

SI FORMA SI DEFORMA SI MODELLA

Come il territorio si modifica attraverso il tempo geologico

*Alla memoria di mio Padre, Piero Venturini, insostituibile presenza,
costante fonte di entusiasmo e stimolo durante molte delle escursioni effettuate
al fine di comprendere i caratteri del territorio descritti in questo volume*

Testi di Corrado Venturini (©Geoworld, Torreano di Cividale, Udine)

Le foto e i disegni, ove non diversamente indicato, sono dell'autore

Adattamento grafico dei disegni al tratto: Cooperativa Naturalisti M. Gortani, Udine

Redazione e ottimizzazione: Giuseppe Muscio

Pubblicazione edita da Comunità Montana della Carnia - Museo Geologico della Carnia

CORRADO VENTURINI

Università degli Studi di Bologna

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali

Via Zamboni 67, 40126 Bologna

corrado.venturini@unibo.it



Comunità Montana della Carnia



Museo Geologico della Carnia



CarniaMusei

e



con il patrocinio di



Dipartimento di Scienze della Terra
e Geologico-Ambientali
Università degli Studi di Bologna



Società Geologica Italiana



Operatori Naturalistici
Club Alpino Italiano



Associazione Nazionale
Insegnanti di Scienze Naturali

Copertina: Alta Valle di San Nicolò, a SW del Passo omonimo (Marmolada). Sistema di pieghe nella successione prevalentemente gessosa di età permiana. Escursione in Dolomiti della Società Geologica Italiana in occasione del suo primo centenario (1982). Retrocopertina: giochi grafici con le increspature di sabbia in movimento lungo la riva del mare.

Corrado Venturini

S I F O R M A S I D E F O R M A S I M O D E L L A

Come il territorio si modifica attraverso il tempo geologico



INDICE

EHI, LETTORE...	pag.	6
PER CHI E PERCHÉ	pag.	7
TANTO PER COMINCIARE		
A1	Il mirabile ordine	pag. 9
A2	Le risposte della Geologia	pag. 10
A3	L'albero della conoscenza (geologica)	pag. 11
A4	La danza delle placche	pag. 13
A5	La torta distorta	pag. 16
A6	Mezzo miliardo di anni... ma non li dimostra!	pag. 18
A7	Livello marino, livello ballerino	pag. 23
A8	Ogni causa è un effetto e in effetti...	pag. 27
A9	Un'infinita pila di libri	pag. 28
A10	Lo strato è una valigia piena	pag. 32
A11	Che caratteri quei... sedimenti!	pag. 34
A12	Il top della classifica(zione)	pag. 37
	12a) Le rocce carbonatiche	pag. 38
	<i>L'importanza delle alghe</i>	pag. 42
A13	Sabbie e spiagge	pag. 45
SI FORMA - SF		
SF1	I depositi "questo sì, questo no"	pag. 45
	1a) I riempimenti dei canali fluviali	pag. 46
	1b) Le pianure, figlie dei fiumi	pag. 53
	1c) Le increspature di sabbia e le dune	pag. 61
SF2	I depositi "tutto in una volta"	pag. 64
	2a) Le colate	pag. 65
	2b) Le correnti di torbidità	pag. 66
	2c) I colossali accumuli di frana sottomarina	pag. 71
	<i>Lo strato "più spesso del mondo"</i>	pag. 71
	<i>Mega-frane, che passione!</i>	pag. 76
	2d) Gli accumuli delle frane di superficie	pag. 77
	<i>La frana del Vajont</i>	pag. 77
	2e) I depositi dei ghiacciai	pag. 80
	<i>Un anfiteatro morenico da manuale</i>	pag. 82
	<i>Il colpo di coda dei ghiacciai alpini</i>	pag. 84
SF3	Certi strati si depositano inclinati	pag. 86
	3a) Conoidi di versante	pag. 86
	3b) Conoidi di deiezione	pag. 89
	3c) Delta lacustri e marini	pag. 91
	3d) Pendii frontali delle "scogliere organogene"	pag. 96
SF4	Da sedimento sciolto a roccia cementata	pag. 100
	4a) Sedimenti calpestati e divorati	pag. 101
	4b) Le contorsioni delle lamine (deformazioni precoci)	pag. 103



<i>Per espulsione d'acqua</i>	pag. 104
<i>Per carico</i>	pag. 104
<i>Per scivolamento subacqueo</i>	pag. 106
<i>Per contrazione da essiccamento</i>	pag. 110
4c) La compattazione degli strati	pag. 112
4d) La cementazione di un sedimento	pag. 113

SI DEFORMA - SD

SD1	Eppur si muovono!	pag. 115
SD2	Gli strani effetti	pag. 116
	2a) Mi piego ma non mi spezzo	pag. 121
	<i>Le deformazioni dei gessi</i>	pag. 122
	2b) Ma quante belle faglie Madama Dorè	pag. 125
	<i>Traiettorie striate</i>	pag. 127
	<i>Gli accavallamenti (faglie compressive)</i>	pag. 129
SD3	Quando le faglie richiamano i sedimenti	pag. 132
	3a) Una OLA in roccia	pag. 132
	3b) Una gigantesca scala sottomarina	pag. 135
SD4	Il motore degli strani effetti	pag. 137
	4a) La crescita di un'antichissima catena montuosa	pag. 139
	4b) Come e quando si è deformato il settore alpino orientale	pag. 143
	4c) Si forma qui, ma si deforma là	pag. 147
	4d) Ma c'è ancora chi non si scompone	pag. 151

SI MODELLA - SM

SM1	Una superficie sempre diversa	pag. 153
SM2	Fiumi e ghiacciai: gli scultori del territorio	pag. 154
	2a) Acque per graffiare	pag. 156
	<i>I terrazzi fluviali</i>	pag. 159
	<i>Gli effetti di un'improvvisa alluvione</i>	pag. 160
	<i>Un copione collaudato</i>	pag. 161
	2b) Acque per sciogliere	pag. 164
	2c) Acque per cancellare	pag. 167
	<i>1500 anni per distruggere un delta</i>	pag. 171
	2d) Acque per appesantire	pag. 173
SM3	Le nicchie di paleo-frana	pag. 175
	3a) Le paleo-frane dei Monti di Rivo e Cucco	pag. 176
SM4	Le catture fluviali e gli spostamenti degli spartiacque	pag. 177
	4a) Fiumi italiani portano acqua al Mar Nero	pag. 178
	<i>Mare Adriatico batte Mar Nero 6 a 0</i>	pag. 179
	<i>Un insolito viaggio nel tempo</i>	pag. 181

POCO... PER FINIRE

Z1	Erosioni, trasporti e accumuli	pag. 187
Z2	Ospiti temporanei con obbligo di buona condotta	pag. 189

EH, 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. È un viaggio quadridimensionale nel tempo e nello spazio che ti coinvolgerà come un gioco interattivo. Anzi, assai di più, giacché non stai entrando in un mondo di realtà virtuale o immaginata, stai per entrare nel racconto storico delle vicende accadute realmente e che nel tempo hanno portato alla formazione del territorio friulano quale ora è. 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 per spiegarti i fondamentali processi geologici che infine hanno portato questo angolo di pianeta ad assumere l'aspetto odierno. 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 i "non addetti ai lavori" 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 interessante 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 una sorta di virus. 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 sue produzioni, 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 degli Studi di Bologna

PER CHI E PERCHÈ

*Guarda come tutto
si forma, si deforma
e si modella!*

Questo volume è concepito in maniera nuova e insolita. Descrive e analizza - con una serie di esempi reali e di artifici inconsueti - i numerosi segni lasciati dalle forze che agiscono, tanto sulla superficie quanto nelle profondità della crosta terrestre, in un incessante susseguirsi di deposizioni, deformazioni e modellamenti.

Il testo si rivolge sia agli appassionati naturalisti, sia agli studenti (scuola superiore e primo anno di università) propensi a comprendere l'essenza e la ragione di molti tra i fenomeni che condizionano le modificazioni, grandi e piccole, dell'ambiente che li circonda.

A tal fine è stato dato spazio alle didascalie delle quasi quattrocento figure (tra foto e disegni) che si prefiggono di concretizzare e approfondire i numerosi concetti espressi nel testo.

Sono tante le possibilità di interesse, varie e affascinanti, che il territorio propone lungo i propri infiniti tracciati. Curiosità botaniche, faunistiche, forestali, insieme a informazioni archeologiche, storiche, di architettura rurale; senza considerare le infinite proposte di semplice appagamento estetico: cascate, tramonti, temporali, arcobaleni improvvisi, mari di nubi... Al contrario, è quasi ovunque del tutto trascurato l'aspetto geologico e morfologico.

Questo accade perché la divulgazione di tali caratteri naturali, molto attiva in altri paesi o addirittura fondamentale nel mondo anglosassone, da noi è ancora ritenuta, a torto, di secondario interesse. Ne consegue che le morfologie e le successioni rocciose per la maggioranza di noi appaiono prive di significato e dunque incapaci di trasmettere sensazioni. Eppure, se solo l'attenzione fosse maggiormente stimolata

all'osservazione diretta dei tanti sedimenti e strati rocciosi e dei loro modellamenti erosivi, si aprirebbe un affascinante capitolo di storia naturale. Le stesse rocce e i sedimenti - stupefacente rappresentazione fisica del tempo - manifesterebbero la loro varietà con prepotenza e vigore, 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 stupore, e insieme si fanno stimolo al rispetto e alla tutela dell'ambiente, spesso vilipeso unicamente per mera ignoranza. Questo volume cerca di dare un contributo anche in questa direzione: quella della *consapevolezza* e della *meraviglia*.

L'autore

corrado.venturini@unibo.it



TANTO PER COMINCIARE

A1 - Il mirabile ordine

Un organismo vivente, animale o vegetale, assume le caratteristiche proprie della specie cui appartiene grazie al particolare codice genetico scritto nelle sue cellule. Una sorta di programma che gli impone di svilupparsi in un determinato modo e secondo una prefissata successione di eventi, assecondando un disegno che 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 ad un cantiere edile e seguire il progressivo assemblaggio di mattoni, cemento, ferro e acciaio, legno, vetro e ceramica, che daranno forma ad un edificio secondo un preciso progetto. Quei medesimi materiali, riuniti in modo diverso, avrebbero dato luogo ad una differente costruzione. Animali e vegetali sono dunque organizzati secondo programmi prestabiliti che ogni organismo è in grado di leggere e realizzare come un ingegnere interpreta ed esegue il progetto di uno stabile.

Anche il mondo minerale segue una sorta di codice di sviluppo: ogni cristallo è il risultato di una sovrapposizione ordinata di atomi, scelti e saldati assieme secondo un ben definito progetto geometrico tridimensionale. Un magma che solidifica dà luogo ad una serie di rocce, ognuna composta da un insieme di minerali che 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 fortemente riduttivo. È 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

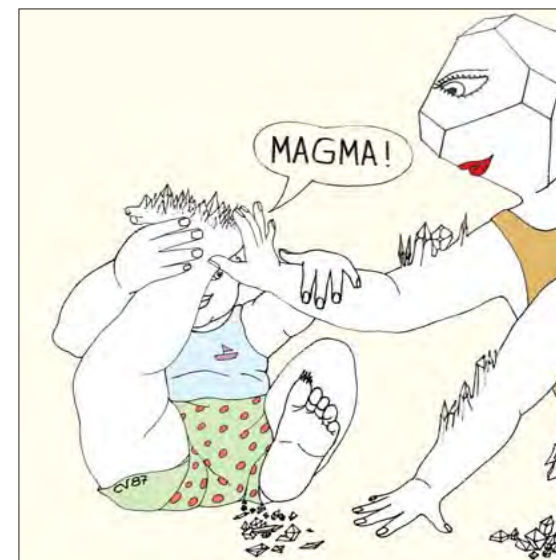


Fig. 1 - Il piccolo Cris(tallo).

soprattutto, sulla sua superficie e che complessivamente conducono alla formazione degli innumerevoli tipi di rocce. Non solo dunque di quelle magmatiche.

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.

Le rocce, di qualsiasi tipo e natura siano, rappresentano il meraviglioso concretizzarsi di un insieme di energie - fisiche e chimiche - presenti nell'ambiente nel quale si generano e operano. Energie che dipendono o vengono ad interagire con variabili quali la velocità, l'accelerazione, la densità di un flusso, la massa, le dimensioni e le forme delle particelle trasportate, le distanze, le pendenze e le asperità del territorio, l'ordine di fusione e di cristallizzazione dei vari tipi di minerali.

A2 - Le risposte della Geologia

La storia della Terra iniziò 4,6 miliardi di anni fa. Da allora la sua superficie si è incessantemente modificata in un frenetico alternarsi di fusioni e raffreddamenti, traslazioni e scontri, sollevamenti e sprofondamenti, inondazioni e disseccamenti, erosioni e accumuli di sedimenti.

Sono questi ultimi, assieme al loro contenuto fossilifero, a fornirci tangibilmente, uno sull'altro, il successivo sopra il precedente, la percezione del trascorrere del tempo geologico (Fig. 2).

Gli innumerevoli tipi di rocce esistenti in natura possono essere divisi, com'è noto, in tre gruppi:

- **rocce magmatiche**, originate dal raffreddamento di masse fuse solidificatesi all'interno della crosta terrestre o che, in altri casi, escono in superficie originando apparati vulcanici (subaerei e sottomarini) con le rispettive rocce laviche;
- **rocce sedimentarie**, che derivano da erosione e/o alterazione di più antiche rocce affioranti sulla superficie terrestre e dal successivo accumulo meccanico dei prodotti di smantellamento, oppure da processi chimici (evaporazione di acque ad elevata salinità e precipitazione sul fondo dei sali prima disciolti, quali gessi, salgemma, alcuni tipi di calcari...), o ancora da processi biogeni, 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");
- **rocce metamorfiche**, così denominate perché derivanti da una serie di modificazioni, da minime ad intensissime, che rocce appartenenti indifferentemente ad uno dei tre gruppi hanno subito nel corso della loro storia geologica a causa di elevate temperature e/o pressioni che hanno dovuto sopportare.

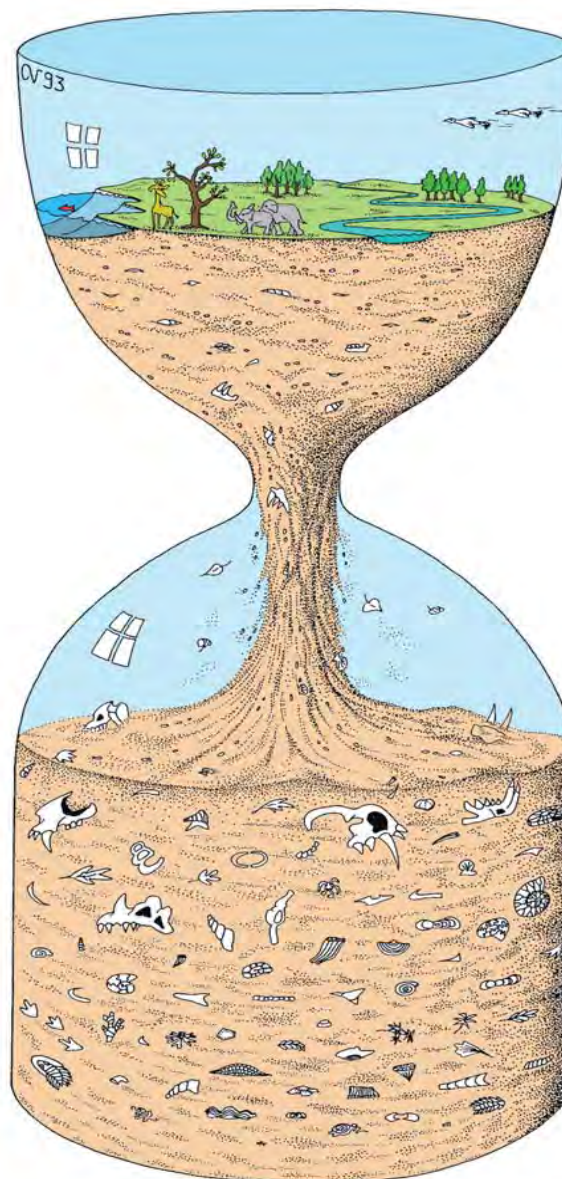


Fig. 2 - La geologia, soprattutto attraverso le successioni rocciose sedimentarie, possiede l'indubbio fascino di materializzare il trascorrere del tempo rendendolo concreto e tangibile. Strato dopo strato una sequenza di rocce rappresenta un insostituibile archivio tridimensionale del passato prossimo e remoto del pianeta Terra.

Le rocce sedimentarie formano il gruppo che in assoluto fornisce le più ampie e migliori possibilità di leggere il passato geologico di una regione. Grazie ad esse le pagine della storia geologica di un territorio appaiono nitide e precise anche dopo centinaia di milioni di anni.

In Italia le più vecchie rocce sedimentarie risalgono al Paleozoico antico (quasi mezzo miliardo di anni fa). In territorio friulano e austriaco formano una consistente parte della catena alpina carnica.

Alpi e Appennini sono il risultato di processi naturali che hanno portato una successione rocciosa prima a **formarsi**, accumulandosi strato su strato, colata su colata, per spessori di chilometri, poi a **deformarsi**, sollevandosi, piegandosi e frantumandosi, e infine a **modellarsi**, in tempi recenti e sotto l'azione di corsi d'acqua o ghiacciai.

Il geologo osserva, riconosce e raccoglie indizi e dati dagli affioramenti rocciosi che rileva. Uno degli scopi della ricerca geologica di base è quello di ricostruire come e quando una successione rocciosa si è formata e come e quando la stessa è stata eventualmente deformata durante le successive compressioni prodotte dai movimenti della crosta terrestre. È un po' come arrivare sul "luogo del delitto" (spesso parecchi milioni di anni dopo!) e cercare di ricostruire la successione degli eventi che l'hanno prima propiziato e in seguito indotto.

Salendo una montagna, percorrendone i sentieri e le mulattiere sovente scavate nella roccia, risalendo i corsi dei torrenti e dei fiumi, raggiungendo, spesso a fatica, le pareti rocciose non di rado circondate da impenetrabili grovigli di vegetazione, il geologo osserva, una dopo l'altra, un'infinità di tessere che appartengono ad un gigantesco mosaico del quale, all'inizio, non conosce, o comprende solo in maniera molto vaga e approssimata, il disegno finale.

A3 - L'albero della conoscenza (geologica)

Il capitolo è specificatamente dedicato agli Insegnanti. Dalla mobilità del pianeta (e a ben vedere il termine più corretto a tal proposito sarebbe **cinematica delle placche**) scaturiscono tre grandi insiemi di effetti, raggruppabili nei rispettivi contenitori, identificati con termini semplici, capaci di evocarne il significato: "*si forma, si deforma, si modella*" (Fig. 3).

Il collegamento ai vari contesti geodinamici, acquisiti durante la trattazione della **tettonica delle placche**, sarà irrinunciabile e gioverà alla comprensione delle differenze. Nell'ambito del *si forma* troverà spazio la trattazione delle rocce magmatiche e, in special modo, di quelle vulcaniche.

Al *si forma* faranno naturale riferimento anche i processi genetici che stanno alla base dei vari tipi di rocce sedimentarie, meglio se visualizzati ognuno nel proprio contesto ambientale attuale, paragonando poi i risultati con i campioni di roccia dei laboratori scolastici.

Il *si deforma* sarà il passo successivo, capace di inquadrare gli effetti verso i quali sono destinate, col tempo, tutte le successioni rocciose. In questo contenitore confluiranno tanto gli elementi deformativi di una catena orogenetica, quanto la trattazione esaustiva dei terremoti, nonché i prodotti del metamorfismo regionale.

Il *si modella* conterrà i risultati ascrivibili alle alterazioni chimiche e fisiche, alle esarazioni glaciali e alle erosioni fluviali, logica conseguenza del *si deforma*.

In questa trattazione servirà sottolineare preliminarmente la circolarità dei tre insiemi di dati concettuali, dato che lo stesso *si modella* crea gli irrinunciabili presupposti per lo sviluppo di molte tra le successioni sedimentarie (Figg. 4 e 5).

Questa triade è capace di spartirsi ogni causa ed effetto presente in natura nell'ambito delle Scienze della Terra. Da questi rami principali prendono poi forma, identità e sviluppo quelli secondari ad essi collegati (Fig. 3).

Sarà l'insegnante, di anno in anno, a scegliere quali rami secondari potare, senza mai sacrificare il corrispondente ramo portante.

Infine, l'intero insieme delle conoscenze trasmissibili deve assecondare una *organizzazione gerarchica* dei propri contenuti (Fig. 3).

Occorre, in altre parole, che tutte le informazioni didatticamente utili (nozioni, dati, parametri, variabili, formule, concetti, processi, fenomeni,...) siano collocate in una logica "ad albero", in cui le foglie si innestano sui rami minori, questi sui rami maggiori i quali, a loro volta, confluiscono e si innestano nel tronco principale.

In questo modo di procedere diventa molto utile raggruppare nei tre soli insiemi (corrispondenti ai rami principali) tutti i fenomeni geologici che producono evidenze visibili nella crosta.

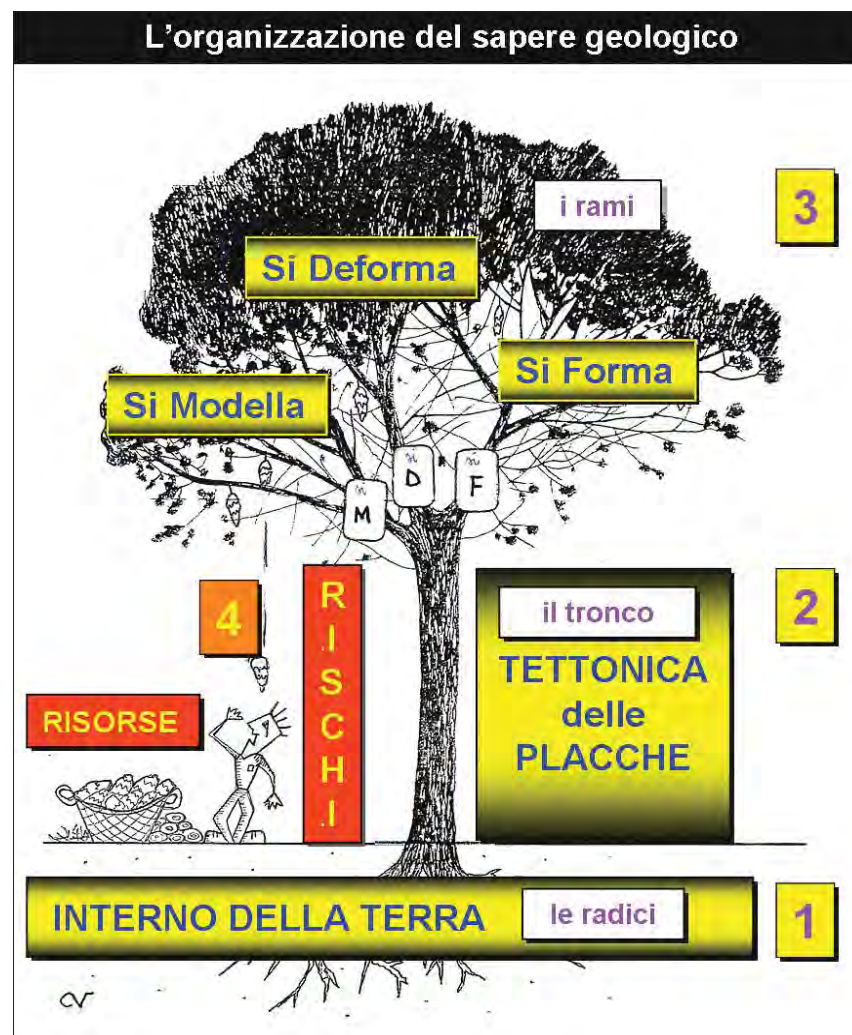


Fig. 3 - L'albero della conoscenza... geologica, dove ogni insieme di dati trova la propria collocazione gerarchica funzionale alla didattica.

Tali insiemi prendono il nome dall'azione che li produce e che ne guida lo sviluppo: *si forma, si deforma* e *si modella* (Figg. 4 e 5).

Al *si forma* apparterranno dati e fenomeni ascrivibili alla sedimentologia, alla stratigrafia, alla paleontologia, nonché i processi ad esse collega-

ti; nel *si deforma* si troveranno i riferimenti agli elementi di tettonica, mentre il *si modella* accoglierà fenomeni di alterazione, erosione, esarazione, dissoluzione e quanto asporta e modifica qualsiasi volume crostale alle più varie scale.

È altrettanto necessario, in questo caso, capire che la sequenza dei tre insiemi non è lineare ma circolare (Fig. 5).

Le strategie utilizzate fanno da cornice e supporto al complesso insieme degli argomenti didattici e con esso costituiscono l'inscindibile corpo del sapere trasmesso. Il complesso dei tre insiemi di dati fa capo a un tronco unico che rappresenta il movente e il presupposto di base per la loro esistenza e affermazione: la *tettonica delle placche* (Fig. 3).

È propedeutica ad essi in quanto capace di giustificare e motivare i dati appartenenti sia al *si forma*, tanto al *si deforma*, quanto al *si modella*. La stessa tettonica delle placche a sua volta affonda le proprie radici e ragioni d'essere in profondità, nella dinamica astenosferica, regolata dai caratteri fisici e reologici dell'interno terrestre.

A questo proposito è utile notare che per favorire la comprensione della stessa *organizzazione gerarchica* del sapere, applicata alle Scienze della Terra, si è fatto uso di una particolare strategia: l'*esemplificazione* (Fig. 3).

L'uso dell'albero, la cui struttura si presta in modo ottimale, permette di codificare, gerarchizzare e posizionare secondo un ordine logico facilmente memorizzabile da parte degli studenti, una serie di contenuti complessi - per il momento ancora astratti - paragonandoli a qualcosa di noto.

Uno schema simile, qualora ritenuto utile, rappresenta una sorta di mappa concettuale da assimilare propedeuticamente grazie alle sue funzio-



Fig. 4 - In un rilievo le rocce esposte e fratturate, generate milioni di anni prima per accumulo o precipitazione di particelle o sostanze, subiscono incessanti smantellamenti. Ma quest'ultimo atto, distruttivo, è anche capace di produrre la materia prima che andrà a formare le nuove successioni rocciose.

ni di orientamento e di collegamento tra i complessi contenuti della materia. Potrà essere utilizzato come costante chiave di lettura durante l'assimilazione dei contenuti didattici.

L'utilizzo dell'albero (Fig. 3) 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 didattici delle Scienze della Terra.

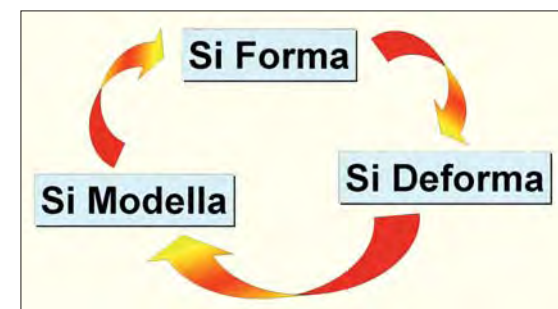


Fig. 5 - Concettualmente la sequenza dei tre insiemi di dati è circolare piuttosto che lineare. Ogni volta dal *si modella* partono i presupposti per il successivo *si forma* e il ciclo si ripropone senza soluzione di continuità.

A4 - La danza delle placche

La Terra è paragonabile - con le dovute cautele! - a una sorta di enorme uovo formato da immensi involucri concentrici. Ognuno ha caratteristiche fisiche e chimiche, di temperatura e pressione, proprie e peculiari. L'involucro più esterno può essere assimilato a un sottile guscio "rigido e fragile" dallo spessore variabile, mai superiore a 200 km. Questa sorta di guscio è frammentato nelle note placche (Fig. 6), capaci di stupirci per il loro dinamismo. Dunque la parte più esterna e superficiale del pianeta è costituita da placche mobili.

La porzione di materiale terrestre che forma le varie placche (le principali sono una decina) è chiamata litosfera. La **litosfera**, rigida e fragile, è spostata dagli incessanti movimenti dell'involucro che le sta immediatamente... sotto. Il suo nome è **astenosfera** e il relativo spessore supera di parecchie volte quello della soprastante litosfera. C'è chi ritiene che la sua porzione più profonda confini con il nucleo terrestre, a circa 2.900 km dalla superficie del pianeta. E qui ci fermiamo perché saranno proprio litosfera e astenosfera a chiarirci i presupposti del magico materializzarsi delle deformazioni crostali, essenza stessa delle catene montuose e l'argomento principale della sezione "Si Deforma".

A questo punto molti tra voi 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? È forse da considerarsi superata o, ancor peggio, col procedere delle conoscenze si è rivelata una sonora bufala?

Nulla di tutto ciò. Semplicemente le due suddivisioni affrontano la descrizione dell'interno terrestre da due prospettive differenti, entrambe valide.

Se parliamo di crosta e mantello (il nucleo non ci interessa direttamente e lo trascureremo) 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 Mohorovicic) costituisce il limite tra crosta e mantello, anch'essi involucri concentrici la cui differenza si basa su dati chimico-composizionali. Fin qui è tutto chiaro, ma attenzione: c'è crosta e crosta! Nel senso che esiste, in seno alla crosta, un'ulteriore suddivisione che, in certa misura, cerca di complicare la semplicità del precedente enunciato.

La crosta quindi non è tutta uguale e anche questo aspetto avrà la sua importanza, risultando in seguito molto utile (cfr. Sez. "Si Deforma").

Prima di prendere in esame i tipi di crosta (per nostra fortuna sono solo due!) è però conveniente tornare all'altro modo di descrivere l'interno terrestre, rappresentato come si ricorderà dai termini **litosfera** e **astenosfera**. In questo caso la discriminante tra i due involucri non è più la composizione ma il... comportamento fisico dei materiali

di cui sono fatti. Detto con una parola più scientifica è la loro **reologia** a definirli, ossia la risposta dei materiali soggetti a deformazione.

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

Effettivamente l'*astenosfera*, pur essendo un solido, si muove e fluisce - per nostra fortuna sempre con esasperante lentezza - sollecitata dalle differenze di temperatura presenti nell'interno della Terra. Nei suoi moti trascina quanto di "rigido e freddo" le si appoggia sopra: la litosfera.

Il comportamento dell'astenosfera ricorda un po' quello del ghiaccio che, anch'esso solido, è in perenne movimento verso le quote inferiori, anche se la sollecitazione, in questo caso, deriva non dalle variazioni di temperatura ma dalla forza di gravità.

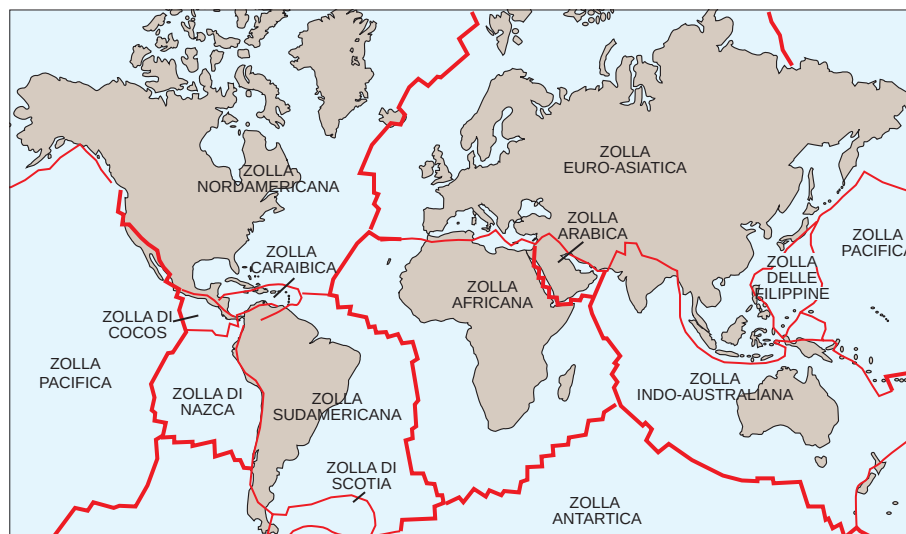


Fig. 6 - Denominazione delle placche tettoniche principali, definibili anche con il sinonimo zolle. Ogni placca è un frammento di litosfera, che comprende la porzione più esterna del mantello e la soprastante crosta. Quest'ultima si può differenziare in crosta oceanica e continentale.

Il limite tra litosfera e astenosfera è una superficie presente a profondità variabili, da alcune decine di km a non oltre 200. Si colloca alle profondità in cui l'interno terrestre raggiunge la temperatura di circa 1280 °C, oltre il quale la roccia diventa per così dire "pastosa", una sorta di ghiaccio bollente o, se vi piace di più come paragone, di immensa nutella. Non è dunque un confine basato sulla composizione ma sul differente comportamento dei materiali.

Queste sono le due classificazioni dell'interno terrestre con le relative chiavi di lettura. Inutile dire che le due nomenclature non sono sovrapponibili.

Si può sintetizzare che la litosfera è formata da TUTTA la crosta e dalla parte più superficiale delle rocce del mantello, quelle a temperatura ancora non elevatissima (inferiore alla soglia dei 1280 °C).

Ecco che riparlano di crosta - in entrambe le suddivisioni resta la porzione più esterna e superficiale del pianeta - si ripresenta il problema lasciato in sospeso delle due croste differenti.

È il momento di affrontarlo, sempre consapevoli che la sua comprensione ci avvantaggerà nella descrizione della formazione delle catene orogeneiche e in particolare nella sintetica trattazione dell'evoluzione dell'area circum-mediterranea.

Primo concetto da memorizzare: la **crosta** è distinguibile, a seconda delle zone, in **oceanica** e **continentale**. La rispettiva collocazione è coerente con le due definizioni: la prima è presente sotto la massa d'acqua degli oceani (si trova "là sotto" perché tra le due è la più densa e dunque tende ad abbassarsi); la seconda invece forma le masse continentali e si estende anche sotto i mari poco profondi, sia interni che marginali, dei continenti.

Il secondo concetto riguarda le relative modalità di genesi. La spiegazione si fa più complessa ma anche più interessante.

Per comprendere meglio torniamo per un istante alle placche e ai loro incessanti movimenti e interazioni reciproche. In certe fasce le placche collidono (*margini distruttivi*) e nelle collisioni il materiale litosferico più denso, quello della crosta oceanica, è spesso in grado di scendere obliquamente nel mantello più profondo per poi essere "digerito" nell'astenosfera. Questo processo si realizza nelle cosiddette *zone di subduzione*, lungo le quali la crosta

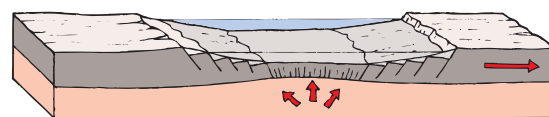
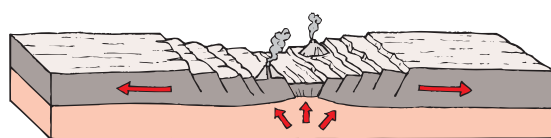
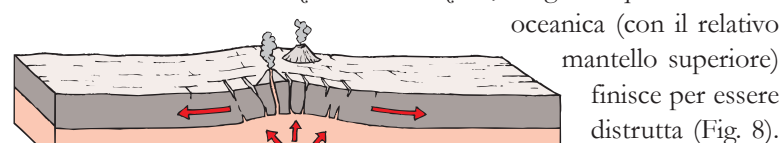


Fig. 7 - Gemmazione di una placca attraverso la nascita di una dorsale medio-oceanica.

Ma se da qualche parte - e non sono pochi! - le placche sono consumate in profondità e arricchiscono la massa astenosferica, per l'equilibrio del pianeta da qualche altra parte - e sono parecchie! - si deve assistere alla risalita a giorno e messa in posto di nuovo materiale astenosferico.

Effettivamente anche questo, come la distruzione della crosta oceanica, è un processo diffuso e

continuamente attivo. Lo si osserva lungo particolari strutture lineari, definite dorsali medio-oceaniche. Attualmente formano una struttura articolata, lunga ben 40.000 km e sviluppata sui fondali oceanici di tutto il mondo. Il materiale magmatico astenosferico che si fa strada lungo le gigantesche fratture delle dorsali, può sia effondere sotto la massa d'acqua degli oceani (basalti) sia consolidarsi a breve profondità (gabbri). I due prodotti, derivati dal medesimo magma molto basico, danno origine a *crosta oceanica* nuova, ad alta densità (Fig. 7).

La *crosta continentale* è meno densa di quella oceanica. La sua genesi (inizialmente, nella storia della Terra, non esisteva) è stata più articolata e complessa di 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.

Per sintetizzare si può provare a riassumere i vari contesti e le modalità di formazione, differenti tra loro e tutti capaci di generare crosta continentale.

Immaginate per prima cosa una *zona di subduzione* (margine distruttivo) lungo la quale una porzione di crosta oceanica scende in profondità nell'*astenosfera* (mantello inferiore). Mentre

scende attraversa temperature e pressioni crescenti che causano la fusione frazionata dei suoi componenti che allo stato liquido risalgono verso la superficie. Questi nuovi magmi (ancora basici e densi) per un

certo tempo tendono a stazionare a medie profondità litosferiche.

Intanto danno luogo, per una sorta di smistamento, a fusi meno densi che poi effondono in superficie formando consistenti archi vulcanici. Gli apparati vulcanici della cordigliera andina ne sono una classica manifestazione (Fig. 8b).

In altri casi (Fig. 8c) i magmi così ottenuti consolidano in profondità. In seguito, per decompressione - spesso data da erosione delle rocce soprastanti e conseguente *sollevamento isostatico* - gli ammassi magmatici già consolidati possono di nuovo fondere parzialmente. Saranno i minerali meno densi a fondere per primi portando alla formazione di magmi acidi (ricchi in minerali "leggeri"). Si faranno strada nella crosta, per poi raffreddare lentamente a profondità intermedie. Daranno luogo a magmi cosiddetti acidi (ricchi in silice) che, consolidando, costituiranno enormi ammassi granitici: roccia "leggera" caratteristica della crosta continentale.

Nei frequenti scontri tra le masse litosferiche spesso, nelle profonde zone di radici delle catene montuose, si raggiungono pressioni laterali e temperature capaci di trasformare le rocce in metamorfiche (v. Cap. "Gli strani effetti", SD2). Anch'esse sono tipiche rappresentanti della crosta continentale. A queste si aggiungono i numerosi tipi di rocce sedimentarie che rielaborano, attraverso le alterazioni chimiche e fisiche, i massicci magmatici e metamorfici portati a giorno dai sollevamenti e dall'erosione.

La *crosta oceanica* si forma in tempi geologicamente rapidi. Ad esempio l'Atlantico meridionale (e la sua crosta oceanica) è largo oggi 3.000 km. Si è formato per giustapposizioni laterali di rocce magmatiche ai lati della dorsale in un tempo di poco superiore a 130 milioni di anni. Un nulla in geologia.

Ma in tempi altrettanto rapidi subisce subduzione e distruzione. Ne deriva un dato geologicamente stupefacente per i non addetti ai lavori: mentre l'età della Terra è circa 4,6 miliardi di anni e sono state trovate rocce o minerali (nella crosta conti-

nentale!) di oltre 4 miliardi di anni, non esistono rocce di crosta oceanica più vecchie di 180 milioni di anni. Non perché non ci fossero prima di allora, ma perché sono digerite in continuazione nelle fasce di subduzione!

Questo non può accadere invece per la crosta continentale perché quando si produce uno scontro tra due placche a crosta continentale, notoriamente più leggera, si assiste sì all'infilarsi dell'una sotto l'altra, ma entrambe, mentre si scontrano, comprimono, deformano e affastellano, continuano a restare "a galla", come sugheri sull'acqua.

Ora che i due tipi di crosta, e la loro differente genesi, sono stati precisati, proviamo

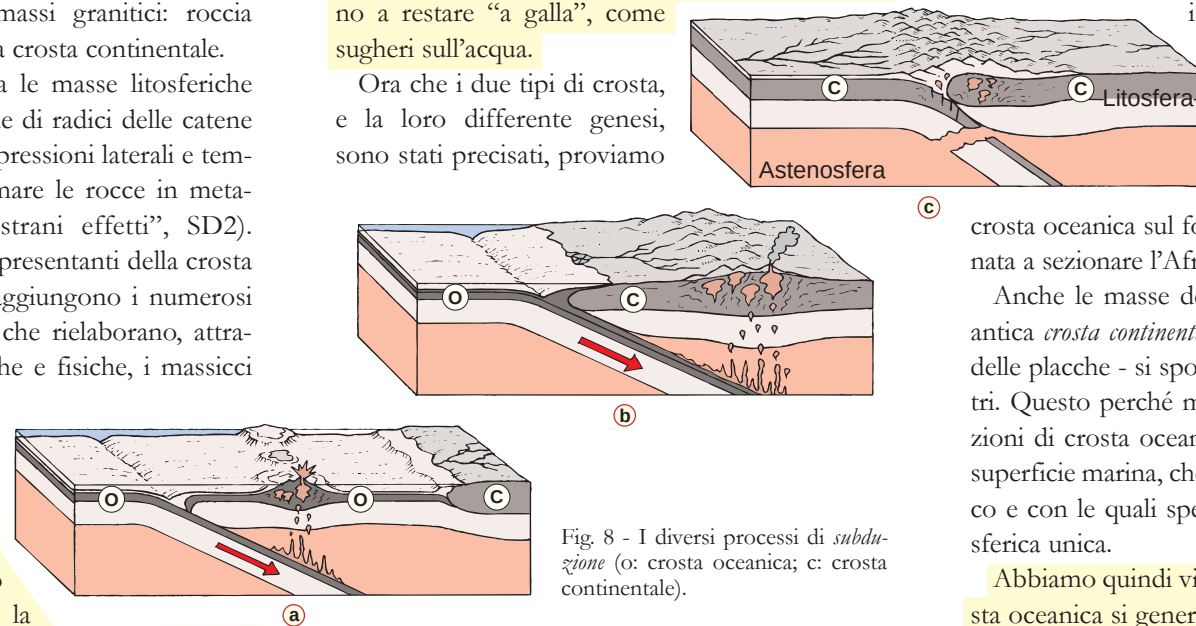


Fig. 8 - I diversi processi di *subduzione* (o: crosta oceanica; c: crosta continentale).

a vedere il loro formarsi ed evolversi in modo... dinamico, attraverso il fluire del tempo. Abbiamo notato che il *marginale costruttivo* tra due placche si incontra spesso in mezzo a un oceano. In tal caso coincide con la **dorsale medio-oceanica**.

Ricordiamo che questa è la fascia di fratture dei fondali da cui fuoriesce in continuazione magma che risale dall'astenosfera, e che il materiale magmatico uscendo solidifica ai due margini della

zona fratturata formando nuova crosta, densa e perciò ribassata (*crosta oceanica*). I due lembi della frattura vengono divaricati e continuamente allontanati, dando la possibilità al fenomeno eruttivo di ripetersi. Inizialmente una frattura del genere si forma su una massa di crosta continentale (Fig. 7).

Lo stesso processo di apertura crostale (e futura formazione di un oceano) è iniziato da qualche decina di milioni d'anni nell'Africa orientale. Ne sono evidente testimonianza le grandi depressioni della Rift Valley che, per il momento, ospitano solo i grandi laghi africani ma che col tempo si collegheranno all'Oceano Indiano da un lato e col Mar Rosso dall'altro. Concomitantemente potrà generarsi la prima

crosta oceanica sul fondale della depressione destinata a sezionare l'Africa in due placche distinte.

Anche le masse dei continenti, fatte dunque di antica *crosta continentale* - la parte emersa e visibile delle placche - si spostano per migliaia di chilometri. Questo perché migrano solidalmente alle porzioni di crosta oceanica, per noi invisibili sotto la superficie marina, che sono appoggiate al loro fianco e con le quali spesso formano una placca litosferica unica.

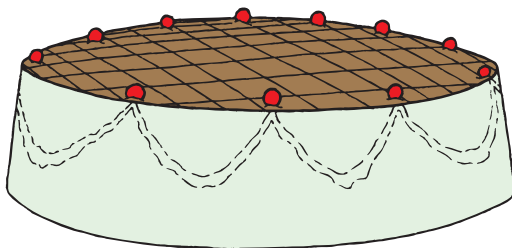
Abbiamo quindi visto che, così come nuova crosta oceanica si genera continuamente dalla fuoriuscita di magma lungo 40.000 km di dorsali terrestri, in altre parti del globo deve esistere antica crosta oceanica che in qualche modo affonda nel mantello per ristabilire l'equilibrio. Questo in effetti avviene lungo le fasce di subduzione (margini distruttivi) che dunque coincidono con le zone di collisione tra placche. Nello scontro una delle due è spinta verso le profondità dove il mantello astenosferico finisce per assimilarla (Fig. 8).

A5 - La torta distorta

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

Immaginiamo dunque una torta. Immaginatela gustosa, composta da una successione di sottili strati di pan di Spagna alternati a livelli ora di cioccolato 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. Nel dolce si producono fratture, sbriciolamenti, divisioni. Lenti ma inesorabili scorrimenti di un pezzo rispetto all'altro. Quelli che erano i livelli interni della torta, continui e orizzontali, ora vengono alla superficie lungo le rotture e le risalite delle fette 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 anche se la sua forma ormai richiama quella di una torre diroccata.



Il nuovo aspetto non è certo tra i più invitanti. Prima di portare la torta in tavola è forse meglio cospargerla di zucchero a velo per mascherare 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 ben poco convinti. Inutile spiegare che l'abbiamo fatto per il bene della divulgazione scientifica, nessuno capirebbe. Alla paletta per tagliare il dolce sostituiamo un cucchiaino, molto più idoneo, che con un senso di malcelato disagio viene usato a turno dagli invitati. C'è chi con quello asporta un blocco da una parte 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 cucchiaino, avendo cura di farlo nei blocchi che più degli altri conservano una certa integrità, formando delle buche strette e profonde; altri ancora scavano delle gallerie orizzontali intercettando fitti strati di crema, cioccolato e pan di Spagna, contorti e ripiegati.

"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, una volta era una torta a strati. Potrei allo stesso modo dirvi, guardando oltre la finestra: quella è una montagna. Una volta era semplicemente una succes-

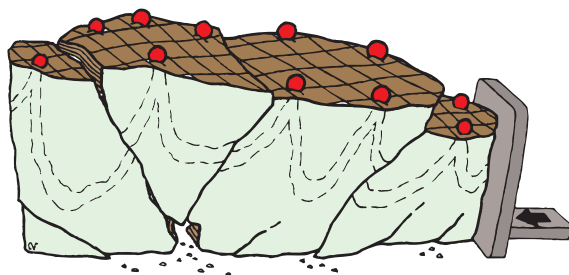


Fig. 9 - Una successione rocciosa sedimentaria è assimilabile ad una torta stratificata. Essa ora può formare i rilievi di una catena montuosa che racchiude in sé una storia geologica estesa attraverso intervalli di decine o centinaia di milioni d'anni ed è caratterizzata da tre fondamentali tappe evolutive.

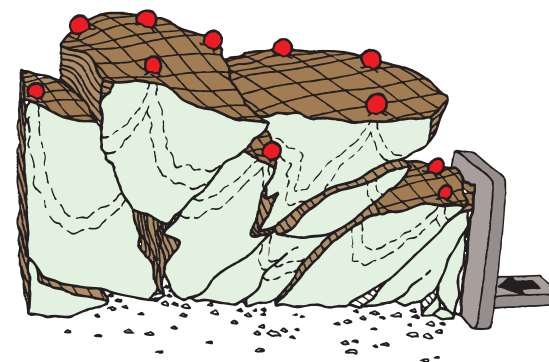
Dapprima si forma, lamina su lamina, strato su strato, all'interno di caratteristici e mutevoli ambienti sedimentari.

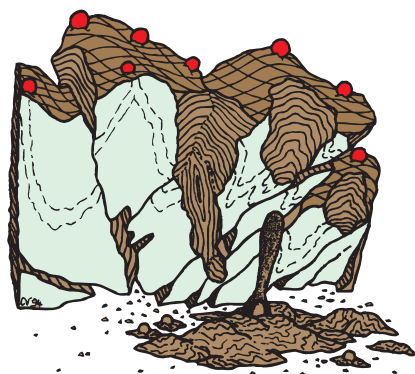
In seguito si deforma nel momento in cui la placca della quale fa parte entra in collisione o contatto con adiacenti blocchi cristallini.

Le deformazioni compressive inducono raccorciamenti, sollevamenti ed emersioni. Come conseguenza possono generarsi dei rilievi subacerei che risentono dei fenomeni di alterazione ed erosione.

L'originaria sequenza di strati, prima deposta e poi deformata, successivamente si modella sotto l'azione delle acque superficiali che erodono, corrodono, trasportano e conducono lontano dal luogo d'origine i frammenti e le particelle asportate all'antica successione rocciosa.

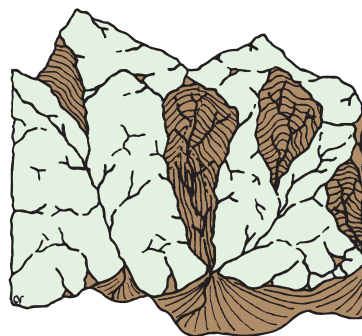
È inoltre utile ricordare che quegli stessi frammenti vengono rideposti più a valle, nelle pianure, nei delta e nei mari, dando forma a una nuova successione di strati sedimentari... e il ciclo ricomincia.





sione di strati orizzontali. Ora soffermatevi sui solchi e le trincee che avete prodotto col cucchiaino nel dolce che vi ho presentato. Fate caso come lungo quelle incisioni affiorano frammenti e tratti degli strati dell'originaria torta. Guardate nuovamente la montagna: trincee e solchi corrispondono a strade, sentieri e a valli scavate da corsi d'acqua. Allo stesso modo troviamo rappresentati pozzi di trivellazione e gallerie. Lo zucchero a velo, inizialmente distribuito a pioggia e cancellato successivamente lungo le impronte e incisioni prodotte dal cucchiaino è 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 vassoio. L'originaria continuità dei singoli livelli di crema, pan di Spagna e cioccolato, 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 stratigrafiche."

Attraverso una serie di collegamenti e confronti tra le varie successioni 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 costituivano e in quale sequenza e posizione risultavano depositi, prima che le spinte sacraboltassero tutto.

C'è di più. 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. L'essere riusciti a ricollocare nel giusto assetto i singoli blocchi deformati dalle compressioni ci consente sì di individuare quello che un tempo era stato l'ordine di deposizione, uno sull'altro, dei singoli strati, ma non ancora di comprendere il tipo di ambiente, sempre molto differente da quello attuale, nel quale in origine si accumulavano. Per ora, dunque, ci troviamo nella condizione di chi, trovato un libro con le pagine scollate e distribuite alla rinfusa sopra un tavolo, è riuscito con pazienza a ricomporlo, seguendo la numerazione progressiva dei singoli fogli, accorgendosi però che il volume è scritto in una lingua sconosciuta.

Ogni pagina del libro corrisponde ad uno strato della **successione rocciosa**. Ognuno di essi contiene una serie di informazioni scritte in un linguaggio che solo il geologo è in grado di interpretare. Sono informazioni che parlano di antichi paesaggi, di ambienti differenti, di climi diversi, di forme di vita ormai scomparse, di rapide modifi-

cazioni, improvvisi sprofondamenti, oscillazioni del livello marino, erosioni fluviali, alluvioni e forti evaporazioni, di foreste antichissime e di pianure immense, di colossali delta e tranquille lagune, di scogliere e fondali marini, di vulcani ormai estinti da milioni d'anni e di abissi oceanici.

Tutto questo, e non solo questo, è chiaramente leggibile negli strati di una successione rocciosa. Una serie di analisi più particolareggiate fornirà indicazioni sul tipo di clima, sull'entità degli sprofondamenti e delle oscillazioni del livello marino, sull'ubicazione e la composizione delle zone sottoposte in quel preciso momento ad erosione, 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 che, tutti insieme, concorrono alla ricostruzione di quello che poteva essere, decine o centinaia di milioni di anni or sono, prima delle compressioni, degli scivolamenti, degli scorrimenti, dei sollevamenti, delle deformazioni e dei raccorciamenti subiti, l'aspetto della montagna che periodicamente saliamo, percorriamo e osserviamo, cercando di conoscere e capire.

La montagna, composta di strati in origine sovrapposti orizzontalmente, è dunque come una torta che una compressione contro una parete ha spezzato, frantumandola e accavallandola in fette contorte. E quando con un cucchiaino 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 la somiglianza tra quella *torta distorta*, rotta e scavata e le nostre montagne stratificate, piegate, spezzate ed erose.

Eone	Era	Periodo	Epoca	Limite milioni di anni
FANEROZOICO	NEOZOICA o QUATERNARIA		OLOCENE	0,012
			PLEISTOCENE	
	CENOZOICA o TERZIARIA	NEOGENE	PLIOCENE	2,6
			MIOCENE	5
		PALEOGENE	OLIGOCENE	23
			EOCENE	35
			PALEOCENE	55
				65
	MESOZOICA o SECONDARIA	CRETACEO		150
		GIURASSICO		200
		TRIASSICO		250
	PALEOZOICA o PRIMARIA	PERMIANO		300
		CARBONIFERO		360
		DEVONIANO		415
		SILURIANO		445
		ORDOVICIANO		490
		CAMBRIANO		545
CRIPTOZOICO	PRECAMBRIANO o ARCHEOZOICO	PROTEROZOICO	Il Criptozoico comprende circa l'87% dei tempi geologici	2500
		ARCHEANO		4000
		manca documentazione stratigrafica		4600

Fig. 10 - Questo è il calendario usato dai geologi per suddividere il tempo e le sue materializzazioni: le successioni rocciose del pianeta Terra. Le età sono arrotondate.

A6 - Mezzo miliardo di anni... ma non li dimostra!

Ho sentito un geologo che, mostrando alcuni fossili appena raccolti da una successione di rocce ben stratificate, ha esclamato: “Questi sedimenti si sono depositi verso la fine del Cambriano, il che equivale a circa 490 milioni di anni fa.” Un turista, semplice amatore di cose geologiche, lo ascoltava stupito. Non metteva in dubbio la parola dell'esperto ma si domandava come poteva essere così preciso nel proporre un'età guardando solo dei fossili. E mentre la sua curiosità aumentava, una nuova voce 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 centimetri, 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 490 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 proseguì con un fitto dialogo pieno di termini scientifici. In questo momento la cosa che più mi interessava era l'espressione confusa di quell'occasionale turista. Mi interessava per i ragionevoli dubbi che lo assalivano e per i suoi “perché”, destinati, se lo sentiva, a restare irrisolti.

Alcuni appropriati esempi potrebbero però modificare questa sfiducia di fondo tentando di spiegare in modo non complesso... e insolito, come quattro fossili o qualche grammo di minerale possono, indipendentemente gli uni dagli altri, suggerirci l'età di una roccia.

Dimentichiamo per un attimo la successione rocciosa e sfogliamo una raccolta di fotografie trovata nella soffitta dei bisnonni. Ci aiuterà a capire.

Le foto sono tutte ordinate con estrema precisione. 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 le fotografie erano state eseguite.

La gran parte delle immagini ritrae i bisnonni a passeggio lungo le vie di alcune città italiane. Eppure un metodo deve esserci per scoprire indirettamente quelle date.

Forse ci siamo! Osservando attentamente le singole foto, scattate 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 rimaste catturate dall'obiettivo. Ecco allora che, riconoscendo in un'immagine alcune Fiat 508 Balilla assieme a delle Lancia Lambda e una Bugatti, possiamo affermare che la fotografia risale agli inizi degli anni '30. 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 successione di rocce sedimentarie. Ogni pagina, con la relativa foto, corrisponde ad uno strato 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. È rappresentato dai fossili. Anch'essi, come le auto nelle foto, possono essere individuati, poi riconosciuti e classificati in base al genere e alla specie (Fig. 11).

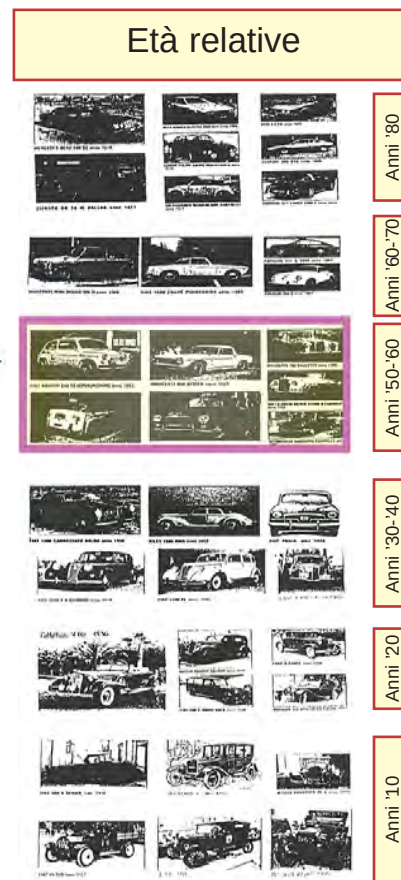


Fig. 11 - L'età di uno strato può essere indirettamente stimata in base al suo contenuto paleontologico, ossia ai fossili che contiene. Allo stesso modo, ad esempio, la fotografia di una città può essere collocata temporalmente osservando i modelli delle auto che circolavano al momento dello scatto. In entrambi i casi si tratta di valutare un "contenuto" irripetibile nel tempo. La fotografia utilizzata in questo schema - Piazza Barberini, a Roma - evidentemente non è dei giorni nostri. Né può essere definita recente. Anzi, guardandola anche solo di sfuggita, è facile collocarla negli anni '50. Questo è possibile perché il nostro cervello ha colto dall'immagine degli elementi particolari collocabili, in base alla nostra esperienza, in un preciso contesto temporale. Le nostre conoscenze pregresse hanno creato una sorta di archivio (*database!*) che ci suggerisce delle possibili associazioni: in questo caso gli *anni '50*. Gli elementi utilizzati nell'esempio sono stati i modelli delle automobili. In altre occasioni potrebbero essere i vestiti di un insieme di persone, oppure, se la fotografia riguarda l'interno di un ufficio, i tipi di macchine da scrivere o di computer, e così di seguito. Ogni ambiente contiene associazioni di elementi caratteristici, riferibili a una determinata epoca o età, e solo a quella. La loro presenza consente di collocare un avvenimento passato all'interno della storia. Se la storia è quella del nostro pianeta gli elementi utili sono i fossili.

Come per le automobili è possibile consultare dei cataloghi che riportano l'anno di costruzione e le immagini dei vari modelli delle 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 scoperte e studiate, collocandole in appropriati "alberi genealogici", estesi per decine di milioni di anni, secondo un preciso ordine temporale (Fig. 12).

La gran parte dei fossili, come le automobili, ha una diffusione temporale limitata. È questo

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 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 geologica del pianeta Terra.

Forse ora è diventata più comprensibile la sicurezza che il geologo ostentava nel datare la roccia attraverso l'osservazione dei fossili raccolti dal suo interno.

Resta ancora da spiegare la certezza mostrata su quello stesso argomento dal collega vulcanologo che affermava di potere definire addirittura l'età di una roccia magmatica lavica che, per ovvie ragioni, non può contenere resti di organismi.

Usando parole semplici si può dire che quel vulcanologo, con appropriati strumenti, aveva misurato la quantità di certi atomi presenti in determinati minerali della roccia. Atomi particolari che al momento del consolidamento della lava non esistevano ancora nei suoi cristalli, ma si sono generati in seguito, nel corso dei successivi 490 milioni di anni.

In che modo? Attraverso leggere trasformazioni subite da altri atomi già presenti nella roccia stessa.

Tale capacità di trasformazione è nota come **decadimento radioattivo**, con la conseguente emissione di radioattività. La velocità con cui si realizza è calcolabile e viene definita *tempo di dimezzamento*. Si chiama così perché individua il tempo che impiega la metà di tutti gli atomi di un dato elemento per trasformarsi in un altro. Tale periodo è variabile a seconda del tipo di atomi presi in considerazione e questo rende possibile, in base al calcolo delle quantità di atomi "originali" e "trasformati", la valutazione del tempo trascorso.

Un esempio forse è indispensabile. Anche se azzardato. Sarà ancora indirettamente attraverso delle fotografie che tenteremo di comprendere come la stima delle quantità di certi atomi presenti nei minerali di una roccia ci consenta di datarne l'età di formazione. Il discorso vale essenzialmente per le rocce magmatiche perché i singoli minerali presi in esame si sono formati contempora-

è possibile perché alcuni particolari atomi (isotopi) di certi elementi presenti nei minerali invecchiano secondo una regola ben precisa: ci vogliono X anni affinché metà di tutti gli atomi presenti al momento della formazione della roccia che li contiene si siano modificati. Il valore (X) cambia da elemento a elemento ed è perfettamente noto. Sarebbe come dire: occorrono X anni affinché metà dei capelli che un individuo ha in testa

diventi bianca; 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.

Solo alcuni e molto particolari atomi si prestano ad essere convenientemente usati per questi conteggi. Per essi è stato ricavato sperimentalmente il cosiddetto tempo di dimezzamento (o di

decadimento) che consente di risalire all'età della roccia attraverso il rapporto (misurato con strumentazioni molto sofisticate) tra le quantità di atomi "trasformati" e "originali".

Per valutare l'età di sedimenti abbastanza recenti (qualche decina di migliaia di anni al massimo) vengono utilizzati isotopi con rapido decadimento. Ad esempio il ^{14}C (Carbonio) contenuto nei residui organici e/o nei resti vegetali carbonificati è dotato di un **tempo di dimezzamento** di 5.730 anni.

Per stimare invece l'età di rocce magmatiche antiche di centinaia di milioni di anni si scelgono elementi quali K-Ar (Potassio-Argon) o Rb-Sr (Rubidio-Stronzio), caratterizzati da tempi di decadimento (o dimezzamento) rispettivamente prossimi a 1,3 miliardi d'anni e a 50 miliardi di anni.

Queste scelte, diversificate sulla base degli elementi di volta in volta da utilizzare, in quanto presenti nella roccia da esaminare, e sul presunto ordine di grandezza dell'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 centimetro per valutare la distanza tra due paesi.

Per concludere, valutando dunque i più usuali metodi di datazione di un deposito roccioso, è possibile affermare che questi forniscono delle età considerabili ora *assolute* ora *relative*. Assolute sono quelle ricavate dalle analisi degli elementi attraverso le quali si ottengono dei valori numerici che esprimono l'età della roccia in anni. Relative, al contrario, sono considerate quelle età che utilizzano particolari "presenze" interne al deposito - i fossili ad esempio - vissute contemporaneamente all'accumulo del sedimento che le ha inglobate.

In questo caso il contenuto fossile ci dice soltanto che un pacco di strati è più giovane di un



Fig. 13 - Questa eccezionale fotografia documenta un recente accumulo di sabbie e... pneumatici che, come si può osservare, si sono depositi insieme. Qui le gomme rappresentano il *contenuto fossile* che consente di attribuire un'età approssimativa al deposito, raccontandoci che è "attuale". Alla stesso modo, per datare indirettamente gran parte dei depositi sedimentari si utilizzano i fossili (molto più frequenti degli pneumatici, specie in sedimenti non recenti!). Si può aggiungere che l'evidente embricatura di alcuni tra gli pneumatici indica inoltre che il flusso procedeva verso sinistra (cfr. Fig. 28). (Foto D. Castaldini).

altro, in quanto contiene specie e generi di differenti e più evoluti organismi. Siamo però anche 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 (Fig. 12).

Questo avviene grazie ai numerosi studi che hanno esaminato e continuano, sempre nuovi, ad esaminare le particolari successioni rocciose nelle quali, come osservato all'inizio del capitolo, si intercalano sedimenti fossiliferi (*età relative*) e sottili episodi vulcanici (*età assolute*).

I due tipi di età insieme contribuiscono 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 dai 245 ai 247 milioni di anni sino all'attuale valore di 250 milioni di anni.

Si può tentare di escogitare un esempio attraverso il quale meglio chiarire 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 e che 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 sarebbe comparsa la data di stampa! Ecco il senso dell'esempio. Nei pochi fogli integri c'è la possibilità di leggere delle età assolute: le date stampate lungo il margine superiore dei singoli fogli.

Ma 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 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 giornale (possiamo paragonarli al contenuto fossile che muta e si rinnova col passare del tempo).

Nei numerosi fogli col margine superiore rovinato (privi dunque di età assoluta valutabile) è comunque leggibile, nell'apposito spazio, 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, caratterizzato da un direttore differente. I limiti esatti dei tre successivi intervalli temporali potranno essere valutati con maggiore precisione se col progredire delle ricerche verranno alla luce altri fogli integri. Oppure utilizzando, in aggiunta, altri criteri completamente diversi, quali ad esempio la valutazione delle modifiche apportate nel tempo all'impaginazione, l'esame del contenuto delle notizie..., integrando e confrontando infine i singoli gruppi di informazioni.



Fig. 14 - Successione varicolore che affascina e incuriosisce. Le domande spontanee sono inizialmente due: *quando* e *dove*. Che in altre parole significano: “*Che età hanno queste rocce?*” e “*Com'era l'ambiente, il paesaggio, in cui si formavano?*” La geologia fornisce le risposte. Fm. di Werfen (Triassico inf.), ambiente lagunare. Rio Randice, Arta Terme (UD).

A7 - Livello marino, livello ballerino

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. E 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.

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. Altrettanto spesso può accadere che alla scoperta segua una logica riflessione: *“Come possono fossili marini trovarsi ora a simili altitudini?”*, e 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 fuorviante! Sottolineando le ragioni per le quali questa risposta non può essere considerata valida (v. Sez. “Si Deforma”), si tende comunque a negare indirettamente l'esistenza di ampie variazioni del livello marino. Anche questo non è corretto.

Occorre tenere presente che: a) nel corso della storia della Terra il livello del mare ha subito delle variazioni, in più o in meno rispetto alla posizione attuale; b) sono oscillazioni che raramente superano i 100 m e anzi, comunemente si attestano su valori di poche decine di metri. La più ampia tra esse si realizzò tra il Giurassico e il Cretaceo, con un aumento complessivo del livello marino intorno a 350 m (Fig. 15).

Se le oscillazioni del livello del mare non possono giustificare il ritrovamento dei fossili marini a quote molto elevate, la ragione di una tale particolarità deve essere allora attribuita a un progressivo sollevamento dei fondali che un tempo ospitavano gli organismi. In effetti le montagne sono spesso il risultato di enormi compressioni che hanno raccorciato e sospinto verso l'alto vasti settori crostali formati in gran parte da sedimenti depositatisi sul fondo dei mari.

Queste affermazioni 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, sia positive sia negative? 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 fondali marini? La risposta a quest'ultima trova spazio nella sezione “Si Deforma”, dedicata alle deformazioni delle successioni rocciose. La prima domanda invece non è soddisfatta da una sola risposta.

Le cause che regolano i sollevamenti e gli abbassamenti del livello degli oceani, e dei mari ad essi collegati, sono molteplici. Inutile sottolineare che tali oscillazioni nulla hanno a che vedere con i movimenti dovuti alle maree, rispetto ai quali differiscono sia per la notevole maggiore ampiezza delle variazioni, quanto per la frequenza, regolata da intervalli di decine-centinaia di migliaia di anni, fino a molti milioni di anni. Esaminiamo rapidamente le ragioni note come responsabili di tali fluttuazioni del livello marino.

Questa volta proviamo ad impiegare una vasca da bagno. Immaginatela però non modellata, come abitualmente, in acciaio smaltato ma realizzata in gomma, in modo che risulti 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 un segno all'interno della vasca per marcare il livello raggiunto dal liquido. Quello che ora abbiamo di fronte è un oceano, anche se ridotto ad un formato minimo.

Adesso, inginocchiandoci, portiamo entrambe le mani sotto la vasca, verso la zona centrale, e spingiamo 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 che sta nella vasca. In questo caso il livello del “nostro” oceano è aumentato senza dover aggiungere altro liquido. In natura cause ed effetti connes-

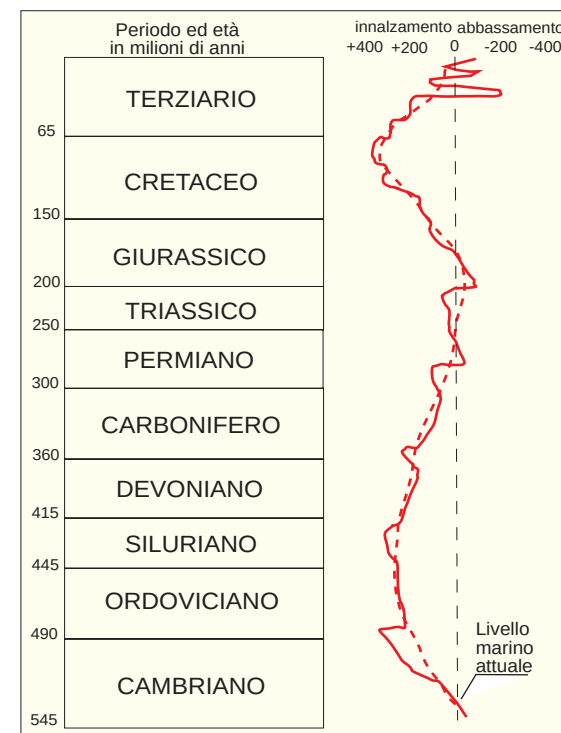


Fig. 15 - Curva delle variazioni globali del livello marino durante il Fanerozoico, ossia dall'inizio dell'era paleozoica al presente.

si al fenomeno del sollevamento del livello marino corrispondono in certi casi molto bene a quelli dell'esempio descritto. Cambia naturalmente il movente.

Osserviamo ora quello che accade in realtà. Come esempio - questa volta concreto - prendiamo l'Oceano Atlantico che possiede due margini abbastanza ben definiti (rispettivamente le coste americane e quelle afro-europee), come la vasca dell'esempio proposto. Forse non tutti sono a conoscenza che l'Oceano Atlantico cominciò ad esistere solo circa 180 milioni di anni fa. Prima di allora al suo posto c'erano terre emerse ancora strette saldamente insieme. Quegli stessi continenti che ora ne definiscono i limiti, orientali e occidentali, si trovavano allora in contatto reciproco e nulla avrebbe fatto presagire lo sviluppo di una frattura così colossale che da allora ha costantemente favorito il distanziamento dei due giganteschi margini.

Il fenomeno è tuttora attivo e raggiunge velocità prossime a 1-3 cm l'anno. Come dire che dai tempi della trasvolata atlantica di Lindberg (avvenuta nel 1927) a oggi, un intervallo infinitesimo se paragonato ai lunghi tempi geologici, l'Europa e gli Stati Uniti si sono allontanati di oltre 1 m!

È come spezzare in due una focaccia e fare sciogliere 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 ricordi che la gigantesca frattura, o meglio la fascia di fratture che si forma nel blocco continentale, determina uno sprofondamento generalizzato del territorio che, man mano che le due placche in cui si smembra divergono una dall'altra, tenderà ad abbassarsi al di sotto del livello del mare fino a raggiungere profondità medie di 4-6 km.



Il quadro che un tale evento determina consiste inizialmente in una fascia di fratture stretta e allungata (nel caso dell'Atlantico in direzione all'incirca N-S) che interessa un blocco continentale emerso. Le spaccature si trasformano rapidamente in solchi e, mentre i rispettivi lembi si allontanano, la fossa che si determina oltre ad allargarsi sprofonda progressivamente.

Contemporaneamente, dal fondo della fossa ormai coperta da acque marine, lungo quelle stesse innumerevoli fratture che ora interessano le profondità di quel nuovo braccio di mare in formazione, iniziano copiose le effusioni laviche sottomarine. La loro quantità è tale che nel buio di quei profondi fondali le eruzioni creano delle

Fig. 16 - Così si presentavano le terre emerse del futuro territorio italiano all'inizio del Pliocene, poco più di 5 milioni di anni fa, un istante (geologicamente parlando). Le Alpi erano già una importante catena montuosa (v. Cap. "Il motore degli strani effetti", SD4), mentre gli Appennini mostravano i muscoli muovendosi con forza lungo le fasce laterali, pronti a farsi valere diventando, a pieno titolo, protagonisti del futuro stivale italiano.

Fig. 17 - Lo scenario delle periferie (le linee di costa) cambiò drasticamente nel Quaternario, durante l'affermazione dei periodi glaciali. Negli ultimi 2,6 milioni di anni il clima si deteriorò drasticamente per almeno quattro volte, forse sei. Le calotte e le coltri di ghiaccio delle medie e alte latitudini causarono la periodica ritenzione di enormi quantità d'acqua innescando, ogni volta, rapidi quanto sensibili cali del livello marino globale. L'ultima volta che questo accadde (per ora) fu circa 20.000 anni fa (Würm). Il calo globale del livello marino fu di quasi 130 metri. Ne conseguì che molti mari bassi, situati al bordo delle aree continentali, emersero trasformandosi in vaste piane fangose. Ne fece le spese anche l'alto Mare Adriatico (v. Cap. "Fiumi e ghiacciai...", SM2).



imponenti montagne sottomarine allineate lungo l'iniziale fascia di fratture.

Montagne vulcaniche riescono occasionalmente a emergere, innalzandosi dal fondo dell'oceano per migliaia di metri. L'Islanda, terra di vulcani di questo particolare tipo, costituisce una infinitesima porzione della estesa dorsale medio-atlantica che si estende senza interruzioni quasi da un polo all'altro. I flussi di lava sono pressoché continui nel tempo e al contatto con le masse d'acqua solidificano rapidamente.

Le effusioni laviche sono concentrate lungo la frattura principale, che permane in posizione centrale rispetto all'oceano in progressivo allargamento. Ad ogni flusso si divaricano e allontanano di qualche millimetro i precedenti accumuli lavici di modo che, ai due lati della fascia effusiva, lungo la cosiddetta **dorsale medio-oceanica**, si sviluppano dei depositi distribuiti simmetricamente. Sono anch'essi destinati col tempo ad allontanarsi progressivamente dalle fratture centrali dell'oceano.

Può accadere che nel corso dei milioni di anni d'attività di una dorsale medio-oceanica le eruzioni possano subire un forte incremento, arrivando anche a raddoppiare l'usuale quantità di lava emessa. Il fenomeno è capace di creare un'espansione più rapida dell'oceano (ad esempio con valori che da 2-3 cm all'anno passano a 15 cm, velocità di apertura caratteristica dell'attuale Oceano Pacifico) ma anche e soprattutto un progressivo aumento di volume delle montagne laviche sottomarine, ben superiore allo spazio acquistato attraverso la maggiore velocità di apertura oceanica.

Ma questo è proprio quello che abbiamo visto accadere nel nostro modellino di oceano quando ne abbiamo sospinto verso l'alto, con le mani, il fondo di gomma. La reazione in entrambi i casi è la stessa: il livello delle acque si solleva e si stabilizza a quote più alte.

Nell'esempio proposto l'acqua della vasca potrebbe in parte debordare; nella realtà la diretta conseguenza è che sui margini dei due blocchi



continentali in allontanamento reciproco (i bordi del bacino oceanico) si potranno registrare sommersioni di intere fasce costiere e di pianure fino ad altezze che occasionalmente, come si verificò nel Cretaceo superiore, possono raggiungere i 350 m sopra il precedente livello marino. Tutto questo naturalmente accade con velocità che l'essere umano non riesce a percepire e che risultano prossime a 1 cm di sollevamento ogni 1000 anni.

Il livello degli oceani oltre a subire degli innalzamenti può anche calare, lasciando allo scoperto vasti territori che in precedenza costituivano dei bassi fondali marini. Negli ultimi due milioni di anni questo è accaduto parecchie volte, almeno quattro, forse sei (v. Sez. "Si Forma", SF). In questo caso la causa che indusse i drastici e periodici cali del livello marino (fino a 130 m in una sola volta) fu il relativo rapido deterioramento del clima che, specialmente durante le estati, si fece

più rigido. Il calo della temperatura media nel corso di poche centinaia d'anni contribuì a sottrarre ai mari gran parte delle precipitazioni che, alle nostre latitudini, furono bloccate sotto forma di neve sui massicci montuosi più elevati, sia delle Alpi sia, in minor misura, degli Appennini.

Si generarono giganteschi accumuli nevosi che, sotto il carico del proprio stesso peso, in breve si trasformarono in ghiaccio formando una densa e

Fig. 18 - Le Alpi, nonostante la posizione a latitudine intermedia, si riempiono di ghiacciai grazie alle loro complessive alte quote. Alpi Carniche (da Rivalpo verso E, UD).

spessa coltre dalla quale emergevano, nelle Alpi, solo le cime delle vette più elevate (Fig. 17).

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 Lignano Sabbiadoro e Ancona, 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 potrebbero fornire il susseguirsi dei mutamenti geologici e geografici subiti dall'area dell'alto Adriatico. Sarebbe un po' come assistere, durante le previsioni del tempo alla 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 costa marcate da una fascia di sistemi deltizi e di cordoni litorali sabbiosi che lentamente migrerebbe verso 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 padani, con il concorso di tutti i loro numerosi affluenti, a spingere il loro carico di sabbie e limi dove prima esisteva il mare con i suoi relativi e caratteristici depositi subacquei.

Se la fascia dei depositi deltizi si spinge verso mare questa trascinerà nello spostamento anche i retrostanti depositi fluviali della pianura alluvionale. Questi ultimi andranno a ricoprire i precedenti sedimenti deltizi accumulatisi nei secoli o nei millenni precedenti, mentre la nuova fascia deltizia attiva (l'unica visibile in superficie) proseguirà la propria migrazione verso il centro del Mare Adriatico.

Ecco allora che, se oltre a fotografare semplicemente le variazioni della superficie del settore preso come riferimento, potessimo anche farne una radiografia, osservando cosa è avvenuto al di sotto di essa per qualche decina o centinaio di metri di spessore, ci accorgeremmo che agli iniziali depositi marini si sono progressivamente sostituiti, in successione verticale, quelli deltizi che li hanno letteralmente ricoperti nella loro avanzata.

Circa 18.000 anni fa i grandi ghiacciai alpini cominciarono rapidamente a ritirarsi (v. Cap. "I depositi dei ghiacciai...", SF-2e) abbandonando le loro postazioni più avanzate, collocate allo sbocco in pianura dei maggiori solchi vallivi montani. Lo scioglimento quasi totale dell'ampia calotta glaciale

che rivestiva il complessivo territorio alpino, assieme al concomitante drastico ridimensionamento delle calotte polari, restituirono agli oceani e ai mari quell'acqua - una quantità enorme - a suo tempo sottratta. I ghiacciai rapidamente si sciolsero e l'enorme massa liquida che avevano monopolizzato tornò ai mari e agli oceani. Si realizzò così un cospicuo innalzamento del livello marino che fu recepito a scala mondiale, in ogni settore del globo.

Ecco dunque che la variazione climatica può indirettamente costituire un ulteriore motivo che giustifica un sensibile sollevamento del livello dei mari. L'avanzamento verso mare delle pianure alluvionali e delle loro avanguardie deltizie e litorali si interrompe bruscamente.

Nei fotogrammi idealmente inviati attraverso il tempo dal satellite cominciamo a percepire nettamente questa inversione di tendenza. Il mare riconquista rapidamente i territori persi nelle migliaia di anni precedenti e i delta tendono velocemente ad arretrare. Delle centinaia di metri di sabbie e limi deltizi e alluvionali accumulati sulla verticale nell'alto Mare Adriatico, sopra un territorio vasto quanto l'intera Pianura Padana attuale, solo gli ultimi metri furono rimaneggiati dalle correnti e dalle tempeste di un mare in costante innalzamento.

Altri sedimenti, questa volta nuovamente marini, si sovrapposero a quelli di transizione e su quelli continentali, sottolineando con questo tangibile effetto destinato a permanere nel tempo (l'unico a poter essere realmente percepito a distanza di quasi 20.000 anni) la causa diretta di tale variazione: il sollevamento del livello marino. Il processo, definito **trasgressione**, in questo caso risultò direttamente connesso con l'ultima importante deglaciazione.

Dopo quest'ultima modifica, in corrispondenza degli attuali grandi apparati deltizi dell'alto Adriatico (Fiumi Po, Adige, Piave e Tagliamento)

e del Mar Tirreno settentrionale (Fiumi Arno e Tevere) la linea di costa si attestò su posizioni decisamente più arretrate rispetto alle attuali.

Questo importante evento trasgressivo, concretizzatosi nella notevole risalita del livello marino, stimata tra 120 e 130 m, è stato seguito nelle ultime migliaia di anni da modeste fluttuazioni prive di particolari conseguenze su ulteriori arretramenti o avanzamenti della linea di costa. Eppure 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 aver subito un netto avanzamento.

Per rendere maggiormente l'idea si pensi che in epoca romana sia Ravenna (Po) sia Pisa (Arno) si affacciavano sul mare. Ora ognuna dista una decina di chilometri dalle rispettive coste. Questo significa che la linea di riva si è allontanata in media di 25 m ogni secolo. Il che non è poco!

Dobbiamo dunque dedurre che una regressione - il mare che si ritira - si può realizzare anche senza un abbassamento del livello marino. In questo caso il meccanismo che fa avanzare la terraferma a spese del mare è l'enorme quantità di sedimenti trasportati verso la foce e accumulati in gran parte proprio nella fascia deltizia dei grandi fiumi. Fiumi che costituiscono i collettori di una miriade di affluenti, rivoli e torrenti i quali, nelle zone montane d'origine, possiedono un elevato potere erosivo. Non si dimentichi del resto che anche una invasione delle terre emerse da parte del mare può verificarsi in assenza di innalzamenti del livello del mare: ad esempio quando un delta smette improvvisamente di essere alimentato dal rispettivo fiume a causa di un cambiamento di percorso di quest'ultimo che lo porta a sfociare in un altro punto della costa (v. Cap. "1500 anni per cancellare un delta", SM-2c).

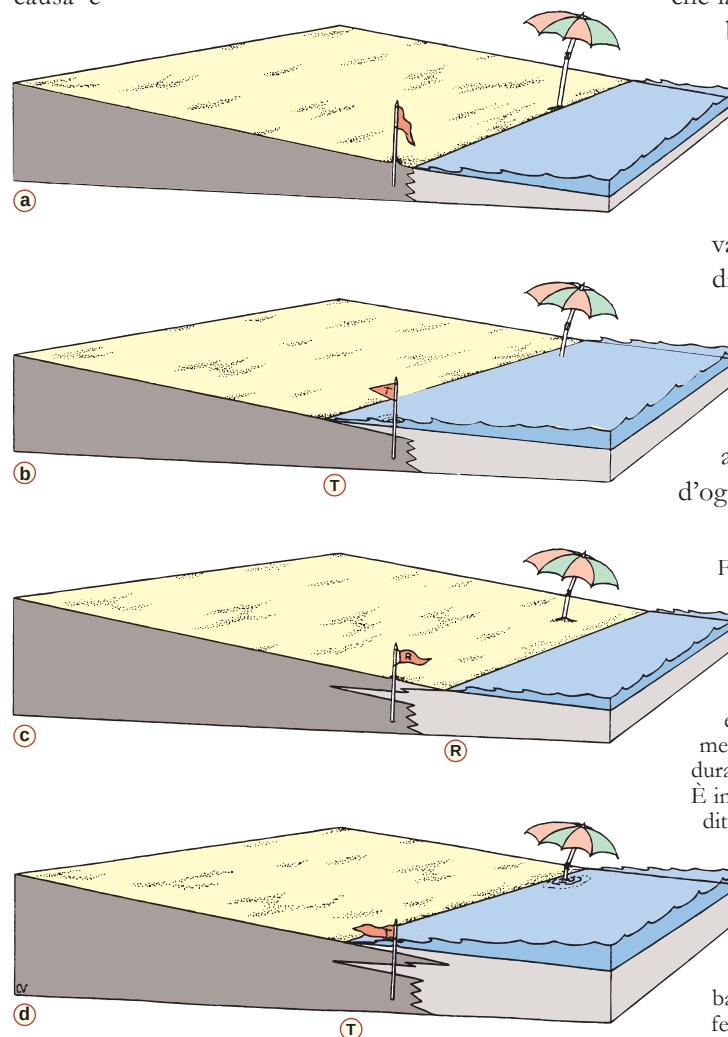
A8 - Ogni causa è un effetto e in effetti ogni effetto preso in causa è la causa di un effetto

In geologia tutto è concatenato in una complessa e mirabile sequenza di *cause* ed *effetti*. In pratica l'effetto generato da un particolare fenomeno diventa 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, costituisce 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 alle modifiche indotte da un semplice calo del livello marino (v. Cap. "Livello marino, livello ballerino", A7).

Un esempio reale lo può fornire il settore dell'alto Mare Adriatico. Durante il più recente periodo glaciale (che ebbe l'ultima delle sue espansioni intorno a 20.000 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 sotto il livello attuale. Metà Adriatico fu in secca. I suoi bassi fondali settentrionali emersero costituendo una piatta fascia di nuova pianura tra quella che era stata la linea dei grandi delta dei Fiumi Po, Adige, Piave, Tagliamento e Isonzo (che a quei tempi era attestata una decina di chi-

lometri più a monte dell'attuale) e la nuova linea di costa che ormai si collocava all'altezza di Ancona. 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 ghiaccio che si accumulò alle alte latitudini e sui rilievi dei continenti. A sua volta questo effetto diventò causa e



generò, come effetto corrispondente, il calo del livello marino.

Quest'ultimo, 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 avanzavano, via via che la costa si spostava verso meridione, distribuendo sempre più verso S il loro carico di sabbie e limi, occupando l'intero spazio pressoché pianeggiante messo a loro disposizione.

Di conseguenza intere comunità di organismi, sia terrestri che marini, migravano solidalmente ai movimenti della linea di riva. Tutto questo per un semplice calo del livello marino. Eppure basta pensare alle modifiche e ripercussioni a catena che un sollevamento del mare, anche contenuto entro un metro di ampiezza, potrebbe procurare al giorno d'oggi lungo coste densamente popolate.

Fig. 19 - La successione di disegni illustra quello che può accadere lungo un'ideale costa sabbiosa soggetta a periodiche variazioni del livello marino. L'avanzata del mare sopra le terre emerse prende il nome di *trasgressione* (T); il ritiro del mare è invece definito *regressione* (R), sia esso dovuto a un calo di livello oppure all'avanzamento verso mare delle terre emerse (ad esempio durante lo spostamento di un delta verso mare). È interessante osservare quello che accade in profondità, lungo una sezione verticale, quando il mare avanza o si ritira. Più la costa ha basse inclinazioni e più un piccolo incremento del livello marino porterà le acque a invadere territori molto estesi. Al contrario, limitati cali del livello marino possono fare emergere aree estese per centinaia di chilometri quadrati. Basti pensare ai bassi fondali del Mar Baltico per comprendere il fenomeno.

A9 - Un'infinita pila di libri

Una successione di rocce sedimentarie - 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 poter ricreare l'antico paesaggio nel quale gli antichi sedimenti, oggi trasformati in strati rocciosi, si andavano, più o meno lentamente, accumulando.

L'antico paesaggio non è altro che l'ambiente fisico che in origine ospitava i sedimenti. 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, profondo), o ancora di transizione (deltizio, di spiaggia, costiero, ...).

I vari tipi di ambiente, ora registrati in rocce vecchie anche centinaia di milioni d'anni, torna-

no a rivivere attraverso le pazienti analisi della successione rocciosa. I caratteri in essa registrati la rendono una finestra aperta sopra un affascinante e lontano passato del nostro territorio.

Il geologo, attraverso lo studio dei caratteri delle rocce e dei fossili che in esse ritrova, ha la possibilità di leggere una storia, ricostruendo l'antico aspetto del territorio, quando quelle stesse rocce, oggi presenti in strati compatti e cementati, erano ancora ghiaie, sabbie, fanghi che si stavano depositando in qualche pianura o sul fondo dei mari di quel tempo.

Gli strati rocciosi, ognuno sopra il precedente, costituiscono dunque le infinite pagine di un meraviglioso libro della natura (Fig. 20) che ha registrato 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 ha la possibilità di leggere tali pagine e di utilizzare questa prodigiosa macchina del



Fig. 20 - Strati sedimentari, uno sull'altro, come pagine di un immenso libro geologico: sono i "Libri di San Daniele". Appartengono a una successione cretaceo-giurassica, molto simile al più noto Rosso Ammonitico. Prealpi Carniche (Monte Borgà, presso Erto e Casso, PN). (Foto I. Pecile).



Fig. 21 - Una successione di strati sedimentari può essere facilmente paragonata a una pila di libri, appoggiati in ordine uno sull'altro. Aprire e sezionare uno strato dopo l'altro, cercando dati e indizi geologici, equivale a sfogliare quei libri leggendone il contenuto. Come i libri anche gli strati sono capaci di raccontare storie meravigliose e straordinarie. In entrambi i casi bisogna solo imparare a leggere il linguaggio utilizzato. Oppure ascoltare chi traduce quelle stesse appassionanti storie in un linguaggio comprensibile.



Fig. 22 - La parete settentrionale del massiccio del Monte Coglians (2670 m), la cima più alta delle Alpi Carniche (UD), mette in evidenza la sua nitida successione calcarea. Gli strati risalgono a circa 400 milioni di anni fa (Devoniano inf.). Queste pagine di roccia tramandano, intatti attraverso il tempo, i caratteri del paesaggio di allora. Ci raccontano una storia di calde lagune tropicali dove fanghi e organismi sedimentavano e crescevano sui bassi fondali marini in attesa di diventare parte dell'infinito archivio della storia della Terra.

tempo che la natura stessa ci ha fornito per penetrare i segreti del lontano passato della Terra.

Il territorio, visto sotto questo aspetto, è un gigantesco archivio naturale. Una sorta di biblioteca tridimensionale in continuo costante aggiornamento. Miliardi di pagine, ognuna stratificata sopra e accanto alle precedenti per continuare a stupirci e appassionarci (Figg. 21 e 22).

Il tempo di accumulo del sedimento sotto forma di strato può essere molto breve. Qualche minuto, 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. In altri casi può richiedere tempi infinitamente più lunghi. Stagioni, anni o addirittura secoli o millenni. È quest'ultimo il caso dei fanghi di mare profondo caratterizzati a volte da apporti molto ridotti derivati unicamente dalla decantazione lentissima di particelle argillose e gusci microscopici di foraminiferi unicellulari.

I singoli strati possono essere molto spessi (anche più di 200 m l'uno (!), v. Cap. "I colossali accumuli di frana sottomarina", SF-2c) 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 potente 200 m può essere molto più rapido di quello necessario per formare un livello millimetrico se quest'ultimo si è accumulato in particolari ambienti ed è stato regolato da processi di sedimentazione molto lenti.

Nella maggior parte dei casi uno strato è distinguibile dal precedente e dal successivo attraverso i giunti di strato: superfici che marciano 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 precoce cemen-

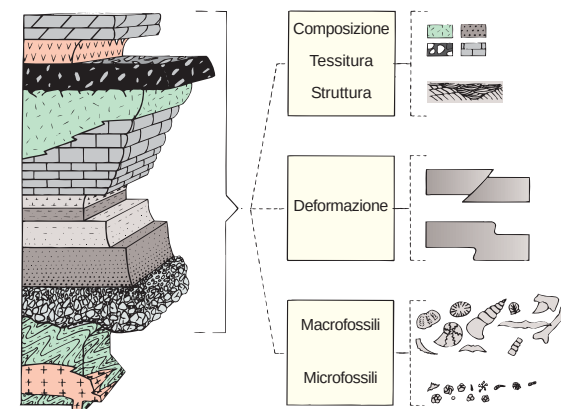


Fig. 23 - Nelle successioni sedimentarie sono importanti i dati collegati al *si forma*, quelli cioè connessi all'ambiente in cui si accumulano. Sono solo tre i gruppi di informazioni da investigare: 1) *composizione*, ossia la natura mineralogica di sedimenti e rocce; 2) *tessitura*, ossia le dimensioni e le forme delle particelle di cui sono formati (granuli, ciottoli,...) e, a volte, il loro modo di "impacchettarsi"; 3) *struttura*, ossia le geometrie formate dai gruppi di strati e di lamine prima di trasformarsi in roccia compatta. Inoltre, anche il contenuto fossile può in molti casi fornire ottime indicazioni sulle caratteristiche dell'ambiente di accumulo del sedimento.

tazione che nell'insieme favoriscono l'individuazione dei distinti episodi sedimentari, anche nel caso in cui il tipo di deposito sia composizionalmente sempre lo stesso, strato dopo strato.

Una **successione di rocce** è idealmente paragonabile a una pila di libri accatastati uno sull'altro. Ogni strato è una pagina ricca d'informazioni che il geologo riesce a tradurre o decifrare. Un pacco di strati forma il capitolo di un volume oppure un intero libro (Figg. 21 e 22). Resta da stabilire quali sono in genere le informazioni contenute in una successione rocciosa. Tali informazioni possono ricavarsi in parte dalla diretta osservazione delle rocce affioranti, in parte da analisi effettuate su campioni trattati in laboratorio (Fig. 23).

Anche l'analisi delle strutture geometriche prodotte nei sedimenti dai processi di trasporto e



Fig. 24 - Una serie di strati osservata da una certa distanza appare monotona e solo in apparenza priva di particolari indizi. Ma basta avvicinarsi ed esaminare quegli stessi strati con attenzione per scoprire caratteri insospettati. Fm. di Werfen, Membro di Campil (Triassico inf.), Torrente Chiarsò, Alpi Carniche centrali (UD).

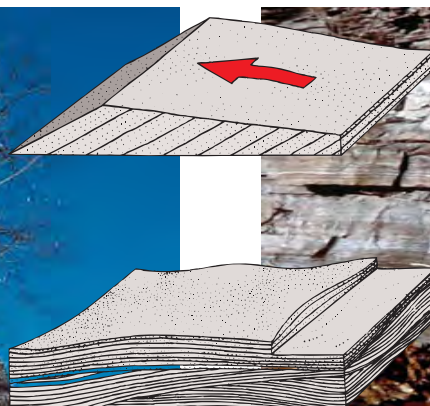


Fig. 25 - Dettaglio di una porzione dell'affioramento di Fig. 24 (riquadro). Gran parte degli strati sono fusiformi e mostrano laminazioni ondulate, gibbose. Sono le tipiche strutture interne che assume il sedimento sabbioso che si trova sui fondali marini soggetti a movimenti d'acqua innescati da tempeste e burrasche. Strati simili vengono per l'appunto chiamati *tempestiti*. Verso l'alto della fotografia è però presente uno strato (più chiaro degli altri) formato da lamine disposte in modo completamente diverso rispetto ai precedenti strati. In questo caso si tratta di una microscopica duna (detta comunemente *ripple* o, in italiano, *increspatura*; v. Cap. "Le increspature di sabbia e le dune", SF-1c). Si è formata per trasporto ed abbandono di granuli sabbiosi fini da parte di una corrente marina unidirezionale che procedeva verso sinistra.



Fig. 26 - Lungo una spiaggia che raccoglie granuli e ciottoli con dimensioni molto varie è possibile osservare l'effetto della selezione idraulica operata dal moto ondoso. Ogni mareggiata, più o meno violenta, produce un accumulo più fine o più grossolano a seconda dell'energia dissipata dalle onde sulla battigia. Le particelle accumulate durante uno stesso evento hanno dimensioni molto simili: è l'effetto dato dalla risacca che, dopo ogni onda, asporta le parti più fini del deposito (la matrice) lasciando solo gli elementi maggiori. Il risultato è un sedimento cosiddetto "ben cernito". La *cernita*, alta o bassa, è un carattere che fa parte delle *tessiture* di un sedimento e si acquisisce al momento della deposizione.



Fig. 27 - Questo è un particolare della spiaggia di Fig. 26, nel tratto in cui è stata incisa. Lo scavo, prodotto da un torrente effimero che sfocia direttamente in mare, ci dà la possibilità di comprendere l'anatomia del deposito. Com'era logico attendersi, si nota la sovrapposizione di successivi episodi di accrezione (=aumento in verticale) della spiaggia, caratterizzati dai caratteristici strati debolmente inclinati verso mare. Tutti i depositi sono, naturalmente, ben cerniti; ossia presentano elementi, granuli e/o ciottoli, con dimensioni molto simili tra loro. Qui ogni pacco di strati con caratteristiche omogenee (se ne scorgono tre) è la rappresentazione tangibile dell'energia di un'intensa burrasca scaricata sulla costa, presumibilmente in un arco di una decina d'anni. Spiaggia dell'Oliveto, Casa Stoppelli, il punto in cui sbarcò Pisacane con i suoi 300, Sapri (SA).



Fig. 28 - Una corrente fluviale - ma accade anche per l'acqua marina che s'infrange sopra una costa ghiaiosa - accumula o smuove ciottoli che a volte hanno forme irregolari, appiattite o allungate. Una volta abbandonati, i ciottoli spesso si presentano incastrati uno dietro all'altro, inclinati come cavalli rampanti nel verso di trasporto della corrente. La ragione della configurazione "rampante" è dovuta al fatto che questa disposizione è la più aerodinamica (anzi... idrodinamica!) nei confronti del flusso idrico. Quando i ciottoli, nei loro infiniti movimenti, la raggiungono, la corrente vi scivola sopra senza più creare turbolenze e vortici capaci di rimuoverli. Nella foto la corrente fluviale procedeva verso destra accumulando, quasi 290 milioni di anni fa, delle ghiaie quarzose trasformate poi in tenaci conglomerati. Permo-Carbonifero Pontebbano, Bacino di Pramollo, Alpi Carniche (UD).

accumulo (v. Sez. "Si Forma", SF) fornisce un formidabile contributo per comprenderne l'affascinante storia deposizionale. Anzi, il più delle volte un'attenta osservazione di una serie di strati rivela impensabili particolari.

E laddove l'osservazione diretta non riesca a raggiungere lo scopo, oppure in aggiunta ad essa, si può provare ad esaminare quelle stesse rocce con l'aiuto del microscopio. Ne scaturiranno risultati sorprendenti (Fig. 29).

Riprendiamo per un attimo il paragone rocce-libri e strati-pagine. Sarebbe un po' come osservare da lontano i volumi di un'enciclopedia, appoggiati uno di fianco all'altro sullo scaffale della libreria. Apparentemente sono tutti uguali, ma provate a prenderli in mano, uno a uno, e a sfogliarli appropriandovi del significato dei loro testi, delle fotografie e dei disegni. Resterete meravigliati.

Quali potrebbero essere dunque, in ultima analisi, le osservazioni che una roccia sedimentaria richiede per poter essere, anche solo sommariamente, compresa?

Prenderemo in esame solo le rocce sedimentarie, l'obiettivo di questo volume. Tra queste escluderemo quelle formate per precipitazione chimica (gesso, salgemma, calcare di grotta, travertino, ...) che quantitativamente costituiscono una esigua percentuale delle rocce presenti in natura.

Ci soffermeremo invece su quelle generate dall'accumulo di particelle, grandi o piccole, gigantesche o infinitesime, sospinte, spostate, trascinate, trasportate, crollate, scivolose, fluitate, decantate o abbandonate a formare lamine, strati, livelli, orizzonti, banchi o bancate, accumuli o ammassi, inizialmente sciolti e che i successivi *processi diagenetici* hanno reso il più delle volte tenacemente cementati e solidi (v. Cap. "Da sedimento sciolto a roccia cementata", SF4).

A10 - Lo strato è una valigia piena

Ancora una volta, e non sarà l'ultima, un esempio aiuterà a capire meglio e più rapidamente. Al posto di uno strato roccioso prendiamo in esame un... vestito! Dovendolo descrivere o presentare a qualcuno sarà indispensabile definire innanzitutto la sua *composizione*, ossia la natura dei singoli fili che compongono il tessuto (lana, lino, seta, cotone, nylon, ...). Sarà importante anche comprendere 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) definendone appunto le percentuali.

Oltre alla composizione è altrettanto utile analizzare la *tessitura* della stoffa utilizzata, ossia la trama secondo la quale è stata ordita; in altre parole il modo con il 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, ...).

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 composizione e alla tessitura 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 e così via.

Composizione, tessitura e struttura nell'insieme possono adeguatamente descrivere un capo di vestiario. Per uno strato, o un insieme di strati, le osservazioni da compiere sono le stesse.

La **composizione** fornisce le indicazioni sulla natura (e origine!) delle particelle che lo formano. Ad esempio potranno essere quarzose, feldspatiche, litiche (formate cioè da frammenti di preesi-

stenti 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.

La **tessitura** innanzitutto dà informazioni sulla granulometria, ossia le dimensioni degli elementi che formano la roccia; inoltre descrive il modo in cui questi sono disposti all'interno del deposito (senza un ordine particolare, con gradazione diretta verso l'alto, oppure rovescia, ...); determina se tra le particelle (granuli, clasti, blocchi, frammenti o schegge) c'è molto o poco fango, o se non ce n'è per nulla e gli elementi risultano tutti in diretto contatto reciproco; inoltre analizza il grado di arrotondamento e anche quello di sfericità delle particelle stesse per dedurne orientativamente la quantità di trasporto subito, e così via (Fig. 28).

La **struttura** del deposito completa infine la raccolta delle informazioni (Fig. 25). Corrisponde alla disposizione tridimensionale delle lamine che formano uno strato (piano parallele, gibbose, inclinate a basso, medio o alto angolo, con inclinazione costante o variabile da punto a punto, ...) o delle geometrie prodotte dagli strati che, complessivamente, formano un banco omogeneo; l'osservazione della natura delle singole superfici che marciano 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.

Fig. 29 - Tre differenti tipi di roccia visti al microscopio ottico utilizzando la tecnica della *sezione sottile*: a) Roccia sedimentaria a foraminiferi (Fusulinidi) di età carbonifera superiore; b) Roccia magmatica intrusiva con evidenti cristalli di plagioclasio; c) Roccia metamorfica di basso grado (fillade) in cui spiccano le nette concentrazioni di quarzo a cristalli tozzi, bianchi o neri, alternate a letti di cristalli allungati costituiti da miche (fillosilicati). (Foto P. Ferrieri).



Uno strato è delimitato da due superfici grossolanamente parallele fra loro: i giunti di strato. Spesso sono i soli caratteri geometrici che sembra possibile individuare. Guardiamo meglio. Molti strati sedimentari formati da granuli, al loro interno sono finemente suddivisi in lamine millimetriche. Ognuna è stata depositata in rapida successione dalle pulsazioni di quello stesso flusso d'acqua che un tempo ha dato origine al complessivo strato. Un esempio noto a tutti è dato dalle tipiche increspature di sabbia che si formano nei pressi della battigia. Le scorgiamo molto bene dove il mare si è fatto poco profondo oppure nelle zone interessate dalla bassa marea lì dove ancora insistono sottili lame d'acqua in lento movimento (v. Cap. "Le increspature di sabbia e le dune", SF-1c).

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 potrà conoscere pressoché nulla dell'ambiente, delle condizioni e dei processi che hanno favorito l'accumulo dello strato se non si agisce sullo strato stesso spezzandolo, sezionandolo, levigandolo, osservandolo al microscopio, ma anche incidendolo, disgregandolo, misurando le dimensioni e le forme e valutando la composizione dei suoi costituenti.

L'osservazione di una roccia al microscopio dà i migliori risultati quando la si... affetta. Le singole fettine devono essere sottilissime (circa 1/35 di mm) e per riuscire a preservarle e osservarle convenientemente devono essere incollate su piccole e sottili lastrine di vetro: non a caso il risultato che si ottiene è chiamato **sezione sottile**. Sotto la forte illuminazione del microscopio e con l'aiuto di lenti orientate, particolari fenomeni di rifrazione ottica

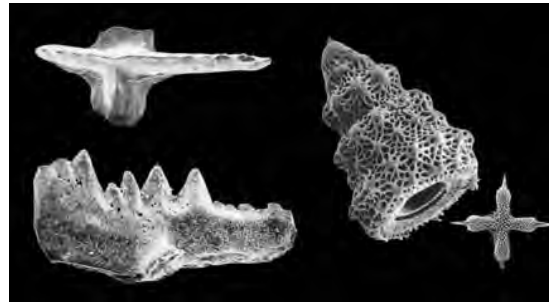


Fig. 30 - A volte è un particolare contenuto fossile della roccia a dover essere esaminato. Un sedimento (spesso definito - forse un po' impropriamente come roccia incoerente, ossia non cementata) si disgrega facilmente e i fossili possono essere estratti semplicemente "lavando" i campioni. Al massimo, nel caso di microfossili, ci si aiuta con strumenti ottici quali lenti o microscopi che ne facilitano l'osservazione. Se la roccia è tenacemente cementata può essere utile, con certi presupposti, tentare di dissolverla con appropriati acidi enucleando gli eventuali fossili in essa contenuti. La foto mostra alcuni esempi di microfossili ottenuti con questo metodo. A sinistra: *conodonti* di età carbonifera (ingr. x100). A destra: *radiolari* di età quaternaria (ingr. x100). (Foto P. Ferrieri).

del fascio di luce che attraversa i minerali della *sezione sottile* fanno assumere ai singoli cristalli attraversati dalla luce, colori e sfumature variabili a seconda della loro composizione. Questo della *sezione sottile* è un metodo utilizzato anche per riconoscere eventuali fossili microscopici.

Per questi ultimi in certi casi può rivelarsi più vantaggioso, quando è possibile applicarlo, il metodo dell'estrazione diretta. La roccia, trattata con opportuni disgreganti, viene sbriciolata nei singoli costituenti (ad esempio granuli di sabbia, microfossili, ...) e nell'ammasso incoerente che ne deriva con l'aiuto di un microscopio vengono individuati i fossili, solitamente inferiori al millimetro (Fig. 30).

Quando il sedimento è cementato la sua disgregazione nei costituenti primari risulta impossibile. In tali casi, e quando i microfossili da estrarre hanno una composizione chimica differente da quella della roccia che li ingloba, si possono utiliz-

zare degli acidi. Quando il materiale roccioso è un calcare si usa comunemente l'acido cloridrico (HCl) oppure il più blando acido acetico (CH_3COOH).

L'acido dissolve la roccia preservando i fossili che, grazie alla loro differente composizione, non sono attaccati chimicamente. Questo metodo è particolarmente usato quando i microfossili da estrarre sono i *conodonti*, i quali hanno composizione non calcarea ma fosfatica (Fig. 30).

Attraverso l'esame dei vari generi e delle numerose specie di microfossili, oltre a stabilire l'età relativa di deposizione della roccia che li contiene (v. Cap. "Mezzo miliardo di anni...", A6), si ricavano spesso anche precise informazioni cosiddette paleo-ecologiche, ossia relative alla natura e alle caratteristiche dell'originario ambiente nel quale quei particolari organismi vivevano e proliferavano.



Fig. 31 - Il metodo più usato per analizzare un campione di roccia è quello di ricavarne delle *sezioni sottili* per poi esaminarle al microscopio ottico. Un fascio di luce verrà proiettato attraverso le sottili fette di roccia diventate, grazie al minimo spessore, semitrasparenti. La sequenza sintetizza i passaggi necessari per ottenere, partendo dal campione roccioso, una *sezione sottile*. Il suo spessore è circa 3/100 di mm. Il segmento graduato (4 cm), tracciato sul piano d'appoggio del vetrino al quale è stata incollata la roccia, è diventato visibile attraverso la sezione stessa! Con questo metodo di un campione roccioso si può studiare sia il contenuto micropaleontologico (i fossili infinitesimi), sia la sua composizione (quella dei granuli o dei cristalli).

A11 - Che caratteri quei... sedimenti!

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 subacerei ora subacquei, con acque calme oppure agitate, profonde o sottili, dolci o sovrassalate, in climi torridi o temperati. Tutte queste variabili concorrono alla formazione dei caratteri delle rocce sedimentarie.

È il momento di riparlare della nostra valigia. Apriamola insieme e osserviamone il contenuto. Questa volta non ci interessa la composizione, ossia il tipo di oggetti racchiusi, ma il modo col quale sono stati stipati: alla rinfusa, in buon ordine, oppure accatastati con evidente fretta.

Tre definizioni diverse che si basano sulla semplice osservazione. Il concetto di ordine, ad esempio, 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 netta 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. Si modificava la *tessitura*, ossia la loro distribuzione nello spazio della valigia. E non è un dato da poco.

Ci può essere di aiuto nel tentativo di scoprire la personalità o lo stato d'animo dello sconosciuto che 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 accumulati poi in cento modi diversi (alla rinfusa, in buon ordine ...), regolati in questo dal tipo di energia presente nell'ambiente che li accoglie e seleziona.

Parleremo di **rocce** e di **sedimenti**. C'è chi chiama questi ultimi “rocce sciolte” o “rocce incoerenti”, ma sempre rocce dunque. Qui si preferisce riservare il termine *rocce* agli strati compatti e non disaggregabili; in altre parole a quelli che potevano un tempo essere stati *sedimenti* ma che oggi, attraverso il processo della cementazione (v. Cap. “La cementazione di un sedimento”, SF-4d), si sono trasformati in qualcosa d'altro. Un po' la stessa differenza che ci potrebbe essere tra uno strato di neve appena caduta e uno di ghiaccio! Questa scelta evita che anche le sabbie di una spiaggia siano indicate come... rocce - seppure ammorbidite da un aggettivo - a chi vi gioca con paletta e secchiello (“...che bella formina di roccia hai fatto!”), al fine di non produrre confusioni inutili.

Le più comuni **rocce sedimentarie** (alla pari dei relativi sedimenti) possono essere distinte, in base alla loro genesi, in tre grandi gruppi.

Le **rocce terrigene**, ossia formate da particelle delle più svariate dimensioni e originate dall'erosione e/o alterazione di antichi massicci rocciosi.

Le **rocce organogene** (o biochimiche), composte da gusci e impalcature minerali di organismi (in massima parte marini) che, in taluni casi, possono

creare delle biocostruzioni rigide e massicce - le cosiddette *scogliere* - o da frammenti degli stessi rielaborati da onde e correnti immediatamente dopo la loro morte.

Le **rocce chimiche**, che comprendono depositi originatisi per sovrassaturazione di soluzioni ricche in sali disciolti e conseguente precipitazione di questi ultimi.

In questa sede verranno presi in considerazione quei sedimenti, molto diffusi, che risultano formati da particelle, grandi e piccole, di origine sia terrigena sia organogena, che tanto le acque continentali quanto quelle marine incessantemente asportano, raccolgono, trasportano, rielaborano e accumulano nei più svariati ambienti presenti sulla superficie terrestre e sotto il livello dei mari.

Sedimenti di questo tipo possono essere innanzitutto sciolti (condizione posseduta da ogni accumulo appena deposto) oppure cementati, ossia coesivi. I componenti sono distinguibili in *granuli*, *matrice* e *cemento*.

I **granuli** sono i costituenti fondamentali di questo tipo di rocce; ne formano il cosiddetto scheletro, l'ossatura, e possono avere dimensioni infinite, sime quanto decisamente elevate.



Fig. 32 - La ghiaia di questa spiaggia deriva dall'erosione di antiche rocce: è dunque classificabile come *terrigena*.



Fig. 33 - La *matrice* qui è rappresentata dai frammenti più piccoli che riempiono gli interstizi tra un ciottolo e l'altro.

La **matrice** è la porzione fine del sedimento ed è presente negli interstizi tra i granuli; in altre parole sono i “granuletti” del sedimento (Fig. 33).

In certi depositi può diventare talmente abbondante da circondare e avvolgere i granuli stessi (v. Cap. “Le colate”, SF-2a). In altri casi può al contrario mancare se dal sedimento, al momento dell’abbandono, sono state asportate le particelle più fini. Si pensi alla risacca di un’onda sulla battigia e non sarà difficile controllare di persona la formazione - praticamente in diretta - di sedimenti completamente privi di matrice, ossia ben cerniti, come solo i depositi di spiaggia sanno essere (Fig. 32).

Il **cemento** è una sorta di legante chimico (il più delle volte costituito da sali o più raramente da ossidi) che in un secondo tempo cristallizza o deposita all’interno del sedimento ancora sciolto andando a riempire i pori residui, spesso infinitesimi, presenti tra i costituenti dell’accumulo, rendendolo coesivo e trasformandolo in roccia compatta.

Quando le particelle che formano il sedimento sciolto sono di dimensioni molto ridotte - è il caso dei fanghi ad esempio - non esistono in teoria degli spazi da riempire con un’eventuale colla naturale, ma non per questo tali depositi sono destinati a rimanere per sempre soffici; saranno le stesse particelle, in tempi però molto più lunghi (anche milioni di anni), che si consolideranno autocementandosi e dando luogo a strati ugualmente tenaci e coesi.

Le rocce sedimentarie formate da granuli possono essere convenientemente classificate anche attraverso le dimensioni delle particelle di cui sono costituite, indipendentemente dalla loro composizione. Si potranno allora ottenere, a seconda delle dimensioni dei frammenti dei vari depositi (Fig. 34), le ruditi (elementi >2 mm), le areniti (tra 2 mm e $1/16$ mm) e le peliti, dette anche lutiti ($<1/16$ mm). Questo nel caso che i sedimenti siano cementati.

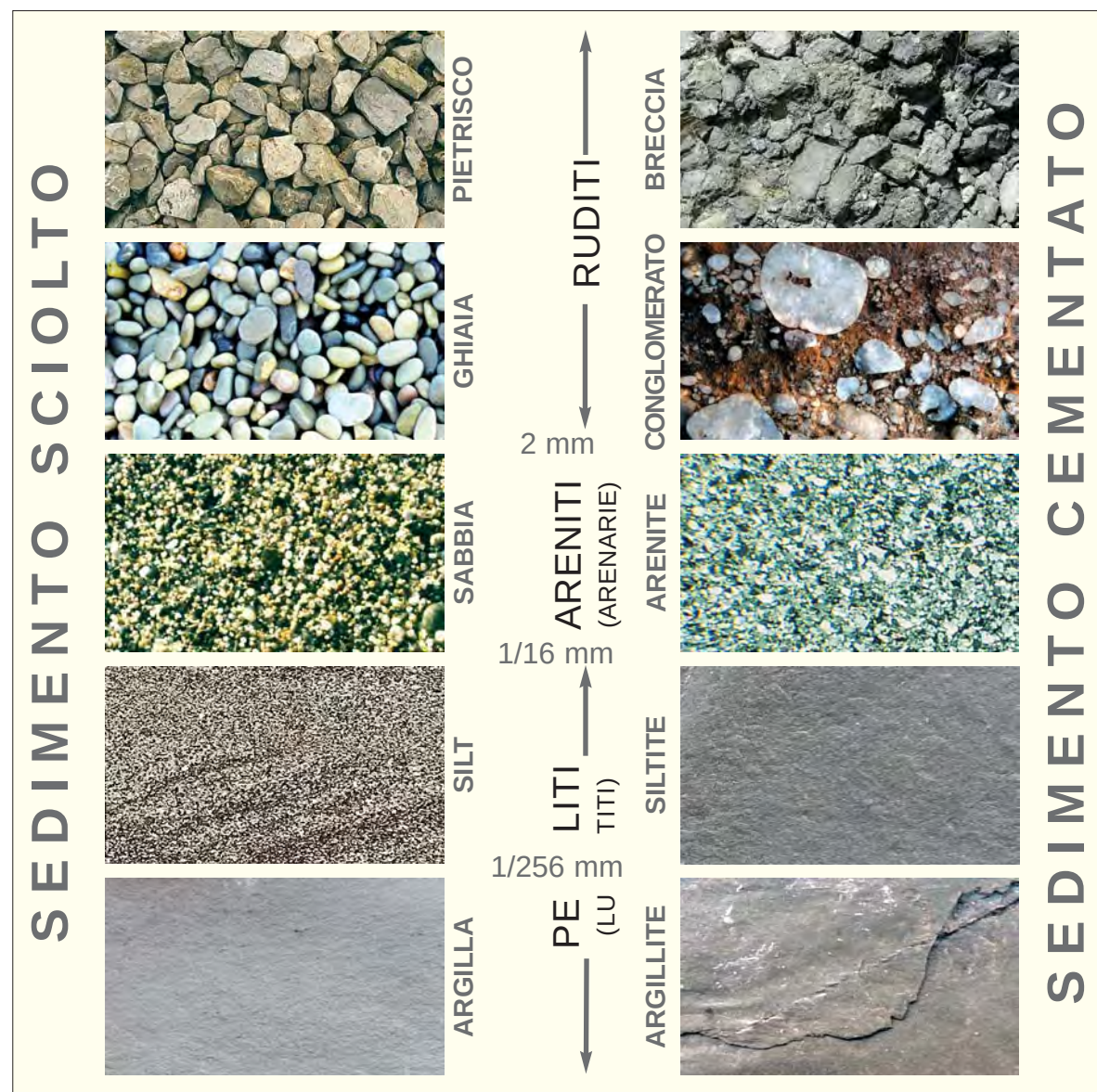


Fig. 34 - Una classificazione dei depositi clastici, ossia formati da particelle (granuli, ciottoli, frammenti, blocchi, massi) si basa sulla suddivisione in *classi granulometriche* con limiti dimensionali convenzionalmente stabiliti e comunemente accettati. La figura rappresenta, anche visivamente, le principali classi granulometriche ed evidenzia le corrispondenze tra i depositi ancora incoerenti (i sedimenti) e quelli cementati (le rocce). In natura comunque è frequente trovare depositi misti quali sabbie ghiaiose, areniti ciottolose, ... e così di seguito. In questi casi il sostantivo indica la granulometria percentualmente prevalente mentre l'aggettivo sottolinea la presenza, consistente ma subordinata, di elementi appartenenti a una differente classe dimensionale.

Qualora si rinvenissero degli strati di materiale ancora sciolto, si pensi all'alveo di un fiume, ai fondali marini, o anche a una spiaggia, alle **ruditi** corrispondono delle ghiaie (elementi arrotondati), oppure del pietrisco (elementi spigolosi), alle **areniti** delle sabbie, e alle **peliti** dei fanghi o limi. Questa è una *classificazione granulometrica*, ossia **tessiturale**, che tiene conto esclusivamente delle dimensioni degli elementi di cui è formato un sedimento.

Un'altra possibile classificazione è invece quella **composizionale**, basata sul riconoscimento della natura degli elementi che compongono la roccia o il sedimento. Potremo allora avere, a seconda dei casi, frammenti quarzosi oppure calcarei, o ancora litici, intendendo con questo termine gli elementi per i quali è ancora decifrabile la derivazione, connessa all'erosione di antiche rocce - ben riconoscibili se osserviamo, anche solo con una lente, i tipi di granuli! - vuoi vulcaniche o metamorfiche, vuoi carbonatiche o selcifere, e così via. Utilizzando entrambe le classificazioni e fondendole in una terminologia composita è spesso possibile definire in modo univoco e convenzionale una roccia sedimentaria.

Ad esempio dicendo *quarzarenite* sarà immediato figurarsi una roccia: I) *quarz*, cioè composta da granuli di quarzo; II) *arenite*, ossia formata da elementi con dimensioni comprese tra 1/16 mm e i 2 mm; III) *cementata*, in quanto arenite appunto, e non sabbia. Allo stesso modo una calcirudite sarà una roccia: I) *calci*, dunque composta da clasti di calcare; II) *rudite*, formata da elementi con dimensioni superiori ai 2 mm.

Scendendo in maggiori particolari si potrebbe anche stabilire, sulla base della forma degli elementi, se si tratta di conglomerati (originarie ghiaie, a elementi arrotondati) oppure di breccie (originario pietrisco, a elementi spigolosi). La Fig. 34 riassume e schematizza quanto descritto.

Fig. 35 - Questo deposito è una *rudite incoerente*.

Uhhh, viene voglia di voltar pagina o chiudere il libro. Aspettate: semplifico. Possiamo chiamarla *ghiaia terrigena*. Sareste portati a definirla semplicemente "ghiaia", ma sarebbe troppo riduttivo. Un po' come entrare in una concessionaria di automobili ed esordire con: "Voglio una macchina"! Consentitemi di aggiungere *terrigena*. In questo modo, con un semplice sostantivo+aggettivo, vi racconto non solo che è formata da prevalenti ciottoli arrotondati (*ghiaia*; se fossero spigolosi sarebbe *pietrisco*) ma anche che il ciottolame in questione deriva dallo smantellamento di antichi rilievi rocciosi.



Fig. 36 - Questo campione di sedimento sciolto, cioè non cementato, proviene da una spiaggia dei Caraibi. È (...non vogliatene!) una *rudite incoerente*. In questo caso però dovremmo chiamarla *ghiaia organogena*. È una *rudite* poiché gli elementi superano i 2 mm; *organogena* perché ogni frammento deriva da un guscio, da un corallo, da un'alga. La massa di frammenti è dunque formata da spoglie organogene (gusci, rivestimenti, impalcature, ...), rielaborate e deposte all'interno della stessa zona nella quale si sono generate grazie all'attività di organismi capaci di creare un sostegno minerale. Sono prodotti - per così dire - "locali", a differenza di quelli terrigeni che sono "d'importazione".

A12 - Il top della classifica(zione)

Alcuni capitoli fa si faceva riferimento, più o meno diretto, ad alcune classificazioni usate per esplorare le rocce sedimentarie. Esplorare è proprio il termine giusto; non semplicemente classificare. Classificare equivale all'uso di *Internet* e *Google Earth* per scegliere la località della prossima vacanza. Sono mezzi, semplici strumenti, non sono il risultato finale, la vacanza in sé. Così è anche per le rocce (e i sedimenti): le classificazioni sono il veicolo col quale percorrere la strada verso la scoperta.

Al tempo stesso occorre essere consapevoli che non esiste una classificazione unica delle rocce sedimentarie, ma tante possibilità di descriverle partendo da presupposti differenti. Sarebbe un po' come definire i caratteri di una serie di edifici. C'è chi utilizza le dimensioni (altezza, estensione, cubatura, ...). Chi invece punta sul tipo di materiali utilizzati (pietre, mattoni, pannelli prefabbricati, ...). Chi, al contrario, prende in esame la loro tipologia (villini a schiera, condomini, capannoni industriali, ...), e chi utilizza la destinazione d'uso (abitazioni civili, magazzini, uffici, ...).

Riflettendo, vi sarete resi conto che una classificazione, da sola, quasi sempre non "rende l'idea". Più criteri di indagine sono usati, in parallelo, e più si fa accurata la comprensione di ciò che state analizzando. Edificio o roccia esso sia. L'importante è non procedere a pallina da flipper (se qualcuno si ricorda ancora il mitico flipper!), mescolando impropriamente i criteri di classificazione. Un esempio concreto, applicato proprio alle rocce descritte in questo capitolo, chiarirà il problema che, periodicamente, manda in crisi nera generazioni di studenti (ma anche semplici appassionati di cose geologiche).

Ricordiamo che sono essenzialmente tre i criteri di classificazione di una roccia sedimentaria (o

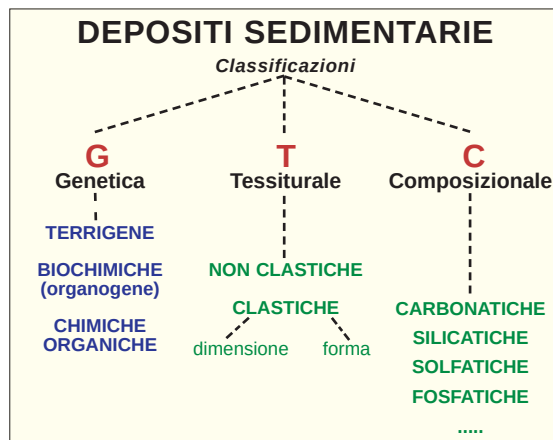


Fig. 37 - Tre modi differenti di classificare i depositi sedimentari: genetico, tessiturale, compositazionale.

del relativo sedimento): **genetico** (tiene conto del contesto d'origine), **tessiturale** (considera le dimensioni delle eventuali particelle e frammenti che la compongono) e **compositazionale** (prende in esame la natura chimico-mineralogica del deposito). Ora che alcuni depositi ci sono diventati, in un certo senso, più familiari, - ad esempio quelli che si accumulano in una "scogliera organogena" (Fig. 36) - proviamo a... classificarli. La sola parola ha in sé qualcosa di ripugnante, confessatelo! Molti, per evitare l'amaro calice, affermano ancora che le rocce sono tutte uguali! Noi no, e per dimostrare il contrario useremo, uno dopo l'altro, i tre criteri visti sopra.

Per superare la repulsione verso la classificazione (sempre presente!) tenete conto che essa non è il fine ultimo. È invece una sorta di machete, indispensabile per aprirsi un sentiero verso la mèta, attraverso una fitta jungla impenetrabile.

Ci troviamo catapultati sulla grande barriera corallina australiana. Immersi sott'acqua scendiamo lentamente il pendio della scogliera (Fig. 38). All'improvviso il sacro fuoco della geologia s'im-

padronisce di noi. Non c'importa più nulla di colori, luci e sfavillii della superficie del mare che ci sovrasta come un soffitto lucente, né dei suoi magici riflessi sulle architetture di pietra che si allontanano, né delle centinaia di specie di organismi che ondeggiano intorno a noi. Ci ha colto l'irrefrenabile desiderio (pazzia pura) di classificare il deposito clinostratificato (v. Cap. "Pendii frontali delle scogliere organogene", SF-3d) che sta sotto e intorno a noi.

Cominciamo con l'uso del **criterio genetico**: è un deposito organogeno (o biochimico, che dir si voglia), ossia è formato da resti di organismi biocostruttori che producono "in diretta" e "in loco" il materiale che forma il deposito.

È materiale strappato alla "scogliera biocostruita" dalle onde e dai pesci pappagallo che con il loro rostro continuamente frammentano le impalcature minerali dei coralli alla ricerca delle loro parti organiche per divorarle; i frammenti (in genere granuli e blocchi più o meno grossi) si adagiano alla fronte della porzione biocostruita della "scogliera organogena" e formano vasti ventagli subacquei fatti da strati di sedimenti inclinati e sovrapposti, spessi anche parecchie centinaia di metri (Fig. 38).

Ora passiamo al **criterio tessiturale** (granulometrico): lo possiamo fare perché ci accorgiamo che l'accumulo è formato da clasti, ossia da fram-

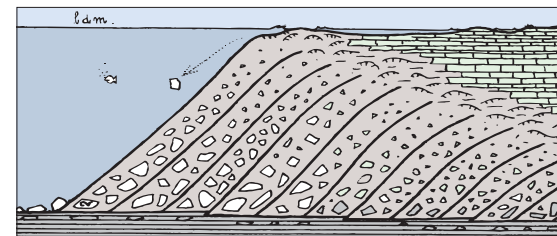


Fig. 38 - Frammenti calcarei ampliano la scarpata di una "scogliera" (v. Cap. "Pendii frontali delle scogliere", SF-3d).

menti e particelle. È dunque un deposito clastico e, per essere più precisi, potremmo definirlo *rudite sabbiosa*, dato che, osservandolo con cura, è composto di frammenti sia superiori a 2 mm (rudite) sia compresi tra 2 mm e 1/16 di mm (sabbia) (v. Cap. “Che caratteri quei... sedimenti”, A11).

Vogliamo andare oltre e applicare anche il **criterio composizionale**: si tratta di un deposito “calcereo”, in quanto formato da CaCO_3 , un sale chiamato carbonato di calcio che gli organismi costruttori come i coralli - ma non solo - sintetizzano dalle acque marine grazie al rapporto simbiotico con una speciale alga, la *Zooxantella* (da soli non sarebbero in grado di portare a termine il processo di sintesi biochimica). Un po’ quello che noi facciamo con i fosfati delle ossa (ma senza l’aiuto delle alghe!).

L’utilizzo dei tre criteri di classificazione, uno dopo l’altro, ci ha fornito dati sufficienti per creare una sorta di carta d’identità completa del deposito. È la base di partenza per comprendere la ragione della sua formazione e della sua presenza in quel punto della grande barriera organogena.

Un’analisi del genere è utile soprattutto quando i depositi da valutare fanno parte di successioni rocciose antiche di decine o centinaia di milioni di anni che si cerca di interpretare. Successioni che un tempo erano perfettamente riconoscibili nelle loro geometrie e nei loro caratteri ambientali, ma che oggi appaiono sotto forma di pareti rocciose scavate dai torrenti o dai ghiacci.

Una considerazione a margine. Molti libri di testo scolastici suddividono le rocce sedimentarie in organogene (o biochimiche), clastiche e chimiche.

L’esempio appena proposto mette in evidenza un errore concettuale: una roccia (o un sedimento) organogeno può anche, in certi casi, essere clasti-

co, ossia formato da frammenti e particelle. Ma allora dove sta l’errore? Nel mescolare, in una stessa classificazione, criteri differenti: in questo caso quello genetico con quello tessiturale.

Una classificazione di primo livello impostata correttamente prevede la distinzione in rocce *organogene* (o biochimiche), *terrigena* (NON clastiche!) e *chimiche*. Dove per “terrigena” si intendono rocce (o sedimenti) formate sì da clasti (tutte le rocce terrigena sono ANCHE clastiche) ma erosi o frantati da antiche successioni rocciose sottoposte a smantellamento.

Concludendo, senza andare agli antipodi, se dopo una mareggiata lungo il litorale adriatico osserviamo gli accumuli di infiniti frammenti di gusci presenti lungo la battigia abbiamo di fronte un sedimento clastico... o organogeno? Tutt’e due, perché abbiamo usato due classificazioni differenti che ci hanno fornito informazioni diverse, non mescolabili fra loro, ma che hanno arricchito il grado di informazione.

Di certo quel sedimento sulla battigia non potrà mai essere classificato come... terrigeno! Una roccia (o sedimento) organogeno può dunque, in certi casi, essere anche clastico, ossia formato da frammenti e particelle.

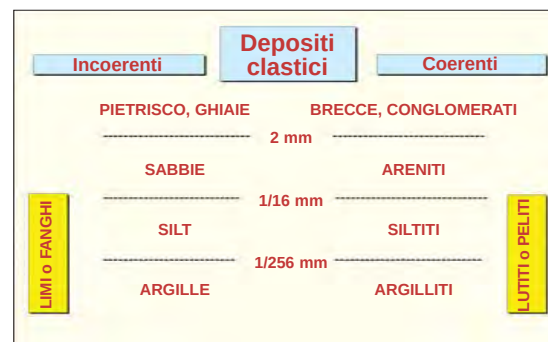


Fig. 39 - Sintesi della tabella di fig. 34: *repetita juvant* (giova sempre ripetere).

12a) Le rocce carbonatiche

Una roccia - e parliamo sempre di rocce sedimentarie - può essere riconosciuta, e quindi classificata, anche solamente in base alla propria composizione. Certamente determinare un tipo di roccia (o di sedimento) unicamente in base al criterio composizionale può risultare molto riduttivo.

Eppure anch’esso è capace di dare una mano significativa nel “fare ordine” tra le decine di tipi di rocce sedimentarie differenti. Se avessi osato scrivere centinaia di rocce mi sarei avvicinato più alla realtà, ma avrei potuto essere accusato di terrorismo psicologico! In fondo, a ben vedere, le litologie principali (quelle più frequenti, nelle quali ci si imbatte durante una camminata in montagna o lungo il greto di un torrente) davvero si riducono a poche decine, forse a una ventina al massimo.

Buona parte di queste, se osservate appunto con approccio esclusivamente composizionale, possono essere riunite in un’unica grande famiglia: quella delle **rocce carbonatiche**, che comprende due grandi capostipiti, calcari (CaCO_3) e dolomie ($\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$) (Figg. 40 e 41).

Il termine “carbonatico” non per tutti è chiaro. Molti lo ritengono attribuibile, ma impropriamente, a quelle rocce formate da abbondante calcio (Ca); forse perché carbonatico inizia... per “ca”!

Nulla di più sbagliato.

Il carbonato è un insieme di atomi (carbonio e ossigeno) legati insieme a formare una molecola (ione) particolare: CO_3^{2-} . I “due meno” sono le valenze libere, caratteristica di ogni ione, come chi ha studiato chimica può facilmente ricordare.

Per capirci meglio è come se in questo caso i “due meno” dello ione carbonato fossero due mani che sporgono dal corpo dello ione alla ricerca di “qualcosa a cui aggrapparsi” per cercare

equilibrio. Lo troveranno in altri ioni, dotati però di valenze positive, cioè di... mani libere, altrettanto protese alla ricerca di equilibrio.

Per lo ione CO_3^{2-} il partner più ambito e frequente è l'elemento calcio (Ca) il quale, sotto forma ionica, si presenta come Ca^{++} . Le due valenze positive lo rendono perfetto allo scopo. Dall'unione si genera un composto stabile, il **carbonato di calcio (CaCO_3)**, un sale in cui quattro mani, due destre e due sinistre strettamente saldate tra loro, ne assicurano equilibrio e stabilità.

Nella realtà chimica la metafora delle mani rappresenta carenze o eccessi di elettroni (cariche elettriche dunque) da compensare. Sono condizioni tipiche degli elementi o gruppi di elementi che si presentano in forma ionica.

Naturalmente gli ioni, per essere in grado di interagire fra loro, debbono trovarsi in condizioni di muoversi e intercettarsi, in situazioni di concentrazioni elevate. Tutto questo è possibile nell'acqua. C'è da aggiungere che anche la biosfera ha un ruolo importante e privilegiato nella produzione di *carbonato di calcio* (CaCO_3).

Sono molti tipi di organismi a farsene carico, generalmente rappresentati da invertebrati (molluschi, brachiopodi, echinodermi, celenterati, foraminiferi, alghe, ...) capaci di sintetizzare il carbonato di calcio dalle acque, sviluppando rivestimenti, impalcature scheletriche e gusci, adatti a riparare, ospitare o accogliere le porzioni organiche che crescono e si ampliano congiuntamente alle porzioni mineralizzate.

Al carbonato di calcio siamo arrivati e dal *carbonato di calcio* dobbiamo ripartire. Per i non addetti ai lavori la geologia in generale - e le rocce in particolare - è spesso rappresentata da un insieme di concetti e nozioni dai significati che sfumano uno nell'altro, a tratti sovrapponendosi in modo ambi-

guo, finendo per alimentare una diffusa confusione di fondo.

A conferma di questa realtà devastante è sufficiente affiancare tre termini, che spesso ricorrono in ambito geologico, per scatenare il panico: *carbonato di calcio*, *calcite*, *calcare*. Il primo passo dunque è cercare di fare chiarezza, e questo capitolo è la sede più pertinente, trattando sia di composizione delle rocce, sia di rocce carbonatiche.

Il **carbonato di calcio**, come prima abbiamo visto, è il modo di leggere “a parole” il CaCO_3 , il sale formato dall'elemento calcio in forma ionica (Ca^{++}) combinato saldamente allo ione carbonato (CO_3^{2-}). Questo termine è dunque il linguaggio capace di leggere la composizione chimica di un ben definito ammasso roccioso.

Si potrebbe dire che “ CaCO_3 ” sono le note sopra un pentagramma e leggerle come “carbonato di calcio” equivale a solfeggiare.

Fig. 40 - Il massiccio calcareo del Monte Coglians (Friuli Venezia Giulia), di età devoniana.



Fig. 41 - Il massiccio dolomitico del Latemar (Trentino-Alto Adige), di età triassica. (Foto I. Pecile).

Ora tocca alla **calcite**. È un minerale costituito da *carbonato di calcio* puro, capace di assumere la forma di cristalli, da molto piccoli a... molto grandi, da semitrasparenti a bianchi lattei. La calcite, intesa come minerale, è riconoscibile in molti e differenti contesti di formazione. Ad esempio si incontra spesso sotto forma di sottili vene bianche che attraversano le rocce (Fig. 42); sono formate da aggregati di infiniti cristalli capaci di riempire fratture o di rivestire superfici di faglia (v. Cap. “Ma quante belle faglie Madama Dorè”, SD-2b).

Il minerale calcite è riconoscibile anche in molti bioclasti, ossia quei frammenti originati da frantumazione di gusci e impalcature di organismi capaci di fissare il CaCO_3 . Un esempio fra tutti: i cosiddetti “gigli di mare” (scientificamente chiamati *crinoidi*). Sono echinodermi con una sorta di lungo stelo che sorregge un calice dal quale si dipartono numerosi tentacoli (Fig. 43). Oggi, come in passato, lo stelo,

le cui dimensioni sono in genere contenute entro pochi decimetri - ma si conoscono forme fossili in cui raggiungeva quasi 20 m! - è formato da placchette di carbonato di calcio, sovrapposte una alle altre e bucate al centro per far passare la parte vivente dell'organismo, una sorta di lungo nervo. Conosciuti fin dall'Ordoviciano, i crinoidi popolano ancora molti mari, da aperti a profondi.

Ed è proprio lo stelo a rivestire per noi un interesse particolare. Alla morte dell'organismo era la parte che prima di ogni altra si disarticolava diffondendo le proprie infinite placchette sui fondali marini. Quelle placchette sono spesso riconoscibili negli strati rocciosi a distanza anche di centinaia di milioni d'anni dal loro accumulo (Fig. 44). Hanno una particolarità: ognuna è formata da un unico cristallo di calcite!

La calcite è inoltre diffusa in numerose rocce sedimentarie anche sotto forma di *cemento*, ossia quei sali (in questo caso di carbonato di calcio, Fig. 45) che, abbandonati tra granulo e granulo dalle acque che inizialmente circolano nel sedimento, sono in grado di occludere i pori con minuti cristalli biancastri, trasformandolo in roccia (v. Cap. "La cementazione di un sedimento", SF-4d).



Fig. 42 - Una vena di calcite interseca ortogonalmente sottili strati calcarei (grigi) e di selce (più chiari).



Fig. 43 - Fossile di crinoide (giglio di mare), organismo del *phylum* degli echinodermi. È formato da infinite placchette costituite da singoli cristalli di calcite.



Fig. 44 - Strato calcareo (Trias inf.). I frammenti bianchi sono placchette di crinoidi disarticolati durante una tempesta. Ognuna è un cristallo di calcite.

Posso aggiungere che se vi imbattete nel termine *spatite* o *microspatite* (dette anche *sparite*), sappiate che è un altro modo, per i geologi, di indicare i cristalli di calcite pura.

Ecco dunque che il termine *calcite* (o *spatite*; famoso è lo Spato d'Islanda, calcite purissima dal perfetto abito cristallino) appartiene a un linguaggio prettamente mineralogico capace di descrivere il carbonato di calcio quando prende un abito cristallino.

E adesso è la volta del **calcare**. Quando esistono ammassi rocciosi sedimentari che possono

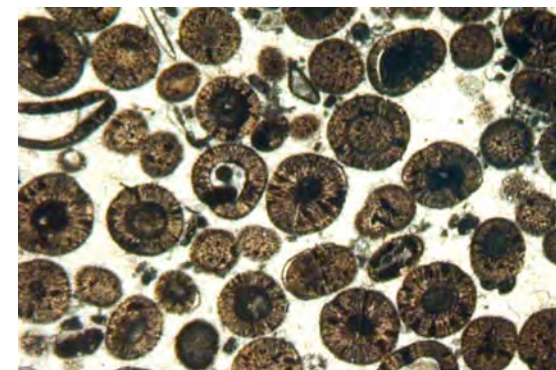


Fig. 45 - Sezione sottile di strato calcareo a ooliti. La massa bianca è cemento spatitico, ossia formato da cristalli visibili (al microscopio) di spatite.



Fig. 46 - Anche qui la massa bianca è formata da cristalli di spatite. Un "cemento" che in questo caso ha riempito i vuoti delle camere di un guscio di orthoceratide.

essere letti, con linguaggio chimico, come prevalente *carbonato di calcio*, oppure, con linguaggio mineralogico, come *calcite*, allora, con linguaggio geologico, possiamo definirli *calcarei*.

Nella grande, immensa famiglia delle rocce calcaree (confidenzialmente: calcari) possiamo trovare, a seconda dei contesti di formazione, calcari nelle più varie manifestazioni, ma sempre calcari.

Avremo allora **calcarei organogeni** (formati da resti mineralizzati prodotti da organismi), **calcarei alabastrini** (formati per precipitazione chimica

da soluzioni soprassature di carbonato di calcio; sono tipici degli ambienti carsici), **calcarei chimici incrostanti e travertini** (generati per precipitazione da soluzioni soprassature di carbonato di calcio; sono tipici degli ambienti termali e di cascata), **calcarei terrigeni** (formati per accumulo di frammenti riciclati da antiche rocce, anch'esse naturalmente a composizione calcarea), ...

Tra tutti sono i *calcarei organogeni* quelli che, in genere, ci affascinano maggiormente (v. Cap. "Pendii frontali delle scogliere", SF-3d). Forse perché, almeno in parte, richiamano ambienti intertropicali, pieni di sole, tranquillità, acque calde e limpide, spiagge bianche. E chissà perché nessuno mette in conto le piogge prolungate e periodiche (lo testimoniano gli isolotti coperti da vegetazione), il mare agitato, i numerosi mesi all'anno di tempo pessimo... Ma tant'è, nell'immaginario collettivo i giorni di bel tempo sono determinanti.

Non sono solo gli organismi di discrete dimensioni ad avere la capacità di produrre rivestimenti o impalcature minerali, come ad esempio gran parte dei molluschi, degli echinodermi o dei celenterati (più conosciuti come coralli).



Fig. 47 - Un classico *calcare organogeno*: un cespo di coralli fossili raccolto, ancora in posizione di crescita, nella successione permo-carbonifera delle Asturie (Spagna N).



Fig. 48 - *Calcare alabastrino* formato in ambiente di grotta per la precipitazione di carbonato di calcio da una soluzione soprassatura (v. Cap. "Acque per sciogliere", SM-2b).



Fig. 49 - *Calcare alabastrino*, varietà di roccia calcarea di uso ornamentale. Si ottiene sezionando e levigando una successione di livelli generati per precipitazione chimica.



Fig. 50 - *Calcare travertino*, classica roccia di origine chimica abbondante nel Lazio. I caratteri di questo campione (levigato) si addicono a un ambiente termale caldo.

La prerogativa si estende anche a un'enorme varietà di *microrganismi unicellulari* (foraminiferi) i cui gusci, quasi sempre 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.

Ogni volta che muore un mollusco dotato di guscio e le sue parti molli si decompongono, l'involucro, il guscio, la conchiglia, la sua unica porzione mineralizzata, sopravvive alla distruzione 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 contesto marino che ne aveva ospitato lo sviluppo e la crescita, i suoi frammenti diventeranno altrettanti granuli di sabbia calcarea e allo stesso modo formeranno le particelle dei futuri strati sedimentari.

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 rivestendosi di una sottilissima pellicola minerale. Anche in questo caso alla morte delle alghe sopravvive la loro



Fig. 51 - Anche questa roccia è... un calcare! Un *calcare ter-rigeno*. Tutti i suoi elementi sono frammenti smantellati da un retrostante rilievo fatto di antichi calcari.

porzione mineralizzata. Si conoscono successioni rocciose calcaree potenti centinaia di metri ed esclusivamente formate tanto da accumuli di gusci, sia microscopici che di grosse dimensioni, quanto da impalcature di coralli e di organismi simili o affini, 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!) per formare i sali che diventeranno, adeguatamente utilizzati, i loro rivestimenti minerali.

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

L'importanza delle alghe

Alghe marine (ma ne esistono anche di acqua dolce), certamente varicolori e 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 le caratteristiche delle alghe, piante acquatiche che tra i propri progenitori annoverano generi già diffusi nei mari bassi parecchie 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 le loro innumerevoli specie, sono state, e lo sono tuttora, una parte molto attiva nella costruzione di potenti successioni rocciose. Tali prove sono perfettamente conservate in molte successioni rocciose, sia calcaree che dolomitiche.

Le alghe possono sostanzialmente contribuire alla formazione di uno strato in due diversi modi che differiscono tra loro in funzione dei generi e delle specie coinvolte.

Contrariamente a quanto si creda esistono alcuni tipi di alghe che, come fanno i coralli, assimilano dalle acque il carbonato di calcio e se ne servono per costruirsi una sorta di esoscheletro rigido che avvolge e delimita gli individui di una stessa colonia dando origine a cespi di forma irregolare.

In altri casi invece, alcune famiglie di alghe hanno la capacità di sintetizzare o raccogliere sulla propria superficie il carbonato di calcio disciolto nelle acque in cui proliferano. Una tale caratteristica può favorire la formazione di accumuli particolarmente interessanti: gli **oncoidi algali** (da *oncos*=volume, massa) e le **stromatoliti**.

L'elemento base è rappresentato da una infinitesima lamina sub-millimetrica di fango calcareo sintetizzato da un'alga. Decine e decine di lamine concentriche in ogni *oncoide algale*, centinaia o persino migliaia di lamine sovrapposte e affiancate una all'altra nelle *stromatoliti*. Centinaia, migliaia, milioni di alghe che, generazione dopo generazione, proliferano producendo lamine di fango calcareo nelle tranquille zone lagunari e di mare basso, crescendo o accatastandosi una sull'altra, fino a formare potenti cattedrali di roccia.



Fig. 52 - Questa è una porzione di uno strato calcareo risalente a 280 milioni di anni fa (Carbonifero sup.). Una fitta serie di tubuli cilindrici - anch'essi di natura calcarea - è disposta regolarmente al centro dello strato, la cui sommità è costellata da tanti piccoli cerchi scuri. Sono le sezioni trasversali degli stessi tubuli che, internamente allo strato, si sviluppano verticalmente. Rappresentano i resti di particolari alghe marine, le *Dasycladaceae*, capaci di costruire dei cespi ramificati. Gli interstizi tra i tubuli si riempirono di fanghiglie calcaree e di microscopici frammenti di altri generi di alghe e d'organismi tra i più disparati. In seguito il livello algale, ormai seppellito sotto nuovi sedimenti, si è cementato diventando strato compatto e coerente. Il suo spessore non supera il mezzo metro, ma si estende su un'area di molti chilometri quadrati, lungo il confine italo-austriaco. Inoltre, è il solo livello calcareo della Formazione del Corona, spessa quasi 300 m. Permo-Carbonifero Pontebano, Monte Corona (Pramollo), Alpi Carniche (UD).

Se cerchiamo gli *oncoidi algali* in un affioramento roccioso li possiamo trovare radunati in singoli banchi spessi fino a parecchi metri. Ogni banco può essere formato da milioni di corpuscoli subtondeggianti della grandezza di una nocciola fino a quella di una noce o di un pugno (Fig. 54). In ogni oncoide algale possiamo riconoscere un nucleo rigido, spesso costituito da un frammento minerale appartenuto a qualche organismo (gusci interi di piccola taglia o frammenti di gusci maggiori), e un rivestimento algale che lo ricopre, tipicamente organizzato in lamine millimetriche che si dispongono concentricamente attorno a quel frammento che ne costituisce il nucleo. L'ambiente che ospita e favorisce lo sviluppo degli oncoidi algali è quello di mare basso, lagunare, con occasionali pulsazioni di energia sufficienti a consentire periodici limitati spostamenti sul fondale.

Quelle degli oncoidi sono alghe particolari. Non si fissano al fondale fangoso né si attaccano agli eventuali blocchi rigidi di una scogliera corallina o si abbarbicano a tronchi galleggianti. Sono invece alghe che fissano i propri talli e proliferano sopra alle superfici più ampie, meno irregolari, in una parola più invitanti e vivibili, tra quelle presenti nell'ambiente che le ospita. Ogni oncoide poi, aumentando le proprie dimensioni, continua ad essere, a maggior ragione, la sede più idonea e il richiamo preferito per ulteriori generazioni di alghe.

Cercando invece di riconoscere nelle successioni rocciose del passato le *stromatoliti*, intese come livelli di alghe depositi orizzontalmente, affiancate e sovrapposte una alle altre, in sottili pacchetti o potenti insiemi, occorre distinguere le stromatoliti globose da quelle piatte di fondale.

Fig. 53 (sotto) - Oncoidi algali che affiorano lungo il confine italo-austriaco a circa 1800 m di quota. L'ambiente di origine poteva essere un fondale sottomarino le cui acque, profonde qualche decina di metri, periodicamente venivano agitate da onde di tempesta che favorivano lo spostamento per rotolio degli oncoidi.

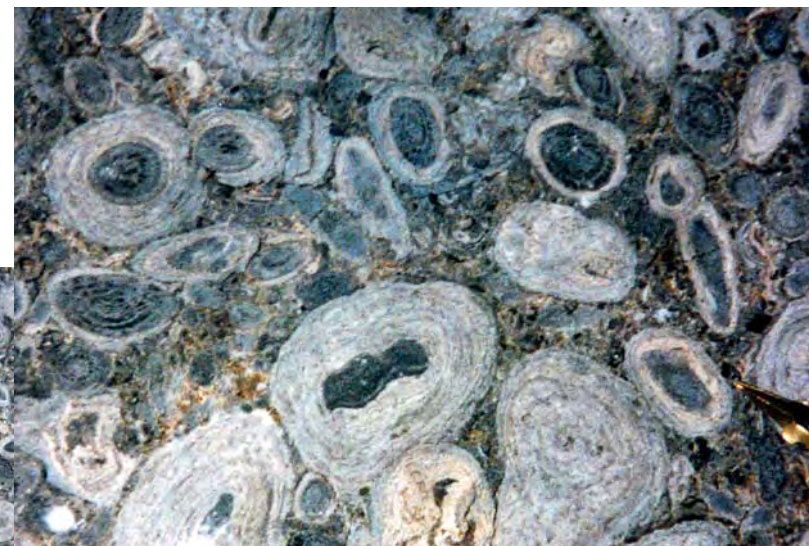


Fig. 54 (sopra) - Ingrandendo un particolare della foto precedente si possono scorgere i nuclei rigidi attorno ai quali hanno cominciato ad attecchire le alghe, avvolgendoli e generando in tal modo gli oncoidi. In questa immagine i nuclei che compaiono sono di due tipi: gusci di *Pseudoschwagerina*, organismi unicellulari del gruppo dei Fusulinidi, caratterizzati da forme tondeggianti (diametro 1 cm), e frammenti calcarei algali rigidi, stretti e allungati.

Le prime danno origine a corpi a forma di fungo, alti oltre un metro e caratteristici di certe zone di laguna bassa, ben ossigenata e protetta, dove numerosi si elevano dai fondali fangosi (Fig. 55).

Le seconde invece, appaiono come livelli sub-centimetrici formati da più lamine



Fig. 55 - Attuali stromatoliti algali, globose, Shark Bay (Australia occidentale). (Foto P. Harrison).

algali sovrapposte; alghe a forma di foglio che si appoggiano sul basso fondale protetto e sono periodicamente ricoperte da sottili depositi fangosi coi quali generano alternanze ben visibili nella successione rocciosa (Fig. 56).

Una caratteristica di questi depositi algali è la loro ampia estensione areale contrapposta al sottile spessore dei singoli livelli. Nel passato si sono sviluppati in mari con acque sottili e condizioni lagunari con fondali fangosi bassi e uniformi, estesi per migliaia di chilometri quadrati.

La nota Dolomia Principale, molto frequente negli affioramenti triassici superiori (Norico, circa 210 milioni di anni fa) di gran parte dell'Europa meridionale, rappresenta concretamente la trasformazione in successione rocciosa compatta di antichi sedimenti per buona parte stromatolitici.



Fig. 56 - In questa successione di sedimenti calcarei di mare basso si riconoscono delle lamine stromatolitiche algali intercalate a semplici fanghiglie calcaree. Le lamine stromatolitiche hanno generali assetti sub-orizzontali ma, osservate in dettaglio, mostrano frequenti irregolarità, simulando inarcamenti, arricciamenti e piccole convoluzioni. Dolomia Principale, Triassico superiore (Norico), strada Bordano-Interneppo (UD), Prealpi Carniche.

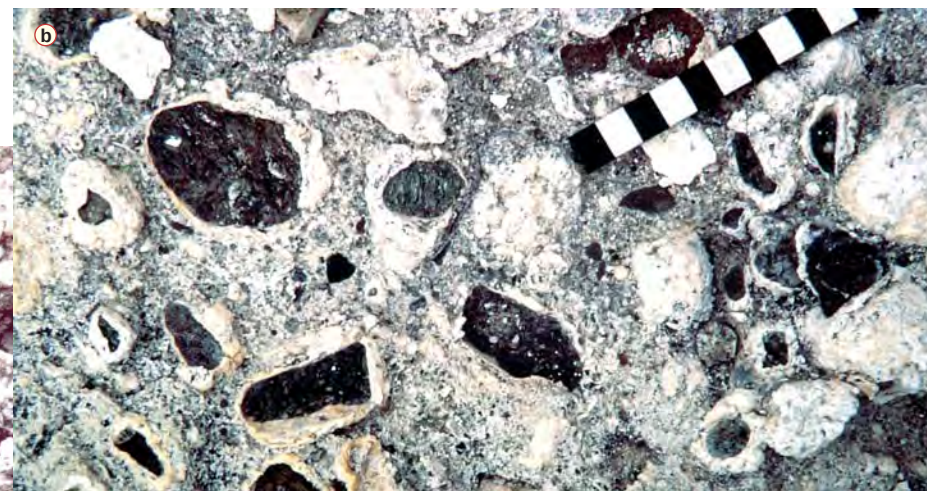


Fig. 57 - Questo è un banco a oncoidi algali (a) dal caratteristico “*effetto profiterole*”. Affiora lungo la costa settentrionale della Corsica, nel golfo di St. Florent. I ciottoli (1-5 cm) si originavano per erosione dei vicini rilievi metamorfici che, nel Miocene inf. (circa 20 milioni di anni fa), già bordavano un'insenatura marina simile all'attuale. Nelle zone più protette, dove il rotolito dei ciottoli portati dai fiumi in mare diventava occasionale e decisamente... morbido, le alghe ne colonizzavano la superficie rivestendoli in più riprese con sottili pellicole calcaree che finivano per formare un involucro calcareo irregolarmente concentrico. Col passare del tempo nuovi ciottoli erano aggiunti e, accomunati dalla stessa sorte, seppellivano i precedenti. Il nucleo di questi oncoidi (b) non è costituito da gusci di organismi, come nei depositi di Fig. 54, ma da ciottoli ben arrotondati.

A13 - Sabbie e spiagge

Nell'immaginario collettivo, 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 bisogna ricordare che esistono due distinti gruppi di sabbie.

a) Quelle formate internamente a un bacino marino e dovute ad una elevata produzione di gusci e impalcature scheletriche da parte di organismi capaci di fissare il carbonato di calcio (o altre sostanze minerali) e che i moti ondosi frammentano e rielaborano prima di abbandonare sotto forma di sedimenti; sono queste le *sabbie organogene*, ossia quelle che esistono grazie all'attività di organismi capaci di fissare sostanze minerali per costruire gusci, esoscheletri, impalcature...

b) Quelle generate per erosione e smantellamento di antiche rocce affioranti, che l'alterazione fisico-chimica prima e l'abrasione meccanica poi, hanno ridotto in granuli e particelle; sono queste le *sabbie terrigene*, ossia quelle che si generano per smantellamento di terre emerse.

In entrambi i casi sono classificabili come “sabbie” sulla base della dimensione dei rispettivi granuli (inferiore a 2 mm e superiore ad 1/16 mm) (v. Sez. “Si Forma”, SF). È nelle fasce intertropicali che risultano frequenti le sabbie cosiddette organogene, ossia formate da granuli che un tempo



Fig. 58 - Questo sedimento si può definire *sabbia terrigena*. Lo definiamo *sabbia* perché le particelle sono comprese tra 2 mm e 1/16 di mm. Ma lo chiamiamo *sabbia* anche perché è incoerente (non cementata, altrimenti sarebbe un'*arenite*, detta più comunemente “arenaria”). Guardiamo la composizione: la gran parte dei granuli è quarzosa: è dunque verosimile che derivi dall'erosione di lontani massicci magmatici emersi e l'aggettivo *terrigena* riassume il concetto.

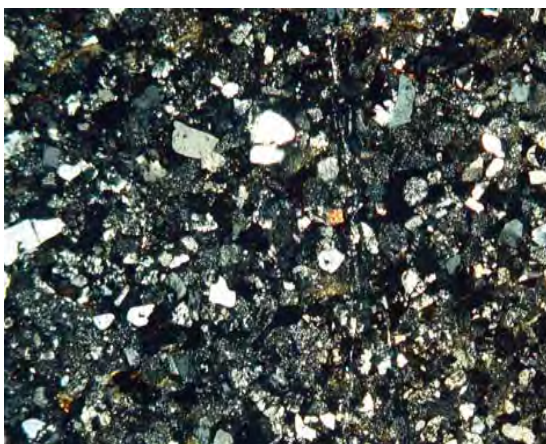


Fig. 59 - *Arenite terrigena* (ingr. x5). Così appare al microscopio una sabbia cementata (arenite). Questa roccia è definita terrigena in quanto formata da elementi che non si generavano nella zona di accumulo, ma vi provenivano per erosione di antichi massicci esterni ad essa. È formata in parte da granuli quarzosi (bianchi o grigi) e da granuli di roccia (frammenti litici). Questo è un deposito che ha circa 300 milioni di anni.

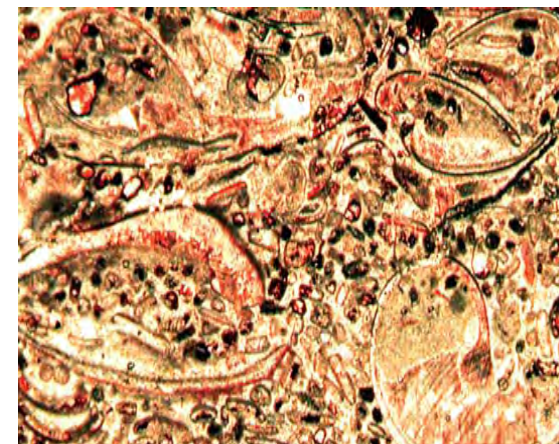


Fig. 60 - *Arenite organogena* (ingr. x20). Si può definire anche come calcarenite, termine che tiene conto non solo della granulometria della roccia ma anche della sua composizione calcarea. È evidente la natura organogena del deposito, formato da frammenti di gusci ed alghe accumulati da onde e correnti marine. Le plaghe bianche che riempiono gli interstizi sono il cosiddetto cemento, che qui è di natura carbonatica.



Fig. 61 - *Sabbia ibrida* (ingr. x2). È definito così un deposito formato da elementi (in questo caso granuli) di natura organogena (i frammenti dei gusci d'organismi) e terrigena (i minuscoli granuli bianchi, quarzosi). Questi ultimi sono legati all'erosione di più antichi massicci rocciosi emersi, esterni alla zona di accumulo. Ribadisco (e concludo) che i sedimenti organogeni sono prodotti “in loco”, mentre quelli terrigeni sono “d'importazione”.

erano stati parti di gusci o rivestimenti o impalcature scheletriche di organismi invertebrati (molluschi, alghe, celenterati,...).

Le sabbie di questo gruppo (a) si accumulano in 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.

Le sabbie del secondo gruppo (b) hanno invece la loro origine esternamente alle zone nelle quali si depositano. I granuli delle sabbie terrigene sono in gran parte costituiti da minerali quali quarzo, feldspati e plagioclasti, e inoltre da fram-

menti di roccia (anch'essi della grandezza dei granuli) formati da pezzetti infinitesimi di rocce vulcaniche, frammenti di selce o di rocce metamorfiche o ancora di antiche rocce dolomitiche o calcaree.

I granuli di una sabbia e del suo corrispondente cementato, l'arenite (detta comunemente *arenaria*), sono osservabili con cura solo attraverso l'uso del microscopio (Figg. 59 e 60). I risultati migliori si ottengono sezionando la sabbia cementata con l'uso di un'apposita sega diamantata (v. Cap. "Lo strato è una valigia piena", A10).

Mentre la maggior parte delle sabbie terrigene non riserva particolari 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 delle sabbie organogene (Fig. 62).

In queste ultime si nota la massiccia presenza di frammenti dei più svariati organismi: foraminiferi, alghe, gasteropodi e lamellibranchi, brachiopodi

Fig. 62 - Camminando lungo la riva dei nostri mari è frequente imbattersi in depositi di burrasca accumulati lungo la battigia. Eccone uno, ingrandito 4 volte: come lo classifichereste?



di, echinoidi, briozoi, celenterati, tabulati, e tanti ancora, coerentemente con l'età del deposito, in un eccezionale tripudio di forme.

Le sabbie organogene a composizione calcarea oltre ai frammenti di gusci e di impalcature - i cosiddetti *bioclasti* - possono essere formate da altri costituenti particolari che, per le loro geometrie perfettamente sferiche, sono definiti *ooidi*.

Sono corpuscoli che si generano a profondità massime di pochi metri, in acque calde intertropicali prossime alla linea di costa e agitate dalle correnti di marea.

La perfetta struttura concentrica è dovuta alla deposizione di successive lamine di fango carbonatico (*micrite*), dove ognuna avvolge la precedente.

Il continuo rotolio ne favorisce una omogenea distribuzione. Ogni corpuscolo oolitico ha nel suo centro un nucleo rigido costituito da un frammento di guscio oppure, in altri casi, da un granulo sabbioso portato dal vento (origine eolica), spesso di quarzo, che funge da supporto per lo sviluppo della prima lamina (Fig. 63).

La dimensione dei singoli corpuscoli oolitici può variare da sub-millimetrica fino a raggiungere

diametri di 2 mm. Non esistono ooidi superiori a quest'ultimo valore dato che le correnti di marea, responsabili del loro sviluppo, non riescono a trascinare particelle di diametro maggiore. Gli ooidi che raggiungono questo valore critico subiscono un abbandono forzato sul basso fondale marino.

All'interno delle successioni rocciose gli ooidi si trovano concentrati in livelli o bancate che possono superare il metro di spessore. Una roccia carbonatica oolitica è riconoscibile con il semplice uso della lente (da 8-10 ingrandimenti può già bastare) che mette in evidenza la perfetta sfericità di tutte le particelle che formano questo particolare tipo di sedimento (Fig. 63a).

Ci siamo progressivamente allontanati dall'argomento iniziale, **sabbie e spiagge**, anche se sono state appurate due cose fondamentali: 1) esistono sabbie che si formano semplicemente attraverso il costante accumulo di spoglie di organismi vissuti, morti e rielaborati nel medesimo luogo dalle correnti marine e dai moti ondosi (*sabbie organogene*); 2) esistono sabbie che per generarsi hanno bisogno della presenza, esternamente alla zona ove si depositano, di rocce più antiche emerse e sottoposte ad alterazione ed erosione (*sabbie terrigene*).

Sapendo questo ora possiamo tornare alla spiaggia e guardare, anche solo con l'uso della lente, i suoi granuli di sabbia. Minuti cristalli arrotondati,

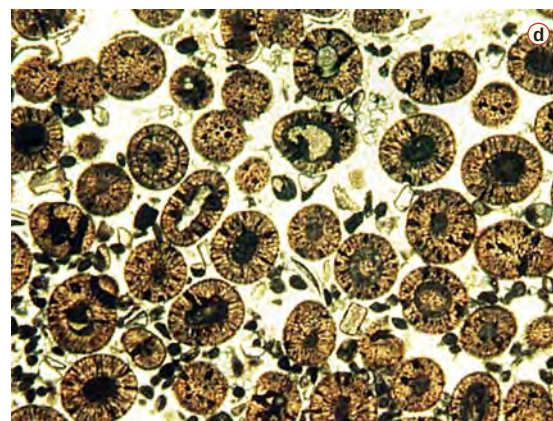
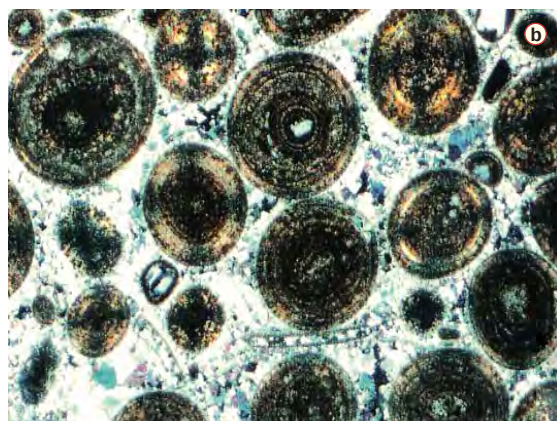
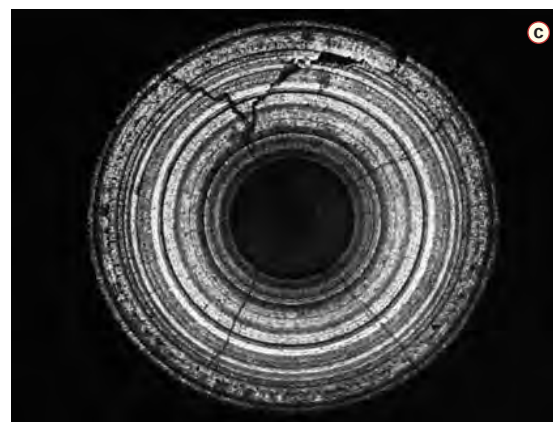


Fig. 63 - Antico calcare (a) formato da un'infinità di corpuscoli sferici. Sono gli *ooidi*, il cui diametro non supera mai i 2 mm. La roccia che formano è detta *oolite* e si genera solo in ambiente lagunare, con flussi e riflussi di marea e acque calde (condizioni che definiremmo tropicali). In (b) la stessa roccia è vista in *sezione sottile* (ingr. x20). In (c) un singolo ootide è stato ingrandito 50 volte (foto F. Ricci Lucchi). Negli ooidi della *sezione sottile* (d) si nota un evanescente andamento concentrico: sono le originarie lamine di fango calcareo (*micrite*) che col tempo, dopo il seppellimento dello strato sotto nuovi sedimenti, hanno subito una ricristallizzazione. Come conseguenza, la micrite che formava le lamine si è riorganizzata in cristalli di calcite (*spatite*) ad andamento radiale.

microscopici foglietti argentati di mica bianca 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 delta tonnellate giornaliere di granuli asportati alle montagne.

Il moto ondoso e le correnti di marea diventano il veicolo di ridistribuzione delle sabbie dai delta alle coste laterali ad essi. Coste intese non solo come spiagge e battigie ma anche come fasce di mare basso parallele e prospicienti alle linee di riva, spesso estese per chilometri verso il mare aperto e... ricchissime di sabbie che rivestono i fondali.

Al contrario, se osservando i granuli sabbiosi riconoscessimo solo infinitesime schegge di gusci madreperlacei, abbondanza di frammenti calcarei sui quali non è difficile leggere la presenza di microscopiche ornamentazioni quali solchi o creste di indubbia origine organogena, oppure minuscole sferule oolitiche (queste ultime però si formano solo nelle calde acque dei mari intertropicali), ecco che saremmo in grado di dedurre che queste sabbie, diversamente dalle precedenti, non avrebbero potuto avere un'origine esterna al mare basso che abbiamo di fronte. Il mare (e la sua costa) in tal caso diventa al tempo stesso la

causa della loro presenza, il mezzo della loro distribuzione, operata sempre attraverso i moti ondosi e mareali, 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 tranquillamente sdraiati sulla spiaggia o chinati sulla battigia, o ancora durante un tuffo in mare a raggiungere i fondali a parecchi metri di profondità, siamo in grado di definire il luogo d'origine di quei granuli.

O si sono formati per erosione di antiche rocce che affiorano esternamente al bacino marino che ora li ospita e in esso sono stati trasportati da torrenti e fiumi, oppure si sono generati in quello stesso mare che abbiamo di fronte o intorno a noi, con il concorso di milioni di organismi appartenenti a specie, generi, famiglie, classi, ordini e *phyla* differenti, ma che in comune hanno la caratteristica di fissare le sostanze minerali (in gran parte carbonato di calcio, ma potrebbe anche trattarsi di silice) disciolte nelle acque, 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. Sono le sabbie cosiddette "ibride", ossia formate da cristalli erosi e arrotondati assieme a schegge infinitesime di roccia (granuli terrigeni), mescolati a spoglie di organismi, spesso rappresentate da frammenti di gusci (granuli organogeni).

Nell'insieme esse suggeriscono una miscela di detriti erosi dalle montagne circostanti, portati al mare attraverso le acque fluviali, e lì mescolati con quelli generati direttamente nell'ambiente marino.



Fig. 64 - Lungo le nostre coste temperate le maree non possono produrre ooidi. Si limitano a trasportare avanti e indietro i granuli di sabbia creando piccoli solchi di riflusso mareale. Spiaggia di Viserba (RN).