso per quasi un minuto. Usate quelle grattugie di una volta, dal dorso ricurvo. Adesso ripulite le due fette e confrontate i risultati.

Gli effetti ottenuti sono paragonabili a quelli rispettivamente generati dalle *erosioni fluviali* (prima fetta, dove la punta del coltello è l'acqua di un torrente vorticoso che incide le rocce del territorio) e dalle *esarazioni*, ossia le erosioni glaciali (la seconda fetta, con la superficie della grattugia che rappresenta la base concava del ghiacciaio mentre scorre contro le rocce delle vallate). Inutile dire che il parmigiano dell'esempio rappresenta il substrato roccioso. *"Un momento... non finisce qui!"* La vostra *esarazione*, sviluppata a spese del secondo blocco di formaggio, ha prodotto frammenti grandi e piccoli, particelle infinitesime e schegge di dimensioni a volte ragguardevoli.

Nella realtà succede la stessa cosa. Quando una *lingua glaciale* si insinua in un solco vallivo ne modella il fondo e i versanti, 'grattugiando' progressivamente il substrato roccioso. Nell'esempio proposto, il formaggio grattugiato finirà in una formaggiera.

"Ma, sempre nella realtà, cosa accade ai milioni di tonnellate di materiali rocciosi graffiati, scalzati ed asportati dalle gigantesche grattugie di ghiaccio che in un recente passato hanno coperto, percorso e abraso gran parte dei rilievi alpini?" Semplicemente il SI MODELLA ha creato i presupposti per un nuovo SI FORMA, dando origine ad accumuli e depositi che ricominciano il ciclo, per la verità mai interrotto (v. Cap. 1.4).

5.2.2 Quando i ghiacciai tornano ad essere fiumi

Alle nostre latitudini l'alternanza di *intervalli glaciali* e climaticamente temperati si susseguì per almeno quattro volte (forse sei), concentrandosi negli ultimi 2,6 milioni di anni. Ogni volta la più recente discesa dei ghiacci modellava e confondeva le morfologie precedenti. Dunque ad ogni *intervallo glaciale* ne seguiva uno, denominato *interglaciale*, caratterizzato da inverni decisamente più miti e da estati in genere più calde.

La concomitanza delle due condizioni favoriva l'immancabile, rapido ritiro dei ghiacciai che preludeva alla loro pressoché completa scomparsa, con il conseguente inizio di un *interglaciale*. Da quel momento il territorio montano risultava regolato dalla forza erosiva delle acque superficiali, rapide e vorticose, che si sostituiva a quella dei ghiacci.

Le incisioni fluvio-torrentizie, i marcati approfondimenti e/o allargamenti erosivi dei loro alvei, l'accelerata franosità dei versanti, l'asporto dei prodotti erosi, la loro deposizione negli ampi ventagli detritici fluviali dell'alta pianura (v. Capp. 3.1.1 e 3.4.3) sono tutti processi che nei contesti alpini trovano la massima intensità di affermazione subito dopo la scomparsa dei ghiacci dai territori montani, per poi decrescere via via nel tempo, con effetti destinati a permanere intensi solo lungo particolari fasce o settori.

La ragione di questa iniziale propensione del territorio all'erosione risiede nella totale mancanza di vegetazione che, nell'immediato periodo post-glaciale, caratterizza tanto i fondivalle, quanto i rilievi. Gli intensi periodi piovosi indotti dalle mutate condizioni climatiche interessano dunque territori che facilmente franano e si sgretolano, si frammentano ed alterano sotto l'azione di acque superficiali caratterizzate da scorrimenti non regimati. La mancanza di alberi d'alto fusto lungo i versanti non vegetati, e inizialmente di qualsiasi tipo di vegetazione anche solo arbustiva o erbacea, risulta un incentivo all'erosione.

L'alternanza degli *intervalli glaciali* e *interglaciali* sul modellamento del territorio può essere paragonata, nei suoi effetti, alle modifiche che potrebbe subire un percorso sportivo che d'inverno è utilizzato come anello per lo sci di fondo e d'estate è destinato a pista di *motocross*!

5.2.2.1 L'effetto materasso

A parità di clima alle nostre latitudini, intermedie tra il circolo polare artico e il tropico, è dunque l'altezza delle montagne che fa la differenza. Sono le quote dei rilievi e la posizione dello zero termico a condizionare il tipo di precipitazioni, piovose o nevose, che raggiunge la superficie. Inoltre, nel modellamento del territorio diventa importante anche la maggiore o minore propensione all'erosione e/o al franamento che certi tipi di depositi presentano rispetto ad altri.

Ad esempio, un rilievo ripido e scosceso formato da rocce molto fratturate mostrerà una latente instabilità che, nel tempo, potrà dare origine a frane diffuse. E' quello che solitamente accade nei rilievi alpini e in quelli appenninici più elevati. Quando una massa di ghiaccio spessa 1.000-1.500 m si scioglie rapidamente, le rocce sottostanti si decomprimono e tendono, con lentezza, a sollevarsi. Un po' come fa il materasso del nostro letto quando ci alziamo la mattina.

Se la decompressione avviene su rocce già fratturate è inevitabile si sviluppi una tendenza al franamento, con ampi volumi coinvolti. L'allentamento della pressione esercitata dai ghiacciai può dunque predisporre il territorio ai franamenti, ma l'innesco dei movimenti in sé è quasi sempre la conseguenza di un concentrato e violento apporto piovoso che satura i giganteschi volumi di roccia pervasi da un'intima fratturazione.

L'aumentato peso dell'ammasso roccioso e la pressione interna generata dalle infiltrazioni confinate, rende instabili i versanti con effetti spesso catastrofici. Per non parlare dei grandi terremoti (*magnitudo* prossima o superiore a 6), capaci di innescare diffusi cedimenti in roccia con un numero impressionante di crolli all'interno del cosiddetto *cratere del sisma*, ossia l'area epicentrale nella quale si concentrano la scossa principale e le successive repliche.

5.2.3 Il modellamento per frana

I territori delle nostre latitudini sono modellati dall'azione delle acque superficiali e, occasionalmente, dei ghiacci. Erosioni lente e costanti, spesso accelerate dall'assenza di qualsiasi copertura vegetale. Altre volte si tratta di erosioni particolari: istantanee, intense e catastrofiche. Sono queste ultime a determinare buona parte dei maggiori mutamenti della superficie terrestre percepibili alla scala dei tempi umani. Si sta parlando delle *frane*.

Un termine generico capace di indicare ogni *massa instabile* che, alla ricerca di equilibrio, si è staccata dal volume di rocce o sedimenti al quale apparteneva. Nell'abbandonare la propria posizione è scivolata, crollata o fluita verso quote inferiori dove, in tempi più o meno rapidi, …ha finalmente trovato pace (anche solo momentaneamente). Nel Cap. 3.2.4 le frane di superficie erano state considerate sotto l'aspetto degli accumuli ai quali danno luogo (SI FORMA).

Qui, al contrario, i franamenti sono intesi come processi modellanti che, in molti casi, possono generare una visibile *nicchia di frana* (SI MODELLA). Nicchia che può svilupparsi tanto a spese di un materiale lapideo *(roccia)*, quanto di un deposito ancora non cementato *(sedimento)*, entrambi assoggettati a cedimento ad opera della forza di gravità. L'acqua può ugualmente svolgere un ruolo determinante, ma quasi sempre limitato alla preparazione e innesco del fenomeno.

Ad esempio, allargando attraverso il gelo e disgelo i microscopici sistemi di fratture presenti in un ammasso roccioso, oppure imbibendo e saturando i sedimenti argillosi che, appesantiti, possono letteralmente fluire, interessando settori dotati di pendenze anche molto basse. È sempre e ancora l'acqua che, erodendo al piede un versante, lo fa franare. In simili casi versanti e pendici subiscono uno scalzamento alla base e sono destinati a cedere per il cosiddetto 'sostegno manco', come si diceva un tempo.

Frana è il termine più generale e al tempo stesso più generico. Decine di classificazioni differenti propongono di suddividere i movimenti franosi distinguendoli sulla base di vari criteri. Tentare di

fissare i multiformi aspetti della Natura in schemi rigidi non si rivela mai completamente soddisfacente o risolutivo, anche se risulta necessario per potere creare un riferimento convenzionale tendente a favorire la comprensione, l'intesa comune e l'analisi e codifica dei fenomeni. In questo, come in altri campi della ricerca basata sull'osservazione dei processi naturali, sono col tempo proliferate le classificazioni.

Risultano tutte valide ma, al tempo stesso, tutte perfettibili. I franamenti, in linea di massima, possono essere rappresentati da crolli e cedimenti (applicabili a materiale roccioso coerente che frana in blocchi), distinguibili dagli smottamenti, termine invocato per caratterizzare i fluimenti di materiale sciolto di tipo argilloso che assume un comportamento plastico nel caso assorba acqua.

In ogni caso, il fenomeno franoso genera una nicchia dalla tipica forma a cucchiaio sulla quale l'asporto dell'eventuale copertura vegetale costituisce una logica e diretta conseguenza. Quest'ultimo particolare si rivela spesso catastrofico per la stabilità dell'intero settore sede del movimento franoso. La nuova superficie esposta, più ripida della precedente e priva di difese vegetali, si trasforma spesso e volentieri in sede preferenziale di erosioni causate dalle acque battenti e ruscellanti.

L'esasperata tendenza all'approfondimento erosivo e l'aumento dell'instabilità sono le logiche risposte del territorio. In molti casi una *nicchia di frana* non tempestivamente e correttamente regimata ha sempre in sé un elevato potenziale di devastazione che aumenta di un ordine di grandezza i normali processi erosivi superficiali.

5.3 Pirateria fluviale e spartiacque vagabondi: le catture fluviali

Nell'ambito del SI MODELLA esistono erosioni grandi e piccole, impercettibili o catastrofiche, insignificanti o colossali. Ognuna aiuta a compiere un piccolo passo o un enorme balzo verso le future modificazioni geologiche di un territorio. Le *catture fluviali* sono da considerarsi alla stregua di enormi balzi. Quando si manifestano possono cambiare radicalmente l'aspetto di un settore montano. I drenaggi dell'idrografia superficiale sono alterati o addirittura stravolti, con le conseguenti variazioni del reticolo idrografico di interi comparti montani.

Mutevole: un aggettivo importante in Geologia. Nella prima parte di questo volume ci siamo accorti di quanto sia *mutevole* un ambiente, un paesaggio. In questo capitolo prenderemo atto di quanto sia *mutevole* anche il tragitto di un corso d'acqua. E non parlo di quello dei fiumi che solcano le pianure, capaci di divagare ad ogni piena eccezionale spostando il proprio alveo in modo significativo, specie in assenza di argini artificiali e di regimazioni.

Qui intendo qualcosa di molto differente. Parlo di fiumi che scorrono in territori montani. Di fiumi che hanno dei tragitti all'apparenza immutabili, resi tali dai versanti vallivi che ne delimitano e guidano i tracciati. Fiumi dotati di percorsi che, sempre e solo in apparenza, sembrano impossibile da modificare. Dopo quanto letto in precedenza (SI FORMA), può essere relativamente facile accettare che un territorio, oggi formato da montagne e vallate, centinaia di milioni di anni fa fosse una *'scogliera corallina'* e poi riuscisse a trasformarsi, quasi magicamente, in un mare profondo.

Al contrario, è forse più difficile immaginare che, in un settore montano, siano sufficienti alcune decine di migliaia d'anni per stravolgerne profondamente i drenaggi fluviali modificando, anche

sensibilmente, l'andamento delle *linee di spartiacque*. In parole più dirette, per cambiare il verso di scorrimento di interi segmenti d'acqua principali!

Basta poco dunque, un istante geologico, per fare sì che fiumi e torrenti che da milioni d'anni scorrono, che so, verso il Mar Nero… *zac!* siano 'catturati' verso meridione e comincino a riversarsi nel Mare Adriatico. E' proprio quello che è accaduto in un particolare settore della nostra penisola e nel Cap. 5.3.2 ne approfondiremo i presupposti.

5.3.1 Deviazioni a gomito e lische di pesce… al contario

Molti di voi, quelli ai quali non basta sapere il *come* delle cose, ma vogliono soprattutto comprenderne il *perché*, ora si staranno chiedendo (già li sento): *"Ma come càspita ci si accorge di un'avvenuta cattura fluviale?"* Il discorso è per 'addetti ai lavori'. Ugualmente, alcune indicazioni base possono essere fornite e assimilate con facilità.

Tenete però presente che per i 'cercatori di catture', ovvero gli esperti in materia, le evidenze di cui vi farò partecipi spesso costituiscono solo una base di partenza, anche se ottima. Raggiungere 11 punti nella schedina del Totocalcio, mentre alla radio stanno terminando di leggere gli ultimi due risultati, non vuole dire avere per forza fatto 13. Ma, se si ambisce al 13, è altrettanto necessario avere, fino a quel momento, 11 punti certi!

Si parla in questo caso di settori montani, anche se conosco *catture fluviali* eclatanti sviluppate in piena pianura. Due sono le evidenze da tenere in considerazione. Non sono la 'pistola fumante', la cosiddetta 'prova provata', ma ci andiamo vicino. Eccole: 1) i gomiti improvvisi e repentini del corso d'acqua principale; 2) le confluenze a 'spina di pesce contraria' degli affluenti che si innestano nel corso catturato. Entrambi i punti meritano un breve approfondimento.

Cominciamo dal *gomito improvviso*. Si parla di curve a 90°, ma anche fino a 150° (come ad esempio il segmento iniziale del Fiume Fella, nel settore Tarvisiano; ancora una volta in quella peculiare enciclopedia geologica d'Italia rappresentata dal Friuli Venezia Giulia). La loro presenza testimonia la saldatura tra due corsi che in passato scorrevano indipendenti, separati da una più o meno sottile cresta rocciosa con funzioni di spartiacque. La ragione è l'abbattimento del diaframma roccioso, causata da erosione o crollo di una porzione di spartiacque o per entrambe le cause. Le Figg. xx e xx spiegano, meglio di tante parole, la dinamica della *cattura fluviale* capace di generare un gomito improvviso nel nuovo corso unificato.

Esaminiamo ora le confluenze a 'spina di pesce contraria' mostrate dagli affluenti del corso che ha subito la *cattura fluviale*. Se osserviamo (in pianta) un reticolo fluviale montano, composto da un corso principale e dai suoi diretti affluenti, tanto in destra quanto in sinistra idrografica, ci accorgiamo che questi vi confluiscono a 'spina di pesce'. Le loro incisioni non risultano perpendicolari al collettore, ma inclinate verso la sua direzione di flusso, a 'spina di pesce' appunto. La ragione per cui questo avviene è abbastanza semplice, anche se non è mai riportata nei libri di testo. Anche questa volta, un disegno è preferibile a mille parole. Nonostante tutto, permettetemi di sintetizzarne il significato.

Guardate le isoipse (curve di livello) di una valle fluviale. Tramite il loro sviluppo siamo in grado di 'vedere' a tre dimensioni il territorio. Il fondovalle del fiume collettore è inclinato nella direzione

del suo flusso, non potrebbe essere altrimenti. Essendo la valle principale inclinata, le isoipse dei due versanti vallivi convergono tutte verso monte e si allontanano procedendo verso valle. Provate ad osservarle con cura.Ora, dato che gli affluenti impostano le loro incisioni secondo la linea di massima pendenza, ossia perpendicolarmente alle isoipse che raffigurano i versanti vallivi, dovranno necessariamente confluire nel collettore di fondovalle con un angolo minore di 90°. Sintetizzando: a 'spina di pesce'.

Quando la 'spina di pesce' è… contraria rispetto al flusso ecco che rappresenta un'evidenza di probabile *cattura fluviale*. Questo perché diventa una sorta di spia traditrice, in grado di far capire, in modo subdolo e silenzioso, che il fiume collettore un tempo scorreva in senso opposto. Detto in altri termini, le incisioni degli affluenti si erano affermate quando la vallata principale era inclinata nell'altro verso, creando una serie di solchi profondi che poi risultano impossibili da modificare.

5.3.2 Fiumi italiani portano acqua al Mar Nero

Il settore di Tarvisio (UD), estrema propaggine nord-orientale del territorio italiano, si distingue dalla restante parte della penisola per una sua peculiare indipendenza idrografica. Le acque superficiali che scorrono lungo le numerose valli tarvisiane confluiscono in un unico collettore situato in territorio austriaco, il Fiume Gail. Questo a sua volta le convoglia nella Drava che le riversa nel Danubio. Quest'ultimo, infine, le porta a sfociare nel Mar Nero.

Complessivamente, le acque scaturite dalle sorgenti tarvisiane compiono un percorso di oltre 2.000 km prima di giungere al mare. Fisicamente dunque, l'estremo settore nord-orientale d'Italia non appartiene al bacino idrografico adriatico, che in quest'area raccoglie le acque dei bacini del Fiume Isonzo, del Fella-Tagliamento, del Piave, dell'Adige e del Po, ma a quello del Mar Nero. Quest'ultimo, oltre alle acque del bacino del Danubio, riceve anche quelle del Fiume Dnepr e del più conosciuto Don.

Mare Adriatico batte Mar Nero: 6 a 0

L'intero settore alpino friulano, da Sappada a Tarvisio, nell'ultimo mezzo milione di anni circa ha sperimentato l'affermazione di svariate *catture fluviali*. Tutte a favore del bacino idrografico le cui acque (con i fiumi collettori Tagliamento e Piave) scorrono verso il Mare Adriatico. Attraverso sei distinte *catture fluviali* è stato strappato al bacino idrografico drenato dal Mar Nero (fiume collettore Danubio) un territorio vasto in pianta oltre 120 km^2. Quanto segue è la cronaca puntuale di quanto è accaduto.

Durata della partita: *ultimo mezzo milione di anni circa.*
Terreno: *ghiacciato con neve sugli spalti (durante gli intervalli glaciali).*
Spettatori: *poche migliaia circa, e tutti negli ultimi istanti della partita.*
Tempo: *variabile, a tratti molto nuvoloso con precipitazioni a carattere nevoso.*
Marcatori: *nel primo tempo Chiarsò, Bombaso e Bût; nella ripresa ancora Chiarsò, Fella e Raccolana allo scadere.*

La partita è stata giocata nell'ultimo mezzo milione di anni lungo la fascia dell'attuale confine italo-austriaco e, in parte, italo-sloveno. L'oggetto della contesa era costituito dai territori di spartiacque tra i bacini idrografici del Mare Adriatico e del Mar Nero. Il risultato finale ha decretato

la conquista di ampi tratti di territorio da parte dei Torrenti Bût, Chiarsò, Bombaso, Fella e Raccolana, tutti appartenenti alla compagine del Mare Adriatico, capitanata dal Fiume Tagliamento.

I settori di confine sono stati strappati alla squadra del Mar Nero (Capitano Fiume Danubio) con un gioco piacevole e a tratti spumeggiante. Durante tutta la partita la squadra del Mar Nero ha subito l'impetuoso attacco erosivo dei nostri che la difesa ospite non è riuscita a contenere, nonostante l'impegno dei suoi più tenaci elementi, Fiume Gail e Torrente Slizza - Rio del Lago.

Questa la successione delle méte. Nel primo tempo, 500.000 anni fa circa, Chiarsò e Bombaso mettono a segno i primi risultati conquistando nel settore pontebbano due segmenti vallivi. Per un totale di 25 km^2 erosi al Mar Nero e convogliati verso il Mare Adriatico. Uno spettacolare contropiede, di poco successivo all'*exploit* del Torrente Bombaso, viene condotto a sorpresa dal Torrente Bût che con successo strappa al Fiume Gail l'intera valle estesa fra Timau e il Rifugio Marinelli, a ridosso dei Monti Crostis e Coglians, per un totale di altri 20 km^2. Tanto è bastato per fiaccare psicologicamente l'avversario che è andato al riposo con un parziale scomodo da rimontare vista la ripidità dei versanti perduti.

Nella ripresa, 200.000 anni fa circa, è nuovamente il Torrente Chiarsò a ribadire la supremazia della propria squadra con un'azione molto simile alla precedente. Con un affondo si infiltra tra i tributari del Mar Nero respingendoli verso N e conquistando altri 6 preziosi km^2 di territorio. In meno di 200.000 anni questo attaccante, con due affondi condotti in solitaria, è riuscito ad ampliare il proprio bacino di ben 20 km^2! Trascorrono altri 100.000 anni e il Mare Adriatico, con i suoi elementi più impetuosi, continua a premere là dove le montagne si fanno più alte e difficili. Le punte più avanzate, Chiarsò e Fella, organizzano un'azione congiunta producendo un attacco contemporaneo lungo le rispettive zone d'influenza. Gli iniziali crinali di spartiacque vacillano sotto la pressione dell'iniziativa adriatica.

Sul fronte orientale, il Fiume Fella, con calma glaciale, sfonda un diaframma di spartiacque di primaria importanza che fino a quel momento aveva resistito a ogni assalto: la chiusa di San Leopoldo, nei pressi di Pontebba. Per la squadra del Mar Nero è la disfatta. I suoi elementi di punta, ormai allo stremo delle forze, cedono all'assalto dell'avversario tecnicamente e fisicamente superiore. Arretrano rapidamente fino alla Sella di Camporosso con una ritirata di quasi 15 km. Quest'azione, la più importante imbastita dall'attacco adriatico negli ultimi 100.000 anni, porterà a un ampliamento del bacino idrografico del Fiume Tagliamento di oltre 50 km^2, favorendo l'acquisizione dell'intera Val Canale.

Infine, poche decine di migliaia d'anni fa, in zona Cesarini, un attimo prima della chiusura della partita, ecco un ulteriore punto (il sesto) messo a segno dalla squadra adriatica ai danni della quotata avversaria. E' stata la volta del Torrente Raccolana, mediano ancora non molto conosciuto ma promettente che, sferrando l'ennesimo colpo, ha beffato il diretto avversario Rio del Lago. L'azione si è svolta presso il futuro abitato di Sella Nevea e ha sottratto al dominio del Mar Nero un'ulteriore area di quasi 20 km^2.

Il risultato complessivo – 6 a 0 – premia la tenacia degli elementi dell'affiatata squadra adriatica che, nell'arco dell'intera partita (mezzo milione di anni), giocata attraverso tre *intervalli glaciali* (Mindel, Riss e Würm), due *interglaciali* (Mindel/Riss e Riss/Würm), una *fase tardo-glaciale* e un intervallo *post-glaciale*, hanno strappato alla compagine del Mar Nero, attraverso sei azioni da manuale, tutte andate puntualmente a segno, un'area vasta in pianta oltre 120 km^2.

5.4 Acque per scavare

Spesso i tratti terminali delle valli e vallecole intermontane si presentano *sovralluvionati*. Una parola strana che sottolinea la presenza di abbondanti detriti fluvio-torrentizi. Sono detriti ghiaiosi (e sabbiosi) che il geologo chiama genericamente *alluvioni* in quanto le riconduce alle deposizioni da piena fluviale. Spesso queste valli sono solcate da corsi d'acqua che hanno modellato le loro stesse alluvioni, scavandole e sagomandole in gradoni incastrati uno nell'altro: i *terrazzi fluviali*.

Sul fondo dell'ultimo scavo generato dal fiume o dal torrente scorrono le relative acque, pronte a continuare l'approfondimento erosivo. Potremmo definire questo processo di scavo come *cannibalizzazione*, in quanto è generata da quegli stessi corsi d'acqua che, in quella medesima zona, fino a qualche millennio prima avevano *costruito*, mentre ora *distruggono*.

I vari ordini di *terrazzi fluviali* incastrati via via a quote inferiori lungo una vallata montana ricca di detriti alluvionali, ma anche quelli che si sviluppano nelle pianure pedemontane, riflettono una risposta locale del territorio a improvvise alterazioni degli equilibri tra *deposizione* ed *erosione*. Più generali diventano le cause del disequilibrio e più gli effetti sono destinati a svilupparsi su territori vasti, lasciando tracce marcate e persistenti.

I *terrazzi fluviali* in ambito montano solitamente si presentano sotto forma di ripiani raccordati da ripide scarpate, quasi sempre erbose o abbondantemente vegetate. Si possono sviluppare anche per chilometri, con andamento sub-parallelo al corso d'acqua che li ha generati. In altri casi invece non superano le poche centinaia di metri d'estensione lineare e sono l'espressione di processi indotti da cause locali e circoscritte.

In genere tali incisioni procedono per progressivi approfondimenti, a scatti. A ogni impulso erosivo si creano delle ripide scarpate che delimitano dei ripiani. Tali ripiani corrispondono ai brandelli relitti del precedente fondovalle e vengono denominati *terrazzi*. Le progressive escavazioni (alla ricerca del profilo d'equilibrio perduto) generano vari ordini di terrazzi ai quali è possibile dare una numerazione progressiva (I, II, III,…) partendo dai più antichi, quelli posti alle quote più elevate.

Di fronte a una serie di *terrazzi fluviali* incisi nelle alluvioni dei fondivalle di alcune delle nostre vallate alpine o appenniniche, ci si potrebbe domandare: *"Per quale ragione un corso d'acqua che per millenni ha vissuto la sua vorticosa esistenza accumulando sotto di sé alluvioni di ogni genere dovrebbe, all'improvviso, cambiare carattere, trasformandosi in un forsennato scavatore?"* Eppure, a ben vedere, si tratta sempre dello stesso fiume. In Geologia ogni preciso effetto deriva da un'altrettanto calibrata causa. Qui, addirittura, le cause possono essere più d'una.

Una delle ragioni è rappresentata dall'abbassamento del *livello di base* verso il quale il fiume scorre e si raccorda. Solitamente il *livello di base* è la quota della superficie media del mare, ovvero quella di un lago nel quale il corso occasionalmente sfocia. Dato che ogni corso d'acqua tende per sua natura a generare un proprio *profilo altimetrico* (l'andamento delle quote rispetto alla distanza dalla sorgente) il più possibile assimilabile a una curva concava regolare, se il punto di arrivo – il *livello di base* – si abbassa, il fiume sarà 'costretto' a ricalibrare le quote del proprio corso. Ecco che lo farà sviluppando una propensione all'erosione.

In altri casi, come ad esempio spesso accade nei *conoidi di deiezione* (v. Cap. 3.4.2), la *cannibalizzazione* (incisione delle proprie alluvioni) si collega a un drastico calo nella disponibilità di detriti da trasportare e accumulare. Spesso questo si verifica quando la vegetazione si espande nelle zone a monte, frenando col tempo la produzione di detriti rocciosi. Come conseguenza il corso d'acqua inizia ad incidere parte dei propri depositi (il ventaglio di alluvioni), creando una vallecola con sponde ravvicinate e ripide che non di rado finiscono per superare i 20 m e più d'altezza.

La ragione di questo comportamento erosivo, tra l'altro molto rapido (da pochi anni a qualche decina), è sempre quella: la propensione mostrata da ogni corso d'acqua, in assenza di apporti alluvionali consistenti, di generare un *profilo altimetrico* il più possibile regolare. Il conoide, alimentato fino a quando la disponibilità di detriti lo consentiva, costituiva una anomalia altimetrica da… eliminare, appena possibile, attraverso una rapida incisione erosiva, attiva lungo il tracciato del corso d'acqua.

Quell' 'appena possibile' in natura significa: "Quando durante gli abbondanti e periodici afflussi di acqua piovana (la cosiddetta *acqua meteorica*) il fiume o il torrente non trovano più materiale disponibile da trasportare possono utilizzare la propria energia in modo completamente differente: scavando e approfondendo il corso".

5.4.1 Erosioni 'a gambero': lì dove nasce un canyon

Chi tra voi ha visitato i grandi, magnifici parchi americani ha certamente inserito il Grand Canyon tra le sue mete irrinunciabili. Pochi si saranno avventurati lungo gli strapiombanti sentieri che ne solcano le incredibili pagine di roccia. Pochissimi ne avranno percorso il fondo ricco di acque a bordo di gommoni o canoe.

Tutti invece si saranno fermati in ammirazione, sostando anche solo per pochi minuti, sull'orlo di quell'incredibile scultura naturale. Nessuno però tra quei visitatori, ne sono quasi certo, si sarà domandato cosa si incontra risalendo il corso del Fiume Colorado, man mano che le pareti del *canyon* si fanno più vicine e il suo corso diventa meno profondo. In parole più dirette: *"Cosa troviamo oggi lì dove NASCE la grande incisione fluviale?"*

Dopo aver sostato sull'orlo naturale del Grand Canyon, nei suoi luoghi più tipici e spettacolari, sarebbe complesso percorrerne a ritroso le acque alla ricerca del 'dove tutto ha inizio'. Molto più semplice farlo da Google Earth®. Semplice ma non altrettanto entusiasmante. Eppure esiste un modo, trovandosi sul posto, per ottenere tutto – osservazioni dirette e sensazioni magiche – e molto rapidamente. L'ho sperimentato nella primavera del 2015, in un indimenticabile viaggio con mia figlia Verena alla scoperta dei parchi naturali degli USA, attraversando sei stati dell'unione.

Partendo dalla considerazione che le morfologie si sviluppano a scale differenti, ma con modalità e risultati identici in presenza di presupposti comuni, abbiamo cercato un'incisione fluviale 'tipo Grand Canyon' ma di proporzioni molto ridotte, facilmente praticabili. Profondità massima dell'incisione, lunghezza complessiva del corso,… tutto in questo modo sarebbe stato alla nostra portata. Si trattava di un corso d'acqua che, nelle sue zone sorgentizie era effimero: ossia in grado di riempirsi d'acque vorticose solo in occasione di forti temporali o prolungati periodi di pioggia. La stessa prerogativa del tratto iniziale del Fiume Colorado e del suo *canyon* naturale. La stagione era propizia. Mite e secca.

Le pareti pressoché verticali del nostro ‘Little Canyon’ nel punto più abbordabile per la discesa erano alte appena una decina di metri, un palazzo di tre piani. Distavano tra loro sì e no una decina di metri, mentre il fondo si mostrava rivestito di sabbia giallastra, abbandonata al calare dell'ultima piena che l'aveva percorso. Sabbia che incessante si sfaldava dalle pareti di arenaria mal cementata incisa da quel piccolo *canyon* fluviale. Pochi istanti dopo, mia figlia ed io, in quel magico maggio del 2015 ne risalivamo in fondo alla scoperta della sua origine. Mentre camminavamo in leggera salita tra sponde sempre più vicine e sempre meno alte, la fantasia ci allontanava da quell'anonima incisione fluviale trasformandola nell’inizio del famoso Grand Canyon. I concetti base della geomorfologia ce lo consentivano con ottima approssimazione.

Per quasi un chilometro lasciammo le nostre impronte sulle sabbie giallastre poi, all'improvviso, con le sponde così vicine che ormai ci costringevano a procedere in fila indiana, ci rendemmo conto che il nostro *canyon* tascabile... finiva lì! Non avremmo potuto procedere oltre. Adesso su tre lati ci trovavamo circondati da scarpate, sempre ripide ma ormai diventate modeste. Risalimmo le pareti di arenaria friabile ormai ridimensionate a meno di 5 m di altezza. Euforici, ammiravamo ora dall'alto quell'esigua, infinitesima incisione che interrompeva la piatta e omogenea estensione di un territorio privo di significative irregolarità. Stavamo toccando la nostra ideale origine del profondo Grand Canyon del Fiume Colorado.

Un piccolissimo solco capace di raccogliere e drenare le acque di un vasto settore. Non è un caso che solchi simili siano guidati nel loro sviluppo dalla presenza di settori appena un po’ più ribassati, anche di pochi metri soltanto, posti all'interno di vasti territori sub-pianeggianti. Durante la stagione secca tutto il territorio appare statico, immobile, cristallizzato nelle sue forme, solo in apparenza destinate a restare tali per sempre. Tornando in quella stessa zona fra un secolo, forse vi stupirete non poco nell'osservare che il punto di inizio del *canyon* si sarà spostato all'indietro di alcune decine di metri.

Parallelamente, le pareti di roccia friabile – le sponde del solco fluviale – si saranno approfondite di qualche centimetro a causa di una continua erosione sul fondo, appena mascherata dai sottili depositi sabbiosi abbandonati dalla più recente delle piene fluviali. È la classica erosione che si sviluppa ‘a gambero’, capace com’è di propagarsi all'indietro ogni volta che si verificano consistenti afflussi meteorici. Le acque piovane, quando abbondanti e prolungate nel tempo, si inseriscono vorticando nel punto in cui è posizionata la ripida fine del *canyon* (o… l’inizio?). A motivo dell'improvviso aumento di velocità, incrementano la propria potenza erosiva. E’ così che ad ogni pioggia consistente la testata del *canyon* arretra.

Presupposti per certi versi simili li troviamo anche in contesti impensabili: le cascate del Niagara, scavate in una parete di solida roccia. Ebbene, la soglia della cascata arretra in ragione di circa 1 m all’anno. Negli ultimi 10.000 anni – un istante incredibilmente piccolo rispetto ai tempi geologici – la soglia rocciosa della cascata è dunque arretrata di ben 10 km! E qui, nel progredire e nell’evolversi del fenomeno, è entrato in gioco un ulteriore concetto: quello di *erosione regressiva*, ossia un’erosione di tipo lineare (quindi fluvio-torrentizia) che per sua stessa natura tende rapidamente ad espandersi… all’indietro, facendo risalire verso monte la propria testata. Per noi esseri umani, abituati a colonizzare il territorio, l’*erosione regressiva* (ossia… ‘a gambero’!) rappresenta uno dei più rapidi e subdoli attacchi del reticolo idrografico alla ‘staticità’ dell’ambiente, del territorio in cui viviamo.

5.4.1.1 Canyon sottomarini

Chi come il sottoscritto si affaccia ormai sulla soglia della terza età, ricorderà ancora gli atlanti fisici della scuola dell'obbligo che rappresentavano terre emerse e mari. Per le distese marine era già un ottimo risultato disporre di disegni con sfumature comprese tra il celeste e il blu oltremare (così ancora si chiama il blu intenso, non a caso). Erano utili ad indicare gli incrementi di profondità. Queste raffigurazioni oggi sono considerate primitive rispetto a quanto l'evoluzione della tecnologia di raccolta dei dati morfologici sottomarini ci ha abituato negli ultimi quarant'anni. Grazie alla tecnica *multibeam*, che usa il classico *sonar* come ecoscandaglio in grado di emettere fasci multipli di impulsi *radar*, oggi è possibile disporre di mappe morfologiche dei fondali marini, anche profondi, la cui accuratezza e il cui dettaglio sono paragonabili a quelli dei territori emersi.

Un esempio su tutti, e non è certo tra i più sofisticati, ce lo offre la consultazione di Google Earth®, in grado di visualizzare tridimensionalmente i dati ottenuti attraverso i processi *multibeam*. Non sono poche le evidenze inaspettate e sorprendenti che questa tecnica offre a chi presume che i fondali marini siano sostanzialmente monotoni e privi di fascino. La conoscenza di base che tutti noi abbiamo riguardo alle morfologie sommerse è che le aree costiere in genere sono bordate da fondali a debolissima pendenza dotati di estensione variabile, da pochi chilometri fino ad alcune centinaia.

Poi, raggiunta la profondità intorno ai -200 m massimi, è noto che inizia una scarpata sottomarina, più conosciuta come scarpata continentale. Raccorda i fondali verso costa – identificati come piattaforma continentale – con quelli profondi, spesso caratteristici delle zone oceaniche. È proprio su questa fascia di raccordo inclinata fino a 10° – la *scarpata continentale* – che voglio soffermare la vostra attenzione. La sua più evidente caratteristica è quella di essere a tratti interessata da incisioni molto particolari. Da appena accennate a profondissime. Se, identiche, le incontrassimo sulle terre emerse, non avremmo dubbi nel classificarle come valli fluviali tanto il loro profilo trasversale si approssima a una V dalle pareti molto inclinate. Ricordano così tanto i *canyon* fluviali che gli studiosi hanno pensato bene di battezzarle come *canyon* sottomarini.

Sulla loro genesi si è scritto tanto durante il procedere di studi che durano ormai da oltre mezzo secolo. E tante sono state le soluzioni proposte. A cominciare da quell'idea iniziale che vide tali incisioni, perlomeno quelle dell'area mediterranea, come ereditate e propiziate da quel drastico calo del livello marino, effetto diretto del cosiddetto 'disseccamento del Mare Mediterraneo' che colpì l'intero settore circa tra 6 e 5 milioni di anni fa.

Col proseguire delle indagini si è però notato che questi *canyon* erodevano al massimo depositi vecchi di 2-5 milioni di anni. Se si fossero sviluppati tra 6 e 5 milioni di anni fa, ovviamente avrebbero inciso depositi più vecchi di tale età, e invece… Già da solo questo dato invalidava l'ipotesi iniziale. Ad esso si aggiunse un non-dato, capace di affondare definitivamente questa tesi. Il non-dato consisteva nella mancanza, alla base dei *canyon sottomarini* mediterranei, di corrispondenti depositi che necessariamente avrebbero dovuto esserci ed avere l'età delle stesse erosioni, ossia 6-5 milioni di anni. Della serie *"Se erodi qui... depositi là"*. Da ultimo, se questi *canyon* fossero l'eredità di una rete fluviale successivamente sommersa dalla risalita del livello marino mediterraneo, a monte di ogni incisione sottomarina oggi dovremmo riscontrare un corso fluviale di cui, al contrario non si trova traccia.

Era necessario rivedere la genesi dei *canyon sottomarini*, perlomeno di quelli mediterranei. Per farlo occorreva uscire dall'ambito locale e osservare strutture simili in contesti differenti. Interessanti a questo proposito risultarono le esplorazioni condotte sui due margini degli USA, lungo la scarpata continentale californiana e lungo quella che borda gli stati orientali atlantici. Nel frattempo si andavano perfezionando le tecniche di registrazione sismica dei dati geologici presenti sotto la superficie, tanto emersa quanto sommersa.

Le *radiografie sismiche* del sottosuolo (v. Cap. 4.8.3), abbinate alle scansioni *multibeam* dei relativi fondali avrebbero col tempo svelato dettagli importanti utili all'interpretazione della genesi dei *canyon sottomarini*. I risultati apparvero convincenti. Alla fine sembrerebbero essere state due le ragioni che ne hanno condizionato la formazione: una è, per così dire, di origine sedimentaria, l'altra tettonica. In molti casi sono presenti entrambe. Proverò a renderle comprensibili.

Innesco sedimentario. Un'abbondanza di detriti fluviali scaricati in mare da un fiume (in massima parte sabbie e fanghi) si espande verso l'orlo della piattaforma. Lì dove la pendenza del fondale aumenta (scarpata continentale) è logico che si attivino dei franamenti che quasi sempre coinvolgono quantità immense di granuli. Sarebbero stati proprio questi scivolamenti in massa di granuli (v. Cap. 3.2.2.1) a creare il primo abbozzo di solchi erosivi a spese del substrato roccioso della scarpata.

Tutto questo grazie al potere abrasivo sviluppato durante la discesa verso le quote profonde. Una sorta di carta vetrata periodicamente sfregata sul fondo della stessa incisione. Sì perché, come per quei ruscelli destinati a diventare torrenti e poi fiumi, una volta individuata una direttrice preferenziale, sarà quella a convogliare tutti i futuri drenaggi della zona e di conseguenza ad approfondirsi nel tempo. Nei *canyon sottomarini* l'evoluzione del solco causerà il cedimento lento e progressivo dei versanti. Gli stessi flussi di granuli manterranno pulita l'incisione e tutto concorrerà ad ampliare e approfondire il *canyon* nel tempo.

Innesco tettonico. Si è notato che il percorso dei *canyon sottomarini* spesso coincide e ricalca delle linee tettoniche, ovvero delle faglie. Più in particolare, sarebbero sempre delle *faglie distensive* a guidare lo sviluppo dei *canyon*, individuando delle vie preferenziali per lo scorrimento dei flussi sottomarini di granuli. Talvolta si tratta di *faglie attive* e in questi casi niente di più proficuo per il *canyon*: le periodiche scosse sismiche si incaricano di mobilizzare i flussi di granuli convogliati lungo il tracciato della faglia che interseca il fondale.

In ogni caso queste profonde valli sottomarine si ampliano e approfondiscono grazie ai periodici, enormi flussi di particelle. Più pesanti dell'acqua, i flussi scorrono rasentando il fondo e lambendo le pareti dei *canyon* che, come calamite, li richiamano e guidano verso gli abissi. Azzardo, da ultimo, un parallelismo fra *canyon* emersi (fluviali) e *canyon sottomarini* per cercare di visualizzare ancor meglio il fenomeno. Nei processi sottomarini al posto dell'aria c'è l'acqua, mentre i flussi d'acqua e detriti presenti in ambito fluviale sono sostituiti dai flussi di granuli in quello subacqueo.

5.4.2 Il ruscellamento superficiale

Le erosioni causate dalle acque meteoriche, le piogge per intenderci, possono essere sì prodotte dai flussi incanalati – quelli dei fiumi, dei torrenti, dei rii e dei ruscelli – ma anche dal semplice *ruscellamento*, ossia dall'effetto battente delle precipitazioni stesse. Questo tipo di erosione si concentra di preferenza su sedimenti privi di rivestimenti vegetali. Non mancano comunque esempi

di *ruscellamento* sviluppati su depositi più o meno tenaci che, tuttavia, presentano una particolare propensione all'erosione meccanica.

Gli effetti che ne conseguono sono connessi non solo alla facilità che certi sedimenti hanno di essere erosi meccanicamente, ma anche all'inclinazione che possono assumere i versanti rivestiti da tali depositi. Come dire che un deposito recente, formato da polveri o da abbondanti sabbie e fanghi ancora incoerenti, ossia non cementati, avrà una propensione praticamente nulla a tale tipo di erosione se la pioggia battente interessa delle aree perfettamente pianeggianti e prive di solchi erosivi. Al contrario, lo stesso tipo di deposito mostrerà una netta tendenza ad essere eroso lungo le fasce più ripide, quali gli orli e le scarpate dei *terrazzi fluviali* (v. Cap. 5.4).

L'erosione da pioggia battente (acque non incanalate) si verifica normalmente quando i depositi sciolti, ossia non cementati, sono 'a vista', cioè esposti. Accade più raramente quando invece si presentano rivestiti da vegetazione erbosa. Nessun effetto invece quando gli stessi sono coperti da fitti arbusti o bosco. Nel caso di sedimenti 'a vista' si sviluppa un'erosione areale diffusa. Essa comporta il progressivo, lento approfondimento della superficie esposta, dovuto all'allontanamento del materiale dilavato. I noti *calanchi* (v. Cap. 5.4.2.1) e le altrettanto note *piramidi di terra* (v. Cap. 5.4.2.2) testimoniano questo particolare tipo di processo erosivo causato dal ruscellamento operato dalle piogge battenti.

Resta ancora da chiarire la ragione che giustifica un'erosione da piogge battenti in presenza di copertura erbosa. In effetti sarebbe come immaginare che qualcuno, sotto un forte temporale, si bagni di brutto nonostante indossi un impermeabile (della giusta taglia!). Per capire è sufficiente, come sempre, dare voce a tutte le possibili variabili del sistema, ragionando su cause ed effetti. Proviamoci insieme.

Piove forte. Molta, moltissima pioggia. Continua così per ore ed ore. Sotto alla pioggia c'è un vasto prato. Non è orizzontale: vi sono vari e diffusi salti di pendenza che possono terminare anche in scarpate molto ripide, fino a 60° di inclinazione (effetti tipici dei *terrazzi fluviali*; v. Cap. 5.4). Il rivestimento erboso è continuo e omogeneo. Cresce su un suolo sviluppato a spese di un deposito incoerente (*copertura*; v. Cap. 6.1), potente da alcuni a molti metri. All'apparenza dà sicurezza contro eventuali dissesti. L'acqua in parte scorre sull'erba verso le quote inferiori, in parte è assorbita dal terreno. Più prolungato e intenso è l'apporto piovoso e maggiore sarà l'assorbimento. Finirà per saturare lo strato di suolo percolando nei pori del sottostante deposito sciolto.

Ragionate ora sulle variabili e sui loro parametri. Il suolo, assorbendo acqua fino a saturarsi, è diventato molto pesante. Non è difficile prevedere che in qualche punto o settore a pendenza più elevata, la gravità farà collassare verso il basso delle porzioni di suolo che trascinerà con sé la soprastante copertura erbosa. Non saranno necessariamente delle aree estese ad essere destabilizzate. Sarà però sufficiente produrre poche lacerazioni della coltre erbosa per rendere vulnerabile all'erosione il sottostante deposito sciolto. Processi simili possono essere l'anticamera di future pronunciate erosioni.

In certi casi, questo è il primo passo verso l'individuazione di una via preferenziale per lo scorrimento delle acque superficiali. L'inizio della creazione di un infinitesimo rio che, lasciato libero di agire, col tempo può essere destinato a trasformarsi in un futuro solco, magari marcato da rapido approfondimento (Fig. xx).

5.4.2.1 I calanchi: i graffi delle piogge battenti

Calanchi, un termine che anche molti ‘non geologi’ conoscono bene e associano ad aree prive di vegetazione, ripide e solcate da innumerevoli incisioni delimitate da creste acute e sottili. I più informati aggiungeranno che il materiale scolpito dei *calanchi* ha una percentuale prevalente di polveri argillose. Qualcuno tra loro poi preciserà anche che l'esposizione del versante e il clima reclamano la loro importanza nell'innesco del fenomeno. Tutto vero. In più è necessario aggiungere che sono le piogge battenti, con la loro azione ruscellante, a generare questa particolare erosione.

"Perché proprio nei terreni argillosi o limoso-argillosi, o ancor meglio in polveri argillose con limitate quantità di sabbia (ossia, come si dice, ‘argille a scheletro sabbioso’)?" In ogni caso come vedete c'entra sempre l'argilla. Se poi volessimo aprire la carta d’identità delle argille vi troveremmo scritto che sono un deposito sciolto (sedimento) formato da polveri (particelle infinitesime con dimensione inferiore a 1/256 mm – TESSITURA; v. Cap. 2.5.3.1), chimicamente classificabili come silicati, anzi come fillosilicati (aggregati molecolari disposti in microscopici fogli o lamelle – COMPOSIZIONE; v. Cap. 2.5.3.1).

I terreni argillosi sono per loro natura impermeabili, data la mancanza di pori tra una particella e l'altra. Questo limita drasticamente l'infiltrazione di acqua piovana in profondità. Vediamo allora in concreto cosa accade alle nostre medie latitudini nelle varie e numerose aree italiane caratterizzate da un substrato argilloso. In particolare quelle, e non sono poche, concentrate lungo la dorsale appenninica, dai rilievi affacciati sulla Pianura padana, giù fino in Sicilia.

Il regime termo-pluviometrico – paroloni che sono più facilmente memorizzabili se intesi come i valori e la distribuzione delle temperature e delle precipitazioni annue di una determinata area – risulta caratterizzato da una stagione estiva secca che inaridisce e fessura i livelli superficiali. È facile immaginare l'effetto prodotto dal ritorno di abbondanti piogge su quella superficie inaridita e fessurata.

Tra le variabili che si aggiungono alle precedenti nell'influenzare la predisposizione alla genesi dei *calanchi*, troviamo anche la presenza di sistemi di fratture nell'ammasso argilloso. Con la loro presenza sono capaci di guidare le erosioni. Così come, secondo alcuni studiosi, sarebbe importante la presenza di una certa percentuale di sabbia, le cosiddette ‘argille a scheletro sabbioso’ citate in precedenza.

"Perché mai?" viene spontaneo domandarsi. Anche perché parrebbe logico presupporre che più 1’argilla è pura e più dovrebbe prestarsi all'effetto calanco. Qui sta l'errore: un'argilla pura sottoposta all'azione delle acque battenti alternate a quella dei periodi di siccità, difficilmente produrrà ripide morfologie calanchive. Questo perché argille pure imbevute d'acqua tendono per loro natura a fluire generando frequenti movimenti in massa. Ogni mobilizzazione di materiale argilloso, dalle quote superiori a quelle inferiori, metterà allo scoperto altra argilla. Il processo continuerà a ripetersi e col tempo il risultato sarà un generale abbassamento e livellamento delle morfologie. Con tale propensione sarà molto difficile che si formino dei *calanchi*, caratterizzati da versanti ripidi e frastagliati.

Alcuni studiosi del fenomeno calanchivo negli anni '80 hanno avanzato un'ipotesi. La gran parte dei *calanchi* oggi presenti negli Appennini costituirebbe un’antica forma residuale di erosione.

Dunque, i *calanchi* che noi oggi osserviamo sarebbero quanto resta di un fenomeno erosivo ben più diffuso che molte migliaia di anni fa interessava per intero i depositi argillosi esposti all'attacco delle piogge battenti. Mancano da allora altri studi, tanto contrari quanto a sostegno di questa tesi.

Nonostante le aree calanchive siano a ragione considerate improduttive e quindi siano viste come un aspetto negativo del territorio, personalmente tendo a considerarle alla stregua di opere d'arte moderna esposte in quel grande museo a cielo aperto chiamato Natura (v. Cap. 1.2). E' per questo che con rammarico osservo come negli ultimi ottant'anni alcune fasce calanchive dell'Appennino emiliano siano state progressivamente nascoste da una vegetazione spontanea che ha finito col bloccare i processi di ruscellamento colonizzando il reticolo di solchi erosivi. Secondo gli studiosi è un segnale climatico legato a una maggiore piovosità durante i periodi estivi.

La gran parte dei *calanchi* in Italia si concentra nelle aree ove affiorano le argille di età plio-pleistocenica, frequenti in molti territori appenninici. Si tratta di quella spessa successione argillosa che, con la sua diffusione, segnò il ritorno in grande stile del Mare Mediterraneo grazie all'improvvisa apertura dello Stretto di Gibilterra, 5,3 milioni di anni fa. Tutto questo dopo la grande 'crisi di salinità' che aveva trasformato il Mare Mediterraneo per oltre mezzo milione di anni in una serie di grandi pozze sovrassalate.

Altre argille, capaci talvolta di produrre dei *calanchi* davvero splendidi nel loro genere, sono quelle – di età ancora più antica – conosciute dai geologi di tutto il mondo col nome di *Argille Scagliose* (v. Cap. 4.8.2.2).

5.4.2.2 Le piramidi di terra e i torrioni in roccia

Le rapide incisioni erosive dovute alle piogge battenti (acque ruscellanti) in genere creano sempre delle morfologie di indubbio richiamo estetico. Non sfuggono a questa regola le cosiddette *piramidi di terra*, entrate nell'immaginario collettivo grazie alle loro forme slanciate, insolite e per certi versi incredibili. Della serie: se ne sentite parlare (e ne vedete una) non le dimenticate più. A dire il vero sarebbe più giusto chiamarle colonne, più che piramidi.

Basta osservarne qualcuna per comprenderne il motivo. In Italia le più famose le trovate nei pressi di Segonzano, in Trentino. Nei pressi di Fielis, paese dell'alta Carnia in comune di Zuglio (UD), un gruppo di pinnacoli di questo tipo era noto fin dagli inizi del XVIII secolo. Cedettero uno alla volta disgregati dalle erosioni che ne hanno lentamente minato la base. La Fig. xx propone l'ultima 'piramide' superstite del gruppo. Resistette fino al 1976 per poi disintegrarsi sotto i colpi del terremoto.

Tra i sedimenti la cui erosione fornisce spettacolari esempi di questo tipo troviamo principalmente i *depositi morenici* recenti (v. Cap. 3.2.6.3). Questo perché non sono ancora cementati ma solo compattati, e dunque risultano in grado sia di farsi erodere con media facilità, ma al tempo stesso di non franare anche se incisi in profondità, fino a formare pareti quasi verticali: le superfici che delimitano le slanciate piramidi-colonne.

Inoltre – altro carattere fondamentale, direi indispensabile – sono proprio i *depositi morenici* a contenere sempre frammenti di roccia di dimensioni molto variabili, non escluse le taglie eccezionali.

Proprio la presenza di blocchi rocciosi fuori taglia è strettamente necessaria per favorire lo sviluppo di questo caratteristico fenomeno.

La loro funzione è quella di riparare il sedimento sottostante – come un ombrello o una sorta di fungo – dall'effetto erosivo della pioggia battente, sottraendolo da future erosioni. Mentre questo avviene i *depositi morenici* delle zone circostanti alle *piramidi di terra* continueranno ad essere scavati ed asportati. Questo farà sì che le piramidi-colonne col tempo incrementino la loro altezza. Non perché siano loro a crescere e allungarsi, ma perché intorno a loro continua ad approfondirsi l'erosione da ruscellamento.

L'effetto erosivo che genera le *piramidi di terra* – maestose e imponenti, alte fino ad alcune decine di metri – trova degli equivalenti anche a scala molto ridotta. In Fig. xx i frammenti di roccia che consentono la formazione di queste micro-*piramidi di terra* non superano i 2-3 cm di diametro. Anche in questo caso nell'ammasso detritico ci sono frammenti fuori taglia che, come funghi, durante le piogge battenti… fungono da riparo ai più fini depositi sottostanti. In questi esempi minori manca l'effetto spettacolare del fenomeno, ma il processo è il medesimo. Anche se in questo caso si sono sviluppate a spese di sedimenti torrentizi e non glaciali.

Esistono in natura altre morfologie causate sempre dalle erosioni da ruscellamento. Sono i *torrioni in roccia* che, a uno sguardo superficiale, potrebbero essere confusi con le *piramidi di terra*. Anche in questo caso la responsabilità della loro formazione è la pioggia battente che agisce attraverso acque ruscellanti e non incanalate. Cioè, in parole differenti, acque che agiscono su aree e non lungo linee.

Vediamo insieme le fondamentali differenze. Rispetto alle *piramidi di terra* i torrioni sono scolpiti non in sedimento (terra), ma in roccia sedimentaria. Una successione rocciosa formata da strati quasi sempre sottili e di tipi differenti, alternati tra loro, risulta ideale. Spesso queste rocce sono interessate da fitte fratture che ne aumentano la propensione all'erosione.

Fate però attenzione: un requisito indispensabile è che la stratificazione sia orizzontale o quasi tale. E' l'unico modo per fare sì che i torrioni continuino a crescere nel tempo, senza cedimenti o crolli. Come vedete, in questi casi non è necessario che sulla cima della struttura ci sia un 'ombrello' capace di riparare quanto gli sta sotto. Basta uno strato di roccia un po' più resistente degli altri e… il torrione è fatto!

5.5 Acque per dissolvere

Si è già osservato come l'acqua sgretoli la roccia e ne asporti i frammenti, convogliandoli e accumulandoli fino a distanze di centinaia di chilometri dal luogo d'origine. Le acque superficiali esplicano dunque un'azione meccanica di asporto e allontanamento del materiale eroso. Naturalmente, le rocce devono essere facilmente aggredibili. Perché questo si verifichi occorre che gli affioramenti rocciosi presentino una marcata fratturazione o che, in alternativa, siano costituiti da depositi sciolti, ossia non cementati *(sedimenti)*. Oppure, che siano particolarmente alterabili per aggressione chimica.

Condizioni termiche prossime a 0°C inibiscono l'alterazione chimica, ma sono spesso un formidabile acceleratore dei processi erosivi meccanici. Basti pensare all'acqua di condensa che

congela e disgela quotidianamente nelle sottilissime fratture delle rocce d'alta montagna. In questo modo la parte più superficiale di un rilievo roccioso privo di suolo subisce una successione di sforzi infinitesimi capaci di sgretolarne costantemente la superficie esposta. Sempre nuova e sempre dannatamente disgregabile.

Non si sottovalutino gli effetti delle ridottissime pressioni applicate con metodica continuità. Potrei mostrarvi la sbarra di ferro di una ringhiera che è stata piegata dal fusto di un'edera cresciuta nel ristretto spazio tra la ringhiera stessa e il muro al quale si appoggiava; o anche il risultato di una lenta e costante compressione crostale attiva sulle rocce di un cunicolo scavato e rinforzato da centine di ferro spesse qualche centimetro e… irrimediabilmente contorte.

In altri casi, con climi caldo umidi e piovosi, una roccia magmatica intrusiva come il *granito*, tende ad alterarsi chimicamente con rapidità, qualora i sollevamenti tettonici la espongano in superficie. Alcuni dei suoi minerali sono trasformati in altri (ad esempio i *feldspati* in minerali argillosi). La sua superficie di conseguenza si sgretola e si sfalda, diventando facile preda delle piogge e del vento. Il processo continua all'infinito distruggendo col tempo chilometri cubi di roccia che, sotto forma di ioni prodotti dallo scardinarsi chimico delle molecole, di particelle infinitesime e di granuli minerali, sono trasportati lontano e depositati altrove sotto nuove sembianze e forme.

Per le acque piovane esiste comunque un modo ancora differente di aggredire e scavare le rocce, anche se queste non sono fratturate e si presentano tenacemente cementate. Questa ulteriore modalità attraverso la quale l'acqua esprime la sua forza nei confronti delle rocce su cui scorre è la *dissoluzione*. Ci sono alcuni tipi di roccia particolarmente sensibili a questo processo.

Tra i più diffusi troviamo i *gessi* che riescono a dissolversi in quantità che raggiungono i 2 g/litro d'acqua, e soprattutto i *calcari* che l'acqua piovana, arricchita in CO_2, riesce facilmente a incidere e scavare, anche se con molta più lentezza rispetto ai *gessi*. In entrambi i casi ne risultano delle morfologie caratteristiche, tanto superficiali *(epigee)* quanto sotterranee *(ipogee)*.

Questi due tipi di roccia, *gessi* e *calcari*, possono dunque dare luogo comunemente alle cosiddette *forme carsiche*. Possono svilupparsi con grotte, cavità, condotti, gallerie sotterranee, spesso collegate con la superficie attraverso le *doline*, particolari depressioni circolari o ellittiche dovute al crollo o alla dissoluzione della volta. Le *doline*, singole o coalescenti, ossia riunite e fuse in un'unica struttura maggiore, si trovano solitamente concentrate in particolari massicci rocciosi, sovente lontani dai più frequentati percorsi turistici. In altri casi il collegamento con l'esterno si realizza tramite stretti inghiottitoi e voragini imbutiformi *(pozzi)* individuabili e praticabili solo da speleologi esperti.

Camminando in montagna sarà più frequente imbattersi nelle caratteristiche micro-forme carsiche superficiali. Si trovano di preferenza sopra superfici calcaree e creano dei fitti insiemi di solchi e creste con le più disparate forme in grado di creare intrecci esteticamente sorprendenti. In superficie l'effetto che ne deriva è dato da solchi e incisioni alle scale più varie.

Le acque responsabili delle lente ma evidenti dissoluzioni superficiali possono essere le semplici acque piovane, specie se rese più aggressive dalla CO_2 disciolta in esse, oppure quelle di fusione che abitualmente circolano tra la superficie della roccia e le masse nevose che eventualmente la rivestono. I solchi superficiali tendono a distribuirsi seguendo, ovviamente, i percorsi di massima pendenza.

5.5.1 La Grotta Gigante, una bolla nella roccia

Carsismo, un termine entrato nel linguaggio comune. Cercandone il significato troveremmo che, di volta in volta, identifica forme di modellamento superficiali e profonde, oppure attività chimiche, o anche fenomeni e processi di dissoluzione e precipitazione. Si potrebbe dire meglio che il *carsismo* è tutto questo. Inutile quasi aggiungere che il termine trae origine dal Carso triestino dove, fin dalla fine del XVIII secolo, cominciò ad essere oggetto di indagine e studio.

Un territorio, il Carso, che estende le proprie caratteristiche ben oltre i limiti amministrativi nazionali, interessando aree che, al termine del secondo conflitto mondiale, da italiane diventarono slovene. Basti pensare ai magnifici percorsi turistici in grotta (5 km su un totale di oltre 20 km di gallerie) facenti parte del complesso carsico ipogeo di Postumia (Slovenia), a 30 km dal confine italiano, già adattati in parte ad uso turistico dal 1818.

In territorio italiano, presso il paese di Sgonico a poca distanza da Trieste, abbiamo comunque la possibilità di frequentare una manifestazione carsica ipogea che ha dell'incredibile: la Grotta gigante. Costituisce la cavità naturale più grande del mondo tra quelle adattate alla fruizione turistica di massa. Non è un caso che richiami fino a 70.000 visitatori l'anno. Scavata in rocce calcaree formatesi tra 100 e 70 milioni di anni fa, affida alle sue dimensioni il compito di incuriosire, destando stupore e meraviglia.

Questa grotta appare come una gigantesca bolla scavata nella roccia calcarea. L'enorme cavità è una sorta di sfera, schiacciata lateralmente. Misura 168 m in lunghezza, 76 m in larghezza e – qui sta la grandiosità questo sito – quasi 100 m in altezza. Per la precisione 98,5 m. Praticamente alta come il Campanile di San Marco a Venezia o la Torre degli Asinelli a Bologna. Questa cavità carsica è tanto grande da poter contenere la Basilica di San Pietro in Roma.

Un primato mondiale sottolineato nel relativo *Guiness* dal 1995. Se poi consideriamo che alla base della cavità frequentabile turisticamente, posta a 160 m sul livello del mare, si aprono dei pozzi carsici (attrezzati con ferrate) che scendono fino a 20 m dal livello marino di base, il complesso carsico della Grotta gigante diventa ancora più affascinante.

Il suo sviluppo e la sua forma allungata la configura come un tratto di un'antica galleria scavata da un fiume sotterraneo che già da 5 milioni di anni avrebbe abbandonato questo percorso ipogeo, ossia sotterraneo. I tracciati dei fiumi carsici hanno però delle altezze limitate e proporzionali alle larghezze di scavo/dissoluzione. In questo caso l'anomala ampiezza verticale (quasi 100 m) di questa cavità è stata giustificata dai ricercatori con il crollo di un diaframma orizzontale che inizialmente separava due gallerie sovrapposte.

Entrambe furono scavate e utilizzate in tempi successivi da quello stesso corso fluviale sotterraneo le cui acque, ormai da tempo immemorabile, hanno scelto altri percorsi ancor più profondi. Il franamento che ha generato la grotta, così come oggi ci appare nella sua vastità, è fatto risalire a 500.000 anni or sono.

Un complesso carsico ipogeo – più semplicemente denominabile come intreccio e sviluppo di grotte, cavità, pozzi,... – non rappresenta solo il particolare effetto del SI MODELLA. Al tempo stesso è sede di un altrettanto spettacolare SI FORMA. Ne danno concreta e meravigliosa testimonianza i

cosiddetti *speleotemi*. Un altro termine che potremmo definire 'per esperti', ma che ha il vantaggio di riunire in sé tante cose note: stalattiti, stalagmiti, colonne (le precedenti due concrezioni che nella loro reciproca crescita hanno finito per unirsi), colate, vaschette,... Tra i tanti e vari speleotemi che tappezzano le immense pareti della Grotta gigante una citazione merita la Colonna Ruggero che, seppure definita 'colonna' è una stalagmite. Eccezionale la sua altezza: 12 m. La sua stessa forma, multipla e articolata (quasi frattalica!), ne fa un oggetto unico. Un'ennesima opera d'arte della Natura (v. Cap. 1.2). L'inizio della sua formazione viene fatto risalire a 200.000 anni fa.

Ulteriori meraviglie ospitate in questa grotta incredibile, ugualmente collegabili al SI FORMA, sono le numerose stalagmiti metriche che ne costellano a tratti il fondo, sembrando tanti giganteschi fiammiferi dalla testa piatta. La loro caratteristica (la superficie sommitale piatta) deriva proprio dall'altezza esagerata dalla quale cadono le gocce che ne alimentano la crescita.

5.5.1.1 Un laboratorio unico al mondo

Nella Grotta gigante la Natura e la ricerca scientifica si sono date la mano. Insieme promuovono la diffusione della conoscenza – di base e applicata – veicolata al grande pubblico dei frequentatori di questo particolare, unico sito geologico per alcuni versi unico al mondo. Sempre insieme favoriscono la raccolta di dati in funzione di un incremento della tutela dal rischio. Non tutti sono a conoscenza che questa cavità molto particolare è anche un laboratorio scientifico d'eccezione. I frequentatori del sito lo sanno grazie alle ottime guide, costante fonte di informazione per tutti i visitatori.

A questo proposito la Grotta gigante ospita la coppia di *pendoli geodetici* più grandi al mondo, proprio grazie alle sue enormi dimensioni. Si tratta di 'pendoli' lunghi 95 m – fissati al culmine della volta della grotta e sul fondo della stessa – le cui micro-oscillazioni e torsioni documentano tutti i movimenti locali, anche i più infinitesimi, della crosta terrestre. Fino a un solo milionesimo di millimetro! In tali casi rivestono importanza non tanto i singoli dati, ma le loro serie temporali. E questo strumento è in attività praticamente continua dal 1966. *"Ma in concreto, a quali fenomeni sono riconducibili le evidenze di spostamento misurate tramite la coppia di pendoli geodetici della Grotta gigante?"* Sono essenzialmente di quattro tipi.

a) Scosse sismiche. Non solo quelle locali, come fu nel caso della crisi sismica friulana del 1976; tutte le onde sismiche liberate dai grandi terremoti di ogni parte del mondo interferiscono con l'assetto d'equilibrio del doppio pendolo, lasciandone traccia nelle registrazioni. Interessante ricordare che durante i tre anni che precedettero i grandi terremoti del 1976, i pendoli registrarono frequenti micro-oscillazioni anomale che cessarono allo scatenarsi del tragico sisma del 6 maggio. Gli studiosi le hanno classificate come 'movimenti precursori'. Da allora tali segnali non si sono più ripetuti.

b) Maree e terrestri e marine. Tutti sono al corrente che il livello del mare è soggetto a periodiche, ravvicinate e prevedibili variazioni dovute all'attrazione gravitativa indotta dai transiti combinati di Sole e Luna. Sono le note maree, nelle quali l'effetto indotto dalla massa solare influisce per circa un terzo della complessiva variazione di livello. Pochi però sono al corrente che tali forze astronomiche danno degli effetti misurabili anche sulle masse solide del pianeta, ovvero sulla crosta terrestre. Si tratta di spostamenti verticali che di norma raggiungono i ±20 cm (arrivando in certe situazioni anche oltre ±30 cm).

Tale è la loro sensibilità che riescono a percepire anche l'effetto prodotto sul territorio dalla variazione di carico legata alle oscillazioni mareali... liquide. Ovvero dovute, in un punto o settore, al peso stesso dell'acqua il quale necessariamente aumenta o diminuisce al variare del livello marino. Una periodica, infinitesima *flessione elastica* dunque, ossia che scompare al cessare della causa.

c) Piene del Fiume Timavo. Meraviglierà non poco leggere che i *pendoli geodetici* della Grotta gigante hanno una sensibilità così elevata da misurare anche l'effetto prodotto dalle piene eccezionali del Fiume Timavo. Un corso d'acqua che in quei territori scorre lungo un percorso carsico sotterraneo di quasi 40 km e che transita (dai dati finora disponibili) a non più di 3 km di distanza dai 'pendoli'. E' probabile che scorra sotto di loro, anche se le rilevazioni si fermano per il momento a 3 km da Borgo Grotta gigante.

d) Deriva delle placche. Da ultimo, ma non ultime come importanza scientifica, sono da citare le misurazioni dei lentissimi spostamenti crostali dovuti ai moti di convergenza delle *placche litosferiche*. La serie di dati ottenuti durante mezzo secolo di attività dei pendoli registra una deriva del settore nord-adriatico – appartenente alla *micro-placca Adria* – verso NW.

5.6 Acque per distruggere

Il mare è un infinito serbatoio di sedimenti in continua formazione e accumulo. Sedimenti destinati col tempo a trasformarsi nelle rocce più varie. Tra le *rocce sedimentarie* affioranti, più del 90%, in volume complessivo si è formato in mare. Il mare in senso lato, oltre ad essere uno dei protagonisti e principali artefici del SI FORMA, riveste un ruolo significativo anche nel SI MODELLA, perlomeno su quella stretta fascia dove periodicamente si concentrano le sue intense energie: la linea di costa.

In questi casi il mare si trasforma in un pervicace, inarrestabile demolitore. Si tratta di un SI MODELLA all'insegna di erosioni che, a seconda delle zone, anche in questo caso possono essere lente e progressive, oppure rapide e catastrofiche. Quest'ultima possibilità è tipica delle zone con coste cosiddette a falesia, ripide pareti di roccia a strapiombo sul mare. Durante le più violente tempeste ogni onda vi scarica contro un'energia colossale determinando, attraverso periodici crolli, l'arretramento della falesia stessa.

Un classico esempio per un simile fenomeno lo forniscono le coste dell'Irlanda e della Scozia, lungo le cui falesie sono stati eccezionalmente misurati arretramenti annui del limite tra terra e mare compresi mediamente fra 3 e 6 m! Naturalmente, in questi casi le coste destinate a subire tali evoluzioni saranno quelle esposte a occidente in quanto, oltre ad essere rocciose e strapiombanti sul mare, con altezze medie di 30-50 m, ricevono in modo diretto l'onda d'urto delle mareggiate associate alle perturbazioni cicloniche che in quel settore si muovono, per l'appunto, da W e NW verso E e SE.

Esempi simili di evoluzione lungo le coste rocciose mediterranee non ne esistono, date le caratteristiche dei mari che le lambiscono. Si tratta di mari interni, non dotati di quella forza distruttiva che può generarsi solo lungo le falesie che guardano verso l'oceano. Al contrario i modellamenti erosivi del mare, lenti e progressivi, sono molto diffusi. Riguardano per lo più le rive sabbiose. Da un anno all'altro risentono di arretramenti, evidenti anche agli osservatori più superficiali.

5.6.1 La furia del mare sulle coste basse

Buona parte delle coste sabbiose dei nostri litorali è caratterizzata da diffuse erosioni, di norma concentrate nelle stagioni fredde. I ritiri annui della linea di riva sono mediamente stimabili in un metro o poco meno. Preso come singolo effetto stagionale un metro di spiaggia in meno risulta poca cosa. Eppure proviamo a tornare 15 anni dopo su quella stessa linea di riva, sapendo che la tendenza all'erosione è proseguita con quello stesso 'trascurabile' ritmo. Inutile sottolineare i danni economici che possono derivarne se i litorali hanno una vocazione turistica.

Occorre chiarire un punto fondamentale: non è l'onda in arrivo contro la spiaggia a determinarne l'erosione progressiva, ma l'acqua di quella stessa onda nel momento in cui rifluisce verso il largo. Quando una serie di onde particolarmente violente risale la battigia e invade la spiaggia, una parte di quell'acqua si infiltra nei pori tra granulo e granulo saturando il sedimento, alleggerendolo e facilitandone la rimozione quando il prevalente volume dell'onda viene richiamato verso il largo dal riflusso.

Lungo il breve percorso di trasferimento dalla battigia, verso il mare aperto, l'acqua si incanala e concentra in percorsi subacquei preferenziali che ne accrescono la velocità. In tal modo aumenta la capacità erosiva a spese di sedimenti intrisi d'acqua e perciò dotati di attriti interni (i freni reciproci fra granulo e granulo) molto ridotti.

Si potrebbe obiettare che tanto un riflusso d'onda asporta i granuli sabbiosi dalla zona emersa quanto il successivo flusso li risospinge verso riva. Intuitivamente sembra che le due opposte energie debbano bilanciarsi, eguagliando i valori di erosione e accumulo. Nella realtà invece non è così e le spiagge in rapido arretramento erosivo ne sono la diretta testimonianza. Per risolvere l'apparente contraddizione bisogna, come sempre, osservare i dati che la Natura stessa ci offre e individuare le variabili da prendere in considerazione. Non c'è scelta migliore di quella di raggiungere fisicamente una spiaggia, magari d'autunno, durante le prime mareggiate della stagione fredda, e lì sulla riva del mare cominciare ad osservare.

Ci siamo: di fronte a noi un treno d'onde generato da una burrasca al largo colpisce con metodica frequenza la riva sabbiosa. La prima cosa da notare è che i vari fronti d'onda, tutti paralleli tra loro, raramente lo sono rispetto alla riva, ma in genere la raggiungono obliquamente. Ce ne rendiamo conto perché la schiuma che sottolinea e individua il frangente non si genera nello stesso istante lungo tutti i punti della costa.

Ricordiamoci che il frangente (sottolineato sempre dalla schiuma, ovvero acqua più aria) si produce lì dove l'onda si ribalta su se stessa a causa degli attriti sviluppati con il fondale ormai prossimo alla superficie. L'incidenza obliqua, con angoli non elevati, è la norma; le onde generate dai venti legati alle perturbazioni periodiche hanno sempre la stessa direzione media e questa è la prima importante considerazione.

La seconda riguarda gli effetti che i fronti d'onda obliqui inducono sui granuli della battigia. Effetti connessi al flusso e al riflusso, effetti di apporto e asporto. I granuli mossi durante il flusso (ricordiamo la sua incidenza obliqua) sono spostati verso riva e la risalgono di sbieco con una componente di spostamento orizzontale, mentre durante il riflusso tornano al mare, perpendicolarmente rispetto alla riva. Onda dopo onda dunque i granuli non solo oscillano

avvicinandosi e allontanandosi dalla linea di costa ma anche, e soprattutto, spostandosi lungo ad essa, lateralmente, con un complessivo movimento a denti di sega. Davanti a noi le onde continuano ad insistere con forza sulla battigia.Se potessimo versare in mare, nella zona dei frangenti, presso la riva, un milione di piccole biglie colorate riusciremmo a visualizzare con precisione gli spostamenti previsti e indotti dal moto ondoso. In mancanza di biglie colorate disponibili in quantità smodate, ci accontentiamo di quanto offerto, tentando di seguire le evoluzioni di un gruppetto di granuli continuamente trasferiti oltre e rimpiazzati da nuove particelle.

Manca solo un'ultima importante considerazione. I granuli saranno progressivamente asportati da porzioni di spiaggia sempre più interne se all'inizio di tutta la catena di movimenti reciproci manca una sorgente di continuo approvvigionamento sabbioso. In questi casi il *magazzino di granuli* può essere rappresentato da un delta fluviale in grado, per sua natura, di rimpiazzare continuamente i granuli sottratti.

Questo vale per segmenti di spiaggia limitati, prossimi a un delta e posizionati favorevolmente rispetto ad esso. Ma se a monte, al termine della costa sabbiosa, troviamo una zona rocciosa con la propria falesia, oppure una fascia urbanizzata, ad esempio adibita ad area portuale, ecco che viene a mancare l'approvvigionamento di sabbia. Un altro importante 'magazzino di granuli' dal quale attingere, questa volta in territori anche molto lontani dai delta, sono i cordoni di dune litorali. Ma qui ce un MA, grande come un… albergo! Ve ne riparlerò con cognizione di causa nel Cap. 5.6.2.

5.6.2 Equilibri instabili

È il momento di accennare alla ragione principale che negli ultimi 60 anni ha innescato in gran parte dei litorali sabbiosi, italiani e non, vistosi arretramenti di linee di riva. *"Cosa può essere accaduto, oltre mezzo secolo fa, di tanto importante, o meglio di tanto catastrofico, da produrre ovunque generalizzate erosioni delle coste sabbiose?"* Affrontiamo la risposta ricordando da dove provengono le sabbie che formano le spiagge dei nostri litorali (v. Cap. 5.6.1).

Queste sono formate in massima parte da granuli smantellati dalle rocce dei rilievi montuosi (*sedimenti terrigeni* dunque, o *'di importazione'* che dir si voglia; v. Cap. 3.3), convogliati dal torrente e dai fiumi fino ai delta e agli estuari e da lì distribuiti lungo le coste ad alimentare le spiagge attraverso le onde (e i loro frangenti) e le correnti lungo costa.

Se si cerca di bloccare, in qualsiasi modo, questo continuo approvvigionamento di particelle, grandi e piccole, erose dai rilievi e condotte verso il mare dalle acque di superficie, sarà profondamente alterato quell'equilibrio che consente alle coste sabbiose di mantenersi stabili o addirittura di progredire verso mare. L'equilibrio verrà spezzato e col tempo comincerà a prevalere l'erosione e, con essa, l'arretramento progressivo e tanto temuto della linea di riva.

"Ma cosa può avere causato, a cominciare da oltre mezzo secolo fa, la sensibile diminuzione dei detriti fini che giungono ai delta e sono poi distribuiti dal mare lungo le fasce costiere?" La risposta è duplice: la creazione di invasi idroelettrici e la capillare *regimazione* dei corsi d'acqua.

La prima causa genera un effetto immediatamente percepibile. Gran parte del detrito solido è bloccato alla fonte. Vediamo ora la seconda causa. Si provi a inserire nei torrenti di montagna una briglia (priva di fori, come venivano costruite prima degli anni '70) ogni 100-200 m di corso o meno;

si difendano dall'erosione le sponde di quegli stessi torrenti rivestendone in certi casi il fondo con lastre di roccia compatta e organizzando perfette coperture vegetali lungo le sponde naturali più ripide che potrebbero altrimenti franare negli alvei. Si predisponga tutto questo e alla fine diminuirà drasticamente l'erosione nelle zone montane.

Risultato spesso necessario, anzi indispensabile, per stabilizzare e mettere in sicurezza totale un territorio abitato e utilizzato dall'Uomo. Ma se nelle aree montane diminuisce l'erosione, nelle fasce costiere si realizza quello che in gergo tecnico viene indicato come un *mancato ripascimento dei litorali*, ossia una carenza di materia prima: la sabbia! Se un treno parte vuoto da una stazione è impensabile che alla successiva scendano dei passeggeri.

Tutto questo insegna che quasi sempre l'intervento sul territorio, effettuato al fine di correggerne un aspetto o una tendenza, diminuendone la *pericolosità* e abbassando la *vulnerabilità*, provoca una serie di ripercussioni, anche in settori molto distanti e differenti tra loro. Ripercussioni che rischiano di alterare gli equilibri fisici di aree molto vaste. Spesso comunque non si può fare a meno di intervenire, ma tutto questo implica ulteriori correzioni e modifiche a catena. Per poter vivere meglio e, in una parola, più tutelati e protetti.

Un’altra importante causa alla base dei recenti arretramenti, attivi sempre negli ultimi 60 anni e registrati dalle linee di costa sabbiose delle zone balneari deve essere cercata nella rapida e capillare urbanizzazione dei litorali. Per uno sviluppo turistico ottimale, i piani urbanistici delle cittadine affacciate su coste sabbioso-ghiaiose hanno, logicamente, privilegiato la valorizzazione della fascia prospiciente al mare, dotandola di servizi fissi: alberghi frontemare, viabilità lungomare, insediamenti di ristoro, cabine e lidi con attrezzature stabili,...

Ovunque l’operazione è stata compiuta – e non poteva essere altrimenti – spianando ed eliminando fisicamente un elemento morfologico naturale un tempo comune a tutti gli arenili: le *dune eoliche*, disposte parallelamente alle linee di riva e parte integrante dell’ambiente costiero sabbioso. Con la loro presenza costante costituivano un serbatoio locale di materiale. Erano saccheggiate periodicamente dalle mareggiate che ne ridistribuivano parte dei granuli in mare, ma il vento contribuiva a riformarle e ad accrescerle, bilanciando lo scambio.

Al giorno d'oggi, lungo le coste urbanizzate, sopravvivono nei rari tratti di cosiddetta spiaggia libera, in genere lontano dai centri abitati. Le *dune eoliche* è possibile osservarle, ancora intatte, lungo il tratto di spiaggia tra la foce del Fiume Serchio e Livorno, in un settore ancora non antropizzato, situato tra i centri di Marina di Vecchiano e Tirrenia, immediatamente a N di quest'ultima. Così come si presenta ancora intatto il cordone dunale che si affaccia sulla spiaggia della periferia N di Alghero, lungo la costa sarda nord-occidentale.

Magnifiche dune costiere esistevano ancora, fin verso la fine degli anni ’60 (attingo nuovamente dai ricordi personali) anche in alcuni tratti dell’arenile romagnolo e in particolare a Rimini, verso la frazione Bellariva. Quelle dune non esistono più da oltre 50 anni. Al loro posto si stende il panoramico lungomare di Rimini. Sempre restando tra gli esempi italiani, è interessante ed emblematica la situazione di Lignano, in provincia di Udine. Al confine tra Lignano riviera e Lignano pineta si tocca con mano il punto esatto (Fig. xx) in cui termina la fascia di urbanizzazione turistica e inizia la costa ancora naturale, sottolineata dalla presenza delle *dune eoliche* costiere.

5.6.2.1 Barriere provvidenziali

Proprio per evitare le erosioni costiere di quei settori balneari ormai irrimediabilmente modificati e perciò esposti a progressive asportazioni di sabbie, si realizzano in mare a qualche centinaio di metri dalla riva delle strutture permanenti con funzioni di *barriere frangiflutti*. Si tratta di file di massi incastrati a secco, impropriamente definiti 'scogliere'. Sono file disposte obliquamente rispetto alla linea di riva, con la funzione di smorzare la violenza delle onde di tempesta. Con opere simili la forza delle mareggiate non si scarica più lungo la battigia, ma esternamente ad essa, in mare, contro i blocchi di roccia.

Di norma le opere frangiflutti lungo le coste basse e sabbiose sono posizionate a una certa distanza dalla linea di riva, tenendo in debito conto l'orientamento e la lunghezza che dovranno possedere i singoli elementi. Tali strutture ottengono non solo l'interruzione dell'erosione ma, in aggiunta, innescano una netta inversione di tendenza. Con il passare degli anni tra la riva e i frangiflutti si potrà osservare la formazione di nuova spiaggia delimitata da una serie di linee di riva conformate a semicerchio.

Le ragioni tanto della rapida deposizione quanto della nuova forma acquisita dalla fascia di battigia sono da cercarsi nella rifrazione che subiscono le onde abbattendosi sulle parti terminali dei singoli elementi a blocchi (ognuno lungo molte decine di metri), e nella progressiva perdita di energia delle stesse onde le quali, conseguentemente, abbandonano sul retro degli elementi frangiflutti le sabbie che trascinano con sé. Dato che il fattore innescante l'erosione non è, come osservato, l'onda che si infrange sulla battigia o che invade la spiaggia, quanto la voracità del riflusso di quella stessa onda, ecco che una *barriera frangiflutti* crea tra sé e la battigia una zona a bassa energia dove le onde giungono smorzate. All'interno di questa fascia protetta, oltre ad essere favorito l'abbandono dei granuli fino a quel punto trasportati, risultano anche completamente annullati i tanto temuti riflussi.

Dove le coste sono basse e sabbiose la caratteristica regimazione a *barriere frangiflutti*, generalmente formata da blocchi di *calcare* giustapposti e incastrati senza ancoraggi, ha dato ottimi risultati, favorevoli al progressivo ampliamento della spiaggia verso mare. Questo tipo di regimazione costiera, sempre più utilizzata, efficace, contenuta nei costi, apparentemente perfetta, nasconde però un'insidia. Nel tratto di costa sottocorrente, appena successivo all'ultima barriera della serie, si innescano erosioni violente e poderose che non è possibile controllare se non… estendendo anche a quelle zone le *barriere frangiflutti*. Così come è accaduto lungo la fascia costiera romagnolo-marchigiana.

1. TANTO PER COMINCIARE
2. DENTRO LA TERRA, SOPRA LA TERRA
3. SI FORMA – SF
4. SI DEFORMA – SD
5. SI MODELLA – SM
6. POCO PER FINIRE
6.1 Substrato e Coperture
6.2 Passato prossimo e passato (ter)remoto
6.2.1 Ricostruire una storia
6.2.2 Questo PRIMA, quello DOPO
6.3 La vita oltre la morte
6.4 Catastrofiche armonie
6.5 Ospiti temporanei con obbligo di buona condotta

6. POCO… PER FINIRE

6.1 Substrato e Coperture

Tra chi mi sta leggendo ci sarà sicuramente qualcuno che vorrebbe mettere in pratica alcune delle indicazioni ricevute – specialmente tra quelle dei Capp. 3 e 5 – al fine di provare ad interpretare in autonomia alcuni degli aspetti e caratteri mostrati dai settori di abituale frequentazione. Seguono, a tal proposito, alcuni suggerimenti sul modo di procedere. Volendo affrontare un'analisi speditiva di un territorio intramontano di fondovalle (il più ricco di indizi morfologici e geologici) possiamo discriminare e riassumere tutto quello che ci circonda in due sole categorie: *substrato* e *coperture*.

Al *substrato* appartengono le successioni rocciose, più o meno antiche, più o meno deformate. Alle *coperture* sono ascrivibili i depositi più o meno recenti (quasi sempre non cementati, ovvero sciolti). Depositi che, per loro natura, rivestono le rocce del *substrato*, sempre presenti ma a profondità spesso molto variabili. Le *coperture* si apprezzano maggiormente, com'è logico, nei fondivalle e alla base delle estese pareti rocciose fragili e molto fratturate.

Oppure, e ancor di più, lì dove i rilievi cedono il posto alle vaste pianure, alte e basse (v. Cap. 3.1.1). In rare occasioni il reciproco contatto tra *substrato* e *coperture* si rende visibile. Frequentemente è mascherato dalla vegetazione, ovvero è presente in profondità, ben al di sotto della superficie topografica. *Substrato* e *coperture*: una suddivisione che costituisce un vero caposaldo concettuale.

Due mondi che, seppure sovrapposti, sono lontani anni luce tra loro. Li separa un lasso di tempo spesso quantificabile in decine o centinaia di milioni di anni. Un tempo durante il quale, riferendosi alle successioni rocciose del *substrato*, si sono prima affermati gli accumuli e i seppellimenti (SI FORMA), seguiti poi dalle spinte crostali, dalle conseguenti deformazioni e dai sollevamenti (SI DEFORMA); per poi lasciare carta bianca alle poderose erosioni e ai franamenti generalizzati (SI MODELLA).

Potrei a questo punto suggerirvi un paragone archeologico, utilizzando un sito che conosco molto bene. Siamo nella bassa pianura friulana, ad Aquileia: l'antica e fiorente cittadina romana devastata da Attila nel 452 d.C. e risorta solo nei secoli scorsi dopo un lunghissimo periodo di oblio. Ovunque oggi si scavi, sotto gli edifici moderni vengono alla luce gli antichi ruderi e le testimonianze del lontano passato. Sono il *substrato* sopra al quale, in tempi recenti, si sono sviluppate le… *coperture*, ossia l'odierno paese di Aquileia.

Due storie molto diverse, quella dell'Aquileia romana e del suo corrispondente moderno. Le loro vestigia tangibili (muri di edifici, colonnati, pavimenti musivi, strade, impianti idrici,…), appartenenti a due distinti e lontani momenti storici, oggi appaiono sovrapposte e in contatto reciproco. Effetti e storie facilmente separabili tra loro, fisicamente e temporalmente. Anche dai non-archeologi. Come le *coperture* della Aquileia attuale (gli edifici recenti) hanno talvolta riutilizzato nei loro muri le antiche pietre del *substrato* archeologico, anche le *coperture* geologiche (i depositi recenti) rielaborano e riconvertono parte di quelle rocce che formano il *substrato* geologico.

Geologia e Archeologia: una rima e un medesimo significato concettuale. Le antiche rocce del *substrato* formano oggi quelle montagne che, orlando le pianure e confinando il mare, da noi prendono il nome di Alpi e Appennini. Rilievi rocciosi ridotti in frammenti, granuli e particelle strappati, trasportati e abbandonati dai corsi d'acqua a formare le *coperture*, date dalle piccole e grandi pianure, dai numerosi delta e dai diffusi litorali e fondali marini.

6.2 Passato prossimo e passato (ter)remoto

Due sono gli strumenti principali attraverso i quali il territorio in questo libro è riuscito a narrare sé stesso: l'*immagine* e la *parola*. Due poderosi ed efficaci strumenti evocativi che di una valle, di una pianura, di un ambiente glaciale, di un fondale lacustre o marino, delle loro relative geometrie, delle luci ed ombre in lento movimento sulle loro superfici, dei colori e sfumature che ne sottolineano i multiformi aspetti e che dei loro mutamenti infiniti ne restituiscono l'essenza e i caratteri più nascosti, talvolta amplificandoli. Anche quando, per qualsiasi motivo, la frequentazione diretta dei luoghi risulta difficile se non impossibile.

Questa sezione del volume affida soprattutto alla *parola* la capacità di sollecitare emozioni, interessi e sensazioni. Protagonista assoluto è sempre il territorio, con le sue forme scolpite e cesellate dalle acque. Acque di volta in volta battenti, ruscellanti, incanalate, infiltranti e sotterranee. Attraversando, dal più antico al più recente, gli strati che formano molti dei nostri monti italiani – talvolta diventati un classico della Geologia ed entrati a pieno diritto nell'albo d'onore delle successioni rocciose mondiali – è come viaggiare attraverso il tempo e lo spazio.

Tra i lettori di certo si troverà qualcuno, giunto alla fine di questa lunga rassegna, che avrà

percepito come un territorio può essere letto in due modi differenti. Potremmo definirli al *passato remoto* e al *passato prossimo.* La chiave di lettura *remota* si riferisce ai racconti trasmessi dalle rocce. Quelle che formano l'ossatura delle vallate.

Sono storie, sempre antichissime, che sanno raccontare di oceani e scogliere tropicali, di vulcani sottomarini, di apparati deltizi coperti da vegetazione lussureggiante, di mari bassi brulicanti di vita, di sottili lagune soggette a intensa evaporazione, di pianure immense dal fascino primordiale.

Sono ancora rocce capaci di farci scoprire il loro lento assoggettarsi agli effetti delle ripetute compressioni crostali. Ad esse dobbiamo un sentito grazie per essere state capaci di risospingerle in superficie, terremoto dopo terremoto, rendendole nuovamente visibili dopo che migliaia di altri strati rocciosi più recenti di loro le avevano coperte e sepolte col proprio pesante carico, cacciandole in profondità.

La seconda chiave di lettura è quella riservata al *passato prossimo*. Quell'intervallo di tempo che per certi versi ci è più familiare in quanto più prossimo a noi. E' un tempo che in gran parte si materializza non attraverso *rocce*, ma *sedimenti*. Questa chiave di lettura risulta applicabile non solo nelle attuali pianure, lungo le fasce deltizie e litorali e negli antistanti fondali marini, ma anche negli ambiti montani, lungo quel medesimo territorio già percorso al *passato remoto*. Permette l'accesso agli ultimi due abbondanti milioni di anni d'evoluzione del territorio.

Quell'intervallo di tempo che noi geologi chiamiamo Quaternario. Il più recente – per ora – tra tutti quelli che compongono il lungo *Calendario della Terra* (v. Cap. 2.4.4). Una finestra spalancata su quei territori multiformi che gli occhi dei nostri antenati, sicuramente più attenti di noi alle cose della Natura, avranno visto, osservato, valutato e amato – seppure senza comprendere – in quanto parte integrante del proprio vivere quotidiano.

Vi sarete accorti come i racconti delle rocce e dei sedimenti si siano intersecati e abbiano formato un tutt'uno con quelli delle acque, rappresentate di volta in volta dai fiumi, torrenti e ghiacciai, ma anche dai laghi, dai mari e dagli oceani. Acque capaci di strappare le antiche rocce dalle montagne per poi ridistribuirle più a valle sotto forma di ghiaie, sabbie e fanghi.

Acque che scorrendo sotto terra hanno creato nuovi spazi bui e silenziosi, tappezzandoli di meraviglie rocciose. Acque che evaporando hanno saputo trasformarsi in incredibili concentrazioni di cristalli. Acque che hanno accolto e conservato le vestigia di miriadi di organismi dei più differenti *phyla*. Sono tutte storie appassionanti che dimostrano come i multiformi aspetti della Natura abiologica sono capaci di guidare e condizionare la sfera biologica del pianeta.

6.2.1 Ricostruire una storia

Osservando una vallata alpina e volendo comprenderne i caratteri morfologici attraverso i quali cercare di ricostruire la sua evoluzione recente, il primo passo da compiere è quello di individuare le morfologie del territorio, ossia gli andamenti della sua superficie. Sarà sufficiente distinguerle in due soli insiemi: le *forme positive* (gli accumuli, ascrivibili al SI FORMA) e le *forme negative* (le erosioni, prodotte dal SI MODELLA).

Tra le *forme positive*, in seconda battuta, si tratterà di riconoscere rispettivamente le forme degli eventuali *depositi morenici* (v. Cap. 3.2.6.3), dei *conoidi detritici* (v. Cap. 3.4.1) e di quelli *di deiezione* (v. Cap. 3.4.2), dei depositi fluvio-torrentizi di fondovalle o di pianura (v. Capp. 3.1.1.1 e 3.1.2.1) e dei grandi *accumuli di frana* (v. Cap. 3.2.4).

Tra le *forme negative* dovranno essere individuate le incisioni prodotte dalle acque incanalate, torrenti e fiumi, in grado di generare scarpate e *terrazzi fluviali* (v. Cap. 5.4), assieme agli eventuali modellamenti glaciali. Un'attenta osservazione permetterà di distinguere, in aggiunta, le grandi e piccole *nicchie di frana*.

Comprendere e classificare la forma osservata, *positiva* o *negativa* essa sia, significa individuare il processo che l'ha generata. Stabilire che "quello è un *conoide detritico*" vuol dire prendere atto che dei materiali si sono staccati da un ripido versante in roccia sotto l'azione della forza di gravità.

Oppure dedurre, ad esempio, che la forma osservata è un *conoide di deiezione*, equivale a definire che si tratta di un insieme di detriti rocciosi distribuiti a ventaglio da un ripido corso d'acqua che ha abbandonato progressivamente, attraverso alternanza di processi in massa (colate) e selettivi, il proprio carico solido.

Allo stesso modo, riconoscere una serie di *terrazzi fluviali* incastrati uno sotto e di fianco all'altro, come una gigantesca *matrioska*, equivale a comprendere che in quella zona si è realizzato l'approfondimento progressivo di un torrente o fiume che, incidendo i propri stessi depositi, ha cercato o sta cercando di ristabilire un equilibrio in precedenza alterato.

Spesso occorre fare attenzione, dato che le erosioni, in quanto tali, possono avere in parte cancellato precedenti accumuli che, di conseguenza, sono di più difficile individuazione. Saperlo aiuta non poco a risolvere eventuali problemi di interpretazione. Un accumulo va riconosciuto e ricostruito nell'estensione che possedeva in origine, prima di subire le eventuali erosioni che in seguito possono averlo inciso, ridotto o quasi del tutto asportato.

Avendo individuato le morfologie in grado di caratterizzare un paesaggio – tanto quelle *positive* quanto quelle *negative* – è come se ora di fronte a noi avessimo, distribuite sopra un tavolo, una serie di fotografie che rappresentano gli eventi della storia recente di quel territorio: i vari tipi di *conoidi*, le serie di *terrazzi fluviali*, i *depositi fluvio-torrentizi*, gli *accumuli di frana* con le rispettive nicchie di distacco,... e così di seguito.

Sono come i personaggi di un film o di una commedia teatrale. Ora si tratta di capire in che ordine sono entrati in scena. La cosa diventa altrettanto importante quanto l'avere riconosciuto il ruolo dei singoli protagonisti. Questo diventerà il secondo, fondamentale passo dell'indagine.

6.2.2 Questo PRIMA, quello DOPO

L'analisi geologica, quando si propone di ricostruire l'evoluzione recente di un settore, di un'area che richiama e accoglie dei sedimenti (un cosiddetto *bacino deposizionale*), di un ambiente o di un paesaggio, individua inizialmente degli *effetti*. Poi, analizzandoli, ne ricostruisce le *cause*. Parallelamente definisce per ogni coppia *causa-effetto* un preciso momento d'azione, stabilendo un PRIMA e un DOPO per ogni evento osservato.

In altri termini, ogni evento è preceduto e seguito da altri eventi: bisogna collegarli in una catena temporale perfettamente… geo-logica! Si dovrà allora scoprire qual è l'ultima forma ad essersi generata, tenendo presente che avrà inciso le precedenti (se *negativa*), o potrà trovarsi ad esse appoggiata e sovrapposta (se *positiva*).

Fatto questo, si procede applicando lo stesso ragionamento alla situazione che precedeva l'ultimo evento e così via. E' come andare a ritroso in una partita a scacchi sottraendo, una di seguito all'altra, le mosse precedenti e osservando le configurazioni che la scacchiera (il paesaggio, in questo caso) presentava man mano che ci si avvicina, a ritroso, verso l'inizio della partita.

Le fotografie del capitolo precedente, che prima risultavano sparse alla rinfusa sopra il tavolo, ora possono essere collocate in un ordine logico, anzi cronologico: una di seguito all'altra. Da una serie di singoli fotogrammi abbiamo ottenuto un filmato in grado di raccontare, in modo continuo, la successione di eventi che, col trascorrere del tempo, sono stati in grado di modificare il nostro territorio preso in considerazione.

6.3 La vita oltre la morte

Quanto ci circonda, le enormi montagne, le infinite vallate percorse dalle acque o dai ghiacci, i deserti freddi e quelli torridi, le grandi pianure, i vasti delta ed estuari con gli antistanti mari e i loro oscuri fondali,… sono tutti mirabili elementi di un fotogramma – l'ultimo, per ora – facente parte di un lunghissimo film. L'ultimo fotogramma, certo, ma non quello finale. Si calcola che la parola *Fine* comparirà tra circa 5 miliardi di anni, quando il Sole, terminato il suo combustibile, si dilaterà con un'esplosione di energia.

Col suo ultimo breve, poderoso ruggito che ne precederà la fine, riuscirà ad espandere la propria influenza termica ai pianeti interni, Terra compresa. Poi, collassando su se stesso, si trasformerà in una stella nana dalla luce biancastra. Una pallidissima copia del suo aspetto odierno. Certamente e prevedibilmente il nostro pianeta finirà seccato e devitalizzato. Una palla di rocce bollenti che in superficie, dopo una probabile fusione parziale di alcune porzioni più vulnerabili ed esposte, si raffredderà precocemente.

Nel 'ramo vita' riusciranno a sopravvivere alcuni rari e particolari batteri che – scoperta recente – vivono celati all'interno delle rocce, a modeste profondità. Forse, ma di questo non esistono assicurazioni. Se così fosse, chissà che da essi poi non ripartano e si evolvano, adattandosi a condizioni che oggi non esiteremmo a definire ostili, se non impossibili, nuove forme di vita attualmente impensabili.

In ogni caso, anche il fotogramma che attesterà la fine della vita sulla Terra (con le eventuali debite eccezioni appena commentate) non potrà essere definito come *ultimo*, se per *vita* intendiamo anche la 'vitalità' del pianeta. Quel suo particolare dinamismo dato dalla mobilità delle *placche litosferiche*, dalla potenza dei ricorrenti sismi, dall'irruenza degli infiniti vulcani che continueranno a punteggiarne la superficie.

6.4 Catastrofiche armonie

Accade spesso che un territorio sia definito ‘a rischio’, ‘traditore’, ‘trappola mortale’. Questo si verifica ogni volta che rinnega le aspettative di stabilità e quiete trasformandosi in teatro di distruzione e lutti. In questi casi la Natura è ritenuta ‘ribelle’ e ‘ingrata’. Ci sono territori che si sono meritati appellativi simili, basti pensare alle aree del centro Italia devastate dalle recenti, ricorrenti crisi sismiche.

Eppure tali sferzanti definizioni e attributi sono capaci di affiancarsi e coesistere con giudizi diametralmente opposti che ne celebrano, al contrario, virtù e peculiarità: ‘valle delle meraviglie’, ‘sintesi di storia e cultura’, ‘impronta mirabile della Natura’.

A questo punto occorre ricordare che il termine *catastrofe* esiste solo in rapporto all’Uomo e al danno ad esso procurato. Un’inondazione, una frana o un terremoto che colpiscono aree non edificate e/o prive di collegamenti viari, non possono essere definiti *eventi catastrofici*. Nemmeno se le caratteristiche del fenomeno e l’estensione dei suoi effetti sono giudicabili fuori dalla grazia di Dio.

Sarebbe meglio dire soltanto che *la Natura fa il proprio corso*, intendendo con questo che le sue azioni e conseguenze non sarebbero in nessun caso codificabili come negative o positive, ma semplicemente come… naturali. Se poi i percorsi dell’Uomo intersecano quelli della Natura, ci si accorge come quest’ultima possa all’improvviso trasformarsi in ‘cieca’ ed apparentemente ‘matrigna’, come ebbe – per altre ragioni – a definirla il Leopardi.

Lungo l’intera penisola italiana e le sue isole, la Natura cieca lo è stata più e più volte nel corso dei secoli e dei millenni, concentrando e reiterando, periodicamente, i propri effetti sfiguranti (v. Cap. 2.9.2.1). Eppure, quegli stessi effetti – letti come tragici dall’Uomo a causa del loro impatto devastante sulla propria vita sociale, affettiva, lavorativa e di svago – stanno alla base del meraviglioso, armonico dinamismo che pervade la parte abiologica del nostro incredibile, forse unico, di certo straordinario pianeta Terra.

Ci scordiamo troppo spesso che la principale caratteristica del nostro pianeta è proprio il dinamismo, sia superficiale che profondo. Togliamoci dalla mente l’idea che sulla Terra siamo i protagonisti di una semplice, immobile fotografia.

Al contrario. Siamo piccole comparse che durante la loro esistenza vivono dentro il fotogramma di un lungo, lunghissimo film. Un film che talvolta, e a fatica, può essere rallentato, ma per il quale non è prevista l’opzione ‘fermo immagine’.

6.5 Ospiti temporanei con obbligo di buona condotta

Da almeno 3 miliardi e 800 milioni di anni, l’evoluzione della parte più superficiale della Terra è il risultato dell’interazione e dell’interferenza tra le sue componenti biologiche ed abiologiche. Tra quelle biologiche, da qualche decennio, risultiamo la specie più attiva e impegnata nel favorire concrete e continue modifiche. Sull’ambiente terrestre abitiamo, ci spostiamo, lavoriamo e ci divertiamo.

Un ambiente che, spesso in modo improprio, consideriamo ‘nostro’ e che anche noi, ogni giorno, contribuiamo incessantemente ad alterare. Scavando cave, emungendo acqua da infiniti pozzi, propiziando frane, arginando fiumi, spianando dune, bloccando mari, edificando e rivestendo di ‘umanità’ aree sempre più vaste. Non paghi, alteriamo il suolo e modifichiamo (in peggio) le acque e l’atmosfera che avvolgono e ricoprono tutto questo ben di Dio.

Alterazioni minime che in rapida successione potrebbero risultare distruttive e letali per noi e per quanti assieme a noi occupano la sottilissima pellicola più esterna di questa sfera di metalli, rocce e sedimenti chiamata Terra.

E anche se questo fosse il destino ultimo della massa dei viventi che ne popolano la superficie, accelerato sventuratamente dall’Uomo o favorito dai futuri imprevedibili ma periodici cataclismi globali (crisi sismiche, impatti cosmici, glaciazioni, inversioni magnetiche, variazioni dell’inclinazione dell’asse terrestre,...), ciò non basterebbe a distruggere la vera forza vitale del pianeta.

Una forza fatta di eruzioni e cristallizzazioni di magmi, di erosioni e crolli, di trascinamenti di particelle distribuite in ammassi mobili, incorruttibili e rigenerabili attraverso inghiottimenti litosferici, fusioni, effusioni, esplosioni, smantellamenti e rinnovate deposizioni. Il fantastico prodotto di un immenso respiro crostale, sviluppato a scala planetaria da un gigantesco organismo sferico composto da metalli, rocce e sedimenti, percorso e rivestito da acqua, ghiaccio ed aria.

Un organismo *sui generis* sul quale e del quale noi viventi tutti, senza distinzione di *phylum* o di specie, costituiamo una evanescente e temporanea muffa superficiale. Una sorta di particolare funesta psoriasi, che il tempo saprà presto curare in modo efficace e, probabilmente, definitivo.

FINE

Indice

1. TANTO PER COMINCIARE

1.1 Per chi e perché
1.1.1 Storie d'indubbio fascino

1.2 Geologia: il lato artistico della Natura
1.2.1 Il territorio, un museo a cielo aperto

1.3 Il mirabile ordine
1.3.1 Ambienti che si trasformano in rocce

1.4 Si forma, si deforma, si modella: un paradigma per le geo-scienze
1.4.1 L'albero della conoscenza… geologica
1.4.1.1 La torta distorta

2. DENTRO LA TERRA, SOPRA LA TERRA

2.1. Placche e geo-nutella
2.1.1 Che fine hanno fatto Crosta, Mantello e Nucleo?
2.1.2 La crosta degli oceani e quella dei continenti
2.1.2.1 Dove si genera nuova crosta
2.1.2.2 Dorsali sputa-magma e nuove placche
2.1.2.3 Dove si distrugge vecchia crosta
2.1.2.4 Archi vulcanici e placche che si muovono come i salmoni

2.2 Modifiche a matrioska
2.2.1 Fossili marini in alta montagna
2.2.2 Il mare è mobile, qual piuma al vento…
2.2.3 All'insegna della trasgressione (marina)
2.2.4 Quando il mare va… in regressione
2.2.4.1 Regressione senza ipnosi

2.3 Le storie dentro le montagne
2.3.1 Il baule dei ricordi
2.3.2 Sogni ad occhi aperti
2.3.3 Latitudini & paleo-latitudini

2.4 Il tempo profondo
2.4.1 Mezzo miliardo di anni… ma non li dimostra!
2.4.2 Le età relative (…io sono vecchio!)
2.4.3 Le età assolute (…io ho 65 anni!)
2.4.3.1 Quelle vecchie foto della 5ªB
2.4.3.2 Carbonioquattordici
2.4.4 Il grande Calendario della Terra
2.4.4.1 Età assolute vs età relative

2.5 **Strati come pagine di libro**
2.5.1 **Lo strato è una valigia piena**
2.5.1.1 *Strati e giunti di stratificazione*
2.5.1.2 *Strati e tempi di accumulo*
2.5.2 **Sedimenti e Rocce**
2.5.3 **Tipi di rocce: TRE, il numero perfetto**
2.5.3.1 *Depositi sedimentari come vestiti: composizioni, tessiture, strutture*
2.5.3.2 *Depositi sedimentari: la genesi*

2.6 **Da sedimento a roccia**
2.6.1 **Sedimenti calpestati e divorati**
2.6.2.1 *Quante informazioni in una… cacchetta fossile!*
2.6.2 **Le contorsioni delle lamine ('deformazioni' precoci)**
2.6.2.1 *Per espulsione d'acqua*
2.6.2.2 *Per carico*
2.6.2.3 *Per scivolamento subacqueo*
2.6.2.4 *Per contrazione da essiccamento*
2.6.2.5 *Per dilatazione da riscaldamento*
2.6.3 **La cementazione di un sedimento**

2.7 **I grandi gruppi dei depositi sedimentari**
2.7.1 **I depositi carbonatici - Calcari e Dolomie**
2.7.1.1 *I calcari organogeni*
2.7.1.2 *Dai calcari… le dolomie*
2.7.1.3 *L'importanza delle alghe*
2.7.1.4. *Stromatoliti e oncoidi algali*
2.7.2 **I depositi silicatici**
2.7.3 **I depositi solfatici**

2.8 **Vulcani che passione**
2.8.1 **Quando i vulcani esplodono**
2.8.1.2 *Quando le bolle (di gas) fanno la differenza*
2.8.2 **Bombe, blocchi, lapilli e ceneri**
2.8.2.1 *Un altro po' di chiarezza*
2.8.3 **Coni, pseudo-coni e frittate di lava**
2.8.3.1 *La più lunga colata lavica terrestre*
2.8.4 **I finti vulcani delle Salse di Nirano**

2.9 **Italia, terra di vulcani recenti**
2.9.1 **I vulcani toscani e laziali**
2.9.2 **I vulcani campani**
2.9.2.1 *Il Monte Vesuvio: nonsolopompei*
2.9.2.2 *I Campi Flegrei*
2.9.2.3 *I Campi Flegrei 2, la vendetta!*
2.9.3 **I vulcani tirrenici e siciliani**
2.9.3.1 *Il Monte Marsili, un gigante sottomarino che fa paura*
2.9.3.2 *Il Monte Etna, da bruco a farfalla*

3. **SI FORMA – SF**

3.1 **I depositi 'questo sì, quello no'**
3.1.1 **Le pianure, figlie dei fiumi**
3.1.1.1 *Un intreccio di barre ghiaiose e canali mobili*

3.1.2 **Dove l'acqua… risorge a nuova vita!**
3.1.2.1 *Un percorso tutto in curva*
3.1.3 **E l'Uomo disse: "Ci sono anch'io!"**

3.2. **I depositi 'tutto in una volta'**
3.2.1 **Le colate**
3.2.2 **Le correnti torbide**
3.2.2.1 *Immense frane di granuli*
3.2.2.2 *Alla base dello strato torbiditico*
3.2.2.3 *Perché si attivano le correnti torbide?*
3.2.3 **I colossali accumuli di frana sottomarina**
3.2.3.1 *Il mega-strato 'più spesso del mondo'*
3.2.3.2 *Il racconto di chi quel giorno c'era*
3.2.4 **Gli accumuli delle frane di superficie**
3.2.4.1 *La frana del Vajont*
3.2.4.2 *Quegli ultimi tragici istanti*
3.2.5 **Frane di ieri, oggi e domani**
3.2.6 **Dove i ghiacciai sputano detriti**
3.2.6.1 *Quando l'acqua si fa… roccia*
3.2.6.2 *Enormi nastri trasportatori*
3.2.6.3 *Morene di tanti tipi*
3.2.7 **La glaciazione alpina**
3.2.7.1 *La deglaciazione würmiana*
3.2.7.2 *Il colpo di coda del glacialismo alpino*
3.2.8 **Alla ricerca dei ghiacciai scomparsi**

3.3. **Sabbie 'di importazione' e sabbie 'a km zero'**
3.3.1. **Con l'aiuto di una lente**
3.3.2. **Meravigliose sabbie generate… dalla Luna!**
3.3.3. **Le increspature di sabbia e le dune**
3.3.3.1. *Dune eoliche da lasciarci il cuore: dall'Europa agli USA*

3.4 **Alcuni strati si depositano inclinati**
3.4.1 **Falde e conoidi di detrito**
3.4.2 **Conoidi di deiezione**
3.4.3 **Conoidi di pianura**
3.4.4 **Delta lacustri**
3.4.4.1 *Un delta lacustre 'fossilizzato'*
3.4.4.2 *Anatomia di un piccolo delta lacustre*
3.4.4.3 *Laghi di sbarramento naturale*
3.4.5 **Delta marini trasformati in… Meteore**
3.4.6 **L'anatomia delle dune eoliche**
3.4.7 **Pendii frontali delle 'scogliere organogene'**
3.4.8 **I depositi degli strato-vulcani**

4. **SI DEFORMA – SD**

4.1 **Compro... orogenesi**
4.1.1 **Figurine mescolate e sovrapposte**
4.1.2 **Catene montuose saldate una contro l'altra**

4.2 **Gli strani effetti: le deformazioni delle rocce**
4.2.1 **Le deformazioni fragili: ma quante belle faglie Madama Dorè!**
4.2.1.1 *Gli accavallamenti*

4.2.1.2 *Traiettorie striate*
4.2.2 **Le deformazioni plastiche: mi piego ma non mi spezzo!**
4.2.2.1 *Se si spiegano le pieghe ripiegate*

4.3 **Strati deformati… ma ancora orizzontali!**

4.4 **Rocce che cambiano i propri connotati**
4.4.1 **Un metamorfismo chiamato 'regionale'**
4.4.1.1 *Quando è un testo scritto a subire…il metamorfismo*

4.5 **Gessi: nati per essere deformati**
4.5.1 **Le incredibili deformazioni dei gessi**

4.6 **La sfera di Rubik**
4.6.1 **Collisioni che lasciano il segno**
4.6.1.1 *Dove le orogenesi picchiano duro*
4.6.1.2 *Un esempio reale (o solo realistico?)*

4.7 **La Storia siamo noi… e il territorio**
4.7.1 **Tre piccoli passi**
4.7.2 **Dentro un film**
4.7.2.1 *Diaboliche abitudini*
4.7.3 **Adria, micro-placca cuscinetto**
4.7.4 **Un oceano casalingo**
4.7.4.1 *Una gigantesca scala sottomarina*
4.7.5 **Una bomba ad orologeria**
4.7.5.1 *Nella morsa delle grandi placche*

4.8 **Il fascino di un profilo**
4.8.1 **Africa *vs* Europa**
4.8.1.1 *Un panino geologico*
4.8.1.2 *Il panino geologico*
4.8.2 **Sardegna e Corsica scivolano via e nasce l'Appennino**
4.8.2.1 *Cosa raccontano gli antichi vulcani della Sardegna*
4.8.2.2 *Appennino-pendolino*
4.8.2.3 *Argille scagliose*
4.8.2.4 *Grandi vasche da bagno geologiche: le avanfosse*
4.8.3 **Sorprese geologiche sotto la pianura emiliana**
4.8.4 **Ma c'è ancora chi non si scompone…**
4.8.5 **Quando le faglie richiamano i sedimenti**
4.8.5.1 *Una OLA da stadio applicata alla Geologia*
4.8.5.2 *Geologia tra vantaggi e paure*
4.8.6 **Prima le Alpi …o gli Appennini?**
4.8.7 **Il Mar Tirreno meridionale: una caramella Mou**
4.8.7.1 *Le tribolazioni della Calabria e le criticità della Sicilia*

4.9 **Uno stivale che è una meraviglia!**

5. **SI MODELLA – SM**

5.1 **Nonni, nipotini e territori che invecchiano**

5.2 **Una superficie sempre diversa**
5.2.1 **Aggredire, smantellare, allontanare…**
5.2.1.1 *Fiumi e ghiacciai: gli scultori del territorio*
5.2.1.2 *Il territorio montano è… una fetta di parmigiano!*

5.2.2 **Quando i ghiacciai tornano ad essere fiumi**
5.2.2.1 *L'effetto materasso*
5.2.3 **Il modellamento per frana**

5.3 **Pirateria fluviale e spartiacque vagabondi: le catture fluviali**
5.3.1 **Deviazioni a gomito e lische di pesce… al contario**
5.3.2. **Fiumi italiani portano acqua al Mar Nero**

5.4 **Acque per scavare**
5.4.1 **Erosioni 'a gambero': lì dove nasce un canyon**
5.4.1.1 *Canyon sottomarini*
5.4.2 **Il ruscellamento superficiale**
5.4.2.1 *I calanchi: i graffi delle piogge battenti*
5.4.2.2 *Le piramidi di terra e i torrioni in roccia*

5.5 **Acque per dissolvere**
5.5.1 **La Grotta gigante, una bolla nella roccia**
5.5.1.1 *Un laboratorio unico al mondo*

5.6 **Acque per distruggere**
5.6.1 **La furia del mare sulle coste basse**
5.6.2 **Equilibri instabili**
5.6.2.1 *Barriere provvidenziali*

6. **POCO PER FINIRE**

6.1 **Substrato e Coperture**

6.2 **Passato prossimo e passato (ter)remoto**
6.2.1 **Ricostruire una storia**
6.2.2 **Questo PRIMA, quello DOPO**

6.3 **La vita oltre la morte**

6.4 **Catastrofiche armonie**

6.5 **Ospiti temporanei con obbligo di buona condotta**