I Quaderni del
Comitato Scientifico Centrale

Il racconto sulla geologia delle nostre montagne

Elementi di divulgazione per l'interpretazione del paesaggio geologico

4

I Quaderni del
Comitato Scientifico Centrale

Il racconto sulla geologia delle nostre montagne

Elementi di divulgazione per l'interpretazione del paesaggio geologico

Club Alpino Italiano

Comitato Scientifico Centrale

CLUB ALPINO ITALIANO
Via E. Petrella, 19 - 20124 Milano

ISBN 978 88 7982 139 1

Comitato Scientifico Centrale

Collana e-book:
prima edizione: novembre 2022

Proprietà letteraria riservata
Riproduzione vietata senza l'autorizzazione scritta da parte del CAI

Autore:
Michele Pregliasco

Materiale fotografico:
Tutte le fotografie e i disegni riportano il nome dell'autore. Le fotografie e i disegni utilizzati da Wikipedia sono dichiarate libere da diritti d'autore. Le immagini, in parte disegnate ex novo e/o modificate, provengono da pubblicazioni libere da diritti d'autore.

Consulenza e revisione editoriale:
Alessandra Demonte

Progetto grafico e impaginazione:
Giovanni Margheritini

Ringraziamenti:
Si ringraziano per l'attenta revisione scientifica: Michele Zucali (Dipartimento di Scienza della Terra "Ardito Desio" dell'Università La Statale di Milano), Michele Piazza (Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita dell'Università di Genova), Matteo Garofano (Presidente dell'Associazione Geoturismo di Genova),

Pubblicato sul sito www.csc.cai.it in febbraio 2023
in pdf scaricabile gratuitamente

In copertina: Argille policrome di Baiso (RE) - Appennino settentrionale - ph Giuliano Cervi

SOMMARIO

Prefazione 11

Introduzione dell'Autore 13

Capitolo 1 - Le idee della geologia 15

- **La storia delle idee** 16
  - L'errore di Scheuchzer 16
  - Nettunisti contro plutonisti 19
  - L'attualismo 25
  - Darwin e le scogliere coralline 26
  - L'occhio dell'evoluzione 29
  - Estinzioni 31
  - Estinti? Forse no! 36
- **Come il tempo profondo agisce sulle rocce** 41
  - Partiamo da qui: la piega di San Rocco a Camogli 41
  - Una questione di tempo: il numero di Deborah 48
  - Il promontorio che cambiò la storia: Siccar Point 52
  - Piombo ed età della Terra 54
  - "Orologi" fossili 56
  - Rocce ignee e metamorfiche 61
  - La scala dei tempi geologici 63
- **Terra fragile** 66
  - Graben 67
  - Come le rocce si fratturano: le faglie 67
  - Rigido e duttile 71
- **Nelle profondità della Terra** 73
  - La litosfera 73
  - La crosta 75
  - Terremoti 77
  - La montagna e il pendolo: densità 79
  - L'Astenosfera 82
  - Strati concentrici 83
  - Il Mantello 84
- **La tettonica delle placche** 87
  - Wegener: l'uomo che mosse i continenti 87
  - Holmes e l'esplorazione dei fondali oceanici 88
  - Oceani nascono 90

- Sotto l'oceano 93
- Oceani muoiono 96
- Gli oceani affondano, i continenti galleggiano 100
- Il pianeta dinamico 102
- Conoscere gli oceani per capire la terra 104

Capitolo 2 - Minerali e rocce 107

- **I minerali, mattoni della Terra** 108
  - Dagli atomi ai cristalli 111
  - Le tante forme dei minerali: i silicati 118
  - Atomi che si scambiano di posto: "le ragazze del radio" 122
- **Le rocce ignee** 125
  - Dentro il granito, una questione di spazio 129
  - Il basalto, una questione di velocità ma non solo 131
  - Chiare o scure 133
  - Classificazione delle rocce ignee 140
  - Dentro l'alambicco 144
  - All'interno di un vulcano italiano 147
  - Il rischio vulcanico 151
- **Le rocce sedimentarie** 156
  - Dentro i conglomerati 156
  - Le rocce terrigene 158
  - Rocce carbonatiche 161
  - Piattaforme carbonatiche 164
  - Le Dolomiti 166
  - Cicli 168
  - Che cosa è uno strato 171
  - Terrigene o carbonatiche 173
  - CCD e rocce silicee 175
  - Rocce chimiche o evaporitiche 177
  - La classificazione delle rocce sedimentarie 180
- **Le rocce metamorfiche** 181
  - Il metamorfismo 181
  - Temperatura, pressione e fluidi 183
  - Collisione continente-continente e George Barrow 185
  - Convergenza oceano-continente 190
  - Tipi di metamorfismo 191
  - Facies 193
- **Pressioni orientate e strutture** 196
  - Rocce foliate 199
  - Metaconglomerati 200

- Dentro lo gneiss 201
- Rocce "sotto pressione": scistosità e clivaggio 202
- Metamorfismo e strutture orientate 204

Capitolo 3 - Le Alpi **207**

- **Eppur si muove** 208
  - Glarus 208
  - Federico Sacco contro i tacchi a spillo 214
  - Il Cervino è africano 215
- **Storia geologica delle Alpi** 217
  - Le premesse (Triassico) 217
  - Scoperte fortuite 219
  - Nascita e morte delle piattaforme carbonatiche 226
  - Il rifting: nasce l'Oceano ligure-piemontese (Giurassico) 232
  - Rocce verdi del Monviso 235
  - La subduzione: l'Oceano ligure-piemontese si chiude (Cretaceo-Paleocene) 243
  - La galleria ferroviaria del Sempione 247
  - L'orogenesi continua: la collisione tra Africa ed Europa (Eocene- oggi) 251
  - La carta geologica delle Alpi 257
- **Geologia delle Alpi** 260
  - Il Brianzonese: un'isola in mezzo al mare 260
  - Non è così semplice 264
  - Sotto le Alpi 266
  - Gli affioramenti 274

Capitolo 4 - Gli Appennini **283**

- **Introduzione** 286
- **I bassi fondali della Tetide nel Triassico superiore** 288
- **Nasce un oceano** (180 MA Giurassico medio) 292
  - Una roccia venuta dallo spazio? 293
  - La Terra condritica 294
  - L'Appennino nel Giurassico medio 295
  - La dorsale oceanica e la triade delle ofioliti 298
    - Peridotiti 300
    - Le peridotiti non sono per tutti: il serpentino 300
    - I gabbri 301
    - I basalti 302
- **I continenti rallentano** (160 MA Giurassico sup. - 105 MA Cretaceo inf.) 304
  - Un metallo importante dal fondo dell'oceano 304
  - L'Oceano Ligure-Piemontese in quiescenza 306
  - Rocce dagli animali? Nell'ambiente pelagico è possibile 307

- La maiolica 308
- I diaspri 309
- Le argille a palombini 310
- Dimmi come sedimenti e ti dirò chi sei 311
- Intanto sulle piattaforme carbonatiche 312
- Apula: anatomia di una piattaforma 312
- Chi camminò sulla piattaforma Apula 315
- Ciro, l'isolano 318
- L'Appennino tra Giurassico e Cretaceo inferiore 321

- **I continenti si avvicinano** (100 MA Cretaceo superiore) 323
  - L'ardesia 324
  - 1929, quando America ed Europa non parlarono più 326
    - Intanto in Italia 327
    - I depositi gradati 328
  - L'Appennino nel Cretaceo superiore 329
  - Da Camogli a San Fruttuoso 329
  - Un nome per ogni cosa: marne o calcari? 333
  - Da dove arrivano le Torbiditi? 333
  - Liguridi: le rocce dell'oceano nell'Appennino 334

- **Lo scontro continentale** (Eocene) 339
  - Il Santuario della Verna 339
  - Le epiluguri a cavalcioni dell'oceano (Eocene) 340
  - La rotazione della Corsica e della Sardegna (Oligocene) 342
  - L'arco calabro-peloritano: un terreno esotico 342
  - Le avanfosse 344
  - La triade 345
  - Intanto nell'Appennino meridionale: il flysch numidico 346
  - Il marmo 347
  - La crisi di salinità del Messiniano 348
  - La scala dei Turchi 350
  - Quasi un riepilogo: il Gran Sasso d'Italia 352

I Geoparchi dell'Appennino **354**

Conclusioni **357**

Glossario **361**

Bibliografia **371**

Scala cronostratigrafica **381**

[Figura 0] - Parete sud-est del Viso Mozzo - Groppo del Mon Viso – ph G. Margheritini

[Figura 1] - Pietra di Bismantova e, in primo piano, affioramento di anidriti e gessi triassici lungo il Secchia – ph G. Margheritini

PREFAZIONE

La Geologia è una scienza complessa, il cui approccio necessita della conoscenza di numerose altre discipline che, in generale, non costituiscono appannaggio della maggior parte di coloro che percorrono le nostre montagne. Per questo motivo non è facile affrontare il tema della divulgazione della Geologia rivolta a un pubblico di non addetti.

Nel panorama editoriale nazionale non sono molte le pubblicazioni che riescono a coniugare in modo efficace il rigore scientifico con le esigenze della semplificazione divulgativa. Questo intendimento può essere facilitato utilizzando esempi e modelli descrittivi direttamente legati al vissuto quotidiano, rendendo in tal modo intuitiva la comprensione di realtà altrimenti di difficile approccio.

È questo l'obiettivo del presente quaderno del Comitato Scientifico Centrale, significativamente intitolato: "Il racconto sulla geologia delle nostre montagne" e realizzato da Michele Pregliasco con pazienza, attenzione e capacità interpretativa, supportato da esperti revisori scientifici.

Questo quaderno si pone infatti come la narrazione di una lunga storia, che trova nel mito di Deucalione e Pirra una delle sue prime affermazioni laddove le rocce sono definite le ossa di nostra madre Terra e che prosegue attraverso le molteplici esperienze del sapere umano dall'antichità ai giorni nostri.

Nel testo si fa inoltre spesso riferimento ad aneddoti e curiosità che accattivano alla lettura, mentre numerosi esempi, utilizzati per facilitare la comprensione dei concetti, destano sorpresa per la loro semplicità ed efficacia.

Il modello narrativo che ne consegue, anche grazie all'ausilio di queste particolari tecniche divulgative, si rivela particolarmente affascinante e in grado di avvicinarci a una scienza che sorprendentemente scopriamo esserci molto più vicina di quanto non potessimo sospettare.

Scorrendo le pagine della pubblicazione riusciamo a orientarci in una realtà naturale che comunemente incontriamo nel corso delle nostre escursioni in ambiente montano, ma che spesso non siamo in grado di comprendere o che attraversiamo con relativa indifferenza.

Questa narrazione ci fa scoprire un mondo in cui ogni singola roccia è espressione di una lunga storia e di molteplici processi in cui vita animale e forze endogene interagiscono sin dai primordi del nostro "pianeta vivente".

Da questa consapevolezza consegue un grande valore aggiunto per le nostre escursioni: quello di configurarle come un autentico viaggio nel tempo alla scoperta di tutte quelle vicende che, attraverso migliaia o milioni di anni, hanno dato origine alle rocce e che ci permettono di intuire come la fisionomia delle montagne sia strettamente legata alla loro insita natura litologica.

Come tutte le discipline, anche la geologia risente del processo di approfondimento conseguente al rapido progresso delle scienze, con l'incessante introduzione di nuovi elementi di conoscenza che rendono talvolta rapidamente desueti modelli teorici e concetti relativamente recenti.

Tuttavia l'approccio di base seguito da questo quaderno, che è espressamente rivolto alla conoscenza della natura delle rocce e dei processi fisici e chimici che le hanno generate, unitamente alla comprensione delle dinamiche che hanno portato alla formazione delle montagne, rimane il riferimento fondamentale per avvicinarci a questa disciplina che sin dai primordi del Club Alpino Italiano è indissolubilmente legata al nostro Sodalizio.

Giuliano Cervi
Presidente
Comitato Scientifico Centrale

[Figura 2] - Tra Pelmetto e Monte Pelmo - Strati della formazione di Raibl (si tratta di vari tipi di rocce: calcari, marne, argille, arenarie e conglomerati con qualche livello di dolomia) – ph. G. Margheritini

Introduzione dell'Autore

Se hai il dubbio che la geologia possa interessarti, qui, ne scoprirai il fascino.

Ho voluto offrirti un racconto più che un manuale, con colpi di scena come nel migliore dei romanzi, quello del pianeta Terra, che, spero, non mancherà di suscitarti sorpresa e curiosità.

Qui troverai le idee che hanno animato il dibattito scientifico e scosso le coscienze negli ultimi secoli: le idee della geologia.

Probabilmente nasceranno in te domande, dubbi, e la voglia di saperne molto di più. Se ciò accadrà sarò riuscito ad accendere la fiamma dell'interesse per questa materia.

Vorrei consegnarti una scienza alla portata di tutti: fatta di idee che possono essere comprese per raccontarle, a tua volta, ad altre persone.

Sarai così capace di leggere il paesaggio geologico, capire cosa successe milioni di anni fa e da dove provengono le formazioni rocciose che vedi in affioramento.

Luoghi conosciuti, acquistano un rinnovato interesse quando vengono visti con gli occhi del geologo, specialmente se è un semplice sasso a narrare la storia del passato.

La geologia è estremamente dinamica: parliamo di fenomeni che hanno cambiato il volto del pianeta numerose volte, dove oggi c'è un bosco, milioni di anni fa, poteva esserci un deserto o un oceano: tutto è "scritto" nelle rocce e molto, ancora, sarà scritto.

È il tempo profondo a darci la misura di queste trasformazioni, ed è solo ragionando sulla scala di milioni di anni che possiamo "ascoltare" la storia geologica dell'Italia e delle sue montagne.

La geologia è movimento, è cambiamento, tutto il contrario di quanto potrebbe apparire a un distratto osservatore e proprio per questo non mancherai, sono sicuro, di creare meraviglia nelle persone a cui racconterai tutto questo.

In ultimo ringrazio quanti hanno collaborato alla realizzazione di questa opera: Sara Badano per la revisione dei testi, Alessandra Demonte per la revisione editoriale dell'opera e Marco Viale per i disegni.

Preziosissimi sono stati Matteo Garofano dell'Associazione Geoturismo di Genova, Michele Piazza (Dipartimento di scienze della terra, dell'ambiente e della vita dell'Università di Genova), Michele Zucali (Università La Statale di Milano), Jordi Barbara Orso (Commissione Scientifica "Nangeroni" sezione CAI di Milano) che hanno reso il testo più corretto scientificamente dandomi ottimi consigli.

Sarò comunque grato a chi mi vorrà indicare eventuali e ulteriori miglioramenti per questa opera complessa, che nasce dalla mia esperienza nel campo della divulgazione scientifica nell'ambito del Club Alpino Italiano e del geoturismo.

Infine ringrazio Giovanni Margheritini, ideatore della collana e del progetto grafico dei quaderni scientifici del Comitato Scientifico Centrale del Club Alpino Italiano di cui quest'opera fa parte.

Michele Pregliasco
ONCN - CAI Savona

[Figura 3] - Il paesaggio che si scorge lungo le falesie delle isole Lipari è il risultato di fenomeni geologici avvenuto nel corso del tempo: conoscere le rocce vuol dire saper riscostruire la storia di quegli eventi – ph Michele Pregliasco

Capitolo 1

Le idee della geologia

Introduzione

La storia delle idee

- L'errore di Scheuchzer
- Nettunisti contro plutonisti
- L'attualismo
- Darwin e le scogliere coralline
- L'occhio dell'evoluzione
- Estinzioni
- Estinti? Forse no!

Come il tempo profondo agisce sulle rocce

- Partiamo da qui: la piega di San Rocco di Camogli
- Una questione di tempo: il numero di Deborah
- Il promontorio che cambiò la storia: Siccar Point
- Piombo ed età della Terra
- "Orologi" fossili
- Rocce ignee e metamorfiche
- La scala dei tempi geologici

Terra fragile

- Graben
- Come le rocce si fratturano: le faglie
- Rigido o duttile

Nelle profondità della Terra

- La litosfera
- La crosta
- Terremoti
- La montagna e il pendolo: densità
- L'Astenosfera
- Strati concentrici
- Il Mantello

La tettonica delle placche

- Wegener: l'uomo che mosse i continenti
- Holmes e l'esplorazione dei fondali oceanici
- Oceani nascono
- Sotto l'oceano
- Oceani muoiono
- Gli oceani affondano, i continenti galleggiano
- Il pianeta dinamico
- Conoscere gli oceani per capire la Terra

LA STORIA DELLE IDEE

L'errore di Scheuchzer

C'erano sulla Terra i giganti a quei tempi
Genesi 6,4

La scienza è fatta di idee rivoluzionarie quanto necessarie per conoscere il mondo.

Occorre però porre un avvertimento: se pensate che il cammino scientifico sia un susseguirsi di scoperte, preparatevi a una cocente delusione.

È innanzi tutto una storia di uomini con i loro successi e i loro errori.

Permettevi al riguardo di raccontarvi una simpatica vicenda che riguardò due scienziati, un fossile e la Bibbia.

Correva l'anno 1726 quando lo zurighese Johann Jakob Scheuchzer (1672-1733), mineralogista e paleontologo di chiara fama, annunciava una scoperta sensazionale.

Nella miniera di Öhningen (in Germania) aveva rinvenuto lo scheletro di un uomo gigantesco che senza dubbio era annegato durante il diluvio universale.

Era l'"*Homo diluvii testis*", l'uomo testimone del diluvio.

Grande fu lo stupore della comunità scientifica: questa era la prova che confermava il racconto biblico?

Ecco cosa scrisse Scheuchzer riguardo al ritrovamento: *"Oltre all'incontestabile testimonianza della parola di Dio abbiamo molti altri testimoni di quella spaventosa inondazione totale: piante, pesci, quadrupedi, insetti, conchiglie, chiocciole in enorme quantità. Si sono invece finora ritrovati ben pochi resti degli uomini morti in quella occasione. I loro cadaveri galleggiavano sulla superficie dell'acqua oppure si decomponevano e non è sempre possibile attribuire loro gli scheletri che di quando in quando si ritrovano. Questa scoperta che si offre alla mediazione di studiosi e curiosi del futuro è una delle più certe e incontestabili testimonianza del Diluvio Universale…"*

Gli rispose il medico Antonio Vallisnieri (1661-1730):

"… io non so con qual franchezza possa affermarsi, che sit Diluvii testis, imperocché, concesso anco che fosse un uomo, potrebbe essere restato impietrato dopo il Diluvio, veggendosi infinite petrificazioni dopo il medesimo."

Come si vede lo scienziato italiano è molto cauto nel confutare la teoria, forse per non rovinare i rapporti con l'amico e collega o forse per non incorrere nelle reprimende della Chiesa.

Non contestava il fatto storico del diluvio quanto che quel fossile fosse umano, per giunta perito in quel frangente.

A quel tempo, non era cosa da poco mettere in dubbio le sacre scritture e, anche se non si finiva sul rogo, il rischio era come minimo di vedersi rovinata la reputazione.

D'altra parte Vallisnieri aveva già liquidato, con sufficienza, un'altra affermazione dello Scheuchzer: a farne le spese era un pesce fossile rinvenuto tra i tanti nella

Pesciara di Bolca vicino a Verona, ennesime vittime del diluvio universale secondo lo svizzero.

[Figura 4] - Una visione del museo dei fossili di Bolca (VR) che espone l'antico ambiente di vita della Pesciara, con pesci e piante di 50 milioni di anni fa – ph Michele Pregliasco

Ecco cosa disse Vallisnieri al riguardo:

"Pone, che il pesce sia diluviano lo Scheuchzero, ma sappiamo di certo, che il Vallisnieri lo fa antediluviano, avendo notizie sicure, che colà una volta fosse il mare, arrivandovi l'Adriatico ad irrorare que' monti."

Notate come Antonio, che scrive in terza persona, colga l'origine di uno dei siti paleontologici più famosi in Italia, l'invasione di un mare che stavolta, il nostro scienziato, colloca precedentemente all'evento biblico, negando alcun nesso con l'ira Divina.

D'altronde non fu la mano di Dio a decretare la morte di quei pesci, che bontà loro, avevano deciso di nuotare in acque asfittiche, dove era veramente un attimo passare a miglior vita, essere seppelliti dai sedimenti e ritrovarsi fossili 50 milioni di anni dopo.

La *querelle* ebbe termine qualche anno dopo, mentre la scienza prendeva le distanze dall'interpretazione letterale delle sacre scritture.

George Cuvier (1769-1832) riconobbe che lo scheletro dell'*Homo diluvii testis* non apparteneva ad un essere umano, bensì ad una salamandra gigante e stiamo parlando di 3 metri di lunghezza.

È qua arriva la beffa dell'intera vicenda.

A imperitura memoria del clamoroso errore, alla nuova specie venne attribuito il nome di *Andrias scheuchzeri*.

Andriás in greco indica "immagine dell'uomo" e quindi il nome scientifico suona come: immagine dell'uomo di Scheuchzer.

[Figura 5] Andrians Schleuchzeri – ph Wikipedia

La specie *Andrias scheuchzeri* non solo stimolò le ricerche che portarono Cuvier ad una corretta interpretazione del fossile, ma, costituisce un esempio evidente di come la scienza proceda per tentativi ed errori.

Noi siamo *"nani sulle spalle di giganti"*, disse Bernardo di Chartres, raccogliamo l'eredità scientifica di chi ci ha preceduto per vedere più lontano.

In questo capitolo ho pensato di ripercorre la storia delle scienze della Terra che è soprattutto una storia di uomini. Le loro idee, anche se superate dalle scoperte più recenti, hanno molto da insegnare perché

[Figura 6] - Stromboli, Arcipelago delle isole Eolie (ME), eruzione a carattere stromboliana – ph Michele Pregliasco

contengono il germe da cui sono stati sviluppati i concetti più moderni e raffinati.

Sono intuizioni che nascono dall'osservazione diretta dei fenomeni naturali: porsi domande su ciò che vediamo e cercare risposte è un passo essenziale per capire e comprendere il mondo naturale.

Fu questo a screditare quelle concezioni teologiche e filosofiche che condizionarono lo studio dei fenomeni terrestri: un colpo mortale alla concezione del diluvio universale nelle scienze geologiche.

Nettunisti contro plutonisti

"Le acque che sono sotto il cielo, si raccolgano in un solo luogo e appaia l'asciutto"
Genesi 1,9

Il raffreddamento delle lave e dei magmi produce un tipo di rocce conosciute universalmente come ignee, un nome che evoca il calore dal quale queste rocce provengono.

A cavallo tra Settecento e Ottocento questo fenomeno sembrò passare quasi del tutto inosservato, almeno per una buona parte del mondo scientifico che sembrava ignorare persino la fonte di questo fenomeno: i vulcani.

La ragione è da ricercare nella teoria nettunista, supportata dalle migliori menti dell'epoca, che attribuiva alle acque di un oceano, che ricopriva tutta la Terra, l'origine delle rocce e relegava i vulcani al ruolo di "fuochi superficiali per autocombustione dei carboni".

Il tedesco Abraham Gottlob Werner (1749-1817), voce autorevole dei nettunisti, spiegava i fossili di conchiglie rinvenuti sulle cime delle montagne come resti di una grande inondazione che aveva sommerso la superficie del pianeta all'inizio della sua storia.

L'acqua deposita i minerali disciolti quando comincia ad evaporare, proprio quello che succede quando evapora l'acqua salata di una pentola dimenticata sul fuoco: sulle pareti si depositano i sali (che sono appunto dei minerali) che ne incrostano la superficie, l'incrostazione può essere paragonata alla solida roccia.

In virtù di questo fenomeno, che i chimici chiamano precipitazione, i nettunisti ritenevano che accanto ai fossili si depositarono i minerali che andavano a costituire le rocce sul fondale dell'oceano universale, che si stava prosciugando in ossequio al versetto di Genesi 1,9.

Quando le acque si ritirarono apparve il mondo come lo conosciamo oggi, comprese le montagne e tutte le forme del paesaggio, una teoria che metteva evidentemente d'accordo scienziati e credenti.

Anche le rocce che oggi conosciamo come ignee si ritenevano, erroneamente, il prodotto della sedimentazione, in particolare i minerali che formano il granito furono i primi a depositarsi sul fondale oceanico, ma in un'epoca così remota che il Signore non aveva ancora creato le sue creature, ed ecco perché lì non si trovano fossili.

Per i nettunisti alla base di una successione rocciosa c'era sempre il granito, seguito da tutte le altre rocce che si sovrapponevano in un ordine prestabilito.

Le cose cominciarono a cambiare quando qualcuno osservò che alcune rocce

[Figura 7] - Loch Laxford, Scozia, lo gneiss (grigio chiaro) è intruso da anfibolite (nera), granito e pegmatite (rosa). Un segno di come i magmi possano raffreddarsi all'interno di altre rocce dando luogo, in particolare, ai graniti. Hutton sicuramente aveva osservato questi tipi di affioramenti sviluppando la sua teoria rivoluzionaria – ph Michele Pregliasco

si erano incassate (i geologi parlano di intrusioni) all'interno di altre più antiche, per cui fu facile pensare che quelle intruse erano state un tempo un magma che, risalendo dalle profondità della Terra, era penetrato nelle fratture del corpo roccioso per poi, qui, raffreddarsi e consolidarsi.

Nasceva così la **teoria plutonista** in ossequio al dio degli inferi Plutone che costituirà il contraltare a quella nettunista votata alle acque dell'oceano.

Tra i capostipiti del pensiero plutonista vi fu un medico scozzese, James Hutton (1726- 1797) per il quale non solo alcune rocce erano di natura ignea, ma le stesse montagne erano il risultato del calore che sollevava il terreno.

La teoria nettunista si accordava molto bene con l'ipotesi di una Terra molto giovane nella quale tutte le rocce si erano formate una volta per tutte all'inizio della storia del pianeta e mai ne sarebbero sorte di nuove, i plutonisti erano di idee decisamente contrarie.

I seguaci di Hutton, ritenevano che il nostro pianeta fosse molto antico e le rocce si rinnovassero ciclicamente in un susseguirsi di erosioni che smantellavano le montagne e sollevamenti che portavano in superficie nuova roccia.

La contesa scientifica tra nettunisti e plutonisti assunse toni aspri, dove era finita tutta quell'acqua che ricopriva il mondo? chiedevano i plutonisti a gran voce. In grotte e caverne sotterranee rispondeva la fazione avversa, tanto che Giulio Verne (1828-1905) attinse a piene mani nel suo "Viaggio al centro della terra".

In questo agone scientifico entrò, quasi casualmente e in punta di piedi un ispettore minerario dell'Impero austro ungarico, il conte vicentino Giuseppe Marzari Pencati (1779-1836).

Giunto a Predazzo in località Cava Canzoccoli, si accorse che il granito giaceva sopra un atro tipo di roccia, il calcare, a dispetto delle teorie nettuniste. Non solo, ad accrescere l'importanza della scoperta e lo scherno per i seguaci di Werner, il calcare era stato "cotto" nella zona di contatto con il granito.

La **predazzite** era il risultato di questa cottura, una roccia che presentava grossi cristalli come se fossero di zucchero e per questo viene definita a struttura saccaroide.

Possibile che avesse ragione Hutton?

Il granito era veramente il risultato di un magma che si era consolidato e non della precipitazione chimica nel mare primordiale?

Per di più a Predazzo, il magma risalito dalle profondità della terra, aveva intruso le rocce incassanti per poi disporsi sopra di esse e, ora, quelle bande di rocce granitiche all'interno dei calcari sono lì, a perenne scherno delle teorie nettuniste.

I nettunisti corsero subito ai ripari e mandarono i loro migliori scienziati a studiare questo fenomeno: Leopold von Buch e Alexander von Humboldt cercarono di confutare la nuova teoria, ma senza riuscirci.

Tornarono a casa con molti dubbi sulle loro certezze.

In Italia non è difficile trovare filoni di rocce vulcaniche che intersecano rocce sedimentarie; quando li trovate ricordate che questi affioramenti sono un autentico colpo al cuore per qualsiasi nettunista.

Alla luce delle idee moderne, chi aveva ragione?

Potrei dire che, in parte, avevano ragione entrambi.

I nettunisti furono i precursori delle idee che oggi sono alla

[Figura 8] - Uno schizzo di cava Canzoccoli del 1846 – di autore ignoto

[Figura 9] - Dos Capel comune di Predazzo (TN), dicchi di lava intrusi nel calcare – ph Michele Pregliasco

base di un tipo di rocce che chiamiamo **sedimentarie**, sono il prodotto delle erosioni di altre rocce i cui "frammenti" sedimentano, cioè si depositano per gravità, nelle acque di mari e oceani formando nuove rocce. Sedimentarie sono definite anche le rocce evaporitiche che si formano grazie all'evaporazione, parziale o completa, di un bacino, proprio come il modello della nostra pentola sul fuoco ed infine sono sedimentarie le rocce prodotte dall'accumulo di sostanze legate all'attività biologica nei mari. I nettunisti avevano già osservato che la sedimentazione non è casuale ma segue una precisa cronologia di strati che si sovrappongono gli uni agli altri. Il loro più grande errore fu ritenere che tutte le rocce fossero di origine sedimentaria: nel granito non si trovano fossili proprio perché è una roccia ignea che si forma in ambiente vulcanico.

Paradossalmente i plutonisti si dedicarono proprio allo studio delle rocce ignee e ne riconobbero per primi la genesi. Il loro punto debole fu che considerarono solo i movimenti verticali, cioè la spinta verso l'alto dei terreni, per spiegare la nascita delle montagne. In realtà le catene montuose si spostano di parecchi chilometri, cioè si muovono anche orizzontalmente. Fu giusta l'intuizione che è il calore della Terra a fornire la forza che innalza i rilievi, ma per comprendere la reale dinamica bisognerà attendere ancora del tempo, quando la scienza formulerà la teoria della tettonica delle placche e spiegherà i

[Figura 10] - Il Gran Lagazuoi del gruppo di Fanis all'interno delle Dolomiti Orientali di Badia (BL) mostra una netta stratificazione che indica come queste rocce (Dolomia Principale) siano di origine sedimentaria – ph Michele Pregliasco

[Figura 11] - Il monte Pico, che si vede sullo sfondo della fotografia, nelle isole Azzorre è in realtà un vulcano. Il geologo è sopra a un tubo di lava nel quale la roccia fusa scorreva all'interno; le lave, una volta raffreddate, si trasformano in una roccia ignea effusiva. Tutte le rocce intorno al vulcano e Pico stesso sono formate da basalto – ph Michele Pregliasco

movimenti orizzontali che spostano interi continenti, da un capo all'altro del mondo, nel corso di milioni di anni.

Sarebbe stato molto difficile per i plutonisti credere che parte dell'Italia è, geologicamente, un pezzo di Africa che si è spostata verso l'Europa.

La tettonica a placche è un concetto modernissimo e complesso, per arrivare a comprenderla nel pieno del suo significato e delle sue ripercussioni sul pianeta sarà necessario familiarizzare con altre idee della geologia.

Saranno ancora una volta i geologi del passato ad indicarci la strada: l'attualismo fu un modello che permise di capire come il tempo sia il fattore determinante, capace di moltiplicare enormemente gli effetti di un piccolo fenomeno che si svolge nel corso di milioni di anni.

[Figura 12] - Il tempio di Serapide a Pozzuoli (NA) dove si scorgono nitidamente i fori di litodomi sulle colonne che indicano una temporanea sommersione sotto il livello del mare dell'intera area dovuta all'attività vulcanica che crea il fenomeno conosciuto come bradisismo – ph Michele Pregliasco

[Figura 13] - La val di Fassa, al confine delle province di Bolzano, Trento e Belluno con i suoi tipici paesaggi dolomitici è, insieme a gran parte dell'Italia, geologicamente una propaggine del continente africano che i movimenti tettonici hanno avvicinato all'Europa nel corso di milioni di anni. Le sue rocce sono di natura sedimentaria – ph Michele Pregliasco

L'attualismo

Come una moderna Cassandra, James Hutton, dalla maggior parte dei suoi contemporanei non fu mai creduto, non per la maledizione di Apollo ma perché i suoi libri erano più tediosi che incomprensibili. Bill Bryson nel suo "*Breve storia di (quasi) tutto*" disse di James Hutton: "*ogni riga dei suoi scritti è un invito al sonno*".

Le sue idee sarebbero state consegnate all'oblio se qualcuno non le avesse trasferite ai posteri usando, questa volta, una retorica raffinata.

Proprio nell'anno della sua morte, nasceva, a un centinaio di chilometri, nel paesino di Kinnordy, Charles Lyell (1797-1875), sarà colui che, meglio di chiunque altro, raccoglierà l'eredità del pensiero huttoniano.

Avvocato abilissimo nell'argomentare e difendere le proprie idee scrisse un libro che diventerà un bestseller negli ambienti accademici del tempo: "Principi di geologia" (1830).

Già far precedere il titolo dalla parola "principi" era quantomeno presuntuoso, un secolo prima, Isac Newton, lo scienziato definito "*Prossimo agli dei, inaccessibile ai mortali*", aveva scritto i suoi "*Principia*", ma anche il libro di Lyell sarà rivoluzionario.

Il sottotitolo suona come una provocazione: "*un tentativo di spiegare i trascorsi mutamenti della superficie terrestre con riferimento a cause attualmente operanti*" e, a compimento della copertina, c'era l'immagine del tempio di Serapide presso Pozzuoli con il suo colonnato.

Queste scelte editoriali non furono assolutamente casuali: nel suo viaggio in Italia nel 1828 Lyell non mancò di visitare il tempio di Serapide. Qui si accorse che le colonne del monumento presentavano fori di litodomi (un mollusco marino) fino ad un'altezza di circa sei metri.

[Figura 14] - L'immagine che compare nella copertina dell'opera di Charles Lyell

Come dice il suo nome il litodomo abita (*δόμος*) nella pietra (*λίθος*) a poca profondità, il che significa che in qualche modo l'acqua era giunta fin lassù...

"era stato il mare ad innalzarsi o il tempio a inabissarsi?"

L'ammiraglio inglese Smith osservò che, in 2000 anni di storia, nessun porto o bacino

del Mediterraneo era stato interessato da un importante variazione del livello delle acque. In altre parole il mare se ne è sempre stato lì buono e tranquillo.

Lyell, incrociando questo dato archeologico con le sue osservazioni, concluse che è il terreno su cui sorge il tempio di Serapide che si muove, oggi, come si mosse nel passato.

Questi movimenti verticali sono dovuti all'attività vulcanica dell'area napoletana, con periodi di sollevamento dovuti ad un "maggior sviluppo del calore vulcanico" e periodi di abbassamento dovuti alla "quiescenza delle cause ignee sotterranee".

Ancora una volta il calore interno della terra è paragonato a un motore!

Nel 1883 un altro naturalista, l'italiano Artuto Issel, diede il nome di bradisismo a questa manifestazione della Terra, termine in uso.

Lyell portò il bradisismo come esemplificazione del concetto di derivazione Huttoniana dell'uniformitarismo chiamato anche attualismo da altri autori: i fenomeni che regolano le dinamiche del pianeta oggi sono gli stessi che hanno agito nel passato.

Le tracce lasciate dai nostri litodomi ci insegnano che la natura del movimento, che osserviamo oggi nei Campi Flegrei, è la stessa, che nel corso di 2000 anni, ha abbassato e successivamente innalzato per 6 metri il tempio di Serapide e chissà cosa accadrà nel futuro.

Si potrebbe parafrasare niente di nuovo sotto il sole, vale a dire che per capire cosa è avvenuto nel passato occorre osservare cosa sta accadendo oggi, per cogliere quei piccoli segni che produssero i grandi cambiamenti.

L'Oceano Atlantico, oggi, si sta espandendo alla velocità di quattro centimetri all'anno, è nato circa 165 milioni di anni fa, allargandosi, anno dopo anno, fino a raggiungere le attuali dimensioni, pari a 6700-6800 km di larghezza nella zona ove Cristoforo Colombo compì la sua attraversata (dato enciclopedia Treccani).

È il tempo a moltiplicare enormemente gli effetti di qualcosa che si ripete per un tempo sufficientemente lungo. Ecco perché per ricostruire la storia geologica di antichi sedimenti, i geologi studiano come funziona la sedimentazione nei fiumi, oceani e mari di tutto il mondo, misurando, campionando e riportando le conoscenze acquisite alla scala dei tempi passati.

Darwin e le scogliere coralline

Per il venticinquenne capitano Robert FitzRoy, pioniere della meteorologia, cartografo e fervido credente, il diluvio universale era un fatto e non una leggenda, trovarne le prove era tra gli obiettivi del suo viaggio attorno al mondo al comando del brigantino HMS Beagle.

Portando in cuor suo questa devota speranza, il 27 dicembre 1831 dava l'ordine di salpare dal porto di Plymouth, inconsapevole di avere come compagno di viaggio colui che confuterà la stessa creazione: si trattava di un giovane Charles Darwin, afflitto da un perenne mal di mare, ma capace di compiere quelle osservazioni che vent'anni più tardi lo porteranno a pubblicare l'opera che sconvolgerà le coscienze: "L'origine delle specie per selezione naturale".

Pochi però sanno che Charles prediligeva

la geologia e fu lo stesso FitzRoy ad aprirgli la strada quando gli consegnò il volume "Principi di geologia" di Charles Lyell.

L'attualismo fu per Darwin la scintilla che dette il via al suo genio e si potrebbe dire che superò il maestro.

Nel 1835 fu testimone del terremoto che rase al suolo la città di Conception in Cile:

"Mi trovavo a terra, sdraiato nella foresta per riposarmi. Arrivò improvvisamente e durò due minuti (che sembravano molto più lunghi). La scossa sembrò a me e al mio compagno venire da est. Non era difficile rimanere in piedi ma il movimento mi procurò un capogiro. La sensazione potrebbe essere paragonata a quella che si prova quando si pattina su uno strato di ghiaccio molto sottile."

Notò subito che la costa si era sollevata di alcune decine di centimetri il che poteva spiegare il perché sulle cordigliere (a più di 3000 metri di altezza) si trovassero depositi di conchiglie. Dopo tutto si trattava di ragionare su lunghi periodi di tempo e reiterati eventi sismici, come Lyell aveva sostenuto.

Così come il terreno si era alzato, in altre parti del mondo avrebbe potuto abbassarsi, ed ecco che, da quella fervide mente, nacque la teoria degli atolli corallini.

I reef corallini sono il risultato del lento e incessante lavoro di organismi animali e vegetali chiamati bio-costruttori: si tratta principalmente di coralli ma anche spugne, alghe e piccoli esseri viventi che depositano il carbonato di calcio, una sostanza dura che protegge i loro corpi delicati e che si compatta in una roccia chiamata calcare.

[Figura 15] - L'acquario tropicale ci proietta nel mondo dove proliferano i coralli, in primo piano anemoni di mare, Acquario di Genova – ph Michele Pregliasco

Le scogliere si sviluppano attorno alle isole vulcaniche che però, ahimè, tendono a sprofondare sotto il loro stesso peso (subsidenza). Inizia così una gara tra l'isola che affonda e gli organismi costruttori, che cercano di costruire le loro impalcature di carbonato di calcio verso l'alto, dove arriva la luce necessaria alla fotosintesi da cui dipende il loro ecosistema.

È noto che il corallo vive in simbiosi con un'alga fotosintetica: se l'alga muore perché la luce del sole non arriva il corallo potrebbe seguire la stessa sorte.

Seguendo il pensiero attualista, Darwin intuì che, nel corso del tempo, il corallo innalzò strutture carbonatiche di centinaia di metri nella rincorsa verso la luce e finì per edificare gli atolli corallini. Ancora una volta si trattava di vedere ciò che accade oggi per capire il passato.

Fu una grande intuizione che, trent'anni dopo, permise a un altro scienziato di fare una scoperta.

Lo scienziato tedesco Ferdinand Freiherr von Richthofen, zio di Manfred, l'asso dell'aviazione conosciuto come il barone rosso, nel 1860 si trovava in Tirolo. Qui riconobbe gli antichi reef corallini, come quelli descritte da Darwin, solo che questi erano fossili e avevano duecento milioni di anni. Le Dolomiti acquistarono così un fascino esotico, anche se oggi sappiamo che più che i coralli furono i batteri a edificarle, ma questa è un'altra storia che ci fa capire quanto la sorpresa scientifica sia sempre dietro l'angolo.

Non è difficile quantomeno sospettare che fu grazie alla lettura dell'opera di Lyell che a Darwin si aprì la strada verso le sue idee rivoluzionari, mentre i resoconti dei viaggi sulla Beagle permisero a Richthofen di riconoscere i coralli nelle Dolomiti.

Un esempio di quanto sia vera l'affermazione di "nani sulle spalle di giganti", anche se qui siamo in presenza di nani di statura alquanto elevata.

[Figura 16] - Questi coralli fossili sono molto più giovani di quelli rinvenuti da Richthofen, hanno "appena" 30 milioni di anni. Beigua Geo-Park, (SV) – ph Michele Pregliasco

L'occhio dell'evoluzione

Oxford 30 giugno 1860, presso l'*University Museum of Natural History* si teneva un concitato dibattito, il tema era *"l'evoluzione delle specie"* il recente quanto discusso libro scritto da Charles Darwin.

La disputa si accese quando il vescovo Wilberforce prese la parola:

"Il vescovo si alzò, e con un tono lievemente beffardo, florido e fluente, ci assicurò che non c'era niente nell'idea di evoluzione; il piccione torraiolo era quello che era sempre stato il piccione torraiolo. Poi, rivolgendosi al suo antagonista con una sorridente insolenza, pregò di sapere, era attraverso suo nonno o sua nonna che sosteneva la sua discendenza da una scimmia? Su questo il signor Huxley si alzò lentamente e deliberatamente. Una figura alta e snella, severa e pallida, molto tranquilla e molto seria, si fermò davanti a noi e pronunciò quelle tremende parole - parole di cui nessuno sembra sicuro ora, né credo, potrebbe ricordare subito dopo che furono pronunciate, perché il loro significato ci lasciò senza fiato […]. Non si vergognava di avere una scimmia per suo antenato; ma si vergognerebbe di essere collegato con un uomo che ha usato grandi doni per oscurare la verità. Nessuno dubitò del suo significato e l'effetto fu tremendo. Una signora è svenuta e ha dovuto essere portata via: io, per esempio, sono saltata giù dal mio posto."(1898 Isabella Sidgwick, Macmillan's Magazine)

Questa è l'unico resoconto, scritto 38 anni dopo, della memorabile contesa tra Thomas Henry Huxley acceso sostenitore di Darwin, tanto da essere soprannominato "il mastino" e Samuel Wilberforce, la cui capacità oratoria gli aveva conferito il nomignolo "il viscido".

Facendo la tara degli eccessi umorali dei contendenti, la teoria della selezione naturale, più che con i dogmi si stava scontrando con un ben più insidioso sistema filosofico.

Lo stesso Charles Darwin durante gli anni di studio aveva letto la teologia naturale del reverendo Wiliam Paley (1743-1805).

Ecco il titolo per esteso: *"Teologia naturale o sia prove della esistenza e degli attributi della divinità ricavate dalle apparenze della natura"*.

L'autore osserva che le strutture del mondo naturale, come l'occhio, superano per complessità e perfezione il più moderno, preciso e complicato degli orologi meccanici.

Ebbene, se si trova un orologio per terra, viene spontaneo pensare che un orologiaio lo abbia costruito piuttosto che si sia assemblato da solo.

Allo stesso modo gli esseri viventi, nella loro complessità, non possono essere se non il risultato di un progetto divino, **un disegno intelligente**, e quindi sono la prova della creazione.

L'**analogia dell'orologiaio** non è solo un espediente teologico ma è, soprattutto, una congettura che appartiene alla filosofia della scienza.

Darwin si scontrava con tutto questo e lo sapeva benissimo, tant'è che paragonava la sua teoria ad una pistola fumante tenuta nel cassetto. Ci mise vent'anni a pubblicare il suo manoscritto e lo fece

soltanto perché Alfred Russel Wallace era arrivato alle sue stesse conclusioni.

[Figura 17] - Il paradosso dell'orologio – ph Pixabay

Quello che Paley non poteva sapere è che l'occhio umano così come molti organi non sono affatto perfetti: le fibre nervose che dall'occhio portano le informazioni al cervello passano proprio davanti alla retina. È un po' come se i fili elettrici del televisore passassero davanti allo schermo, un bel guaio!

Fortunatamente il nostro cervello è in grado di pulire l'immagine, che potrebbe essere più nitida se avessimo l'occhio del polipo. In questo cefalopode niente si frappone tra la retina e quello che per gli umani è il cristallino, solo che lui vede solo in bianco e nero!

La verità è che la selezione naturale e quindi l'evoluzione non perseguono la perfezione, ma la sopravvivenza della specie: sopravvive chi si adatta e riesce a tramandare i suoi geni alle generazioni future, a prescindere dalla perfezione degli occhi, per quanto l'occhio di un polpo possa essere definito funzionale ma del tutto privo di attrattiva.

La storia evolutiva dell'occhio pare non fermarsi qui. All'inizio del Cambriano ci fu il maggior evento conosciuto di diversificazione nella storia evolutiva: in un periodo relativamente breve comparvero i progenitori di tutte le specie che conosciamo oggi e di altre che non ebbero discendenza. È quello che la scienza chiama esplosione cambriana, un fenomeno così veloce che qualcuno lo pone ad esempio per contestare l'evoluzione graduale di Darwin.

[Figura 18] - Trilobite: un organismo molto antico. Questi artropodi vissero tra il Cambriano inferiore (521 Ma) e il Permiano (250 Ma) – ph Michele Pregliasco

Andrew Parker, nel suo *"In un batter d'occhio - La causa del più spettacolare evento nella storia della vita"*, afferma che fu la comparsa del senso della vista a determinare l'accelerazione evolutiva, enunciando la *"teoria dell'interruttore della luce"*.

542 milioni di anni fa gli organismi dovettero ricorrere a nuovi adattamenti per sfuggire a predatori sempre più mobili e letali proprio perché potevano vedere la preda che, a sua volta, ricorreva al nuovo senso per sfuggire agli agguati.

Questo innescò una riconcorsa agli armamenti e alle difese che portò a una complessità e diversificazione mai vista prima. Per altro non è da escludere che nel Cambriano i vertebrati avessero una vista a colori e conseguentemente la nascita di gusci e forme colorate.

[Figura 19] - Impronte fossili di dinosauro, Lavini di Marco (TN) – ph Michele Pregliasco

Estinzioni

Nonostante non siano attraenti, da quando Sir Richard Owen (1804-1892) li riconobbe per quelli che erano, i dinosauri hanno affascinato intere generazioni. Anche nel mondo accademico questi rettili rappresentano un'icona, quella dell'estinzione.

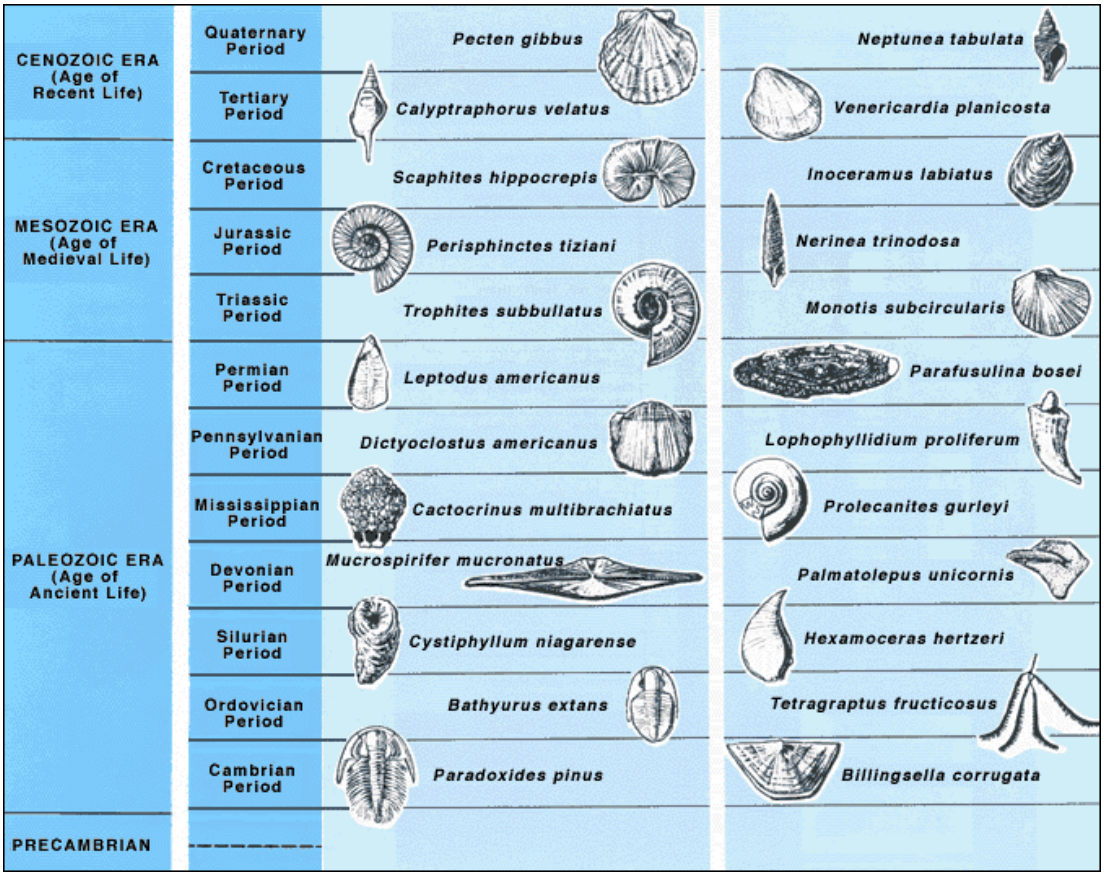
L'improvvisa scomparsa delle forme di vita ha sempre suscitato perplessità tra i ricercatori: è possibile che la Terra sia andata incontro nel suo passato a delle catastrofi naturali?

L'attualismo respinge categoricamente l'idea che nel passato si siano verificati dei cataclismi, così come rifiuta ogni fenomeno che non sia graduale e che non possa manifestarsi anche oggi senza creare drammatiche conseguenze.

È rassicurante pensare che la natura non ci scatenerà addosso una inondazione per creare una montagna e neanche ci cancellerà dalla faccia della terra, forse.

Anche l'evoluzione obbedisce, o dovrebbe obbedire, a questo precetto: *natura non facit saltum*.

Se risaliamo lungo una sequenza di rocce sedimentarie, dalle più antiche a quelle più recenti, i fossili cambiano seguendo le leggi dell'evoluzione: gli arti si allungano o si accorciano, scompaiono o appaiono organi e organelli in funzione delle mutate esigenze ambientali fino ad arrivare,



[Figura 20] - In questa tabella sono elencati alcuni fossili che permettono di datare in modo relativo le rocce. Sono elencati in ordine dai più recenti (cenozoico) ai più antichi (paleozoico), notate come la tabella non faccia riferimento ad alcuna data assoluta – da Wikipedia

con una estrema gradualità, alle specie come le conosciamo oggi.

Grazie a ciò i geologi hanno imparato a datare le rocce proprio in base al contenuto fossilifero. Anche se il metodo non rivela esattamente l'età, ci dice senza ombra di dubbio se una roccia è più vecchia o è più giovane di un'altra perché sappiamo quali generazioni di organismi si sono succedute nel corso dell'evoluzione. Ma i geologi sanno anche che ogni tanto la sequenza stratigrafica fa un salto, a un certo punto un gran numero di specie fossili scompaiono improvvisamente per essere sostituiti nel tempo da generi completamente nuovi.

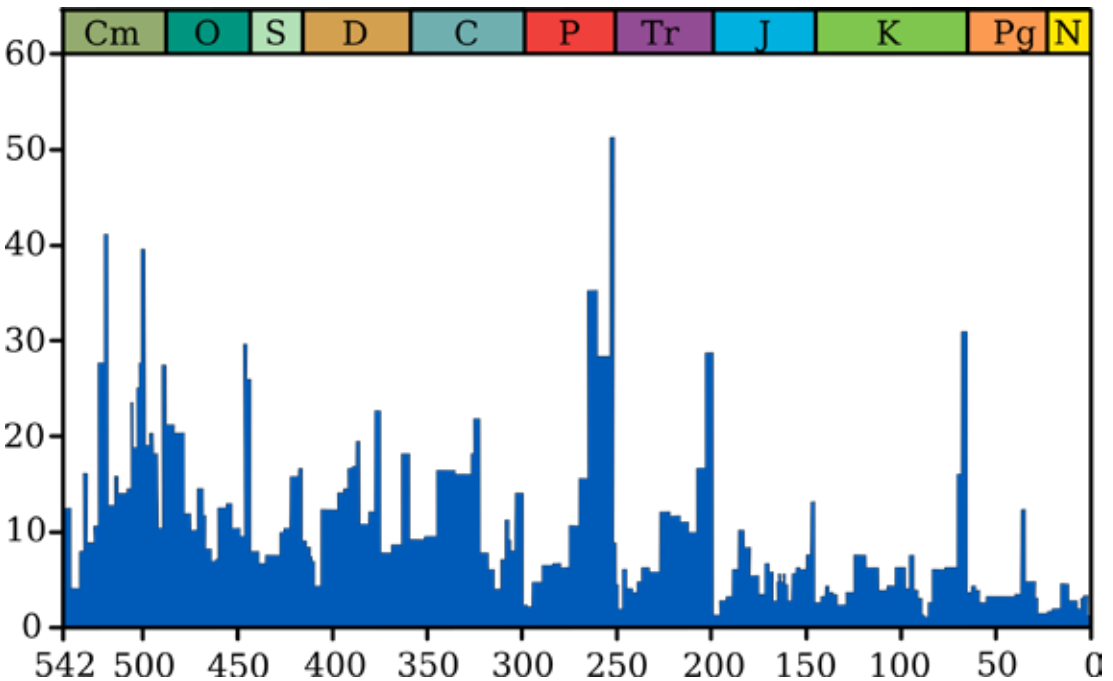
Che fine hanno fatto gli organismi precedenti? Con buona probabilità si sono estinti ponendo fine alla loro discendenza. Ogni estinzione di massa è stata usata per definire dei limiti cronologici nelle sequenze, come se fosse una "*bandierina*" che segnala un importate evento storico che ha rivoluzionato il mondo, come del

resto la scoperta dell'America segnò la fine del Medioevo.

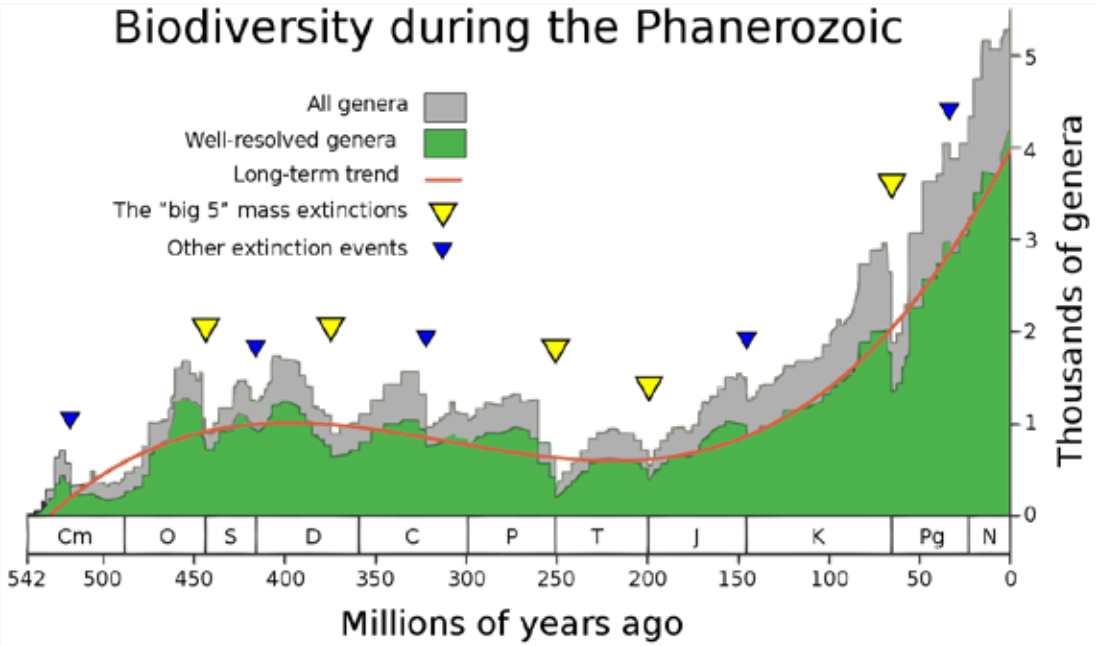
La più recente delle estinzioni di massa ha sancito il limite del periodo cretacico e l'inizio dell'ultima era geologica, il Cenozoico (65,5 milioni di anni fa), il momento in cui i dinosauri e molte altre creature ci hanno lasciato per fare posto ai mammiferi. Il Cenozoico è conosciuto anche come Terziario nei testi più datati, per cui questa estinzione è chiamata anche K-T, Cretaceo/Terziaria e K/Pg Cretaceo/Paleogene nei testi recenti. Come vedete anche i termini geologici si evolvono nel tempo.

L'estinzione crea i presupposti per la proliferazione di nuove forme di vita, i futuri dominatori del pianeta, ma non prima di aver superato la "crisi biologica". Infatti, negli strati che seguono una estinzione di massa, si trovano solo quegli organismi che meglio si adattano a un'ambiente quasi privo di risorse ma anche di predatori e di competitori. Sono resistenti, capaci di adattarsi alle più svariate condizioni ambientali e alimentari. Si assiste a una drastica e catastrofica riduzione della biodiversità: solo le specie particolarmente prolifiche e resistenti alle condizioni avverse aumentano incredibilmente di numero ed estendono il loro areale di distribuzione, la maggior parte delle altre scompare.

È la ragione per la quale nella formazione di Werfen, una serie di strati sedimentari che affiora in Trentino-Alto Adige, Lombardia orientale, Veneto e Friuli-Venezia Giulia, testimone della più grande estinzione della storia conosciuta, quella Permiano–Triassico (251,4 milioni di anni fa),



[Figura 21] - Questo grafico mostra i picchi di estinzione avvenuti nel passato della fauna marina, l'asse verticale mostra la percentuale delle specie perse – da Wikipedia



[Figura 22] - La biodiversità negli ultimi 540 milioni di anni, i triangoli gialli indicano le grandi estinzioni, in particolare notare le estinzioni al limite P/T Permiano/Triassico e al limite K/Pg Cretaceo/Paleogene, queste hanno segnato l'ascesa e il declino dei dinosauri durante quella che fu l'era mesozoica. Nonostante le estinzioni abbiano funestato la storia del pianeta, la biodiversità (curva rossa), cioè la varietà degli organismi viventi, è in costante crescita. Anzi, non è da scartare l'ipotesi che siano proprio le estinzioni ad accelerare la biodiversità creando nuovi spazi evolutivi – da Wikipedia

sono scomparsi interi gruppi di organismi come: alghe calcaree, spugne, coralli, brachiopodi articolati. Rimangono solo le specie opportuniste, tra i quali ricordo un piccolo mollusco, la *Claraia clarai*.

Dovranno passare parecchi milioni di anni prima che la complessità e la specializzazione delle forme viventi, selezionate ulteriormente dalle estinzioni che seguirono, torni con le specie che oggi popolano, numerose, il mondo. Sempre che l'uomo non voglia mettere la parola fine a tutto questo!

D'altra parte fu una fortuna che, dopo l'estinzione K-T, i mammiferi presero il sopravvento sui rettili, forse proprio per questo noi oggi siamo qui.

Qualcuno ha affermato che la Terra si era raffreddata, sfavorendo il metabolismo dei rettili, a sangue freddo, e dunque fortemente dipendenti dal calore del sole. Secondo questa teoria, se le cose fossero andate diversamente, noi oggi saremmo probabilmente delle prede.

A questo punto dobbiamo porci una domanda molto importante: in quanto tempo avvengono le estinzioni?

Se l'estinzione è un fenomeno che avviene in un tempo molto lungo la teoria attualista è salva, ma se l'estinzione è un evento improvviso e catastrofico occorre rivedere le nostre idee perché la natura ha fatto un salto improvviso! A questa domanda cercò di rispondere lo statunitense

[Figura 23] - La Claraia clarai – ph Michele Pregliasco

Walter Alvarez quando cominciò a fare indagini geologiche in Umbria.

La Gola del Bottaccione, incisa a nord della città di Gubbio, racconta la storia della Terra: ogni strato è come la pagina di un libro che racchiude i fossili delle epoche remote, tranne un sottile strato di argilla che parrebbe privo di contenuti fossiliferi, come se la vita si fosse spenta.

È lo strato del limite K/T tra Cretaceo e Terziario nel quale ci fu l'estinzione di massa che portò alla scomparsa dei dinosauri.

Riuscire a datare quello spessore voleva dire sapere, per Alvarez, in quanto tempo fosse avvenuta l'estinzione di questo importante gruppo di rettili, ma come fare?

Ebbene, noi sappiamo che ogni anno sul pianeta cadono qualcosa come 500 meteoriti. Esse apportano un elemento rarissimo sulla superficie della Terra, l'**Iridio**. Praticamente tutto l'Iridio che troviamo sulla superficie del pianeta è di origine meteorico. Quindi, sapendo quanto iridio c'è nelle argille del limite K/T, si può calcolare in quanto tempo lo strato è stato depositato.

Alvarez si mise al lavoro ma quello che scoprirà lo lascerà senza parole: il contenuto di Iridio era assurdamente alto, troppo alto perché il calcolo avesse senso.

A quel punto si formulò un'ipotesi quasi incredibile: l'Iridio proveniva da un impatto con un meteorite del diametro di 10 km, che avrebbe decretato la scomparsa dei dinosauri e la morte della maggior parte delle forme di vita. In seguito sarà identificato nel cratere di Chicxulub,

a oltre 9000 Km da Gubbio, il supposto luogo dell'impatto.

L'ipotesi apre una breccia nella teoria attualista: siamo così sicuri che la storia geologica del pianeta proceda per gradi?

In linea di principio e per molti fenomeni potremmo dire di sì: la Terra, come la conosciamo oggi, è il risultato di lenti processi che avvengono sotto e sopra la sua superficie.

La tettonica delle placche, che ci ha permesso di capire parte di questo meccanismo, è una teoria attualista, se si considera che opera fin da epoche remotissime, da quanto la Terra possiede un involucro chiamato Mantello e opera tuttora con modalità analoghe.

Ciò non toglie che in passato si siano verificati degli eventi catastrofici con i quali oggi geologi e naturalisti devono fare i conti, tuttavia il pianeta si sta raffreddando e certi fenomeni attualmente non possono più accadere o accadono con una diversa intensità, rispetto al passato.

[Figura 24] - I dinosauri sono tra le specie estinte più popolari, ma si sono estinti davvero? – Museo di Scienze Naturali di Milano – ph Michele Pregliasco

Estinti? Forse no!

Se state mangiando un bel pollo allo spiedo, forse vi imbatterete in quell'ossicino a forma di Y chiamato osso dell'amore o della fortuna. Si tratta della forcula che deriva dalla fusione delle clavicole negli uccelli, un espediente evolutivo per rinforzare la struttura toracica, indispensabile per il volo.

... se vi dicessi che anche alcuni dinosauri avevano la forcula?

Intanto sarebbe interessante stabilire che cosa è un dinosauro, e non pensiate che sia un grande rettile dall'andatura un po' goffa, vissuto nel passato.

Anche il *Ticinosuchus ferox*, che ha lasciato le sue impronte sull'Altopiano della Gardetta in val Maira, era un rettile abbastanza grande, quel tanto da augurarsi di non incontrarlo mai sul proprio cammino, ma non era per nulla un dinosauro.

I rettili preistorici più antichi avevano ancora un'anatomia che ricordava la loro discendenza da creature acquatiche, tant'è che le zampe non erano poste sotto ma ai lati del corpo, rivolte verso l'esterno, la camminata era accompagnata dai movimenti sinuosi del tronco proprio come fanno oggi le lucertole.

[Figura 25] - Una lucertola (Podarcis muralis) con la sua tipica postura dove le zampe sono tenute ai lati del corpo – ph Michele Pregliasco

Insomma un'andatura che era una via di mezzo tra il nuotare e il camminare.

Nel Triassico le cose stavano cambiando, alcuni animali cominciarono a sviluppare una postura eretta, con quattro arti ben piazzati, verticali, sotto al corpo anziché ai lati e orizzontali, più simili a quelli di un mammifero come un cane o un gatto che di una lucertola. Ciò voleva dire sollevare il corpo dal terreno, vedere più distante, correre più veloci e stancarsi di meno, il che era un bel vantaggio per un animale terrestre.

Il nostro *Ticinosuchus* apparteneva proprio a queste nuove specie, più precisamente faceva parte dell'ordine dei *Rauisuchia*, i superpredatori all'apice della catena alimentare di quel periodo.

Anche i dinosauri avevano sviluppato la postura eretta attraverso una particolare anatomia caratteristica dell'anca e furono tanto bravi che alcuni di loro divennero bipedi. Una piccola estinzione diede loro una mano e alla fine del Triassico nessuno sentì più parlare dei *Rauisuchia*.

Ma le sorprese che ci riservano i dinosauri non finiscono qui: alcuni avevano le ossa cave, probabilmente sacchi aeriferi e, gli ultimi ritrovamenti lo confermano, piume!

Ora guardate il vostro bel pollo nel piatto, queste caratteristiche anatomiche vi ricordano qualcosa?

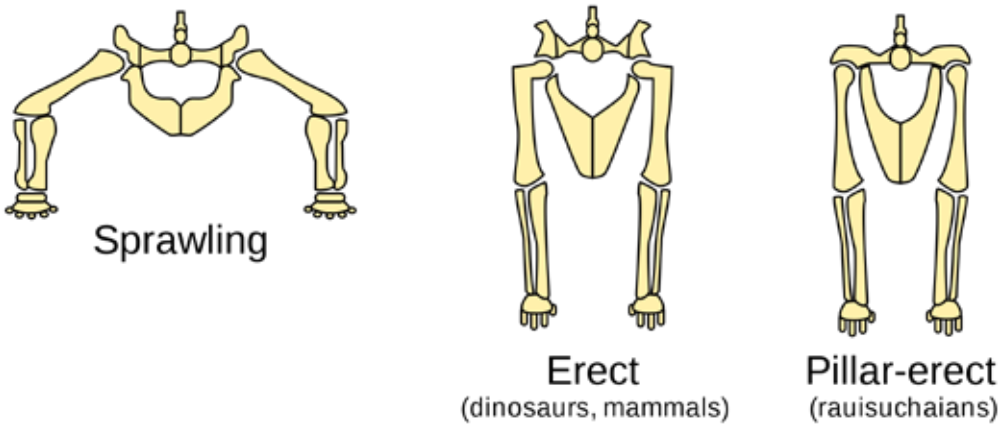
Ebbene sì, secondo i paleontologi i dinosauri non sono estinti, almeno una linea evolutiva, quella dei dinosauri aviani, è

[Figura 26] - Ticinosuchus ferox (Museo dei fossili del Monte San Giorgio, Meride), confrontate la sua postura con quella della lucertola nella figura precedente – da Wikipedia

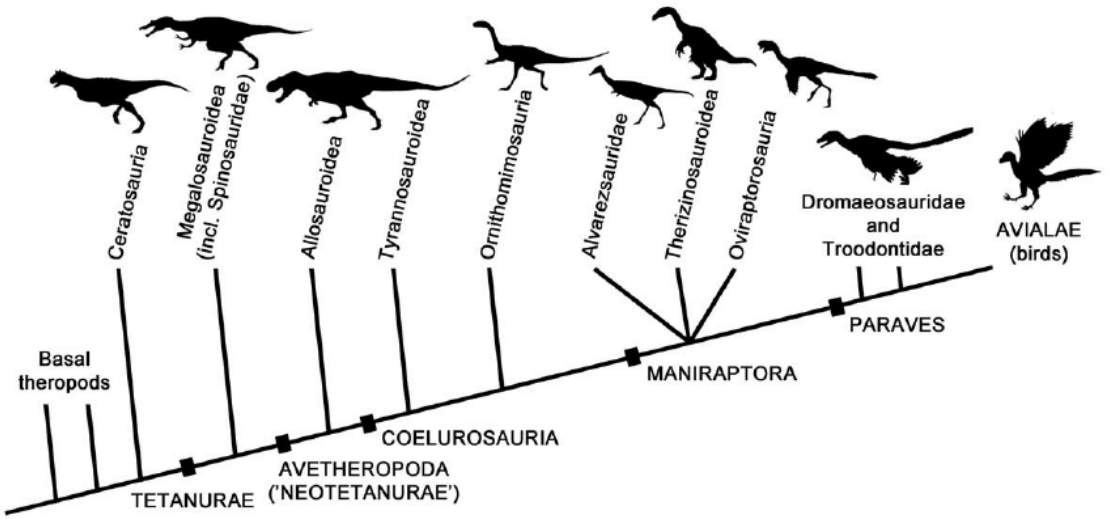
arrivata fino a noi con penne e piume consegnandoci gli uccelli, pollo compreso.

Tutto questo getta una nuova luce sull'evoluzione di questi esseri, anche l'Italia ebbe i suoi dinosauri e questo fu dirompente per chi sosteneva che in quell'epoca il bel paese era completamente sommerso.

[Figura 27] - La particolare conformazione dell'anca e, in particolare, come il femore si inserisce nell'acetabolo sono caratteristiche distintive dei dinosauri – ph Michele Pregliasco



[Figura 28] - Posture dell'articolazione dell'anca e degli arti posteriori: sprawling tipica delle lucertole, pillar-erect (a colonna) che contraddistingueva il Ticinosuchus e erect tipica dei dinosauri – da Wikipedia.



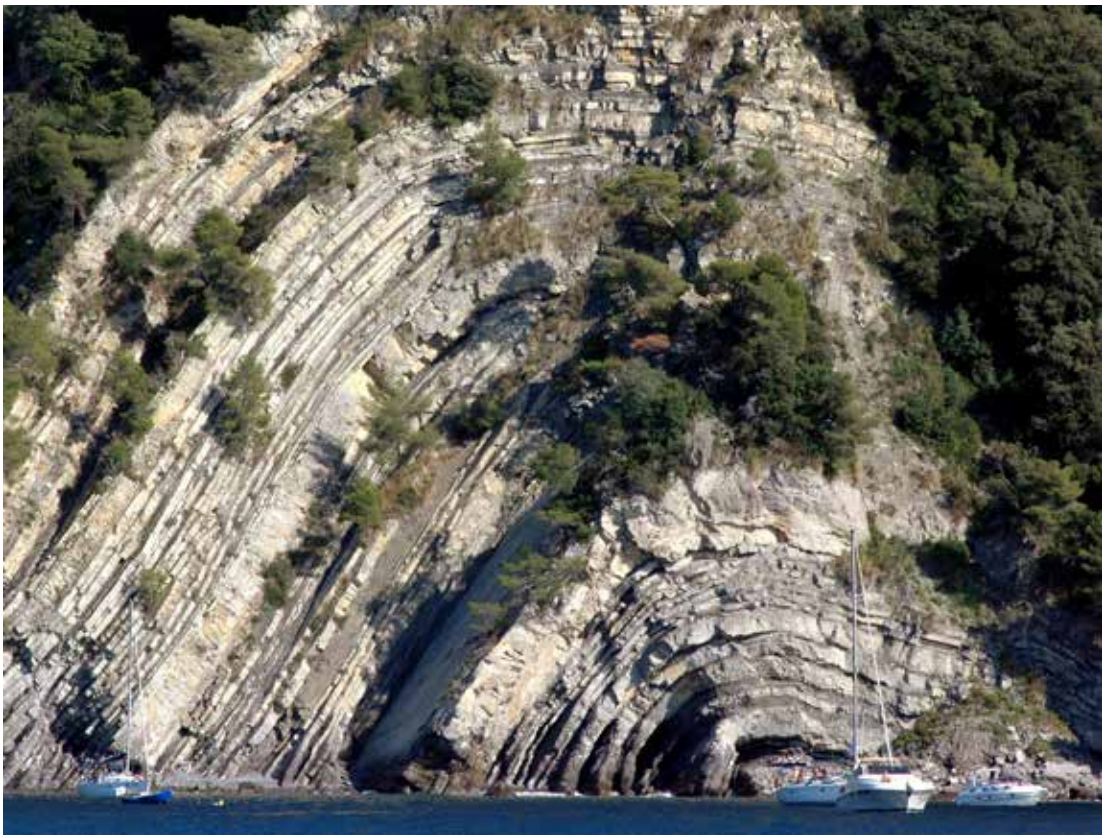
[Figura 29] - Cladogramma dai dinosauri agli uccelli – da Wikipedia

[Figura 30] - Nel Parco di Portofino, sotto il paesino di San Rocco di Camogli (Ge), le formazioni rocciose che costituiscono la falesia ci offrono un esempio della dinamica terrestre: che cosa ha piegato queste rocce? – ph Michele Pregliasco

COME IL TEMPO PROFONDO AGISCE SULLE ROCCE

Partiamo da qui: la piega di San Rocco di Camogli

Il Parco Naturale Regionale di Portofino, nella Riviera Ligure di Levante, con le sue falesie a picco sul mare, fa bella mostra di rocce incredibilmente contorte e ripiegate su sé stesse. È da qui che iniziamo il nostro viaggio nel tempo profondo del pianeta Terra. A bordo del traghetto della linea Camogli-San Fruttuoso, giunti sotto la falesia sulla quale è arroccato il paesino di San Rocco, si presenta di fronte a noi una delle formazioni più curiose.
In realtà è una forma che si può incontra-



[Figura 31] - La piega sotto a San Rocco di Camogli (GE) – ph Michele Pregliasco
Da questa foto si può notare che questa formazione ha subìto, nel tempo, tre processi geologici che caratterizzano il ciclo di vita di tutte le rocce:

- ***Litogenesi:*** *i sedimenti si sono depositati in strati sul fondo di un antico oceano e trasformati in roccia*
- ***Orogenesi:*** *le rocce sono state piegate, sollevate e portate a giorno, si crea un rilievo*
- ***Morfogenesi:*** *una volta esposta agli agenti atmosferici, la roccia viene erosa, i frammenti ritornano al mare, il rilievo viene smantellato, la sua morfologia cambia*

re facilmente e, più o meno inconsapevolmente, ne avrete di sicuro già viste di simili, ma qui la spettacolarità e le dimensioni sembrano chiedere a gran voce una spiegazione scientifica che varrà anche per le altre.

Intanto vi invito, se non a recarvi sul posto, a osservare la fotografia e a descrivere a parole vostre ciò che vedete: questo è il primo compito che un geologo in erba deve imparare a svolgere.

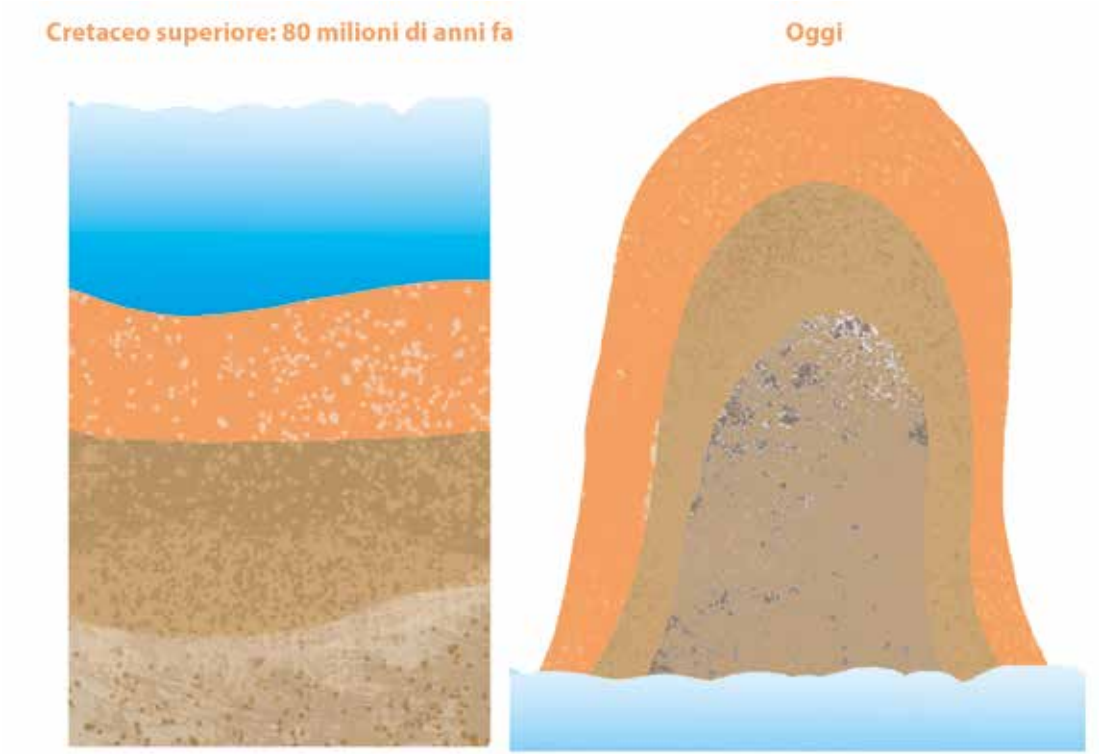
Certamente non vi sarà sfuggito che la roccia è composta da livelli sovrapposti gli uni sugli altri, come una pasta sfoglia, i paragoni gastronomici possono aiutare a farsi un'immagine mentale di fenomeni complessi.

Ogni **strato** - così il geologo denomina questi livelli lunghi e appiattiti - può avere varie dimensioni, ve ne sono di spessi e di più sottili e di colori diversi. Infine il tutto è stato piegato, donando a queste rocce la sua caratteristica forma che i geologi chiamano **anticlinale**.

La prima domanda che sorge è: *che cosa è successo qui?* Che in chiave scientifica può essere riformulata in: *qual è la storia geologica della piega sotto a San Rocco?*

Quello che vi posso anticipare è che siamo di fronte a delle rocce sedimentarie.

Osservandole da vicino, con un po' di fortuna, ci si può imbattere in piccole strutture alquanto singolari chiamate



[Figura 32] - Gli strati piegati a formare un anticlinale: gli strati più antichi formano il nucleo della piega – disegno di Marco Viale

elmintoidi (*Helminthoidea labyrinthica*): sono tracce fossili lasciate da organismi che vivevano sul fondo del mare, non si sa che tipo di animale fosse, di sicuro si muoveva tra i soffici sedimenti del fondale alla ricerca di cibo, lasciando dietro di sé un labirinto di **piste di pascolo** meandriformi che oggi ritroviamo consolidate negli strati della falesia.

È interessante osservare che, nelle rocce sedimentarie, talvolta, troviamo le impronte lasciate dall'organismo nel terreno piuttosto che l'organismo stesso (pianta o animale) o una sua parte (conchiglia) fossilizzata.

Abbiamo quindi la prova che queste rocce si siano formate nelle profondità di oceano antico: altri fossili marini di microscopiche dimensioni ce ne darebbero la conferma se potessimo vederli a occhio nudo.

In qualità di novelli *Sherlock Holmes* prestati alla geologia, le indagini proseguono... *da dove provengano i sedimenti che oggi costituiscono gli strati che vediamo?*

La lente d'ingrandimento ci mostra come le rocce siano talvolta costituite da granuli della dimensione della sabbia o ghiaia, cementate, mentre in altre non è possibile distinguere alcun granello senza l'uso di un buon microscopio, perché contengono frazioni fini costituiti da argille.

Sabbie e argille sono frammenti di rocce pre-esistenti, proveniente dal continente che si affacciava su questo antico oceano i cui rilievi furono erosi dagli agenti

[Figura 33] - Helminthoidea Labirintica – ph Michele Pregliasco

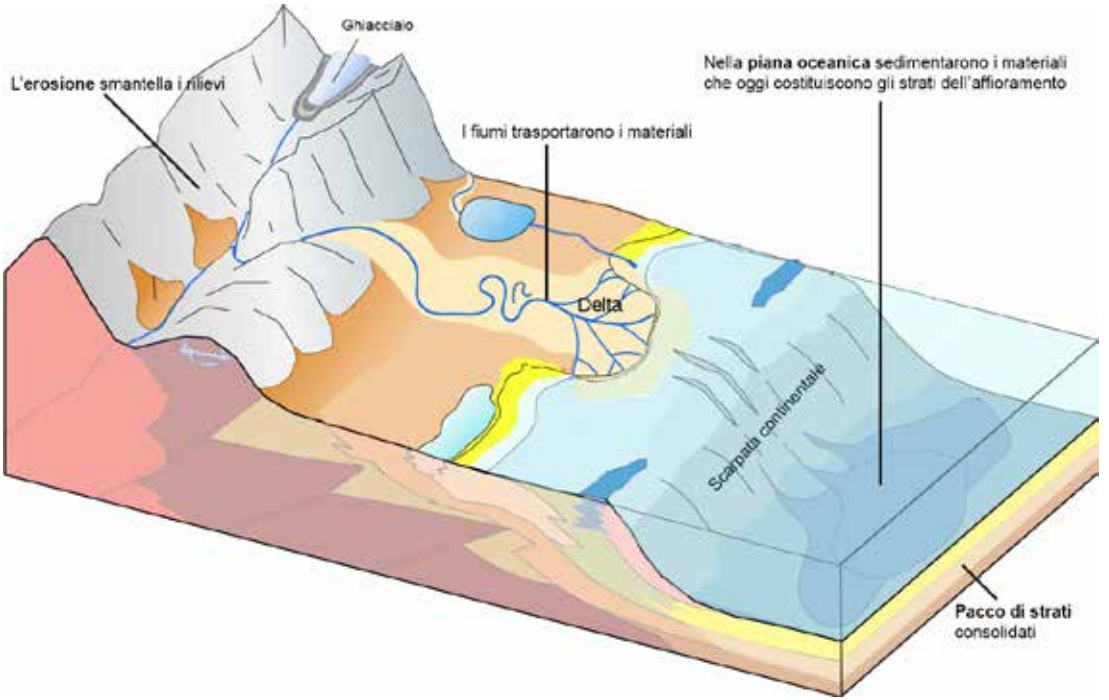
[Figura 34] - Argillite, una roccia costituita da granuli di argilla, troppo piccoli per essere osservati a occhio nudo – da Wikipedia

atmosferici: vento, acqua, caldo e gelo. Furono fiumi e torrenti, che scendevano a valle, a trasportare i materiali fino all'oceano dove abbandonarono il loro carico di sedimenti, che si depositò sul fondale.

Qui strati più vecchi di sedimenti vennero ricoperti da strati più recenti, in una successione che ritroviamo oggi guardando la stratificazione dell'affioramento. Ma non è tutto, il mare è pieno di vita e anche gli esseri viventi producono sedimenti: gusci e scheletri formarono il deposito carbonatico, un materiale costituito da carbonato di calcio, che si andò ad aggiungere a quello proveniente dalla terra ferma.

Il risultato fu una uova roccia sedimentaria chiamata **marna**.

[Figura 35] - Arenaria, roccia costituita da granuli di sabbia, ben visibile a occhio nudo – da Wikipedia



[Figura 36] - Come si formarono gli strati di sedimenti – da Wikipedia, modificato

Nel caso delle rocce di San Rocco, tutto questo è avvenuto tra i 90 e i 55 milioni di anni fa e ci mostra che gli strati si sono formati in un ambiente oceanico, e dunque sono il risultato della deposizione di sedimenti che, adagiandosi sul fondale pianeggiante di una piana abissale, si sono poi cementati e trasformati nelle rocce (**litificati**) che oggi vediamo in affioramento. La velocità di sedimentazione è stata calcolata sui 10-20 cm ogni mille anni.

Appare evidente che gli strati più profondi sono anche i più antichi, cioè sono quelli che si sono depositati per primi, poi si sono sovrapposti strati via via più giovani

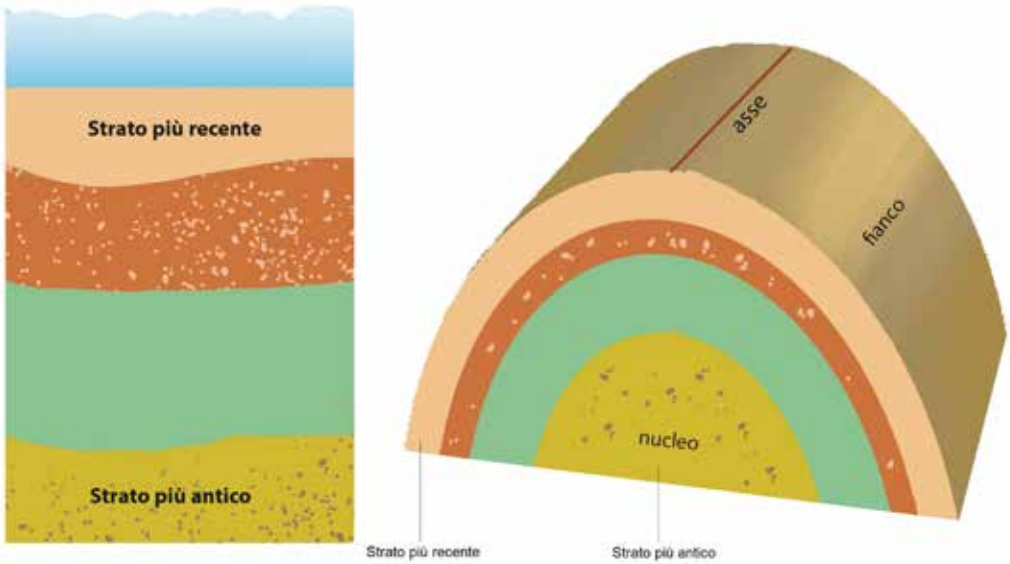
[Figura 37] - Le marne sono rocce costituite da una frazione argillosa e da una carbonatica, qui si trovano esposte nella Formazione del Monte Antola presso la passeggiata a mare "Garibaldi" di Nervi (GE) – ph Michele Pregliasco

per arrivare a uno spessore di migliaia di metri. Pensate al peso di questi sedimenti: tonnellate di sabbia e argilla che gravava sugli strati più profondi, al punto da trasformarli in solida roccia per via dell'azione di quella grande pressione che compattava, saldava e cementava ogni frammento espellendo l'acqua dagli interstizi.

Quello che però non torna da questa ricostruzione è che i sedimenti, depositati e consolidati su una superficie (sub)orizzontale, quella di un fondale oceanico, oggi a noi appaiono in superficie, e terribilmente piegati su loro stessi.

Gli strati più antichi ora giacciono rinchiusi all'interno della piega (il nucleo della piega), al contrario quelli più giovani costituiscono l'esterno che noi oggi vediamo esposti, come se qualcuno avesse preso il pacco di strati e li avesse piegati come si piega un ramo d'albero intorno al proprio ginocchio. Per di più tutto quanto è stato sollevato creando il rilievo che osserviamo oggi (un fenomeno chiamato **orogenesi**) che ora giace esposto agli agenti atmosferici: è in atto l'erosione che smantellerà quanto è stato edificato (**morfogenesi**).

Come è possibile che le rocce si possano piegare senza spezzarsi? Cosa le ha piegate? E che cosa le ha sollevato portandole in superficie?



[Figura 38] - Gli strati piegati a formare un anticlinale: gli strati più antichi formano il nucleo della piega – disegno di Marco Viale

[Figura 39] - Una spettacolare piega lungo la salita al monte Toraggio (IM) – ph Michele Pregliasco

Una questione di tempo: il numero di Deborah

Le rocce possono piegarsi? Circa 3000 anni fa la profetessa Deborah celebrava la vittoria sui Cananei cantando *"I monti si sciolgono come cera davanti all'Eterno" (Giudici 5,5)*.

Markus Reiner (1886-1976), padre della **reologia**, la disciplina che studia le deformazioni nei materiali, probabilmente fu folgorato sulla via di Damasco quando lesse questo versetto che interpretò secondo una visione al confine tra scienza ed esegesi biblica: perché la roccia possa piegarsi è necessario un tempo talmente lungo che solo l'Eterno può vedere questo fenomeno mentre l'uomo ha una vita troppo breve.

Reiner chiamò numero di Deborah il rapporto matematico che dimostra come anche corpi apparentemente rigidi possano deformarsi, cioè assumere incredibilmente il comportamento di un fluido se gli si dà del tempo. Per comprendere il rapporto tra tempo e deformazione, possiamo compiere un piccolo esperimento. Non temete però, si esaurisce nello spazio di alcune ore.

Prendete una candela, se provate a piegarla con le mani si spezzerà, rispondendo perciò in maniera **fragile** alle sollecitazioni improvvise. Se però applicate una forza, anche minore ma su tempi lunghi, ad esempio un peso che tenda a piegarla senza spezzarla (io ho usato alcuni libri) nell'immediato non vedrò nulla ma, in capo a qualche ora o qualche giorno, troverò la candela piegata come se fosse stata di plastilina. Lo sforzo applicato (**forza su superficie**) in un tempo lungo fa sì che la candela si comporti in modo **duttile**. Stessa cosa succede alla roccia, uno sforzo improvviso rompe il materiale, al contrario uno sforzo anche più ridotto, che dura per un tempo sufficientemente lungo, ne provoca una deformazione permanente, plastica.

[Figura 40] - Il fianco di questa piega mostra la duttilità di queste rocce – ph Michele Pregliasco

[Figura 41] - Un piombo da pesca posato su una candela: attendete qualche giorno e affonderà – ph Michele Pregliasco

... Quanto dovremo aspettare per vedere formarsi una piega in una roccia?

Milioni di anni, un tempo che facciamo fatica anche solo a immaginare, completamente fuori scala rispetto a quanto siamo abituati a sperimentare tutti i giorni.

L'intuizione di Reiner non avrebbe avuto ascolto tra i filosofi naturali del passato perché si riteneva che la Terra fosse giovane, al punto che non ci sarebbe stato il tempo necessario perché una roccia si potesse piegare.

La storia della scoperta del **"tempo profondo"** fece compiere alla geologia un balzo in avanti.

Per l'arcivescovo Anglicano James Ussher (1581-1656) la terra aveva 6000 anni, i minuziosi calcoli basati sulla cronologia biblica non lasciavano scampo: *Dio creò la Terra il 22 ottobre 4004 a.C.* Fino dall'inizio della seconda metà del '700 le datazioni non si spinsero molto più in là, Georges-Louis Leclerc conte di Buffon (1707-1788) arrivò a ipotizzare 75.000 anni, calcolando quanto tempo una Terra, in origine incandescente, avesse impiegato a raffreddarsi.

C'era poco da fare, un pianeta così giovane non consentiva ai lentissimi processi geologici di realizzarsi, almeno come noi oggi li conosciamo, e i naturalisti dell'epoca non potevano far altro che uniformare le loro teorie a un tempo geologico così breve.

Le cose cambiarono quando il nostro James Hutton osservò, con una certa preoccupazione, i suoi possedimenti di campagna. I terreni erano sottoposti all'erosione da parte dei fiumi e degli agenti atmosferici che trascinavano continuamente sedimenti nelle profondità del mare.

Un fenomeno che, portato alle sue estreme conseguenze, avrebbe livellato non solo la Scozia ma il mondo intero trasformandolo in una landa piatta e desola.

[Figura 42] - I calanchi sono un esempio di erosione meteorica: il terreno viene eroso e trasportato lontano – ph Michele Pregliasco

Per quell'uomo, intriso di una forte fede nella continuità, la Terra non poteva avere quel destino: senza più montagne, senza più colline, senza più un terreno soffice da coltivare. Doveva esserci una forza restauratrice capace di opporsi all'erosione,

in grado di innalzare ciò che era eroso, e questo non poteva essere altro che il calore della Terra.

Hutton ipotizzo cicli di erosione e di sollevamento che si susseguivano l'un l'altro: quando un continente veniva eroso, ecco che quei sedimenti venivano sollevati dalle profondità marine dal calore interno della Terra, per offrirsi nuovamente all'erosione.

Più tardi, l'italiano Antonio Stoppani (1824-1891) si chiederà che cosa siano i continenti se non *"brani di continenti più antichi, scalzati dalle loro basi, ricomposti in seno ad altri mari, e tratti più tardi a rivedere il sole delle loro cime antiche."*

La teoria plutonista di Hutton può essere riassunta in quattro fasi:

1. La superficie terrestre è consumata dall'erosione;
2. I materiali erosi vengono presi in carico dai fiumi e depositati sul fondo del mare;
3. I sedimenti si consolidano grazie al calore e alla pressione a cui sono sottoposti, trasformandosi in rocce;
4. Il calore solleva le rocce e crea nuova terra emersa.

Abbiamo già visto come questa teoria sia oramai superata dalla nuova tettonica delle placche, ma il colpo geniale da parte di Hutton venne da un'altra intuizione che aprì la strada alla modernità: da quanto duravano questi cicli di erosione e sollevamento? Egli risponde: *"non trovo indizio di un inizio né previsioni di una fine."* In una sequenza che si ripete all'infinito James Hutton scopre il tempo profondo della Terra.

Egli capì che occorrevano parecchi milioni

[Figura 43] - L'enorme piega sinclinale del Velodromo di Esclangon, l'erosione ha portato alla luce l'interno della piega - La Robine-sur-Galabre, Geopark UNESCO di Haute-Provence, Francia – ph Michele Pregliasco

[Figura 44] - Un'altra piega evidentemente erosa nel corso del tempo geologico, è interessante immaginare come doveva essere in origine, in effetti è proprio quello che fanno i geologi quando ricostruiscono il passato. Geopark UNESCO di Haute-Provence, Francia – ph Michele Pregliasco

di anni perché il fondo degli oceani si sollevasse e non meno perché i sedimenti erosi si depositassero in grandi quantità. E tutto questo si ripeteva dalla notte dei tempi.

Che si trattasse di una piega o di interpretare l'origine delle catene montuose, ora la geologia aveva tutto il "tempo necessario" per poter spiegare i fenomeni geologici del pianeta Terra.

I geologi oggi ragionano in termini di milioni di anni, ma non fu facile dimostrare che questa era la scala temporale giusta.

[Figura 45] - Le vette del Monte Bianco, un paesaggio che sembra confermare quei movimenti che sollevano le montagne opponendosi all'erosione, osservando in alto a sinistra il vuoto lasciato dall'anfiteatro di un circo glaciale ci accorgiamo che l'opera di erosione da parte dei ghiacci è in azione – ph Michele Pregliasco

Il promontorio che cambiò la storia: *Siccar Point*

[Figura 46] - Siccar Point nel Berwickshire della Scozia - da wikipedia

Pochi uomini nella storia sancirono con le loro idee una netta e coraggiosa scissione tra pensiero scientifico e dogmi di fede.

Copernico e Galilei segnarono la nascita dell'eliocentrismo che porrà l'umanità fuori dal centro dell'universo. Con Darwin invece l'uomo si trovò improvvisamente a discendere da una scimmia.

Purtroppo le cronache spesso dimenticano James Hutton, il precursore che manderà in frantumi l'idea di una Terra giovane.

Non fu facile per Hutton convincere i suoi colleghi della bontà delle sue teorie, anche perché quei gentiluomini di Edimburgo volevano fossero suffragate da prove concrete sul campo.

Fu per questa ragione che, in una bella giornata del giugno 1788, una piccola imbarcazione approdò a Siccar Point sulla costa orientale della Scozia.

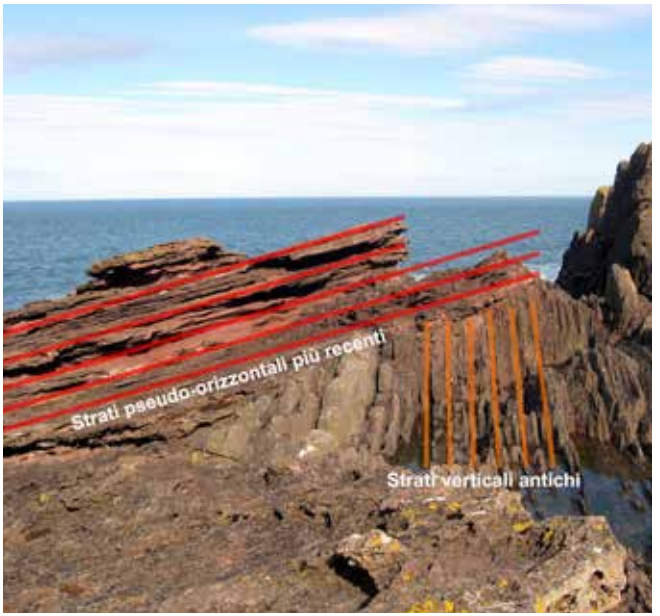
A bordo oltre ad Hutton c'erano John Playfair e James Hall alla ricerca di un promontorio che avrebbe cambiato il corso della storia scientifica.

Quello che si presentò agli occhi dei tre è ciò che oggi i geologi chiamano una superficie di ***discordanza angolare***: si vede chiaramente nella foto che vi sono due stratificazioni sovrapposte. In quella più in basso gli strati sono quasi verticali, mentre nella stratificazione superiore sono debolmente inclinati rispetto l'orizzontale.

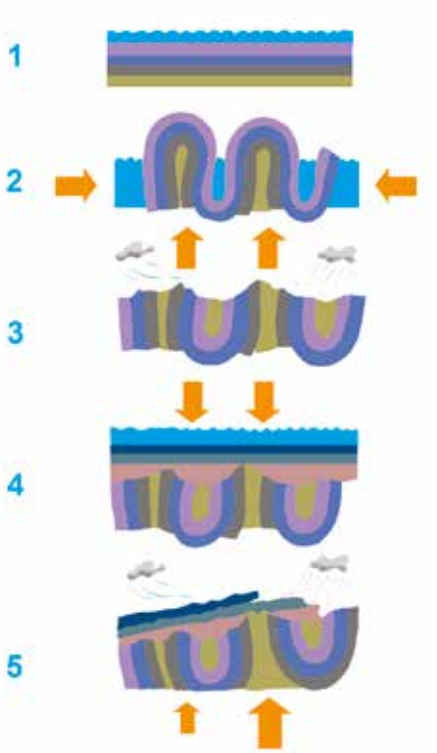
Hutton aveva trovato un luogo nel quale erano evidenti due cicli di stratificazione, ecco la spiegazione che diede il grande scienziato:

1. I sedimenti si stratificarono nel corso di un lungo periodo di tempo sul fondo del mare.
2. Successivamente furano sollevati, il movimento provocò il piegamento degli strati che si trovarono ripiegati e fuori dall'acqua.
3. A quel punto l'erosione cominciò a lavorare e a erodere il rilievo che si era creato, gli strati ora appaiono verticalizzati semplicemente perché è stata erosa la parte superiore delle pieghe.
4. Il mare riprese il sopravvento e una nuova sedimentazione comincio a deporre nuovi strati.
5. Ancora una volta un sollevamento mette allo scoperto gli strati così come li vediamo oggi.

Una prova sul campo confermava la teoria di Hutton dei cicli di erosione e sollevamento, qualcosa che richiedeva moltissimo tempo per realizzarsi.



[Figura 47] - Siccar Point nel Berwickshire della Scozia – da Wikipedia, modificata



[Figura 48] (a destra) - L'evoluzione geologica del promontorio di Siccar Point – disegno di Marco Viale

Piombo ed età della Terra

Lord Kelvin (1824-1907) fu uno scienziato prolifico, la sua mente acuta sfornò scoperte e brevetti nei campi della fisica, dell'ingegneria e della matematica. Il suo motto era: *"Se non si può misurare qualcosa, non si può migliorarla"*.

Anche lui volle cimentarsi nel misurare l'età del pianeta come già aveva tentato un secolo prima Buffon. Kelvin calcolò che ci vollero da 20 ai 400 milioni di anni perché la Terra si raffreddasse a partire dall'ammasso di rocce fuse quale era in origine. Ancora una volta ne usciva un pianeta giovane rispetto a quanto i geologi si aspettassero.

Charles Darwin fu profondamente scosso dal risultato di questo calcolo: alla sua teoria necessitava più tempo.

Qualcosa mancava e anche il Kelvin sembrò accorgersene quando affermò che questi calcoli potevano essere inficiati da una qualche diversa fonte di calore a lui sconosciuta... quella fonte sarà scoperta all'inizio del '900 e sarà la radioattività.

In verità la Terra non ha niente a che fare con una immensa e immobile sfera solida che si raffredda: al suo interno le rocce del mantello si trovano nello stato di fluido viscoso mosse da vortici convettivi e questo complica enormemente i calcoli a prescindere dall'includere o meno il riscaldamento indotto dal decadimento radioattivo.

Fu proprio la radioattività a risolvere il problema grazie al lavoro dello statunitense Clair Cameron Patterson (1922-1995).

La Terra era nata come aggregato di polveri che vagavano nello spazio e, se fosse stato possibile datarne l'età, il gioco sarebbe stato fatto.

In effetti, ogni tanto, qualche frammento di quelle vestigie dell'origine del mondo cadeva sulla Terra sotto forma di meteoriti.

Patterson ne prese alcuni campioni e li analizzò, il decadimento radioattivo dell'uranio in quei frammenti avrebbe sicuramento dato la risposta che cercava.

Come tutte le rocce, i materiali meteorici sono costituiti da cristalli, in particolare gli zirconi contengono atomi di uranio che, essendo radioattivi, tendono col tempo a trasformarsi in isotopi di piombo: quando si forma un cristallo di zircone esso incorpora atomi di uranio e mai di piombo, da quel momento parte il conto alla rovescia.

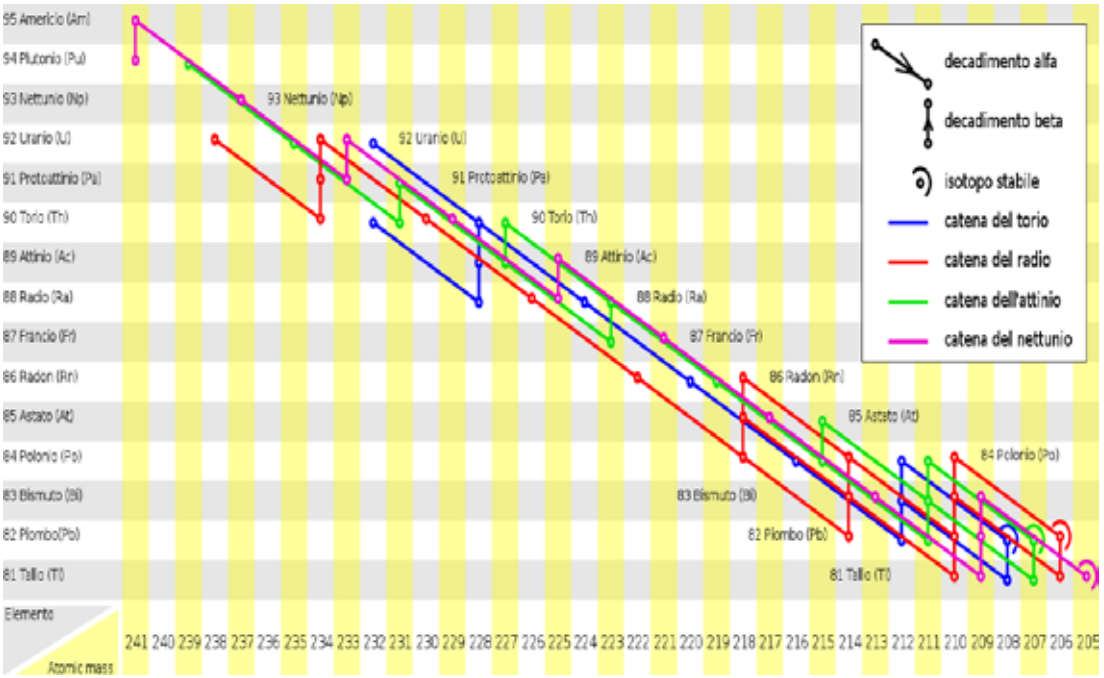
Conoscendo il tempo di dimezzamento (il tempo necessario perché la metà degli atomi di uranio si trasformi in piombo) è facile risalire all'età del campione: basta misurare il rapporto tra questi due elementi.

Il risultato fu che la Terra è vecchia di 4,5 miliardi di anni, le cose però non andarono così lisce.

Patterson continuava a riscontrare nei suoi campioni contaminazioni di piombo che inficiavano le misure: bastava lasciare i frammenti per un po' di tempo esposti all'aria aperta ed ecco che si presentava il problema.

Non poté far altro che compiere le misure in una camera ad atmosfera controllata, una cleanroom, dove nessuna particella inquinante poteva entrare, ma da dove arrivava tutto quel piombo?

La risposta arrivò dai ghiacciai della Groenlandia che, strato su strato, intrappolano le sostanze presente nell'atmosfera



[Figura 49] - Le line colorate mostrano i percorsi lungo i quali gli elementi radioattivi si trasformano gli uni negli altri. Il tempo di dimezzamento necessario per compiere le singole trasformazioni varia da un'istante a miliardi di anni – da Wikipedia

fin dalla notte dei tempi, consegnandoci un archivio storico del clima e della composizione dell'aria. Sezionando e analizzando carote di ghiaccio la risposta non si fece attendere, il piombo in atmosfera cominciò ad aumentare a partire dal 1923, anno in cui fu introdotto l'additivo piombo tetraetile nella benzina.

A seguito di questa scoperta cominciò una battaglia nei confronti della compagnia che commercializzava il prodotto che si concluse con il ritiro dal mercato e la cessazione dell'avvelenamento da piombo dell'aria dovuta all'additivo impiegato in tutto il mondo industrializzato.

Il metodo che utilizzò Patterson per datare i suoi campioni permette di ricavare, con una certa approssimazione, l'età della roccia espressa in milioni di anni.

È una datazione assoluta, che equivale a chiedere a una persona quanti anni ha.

Oggi, grazie al decadimento radioattivo, è possibile datare un gran numero di rocce e conseguentemente stabilire l'età assoluta degli affioramenti.

Ovviamente questo metodo poté essere usato solamente dopo che fu scoperta la radioattività, eppure sappiamo che in passato le rocce venivano in qualche modo datate: in qualche modo si sapeva se una era più vecchia dell'altra.

Come facevano a quei tempi a stabilire queste correlazioni temporali?

"Orologi" fossili

Che pasticcio sarebbe se nessuno sapesse se fosse nato prima Giulio Cesare o Garibaldi. Non potremmo più scrivere la storia, il Regno d'Italia potrebbe essere stata una provincia romana e Cavour aver avuto a che fare con Cleopatra.

Sempre per rimanere nel campo storico molti ricorderanno la successione al trono dei 7 re di Roma: Romolo, Numa Pompilio, Tullo Ostilio, Anco Marzio, Tarquinio Prisco, Servio Tullio e Tarquinio il Superbo tanto per rinfrescare la memoria.

Questo è un esempio di datazione relativa, sappiamo quale re è succeduto al precedente senza specificare alcuna data, il che non ci impedisce di poterci muovere avanti o indietro nella storia facendo semplicemente riferimento a ognuno di questi personaggi.

In altre parole, un evento accaduto sotto il regno di Romolo (la fondazione di Roma), è ovviamente più antico di quello avvenuto al tempo di Tarquinio il Superbo (inaugurazione del tempio di Giove Capitolino) ultimo re di Roma.

Così è possibile ricostruire una generica cronologia di fatti storici senza avere conoscenza dell'anno in cui si svolsero ma solo del re che regnava quando accaddero.

Gli storici molto volentieri parlano di epoca Augustea o di basso e alto Medioevo, anche questo è un modo di indicare il tempo in modo relativo e, anche qui, le date storiche sono state messe al bando per la gioia di quelli che, come me, hanno difficoltà a memorizzarle.

Questo modo di scandire una successione temporale è stato largamente impiegato dai geologi per il semplice fatto che non potevano fare diversamente. Fino alla scoperta della datazione radiometrica gli scienziati non sono stati in grado di conoscere l'età di una roccia, sapevano però distinguere quale strato sedimentario era più antico dell'altro, e quindi potevano ricorrere unicamente alla datazione relativa.

Essi sapevano benissimo che le rocce del Giurassico sono più antiche di quelle del Cretaceo, ma nessuno sapeva di quanto!

Il nome Giurassico deriva dalle montagne del Giura dove si ritrovano calcari più antichi di quelli che si depositarono nel bacino di Parigi, *le craie*, da cui prende il nome il periodo Cretaceo.

Questo era sufficiente per ricostruire la cronologia delle rocce che venivano osservate in un affioramento e per molto tempo questo bastò a guidare i primi passi della stratigrafia.

Ecco così che nacque la scala cronostratigrafica dove Cretaceo e Giurassico sono solo una delle tante ripartizioni nelle quali è stato suddiviso il tempo geologico pur senza sapere quanto fosse vecchio il mondo.

Fu la **stratificazione** (ovvero la disposizione in strati successivi delle rocce sedimentarie) a rendere possibile la datazione relativa.

Pare che il primo a essersene accorto fu il danese Nicolò Stenone (1638-1686), che studiò a lungo un luogo particolarmente ricco di storia e di stratificazioni: la Toscana.

Permettetemi di darne qui una succinta descrizione delle sue idee tratte dalla sua opera:

"De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus"

Principio di sovrapposizione stratigrafica: gli strati si sovrappongono secondo un ordine temporale, ogni strato è più giovane rispetto a quello su cui poggia e più vecchio rispetto a quello che gli sta sopra. In altre parole, quando si osserva un affioramento costituito da rocce sedimentarie, man mano che dal basso si procede verso l'alto, si incontrano strati sempre più recenti. D'altra parte uno strato giovane di per sé non può scendere al di sotto di uno depositato in precedenza, a meno che non intervenga un fenomeno tettonico.

Principio dell'orizzontalità originaria: gli strati si depositano orizzontalmente. Ci possono essere delle eccezioni, in quanto esistono ambienti dove la deposizione avviene lungo superfici inclinate. Ma come ho detto è un'eccezione, ci pensa poi la tettonica, eventualmente, a scombinare tutto, ma lo vedremo in seguito.

Principio della continuità laterale: due corpi distanti anche chilometri, ma appartenenti allo stesso strato hanno la stessa età, anche se sono stati separati da una valle o da un'altra forma di erosione. Questo è l'effetto della continuità laterale.

Questi sono i principi che abbiamo già, inconsapevolmente, applicato nel ricostruire la storia geologica della piega di San Rocco, ma che del resto ci pongono un forte limite: non è possibile effettuare una **datazione assoluta**, dire quanti anni fa quella roccia si è formata, ma per ora ci accontentiamo.

Il vero problema è la grande difficoltà nello stabilire una correlazione tra strati molto distanti tra loro, quando si trovano in regioni, nazioni o continenti diversi.

Per fare un esempio italiano, pensare che il calcare che si trova in Alto Adige abbia la stessa età di quello che affiora in Liguria può essere un grave errore: tra i due affioramenti possono essere intercorsi tra i 50 e i 200 milioni di anni a seconda dell'ambiente, dell'oceano o del mare in cui avvenne la deposizione.

Ogni luogo ha una sua storia geologica, che complica la correlazione. *Vi ricordate la disconformità di Siccar Point?*

Interi strati possono sparire perché erosi dagli agenti atmosferici quando, in passato, il terreno è stato sollevato sopra al livello del mare.

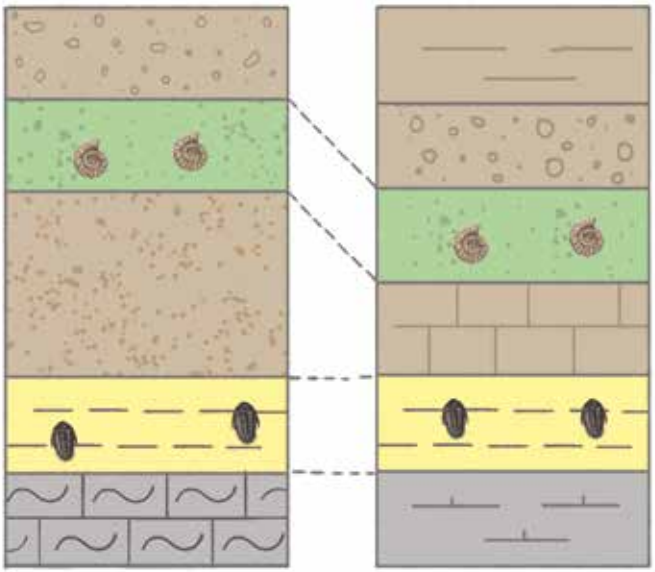
In conclusione le sequenze sedimentarie hanno spessori determinati dalla velocità di sedimentazione e di erosione del tutto arbitrarie, che non ci permettono di correlarle tra loro se sono distanti.

Ciò significa poter raffrontare sul piano temporale solo quelle rocce che giacciono in strati l'una sulle altre, un bel problema!

Un ingegnere minerario, William Smith sopranominato Strata Smith per la sua passione per gli strati, trovò la soluzione. Egli si accorse che il contenuto in fossili poteva correlare le stratificazioni in modo affidabile a prescindere dalla loro distanza: se contenevano fossili che erano vissuti nella stessa epoca, allora anche gli strati erano coevi, ovunque essi fossero: seguendo la linea temporale dei fossili, si poteva datare in maniera relativa anche affioramenti su continenti diversi.

Ma il lavoro non si fermò qui, infatti presero il via studi approfonditi sulla distribuzione biostratigrafica negli affioramenti.

Essenzialmente si trattava di trovare in quale livello stratigrafico compariva per la prima volta un certo fossile (specie o genere) e di risalire in alto fino a quando lo stesso, per selezione naturale o evento catastrofico, scompariva. Ripetendo il



[Figura 50] - Esempio di correlazione biostratigrafica: lo stesso fossile trovato in due affioramenti diversi, anche molto distanti tra loro, consente di affermare che gli strati che lo contengono hanno la stessa età – disegno di Marco Viale

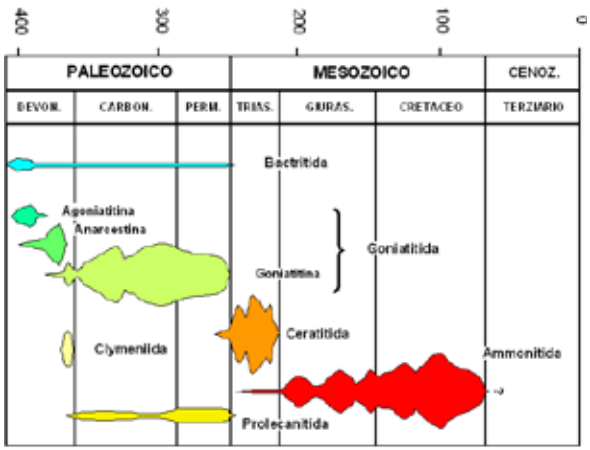
[Figura 51] - I fossili possono datare in modo relativo uno strato, nell'affioramento sono ben visibili alcuni Nummuliti un genere di foraminiferi, Capo Mortola (IM) – ph Michele Pregliasco

lavoro per tutti i fossili contenuti nell'affioramento si otteneva la successione faunistica: quali specie si sono succedute nel corso dell'evoluzione che equivale a ricostruire la successione dei sette re di Roma, per tornare al nostro esempio tratto dalla storia antica.

I fossili più interessanti sono quelli che si evolvevano più rapidamente, proprio perché ci danno modo di datare con più precisione l'affioramento distribuendosi in livelli più sottili, subito sopra troviamo i loro discendenti con caratteristiche nuove. È quello che succede con le ammoniti che nel mesozoico subirono una evoluzione a dir poco esasperata e per questo sono ottimi fossili guida. Per altro le ammoniti sono famose perché riuscivano a colonizzare vaste aree del pianeta.

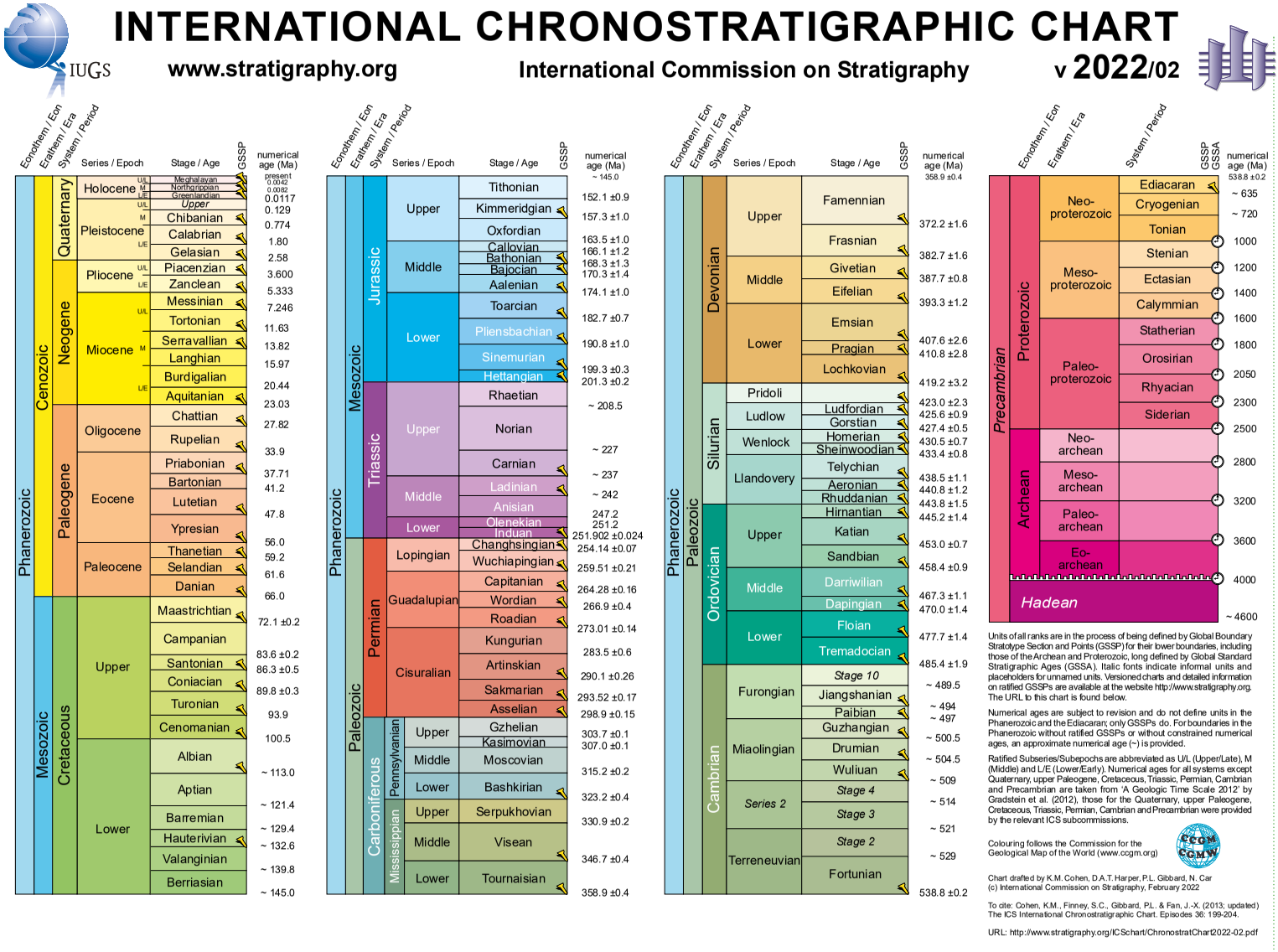
Strata Smith visse ben prima di Darwin e quindi ignorava il meccanismo della selezione naturale, egli fu un pragmatico, un ingegnere che seppe vedere uno schema negli strati fossili, non si chiese mai perché ciò avveniva, semplicemente funzionava e quindi si poteva usare!

Questi studi compiuti in tutto il mondo permisero di correlare con buona precisione gli strati di tutto il pianeta, e di arrivare a definire una scala geologica del tempo universale. Da quel momento si sapeva che una roccia Giurassica era precedente a una Cretacica e questo era un assioma valido ovunque.



[Figura 52] (sopra) - Distribuzione stratigrafica dei principali gruppi tassonomici degli Ammonoidea – da Wkipedia

[Figura 53] - (a sinistra) - La "dalle aux ammonites", Digne Francia: in questo affioramento vi sono più di 1550 ammoniti risalenti a 198 milioni di anni fa (Sinemuriano-Giurassico inf.) – ph Michele Pregliasco



[Figura 54] - La scala internazionale cronostratigrafica. La scoperta dell'atomo e del decadimento radioattivo ha permesso di datare le rocce e quindi le suddivisioni temporali che appaiono al lato della tabella. La terra nacque 4600 milioni di anni fa - da www. stratigraphy.org

Rocce ignee e metamorfiche

[Figura 55] - Il vulcano attivo Stromboli, arcipelago delle isole Eolie (ME) – ph Michele Pregliasco

Fino ad ora abbiamo parlato di datazione, tempo e stratigrafia riguardano, per lo più, le rocce sedimentarie. Sappiamo però che esistono le rocce ignee (che abbiamo già incontrato nella disputa tra plutonisti e nettunisti) e quelle metamorfiche (il marmo ne è un esempio).

Come influisce il tempo sulla genesi di queste rocce e come si fa a datarle?

Per rispondere ho scelto di far ancora un tuffo nel passato e raccontarvi le esperienze di un altro uomo di scienza.

Sir James Hall of Dunglass (1761-1832) IV baronetto fu un nobile scozzese pioniere della petrologia sperimentale; egli fondeva le rocce per ottenere altre rocce.

All'epoca erano soprattutto gli uomini nobili o facoltosi a potersi permettere il lusso di compiere studi scientifici e ad avere il tempo di condurre costosi esperimenti, non è un caso che il suo amico James Hutton, con il quale si recò a *Siccar Point*, fosse un ricco gentiluomo di compagna oltre che un medico.

Nonostante un iniziale scetticismo, il suo contributo porterà prove sostanziali alla causa dei plutonisti: ne diventerà uno dei principali sostenitori.

In un suo esperimento aveva dimostrato che riscaldando la roccia calcarea sotto pressione (usò una canna di fucile come storta) si otteneva un marmo, proprio

come constatò in cava Canzoccoli il conte Marzari Pencati quando riconobbe la predazzite. Hall aveva dimostrato in laboratorio ciò che nella cava accadde naturalmente: la risalita di un magma aveva "cotto" e trasformato in predazzite il calcare in cui si era intruso, un fenomeno che si svolge sotto una certa pressione.

Queste trasformazioni da una roccia a un'altra caratterizzano le rocce chiamate **metamorfiche**.

Furono però le sue scoperte sulla genesi delle rocce ignee a dare sostanza alle idee Huttoniane, stiamo parlando di rocce che si formano per il raffreddamento di un magma, come avevamo visto precedentemente.

I nettunisti contestavano il fatto che facendo raffreddare in un crogiolo un fuso di granito o basalto (entrambe rocce ignee), non si otteneva la stessa roccia di partenza, ma bensì un materiale vetroso.

Questo escludeva, a loro parere, che queste rocce potessero essere di natura ignea visto che, per logica conseguenza, dal raffreddamento di un magma si ottiene solo del vetro.

Hall, però, aveva un asso nella manica: conosceva molto bene i processi di lavorazione del vetro. Egli sapeva che era la velocità di raffreddamento a determinare o meno la natura vetrosa dei materiali, e, dopotutto, ci vuole molto tempo perché un magma iniettato in profondità nella roccia si raffreddi (oggi sappiamo che può impiegare milioni di anni).

E così, fondendo polvere di granito o polvere di basalto nei suoi crogioli, scoprì che con un lento raffreddamento riusciva a riottenere la roccia di partenza, dimostrando come la teoria plutonista sull'origine ignea di questi materiali si accordava con le prove sperimentali.

Un'altra prova a vantaggio dei plutonisti che si regge sul tempo sufficientemente lungo richiesto dal fenomeno geologico indagato.

Tuttavia, la determinazione dell'età di una roccia ignea poneva diversi problemi per i geologi del passato, almeno fino alla scoperta dell'atomo e della conseguente datazione assoluta.

L'assenza di fossili in queste rocce ne impedisce la correlazione biostratigrafica, inoltre i processi geologici che coinvolgono le rocce ignee possono rendere problematico ricostruire la cronologia degli eventi.

Stessa cosa accade alle rocce metamorfiche come il marmo: nel suo processo di cottura e pressione i contenuti fossiliferi vengono distrutti!

Fortunatamente molte rocce, ed in particolare proprio quelle ignee, contengono minerali che possono essere datati per via radiometrica fornendo la datazione assoluta di quando la roccia si è formata.

Nelle rocce ignee "l'orologio atomico" comincia a "battere" nel momento in cui si formano i minerali dalla massa di magma che si raffredda; detto in maniera più scientifica: è questo il momento in cui parte il cronometro che misura il decadimento degli isotopi radioattivi inclusi nei cristalli.

Anche le rocce metamorfiche possono essere datate ricorrendo alla datazione assoluta grazie ai nuovi minerali che si formano durante questo processo.

Infine, è possibile datare in modo radiometrico anche le rocce sedimentarie?

Essendo in parte costituite da sedimenti di rocce più antiche la loro datazione

assoluta è problematica: le rocce sedimentarie risulterebbero, in questo caso, molto più vecchie di quello che sono.

Occorrerebbe datare i nuovi minerali (chiamati **autigeni**) che si formano contemporaneamente alla roccia sedimentaria, cosa che non è sempre possibile nonostante i progressi della ricerca scientifica.

In conclusione le rocce ignee e metamorfiche possono essere datata in maniera assoluta, a ciò si aggiunge la datazione relativa delle rocce sedimentarie.

Parleremo nuovamente di tutte queste rocce nei prossimi capitoli dove sarà spiegata, ancor più nei dettagli, la loro genesi.

La scala dei tempi geologici

La scala dei tempi geologici suddivide i 4,6 miliardi di anni del pianeta Terra in unità di tempo, una di queste è il famoso Giurassico, il periodo dei dinosauri.

In realtà queste creature vissero anche nel periodo precedente (Triassico) e in quello successivo (Cretaceo), a dispetto della filmografia hollywoodiana.

Grazie alla scoperta dell'atomo e del decadimento radioattivo, alla datazione relativa si affianca quella assoluta. Ora sappiamo che il Giurassico cominciò 199,6 milioni di anni fa.

Questo fuga ogni dubbio rispetto al fatto che uomo e dinosauri non si incontrarono mai, *Homo sapiens* apparve sul pianeta circa 65 milioni di anni dopo la loro estinzione, in pieno Quaternario... in fondo siamo dei giovanotti su questa Terra!

Vediamo più da vicino la scala dei tempi geologici.

Innanzitutto ci sono delle grandi suddivisioni del tempo, gli ***eoni***, che hanno una durata dell'ordine del miliardo di anni o poco di meno.

Il più antico è l'eone **Adeano** (*Hades*,

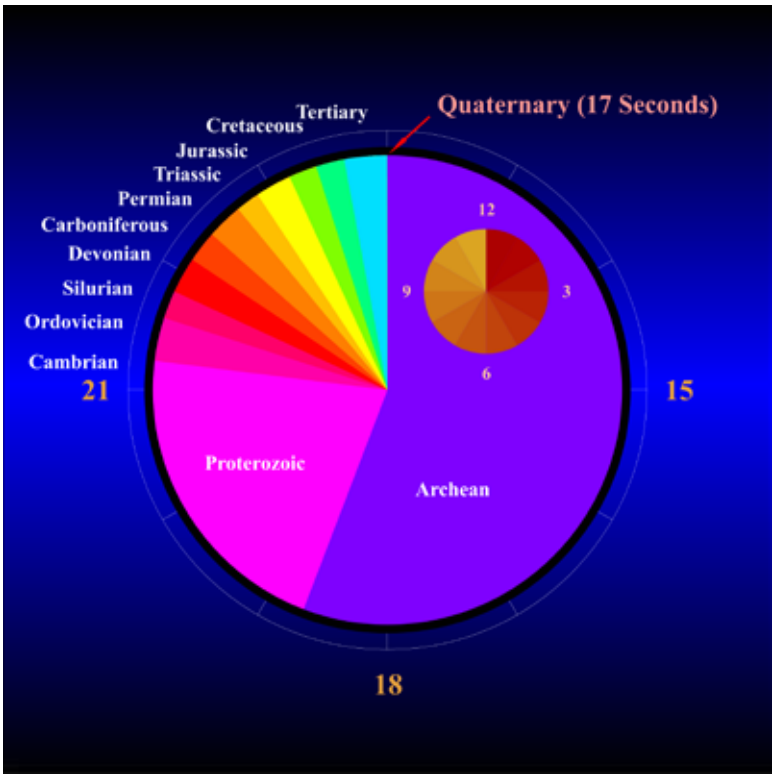
[Figura 56] - Adeano – da Wikipedia, autore: Tim Bertelink

mondo infernale), iniziato 4,6 miliardi di anni fa, quando la Terra si formò e cominciò a differenziarsi in strati concentrici in quella che viene chiamata la catastrofe del ferro ne parleremo successivamente. Sul finire di questo eone avremmo visto un pianeta con una crosta solida e un'atmosfera priva di ossigeno.

All'eone **Archeano** (*archaios* = antico), 4 miliardi di anni fa, appartengono le rocce più antiche che abbiamo ritrovato sul pianeta e i primi organismi unicellulari che sono pervenuti a noi come fossili risalgono a questo eone.

Nell'eone **Proterozoico** (*proteros* = precedente e *zoikos* = animale), la dinamica della Terra comincia ad avvicinarsi a quella attuale. Iniziò 2500 milioni di anni fa ed è qui che l'ossigeno cominciò a diffondersi sul pianeta. Dobbiamo però attendere poco meno di 2 miliardi di anni per arrivare a concentrazioni simili alle attuali e alla conseguente proliferazioni delle specie pluricellulari. È in questo eone che si formarono i più grandi giacimenti di ferro del pianeta, ossidato e precipitato dalle acque degli oceani dall'ossigeno atmosferico.

Nelle rocce degli eoni fin qui considerati è molto difficile trovare fossili, anche perché gli eventi geologici ne hanno cancellato le tracce.



[Figura 57] - L'orologio del tempo geologico: le 12 ore del giorno scandiscono gli eventi accaduti in 4,5 miliardi di anni. Negli ultimi secondi si situa il Quaternario, quando inizia l'avventura umana – da Wikipedia

543 milioni di anni fa comincia l'eone **Fanerozoico**, con una autentica esplosione di vita del periodo cambriano. Proprio per l'abbondanza delle testimonianze fossili questo nome deriva dal greco *phaneros* = visibile e *zoion* = animale, quindi vita manifesta.

E non solo i fossili caratterizzano questo eone, la maggior parte delle rocce che vediamo oggi si è formata durante questa unità temporale.

Per questa ragione il Fanerozoico viene suddiviso in unità più piccole, le ere geologiche: **Paleozoico**, **Mesozoico** e **Cenozoico** a loro volta suddivisi in periodi: Cambriano, Ordoviciano, Siluriano, Devoniano, Carbonifero, Permiano, Triassico, Giurassico, Cretaceo, Paleogene e il Neogene e infine i periodi sono a loro volta suddivisi in epoche.

Anche gli altri eoni sono suddivisi in ere e periodi ma, mancando molti dei dati che appartengono a un passato così remoto, sono suddivisioni che possono essere molto più grandi.

Noi oggi siamo nel:

- Eone: **Fanerozoico**
- Era: **Cenozoica**
- Periodo: **Quaternario**
- Epoca: **Olocene**

[Figura 58] - La spirale del tempo geologico – da Wikipedia

TERRA FRAGILE

La parola **reologia** deriva dal greco reo, ossia "scorrere".

È la scienza che studia le deformazioni nei materiali per effetto di sollecitazioni. *Panta rei*, tutto scorre, diceva Eraclito, ed è proprio ciò che succede agli atomi quando un blocco di metallo o le rocce vengono sottoposte a degli *stress* in condizioni duttili.

È duttile ciò che si deforma senza rompersi, come la scogliera di Portofino e tanti altri casi nel mondo, in cui le rocce assomigliano a strofinacci ripiegati, quasi fossero fatte di plastilina (un materiale estremamente duttile). Forme che rimangono nel tempo, a testimoniare un comportamento plastico: una volta cessate le sollecitazioni il materiale resta deformato. D'altronde Deborah vaticinò che le montagne si piegano.

Ma è sempre così che reagiscono agli sforzi?

La risposta è no: il fatto è che le rocce possono fratturarsi, un comportamento rigido e fragile, del tutto diverso da quello duttile e plastico che crea le pieghe.

Non aspettatevi però di vedere macerie e rovine, la natura è un'artista più che uno spaccalegna ed è quello che vedremo in questo capitolo.

[Figura 59] - Le rocce possono reagire agli sforzi in modo fragile – disegno di Marco Viale

Graben

[Figura 60] - Iran Zanjan Depression - Faglia by Bahram Sadry - da Geotourism Research Freelancer Creative common

Osservate l'immagine, quelle linee orizzontali colorate con toni che vanno dal color mattone al marroncino sono strati che giacciono paralleli così come si depositarono, notiamo che non ci sono pieghe.

Il che ci fa pensare che siamo di fronte a una tranquilla sequenza deposizionale, che giace indisturbata dai tempi della sua formazione, se non fosse per quel taglio a forma di V che si vede quasi al centro.

Cosa può essere successo?

Osservate bene, notate come gli strati all'interno delle V sono in una posizione più bassa rispetto a quelli all'esterno. Tutto il blocco è scivolato giù.

Ma come è possibile?

Per capire meglio dobbiamo fare conoscenza con il concetto di faglia.

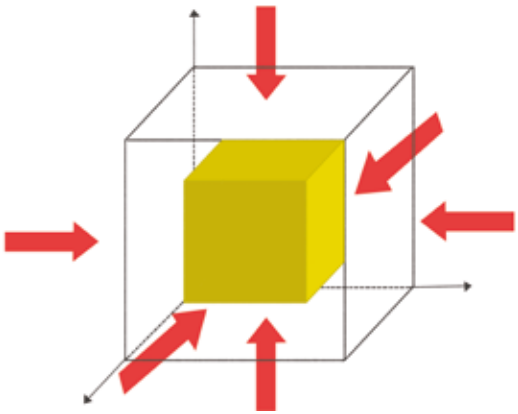
Come le rocce si fratturano: le faglie

Sembrerà strano ma, per rispondere alla nostra domanda, dobbiamo pensare a cosa accade ai sommozzatori quando si immergono. Il loro corpo viene sottoposto alla pressione e anche noi possiamo provare questa sensazione: immergendo la testa sott'acqua le orecchie "fischiano". A 10 metri di profondità, l'acqua e l'aria sopra al sub eserciteranno una pressione di 2 atmosfere che, per il principio di Pascal

si eserciterà uniformemente intorno a tutto il suo corpo, sui piedi così come sopra la testa e qualsiasi altra parte anatomica esterna.

Lo stesso succede a un ipotetico cubo di roccia che si trova nel sottosuolo: il peso delle rocce sovrastanti produce una pressione, detta **pressione litostatica**, che si eserciterà tutta intorno al corpo roccioso... ciò che fa la differenza è che qui parliamo di migliaia di atmosfere!

A una profondità di 5 km agisce uno sforzo di 150 MPa (*mega Pascal*), che equivale a dire 15.000 T/m^2 (tonnellate per metro quadrato), quindi il cubo tenderà a essere compresso, a ridursi di volume se la pressione è molto alta.



[Figura 61] - Un cubo di roccia soggetto ad una pressione litostatica, diventerà più piccolo (si comprime) mantenendo la stessa forma cubica – disegno di Marco Viale

Le cose cambiano se a un certo punto qualcosa altera questo equilibrio, come ad esempio uno scontro continentale: il nostro cubo di roccia questa volta si troverà compresso tra due continenti che si avvicinano, una morsa implacabile che chiudendosi sempre di più creerà una **pressione orientata** secondo le frecce in figura.

[Figura 62] - Cubo di roccia soggetto a una pressione orientata: il cubo si deformerà lungo le direttrici degli sforzi assumendo la forma di un parallelepipedo – disegno di Marco Viale

[Figura 63] - Nella figura, una pallina è tenuta tra pollice e indice (A), schiacciando la pallina tra le dita, si applica una pressione orientata che la deforma (B). Se la pallina anziché di gomma fosse di plastica rigida si frantumerebbe (C) – ph Michele Pregliasco

In funzione del materiale, della temperatura e della velocità, che può arrivare anche ad abbracciare un tempo di milioni di anni o di pochi istanti nel caso dei terremoti, si avrà un comportamento duttile o rigido.

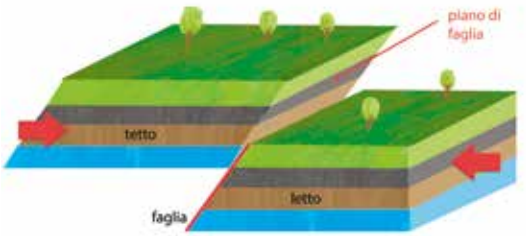
La roccia potrà quindi piegarsi, come abbiamo già visto, per adattarsi a questo stress, oppure fratturarsi, ed è qui che dobbiamo fare un po' di attenzione.

Il carico litostatico è sempre lì a tenere insieme il corpo roccioso con la sua pressione su tutti i lati.

La roccia non andrà in pezzi ma tenderà a suddividersi in due parti lungo una

superficie più o meno inclinata, come se noi tagliassimo per sbieco un panetto di burro con un coltello.

Ci troveremo con due blocchi di roccia, l'uno accanto all'altro separati da un taglio chiamato **piano di faglia** come nella figura.



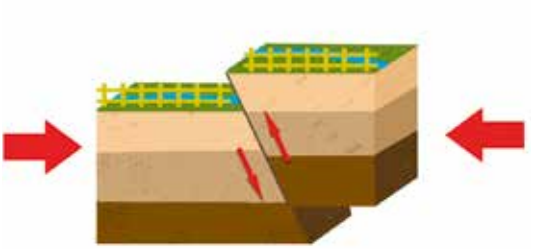
[Figura 64] - Una faglia è una frattura entro un corpo roccioso accompagnata dallo spostamento delle parti lungo un piano – disegno di Marco Viale

Il piano di faglia può essere più o meno inclinato, ciò che è interessante osservare è che, a meno che il taglio non sia perfettamente verticale, possiamo sempre individuare un blocco sopra al piano, chiamato **tetto** e uno sotto chiamato **letto**. Se avete difficoltà, fate conto che la superficie inclinata del piano di faglia equivalga al tetto a spiovente di una casa, ciò che sta sopra è il tetto, ciò che sta sotto è il letto.

E adesso qua viene il bello: immaginate che i continenti continuino a scontrarsi, come suggerito dalla direzione delle frecce, mentre in mezzo c'è la nostra faglia, che cosa succederà?

Il tetto, pressato, inizierà a muoversi verso l'alto, "scorrendo" sul piano inclinato, mentre il letto comincerà a scendere.

I due blocchi scorrono l'uno verso l'altro avvicinandosi e conseguentemente si avrà un raccorciamento della lunghezza complessiva. Se sopra alla faglia c'era



[Figura 65] - Faglia inversa – disegno di Marco Viale

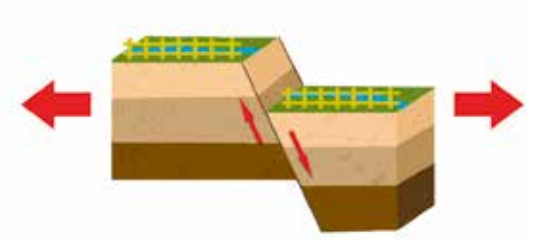
un prato verde, ebbene questo sarà più corto. Questo è il comportamento di una **faglia inversa**.

E se i due continenti anziché scontrarsi si allontanassero in direzioni opposte?

In questo caso i due blocchi di roccia, trascinati dal movimento, tenderanno a separarsi. Potremmo pensare che si crei un vuoto tra le due parti in allontanamento ma, ancora una volta, la pressione litostatica terrà il tutto saldamente unito.

Ne risulta ancora una volta uno scorrimento lungo il piano di faglia, ma questa volta è il tetto che si muove verso il basso mentre il letto scorre verso l'alto.

Questa è la classica **faglia diretta**, ed è proprio il tipo di faglia che caratterizza la nostra immagine con cui abbiamo aperto il capitolo.



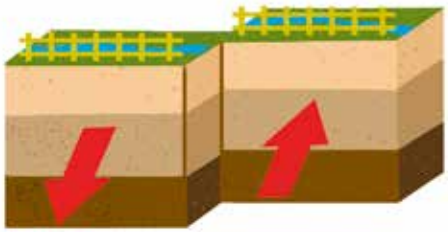
[Figura 66] - faglia diretta – disegno di Marco Viale

Tornando alla nostra immagine della *Iran Zanjan Depression*, in realtà abbiamo due

faglie che si congiungono a formare la grande V, se osservate con un po' di attenzione, sia nella faglia di destra sia in quella di sinistra è sempre il tetto a scendere e il letto a salire.

Questo tipo di faglie a V forma quello che i geologi chiamano un ***Graben*** che caratterizza proprio gran parte dei movimenti distensivi della crosta terrestre e che provocano il collasso di un blocco di roccia con questa tipica forma a V.

Concludiamo con l'ultimo tipo di faglia, quella **trascorrente**: semplicemente è quello che accade quando due blocchi scorrono in senso orizzontale anziché verticale. La faglia *San Andreas* in California è la più famosa tra questa tipologia.



[Figura 67] - Faglia trascorrente – disegno Marco Viale

[Figura 68] - Se siete in difficoltà nel capire se siete di fronte a una faglia normale o inversa, provate a mettere le mani una sopra l'altra come in figura, inclinandole secondo la direzione della faglia. Ricordatevi, la mano che poggia sul dorso dell'altra è quella a tetto e deve avere le dita orientate verso l'alto perché il nostro gioco funzioni. Se, quando fate scivolare le mani l'una sull'altra, i gomiti - nostri ipotetici sforzi/stress - si avvicinano, state simulando una faglia inverso, altrimenti state mimando un movimento normale. Provare per credere – disegno Marco Viale

[Figura 69] - Faglia – ph G. Margheritini

Rigido e duttile

[Figura 70] - Micascisto conglomeratico, in facies scisti verdi di basso grado, quarzo, mica chiara, albite - Giardino di Pollein (AO) – ph Michele Pregliasco

Voglio chiudere questo capitolo con un altro esempio, questa volta riguarda la deformazione duttile e ci farà capire quanto gli stress siano penetrativi, quanto riescano a modificare fin nell'intimo le rocce.

Ecco quello che la pressione può fare: gli innumerevoli inserti bianchi che si vedono in questo micascisto hanno un aspetto decisamente ovalizzato, come se qualcuno li avesse spremuti tra due dita. Si tratta di ciottoli quarzosi deformati dalla pressione orientata.

È interessante osservare che vi sono impronte deformative anche su piccola scala, a livello del campione tenuto in mano e perfino a livello microscopico, quando i minerali registrano lo stress allineandosi lungo direzioni preferenziali.

È un discorso che approfondiremo più avanti, dopo aver parlato dei minerali e di come si formano nelle varie tipologie di rocce, per ora dobbiamo rispondere a una domanda.

Che cosa determina il comportamento rigido o duttile, in altre parole... perché in alcuni casi lo sforzo, al quale sono sottoposte le rocce, produce fratture e in altri pieghe e altri fenomeni correlati come questi ciottoli deformati o la piega sotto a San Rocco di Camogli?

Non è solo una questione di tempo, altri fattori intervengono nel rendere un materiale plastico e uno di questi è molto evidente: il calore.

Il fabbro riscalda il metallo per renderlo malleabile e la stessa cosa accade alle rocce, le alte temperature permettono loro di deformarsi senza rompersi, ovviamente sempre rapportato alla scala dei tempi geologici.

La temperatura aumenta con la profondità, lo sanno bene i minatori che sperimentano un aumento di 3° C ogni 100 metri.

L'aumento di temperatura rende le rocce sempre più malleabili e duttili man mano che si scende nelle viscere della Terra.

Infine, è risaputo che la creta si modella facilmente al contrario del marmo, e quindi anche il tipo di materiale, di cui è costituita la roccia, concorre a determinarne il comportamento.

Semplificando un po' a seconda della profondità, del tipo di roccia e della velocità e direzioni in cui agiscono gli *stress*, si possono

formare pieghe, faglie e tutti quei fenomeni deformativi che il geologo ha imparato a riconoscere.

Nel prossimo capitolo prenderemo in considerazione il comportamento elastico, quando le rocce riprendono la loro forma iniziale una volta cessato lo stress, un fenomeno che spiega la propagazione delle onde sismiche durante i terremoti.

Comportamento	Descrizione
Elastico	Se lo sforzo applicato si mantiene intorno a valori bassi, le rocce tendono a rispondere con un comportamento elastico; cioè riprendono la loro forma iniziale quando lo sforzo cessa (è il comportamento di una molla o di un elastico). Lo sforzo agisce in maniera istantanea. È il comportamento tipico durante il passaggio di onde sismiche.
Fragile	Se lo sforzo aumenta e si sviluppa a temperature e pressioni relativamente basse, ma con notevole velocità temporale, la risposta diventa di tipo fragile quando viene superato il limite elastico. Le rocce si fratturano e si generano le faglie.
Plastico	A temperature e pressione maggiori e con sforzi prolungati nel tempo, le rocce rispondono con un comportamento plastico: le deformazioni assumono un carattere permanente in assenza di fratturazioni. La formazione di pieghe è un esempio manifesto di questo fenomeno.

[Figura 71] - In questa tabella troviamo il comportamento della roccia sottoposte a pressione orientate – tratto da Morbidelli

[Figura 72] - Pieghe estreme su un tratto di litorale a Creta – ph G. Margheritini

NELLE PROFONDITÀ DELLA TERRA

Siamo arrivati a osservare il limite del sistema solare, a 11 miliardi di km, eppure il pozzo più profondo che abbiamo scavato non supera i 14 Km. Poca cosa rispetto al raggio di 6.370 Km della Terra: è come non riuscire a vedere oltre la punta del proprio naso.

Quindi non possiamo esaminare campioni di roccia all'interno del pianeta e neppure misurare la temperatura e la pressione che c'è laggiù: per i nostri strumenti è un luogo inaccessibile.

Gli scienziati non hanno perso la speranza, tutti questi dati possono essere estrapolati per via indiretta, facendo delle deduzioni in base a quanto possiamo misurare sulla superficie esterna.

Conosciamo benissimo la densità della terra, così come molti dati astronomici, inoltre meteoriti e rocce che provengono dal profondo possono aiutare a formulare ipotesi.

I principali strumenti diagnostici che mettono a nudo il pianeta sono tuttavia i terremoti, naturali o indotti (e, nel passato, qualche esplosione nucleare!).

[Figura 73] - Questa allegoria dimostra come la litosfera sia frammentata in placche tettoniche, come in un puzzle ogni placca confina con quelle vicine lungo i margini di placca – da 123RF Archivio Fotografico

La litosfera

Da che cosa sono causate le deformazioni su grande e piccola scala e in particolare le deformazioni crostali per eccellenza conosciute come catene montuose?

Questa domanda è stata un mistero fino a quando non si cominciò a parlare di placche tettoniche, cioè della possibilità che la superficie terrestre sia suddivisa in grandi zolle che si muovono l'una nei confronti dell'altra.

Sono questi movimenti a creare quegli *stress* che vengono registrati nelle rocce, a sollevare le montagne e a formare oceani.

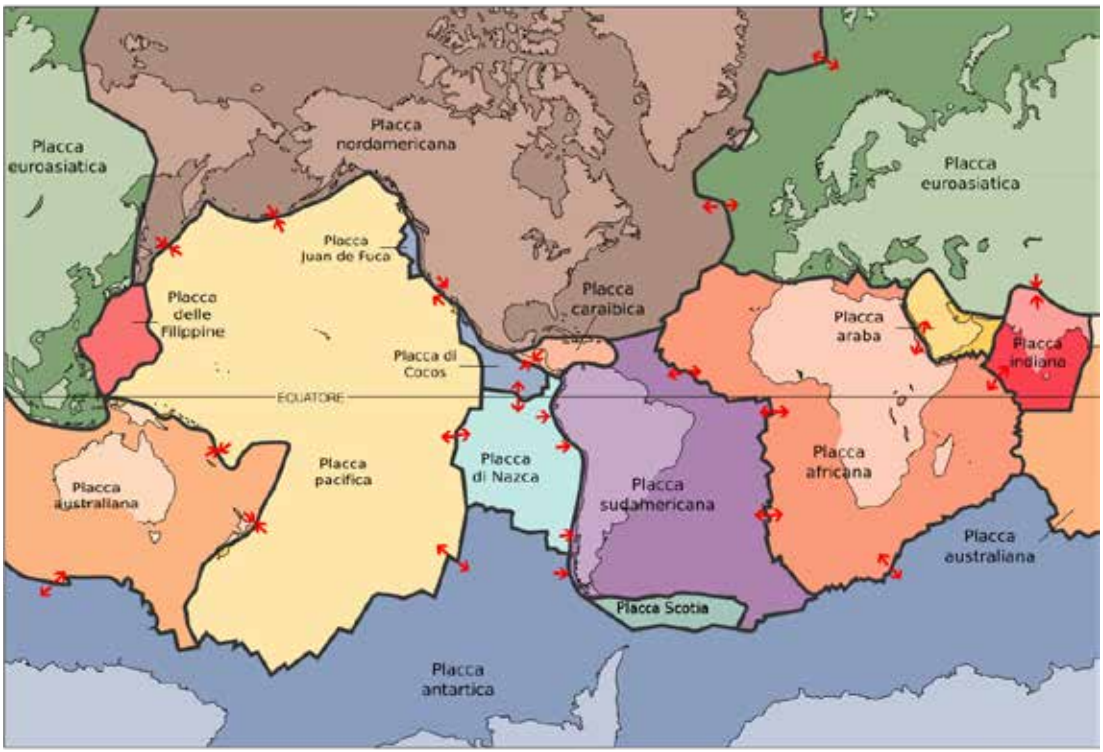
Ma che cosa sono le placche?
Sono pezzi di litosfera.

La litosfera è lo strato più esterno del pianeta, si estende fino a una profondità di circa 100 km sotto i continenti e di soli 70 km sotto gli oceani, è suddivisa in frammenti chiamati **placche tettoniche**, ce ne sono circa una dozzina (più altre placche più piccole) e, cosa sorprendente, si

muovono. Possono scorrere una a fianco dell'altra, avvicinarsi, allontanarsi, scontrarsi.

Come le tessere di un puzzle, ogni placca è delimitata dai propri confini che i geologi chiamano **margini**; questi vengono suddivisi in:

- **Margini divergenti**: lungo i quali le placche si allontanano l'una dall'altra.
- **Margini convergenti:** lungo i quali le placche che si muovono l'una verso l'altra.
- **Margini trasformi:** lungo i quali le placche scorrono l'una accanto all'altra.

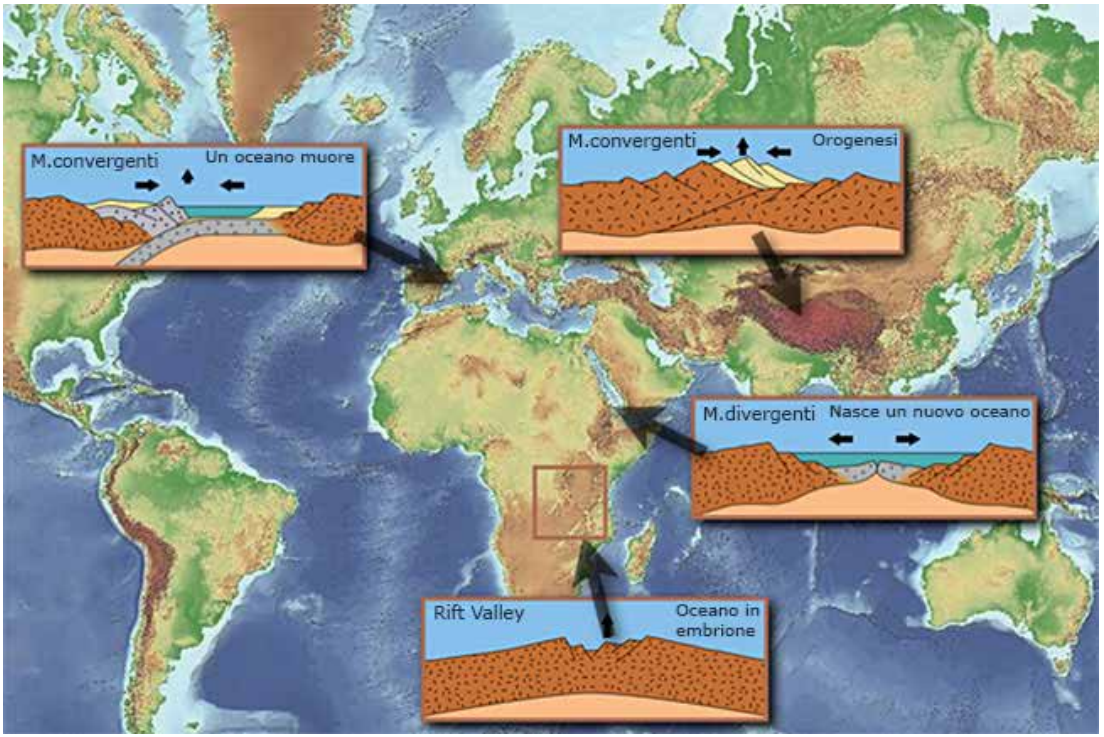


[Figura 74] - Le placche tettoniche principali, le frecce indicano tipi di margini – da Wikipedia. Per esempio:

lungo il margine tra la placca pacifica e quella australiana si ha un margine convergente

tra la placca euroasiatica e quella nordamericana il margine è divergente

e infine un esempio di margine trascorrente è situato tra la placca pacifica e quella nordamericana nel tratto poco sotto la microplacca di Cocos (notare le frecce affiancate e in due direzioni opposte)



[Figura 75] - Alcuni margini di placca maggiormente rappresentativi nel mondo e i loro effetti – da Wikipedia

- *Il mar Rosso e la Rift Valley sono il risultato di due placche litosferiche (quella africana e quella araba) che si stanno allontanando. Qui sta nascendo un nuovo oceano.*
- *La catena Alpino-Himalayana è il risultato della convergenza tra la placca euro-asiatica e quella africana, dallo scontro delle due placche è nata la catena montuosa più imponente del mondo.*
- *L'Italia è il risultato dello scontro tra la placca europea e quella africana, questo fenomeno ha comportato la chiusura e la scomparsa di un antico oceano interposto e la nascita delle Alpi e degli Appennini.*

Si noti come fenomeni quali la nascita o la scomparsa di un oceano, così come la genesi di una catena montuosa, siano collegati alla dinamica delle placche, nei prossimi capitoli capiremo il perché.

La crosta

Abbiamo detto che la litosfera è il guscio esterno del pianeta, possiamo paragonarla al guscio rigido dell'uovo sodo: è sottile, si può rompere e frantumarsi in placche tettoniche.

Ma noi abbiamo sempre sentito parlare di crosta terrestre, che fine ha fatto?

La crosta non è altro che la parte più esterna della litosfera, un sottile strato sul quale noi poggiamo i piedi e costruiamo le nostre case. Ha uno spessore medio di 35 km che aumenta in corrispondenza delle montagne fino a 70 km.

Quando si parla di placche tettoniche i

geologi preferiscono parlare più propriamente di litosfera anziché di crosta, proprio perché è l'intera litosfera a suddividersi in placche e non la sola crosta.

La crosta si differenzia dalla porzione di litosfera sottostante per via della sua composizione chimica: scopriremo che viene suddivisa in crosta oceanica e continentale.

Per il momento fermiamoci qua, abbiamo già messo fin troppa carne al fuoco, ricordiamoci che la crosta è semplicemente la parte sommitale della litosfera a sua volta suddivisa in placche che si muovono sulla superficie. Nei prossimi paragrafi avremo modo di capire meglio questi concetti e soprattutto vedremo cosa c'è sotto al cofano della macchina terrestre.

Per farlo dovremo ricorrere ai terremoti.

[Figura 76] - Il guscio di un uovo sodo rotto può paragonarsi alla litosfera con una importante differenza: le placche tettoniche si muovono sulla superficie terrestre - ph Michele Pregliasco

[Figura 77] - Bussana Vecchia - Resti della Chiesa di S. Egidio dopo il terremoto del 23 febbraio 1887 - ph Michele Pregliasco

Terremoti

Elettrica o classica può essere suonata con il plettro, con i polpastrelli o con le unghie. Avrete già capito che sto parlando della chitarra, uno degli strumenti più apprezzati al mondo.

Ma sapete come fa a produrre un suono?

Quando una corda viene pizzicata inizia a vibrare con oscillazioni sempre più piccole. Ebbene, molti sapranno già che sono proprio le oscillazioni a produrre il suono.

A noi interessa sapere che un corpo oscillante produce onde che si propagano tutt'intorno: nel legno dello strumento e nell'aria fino a giungere al nostro orecchio.

Perché un corpo possa vibrare deve essere elastico.

Quale può essere il nesso con la geologia?

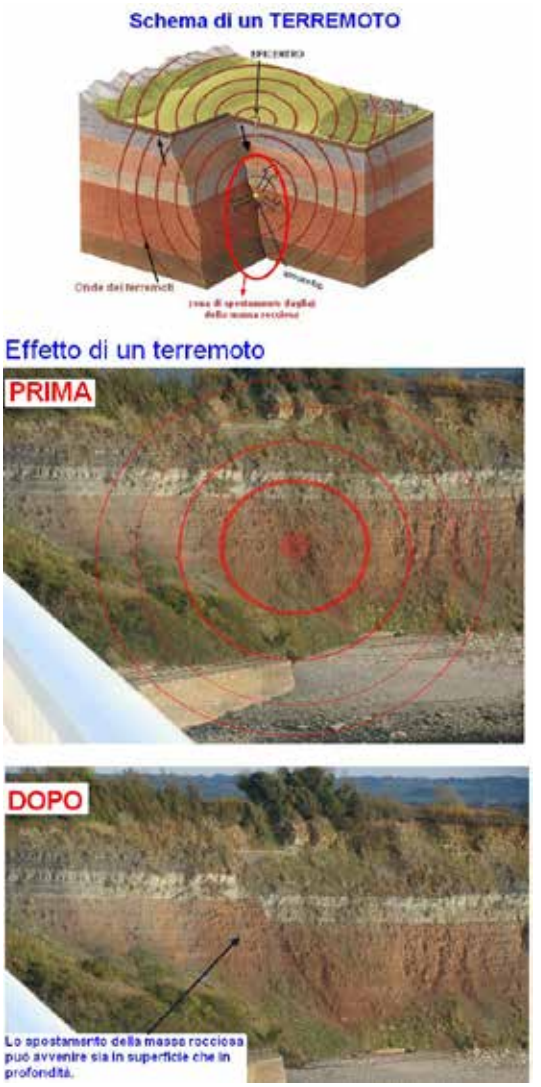
Bene, se vi dicessi che la fredda litosfera si comporta come un corpo elastico, almeno quando la velocità di deformazione è alta?

Questo vuol dire che una deformazione improvvisa, produrrà delle onde che si propagano in tutte le direzioni.

Questo è il fenomeno che conosciamo come Terremoto. La sua origine sono le faglie.

Abbiamo inteso le faglie come blocchi che scorrono l'uno sopra all'altro, se fosse così semplice non avremmo terremoti!

In realtà sappiamo che il carico litostatico tende a tenere serrati i blocchi rocciosi l'uno contro l'altro. L'attrito sarà altissimo e per di più il piano di faglia contiene asperità che tendono a bloccare gli scorrimenti. Le pressioni orientate non riescono a vincere l'attrito, quindi i blocchi anziché scorrere si deformano.



[Figura 78] - Le onde sismiche (rappresentate dai cerchi concentrici) si propagano in ogni direzione perché la litosfera si comporta come un corpo elastico - da wikipedia

Questo processo può continuare per centinaia di anni, i continenti spingono e

le pressioni diventano sempre più grandi accumulando grandi quantità di energia nelle rocce sempre più deformate elasticamente.

È proprio come se qualcuno tirasse la corda della chitarra sempre di più. Ad un certo punto tutta quella forza accumulata riesce a vincere l'attrito e succede il patatrac, a forza di tirare, la corda della chitarra sfugge dalle nostre dita!

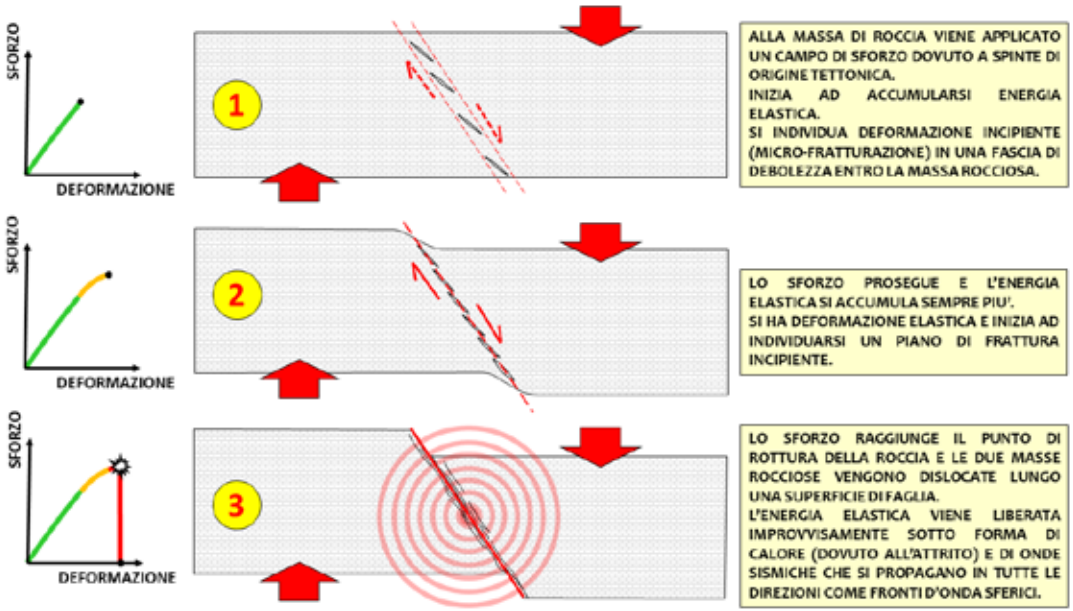
Le faglie scorrono improvvisamente e l'energia viene rilasciata tutt'intorno sotto forma di onde che si propagano nella litosfera, ecco il terremoto.

La notizia buona è che le onde sono capaci di attraversare tutto il pianeta è così ci fanno capire che cosa c'è all'interno della Terra. Rimanendo in tema musicale, la litosfera agisce come la pelle di un tamburo che viene percossa e trasferisce le vibrazioni a tutto ciò che gli sta sotto.

Ciò significa che le onde sismiche di un terremoto possono essere rilevate agli antipodi rispetto al suo epicentro, ovviamente se si ha uno strumento sufficientemente sensibile per rilevarle.

Questo ci ha permesso di fare la radiografia del pianeta.

Le onde sismiche hanno una loro personalità, non sono tutte uguali. Alcune sono più veloci (7-13 km/s), diremmo che sono le sprinter della sismologia. Per questo motivo vengono chiamate onde prime, o, più semplicemente onde **P**, esse



[Figura 79] - Come nasce una faglia: nelle figure 1 e 2 la roccia sottoposta a sforzo si è deformata, all'interno si stanno producendo delle piccole fratturazioni lungo una zona di debolezza del materiale roccioso, sono i prodromi di una faglia diretta, qui si sta accumulando una grande quantità di energia elastica. Ad un certo punto, figura 3, gli sforzi superano il limite elastico e raggiungono il punto di rottura, la roccia si separa in due blocchi lungo la faglia e tutta l'energia viene rilasciata producendo le onde sismiche - da wikipedia - autore Antonio Valdisturlo

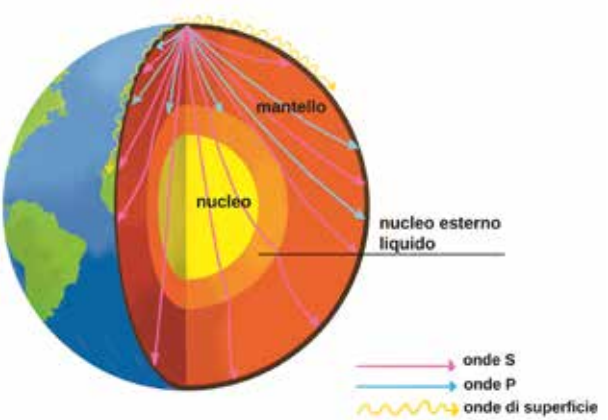
riescono ad attraversare solidi e liquidi e ovviamente sono le prime a essere registrate dai sismografi.

Passate le onde P arrivano le onde seconde **S** che viaggiano ad appena, si fa per dire, 4-7 km/s.

Proprio la differenza di velocità tra queste onde permette di calcolare la distanza del terremoto dal sismografo di rilevamento in base al tempo di ritardo che intercorre tra le P e le S.

E non solo, si può capire la densità dei livelli che sono stati attraversati.

Le onde S non si propagano nei fluidi, è questo ci ha permesso di scoprire zone liquide all'intero del pianeta, una sorta di indagine a raggi X fatta interpolando i dati dei sismografi.



[Figura 80] - L'uso delle onde sismiche permette di compiere indagini indirette sul nostro pianeta, pur senza poter analizzare direttamente i campioni di roccia che si trovano a profondità inaccessibili. Il nostro pianeta è suddiviso in livelli concentrici con diverse proprietà chimiche e fisiche che interagiscono con il percorso delle onde sismiche – disegno di Marco Viale

La montagna e il pendolo: densità

Patologicamente timido, tanto da comunicare per lettera con la governante, Henry Cavendish arrivò a somministrarsi scariche elettriche di intensità crescente annotando diligentemente gli effetti... questo fu il primo esperimento di elettrocuzione della storia che fortunatamente non si risolse con un decesso.

Cavendish (1731-1810) fu l'eccentrico scienziato che ridusse l'universo a una moltitudine di oggetti che potevano essere pesati, numerati e misurati (...d'altra parte, il suo contemporaneo Benjamin Franklin (1706-1790) era scampato alla potenza del fulmine e condivideva con lui l'infelice esperienza della scossa elettrica, quando cercò di arrostire un povero tacchino).

Tra le cose che "pesò" ci fu anche la Terra!

Per farlo Henry aveva pensato di utilizzare il pendolo.

Illustri cartografi erano stati imbrogliati dalle montagne e i loro pendoli, che servivano per misurare la latitudine, erano attirati dalle masse delle catene montuose, inficiando gravemente le misure.

È un po' come se la montagna entrasse in competizione con il campo gravitazionale terrestre spostando il peso del pendolo verso di sé.

Per Cavendish significava confrontare la massa della Terra con quella di una montagna, e, se si conosce la massa della montagna, diventa facile, per chi sa farlo, calcolare quella del mondo.

In seguito il nostro scienziato arrivò a determinare il dato usando una bilancia di

torsione, avvicinandosi molto al dato attuale: 5.975 miliardi di miliardi di tonnellate.

Fu però il reverendo John Henry Pratt (1809-1871) a scoprire qualcosa di molto interessante a proposito della montagna e del pendolo. La deviazione era inferiore a quello che ci si poteva aspettare se le montagne avessero avuto la stessa densità della Terra.

In altre parole le montagne erano più "leggere". Se ne accorse allorché George Everest diresse il grande rilevamento geologico dell'India, ancora una volta i dati rilevati con il pendolo erano sbagliati ma molto meno di quanto, da buon matematico, si sarebbe atteso.

Pratt spiegò la cosa ammettendo che la crosta terrestre fosse meno densa rispetto a quanto c'era sotto. In particolare le montagne non solo erano costituite da questi materiali "leggeri" ma affondavano le loro radici in profondità: in pratica galleggiavano su uno strato più denso.

Ammettere che la Terra fosse costituita da strati a densità diversa apriva la strada all'ipotesi che le stesse placche potessero galleggiare su materiali più densi e spostarsi, un po' come fanno le navi sull'acqua.

Ma che cosa è la densità?

Il primo approccio con questo termine lo avrete sicuramente avuto in cucina: la salsa diventa densa quando si concentra in un volume più piccolo. A parità di volume è più denso ciò che pesa di più.

Il rapporto tra la massa e il volume viene appunto definita **densità**.

In altre parole si tratta di misurare quanta massa c'è in un certo volume. Se per esempio prendiamo un contenitore a forma di cubo, le cui pareti hanno dimensione di un metro di larghezza per un metro di altezza e lo riempiamo di acqua, avremo un metro cubo di acqua, pari ad una massa di circa 1000 kg. In effetti la densità dell'acqua è pari a 997 kg/m^3

Se anziché acqua usassimo olio, ecco che nel contenitore ci andrebbero circa 800 kg, mentre il mercurio arriva a 13.600 kg.

Il volume è sempre lo stesso, quello che cambia è la massa.

Va da sé che il mercurio è molto più denso dell'olio e che l'olio e meno denso dell'acqua.

Mentre noi siamo abituati a ragionare in termini di peso, i fisici usano la massa, diciamo che per i nostri ragionamenti possiamo concederci una licenza e parlare solo di peso. Qui sulla Terra massa e peso hanno lo stesso valore se espressi in kg.

Un cubo di piombo di dimensioni 1x1x1 metri è molto più pesante di uno di legno. Il piombo è più denso! Volgendoci verso lo spazio, Giove ha un diametro equatoriale 11 volte più grande della Terra ma una densità pari a ¼ essendo un gigante gassoso, e i gas, si sa sono i materiali più "leggeri" dell'universo.

Da qui nascono delle simpatiche considerazioni:

Posso diminuire la densità di un materiale scaldandolo, il calore dilata il materiale e quindi, a parità di peso (o di massa) occuperà un volume maggiore, soprattutto è la densità a governare il galleggiamento dei corpi. Si galleggia solo se siamo meno densi del materiale in cui siamo immersi. Principio che sperimentano quelli che fanno il bagno nelle acque salatissime del Mar Morto.

Se si mescola acqua e olio, i due liquidi si separeranno in funzione della loro densità: avremo lo strato più denso di acqua

[Figura 81] - Un termometro galileiano, le piccole sfere al suo interno salgono e scendono a seconda della densità del liquido contenuto al loro interno che cambia in funzione della temperatura - da wikipedia

sotto sul quale galleggerà quello di olio sopra.

D'altra parte se volete far galleggiare un uovo, aumentate la densità dell'acqua aggiungendovi del sale! ... se invece l'uovo galleggia di per sé, bè, è un brutto segno, i gas della putrefazione hanno reso l'interno più simile all'atmosfera di Giove ma non cucinatelo!

[Figura 82] - Un turista sulla sponda giordana del Mar Morto dà una dimostrazione degli effetti dell'elevata salinità che aumenta considerevolmente la densità dell'acqua – da wikipedia

Va da sé che conoscere la densità delle rocce, vuol dire sapere molte cose sul loro conto: di cosa potrebbero essere composte, in quale stato fisico si trovano (liquido o solido), a che temperatura potrebbero trovarsi e a quale profondità.

Ecco perché gli studi di Cavendish e di tutti quelli che lo seguirono furono così importanti per capire che cosa c'è all'interno del pianeta.

L'Astenosfera

Quando le onde sismiche entrano in contatto con ciò che c'è sotto la litosfera, ecco che improvvisamente rallentano. In particolare le onde S, quelle che non attraversano i liquidi. La spiegazione è che incontrano un materiale parzialmente fuso, quel tanto che basta da rallentare le onde senza però fermare le S.

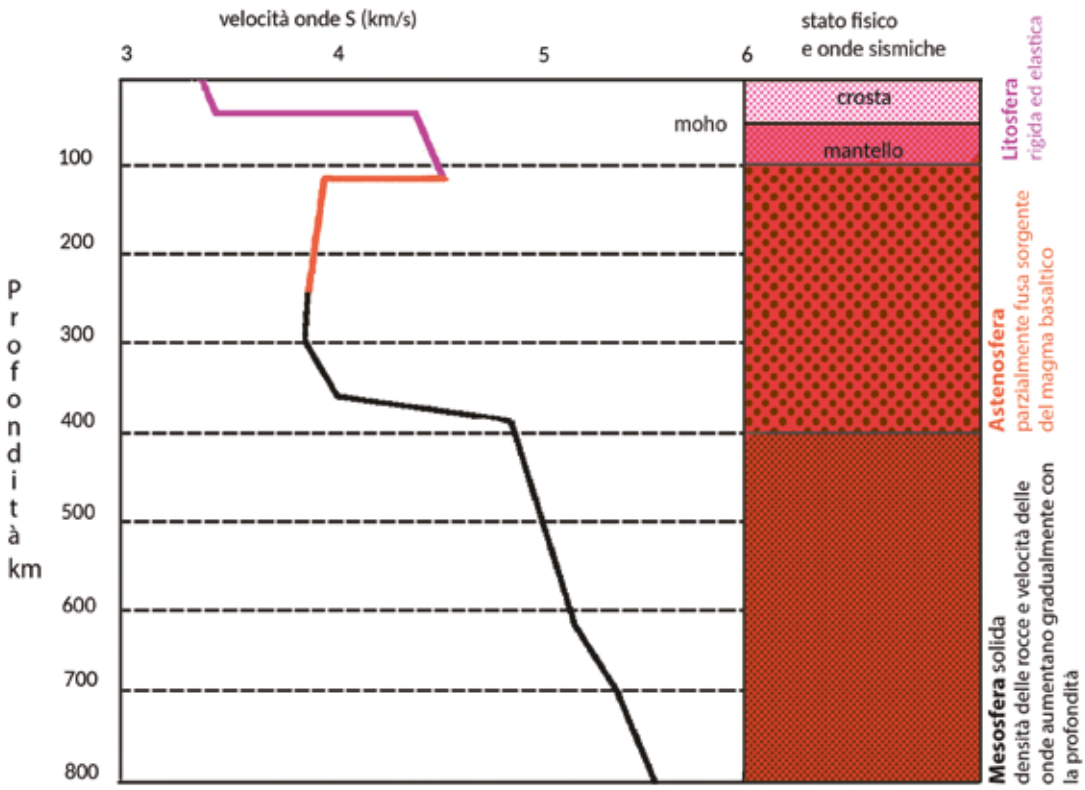
Si possono immaginare questi materiali costituiti da parti solide circondate da liquido, il tutto diventa un mélange molto mobile, con comportamento plastico, ovvero che cambia forma senza rompersi.

Qualcuno ha paragonato questo materiale al gelato: le parti ghiacciate sono circondate dal liquido di fusione, per cui ha una consistenza morbida.

Questa zona si stende fino ad una profondità di 300 Km e costruisce **l'astenosfera.**

È uno livello plastico, sopra al quale la rigida litosfera può muoversi. Ecco su che cosa galleggiano le placche tettoniche.

La litosfera è meno densa e quindi più "leggera" rispetto alla astenosfera.



[Figura 83] - Velocità delle onde S nei primi 800 km di profondità – disegno di Marco Viale

Strati concentrici

Avete mai provato a cucinare un uovo sulla vetta del Monte Bianco?

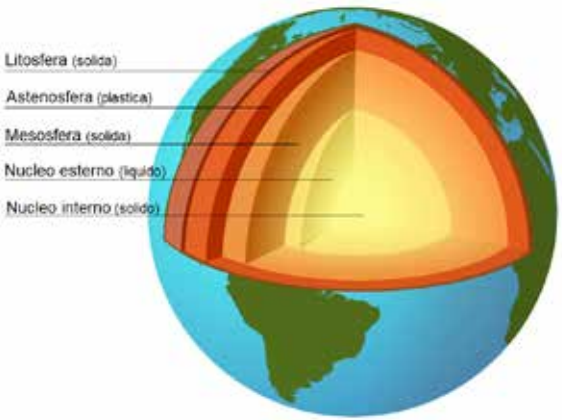
Il passaggio di stato (solido, liquido, aeriforme) non è solo questione di temperatura, ma è anche legato alla pressione: a 5000 metri di altezza, la pressione è nettamente ridotta rispetto al livello del mare, ragione per la quale l'acqua bolle prima, a 70 gradi e l'uovo non cuoce!

Anche le rocce all'interno del pianeta sono soggette a queste leggi.

Sotto all'astenosfera la temperatura sale fino a 2500 ° C, eppure le onde sismiche ci dicono che le rocce sono solide. Questo perché qui si hanno pressioni dell'ordine di centinaia di miliardi di pascal (GPa o Gigapascal) che tiene gli atomi saldamento uniti. Ora stiamo scendendo nella mesosfera che arriva alla profondità di 2.900 km, da qui comincia uno nuovo livello, il nucleo esterno, e sorpresa, qui la combinazione tra temperatura (3000 ° C) e pressione (140 GPa) fa sì che la lega di ferro-nichel che costituisce questo strato sia allo stato liquido. Ed è una fortuna perché solo così si possono generare le correnti che alimentano il campo magnetico terrestre.

Scendendo ancora si incontra il nucleo solido, posto ad una profondità di 5100 km, alla temperatura di 5.400° C/6.000 ° C e una pressione pari a 330–360 GPa, arriva al centro della Terra posto a 6378 km di profondità.

È interessante osservare che questi livelli concentrici hanno una densità crescente verso il nucleo che non può essere spiegata solamente con l'aumento della pressione litostatica: deve essere chiamata in causa la composizione chimica. Si suppone che alcuni milioni di anni



[Figura 84] - Interno della Terra - da wikipedia - modificato

dopo la sua formazione, la Terra raggiunse una temperatura critica e iniziò a fondere. I materiali cominciarono a separarsi in funzione delle loro densità. Il ferro sprofondò verso il centro del pianeta, da qui il nome dell'evento catastrofe del ferro, per andare a costituire il nucleo solido. Il nucleo esterno è interpretato come formato da una lega ferro-nichel. I materiali più leggeri andarono a costituire gli strati più vicini alla superficie: la mesosfera è costituita da silicati di ferro e magnesio, mentre il granito, molto ricco in SiO_2, che potremo definire il peso piuma tra i materiali, è il principale costituente della crosta terrestre. Anche uno degli elementi chimici più pesanti, l'uranio, si trova nella crosta terrestre, questo perché vi si trova combinato con altri elementi chimici per dar luogo a sostanze molto più leggere.

Può sembrare strano che le rocce possano muoversi, e ancora più assurdo che possano comportarsi come dei liquidi, stratificandosi come l'olio, si stratifica sull'acqua. Ricordatevi ancora una volta la profezia di Deborah, questo sarà un argomento molto importante nell'ambito della dinamica del mantello terrestre.

Il Mantello

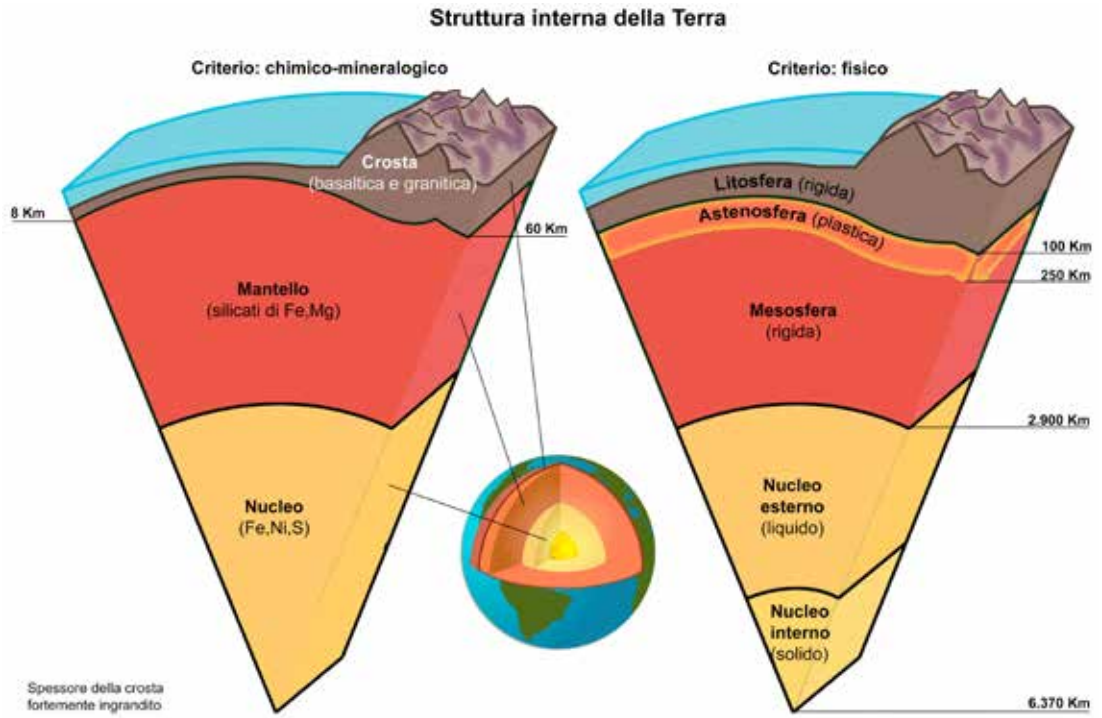
L'84% del pianeta è costituito da silicati di ferro e magnesio. I geologi chiamano questo strato mantello. Niente di nuovo, è un altro modo di indicare la mesosfera e l'astenosfera, per essere più semplici: è quello strato posto tra crosta e nucleo esterno.

Quando parliamo di astenosfera e mesosfera facciamo riferimento alle caratteristiche fisiche dell'interno della Terra, ricordate: l'astenosfera è parzialmente fusa, mentre la mesosfera è solida.

Il mantello invece fa riferimento alla composizione chimica: Si, O, Fe e Mg sono gli elementi principali che lo costituiscono.

Ad essere precisi, sempre da un punto di vista chimico, anche la parte più profonda della litosfera fa parte del mantello, mentre la parte che affiora in superficie, la crosta, ha composizione molto diversa, più acida, cioè più ricca in SiO_2 (vedremo poi che nella crosta di tipo continentale, di composizione granitica, la percentuale di SiO_2 è ancora più alta rispetto a quella oceanica di natura basaltica, ma per ora non complichiamo troppo le cose).

Il mantello ha uno spessore di 2.890 km, al confine con la crosta la temperatura è di circa 900° C per raggiungere circa 4.000 ° C in prossimità del nucleo. In altre parole più si scende è più fa caldo.



[Figura 85] - Struttura interna della Terra: dal punto di vista chimico-mineralogico e dal punto di vista fisico – da wikipedia

La cosa più interessante è che, a quelle profondità, le temperature dovrebbero essere più alte al punto da trovare le rocce completamente fuse. Le onde sismiche ci dicono invece che non è cosi, le temperature sono più basse rispetto alle previsioni teoriche e le rocce sono, per lo più, solide. D'altra parte se così non fosse, il nostro pianeta sarebbe più liquido che solido.

Qualcosa deve trasportare il calore in superficie, non c'è altra spiegazione.

La risposta può trovarsi in un modo molto efficiente di trasportare il calore nei fluidi: la **convezione termica**.

Ora noi sappiamo che i materiali quando vengono riscaldati si espandono e così diminuiscono la loro densità.

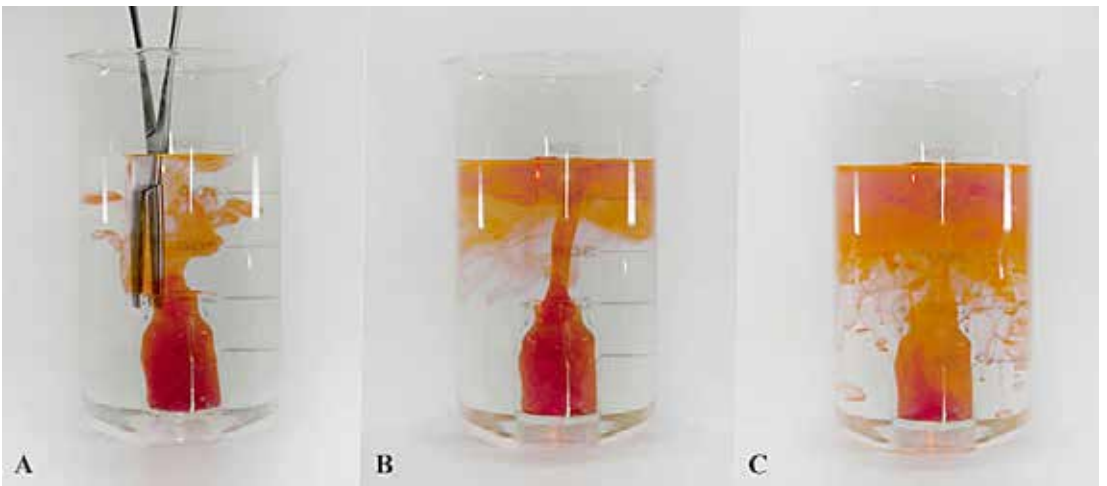
Nei fluidi, i corpi con densità minore galleggiano su quelli a densità maggiore. Quindi la temperatura può giocare un ruolo essenziale nello stabilire chi affonda e chi galleggia in una miscela di liquidi freddi e caldi.

Ebbene, le rocce del mantello si comportano più come liquidi molto viscosi che come solidi, ricordate: il tempo e il calore rendono le rocce capaci di deformarsi e anche di muoversi.

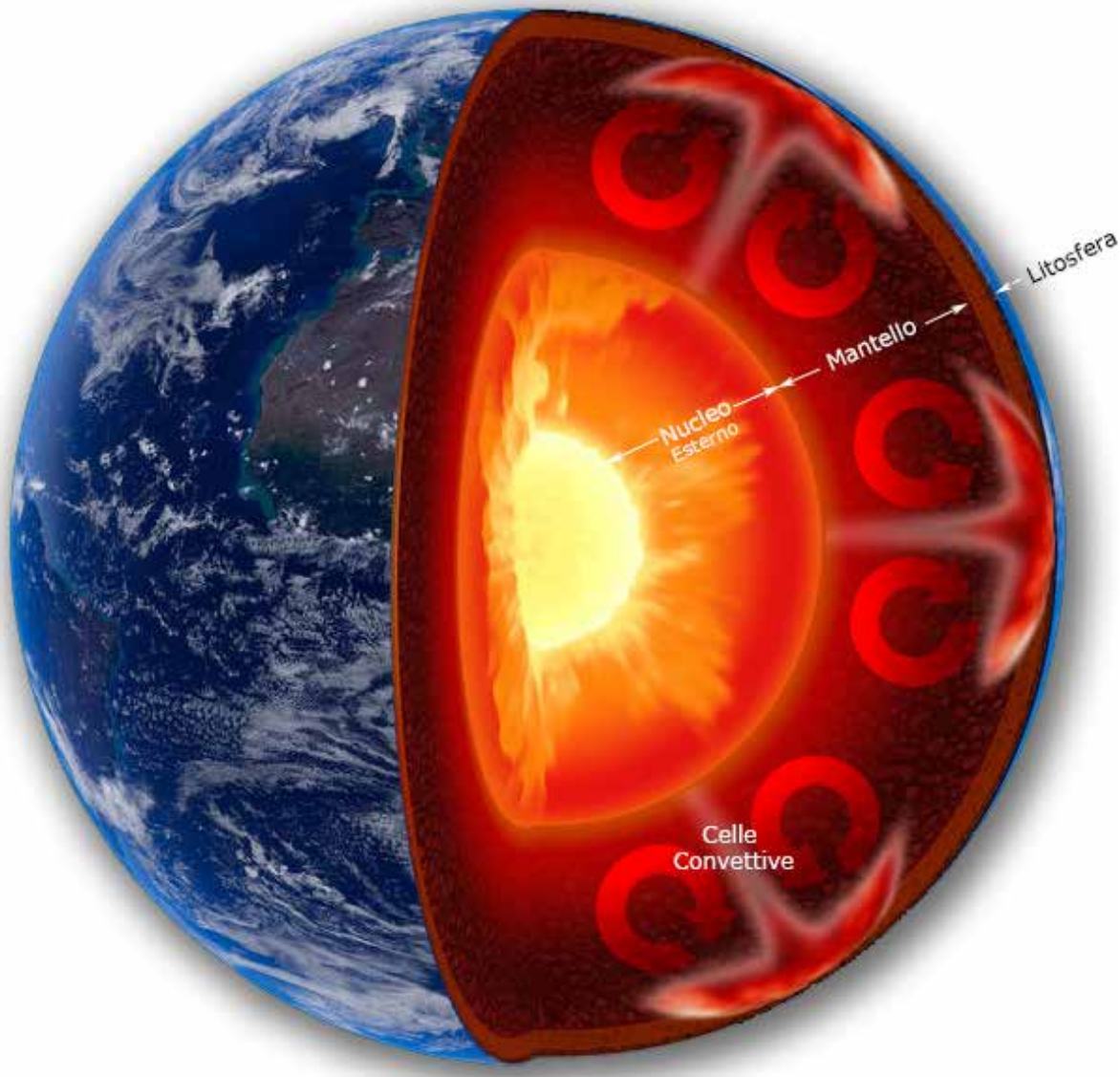
Quelle più profonde (e quindi soggette a temperature più alte), si riscaldano, si dilatano, diminuiscono di densità e galleggiano verso l'alto. Giunte vicino alla superficie del mantello (e quindi soggette a temperature più basse) si raffredderanno, diventeranno più dense e affonderanno in direzione del nucleo per riiniziare il ciclo.

Si creano così i **moti convettivi**, un salire e scendere dei materiali lungo percorsi circolari, che non solo trasportano in superficie il calore ma sono i responsabili dei movimenti delle placche tettoniche: sono in grado di trascinare porzioni di litosfera.

Non è ancora chiaro se i moti convettivi interessano l'intero mantello terrestre o solamente l'astenosfera (sui testi di geologia trovate l'uno e l'altra teoria), ma a noi poca importa, perché ci interessano gli effetti che la convezione ha sulla litosfera.



[Figura 86] - Miscele di liquidi caldi e freddi: nell'immagine un contenitore con dell'acqua colorata riscaldata è stato inserito in un becher contenete acqua fredda (A). L'acqua calda, meno densa, sale verso l'alto con un pennacchio colorato(B). Quando si raffredda ridiscende verso il basso(C) - ph Michele Pregliasco



[Figura 87] - In questa immagine il mantello è raffigurato direttamente a contatto della litosfera, questa rappresentazione semplificata (mancano la crosta e l'astenosfera) mostra come i moti convettivi siano direttamente responsabili del moto delle placche tettoniche - Image credit: JohanSwan - 123RF Archivio Fotografico - modificata da Michele Pregliasco

LA TETTONICA DELLE PLACCHE

Wegener: l'uomo che mosse i continenti

Nel 1906, in una bella mattina di aprile, un pallone aerostatico si innalzò nei cieli di Bitterfeld, un paesino al centro della Germania, per atterrare, dopo 52 ore passate tra il gelo a oltre 2 chilometri di altezza, in Danimarca. Era il record mondiale di permanenza in volo di un pallone aerostatico dell'epoca, a bordo c'era Alfred Wegener (1880-1930), un brillante meteorologo tedesco.

Sarà lui ad avere, quatto anni più tardi, un'intuizione che rivoluzionerà la geologia.

Sul prestigioso Grande Atlante di Andrée, osservò che i margini orientali del Sud America combaciavano con quelli africani. Forse in un remoto passato erano uniti?

Wegener avrebbe messo da parte quell'idea bizzarra se poco tempo dopo non avesse scoperto che in Brasile e in Africa erano stati rinvenuti i medesimi fossili.

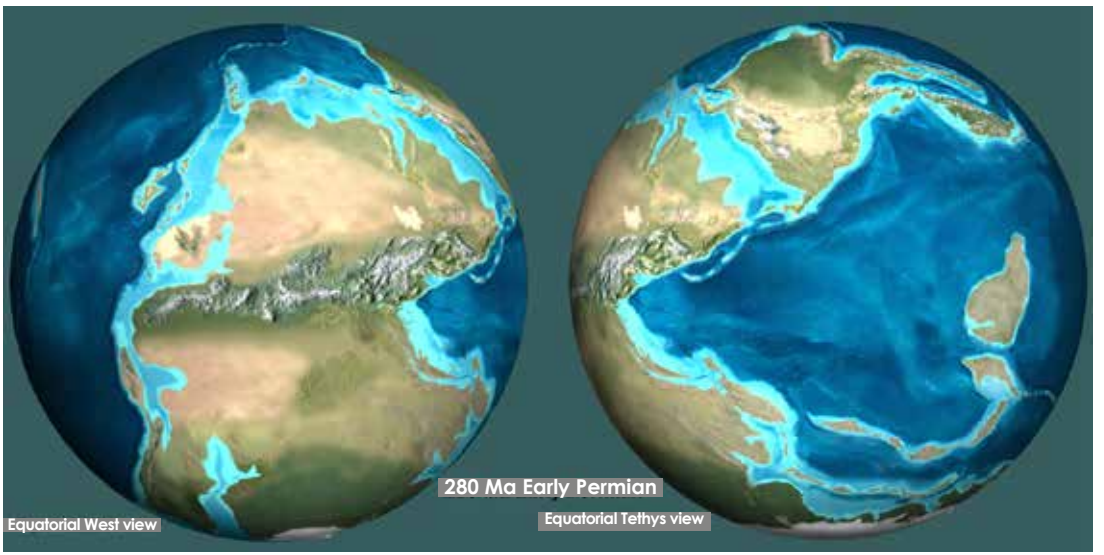
Come poteva lo stesso rettile vivere in continenti così lontani?

Gli scienziati dell'epoca spiegavano il fenomeno con ponti di terra ferma che collegavano i continenti. Quando si trovavano le ossa della stessa specie su continenti diversi, ecco un bel ponte che risolveva il problema.

Ponti che poi sarebbero sprofondati negli oceani dando credito a uno dei miti più popolari della storia: quello di Atlantide.

La cosa non convinceva affatto il nostro meteorologo.

Questo fu l'inizio di una teoria rivoluzionaria: 300 milioni di anni fa tutti i continenti erano riuniti in un'enorme super-continente,



[Figura 88] - La Pangea - Immagine: Dr. Ron Blakey, Professor Emeritus NAU Geology, modificata

la **Pangea**, nella quale c'erano piante, animali e rocce che oggi sono separati da oceani. Prove a sostegno della Pangea non mancavano, si trattava solo di ricomporre i pezzi di un giornale strappato, ma la teoria aveva un punto debole: presupponeva che per raggiungere le posizioni attuali i continenti si fossero mossi.

Già altri scienziati avevano proposto la deriva dei continenti, a cominciare dal geografo francese Antonio Snider-Pellegrini che nel suo La Creazione con i suoi Misteri Svelati del 1858 attribuiva al diluvio universale la frammentazione della Pangea, per arrivare a ipotesi più laiche degli americani Frank B. Taylor e Howard B. Baker che anticiparono Wegener di pochi anni. La comunità scientifica tuttavia non era pronta ad accogliere idee così radicali, per i geologi dei primi del 900 i continenti non potevano spostarsi e chi sosteneva il contrario veniva semplicemente ignorato.

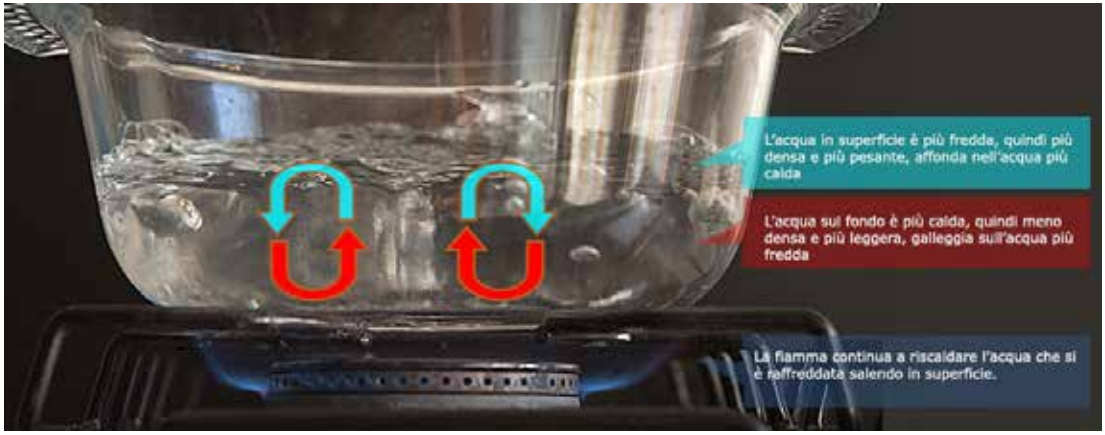
Wegener, meteorologo affermato, esploratore dell'artico e primatista del volo in pallone era troppo famoso per essere messo da parte, così la pubblicazione nel 1915 del suo *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane* (*"La formazione dei continenti e degli oceani"*) accese il dibattito scientifico sulla deriva dei continenti.

Il punto debole della Teoria è che nessuno, nemmeno Wegener, sapeva spiegare come facessero i continenti a muoversi. Per questo motivo i detrattori della deriva avevano gioco facile nel ritenere i continenti immobili, per di più Wegener era un tedesco e siamo alla vigilia della prima guerra mondiale.

Questi scienziati erano i permanentisti, in opposizione agli allora pochi, mobilisti che abbracciavano le idee di Wegener. Sarà Sir Arthur Holmes nel 1931 a dare una svolta decisiva alla questione con la scoperta del "motore convettivo" all'interno della Terra.

Holmes e l'esplorazione dei fondali oceanici

È osservando una teiera in ebollizione che possiamo farci un'idea di quello che succede a centinaia di chilometri di profondità nel mantello terrestre. I materiali



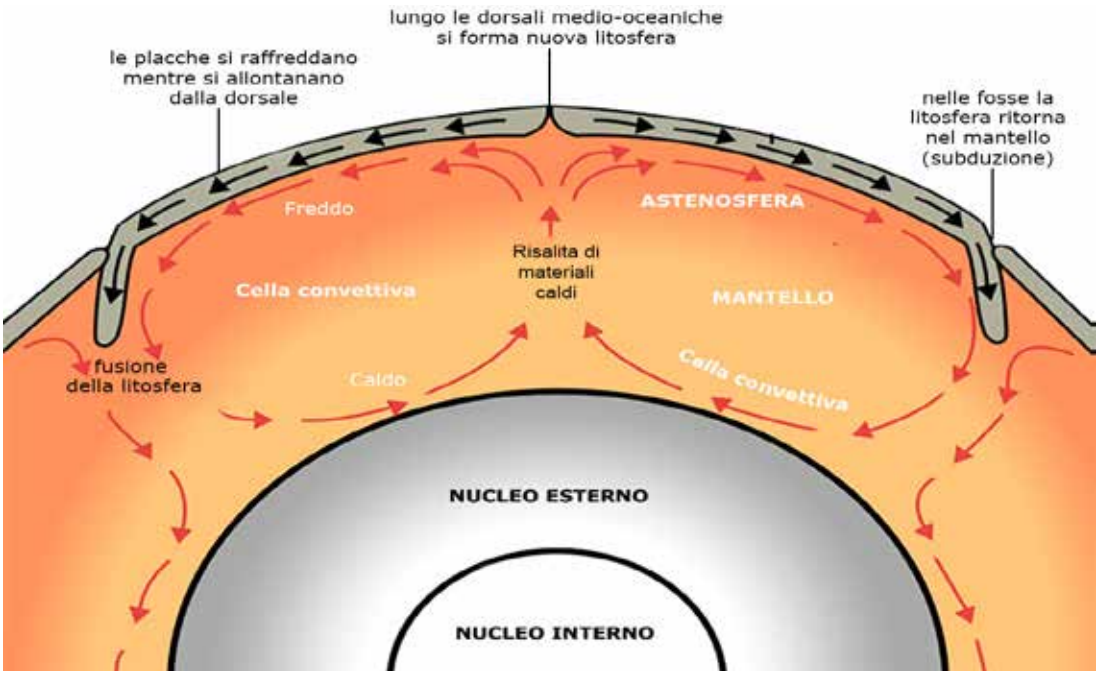
[Figura 89] - I moti convettivi si possono osservare quando l'acqua è portata all'ebollizione - ph Michele Pregliasco

si muovono seguendo dei moti verticali e circolari, proprio come le foglie del tè che scendono e salgono nella teiera: sono i moti convettivi. La convezione del mantello è sostenuta dal calore fornito dal decadimento degli elementi radioattivi e avviene lentissimamente, tanto da essere impercettibile. Nonostante ciò, il fenomeno ha notevoli effetti sulla superficie: sposta i continenti, lacera la crosta terrestre, le placche sprofondano nell'astenosfera, crea le montagne. Non sappiamo se a Sir Arthur Holmes (1890-1965) l'idea venne in mente mentre, da buon inglese, sorseggiava il suo tè, ma è certo è che la sua convezione del mantello fornì alla geologia una chiave di lettura unitaria: era stato scoperto il motore che metteva in moto i continenti.

Ma dov'erano le prove di tutto ciò?

Wegener riteneva i fondali oceanici fissi, e questo era il tallone di Achille della sua deriva dei continenti perché le masse continentali per spostarsi avrebbero dovuto "arare" gli oceani, per di più senza lasciare alcun solco dietro di esse. Fu un geologo statunitense, che con il sonar esplorò gli abissi durante il periodo bellico, a trovare la soluzione; il suo nome era Harry Hammond Hess (1906-1969).

Egli scoprì che gli oceani non sono immobili, ma si espandono in corrispondenza di un sistema di fratture della crosta terrestre localizzate lungo le dorsali oceaniche. Inoltre, per diventare sempre più grandi, dovevano necessariamente produrre nuova litosfera, il guscio esterno della Terra.



[Figura 90] - Ci sono zone sulla Terra dove le placche si separano e nuova litosfera viene creata, e poi zone dove la stessa viene distrutta sprofondando in subduzione nelle viscere del pianeta. Sono le celle convettive nel mantello a produrre questi fenomeni. - da wikipedia - modificato da Michele Pregliasco

Ben presto nella teoria della deriva la litosfera prese il posto dei continenti ipotizzati da Wegener: la superfice terrestre fu suddivisa in placche litosferiche, ed erano queste a trasportare sul loro dorso oceani e continenti. Quindi non più continenti che si muovevano, ma placche tettoniche sospinte dai moti convettivi: nasceva la tettonica delle placche.

Per fare un esempio di casa nostra, 150 milioni di anni fa la placca europea e quella africana si separarono, in mezzo la litosfera fu stirata e assottigliata e nacque un oceano chiamato Ligure-Piemontese che si espanse nel corso di 40 milioni di anni.

A furia di produrre tutto quel materiale il pianeta si sarebbe ingrandito?

Dove andava a finire tutta la litosfera prodotta dagli oceani?

La risposta è semplice, sprofonda sotto le placche continentali: tanta litosfera viene prodotta dalle dorsali oceaniche quanta ne viene distrutta e riassorbita nel mantello. È un processo lento, che dura milioni di anni.

Questo fenomeno è chiamato **subduzione** e produce sui fondali oceanici quelle che Hess scoprì essere le **fosse oceaniche**.

Anche il nostro Oceano Ligure Piemontese non sfuggì alla subduzione, sparì nell'Eocene sotto la placca africana fino a quando quest'ultima entrò in collisione con quella europea. Dallo scontro delle placche nacque la catena Alpina.

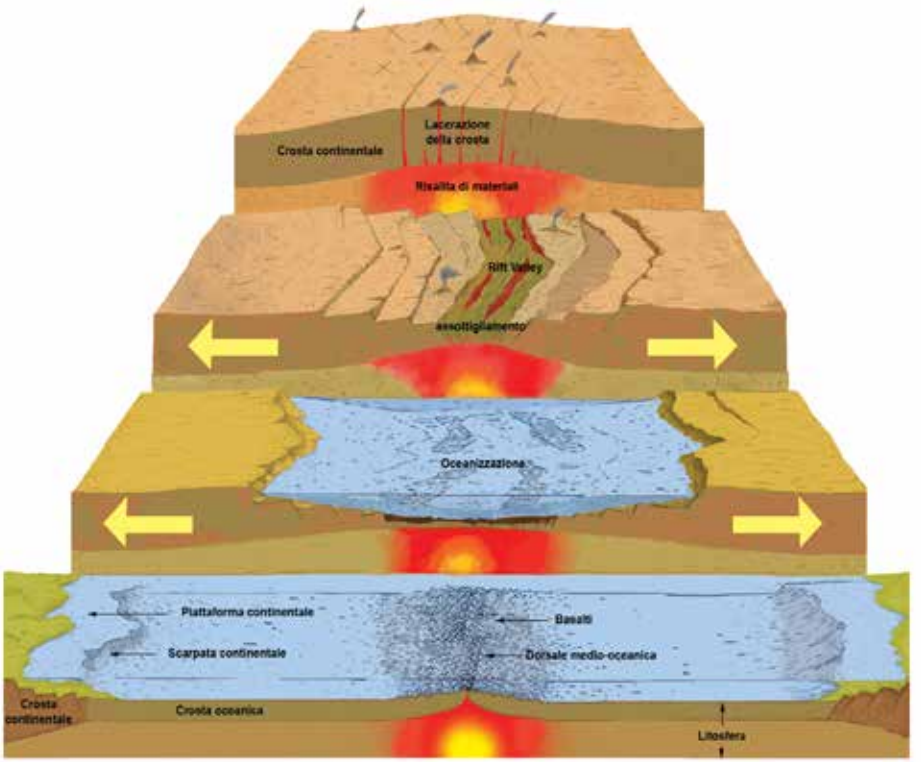
Oceani nascono

Che cosa succede quando una placca si separa in due placche più piccole?

Immaginiamo la litosfera tirata in due direzioni opposte dai moti convettivi. Sappiamo che le rocce entro certi limiti si comportano in maniera duttile e anche la litosfera, per, un po' farà in questo modo.

Come se fosse la pasta della pizza allungata tra le mani del pizzaiolo si assottiglierà fino al punto di lacerarsi producendo una lunga fessura che separerà due nuove placche, è qui che nasce la **dorsale oceanica** dove viene prodotta nuova litosfera.

[Figura 91] (a destra) - Tirare la pasta della pizza: si assottiglia, proprio come la litosfera quando viene tirata in direzioni opposte dalle celle convettive – xavigm/123RF Archivio Fotografico



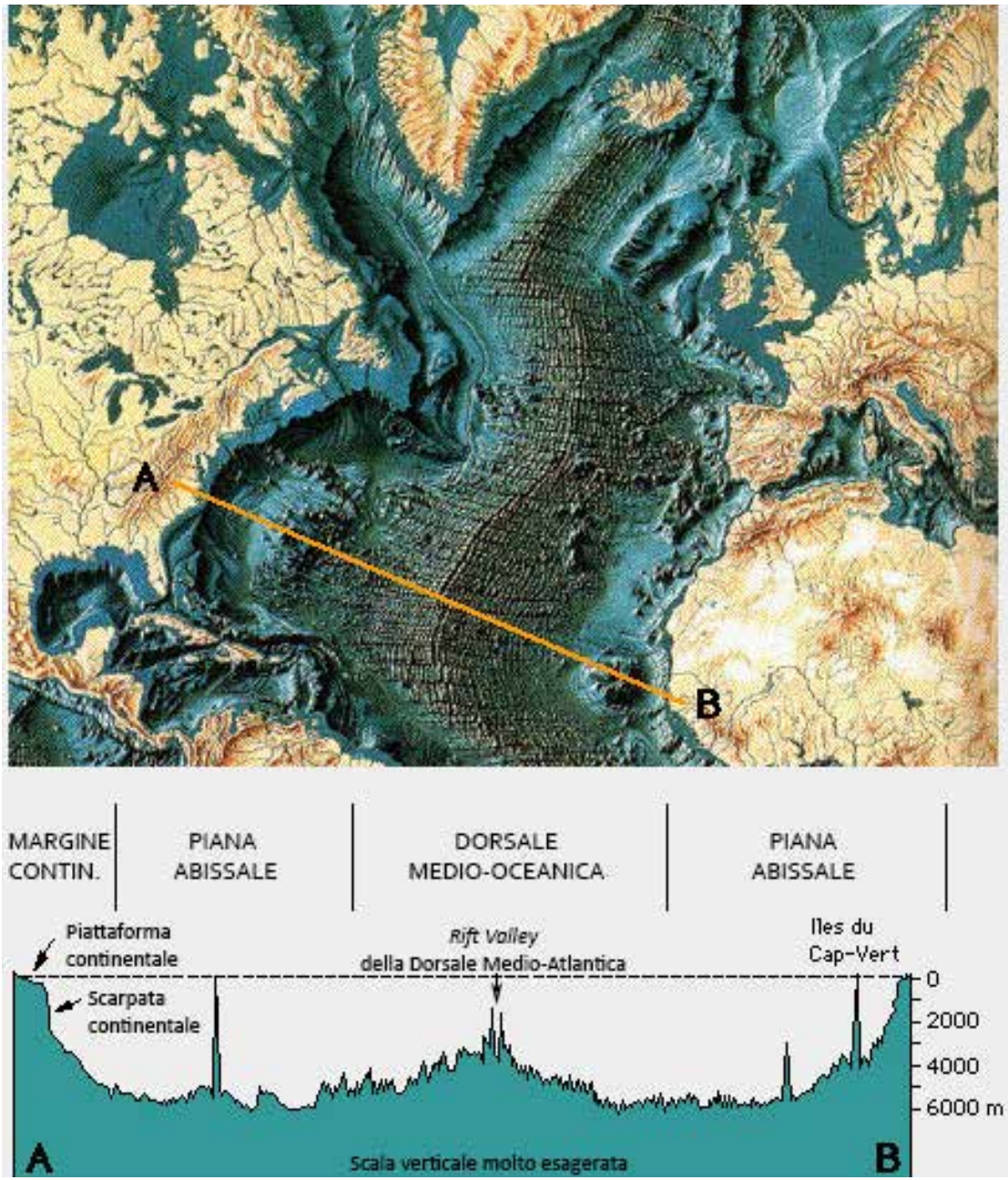
[Figura 92] - La nascita di un oceano – disegno di Marco Viale

1. *La litosfera è interessata dalla risalita di materiali caldi dal mantello che ne provocano l'inarcamento.*
2. *Le forze distensive, prodotte dalle celle convettive, stirano e assottigliano la litosfera, fino al punto di lacerarla.*
3. *A quel punto si formano due nuove placche tettoniche che cominceranno a migrare in direzioni opposte (margini divergenti), notare la litosfera assottigliata.*
4. *Man mano che le placche si allontanano nuova litosfera con crosta oceanica viene formata. Si forma una depressione che viene riempita dalle acque oceaniche che continua a espandersi.*

Se togliessimo l'acqua, quello che vedremmo negli oceani sarebbe una lunga e ininterrotta dorsale percorsa al centro da una valle, larga una decina di chilometri e profonda 2.000-3.000 m, dal quale sgorgano i magmi che giungono dal mantello. Sul suo fondo si trovano colate di basalto e sorgenti idrotermali dovute all'acqua di mare che, penetrata nelle fratture, giunge a contatto con i materiali caldi e riaffiora con temperature dell'ordine dei 380° C.

I margini della valle, frastagliati e interessati da intrusioni magmatiche, sono inarcati verso l'alto per il calore proveniente dal materiale in risalita e degradano lentamente in direzione dei **continenti**. Ecco perché assume la topografia di due catene montuose parallele con una valle in mezzo.

Al centro della dorsale, la fessura nella litosfera tende ad allargarsi man mano che le placche continuano ad allontanarsi.



[Figura 93] - Il profilo dell'Oceano Atlantico – da: Morphologie des continents et des reliefs océaniques – edizioni Magnard

Lo spazio prodotto viene riempito dalla risalita dei materiali caldi dell'astenosfera: è materiale prevalentemente solido con piccolissime percentuali di fusi che raffreddandosi si trasformerà in nuova litosfera.

I materiali in risalita sono soggetti a una diminuzione della pressione (si parla di depressurizzazione adiabatica, senza perdita di calore) che ne causa parzialmente la fusione. Questi magmi sono responsabili dei fenomeni vulcanici, che alimentano gli espandimenti basaltici in superficie.

Non tutto il magma viene eruttato. Quello che solidifica in profondità forma il **gabbro** (una roccia intrusiva) che assieme al **basalto** costituisce la crosta oceanica.

Man mano che le placche si separano si formerà così nuova litosfera con crosta oceanica, che continua a essere tirata ai lati. Ne risulta una profonda depressione sulla superficie terrestre che si va allargando e che darà origine a un oceano.

Poiché "produttori" di nuova litosfera, i margini di **placche divergenti** (che si stanno separando) sono chiamati anche margini costruttivi e sono i responsabili dell'oceanizzazione di parte del nostro pianeta.

Ricordatevi quindi che, per un geologo, l'oceano è il prodotto dalla separazione delle placche, al contrario di un mare che è un bacino conseguente a una zona depressa sulla superficie terrestre. Basalti, gabbri e altre rocce caratteristiche sono la firma che gli oceani lasciano ai posteri.

Ancora oggi, l'Europa e l'America continuano ad allontanarsi l'una dall'altra, producendo nuova litosfera oceanica tra i due continenti. Questa litosfera, stirata e assottigliata, costituisce il fondale dell'oceano Atlantico che si allarga ogni anno di qualche centimetro man mano che i continenti si allontanano. Al centro dell'oceano una lunga fessura corre lungo la Dorsale Medio Atlantica separando la placca euro-asiatica da quella americana. Ecco spiegato perché ogni anno il viaggio da Parigi a Washington diventa di qualche centimetro più lungo.

Sotto l'oceano

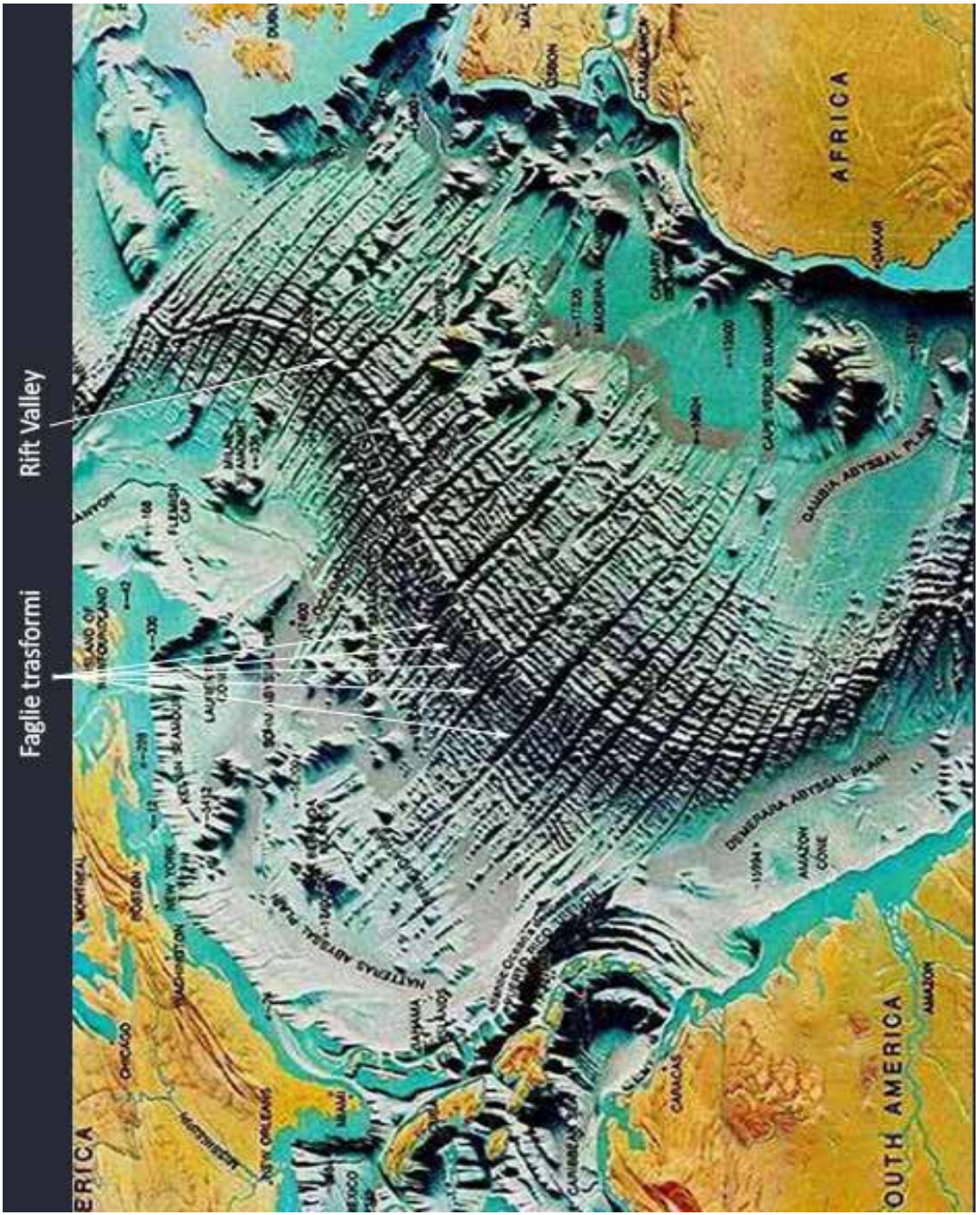
Sotto gli oceani vi sono delle enigmatiche catene montuose: si estendono, come la cucitura di un pallone da rugby, per più di 60.000 km su tutto la superficie del pianeta; larghe da 1000 a 4.000 km s'innalzano fino a 3.000 m di altezza sopra le piane abissali oceaniche tra i 2.500-2.700 m di profondità: sono le dorsali medio-oceaniche.

Si trovano al centro degli oceani, lungo i confini di quelle placche che si allontanano l'una dall'altra (margini divergenti), dai quali sgorgano i magmi che ne costituiscono l'ossatura. Lungo le dorsali medio-oceaniche il pianeta rinnova la sua pelle, la litosfera, riversando ogni anno sui fondali qualche chilometro quadrato di nuova crosta oceanica costituita prevalentemente da basalto.

Per questa continua effusione di lave l'oceanografo Bruce C. Heezen definì le dorsali come "*La ferita che non cicatrizza mai*". Man mano che ci si allontana dalla dorsale l'età delle rocce aumenta: in altre parole le dorsali medio oceaniche sono formate da rocce giovanissime che diventano sempre più vecchie in prossimità dei continenti.

Questo perché le giovani rocce, consolidate dai magmi che risalgono lungo le dorsali, si muovono verso i continenti

[Figura 94] Le dorsali oceaniche - da Morphologie des continents et des reliefs océaniques – edizioni Magnard



[Figura 95] La Dorsale Medio-Atlantica – da USGS

trasportate dai moti convettivi del mantello nel corso di milioni di anni. Pertanto, avvicinandoci ai continentii, troviamo gli stessi materiali che milioni di anni fa sgorgavano dalle dorsali medio-oceaniche, solo molto più vecchi.

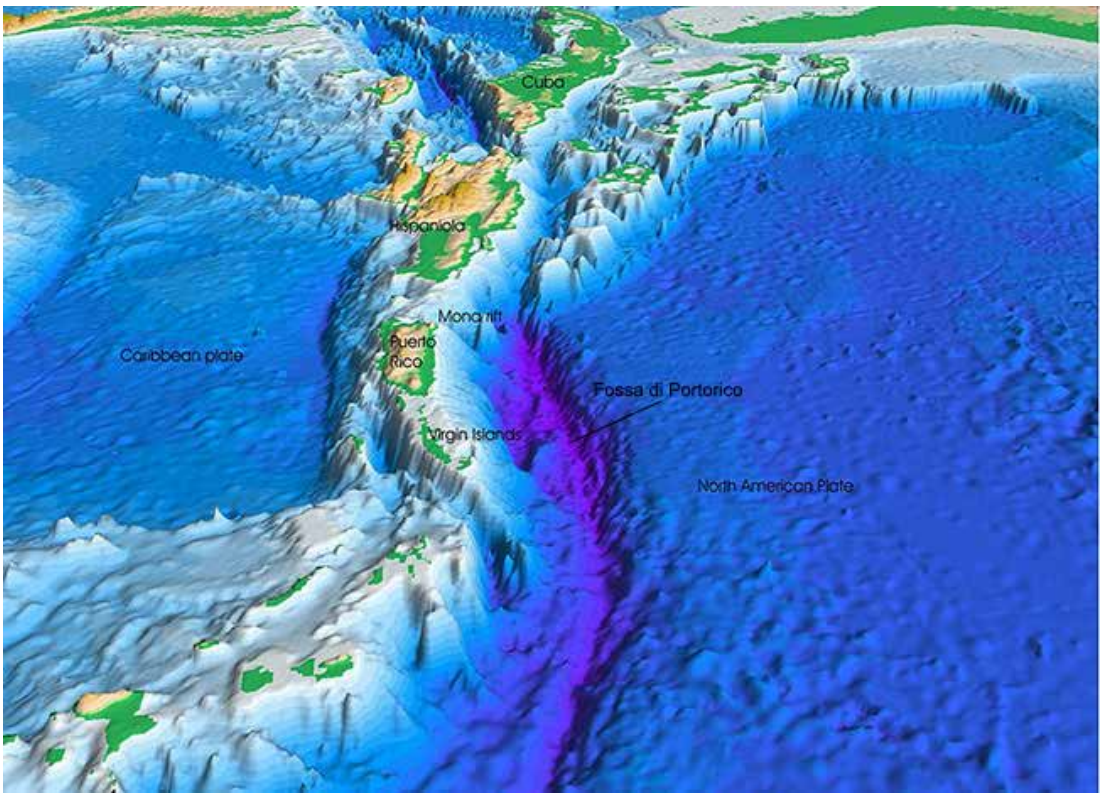
La dorsale, disarticolata e dislocata da una serie di faglie trasversali (faglie trasformi), assume un percorso a zig-zag; lungo queste faglie si verificano frequenti terremoti.

Oceani muoiono

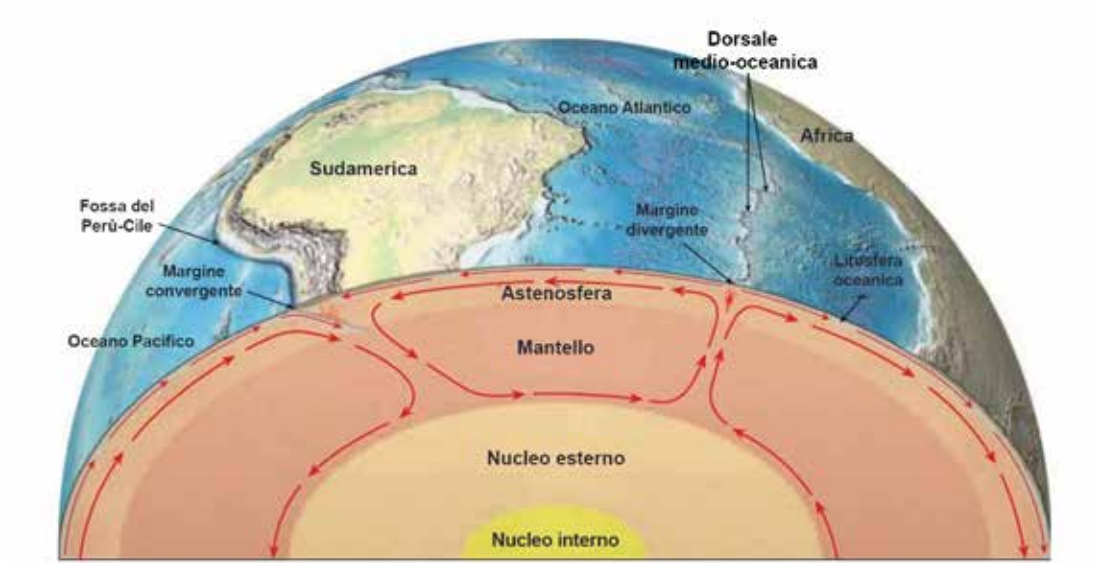
Collocate lungo i confini dell'oceano Pacifico, Indonesia, Antille, Mar Egeo, in corrispondenza dei margini continentali, si trovano profondissime depressioni.

Sono le fosse oceaniche, profonde fino a 11.000 metri e hanno caratteristiche geologiche singolari messe in luce dalle indagini geofisiche. Qui termina il viaggio della litosfera oceanica, quella che abbiamo visto essere prodotta dalle dorsali medio-oceaniche; è qui che ritorna nelle profondità della Terra. Se così non fosse il pianeta aumenterebbe di volume.

Ci sono essenzialmente due tipi di placche,



[Figura 96] - Fossa oceanica di Portorico – United States Geological Survey



[Figura 97] - Nella fossa la litosfera termina il suo viaggio per ritornare a far parte del mantello terrestre, nell'immagine si vede la fossa del Perù-Cile dove viene consumata la litosfera appartenente alla placca di Nazca, al contrario nelle dorsali medio-oceaniche nuova litosfera viene prodotta – disegno di Michele Pregliasco

quelle che sono costituite da crosta continentale e quelle da crosta oceanica.

Alcuni autori parlano anche di placche miste, quando sulla stessa placca coesistono aree di crosta continentale e oceanica.

Così come le placche possono allontanarsi tra loro, altre possono avvicinarsi. Sono placche con margini convergenti, che si scontrano l'una conto l'altra.

Quando le placche convergono c'è sempre una che soccombe sotto l'altra, che va in subduzione, ed è sempre quella più densa che si flette verso il basso e comincia la sua discesa verso l'astenosfera dove sarà fusa e rimescolata con le rocce del mantello. La flessione crea la fossa, con le sue incredibili profondità.

Ma non è finita, durante la discesa della litosfera si innescano fenomeni di fusione del mantello: parte dei magmi risalgono verso la superficie dando luogo a intensi fenomeni vulcanici.

Questa risalita di magmi è molto particolare perché, soprattutto quando una placca oceanica si scontra con una placca continentale, i magmi hanno una composizione ben diversa da quelli che risalgono lungo le dorsali.

È come se il magma venisse "distillato" a seguito della fusione parziale delle rocce: salgono in superficie materiali più leggeri, quelli meno densi, il resto rimane in profondità.

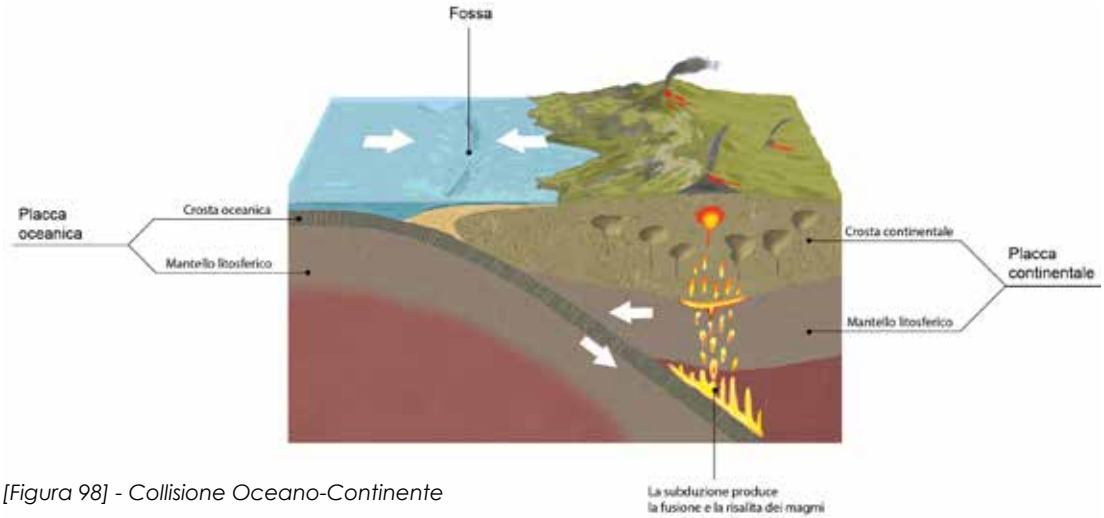
È questa sorta di distillato che crea la crosta continentale, più leggera, cioè meno densa (2,7 g/cm^3) rispetto alla crosta oceanica (2,9 g/cm^3) che si raffredda sopra alle dorsali oceaniche.

Abbiamo quindi le dorsali oceaniche che producono una crosta costituita da basalto, densa, mentre lungo le zone di subduzione si forma crosta continentale, meno densa con composizione mediamente granitica.

E adesso arriva il bello. *Quando una placca continentale si scontra con una placca oceanica chi andrà in subduzione?*

Ebbene, la placca oceanica, costituita da una crosta più densa e pesante, soccomberà e sprofonderà verso l'astenosfera.

Al contrario la placca continentale più leggera e meno densa della stessa astenosfera tenderà a galleggiare, e spingerà sotto di sé quella oceanica.



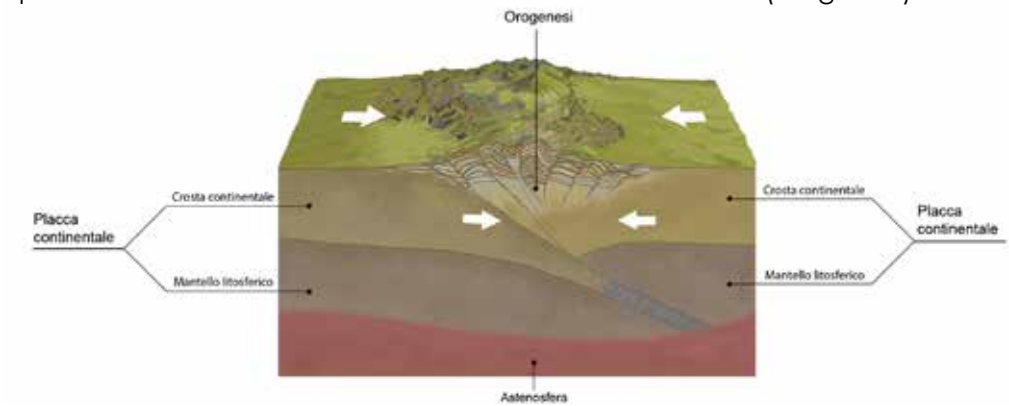
[Figura 98] - Collisione Oceano-Continente

Che cosa succede invece quanto sono due placche continentali a scontrarsi?

Per un po' si avrà la subduzione di una delle due placche, ma ad un certo punto avverrà lo scontro tra le due croste continentali. A quel punto nessuna vorrà andare in subduzione, troppo leggere per affondare nell'astenosfera.

L'unica soluzione è sovrapporsi, la crosta si inspessirà anziché sprofondare, scaglie di crosta continentale cominceranno ad accavallarsi le une alle altre e il tutto si solleverà verso l'alto spinto dalle forze di galleggiamento.

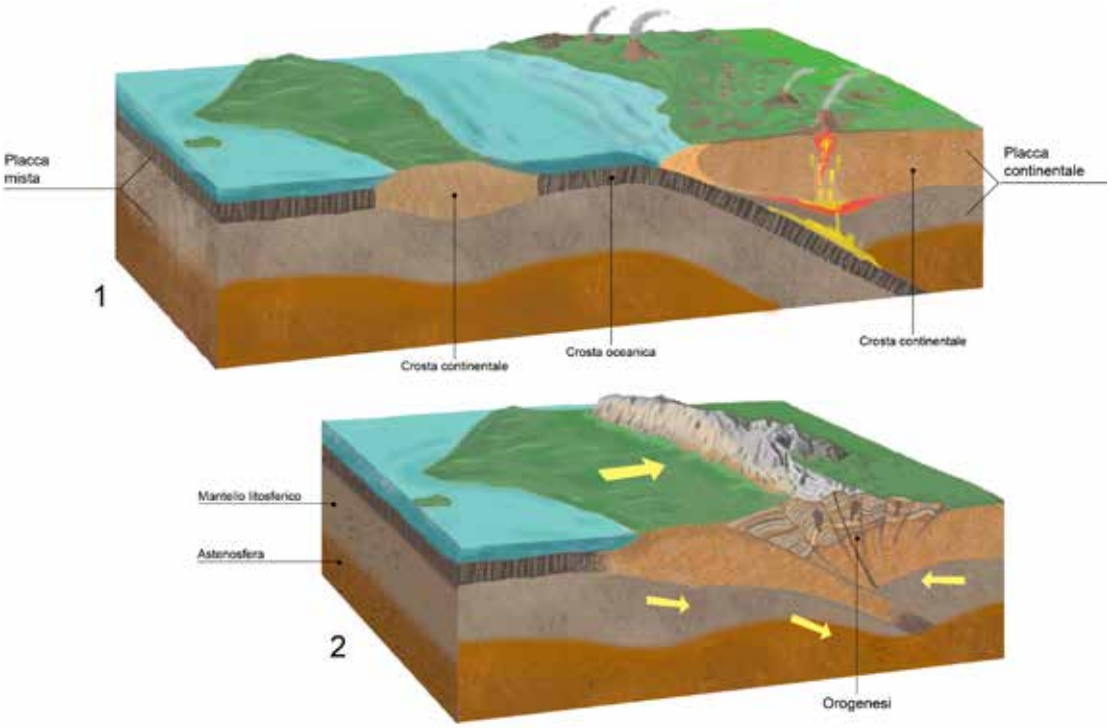
Il risultato è la nascita di una nuova catena montuosa (orogenesi).



[Figura 99] - Collisione Continente-Continente

E se a scontrarsi fosse una placca mista con una continentale?

In questo caso potrebbe accadere che sia la parte costituita da crosta oceanica della placca mista a scontrarsi per prima con quella continentale. Essa andrà in subduzione e si consumerà fino a quando entreranno in contatto le due croste continentali. A questo punto cambierà tutto, perché rientreremo in una dinamica di scontro continente-continente, avremo cioè un'orogenesi, come abbiamo visto precedentemente con il conseguente sollevamento di una catena montuosa.



[Figura 100] - Collisione mista

Tutti i disegni delle pagine 98 e 99 sono di Marco Viale

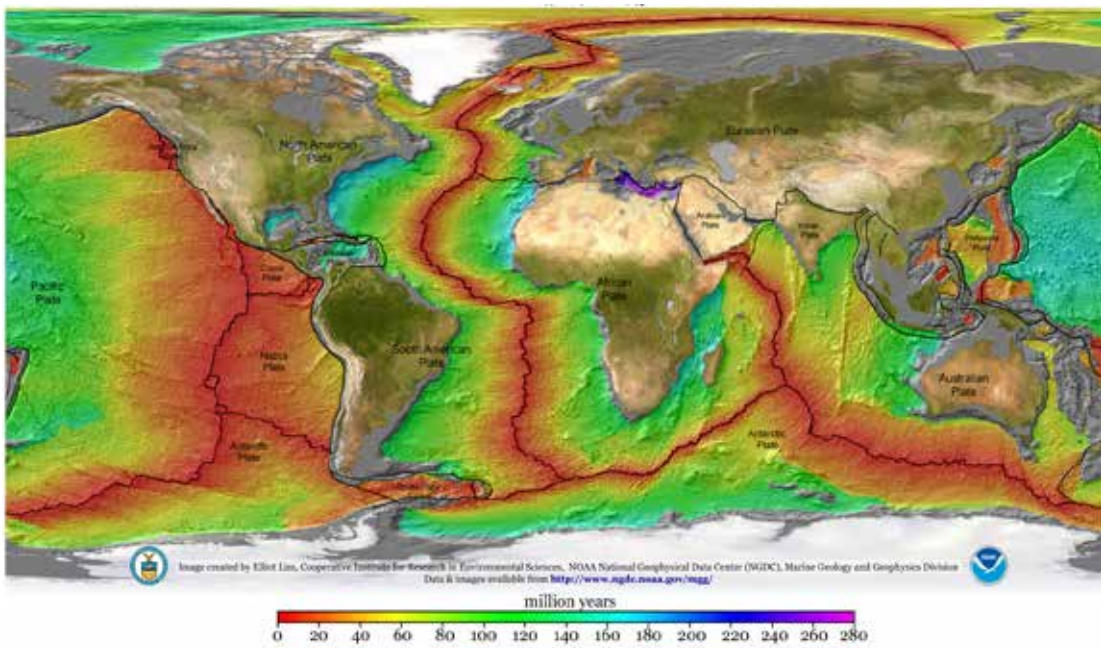
Ecco così svelato come si creano le catene montuose, ma non si creda che gli oceani siano eterni, loro sono coinvolti in un ciclo di nascita e di morte.

Solo se la velocità della subduzione eguaglia quelle con cui le dorsali oceaniche costituiscono nuova litosfera, l'oceano resta invariato. In verità è un caso raro.

Più comunemente quando la subduzione non tiene il passo con l'apertura di un oceano, l'oceano si espande, viceversa l'oceano può chiudersi fino a scomparire del tutto per subduzione.

Gli oceani affondano, i continenti galleggiano

Gli oceani si aprono, si chiudono, nascono e muoiono perciò sono molto più giovani rispetto ai continenti. Un oceano ha mediamente "appena" 150 milioni di anni, mentre i continenti portano tracce di epoche remotissime della Terra e possono aver impiegato miliardi di anni per formarsi.



[Figura 101] - Le dorsali medio-oceaniche (in rosso) in corrispondenza degli oceani attuali. Notare l'età delle rocce: dalle più recenti (rosse) alle più antiche (verdi) – by NAU Geology

Nella figura sono rappresentati gli oceani attuali, in particolare osservate l'oceano Atlantico. In colore rosso sono evidenziate le rocce più giovani prodotte dall'azione effusiva lungo la dorsale medio-atlantica. I colori giallo, verde e celeste indicano rocce sempre più antiche man mano che ci si avvicina alle coste dei continenti, a evidenziare come i materiali prodotti dalle dorsali si allontanano da esse e si espandono verso i continenti nel corso di milioni di anni.

Il fondo degli oceani è costituito da rocce ignee basaltiche (chiamate più propriamente basiche e ultrabasiche). Si tratta di una sequenza tipica di rocce: gabbro e basalto sulle quali riposano le rocce sedimentarie. È la famosa crosta oceanica, densa e quindi pesante, che facilmente sprofonda (subduzione) nel mantello terrestre dove viene riciclata.

Quando il geologo trova questa sequenza di rocce, sa di essere in presenza di crosta oceanica: il prodotto dei margini di placche divergenti. È questo il motivo per il quale sappiamo che 150 milioni di

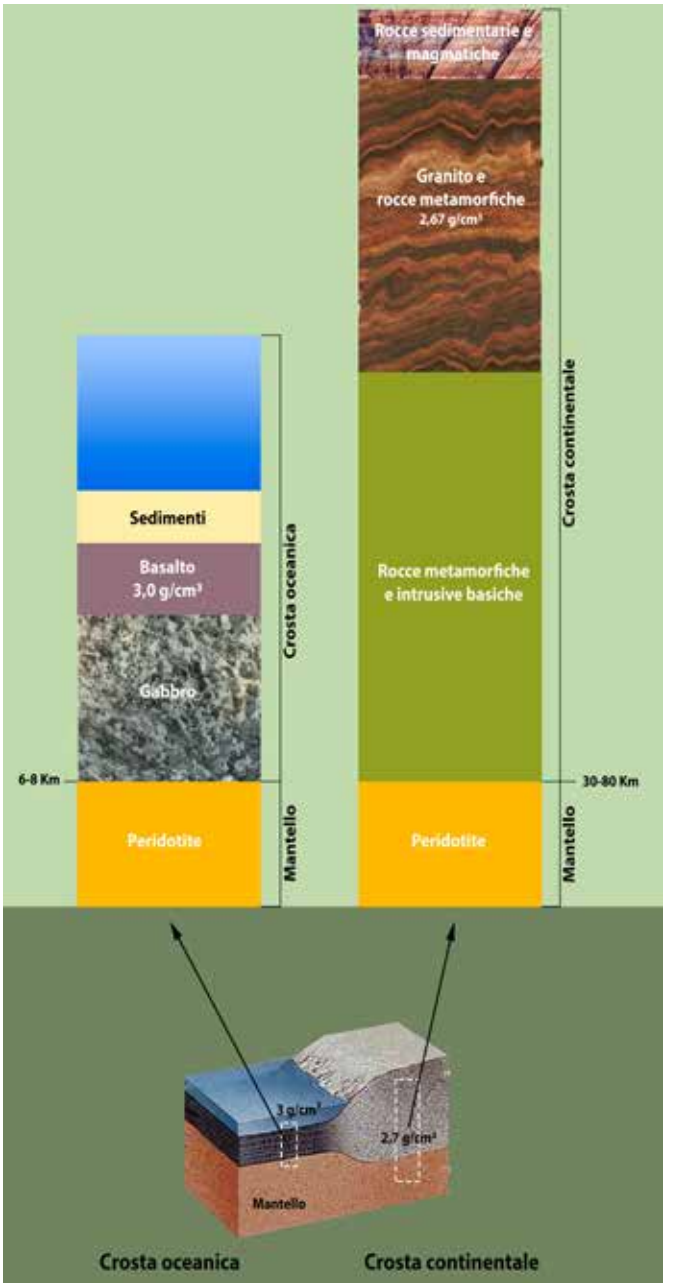
anni fa si aprì l'Oceano Ligure-Piemontese tra Europa e Africa: troviamo frammenti di quell'antica crosta oceanica sfuggita alla subduzione su tutta la penisola italiana, in altre parole pezzi di oceano sulle montagne!

È un approccio attualista: studiamo il presente per capire come funzionavano le cose negli oceani del passato.

Al contrario i continenti sono costituiti da crosta continentale: chiare rocce meno dense e più leggere e per questo motivo sono praticamente "inaffondabili": si spezzano, si spostano, si scontrano, si saldano, ma non sprofondano nel mantello. Le rocce che caratterizzano la crosta continentale sono molto eterogenee: in parte ignee (graniti) e in parte metamorfiche (filladi, micascisti, gneiss) a cui si sovrappone una copertura sedimentaria. In profondità si trovano rocce basiche più dense: gabbri, granuliti ed eclogiti.

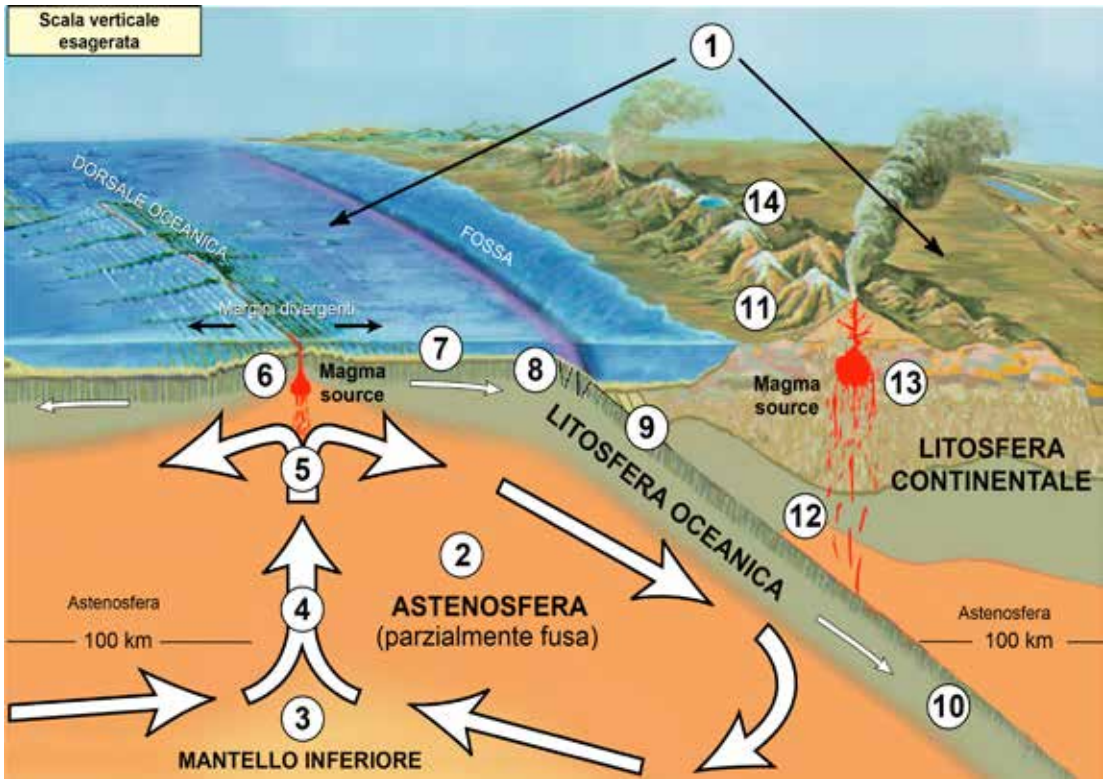
Il metamorfismo testimonia quanto queste rocce siano stati coinvolte nella dinamica dei margini di placche convergenti (quando le placche si scontrano per intenderci): portate in profondità con la subduzione e poi riesumate portano i segni di questo percorso che le ha pesantemente trasformate.

Infine il mantello superiore è costituito da **peridotite**, una roccia caratterizzata da una densità molto alta che ritroveremo nelle prossime pagine.



[Figura 102] - Crosta oceanica e continentale a confronto, si vedono le rocce che caratterizzano i due tipi di crosta - da Wikipedia modificato

Il pianeta dinamico



[Figura 103] - Questa immagine e il testo deriva da USGS.gov "THIS DYNAMIC PLANET: A TEACHING COMPANION", i testi sono stati tradotti in lingua italiana e adattati all'uso per questa pubblicazione

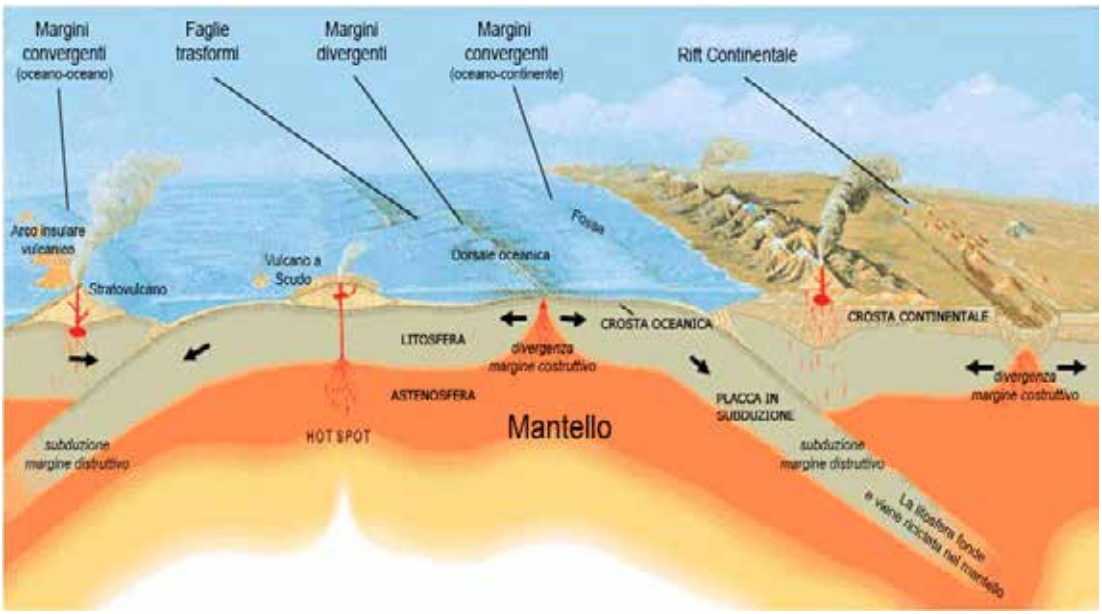
Ecco, riassunto nell'immagine qui sopra, tutto quello che abbiamo detto fino ad ora.

1. Ci sono due tipi di litosfera: con crosta continentale e con crosta oceanica. La crosta continentale è composta da minerali relativamente leggeri e ha una bassa densità. La crosta oceanica è più densa di quella continentale perché composta da minerali pesanti. Una placca può essere interamente fatta di litosfera con crosta oceanica o continentale, ma molte sono in parte oceaniche e in parte continentali.
2. Sotto le placche litosferiche si trova l'astenosfera, uno strato del mantello composto da roccia molto calda. Dato che le placche sono meno dense rispetto all'astenosfera sottostante, esse galleggiano sull'astenosfera.
3. In profondità l'astenosfera è soggetta a pressioni e temperature così alte che le rocce risultano plastiche e parzialmente fuse. Queste rocce si comportano come un fluido viscoso che può fluire lentamente sospinto da correnti convettive.

4. Una volta formatesi, le correnti convettive portano i materiali caldi del mantello profondo verso la superficie.
5. Arrivate in prossimità della superficie, le correnti convettive divergono alla base della litosfera. Le correnti divergenti esercitano una debole trazione e stiramento sulla placca solida sovrastante. La tensione e il flusso di calore indeboliscono la placca che si rompe in due. I due lati della placca si allontanano formando un margine di placche divergenti.
6. Lo spazio tra queste placche divergenti è riempito da roccia fusa (magma) che arriva dal basso e dal mantello astenosferico che risale. Il contatto con le acque dell'oceano raffreddano il magma che solidifica rapidamente, formando nuova crosta oceanica. Questi processi, che operano da milioni di anni, hanno costruito catene di vulcani sottomarini e fosse chiamate media dorsale oceanica o zona di divergenza.
7. Nuova roccia fusa è continuamente estrusa dalla dorsale medio oceanica per formare nuova litosfera oceanica (litosfera con crosta oceanica), mentre la parte più vecchia (formata in precedenza) della placca oceanica si allontana dalla dorsale dove era stata originariamente creata.
8. La placca oceanica si raffredda gradualmente mentre si allontana sempre di più dal caldo margine in apertura della dorsale. La placca raffreddandosi diviene sempre più densa fino al punto che il bordo più lontano dalla dorsale diviene più denso della sottostante astenosfera.
9. Per il principio di Archimede, i materiali più densi affondano, ed è esattamente quello che succede alla placca oceanica: incomincia ad affondare nella astenosfera. Dove una placca affonda sotto un'altra si forma una zona di subduzione.
10. Il pesante bordo in subduzione (cioè che affonda) della placca oceanica tira dietro di sé il resto della placca (molte evidenze suggeriscono che questo fenomeno sia il principale artefice della subduzione).
11. Le zone di subduzione avvengono lungo i margini di placca convergente, dove le placche si scontrano l'una con l'altra. Si noti che, mentre la fredda placca oceanica affonda, la pur fredda ma meno densa placca continentale (litosfera con crosta continentale) galleggia come una tappo di sughero sulla densa astenosfera.
12. Quando le placche oceaniche in subduzione affondano sotto la superficie terrestre, le alte temperature, le grandi pressioni in profondità e l'acqua che si libera dalle rocce, liberano fluidi dalla placca in subduzione che, risalendo in superficie, permettono di fondere localmente il mantello sovrastante, formando tasche di roccia liquida (magma).
13. Il magma è meno denso delle rocce sovrastanti e risale verso la superficie. La maggior parte del magma si raffredda e si solidifica come grandi corpi di rocce plutoniche (intrusive) molto al di sotto della superficie terrestre. Questi grandi corpi, quando vengono esposti nel corso del tempo all'erosione, formano i nuclei di molti grandi

catene montuose come la Sierra Nevada (California) o le Ande (Sud America) creati lungo le zone di subduzione, dove convergono le placche.

14. Parte della roccia fusa può raggiungere la superficie terrestre ed eruttare grazie ai gas liberati dal magma repentinamente e formare le rocce vulcaniche. Nel corso del tempo, lave e ceneri eruttate si accumulano strato dopo strato. Il magma "distillato" lungo i margini convergenti forma la crosta continentale.



[Figura 104] - Modello tettonica a placche – da Wikipedia modificato

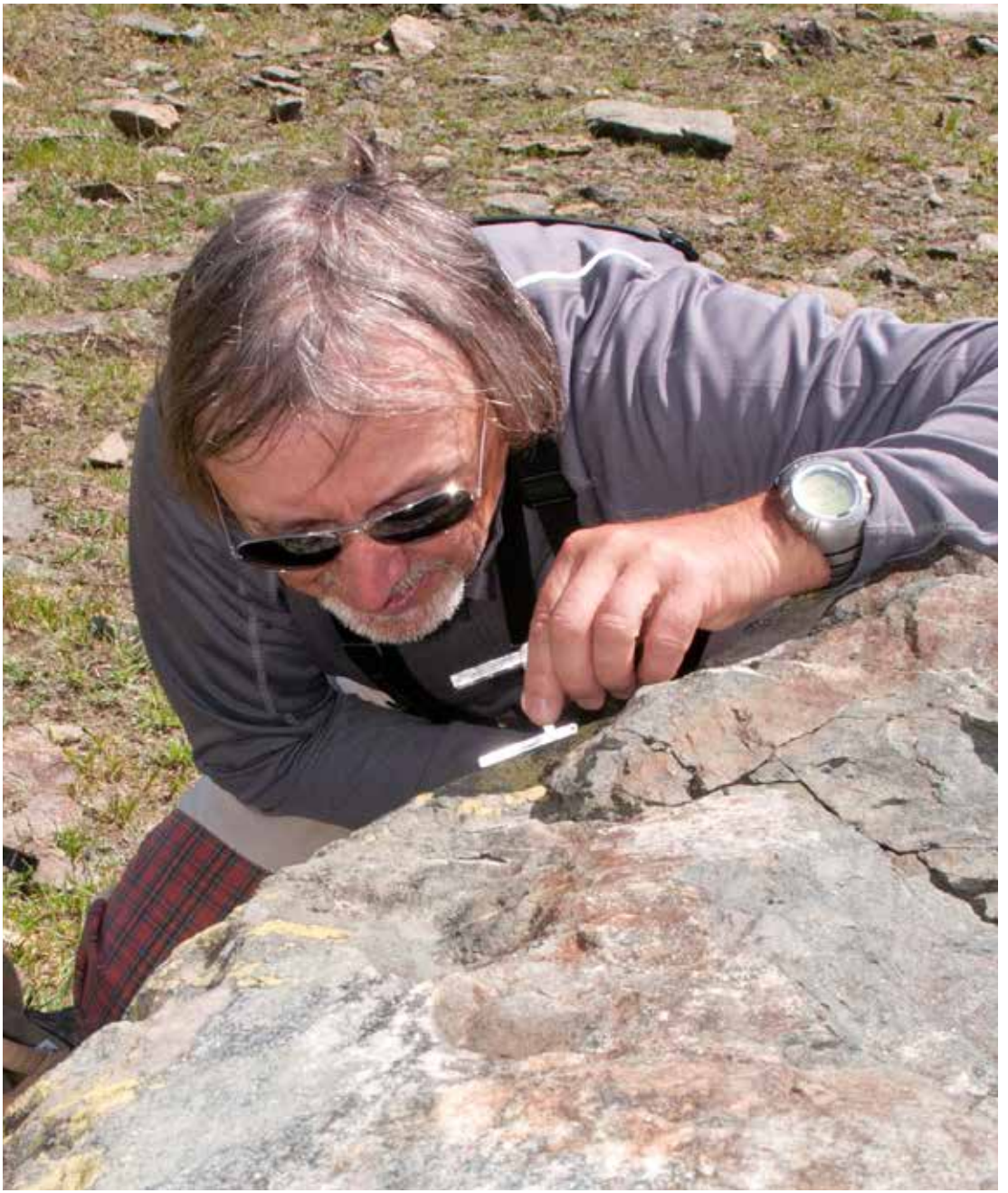
Conoscere gli oceani per capire la Terra

Per quale motivo abbiamo parlato degli oceani, quale interesse possono avere per un escursionista di montagna?

Sembra paradossale pensare che oceani e montagne siano legati insieme, eppure è proprio così. Oceanizzazione, subduzione e orogenesi sono fenomeni che interessano le rocce che osserviamo, ne avremo una prova certa quanto parleremo della geologica della nostra penisola.

Ecco dunque perché comprendere questi fatti è importante quando si vuole conoscere e raccontare la storia geologica con un certo rigore scientifico.

Nel prossimo capitolo vedremo ancora più in dettaglio i prodotti di questi fenomeni: come il geologo classifica le rocce e ne interpreta i messaggi che giungono dal profondo della Terra.



[Figura 105] - Parco Nazionale del Gran Paradiso, osservazione di un affioramento, quale storia svelano i minerali di questa roccia? – ph Michele Pregliasco

[Figura 106] - Noduli su arenaria - Appennino settentrionale - Monte Giovo - ph G. Margheritini

Capitolo 2
Minerali e rocce

I minerali, mattoni della Terra
- Dagli atomi ai cristalli
- Le tante forme dei minerali: i silicati
- Atomi che si scambiano di posto: "le ragazze del radio"

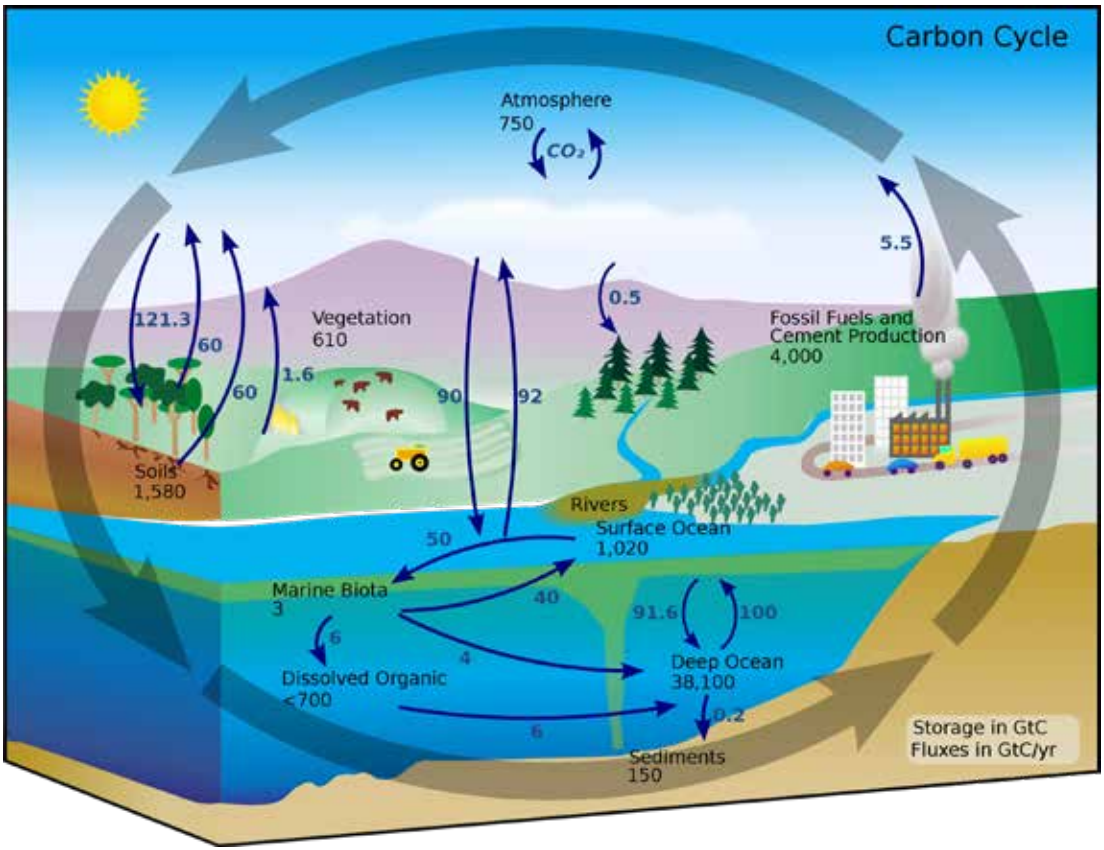
Le rocce ignee
- Dentro il granito, una questione di spazio
- Il basalto, una questione di velocità ma non solo
- Chiare o scure
- Dentro l'alambicco
- All'interno di un vulcano italiano
- Il rischio vulcanico

Le rocce sedimentarie
- Dentro i conglomerati
- Le rocce terrigene
- Rocce carbonatiche
- Piattaforme carbonatiche
- Le Dolomiti
- Cicli
- Che cosa è uno strato
- Terrigene o carbonatiche
- CCD e rocce silicee
- Rocce chimiche o evaporitiche
- La classificazione delle rocce sedimentarie

Le rocce metamorfiche
- Il metamorfismo
- Temperatura, pressione e fluidi
- Collisione continente-continente e George Barrow
- Convergenza oceano-continente
- Tipi di metamorfismo
- Facies

Pressioni orientate e strutture
- Rocce foliate
- Metaconglomerati
- Dentro lo gneiss
- Rocce "sotto pressione": scistosità e clivaggio
- Metamorfismo e strutture orientate

I MINERALI, MATTONI DELLA TERRA



[Figura 107] - Il ciclo del carbonio, senza addentrarci nei dettagli, mostra come questo elemento viene scambiato tra la geosfera (rocce e minerali), l'idrosfera (mari e oceani) e la biosfera (gli esseri viventi) – da Wikipedia

"È lecito parlare di "un certo" atomo di carbonio? Per il chimico esiste qualche dubbio, perché non si conoscono fino ad oggi (1970) tecniche che consentano di vedere, o comunque isolare, un singolo atomo; nessun dubbio esiste per il narratore, il quale pertanto si dispone a narrare.

Il nostro personaggio giace dunque da centinaia di milioni di anni, legato a tre atomi d'ossigeno e a uno di calcio, sotto forma di roccia calcarea: ha già una lunghissima storia cosmica alle spalle ma la ignoreremo… Ma appunto per la fortuna di chi racconta, che in caso diverso avrebbe finito di raccontare, il banco calcareo di cui l'atomo fa parte giace in superficie.

Giace alla portata dell'uomo e del suo piccone (onore al piccone e ai suoi più moderni equivalenti: essi sono tutt'ora i più importanti intermediari nel millenario

dialogo fra gli elementi e l'uomo): in un qualsiasi momento, che io narratore decido per puro arbitrio essere nell'anno 1840, un colpo di piccone lo staccò e gli diede l'avvio verso il forno a calce, precipitandolo nel mondo delle cose che mutano.

Venne arrostito affinché si separasse dal calcio, il quale rimase per così dire con i piedi per terra e andò incontro a un destino meno brillante che non narreremo; lui, tuttora fermamente abbarbicato a due dei tre suoi compagni ossigeni di prima, uscì per il camino e prese la via dell'aria. La sua storia, da immobile, si fece tumultuosa.

Fu colto dal vento, abbattuto al suolo, sollevato a dieci chilometri. Fu respirato da un falco, discese nei suoi polmoni precipitosi, ma non penetrò nel suo sangue ricco, e fu espulso. Si sciolse per tre volte nell'acqua del mare, una volta nell'acqua di un torrente in cascata, e ancora fu espulso. Viaggiò col vento per otto anni, ora alto, ora basso, sul mare e fra le nubi, sopra foreste, deserti e smisurate distese di ghiaccio; poi incappò nella cattura e nell'avventura organica.".

Primo Levi "La storia di un atomo di carbonio" dal libro "Il sistema periodico".

Primo Levi, chimico e scrittore, ci insegna a considerare gli atomi come dei viaggiatori: si muovono e possono passare da una roccia a un organismo.

Gli esseri umani non sfuggono a questa regola, nel nostro corpo ci sono qualcosa come 7,000,000,000,000,000,000,000,000,000 di atomi che noi continuiamo a scambiare con il resto del mondo, non ci sarebbe da stupirsi se qualcuno di questi fosse appartenuto a Napoleone o a Gandhi nel passato!

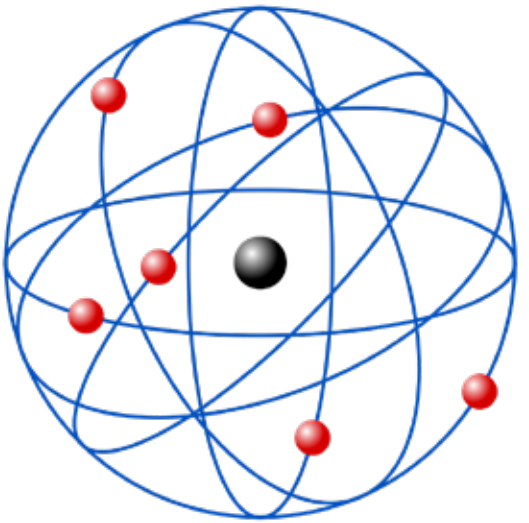
Possiamo chiamarli anche "elementi chimici" se non vogliamo occuparci di fisica nucleare o della carica dell'elettrone, ma la cosa non cambia, stiamo sempre parlando delle fondamenta della materia.

Ovviamente anche le rocce sono fatte di atomi, li ritroviamo combinati nei minerali, i mattoni della Terra, e anche i minerali si scambiano atomi tra loro e scambiano atomi con il mondo circostante.

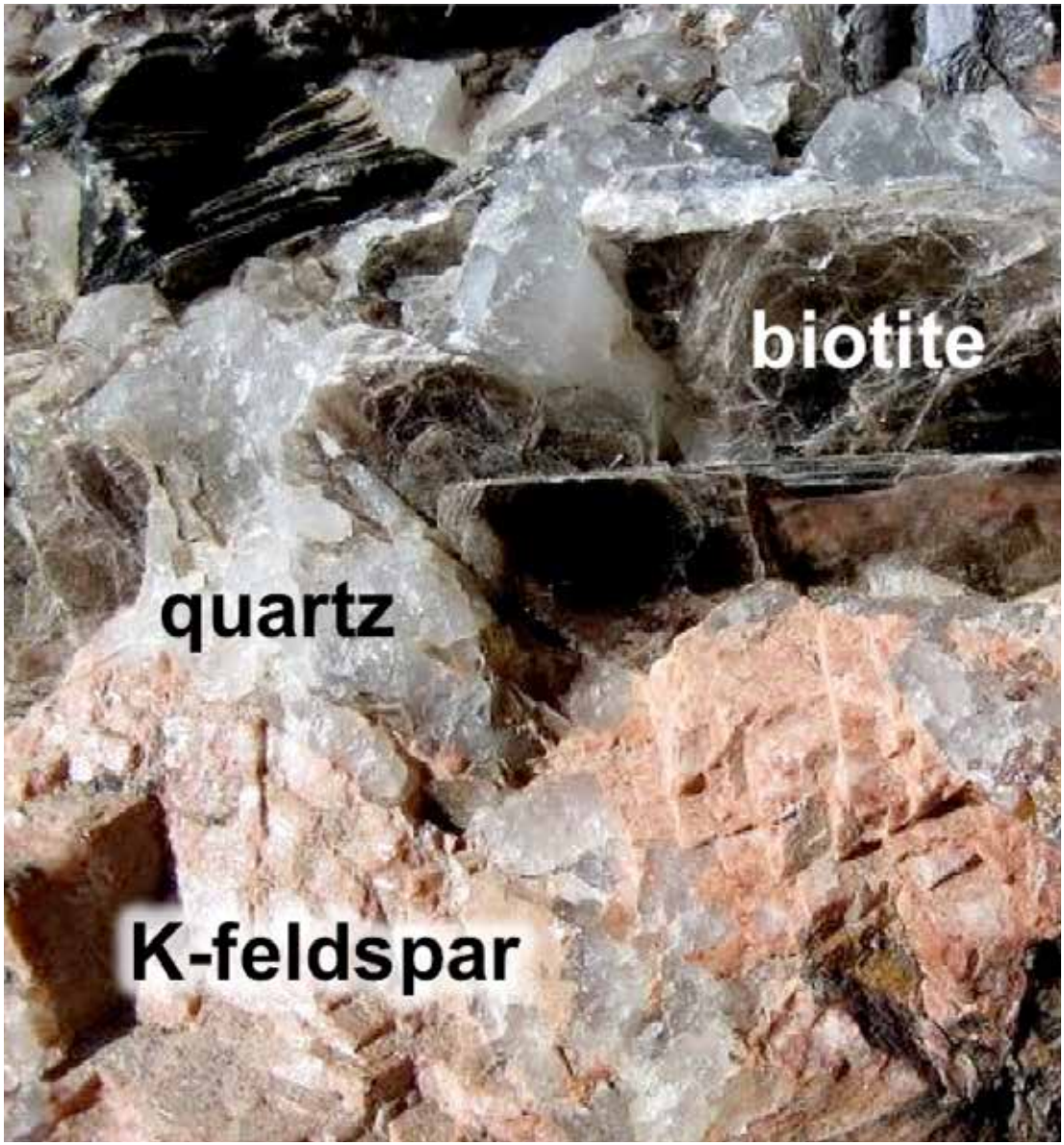
Se guardiamo da vicino una roccia, la prima cosa che scorgiamo, magari usando una lente o un microscopio quando le dimensioni lo richiedono, sono proprio i minerali di cui è fatta.

Impossibile andare oltre: gli atomi sono invisibili, almeno senza usare apparecchi del tutto al di fuori dalle nostre disponibilità.

Anche per noi è venuto il momento di affrontare il nostro viaggio nell'infinitamente piccolo, dove neanche il microscopio riesce ad arrivare e le sorprese non mancheranno.



[Figura 108] - L'atomo secondo il modello Rutherford: un nucleo atomico positivo attorno al quale orbitano gli elettroni caricati negativamente – da Wikipedia.



[Figura 109] - Visione ingrandita di una roccia ignea, si vedono i minerali di cui è costituita, si tratta di quarzo, biotite e K-feldspato.
I minerali sono a loro volta costituiti da atomi, il quarzo ad esempio è costituito da atomi di ossigeno (O) e silicio (Si) che noi non possiamo vedere, ma che comunque caratterizzano l'aspetto e le caratteristiche fisiche e chimiche di questo minerale.
I cristalli in questa foto hanno dimensioni che vanno dal mm al cm.
da: R. Weller/ Cochise College (2011) in Karla Panchuk Physical Geology 2019

Dagli atomi ai cristalli

[Figura 110] - L'oro è tra i più preziosi elementi chimici del pianeta, si riconosce facilmente per il suo aspetto, queste pagliuzze sono state setacciate lungo i corsi dei torrenti da un moderno cercatore d'oro – ph Michele Pregliasco

In una gelida mattina del 1869 a San Pietroburgo, un uomo con barba e capelli trasandati stava giocando a carte. Era il classico solitario: le carte dovevano essere disposte su colonne in base al seme e ordinate secondo il valore.

Solo che quelle che aveva in mano non erano carte da gioco, ma bensì foglietti con il nome e le caratteristiche di ogni elemento chimico fino ad allora conosciuto.

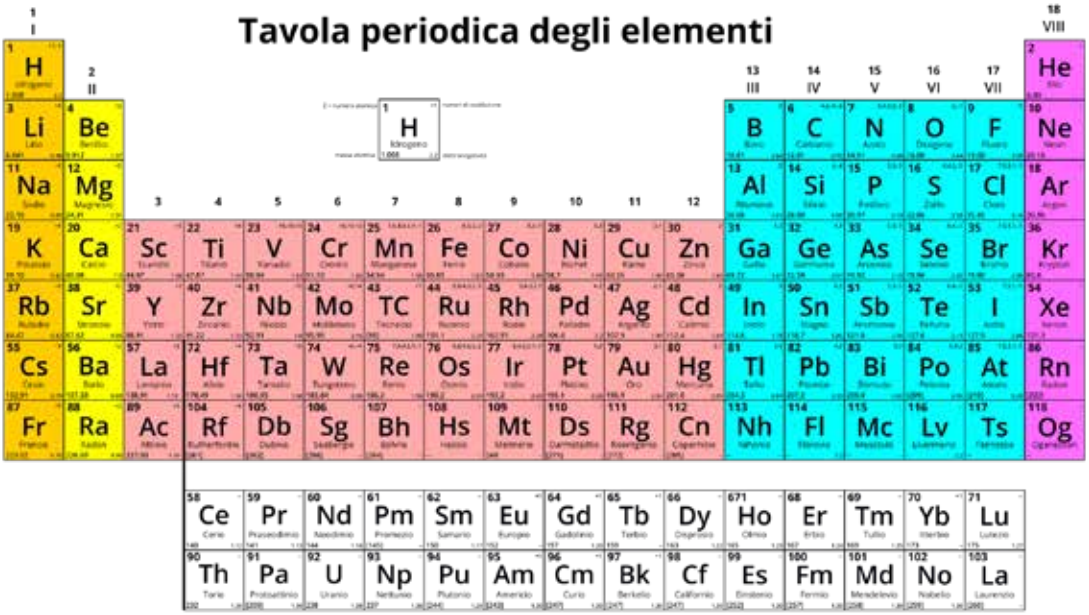
Lo scienziato russo aveva scoperto che le proprietà chimiche, come la temperatura di fusione o la capacità di combinarsi con altri elementi, si ripetevano con regolarità se metteva in ordine i suoi foglietti seguendo il peso atomico, dall'atomo più leggero a quello più pesante.

Per altro si accorse che nella sequenza mancavano degli elementi, nessuno problema, lasciò degli spazi vuoti, quegli atomi saranno scoperti anni dopo.

Nasceva così la tavola periodica di Dmitrij Ivanovic Mendeleev (1834-1907), qualcosa della quale i chimici non avrebbero più potuto fare a meno.

Nella tavola periodica moderna, ogni

elemento viene ordinato in base al numero atomico in righe orizzontali e suddiviso ulteriormente in colonne a seconda delle proprietà chimiche. Con una tavola periodica si può determinare se e come gli atomi si combinano. Per fare un esempio, due atomi di ossigeno (O) si legano a uno di silicio (Si) per formare un composto che nel mondo minerale costituisce il quarzo SiO_2.



[Figura 111] - La tavola periodica degli elementi – da Wikipedia

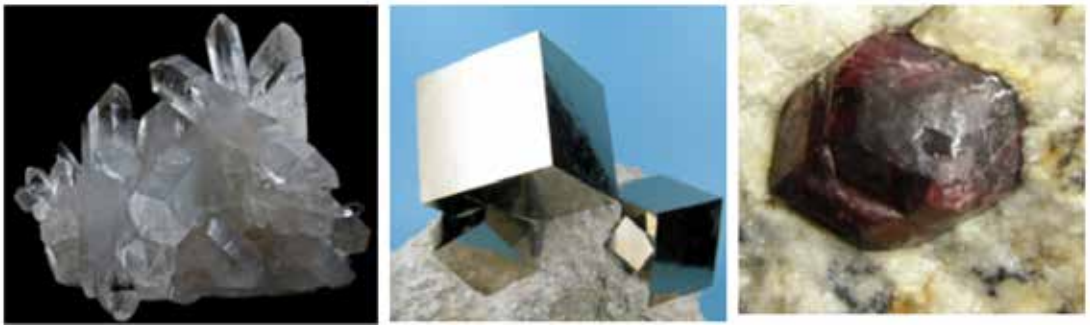
L'oro e l'argento invece tendono a combinarsi solo con sé stessi e ancora più esclusivo è il gruppo dei gas nobili che, se fossero umani, potremmo definire dei tipi davvero snob.

Un bel risultato per Ivanovič che non aveva alcuna idea del perché gli atomi si comportassero in quella maniera. A quel tempo, perfino la stessa esistenza dell'atomo era messa in discussione e solo nel 1897 sarà scoperta la prima particella subatomica, per giunta responsabile dei legami chimici: l'elettrone.

Tutto ciò conferma la genialità di un uomo che anticipò i tempi, ma c'è qualcosa che la tavola periodica non ci dice, almeno apertamente: come gli atomi sono disposti nello spazio per dar luogo al legame chimico.

Cosa piuttosto spiacevole, specie quando siamo in presenza di cristalli. Sono sicuramente gli atomi a creare queste architetture meravigliose, ma non c'era modo di esserne certi finché qualcuno non fece una inconsapevole scoperta.

Nel 1912 Max Theodor Felix Von Laue indirizzò un fascio di raggi X su di un cristallo di solfato di rame e ne ottenne una



[Figura 112] - Cristalli: prismi esagonali del quarzo (sinistra), cristalli cubici della pirite (centro) e cristallo dodecaedrico del granato (destra) – da Steven Earle, Physical Geology

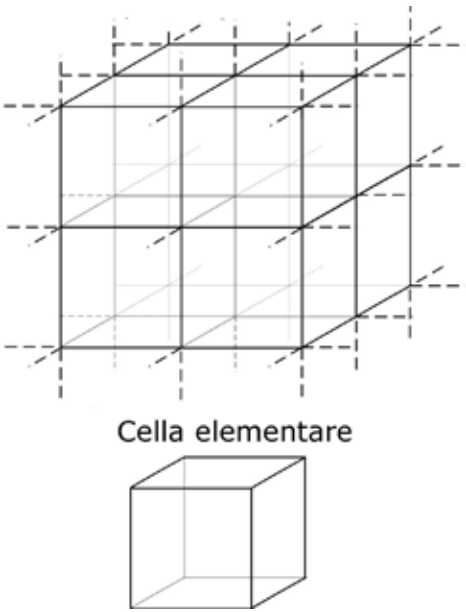
immagine radiografica che provava, inequivocabilmente, che gli atomi erano disposti secondo dei reticoli geometrici.

Von Laue non aveva alcuna intenzione di esplorare la struttura cristallina, in effetti stava cercando di capire la natura dei raggi X, ma la cosa fece compiere alla chimica dei passi da gigante e a lui valse il premio Nobel.

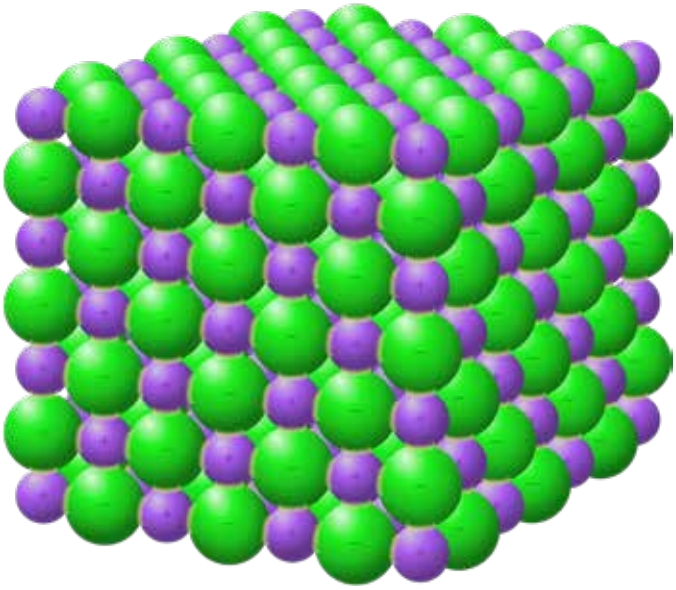
[Figura 113] - L'ossidiana è un vetro, per essendo un solido i suoi atomi sono disposti casualmente – ph Michele Pregliasco

La tecnica evidenziò che ci sono solidi amorfi con atomi disposti in modo casuale, tra i quali annoveriamo i vetri.

Poi ci sono i solidi cristallini con atomi disposti in modo ordinato e periodico a formare una struttura geometrica ben definita (cubica, esagonale, monoclina, ecc.).

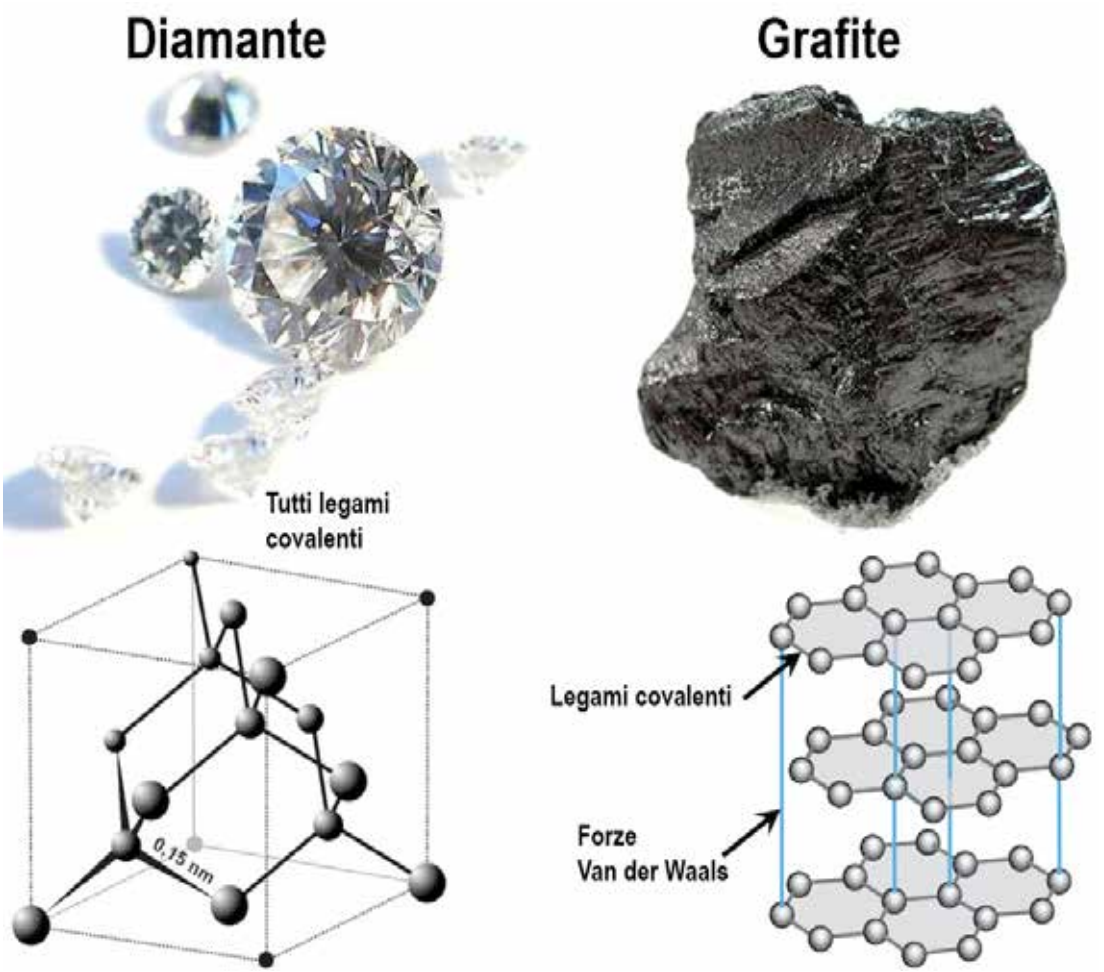


[Figura 114] - la cella elementare ripetuta indefinitamente nel reticolo tridimensionale, costituisce il cristallo visibile ad occhio nudo – da Wikipedia



[Figura 115] - La struttura del cloruro di sodio il comune sale da cucina, un solido cristallino. Gli ioni sono disposti all'interno di una struttura geometrica cubica. In giallo sono evidenziate le interazioni elettrostatiche che tengono uniti gli ioni (in verde ioni di cloro negativi e in viola ioni di sodio positivi). Ogni ione di sodio (Na+) è circondato da 6 ioni di cloro (Cl-) – da Wikipedia

[Figura 116] - Cloruro di sodio – da Wikipedia



[Figura 117] – da Wikipedia

Il diamante (a sinistra) è costituito da atomi di carbonio legati covalentemente (ognuno è legato ad altri quattro) a formare una struttura atomica tridimensionale cubica. I diamanti si formano a profondità molto elevate, nell' ordine 100-300 Km dove ci sono pressioni tra i 5,5 e i 6 GPa con temperatura che possono variare tra i 1100 °C e i 1300 °C. Quando giungono in superficie trovano pressioni e temperature di gran lunga più basse, ecco perché tendono a trasformarsi in un minerale più stabile: la grafite. Fortunatamente è una trasformazione molto lenta: richiede milioni di anni per essere portata a compimento.

Nella grafite (a destra) gli atomi di carbonio, sempre legati covalentemente, formano dei piani. Ogni piano è legato all'altro da deboli forze chiamate di van der Waals e pertanto possono separarsi facilmente.

Ecco perché usiamo la grafite per fabbricare le mine delle matite.

Quando scriviamo, le lamelle di grafite di separano lungo i piani di sfaldatura in corrispondenza delle deboli forze Van der Waals e rimangono imprigionate nei pori della carta.

La grafite si forma a profondità minore rispetto al diamante e dunque con temperature e pressioni inferiori.

[Figura 118] - Carbonati – da Karla Panchuk (2018) CC BY-SA 4.0. Photos by Rob Lavinsky, iRocks.com, CC BY-SA 3.0

I legami chimici creano forze di natura elettrostatica che, nei solidi cristallini, imprigionano gli atomi all'interno di una struttura regolare, la cella elementare, ripetuta miliardi di volte forma il cristallo che possiamo ammirare (vedi Figura 114).

Un esempio che può chiarire meglio è quello del cloruro di sodio, il comune sale da cucina o salgemma, che forma tipici cristalli cubici.

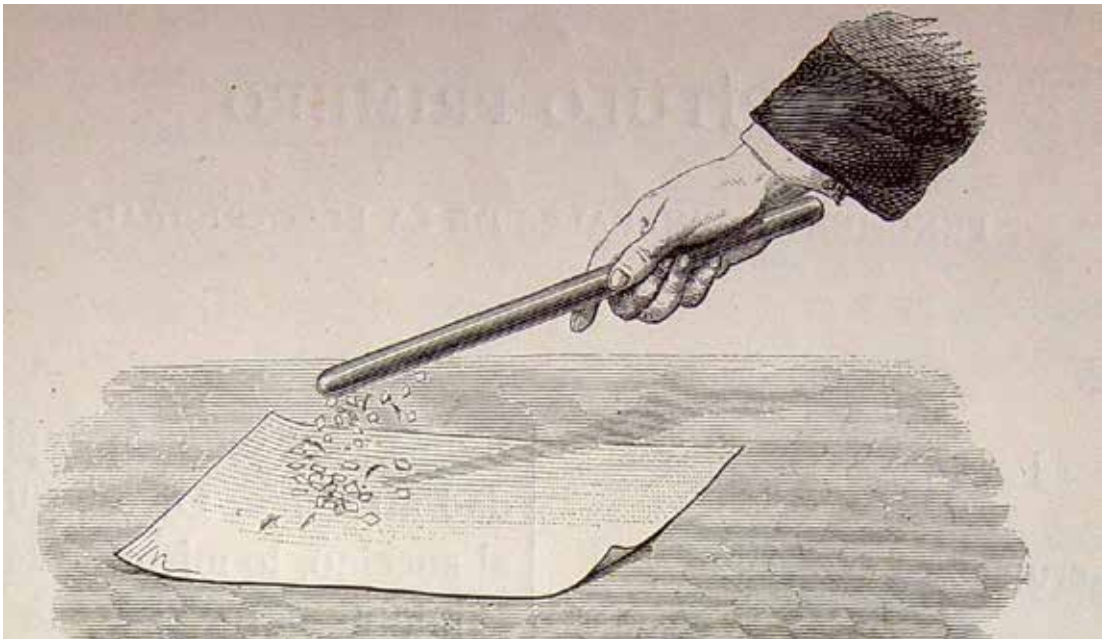
Gli atomi acquistano una carica elettrica, negativa o positiva e questa è la ragione per la quale ognuno attira verso di sé atomi di carica con segno opposto, generando una forza di natura elettrica che tiene entrambi, ben saldi, all'interno del reticolo cristallino di forma cubica (vedi Figura 115 "La struttura del cloruro di sodio").

Sicuramente avete più volte dolorosamente sperimentato la carica elettrica, quando, toccando un'altra persona avete preso la scossa. Il motivo è perché uno di vuoi due era elettricamente carico, proprio come i nostri atomi.

Gli atomi, anziché darsi la scossa, si attirano, come una bacchetta di vetro strofinata con un panno di lana può attirare dei pezzetti di carta.

Quando gli atomi acquistano una o più cariche elettriche sarebbe più corretto chiamarli ioni negativi e positivi.

Se assaggiate il sale da cucina (salgemma), non sentirete il gusto del sodio (un metallo luccicante) o del cloro (un gas verde dall'odore acre e pungente), quanto degli ioni proveniente dai cristalli



[Figura 119] - Uno dei possibili modi per sperimentare le forze di attrazione elettrostatica è quello di usare una bacchetta elettrizzata. Strofinando la bacchetta con un panno di lana, viene caricata elettrostaticamente ed è in grado di attirare verso di sé dei pezzetti di carta. Nel mondo infinitamente piccolo dell'atomo queste forze possono tenere saldamenti uniti gli atomi all'interno dei minerali – da Wikipedia

di sale passati in soluzione nella saliva, in particolare è lo ione positivo sodio (Na+), ad attivare il gusto del salato.

Non pensiate che tutti i solidi cristallini siano costituiti da ioni, questo non avviene quando siamo in presenza del legame covalente.

Nel diamante gli atomi sono legati covalentemente ed elettricamente neutri, né positivi né negativi, ragione per la quale non si scioglie sotto alla pioggia come farebbe il salgemma.

L'acqua scioglie con maggiore facilità i solidi costituiti da ioni.

Il legame chimico influisce sulla stabilità dei minerali, quelli più stabili resistono meglio all'erosione meteorica e si conservano più a lungo.

Il diamante è un minerale che giunge dalle profondità della Terra, è molto stabile ma non è eterno.

State comunque tranquilli: sono necessari milioni di anni prima che si trasformi in grafite, minerale più stabile alle condizioni di pressione e temperatura della superficie.

Nel diamante ogni atomo è legato covalentemente ai quattro atomi più vicini, a formare una rete che li unisce tutti quanti.

Il suo cristallo è costituito da una sola, grande, molecola dove gli atomi, ancora una volta, formano un reticolo cristallino tridimensionale.

I legami covalenti nel diamante sono molto forti: è il minerale più duro che si conosca e nessun altro minerale naturale può scalfirlo e men che meno tagliarlo.

Scambiereste un diamante con una matita?

Eppure grafite e diamante sono costituiti entrambi, esclusivamente, da atomi di carbonio (simbolo chimico C).

La ragione per la quale utilizziamo la prima per scrivere (di questo sono fatte le mine delle matite) e il secondo come pietra preziosa, risiede nel modo in cui gli atomi di carbonio si dispongono nel reticolo cristallino. È proprio questo a creare caratteristiche fisiche così diverse (vedi Figura 117).

Quintino Sella (1827-1884) non poté ricorrere alla tecnica radiografica che sarà scoperta dopo la sua morte. Nonostante ciò divenne un pioniere della cristallografia. Egli era famoso per aver impiegato criteri matematici e geometrici nello studio della morfologia dei cristalli e deve aver investito molto del suo tempo a misurarne gli angoli caratteristici tra le facce.

C'è anche da dire che il Sella, scienziato, politico e fondatore del Club Alpino Italiano, fu forse l'unico tra i ministri dell'economia, nella storia d'Italia, ad aver sanato il bilancio dello stato e quindi sapeva davvero fare i conti.

Le tante forme dei minerali: i silicati

"Un minerale è una sostanza solida cristallina, reperibile in natura, generalmente inorganica, con una composizione chimica specifica"
da Capire la Terra, Zanichelli

La società ipertecnologica si regge su di un indispensabile elemento chimico: il silicio. Se dovesse esaurirsi, l'industria elettronica si arresterebbe per mancanza della sua principale materia prima: smartphone e TV sparirebbero assieme alle più importanti e, oramai indispensabili, tecnologie del pianeta.

Fortunatamente il silicio lo si trova, combinato con l'ossigeno, nelle rocce più abbondanti della crosta terrestre: i silicati.

Si ottiene a partire dalla silice, un composto dove un atomo di silicio (Si) si combina con due di ossigeno (O), per gli amanti delle formule: SiO_2, usatissima per la produzione di un altro materiale onnipresente nella nostra vita: il vetro.

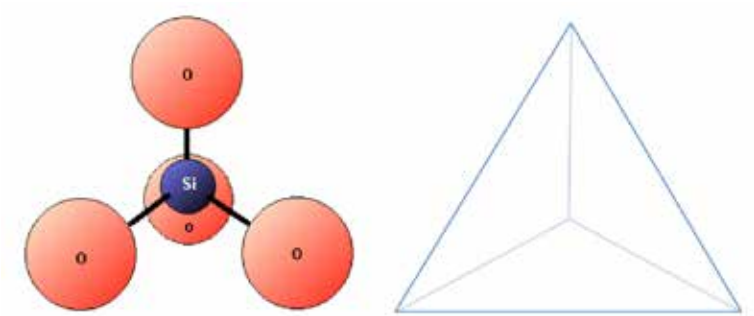
Fondi la silice, la raffreddi velocemente e ottieni il vetro trasparente.

Se la parola silice non vi dice nulla, sicuramente, una delle sue forme cristalline più note, non può lasciarvi indifferenti. Se vi ricordate abbiamo già trovato un minerale con questa formula chimica: il quarzo, uno dei tanti modi in cui la silice cristallizza.

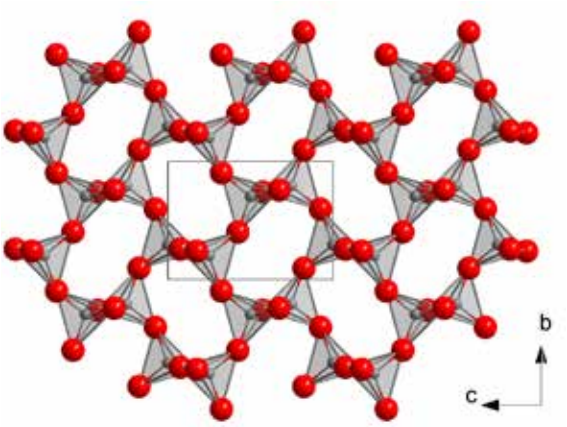
Il cristallo di quarzo si distingue subito per la forma a prisma esagonale sormontato da una piramide. È il risultato di come gli atomi si sono disposti geometricamente nello spazio all'interno del reticolo cristallino (vedi Figura 112).

La struttura fondamentale è costituita dal tetraedro: immaginate una piramide con base a tre lati, ai cui vertici sono posti atomi di ossigeno mentre al centro c'è il silicio (vedi Figura 120).

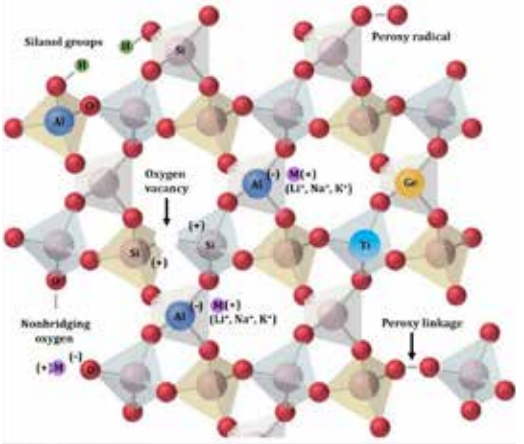
Tutti i silicati sono caratterizzati dalla presenza del tetraedro $(SiO_4)^{4-}$, ciò che può cambiare è come si unisce ad altri tetraedri e ad altri atomi per costituire il cristallo.



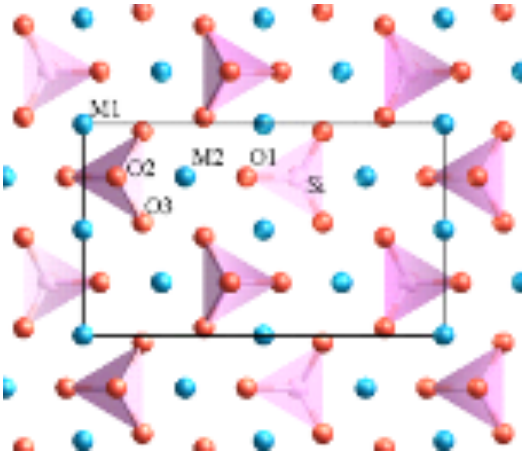
[Figura 120] - Il tetraedro $(SiO_4)^{4-}$ è la struttura costitutiva di tutti i minerali silicati, a sinistra la formula di struttura, a destra la figura geometrica del tetraedro: gli atomi di ossigeno si dispongono geometricamente nello spazio ai vertici di una piramide a tre lati mentre il silicio si dispone al centro. Un tetraedro può unirsi ad altri tetraedri mettendo in comune gli atomi di ossigeno – da Steven Earle, Physical Geology 2015



[Figura 121] - Struttura di A-cristobalite SiO_2, un polimorfo della silice, si osserva come gli atomi siano inseriti all'interno di tetraedri $(SiO_4)^{4-}$ collegati tra loro. Ogni atomo di ossigeno(rosso) lega due atomi di silicio(grigio) al centro del tetraedro. Contando all'interno del riquadro si nota che gli atomi di ossigeno sono doppi rispetto a quelli di silicio. Questa struttura ricorda quella del diamante, dove però abbiamo unicamente atomi di carbonio – da Wikipedia



[Figura 122] - Struttura del quarzo che mostra possibili difetti ed impurità, si noti come il Si può essere sostituito da atomi di Al, Ti e Ge al centro dei tetraedri, in rosso atomi di ossigeno – da Wikipedia



[Figura 123] - Struttura dell'olivina. Si tratta di tetraedri isolati tra i quali si trovano collocati gli atomi di ferro e magnesio – Wikipedia

Nel quarzo i tetraedri sono collegati l'uno con l'altro tramite i vertici: ogni atomo di ossigeno fa da ponte tra due atomi di silicio (vedi Figura 121 "Struttura di A-cristobalite", Figura 122 "Struttura del quarzo").

La cosa diventa interessante quando atomi di alluminio si trovano nelle vicinanze dei cristalli in formazione. L'alluminio e il silicio hanno dimensioni atomiche simili, in effetti sono contigui nella tavola periodica, questo permette ai tetraedri di scambiare gli atomi: alcuni avranno il silicio al centro altri avranno l'alluminio.

Ne risulta un nuovo gruppo di minerali, i **feldspati**.

Abbiamo parlato di minerali: è venuto il momento di fare un po' di chiarezza su questo termine.

Minerali e solidi cristallini sono la stessa cosa?

La risposta è: a patto che siano solidi cristallini per lo più inorganici, non siano di origine artificiale e abbiano una specifica composizione espressa da una formula chimica.

È interessante osservare che la parola minerale deriva dal francese *minière*, cioè miniera e si capisce quanto sia legata alla Terra.

Ecco perché i diamanti sintetici non dovrebbero essere considerati minerali ma cristalli creati dall'uomo artificialmente.

Anche i vetri naturali, pur essendo i costituenti di alcune rocce, non sono minerali: mancando di una struttura cristallina sono solidi amorfi.

[Figura 124] - Campione di granito con cristalli di feldspato monoclino dalla collezione mineralogica dell'Università degli Studi di Padova – da Wikipedia

I feldspati hanno una struttura cristallina, sono composti inorganici naturali e dunque sono minerali a pieno titolo! Hanno una particolarità: sono soluzioni solide. Questo vuol dire che la loro composizione chimica può variare entro certi limiti, proprio come noi, al mattino, mescoliamo delle soluzioni liquide: latte e caffè. Possiamo mettere più latte o più caffè, ma rimane sempre un caffelatte.

La natura fa una cosa simile: prende due feldspati e li mescola per ottenerne uno a composizione intermedia.

Il **plagioclasio** che incontreremo prossimamente è un esempio. È una miscela tra un feldspato che contiene sodio (Na) e uno che contiene calcio (Ca): può essere più ricco in sodio o in calcio, ma sempre plagioclasio rimane.

Al di fuori dei feldspati, tra le soluzione solide, troviamo un minerale che ci accompagnerà in questo capitolo, l'**olivina**, un silicato con percentuali variabili di ferro (Fe) e magnesio (Mg): per gli amanti delle formule $(Mg,Fe)2SiO_4$.

La chimica sembra prendersi qualche licenza quando si parla di miscele solide ma sono sempre le regole della tavola periodica a stabilire come e quali atomi si combinano tra loro, anche se con proporzioni variabili.

Nelle rocce ignee sono la temperatura, la velocità di raffreddamento e la composizione dei magmi a determinare questi mix.

Conoscendo i minerali si può capire in quale ambiente e con quali modalità la roccia si è formata.

Il magnesio e il ferro, per esempio, caratterizzano le rocce della crosta che giace sotto agli oceani dove troveremo le olivine, mentre la silice caratterizza la crosta continentale dove troveremo il quarzo, i plagioclasi potremmo dire che stanno nel mezzo, propendendo per la crosta oceanica o continentale a seconda che contengano più calcio o più sodio.

Non è solo la composizione chimica a poter variare: anche il modo con cui i tetraedri $(SiO_4)^{4-}$ si legano tra loro sono mutevoli, il che implica avere reticoli cristallini e conseguentemente caratteristiche fisiche differenti.

La silice, per esempio, può cristallizzare in modi diversi proprio in questo modo, dando luogo, per esempio, al quarzo e alla cristobalite: la composizione chimica rimane la stessa, cambia il modo in cui i tetraedri si dispongono nello spazio. Ma ci sono minerali che cambiano ancora più radicalmente questa struttura.

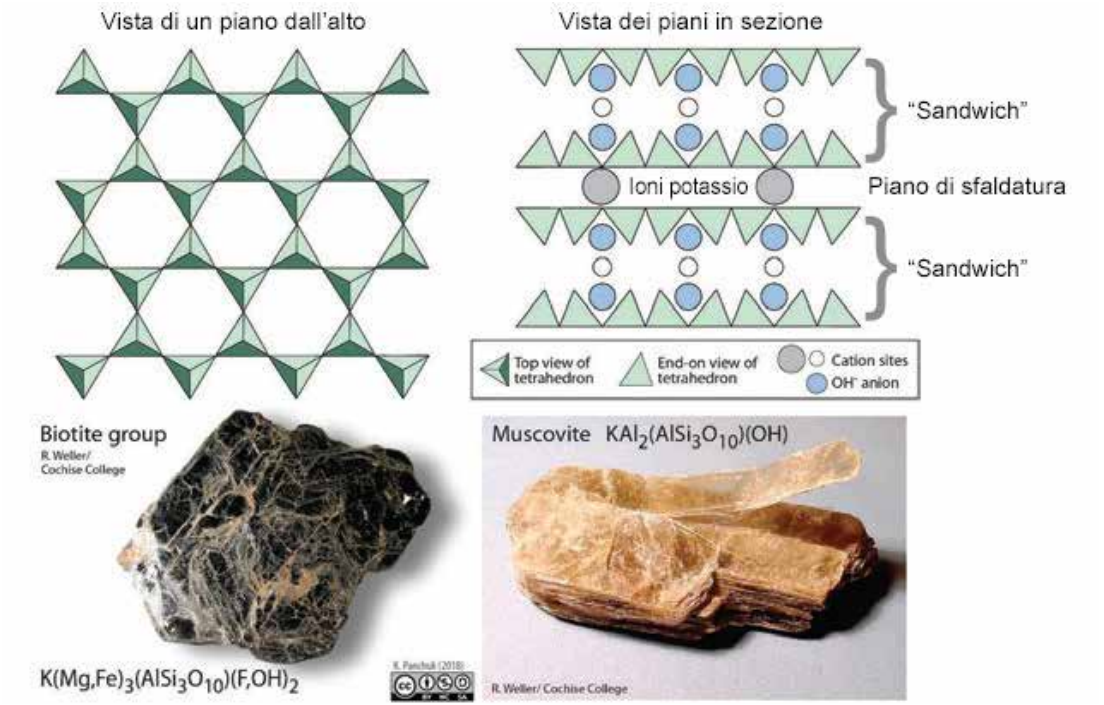
Il caso che vi porto per esempio è quello delle **miche**, una famiglia di minerali che incontreremo a breve.

Qui i tetraedri silicatici $(SiO_4)^{4-}$ formano delle strutture planari, come se fossero dei foglietti tenuti assieme da deboli forze di natura elettrostatica. Infatti questi minerali si separano facilmente lungo quelli che vengono chiamati i piani di sfaldatura, come si può vedere nella foto che riproduce una **muscovite**.

È qualcosa che abbiamo già visto parlando a proposito della grafite.

L'industria elettrica utilizza foglietti di mica per il loro grande potere isolante, mentre la cosmetica ne utilizza le proprietà riflettenti per dare un aspetto più luminoso e giovanile alla pelle.

Ci sarebbe da dire ancora molto sui minerali - il *Dana's New Mineralogy* ne descrive più di 3.700 - ma miche, feldspati e quarzo sono i minerali costituenti di una nostra vecchia conoscenza, il granito che ci introdurrà nel mondo delle rocce ignee.



[Figura 125] - La struttura delle miche (biotite e muscovite nell'esempio). I tetraedri, uniti tra loro, formano foglietti sovrapposti. I tetraedri sono rappresentati in verdolino, a sinistra viene mostrato un foglietto, a destra vengono mostrati i vari foglietti sovrapposti l'uno sopra all'altro.

Nell'immagine di destra i grossi cerchietti in grigio rappresentano gli ioni potassio (K), è qui che la muscovite si sfalda in quanto sono presenti legami deboli, che uniscono i foglietti costituiti da un "sandwich" di strati di tetraedri $(SiO_4)^{4-}$ (verdolino) e di idrossido di alluminio (azzurro e bianco) - da Wikipidia

Atomi che si scambiano di posto: "le ragazze del radio"

Prima di chiudere questo breve capitolo e passare a esplorare il mondo delle rocce ignee, voglio raccontarvi una storia.

Non è a lieto fine, ma ci insegna qualcosa di importante soprattutto dal punto di vista umano, oltre che sul piano scientifico.

Il radio è un elemento radioattivo. Ci vogliono in media poco più di 1602 anni perché una quantità di 226Ra si dimezzi (decadimento) trasformandosi nel più innocuo piombo.

L'atomo di radio fu scoperto dai coniugi Curie nel 1898 e valse loro un Nobel. Pare purtroppo che proprio il radio fosse stato la causa di morte di *madame* Curie e che non fu l'unica vittima di questo elemento.

Tra le proprietà del radio vi è la luminescenza: dipingete una figura con una vernice a base di radio e brillerà nell'oscurità, il problema è che sarà anche radioattiva. Questo i proprietari della *U.S. Radium corporation*, una società produttrice di

vernici radioluminescenti, lo sapevano benissimo ma tennero nascosta la cosa alle settanta ragazze assunte per dipingere con un pennellino i numeri e le lancette degli orologi luminescenti.

Tra il 1917 e il 1926 le ragazze, ogni giorno, non solo vennero a contatto con la sostanza, ma l'ingerivano letteralmente leccando le setole del pennello per renderlo appuntito.

Se osserviamo la tavola periodica degli elementi, la collocazione del radio è quantomeno inquietante. Finisce proprio nella colonna del calcio, stesso gruppo, e questo vuol dire che condivide le stesse proprietà chimiche al punto che il nostro organismo può scambiare un atomo per un altro.

Le nostre ossa sono fatte di calcio, anzi per essere più precisi, sono la riserva di calcio del corpo umano. Ed è proprio qui che finivano gli atomi di radio ingeriti dalle nostre ragazze, dopodiché la radioattività cominciava a fare danni. Purtroppo nel mondo dei legami chimici è usuale che un atomo possa prendere il posto di un altro, e questo succede spesso nei cristalli, come abbiamo visto con l'atomo di alluminio e silicio.

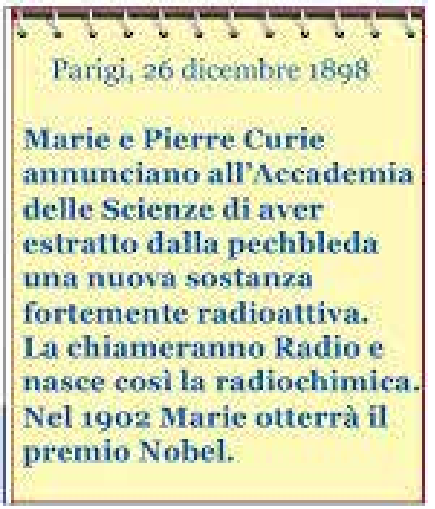
L'epilogo fu tragico. Le operaie si ammalarono e morirono, ma non prima di aver fatto causa alla compagnia: all'operaia Flora Grazia Fryer e alle sue colleghe ci vollero due anni per trovare un avvocato che patrocinasse la loro causa, ma non si arresero.

Nell'autunno del 1928 il processo si concluse, la società dovette risarcire le sue dipendenti, a cui però non restava molto da vivere.

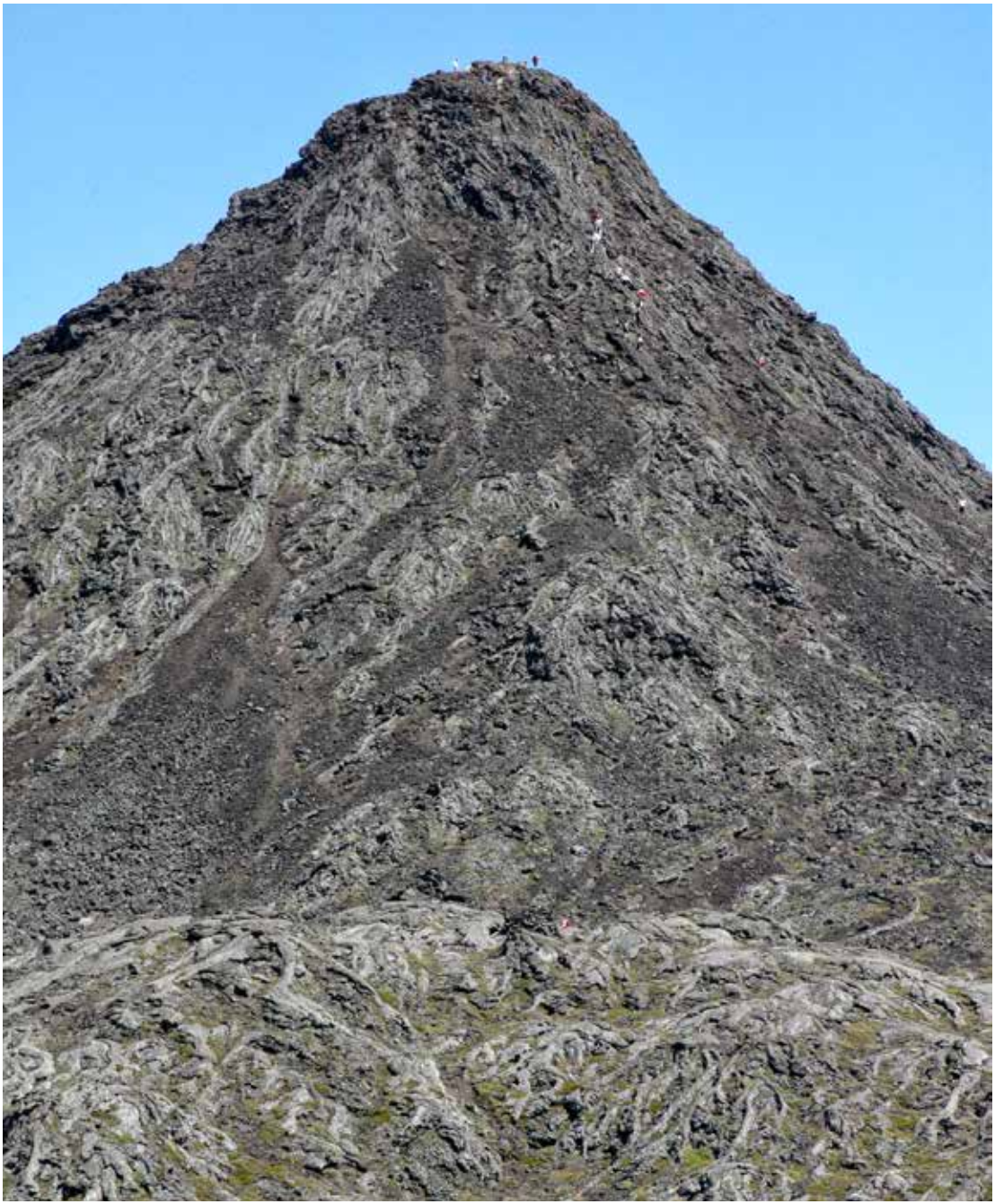
Fu proprio a causa di questa tragedia e del caso giudiziario che le cose nel mondo cominciarono a cambiare, perché nacque il concetto di "malattia professionale" che apportò una rivoluzione sia nel campo sanitario, nella prevenzione sul lavoro e in campo giuridico.

Il sacrificio di quelle ragazze non fu vano, dobbiamo al loro coraggio il fatto che oggi vi siano tutta una serie di strumenti che tutelano il nostro lavoro.

Marie e Pierre Curie in laboratorio



[Figura 126] - Annuncio della scoperta del Radio – da Wikipedia



[Figura 127] - Vulcano Pico Isole Azzorre, sulle sue pendici sono visibili colate di basalto – ph Michele Pregliasco

LE ROCCE IGNEE

Con diciotto guide e il suo cameriere personale Têtu al seguito, Horace-Bénédict De Saussure (1740-1799) saliva, nel lontano 1787, la vetta più alta delle Alpi: il Monte Bianco (4.810 m).

Portava con sé barometri, termometri, palloni di vetro, tavole logaritmiche e oggetti personali tra i quali un ombrello e due scrittoi. Per questo scienziato ginevrino la montagna era un irresistibile laboratorio *en plein air* e il Monte Bianco era la chiave per ricostruire la storia geologica delle Alpi.

Uno degli argomenti geologici più discussi del '700 era la genesi delle rocce, e non fu un caso se Saussure riportò dal Monte Bianco un pezzo di granito, lo stesso che oggi orna la mazza dorata della Repubblica del Cantone di Ginevra. Chi o che cosa avesse creato il granito era la domanda del secolo XVIII per la quale Abraham G. Werner e James Hutton suggerirono la risposta; ma, ahimè, si trattava di due idee inconciliabili.

[Figura 128] - Horace Bénédict de Saussure, ascensione al Monte Bianco – da Wikipedia

Era il prodotto della sedimentazione dell'oceano primordiale per i nettunisti mentre per i plutonisti, si trattava del lento raffreddamento di un magma.

Come sappiamo furono quest'ultimi a spuntarla anche perché Hutton raccolse diverse prove inoppugnabili:

1. Filoni di granito attraversavano e interrompevano la stratificazione delle rocce sedimentarie, come se quest'ultime fossero state attraversate da un liquido fuso.
2. Le rocce sedimentarie risultavano "cotte" dalle alte temperature e si trasformavano in marmi, con grana saccaroide.
3. Il granito è costituito da cristalli compenetranti, come le tessere di un puzzle, un fenomeno che, come vedremo presto, è tipico di un lento raffreddamento.
4. In alcuni affioramenti il granito si trovava sopra al calcare.

Questo mise la parola fine alla diatriba con i nettunisti, ma la questione del granito non finì qui: bisognava capire come si formano i magmi.

All'escursionista che si inerpica sui sentieri dell'Argentera sarà capitato di notare delle rocce alquanto singolari. La roccia, pur essendo solida, sembra "sciogliersi" in rivoli che rimangono impressi, quasi che

[Figura 129] - Migmatite, una roccia a metà strada tra le rocce metamorfiche e le rocce ingnee - val Gesso – ph Michele Pregliasco

fossero congelati, sulla pietra. Si osservano vene di cristalli a bande chiare e scure intensamente deformate e piegate. Sono le **migmatiti** (dal greco *Mïγμα* = mescolanza), rocce che si trovano nei massici cristallini e in altre parti del Mondo e sulle quali negli anni cinquanta si accese un aspro dibattito tra l'inglese Doris Reynolds (1899-1985) e il canadese Norman Bowen (1887-1956).

La migmatite è in realtà in parte roccia ignea (granito) e in parte roccia metamorfica (gneiss), che sfumano e si confondono l'uno nell'altro attraverso pieghe e vene, al punto che a volte è difficile capire dove inizia l'una e termina l'altra.

La dottoressa Reynolds, forte dei suoi studi geochimici, spiegò tutto ciò come trasformazione chimica allo stato solido. Ancora una volta al magma veniva negato il suo ruolo fondamentale e al suo posto un fantomatico agente, che alcuni chiamarono *ichor*, avrebbe trasformato lo gneiss in granito senza necessità della fusione dei materiali; il processo fu chiamato granitizzazione.

In parole povere, la Reynolds negava che lo gneiss potesse fondere per dare luogo, raffreddandosi, al granito e gli esperimenti di laboratorio sembravano darle ragione.

Abbiamo già incontrato una roccia metamorfica: il marmo e sappiamo che è il risultato del surriscaldamento di una roccia preesistente, il calcare. Ebbene esistono condizione all'interno della Terra per cui, alcune rocce metamorfiche (ad esempio gli gneiss), possono surriscaldarsi fino a raggiungere il punto di fusione (fenomeno chiamato anatessi) di parte di esse. Questi fusi si raffreddano e ricristallizzano all'interno della roccia stessa creando aree a composizione granitica.

Il risultato è appunto una migmatite.

All'epoca della Reynolds questo fenomeno era sconosciuto ma qualcuno cominciò a fare esperimenti di laboratorio, in particolare a fondere le rocce con un dispositivo capace di ricreare le pressioni all'interno della crosta terrestre. Si trattava del geologo Norman Bowen che constatò quanto fossero alte le temperature per ottenere la fusione dei minerali all'interno del suo vaso pressurizzato, troppo alte per essere compatibili con quelle presenti nella crosta. Finché aggiunse alle sue rocce acqua, presente nella crosta, e ottenne temperature e dati che confermavano il ruolo dei magmi nella genesi delle migmatiti e di tutte le rocce ignee, graniti compresi.

Nonostante l'evidenza, sulla genesi del granito si schierarono due fazioni dai nomi curiosi, i "granitizzatori" che seguivano le idee della Reynolds e i "magmatisti" guidati da Bowen.

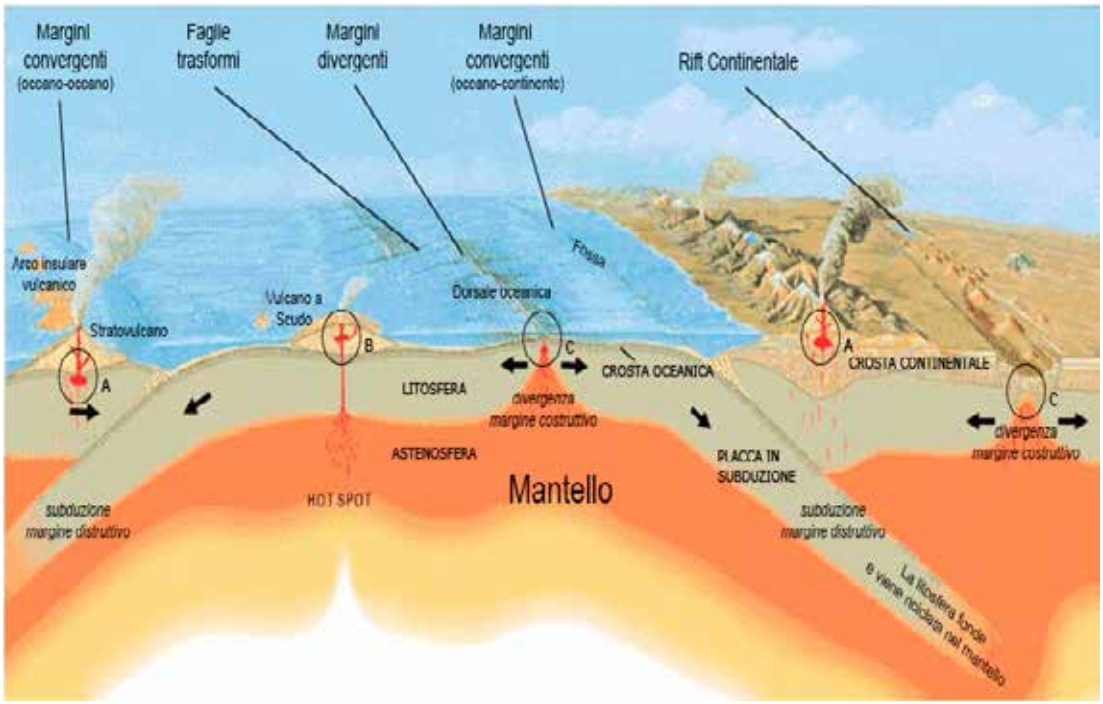
Gli studi di Bowen proseguirono e portarono a osservare che le rocce non fondono solo per un aumento di temperatura ma anche per un abbassamento della pressione che induce una fusione a temperature più basse. Quando le rocce vengono spinte verso la superficie, e questa può essere la conseguenza del movimento delle placche, esse si trovano a pressioni decisamente minori rispetto a quelle che c'erano in profondità. Per questo motivo possono iniziare a fondere totalmente o parzialmente e si ha quella che i geologici chiamano una risalita adiabatica: in altre parole le rocce fondono nonostante la temperatura rimanga costante. Sotto le dorsali oceaniche, i materiali in risalita dal mantello fondono proprio grazie a questo fenomeno.

Sono tre le principali zone tettoniche dove vengono generati i magmi:

1. lungo le **zone di convergenza**, dove una placca affonda in subduzione e le rocce, trovandosi a temperatura molto alte in profondità, in presenza di fluidi, cominciano a fondere;
2. lungo le **zone con margini divergenti** per risalita adiabatica;
3. in presenza di **punti caldi**, dove si ha una risalita di materiali dal mantello.

La Reynolds si era sbagliata, ma i suoi studi portarono a capire come gli atomi si muovono all'interno delle rocce solide gettando una luce sui fenomeni metamorfici.

Grazie a Bowen sappiamo perché le rocce fondono e anche come i minerali cristallizzano all'interno di un fuso che si sta raffreddando, un fenomeno che ci porterà a conoscere ancora meglio il granito.



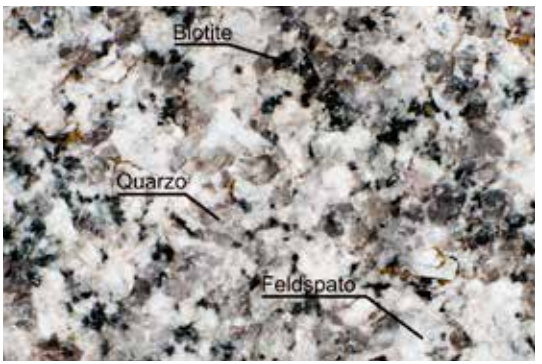
[Figura 130] - I magmi si formano in corrispondenza delle zone interessate dai movimenti delle placche tettoniche. A) - Margini convergenti, B) - Hot Spot (punti caldi), C) - Margini divergenti – da Wikipedia modificato

Dentro il granito, una questione di spazio

È venuto il momento di scendere nei dettagli, dobbiamo osservare i minerali del nostro affioramento. Per farlo abbiamo bisogno di un attrezzo indispensabile: un martello.

Sì, perché dobbiamo spaccare la roccia per guardare come è fatta all'interno, abbiamo bisogno del **campione a mano**. Lo **spaccato di fresco**, così si chiama la superficie rocciosa messa a nudo, si presenta senza quelle patine di alterazione prodotte dall'esposizione all'aria aperta. Diventa così facile cogliere tutti gli indizi per capire come quella roccia si è formata, da dove proviene, come si chiama.

Visto che un esempio vale più di mille parole, ecco a voi, nella foto, un campione di granito.



[Figura 131] - Granito – ph Michele Pregliasco

La prima cosa che notiamo è una moltitudine di granuli, bianco latte, neri e grigi. Si tratta di minerali, nel granito sono ben evidenti, quelli grigi sono di quarzo, quelli bianchi di feldspato e quelli neri sono un tipo di mica scura: la biotite.

I più esperti vi diranno che in realtà i cristalli di feldspato sono in parte di plagioclasio e di feldspato potassico, ma per il momento non entriamo in troppi dettagli mineralogici, quello che vorrei farvi notare è che a prima vista qui di cristalli non ce ne sono proprio, almeno come noi ce li immaginiamo, specialmente se cerchiamo il più famoso di tutti, il quarzo.

Non si vedono che masse grigie informi... dove è finita la bella forma trigonale del quarzo?

Solo la biotite, se si osservano con una lente i granuli scuri, conserva le facce tipiche, mostra cioè il suo abito cristallino ed è l'unica ad avere l'aspetto di un cristallo per come noi ce lo aspettiamo.

La verità è che i cristalli per formarsi hanno bisogno di tempo e di spazio. Di tempo ne hanno tantissimo, il granito proviene da un magma che ha impiegato moltissimo tempo a raffreddarsi, anche milioni di anni, quello che può mancare è lo spazio.

Man mano che il magma si raffredda la temperatura scende e cominciano a formarsi i cristalli, a partire da quelli che cristallizzano a temperature più alte (fu Bowen a sperimentarlo).

La prima a formarsi è la biotite, ed è anche la più "fortunata", tutto lo spazio all'interno del fuso è a sua disposizione, ecco perché riesce a formare dei bei cristalli scuri, con il tipico abito cristallino, caratterizzato da facce piane che si possono espandere senza ostacoli in ogni direzione.

I geologi chiamano questi cristalli nelle rocce idiomorfi, proprio perché hanno una forma propria dettata dalle interazioni atomiche.

Se si riesce con una lente a osservarli

bene, si noterà che il cristallo è formato da tante lamelle di aspetto esagonale. Le cose si complicano quando, scendendo la temperatura, cominciano a formarsi gli altri minerali.

Ecco che nel fuso comincia a crearsi una competizione per accaparrarsi lo spazio, i nuovi cristalli trovano la biotite già formata, e non solo, devono necessariamente competere anche tra di loro.

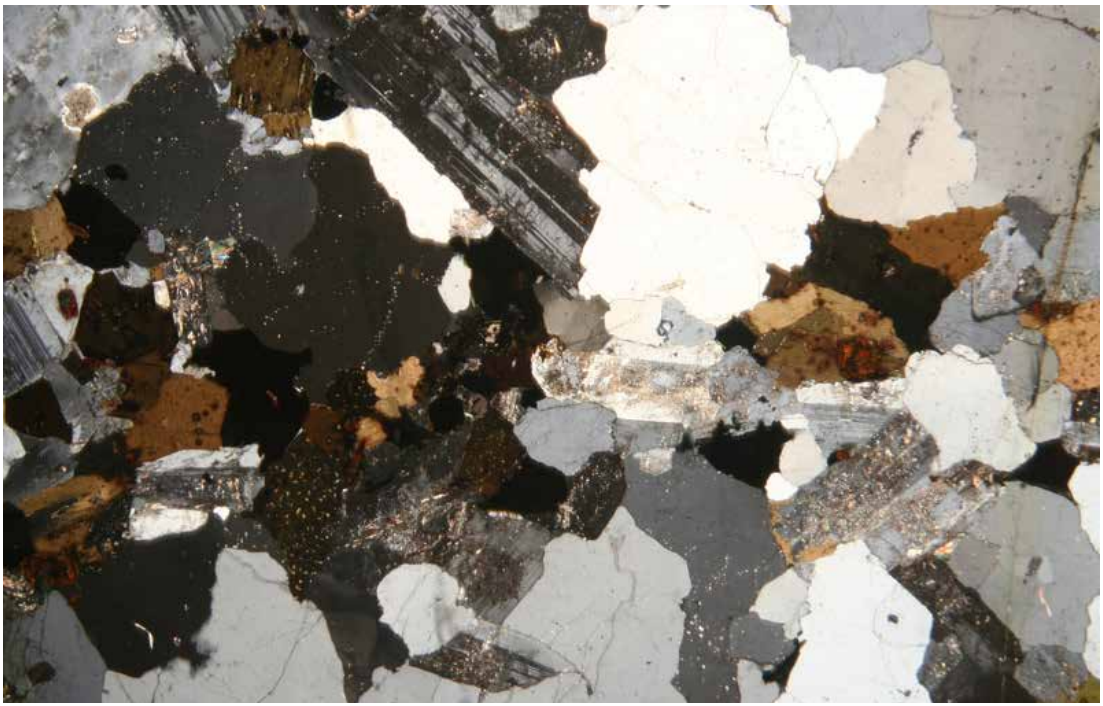
Ogni cristallo che si accresce finisce per scontrarsi con un altro che si sta formando o si è formato precedentemente e anziché espandersi in tutte le direzioni per costituire il tipico abito cristallino va ad occupare lo spazio che trova disponibile. Il risultato è che i cristalli assomigliano alle tessere di un puzzle, compenetrati l'uno nell'altro, come già aveva capito Hutton che indicava questa caratteristica come la firma delle rocce ignee.

L'ultimo a formarsi è il quarzo proprio perché è il minerale che cristallizza alla temperatura più bassa ed è anche quello che deve rinunciare completamente al suo abito cristallino tipico, è **anedrale**, ovvero privo di morfologia propria.

All'interno del granito il quarzo va a riempire gli spazi vuoti rimasti, si insinua tra gli altri cristalli già formati, il suo aspetto è granuloso e non presenta le tipiche facce del cristallo.

Il quarzo all'interno del granito è ancora un solido cristallino?

Abbiate pazienza, lo vedremo tra poco.



[Figura 132] - Granito fotografato al microscopio polarizzato, si nota la compenetrazione dei cristalli – da Wikicommon

Il basalto, una questione di velocità ma non solo

Una delle obiezioni che venivano mosse ai plutonisti era che se si faceva fondere il basalto e poi lo si raffreddava si otteneva una roccia vetrosa: l'ossidiana.

A differenza delle rocce cristalline, l'ossidiana ha una struttura amorfa, non c'è alcun reticolo cristallino perché gli atomi sono disposti casualmente. La roccia assume l'aspetto di un vetro scuro, che si scheggia (frattura concoide), insomma qualcosa molto più simile a un oggetto di arredamento che ad una roccia... e in effetti l'isola di Lipari è famosa per questo tipo di gadget che si estrae dalle pendici del suo vulcano.

[Figura 133] - Ossidiana proveniente dall'isola di Lipari – ph Michele Pregliasco

Come sappiamo, fu James Hall a comprendere per primo la natura di questo fenomeno: le rocce per formare cristalli hanno bisogno di tempo, più ne hanno e più i cristalli diventano belli grossi e visibili.

Gli atomi devono raggiungere i siti ai vertici dei reticoli cristallini, per farlo ci vuole del tempo, e se il raffreddamento è troppo veloce rimangono "congelati" lì dove sono. Il risultato sono cristalli molto piccoli o addirittura nessun cristallo nel caso dei solidi amorfi come l'ossidiana.

Caso ben diverso è quello del granito.

È il risultato di un magma che solidifica a grandi profondità all'interno della roccia, che è un pessimo conduttore di calore. Ecco perché si raffredda con tempi che vanno da migliaia a milioni di anni, più che sufficiente per sviluppare cristalli che vediamo facilmente ad occhio nudo.

Il quarzo nel granito, pur non mostrando il tipico aspetto cristallino (i geologi parlano di abito cristallino), è tutt'altro che amorfo, i granuli sono costituiti da atomi ordinati geometricamente nella tipica cella elementare che si ripete e assumono dimensioni decisamente grandi. Solo che, esternamente, la forma geometrica interna non ha trovato spazio per esprimersi, ma è e rimane un solido cristallino.

Insomma: è un cristallo ma non ne ha affatto l'aspetto per quello che noi siamo abituati a vedere nei musei e nelle gioiellerie.

Il basalto è una roccia che si consolida in superficie o poco sotto. In questo caso il raffreddamento avviene in pochi giorni, al più nel giro di qualche mese, ecco perché presenta cristalli molto piccoli, molti dei quali visibili solo mediante una

lente di ingrandimento. E non è escluso trovare nel basalto granuli costituiti da vetro che non si sono cristallizzati affatto e pertanto non possono nemmeno essere considerati dei minerali.

[Figura 134] - Basalto – ph Michele Pregliasco

L'ossidiana è il caso estremo in termini di velocità di raffreddamento. Qui nessun minerale è riuscito a formarsi, nulla è riuscito a cristallizzare, ci troviamo di fronte a un solido completamente amorfo, un vetro, dove gli atomi non sono soggetti ad alcuno schema geometrico.

C'è poi il caso intermedio, le rocce con tessitura porfirica che presentano cristalli visibili a occhio nudo chiamati fenocristalli, immersi in una pasta di fondo microcristallina o, addirittura, vetrosa... un po' come l'uvetta nel panettone.

I fenocristalli si sono formati lentamente e liberamente in un magma che giaceva in profondità nella crosta terrestre, si tratta di quei minerali che si formano alle temperature più alte. Successivamente il magma ha cominciato a risalire verso la superficie durante l'eruzione e il fuso si è raffreddato velocemente sviluppando la pasta di fondo con cristalli invisibili a occhio nudo o vetri.

Alcuni basalti sono porfirici, al loro interno si possono trovare dei bei cristalli di olivina che spiccano lucenti nella pasta di fondo microcristallina nera. L'olivina è un minerale femico (ne parleremo tra poco) che si forma in profondità, potremmo dire che è un "messaggero dal profondo".

Esiste poi una roccia che prende addirittura il nome dalla sua tessitura porfirica: si tratta del **porfido** su cui probabilmente camminiamo tutti i giorni, in Italia è molto apprezzato quello della Val d'Adige con cui sono lastricate vie e piazze in tutta la penisola.

[Figura 135] - Il porfido, si vede chiaramente come i fenocristalli siano immersi in una pasta di fondo di colore rosso – ph Michele Pregliasco

La sua nascita è avvenuta nel Permiano, in una quantità tale da ricoprire 2.500 Km^2 di territorio, la Piattaforma Porfirica Atesina. È il risultato di nubi di gas e materiali piroclastici eruttati dai vulcani in forma di nubi ardenti. Quando i materiali solidi si depositarono sul terreno, a causa dell'alta temperatura, si saldarono insieme formando il porfido nel quale si riconoscono fenocristalli di plagioclasio, quarzo, biotite e altri minerali inclusi in una pasta di fondo vetrificata generalmente di colore rosso. A sottolineare la genesi piuttosto rovente, questa roccia è conosciuta in geologia con il nome di **Ignimbrite** dal latino *ignis* (fuoco) e *imber* (pioggia).

Quindi più siamo vicini alla superficie più la roccia tende a vetrificarsi o a formare cristalli più piccoli, mi sembra evidente.

Questo comportamento è anche dovuto a un'altra caratteristica dei magmi: il loro contenuto di gas.

I magmi ne contengono in abbondanza; i gas aiutano a mantenerli fluidi, perciò gli atomi e gli ioni sono liberi di muoversi senza ostacoli.

Quando il magma risale verso la superficie, la diminuzione della pressione, fa liberare una gran quantità di gas e, di conseguenza diminuisce la fluidità.

Ovviamente anche alla diminuzione di temperatura consegue una diminuzione della fluidità, proprio come la cioccolata fredda si può mangiare mentre quella calda si beve e i due fenomeni, degassazione e diminuzione della temperatura, concorrono ad aumentare la viscosità del magma. In pratica atomi e ioni si trovano sempre più ostacolati, con minore possibilità di spostarsi per raggiungere i siti delle strutture cristalline e se tutto ciò avviene molto velocemente il risultato è un vetro.

La polenta è decisamente più viscosa della minestra, possiamo accorgercene dalla fatica che facciamo quando la rimescoliamo. Ma i paragoni gastronomici non sono finiti: come si formano vetri e minerali nei magmi viscosi così si formano grumi nella polenta e che dire degli scoppiettii che udiamo provenire dal calderone? Sono i gas che si liberano dal nostro impasto.

Chiare o scure

Il 18 maggio 1980 con un grande boato e una nube ardente il fianco nord del vulcano conosciuto come monte *Saint Helens*, situato negli USA occidentali, lungo la catena dei monti Cascade, precipitò a valle travolgendo tutto ciò che incontrava.

Evidentemente quella eruzione era diversa da altre che si annunciavano con brontolii e fuoruscite di lava incandescente e che tutto sommato si limitavano a questo.

Ebbene, la risposta a questo diverso comportamento la si può ritrovare nelle rocce ignee.

Quando un magma si raffredda ecco che il liquido rovente diventa una roccia ignea... sì, ma che tipo di roccia sarà?

Abbiamo visto che a seconda della velocità di raffreddamento si possono sviluppare cristalli più o meno grandi, solidi amorfi e tessiture porfiriche. Queste

[Figura 136] Il Saint Helens il 18 maggio 1980 alle 08:32 ora locale – da Wikipedia

caratteristiche non sono sufficienti per classificare un campione, occorre anche sapere quali minerali contiene.

È chiaro che i minerali saranno il risultato della composizione chimica del magma, il che è come dire che una pietanza è il risultato dei sui ingredienti: un magma che contiene silicio, alluminio e ossigeno come gas disciolto è molto probabile che, con l'aiuto di altri atomi, formerà del feldspato.

Per semplificare un po' il problema della classificazione delle rocce ignee possiamo suddividerle tra rocce chiare e rocce scure.

Questa suddivisione rispecchia il contenuto di SiO_2(un atomo di silicio combinato con due di ossigeno), questa è la composizione chimica del quarzo, ma in realtà questa molecola entra prepotentemente nella composizione di tutti i minerali silicati e per questo la chiameremo genericamente silice.

I geologi sanno che le rocce chiare contengono alte percentuali di SiO_2, per questo sono anche più leggere rispetto a tutte le altre, o per dirla in termini scientifici, sono meno dense. Sono chiamate **felsiche** per ricordare che contengono principalmente feldspati (fel), silice (s) e alluminio.

Molti chiamano queste rocce acide, ciò non significa che corrodono le mani di chi le maneggia, tutt'altro. Non ci stiamo riferendo all'acidità delle soluzioni acquose, quanto ad un sistema in voga nei primi del 900 per classificare i minerali basato sulle reazioni acido-base. Si riteneva che le rocce ignee derivassero dall'acido silicico, da qui il loro nome di rocce acide se contenevano più del 65% di silice. Al contrario se ne contenevano meno del 52% venivano classificate come basiche e intermedie quando il valore si poneva tra il 52 e il 65%.

Silice: SiO_2	**Acida > 65%**
	Intermedia 52% - 65%
	Basica < 52%

Granito
Roccia acida

Basalto
Roccia basica

[Figura 137] - Granito e basalto, osservate il colore chiaro del granito, chiaro indice di una roccia acida, ricca in minerali felsici, mentre l'aspetto scuro del basalto, roccia basica, è dovuto ai minerali femici che contiene – ph Michele Pregliasco

Questa nomenclatura, nonostante sia obsoleta, è ancora usata, forse perché abbastanza facile da ricordare, d'altronde anche le rocce basiche hanno un termine scientificamente più corretto: **femiche**.

Una roccia è definita femica (fe=ferro e m=magnesio) perché ha meno SiO_2 e maggiori quantità di altri elementi quali appunto il ferro e il magnesio, ragione per cui ha un aspetto scuro.

Ma il primato in questo campo spetta alle rocce **ultrafemiche** del mantello terrestre, non facili da trovare perché amano starsene in profondità visto che sono le rocce più dense del pianeta, ma nei rari casi in cui affiorano in superficie sono una occasione unica per capire che cosa c'è là sotto. Sono le rocce con meno percentuale di silice in assoluto.

Sia le rocce femiche sia quelle ultrafemiche sono costituite prevalentemente da olivina e pirosseno, silicati ricchi di ferro e magnesio ed è anche un modo per riconoscerle visto che questi minerali si distinguono abbastanza bene, al di là del fatto che il peso della roccia ci dovrebbe mettere sulla buona strada vista l'alta densità del ferro.

L'olivina ha un bel colore verde bottiglia e risalta particolarmente tra i pirosseni scuri, olivine particolarmente grandi sono usate come gemme.

[Figura 138] - Rocce ultrafemiche, le peridotiti, sono costituite da cristalli di olivina verdi e pirosseni scuri, l'affioramento che vedete in questa immagine è situato in Valle d'Aveto (GE) – ph Michele Pregliasco

[Figura 139] - Spaccato di fresco di una peridotite proveniente dal sito di Balmuccia (VC) – ph Michele Pregliasco

Già nel paragrafo "Oceani muoiono" abbiamo fatto la conoscenza di due tipi di crosta: quella oceanica e quella continentale.

Vi ricordate? Le dorsali generano soprattutto basalto che tappezza i fondali oceanici mentre in corrispondenza delle zone di subduzione o collisione si formano i graniti, l'ossatura dei continenti.

Non resta che fare due più due per capire che le rocce acide, o felsiche comunque si voglia chiamarle, non sono altro che crosta continentale mentre la crosta oceanica è basica o femica se preferiamo considerare il contenuto importante di ferro e magnesio.

A questo punto diventa anche facile capire dove sono i vulcani che eruttano magmi acidi: saranno in corrispondenza delle zone di subduzione, dove le placche convergono: è qui che nascono le rocce felsiche. Al contrario le lave basiche sono il risultato dell'attività vulcanica lungo le dorsali oceaniche, dove le

Tipi di crosta	Margini	Magmi	Colore	Minerali
Continentale	Convergenti	Acidi	Rocce chiare	Felsici
Oceanica	Divergenti	Basici	Rocce scure	Femici

placche si separano e nuove rocce femiche si formano.

Insomma un modo più chimico per dire le stesse cose, ma che ci consente una notevole precisione nell'identificare la provenienza delle rocce e ci fa capire il perché i vulcani in zona di subduzione sono più pericolosi degli altri proprio perché, i loro magmi, contengono molta SiO_2 essendo acidi.

I magmi non sono costituiti solo da rocce fuse ma anche da gas che, una volta raggiunta la superficie, non più confinati dalla pressione, si liberano in atmosfera.

Pensate che un metro cubo di magma confinato in profondità, una volta giunto in superficie, può arrivare ad eruttare 670 m^3 di lava; direi che c'è stata una bella espansione di materiali e di gas compressi.

Tutto andrebbe per il meglio se non per un problema di carattere chimico con i tetraedri di SiO_2.

La silice aumenta considerevolmente la viscosità del magma perché costruisce legami tra i suoi tetraedri, ciò tende a imbrigliare i gas all'interno del fuso, come in una rete da pesca, fino al punto in cui la pressione riesce ad avere ragione di questo ostacolo. Accade così che i fusi acidi, che ricordo essere ricchi di silice, producano eruzioni particolarmente esplosive e pericolose, proprio come quando si stappa una bottiglia di champagne dopo averla agitata per bene: le pressioni in gioco da parte dei gas sono veramente alte e nel caso dei vulcani vanno ben oltre a far saltare il tappo. Magmi viscosi possono addirittura tendere a sigillare il condotto vulcanico, il che può innescare una dinamica ancora più esplosiva.

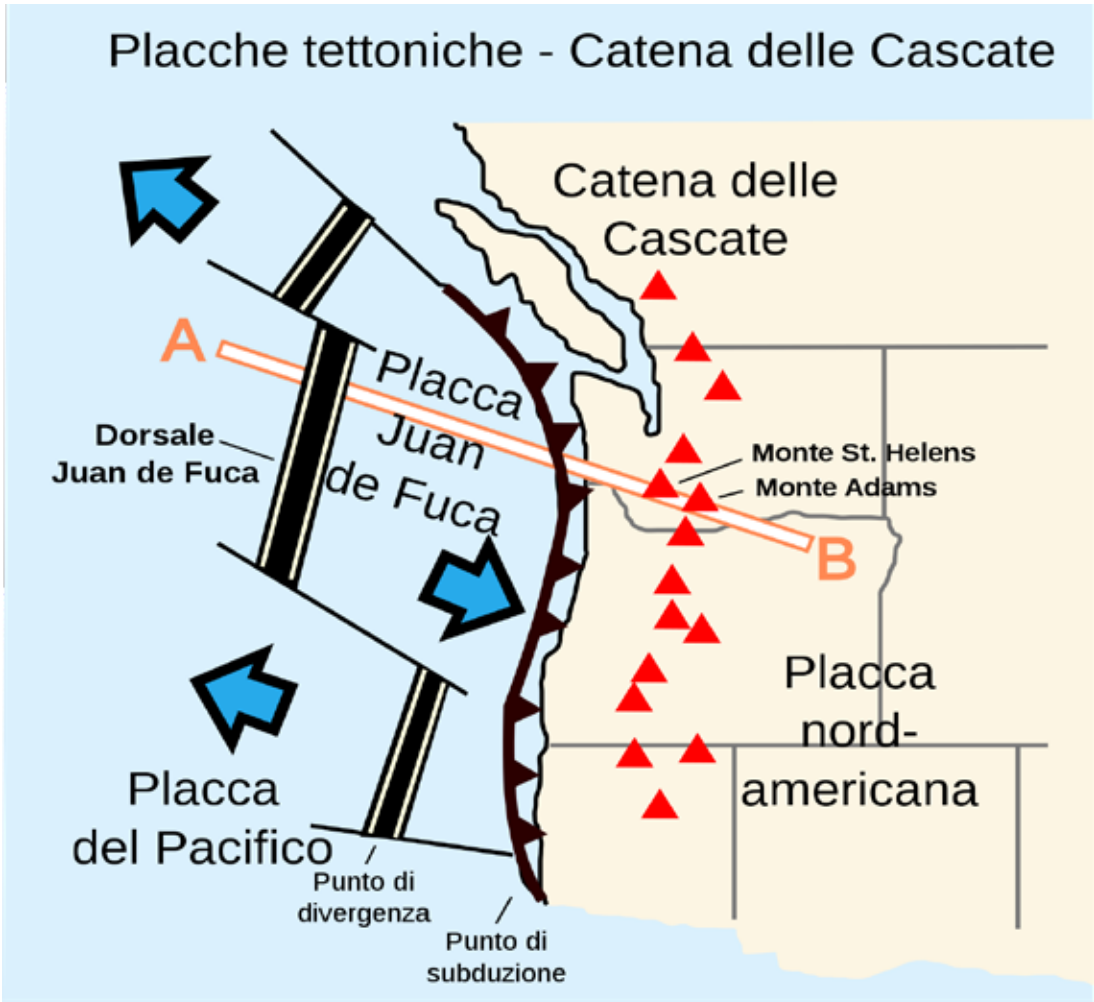
Al contrario i fusi basici generano lave più fluide che sgorgano in abbondanza dai coni vulcanici, ma con limitati fenomeni esplosivi, perché i gas si liberano a basse pressioni, ci sono meno legami SiO_2 a trattenerli.

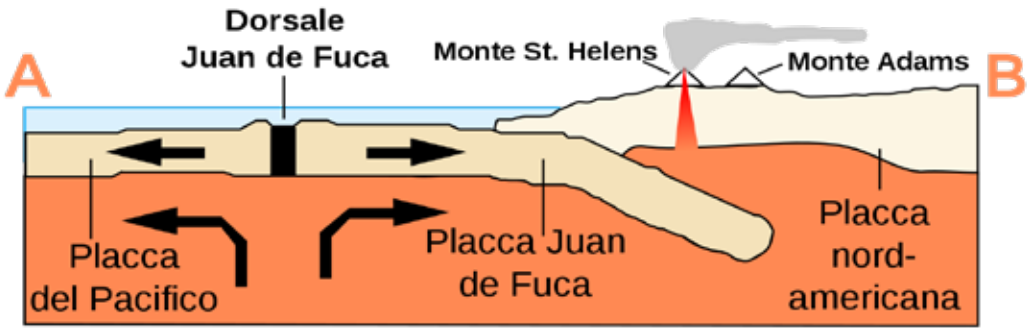
Caratteristiche	Magma basico	Magma acido
Profondità di origine in km	100 - 150	650 - 800
Viscosità	Bassa	Alta
Densità (g/cm^3)	2,6 - 2,9	2,2 - 2,5
Contenuto in SiO_2	Basso	Alto
Prodotti	Basalto e gabbro	Riolite e granito
Tratto da A. Bosellini		

Il monte St. Helens è posto sulla convergenza della placca Juan de Fuca e della placca nord-americana, è un vulcano posto in una zona di convergenza.

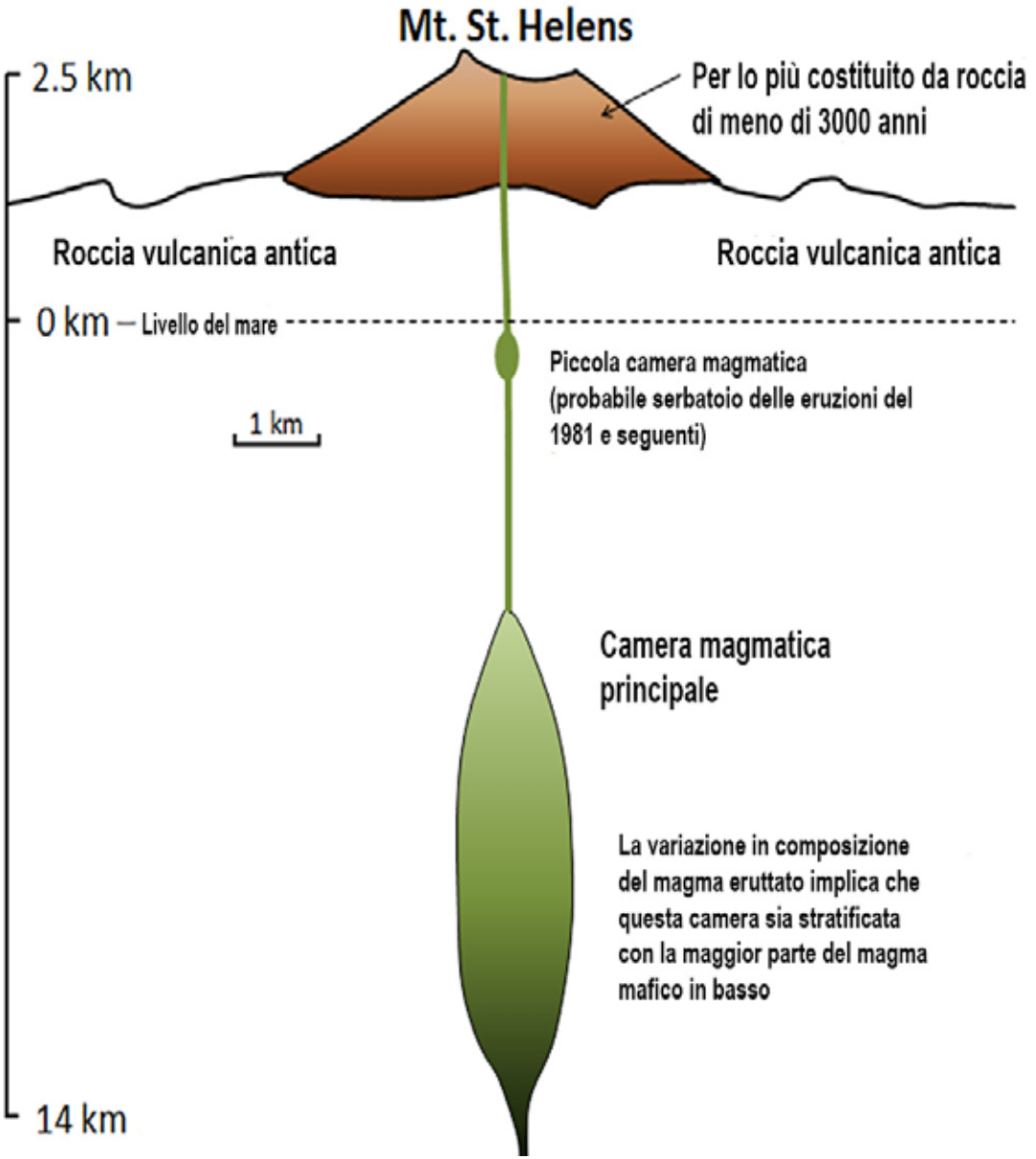
Le sue rocce variano dalla riolite (felsica) al basalto (femico), ciò evidenzia come le eruzioni in passato abbiano cambiato più volte il loro carattere, da esplosivo a effusivo. Ciò è dovuto alla camera magmatica, posta a una profondità che va dai 6 ai 14 km, che contiene magmi più acidi sopra e magmi più basici sotto.

Quando sono i magmi acidi a dar luogo all'eruzione questa si fa più violenta ed esplosiva, come successe nel 1980.





[Figura 140] - Monte Sant Helens e assetto geologico – da Wikipedia



[Figura 141] - Una sezione trasversale della parte superiore della crosta sotto al mt. St. Helens che mostra la camera magmatica suddivisa in zone – da Steven Earle, Physical Geology 2015

Classificazione le rocce ignee

Ora abbiamo tutti gli elementi per tentare una sommaria classificazione delle rocce ignee. Ci aiuterà a fare un po' di ordine tra le idee esposte fino ad ora.

Distinguiamo innanzi tutto le **rocce effusive**, che se si sono raffreddate velocemente in superficie, a seguito di una eruzione e tra queste annoveriamo, come rappresentante, il basalto.

Sono **rocce intrusive** invece quelle che sono cristallizzate in profondità, in tempi lunghi. Il granito è in questo caso un valido esempio.

Poi possiamo vedere la percentuale di silice che contengono, suddividendole in rocce felsiche, femiche e intermedie tra questi due estremi.

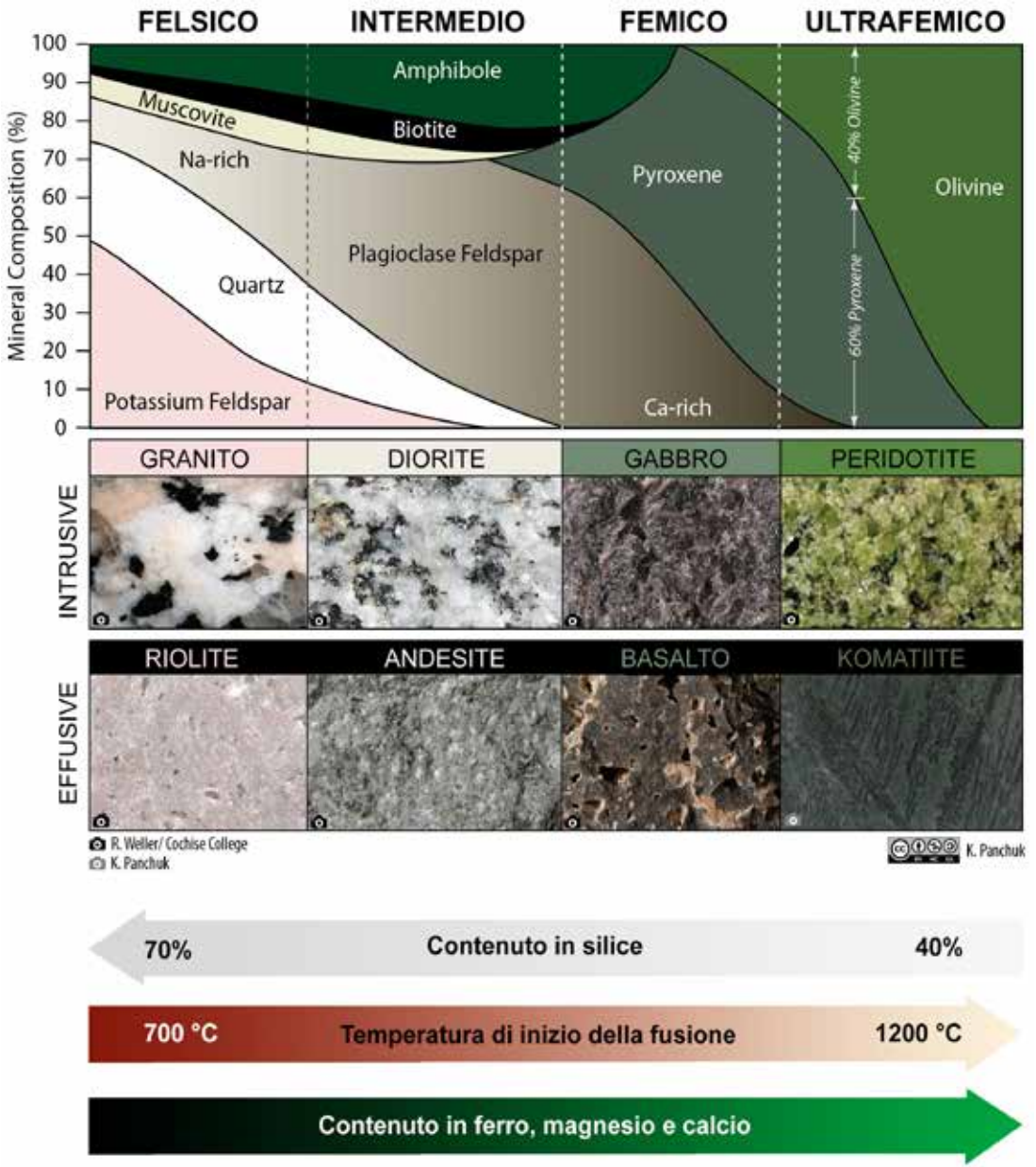
Anche qui il granito è un bell'esempio di roccia felsica, mentre il basalto è femica.

Il **gabbro** ha la stessa composizione del basalto ma, essendo una roccia intrusiva, sviluppa dei bei cristalli visibili di plagioclasio e di pirosseni. Ciò vuol dire che anche il basalto è costituito da plagiocasi e pirosseni ma molto più piccoli essendo effusivo.

La tabella qui riportata aiuta a fare un po' di chiarezza.

Rocce intrusive	Rocce effusive	Minerali più rappresentativi
Granito	Riolite	Kfeldspato, quarzo, plagioclasio
Diorite	Andesite	Quarzo, plagioclasio, anfibolo
Gabbro	Basalto	Plagioclasio, pirosseno
Peridotite	Komatiite	Olivina, pirosseno

[Figura 142] - Minerali più rappresentativi - Rocce intrusive e rocce effusive – da Wikipedia



[Figura 143] - Classificazione mineralogica delle rocce ignee. Notate come il granito abbia un'alta percentuale di quarzo, feldspato potassico e plagioclasio (ricco in sodio), è una roccia felsica; la riolite ha la stessa composizione ma si forma in condizioni effusive. Stessa cosa per le rocce mafiche: il gabbro contiene molto pirosseno e plagioclasio (ricco in calcio), ma in condizioni effusive abbiamo il basalto – da Wikipedia

Quanto abbiamo visto fino ad ora ci permette di individuare le caratteristiche più importanti delle rocce ignee. In realtà vi sono altre rocce di questo tipo.

Molte rocce che chiamiamo genericamente graniti, dal punto di vista petrografico, sono rocce diverse.

Abbiamo visto che il granito, quello vero, è formato da minerali di quarzo, feldspati e miche. Esistono delle rocce che hanno una composizione simile ma che contengono pochissimo, per non dire praticamente nessun cristallo di quarzo. Sono le **monzoniti** che si trovano sull'omonimo monte Monzoni nel gruppo della Marmolada.

Intendiamoci, sempre di rocce intrusive si tratta, un po' meno acide rispetto al granito perché contengono un po' meno quarzo, magari perché provenienti da un magma un po' più povero in silice.

[Figura 144] - Monzonite, proveniente dalle montagne del gruppo del Monzoni (TR) – ph Michele Pregliasco

Questo esempio ci fa capire come possa essere relativamente facile classificare le rocce ignee in funzione delle percentuali di minerali che contengono, la carta d'identità della monzonite ad esempio indica per il quarzo un percentuale inferiore al 5%.

Il sistema più usato è quello di Streckeisen, detto anche QAPF, che prende quattro gruppi di minerali di riferimento. Non voglio però addentrarmi troppo nell'argomento, basti ricordare che, in funzione della percentuale di questi minerali rinvenuti sul campione, si dà il nome alla roccia.

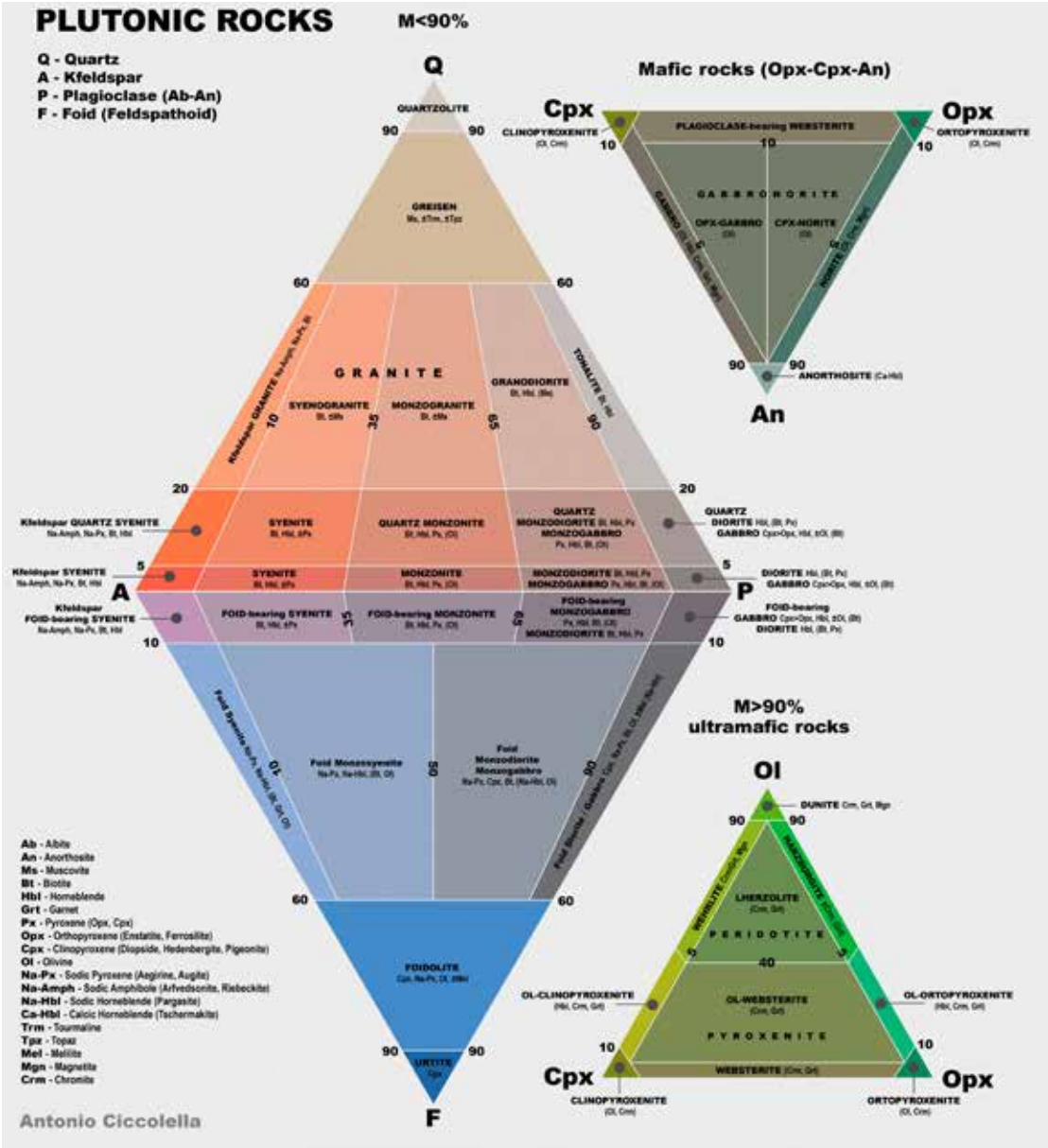
[Figura 145] - Tonalite, proveniente dalla Presanella (TR), si tratta di un plutone messo in posto tra l'Eocene e l'Oligocene, fa parte di quello che viene definito il magmatismo periadriatico. Si caratterizza per essere povera di k-feldspato – ph Michele Pregliasco

Il problema nasce con le rocce effusive.

Chi riesce a vedere i cristalli a occhio nudo?

La risposta è nessuno, fenocristalli a parte quando ci sono.

In questo caso bisogna ricorrere alle analisi chimiche o al microscopio.



[Figura 146] - Diagramma di da Streckeisen a forma di diamante in figura. Si nota come il granito (Granite) abbia un contenuto in quarzo Q tra il 20% e il 60%. Il gabbro al contrario contiene meno del 20% di quarzo, più del 90% di plagioclasi (P) e meno del 10% di kfeldspati (A). Non fatevi intimidire dai nomi, a noi basta sapere che sono i minerali a costituire i diversi tipi di rocce. Quarzo(Q), kfeldspati(A), plagioclasi(P) e feldspatoidi(F) sono i minerali che sono stati scelti per classificare, su base mineralogica, le rocce ignee intrusive felsiche – da Wikipedia

Dentro l'alambicco

Permettetemi di portarvi ancora una volta in giro per il mondo, in un sito speciale che ci racconta la storia di un vulcano. Siamo sulle sponde del fiume Hudson, vicino a New York sul continente americano e precisamente siamo di fronte alla scogliera delle Palisades, le palizzate se traduciamo nel nostro idioma e, in effetti, il muro che vediamo dinanzi sembra davvero una barriera costruita dall'uomo. In realtà si tratta di basalto di 200 milioni di anni fa, quindi risalente a un'epoca a cavallo tra Triassico e Giurassico quando da quelle parti giravano i dinosauri.

[Figura 147] - Hudson River Palisades in Palisades Interstate Park in Fort Lee, New Jersey – da Wikipedia

Il basalto è intruso all'interno di una roccia sedimentaria, in altre parole è il risultato di un fuso che è stato iniettato all'interno della roccia incassante, fenomeno che avevano già osservato Hutton e Marzari Pencati, solo che qui è su una scala incredibilmente più grande.

Il raffreddamento è stato comunque abbastanza veloce da formare basalto anziché una roccia intrusiva come il gabbro ma, osservando più attentamente e da vicino, le cose sembrano essere un po' più complicate.

Alla base la roccia è costituita da abbondanti minerali di olivina, che viene sostituita da plagioclasio e pirosseni al centro per sfumare in plagioclasio alla sommità.

Che cosa può significare questa sorta

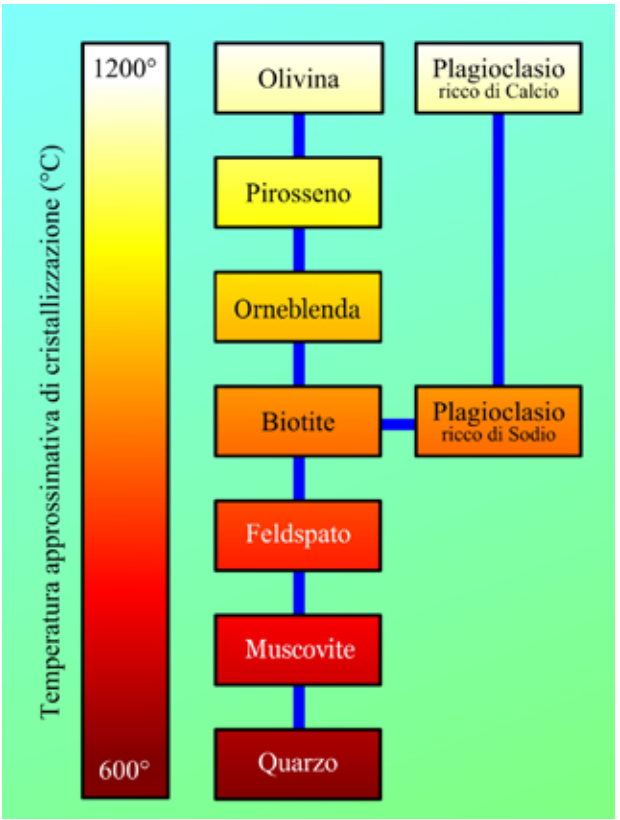
di stratificazione minerale di una roccia ignea? Andiamo con ordine.

Abbiamo detto che il fuso basaltico è stato iniettato nella roccia sedimentaria (arenarie), quindi si è trovato a contatto con le pareti fredde di questo materiale, che oggi ritroviamo alla base e in alto dell'affioramento come in figura. Qui il fuso si è raffreddato rapidamente sviluppando piccoli cristalli, un basalto appunto.

È un fuso che contiene silicati di ferro e magnesio ovviamente, ma anche altri elementi quali il calcio, l'alluminio, sodio e il potassio per citare i più abbondanti, il problema è che sono mescolati e, se si raffreddasse di colpo, ne verrebbe fuori un unico blocco di basalto.

Ed è qui che entra in funzione il nostro alambicco distillatore.

Anche il liquido al centro della roccia incassante ha cominciato a raffreddarsi, ma più lentamente: Bowen aveva già capito che non tutto si cristallizza contemporaneamente, l'olivina è il minerale con il punto di fusione più alto e quindi è anche quello che solidifica prima.



[Figura 148] – Serie di Bowen – da Wikipedia
Norman Bowen aveva trovato sperimentalmente che, raffreddando un fuso, i minerali non si formano tutti contemporaneamente ma secondo un ordine ben preciso che dipende dalla temperatura. Durante il raffreddamento i cristalli che si sono formati a temperatura più alta diventano instabili e reagiscono con il magma per formare cristalli stabili a temperatura più bassa.
Nella serie discontinua, che interessa i minerali femici, il primo minerale a formarsi è l'olivina, a temperature dell'ordine dei 1000 °C. Mano a mano che il liquido si raffredda cominceranno a formarsi tutti gli altri. L'ultimo è il quarzo, a circa 600 °C.
Nella serie continua è il plagioclasio a cristallizzare: avremo un plagioclasio ricco in calcio alle temperature più alte, circa la stessa a cui cristallizza l'olivina, cui seguirà un plagioclasio sempre più ricco in sodio al diminuire della temperatura.
La sequenza di Bowen è ideale, nella realtà la composizione del magma può variare: un magma povero in silicati non riuscirà a cristallizzare il quarzo ad esempio, per altro la serie si completa solo se il raffreddamento è sufficientemente lento. Per altro i cristalli neo formati possono separarsi dal fuso (galleggiare o depositarsi sul fondo della camera magmatica) cambiando il chimismo del magma. Nonostante ciò la seria fornisce preziose indicazioni su come avviene la cristallizzazione frazionata. Bowen ci insegna che la composizione mineralogica di una roccia ignea dipende sia dalla composizione del fuso iniziale sia dal modo in cui si svolge il processo di cristallizzazione.

Ecco che cominciano a formarsi i cristalli di olivina che, per la loro densità, cadono sul fondo di questa sorta di pentolone magmatico andando a creare un livello di olivina sopra al basalto. Il raffreddamento è più lento perché siamo distanti dalle pareti delle rocce incassanti e quindi si sviluppano dei bei cristalli.

Sappiamo che olivina vuol dire silicati di ferro e magnesio e quindi, man mano che si formano, il fuso conterrà sempre meno ferro e sempre meno magnesio, quello che resta è un liquido con una concentrazione più elevata di silice, alluminio, calcio, gli ingredienti per il plagioclasio.

A questi si accompagna una pioggia di pirosseni che sottrae il ferro e il magnesio rimasto, a questo punto il liquido non ne contiene quasi più e la temperatura scende ancora lentamente. Si separano questa volta cristalli di plagioclasio ricchi in calcio per poi proseguire con plagioclasi ricchi in sodio. Ecco spiegati i livelli intermedi: plagioclasi ricchi in pirosseni e calcio, sormontati da un livello di plagioclasi ricchi in sodio.

Non fatevi intimidire dai nomi di tutti questi minerali che si formano: essi stanno solamente rispettando un rigoroso ordine su chi si forma per primo, man mano che il fuso si raffredda.

È come trovarsi difronte a un cuoco che ha a disposizione acqua, farina, uova, salsa di pomodoro e mele. Dapprima con la farina, acqua e pomodoro fa delle pizze, poi finisce il pomodoro e allora con farina e uova fa delle *crepes* e infine, una volta finite anche le uova, prepara un dolce con le mele.

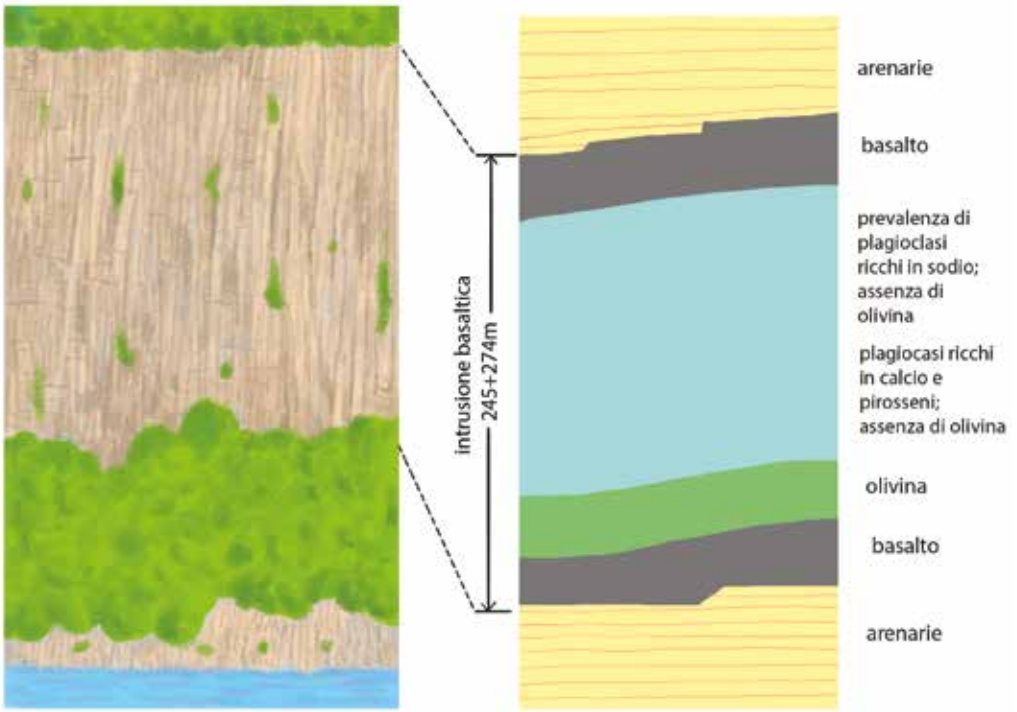
Al di là dei paragoni gastronomici, Le Palisades sono diventate un modello per quella che viene chiamata la cristallizzazione frazionata: il fuso che proviene dall'interno della Terra subisce dei processi di cristallizzazione, all'interno della camera magmatica, che ne vanno a cambiare la composizione mentre si raffredda.

Questo spiega come mai si trovano delle rocce ignee disposte in letti a composizione mineralogica diversa, e spiega come sia possibile partire da un fuso basaltico per arrivare a rocce di composizione molto diversa, che tendono a essere sempre più acide, un fenomeno che ci aiuterà a capire come funzionano i vulcani e a quali rischi ci espongono.

Di fatto è una cristallizzazione frazionata che, in qualche modo, ci ricorda la più semplice distillazione della grappa: si fa evaporare prima la parte più volatile metilica, poi si raccoglie e si condensa l'alcool etilico, e infine ciò che rimane è la parte meno evaporabile e pregiata: l'acqua.

Ebbene acqua, alcool etilico e metilico erano tutti contenuti negli acini delle vinacce all'interno dell'alambicco, noi li abbiamo solo separati con l'aiuto del calore. Stessa cosa può fare la camera magmatica di un vulcano, solo che funziona a rovescio: anziché scaldare raffredda un fuso che deposita sul fondo i suoi prodotti: i cristalli.

Insomma è un alambicco che funziona alla rovescia.



[Figura 149] - L'alambicco delle Palisades – disegno di Marco Viale

All'interno di un vulcano italiano

È venuto il momento di tornare in Italia e mettere alla prova le nostre conoscenze con qualcosa un po' più complicato, ma molto più vicino alle dinamiche profonde che generano le rocce ignee.

Andiamo a scoprire i "resti fossili" del supervulcano che si trova tra la Valsesia e la Valsessera nelle Alpi occidentali.

Qui, milioni di anni fa, è accaduto un fatto eccezionale. No, non mi riferisco alla grande eruzione di questo gigante, quanto piuttosto al fatto che oggi è possibile passeggiare letteralmente nel suo interno. Percorrere la strada che da Balmuccia arriva a Prato Sesia (NO) vuol dire risalire dalle viscere più profonde del vulcano fino ad arrivare ai materiali eruttati in superficie. Infatti è successo che grazie alle spinte prodotte dall'Orogenesi Alpina, le rocce che costituivano l'intero complesso vulcanico sono venute a giorno.

Ma procediamo con ordine. Questo vulcano è il prodotto di movimenti distensivi della crosta terrestre, sono i prodromi che porteranno alla separazione del supercontinente Pangea e alla nascita di nuovi oceani.

280 milioni di anni fa in Valsesia avremmo visto un grande edificio vulcanico, ma nessun dinosauro perché sarebbero comparsi 50 milioni di anni più tardi.

Da dove arrivava il magma eruttato dalla montagna di fuoco?

Ovviamente dal mantello terrestre, di quella parte superficiale che a causa della separazione dei continenti si trovò a una pressione decisamente bassa, al punto che, seguendo le previsioni di Bowen, cominciò a fondere.

Ebbene a Balmuccia troviamo proprio i resti del mantello, una roccia che si chiama **peridotite**.

Questo nome viene dal vecchio nome, il peridoto, con cui erano chiamati i cristalli di olivina. Le peridotiti sono fatte di olivina e pirosseni e ne contengono in quantità tali da essere annoverate tra le rocce ultrafemiche.

La percentuale dei minerali e la tessitura si accordano molto bene con la densità del mantello riscontrata dalle onde sismiche, alle temperature e pressioni che ci sono sotto la crosta. Da qui a pensare che le rocce del mantello superiore siano peridotiti il passo è breve, il che è corretto secondo i più moderni studi anche se, recentemente, si sta mettendo in discussione il fatto che questa peridotite sia effettivamente un pezzo del mantello ma ciò che ne resta.

I pirosseni fondono a temperature più basse rispetto all'olivina, per cui la peridotite fonde solo parzialmente, quella che vediamo è ciò che ne è rimasto: una peridotite impoverita dei suoi componenti più fusibili.

Quei filoni scuri che si vedono sull'affioramento sono proprio i rivoli di pirossenite fusa che risalivano verso l'alto, la fusione parziale della peridotite produsse un fuso basaltico, con basso contenuto di silice e dunque un liquido basico.

Ora noi sappiamo che questo tipo di fuso darebbe luogo ai basalti, solo che siamo ancora a una profondità di 25 Km nel sottosuolo e ce n'è ancora di strada da fare.

Il fuso era meno denso della peridotite originaria, quindi cominciò a risalire verso l'alto, fino a che non incontrò le rocce acide della crosta terrestre. Qui il gioco di chi è più leggero e chi più pesante si arrestò: il fuso aveva la stessa densità delle rocce incassanti, per cui creò una camera magmatica nella quale soggiornare.

Parte del fuso basaltico cominciò a raffreddarsi molto lentamente, e...

Quale è la roccia proveniente da un liquido basico di tipo intrusivo?

Sicuramente il gabbro, con i suoi cristalli di pirosseni e plagioclasio, che ritroviamo tra Balmuccia e Varallo in quello che viene chiamato il complesso basico.

Ma è un gabbro in cui si possono ancora vedere bande di pirossenite intercalate nella sua struttura. Quello che pare un po' strano è che il complesso basico ha uno spessore di dieci chilometri per un'estensione di trenta. Un po' troppo.

Furono James Quick e Silvano Sinigoi a trovare una risposta raffrontando questo gigante fossile con qualcosa di analogo rinvenuto in Oman.

Ebbene la camera magmatica era molto più piccola ma, in virtù del fatto che era posta tra due continenti che si stavano separando, continuava a formare strati di gabbro lungo le pareti che si distanziavano sempre di più, ecco perché oggi sembra che sia così grande.

Immaginate i cristalli che non solo si depositavano sul fondo ma anche ai lati della camera magmatica, un po' come quando il sugo si attacca alla pentola, ma con una grossa differenza: mentre il sugo si

[Figura 150] - Affioramento di peridotite presso Balmuccia (VC), lo spaccato di fresco mette in evidenza i cristalli di olivina color verde bottiglia e i pirosseni scuri – ph Michele Pregliasco

[Figura 151] sopra - Bande di pirossenite intercalate nel gabbro presso Isola di Vocca (VC) – ph Michele Pregliasco

[Figura 152] a sinistra - Affioramento di peridotite presso Balmuccia (VC) – ph Michele Pregliasco

attacca perché il metallo della pentola è rovente, le pareti della camera magmatica, a contatto con la roccia incassante, sono più fredde, ed è qui che il magma si può raffreddare formando gli strati di gabbro, mentre al centro il calore è sostenuto dal "focolare" del magma che risale.

Quella che si venne a formare era una sorta di "struttura a mezza cipolla", strati di gabbro con la camera magmatica al centro, che continuavano a sovrapporsi.

È la teoria del *gabbro glacier* proprio perché i ghiacciai sono alimentati in modo simile: la loro dimensione è dovuta a continui apporti di neve, di certo non si sono formati di colpo, in un singolo evento.

Ma il fuso basico non si limitò a formare le rocce gabbriche, cominciò a fondere la sovrastante crosta continentale. La crosta formò un fuso acido, ancora più leggero, che risalendo a quote più alte darà luogo al re delle rocce acide intrusive: il granito.

Sembra strano pensare che da un margine divergente possano aver luogo rocce acide come i graniti, ma questo succede quando i fusi in risalita fondono e si mescolano a pezzi di crosta continentale formando dei magmi ibridi.

Intanto nella camera magmatica i fusi acidi si mescolavano a quelli basici e il liquido si separava per densità man mano che le reazioni di formazione dei cristalli procedevano. Fu questa la ragione della creazione di una roccia nota come **diorite**.

La cosa interessante è che in Valsesia questi processi sono stati congelati: si vedono affioramenti di dioriti con sciami di gabbri al suo interno. Niente male per rocce che risalgono al Permiano.

Infine discendendo la valle fino alla pianura posta a ovest si incontrano i materiali eruttati dal vulcano. Sono rocce effusive, che testimoniano il "botto finale", quando si aprì una gigantesca caldera. Qui si trovano le rioliti, rocce effusive felsiche proprio perché sono il prodotto dei magmi acidi venuti a giorno.

È interessante pensare che siamo partiti da un magma squisitamente basico per arrivare in superficie con rocce decisamente acide. Ma questo è il potere dei vulcani che funzionano non solo come distillatori ma anche come mixer delle rocce.

[Figura 153] - Aniceti (VC) - Rocce con sciami di inclusi di gabbro (parte più scure) nella diorite (parti più chiare); è un fenomeno che avviene quando un magma basaltico intrude un magma più acido in avanzato stato di cristallizzazione – ph Michele Pregliasco

Il rischio vulcanico

[Figura 154] - Napoli all'ombra del Vesuvio – ph Michele Pregliasco

"Arrivò così il 18 marzo, un sabato. Fu quel giorno che il Vesuvio entrò in eruzione. Una gigantesca colonna di fumo saliva molto in alto... Si sfilacciava, ondeggiava, si spandeva per riformarsi di nuovo, e in quella massa esplodevano lampi. Da casa della signora Ruggieri non si vedeva affatto il vulcano, non si vedeva altro che la fumata accompagnata da un sordo mugghiare. Intorno a noi esclamazioni, invocazioni al patrono della città San Gennaro, mentre le vecchie mormoravano preghiere con il rosario fra le dita."

Descrizione dell'eruzione del Vesuvio del 1944 di Emmanuel Roblès

L'Italia è paese di vulcani, si sa, e il Vesuvio ogni anno è preso d'assalto da torme di turisti, *ma quanto è pericoloso? Potrebbe risvegliarsi improvvisamente come fece nel 1944 o peggio ancora nel 79 d.C.?*

Ebbene, la pericolosità è il prodotto tra la probabilità che avvenga un fenomeno e i danni che provocherebbe.

Il Vesuvio pone un grosso problema, è un vulcano orogenico con tutte le prerogative del caso: esplosioni, nubi ardenti e abbondanti prodotti piroclastici, per di più è piuttosto vicino ai centri abitati.

Non vorrei essere lì e sentire un tremendo boato mentre una colonna di ceneri e gas si innalza per decine di chilometri,

formando quello che si chiama la colonna pliniana. Del resto fu proprio ciò che vide il giovane Plinio nel 79 d.C. e nessuno si aspettava quello che sarebbe successo.

Questo è solo l'inizio, i problemi seri cominciano quando la colonna collassa sotto il suo stesso peso. Ecco allora che dai fianchi della montagna si riversano verso valle i flussi piroclastici, materiali e gas che viaggiano ad alta velocità, portando morte e distruzione.

Se poi il flusso incontra acqua o neve, tutto quanto si trasforma in una valanga di fango, il risultato del *lahar* è sempre lo stesso: una furia distruttrice.

Ma il Vesuvio è anche un vulcano particolare, può eruttare con violenza esplosiva oppure esprimersi con blande eruzioni di lava come avvenne, fortunatamente, nel 1944. Molto dipende dal tappo. Sì, perché il condotto vulcanico può essere ostruito o aperto e questo cambia sostanzialmente la dinamica dell'eruzione.

Provate a pensare cosa succederebbe se il condotto fosse chiuso: la pressione indotta dai gas comincerebbe a crescere, fino a quando, a un certo punto il "tappo salta" e si avrebbe l'esplosione, l'evento parossistico che produce la colona pliniana con tutto ciò che ne consegue.

Del resto gli abitanti di Ercolano e Pompei fecero proprio le spese di un'eruzione a condotto ostruito che si concluse con una colata di fango (*un lahar*) che si abbatté sulle città.

Quello che ci conforta è che oggi il

[Figura 155] - Il sito archeologico di Ercolano (NA) – ph Michele Pregliasco

Vesuvio è uno dei vulcani più monitorati al mondo: ogni sussulto, ogni respiro, ogni movimento della montagna è misurato per avvertirci, quanto prima, del risveglio del gigante di fuoco che dorme.

Ma quindi la pericolosità di un vulcano è dovuta al fatto che il suo condotto sia chiuso o aperto?

In realtà il discorso è più complesso, ne abbiamo già parlato a proposito dei magmi acidi ed è qualcosa che ha a che fare con la tettonica a placche.

La fusione del mantello produce un fuso basaltico fluido che, in superficie, dà luogo a tranquille eruzioni effusive. Ne sono un esempio le isole Hawaii, vulcani che eruttano letteralmente fiumi rossi di lava incandescente, al punto da essere chiamati vulcani rossi. È uno spettacolo veramente infernale. Sono alimentati da un pennacchio di magma che arriva dal mantello profondo, un ***hot spot*** o punto caldo che mette in comunicazione la superficie con il profondo.

Le cose si complicano quando il fuso incontra un ostacolo lungo la risalita, ecco che si forma la camera magmatica, il nostro alambicco chimico. Qui il fuso cambia i connotati, più il soggiorno in camera magmatica è lungo più il liquido assume un carattere acido e quando trova la strada per la superficie, questa volta l'eruzione sarà violenta. Stiamo parlando dei vulcani grigi, grigio diventa il paesaggio ricoperto dalle ceneri e dai prodotti piroclastici lanciati a chilometri di altezza dalla potenza esplosiva.

Vi sono ambienti geodinamici che favoriscono i grigi e altri che creano le condizioni per i rossi, ma è interessante osservare che gran parte dei vulcani sono allineati lungo i margini delle placche.

Vuoi vedere che c'è un rapporto diretto tra placche tettoniche e vulcani? Certo che sì.

Quando abbiamo due margini divergenti (con le placche che si allontanano) quello che fonde è una parte del mantello terrestre e il liquido arriva in superficie senza grossi ostacoli. Si hanno vulcani sottomarini che un po' per la natura basica del fuso, un po' perché sono immersi nelle profondità oceaniche non fanno danni. Cominciano ad assumere un carattere esplosivo quando ad allontanarsi sono due placche continentali, nel mix del liquido fuso fondono anche pezzi di crosta continentale e questo, ovviamente, ne aumenta l'acidità.

La pericolosità aumenta quando i margini sono convergenti, ad esempio quando una placca oceanica e una continentale si scontrano. È sempre la pesante placca oceanica ad andare in subduzione e a fondere. Nella sua discesa verso gli inferi, porterà con sé acqua dell'oceano che c'è sopra – come ci ha insegnato Bowen – essa abbasserà il punto di fusione delle rocce.

Ma qui, oltre al basalto, fondono anche le rocce sedimentarie che ricoprono il fondo dell'oceano, quindi partiremo già con un magma più acido.

Nella sua risalita verso l'alto il magma incontrerà la placca continentale, magma acido e roccia continentale che hanno circa la stessa densità, l'ascensione si interrompe, il fuso ristagna.

Si forma una camera magmatica: l'alambicco chimico entra in funzione e rocce continentali cominciano a fondere e a entrare nella "ricetta" del fuso.

Il risultato è un liquido ancora più acido che, quando risalirà in superficie, darà luogo a un vulcano esplosivo.

[Figura 156] - Vulcano, isole Eolie – ph Michele Pregliasco

Come ricorderete i margini convergenti innalzano montagne, sono cioè il motore dell'orogenesi, ecco perché i vulcani associati a questo tipo di tettonica sono chiamati **orogenici**. Per contro i vulcani associati a una meccanica distensiva, dove le placche si separano, sono definiti **anorogenici**, nessuna montagna si alzerà mai a parte il vulcano stesso!

Ebbene molti vulcani Italiani sono orogenici, e tra questi il Vesuvio così come il vulcanismo eoliano. Sono fenomeni dovuti allo scontro tra la placca africana che va in subduzione sotto a quella euroasiatica.

Questo scontro produce in successione, da est verso ovest, l'innalzamento degli Appennini, l'arco vulcanico eolico e infine una zona di assottigliamento crostale: il bacino di retro-arco riempito da quello che oggi è il Mar Tirreno.

I vulcani eoliani e gran parte dei vulcani orogenici peninsulari, similmente ai vulcani andini sono andesitici: producono una roccia effusiva l'**andesite** costituita principalmente da plagioclasi e pirosseni. D'altronde le Ande con i suoi vulcani sono il prodotto della placca oceanica di Nazca che si scontra e affonda sotto la placca sudamericana, qualcosa abbastanza simile a quanto avviene da noi.

A Stromboli si hanno esplosioni stromboliane persistenti, in pratica non si raggiungono livelli di pressione da parte dei gas tali da presentare un pericolo per la

popolazione, perché il condotto si "svuota" frequentemente. Questo però non toglie che la storia eruttiva dello Stromboli sia stata funestata da eventi parossistici distruttivi che non sappiamo se e quando si potrebbero ripetere.

Il bacino di retro-arco è una zona di assottigliamento della crosta terrestre che si forma alle spalle di una zona di subduzione. Poiché qui la crosta diventa più sottile viene interessata da fratture e risalite di magma, ed ecco i vulcani di tipo anorogenico che si trovano sotto il Tirreno: il Vavilov e il Marsili per farvi due esempi.

Anche l'Etna è anorogenico, ma qui i magmi risalgono da una serie di fratture della crosta terrestre che interessano la Sicilia, dovute probabilmente ai movimenti delle placche. Si tratta di magmi basici che arrivano direttamente dalla fusione parziale del mantello. Ecco perché tutto sommato l'Etna è un tranquillo e grosso vulcano effusivo.

[Figura 157] - Stromboli, il vulcano in eruzione – ph ANSA

LE ROCCE SEDIMENTARIE

Abbiamo incominciato parlando proprio di loro, per via delle stratificazioni, ovvero la disposizione a strati degli affioramenti rocciosi.

Sono le rocce sedimentarie che, come un manto, ricoprono il 75% della superficie terrestre. Non sono abbondanti come le rocce ignee che si spingono nelle viscere del pianeta – rappresentano solo 8% del volume della crosta – ma sicuramente sono le più accessibili e prima o poi tutti le abbiamo calpestate.

Si suddividono in terrigene, carbonatiche ed evaporitiche a seconda della loro genesi e sono il risultato di frammenti di roccia e di sostanze chimiche che si sono depositate sul fondo di un mare o di un oceano antico.

L'accumulo di questi materiali nel corso di milioni di anni schiaccia, con il proprio peso (pressione litostatica), tutto quello che c'è lì sotto. In questo modo i sedimenti si trovano a essere compressi e spremuti dal peso di altri sedimenti che si accumulano sopra. I vuoti si riducono, l'acqua viene espulsa dai pori, e il calore dovuto alla pressione comincia a farsi sentire. Nuovi minerali si formano per ricristallizzazione, negli interstizi e nei pori si depositano carbonati o silice che cementano il tutto. Si ha così quella che viene chiamata la **diagenesi**: i materiali incoerenti si trasformano in una roccia dura e compatta che, da un punto di vista meccanico, ha poco da spartire con ciò che era prima. Da un ammasso di detriti nasce una roccia: una lezione di riciclo intelligente che madre natura sembra volerci insegnare.

Dentro i conglomerati

"Il vero viaggio di scoperta non consiste nel vedere nuove terre, ma nell'avere nuovi occhi"
Marcel Proust

L'immagine che segue a lato (Fig.158) è stata scattata in località Punta Chiappa, a poca distanza dalla piega di San Rocco, durante un'escursione nel Parco di Portofino.

Il geologo sta osservando quelli che sembrano essere dei banali ciottoli in una spiaggia.

Ebbene la pratica del turismo a tema geologico, o Geoturismo secondo la moderna accezione dei termini, ci insegna che anche i sassi hanno da raccontare cose molto interessanti, si tratta solo di vederli con gli occhi della geologia.

Quello che in apparenza può sembrare un muretto fatto dall'uomo, in realtà è un affioramento di roccia del tutto naturale e vi invito ancora una volta a fare le vostre considerazioni prima di proseguire nella lettura.

Si tratta di un agglomerato di ciottoli, da qui il suo nome scientifico di conglomerato, più precisamente questo è il Conglomerato di Portofino, sulla quale si è sviluppata una vegetazione adattata a un ambiente decisamente inospitale, vista anche l'abbondante insolazione. Fino a un po' di tempo fa i conglomerati erano chiamati *puddinge*, proprio in riferimento al *pudding*, il classico budino inglese che

[Figura 158] - Il geologo sull'affioramento del Conglomerato di Portofino – ph Michele Pregliasco

incorpora pezzi di uvetta e frutta candita. Uno dei tanti riferimenti gastronomici della geologia.

Tra i ciottoli si può vedere della sabbia, che, sigillando ogni vuoto, costituisce la matrice del conglomerato: la Terra tende a riempire ciò che non è colmo, anche grandi o piccole fratture e faglie sono state sigillate da vene di calcite.

Dalla foto non si può capire, ma vi assicuro che il tutto è stato legato da un cemento naturale, di natura calcarea, che rende la roccia decisamente solida nonostante il suo aspetto disarticolato. Un muratore non avrebbe potuto fare di meglio. I ciottoli, grandi e piccoli, non sono disposti a caso: seguono dei piani orizzontali, come se qualcuno li avesse disposti in quel modo. Per capire questo fenomeno, ora passiamo a osservare i singoli sassi.

Sasso è un nome che non piace molto ai geologi, meglio chiamarlo clasto, perché proviene dall'aggettivo greco "rotto", pensate al vocabolo iconoclasta, colui che è un distruttore di immagini sacre.

Ma i clasti, almeno la maggior parte, non sembrano affatto rotti, anzi sono quasi tutti ben arrotondati, al massimo qualche colpetto, qualche botta che ci ricorda che si sono depositati in un ambiente turbolento.

Eppure non c'è alcun dubbio, sono frammenti di basalti, calcari e altre rocce che provengono dallo smembramento delle montagne circostanti. Vengono da lontano, sono stati trasportati da un fiume o da un torrente che li ha arrotondati e levigati come farebbe il migliore degli artigiani della pietra, fino a depositarli sul fondo di un antico mare trenta milioni di anni fa.

Immaginiamo la foce di un fiume che scarica nel mare i sedimenti: è lì che si formano i nostri conglomerati, dove le correnti dispongono i clasti lungo direttrici preferenziali e dove il cemento calcareo suggella il tutto a perenne ricordo di questo evento geologico.

Ma non tutti i clasti finiscono per essere dei conglomerati: quando il loro percorso è breve e si sono cementati sul posto, ecco che appaiono con angoli spigolosi, un indizio importante per capire da dove arrivano queste rocce. Per questo i geologi preferiscono chiamare questo tipo di roccia breccia.

Alcune brecce sono molto apprezzate dagli architetti, possono essere lucidate di modo da diventare un apprezzatissimo oggetto di arredamento come questa Oficalce. In questo caso sono stati i vulcani a far circolare tra i clasti di natura basaltica quei fluidi che hanno cementato i frammenti trasformandoli nella roccia che vediamo oggi.

Ma che succede se i clasti diventano piccoli piccoli? Ecco che abbiamo un'altra roccia.

[Figura 159] - Oficalce, affioramento in Val Graveglia – ph Michele Pregliasco

Le rocce terrigene

I conglomerati sono costituiti dai frammenti prodotti dalla disgregazione di altre rocce. Per questo motivo sono catalogati all'interno delle rocce clastiche per distinguerle da quelle che sono il prodotto della deposizione chimica o dell'attività biologica.

Alcuni autori al termine rocce clastiche preferiscono quello di **rocce terrigene**, per restringere la loro provenienza alle terre emerse. Le altre rocce sedimentarie in effetti si formano totalmente all'interno di mari e oceani. Questo vuol dire che una roccia terrigena ci porta un messaggio proveniente da un antico continente e dalle catene montuose che ci stanno sopra.

Più il terreno viene spinto verso l'alto, più le rocce sono esposte all'azione erosiva del clima: caldo, freddo, ghiaccio e

acqua per citare i principali attori della degradazione meteorica, dopodiché la gravità fa il resto per trasportare i materiali nei punti più profondi della terra: mari e oceani.

La roccia che vediamo in figura è una **arenaria**, si distingue dai conglomerati perché i clasti hanno la dimensione delle sabbie, con un diametro compreso tra i 2 mm e 1/16 di mm. È una roccia

[Figura 160] - Un clasto di arenaria con al centro un dente di squalo fossilizzato – ph Michele Pregliasco

[Figura 161] - Ingrandendo un particolare si vede che l'arenaria è costituita da minuti granelli di sabbia cementati tra loro – ph Michele Pregliasco

facile da riconoscere, se ci passiamo la mano sopra sembra proprio di toccare la sabbia del mare. La prima cosa da guardare è la **composizione**: dobbiamo osservare i granelli di sabbia per scoprire che possono essere costituiti dal disfacimento di un granito.

In questo caso troveremo granuli di quarzo, di feldspato e miche. In verità possiamo ritrovare i granuli provenienti da qualsiasi tipo di roccia, sedimentarie comprese, che abbia avuto la sorte di produrre i sedimenti che stiamo osservando.

Possiamo trovare i minerali costituenti così come piccoli frammenti delle rocce madri.

Poi possiamo osservare i granuli: se hanno spigoli vivi o arrotondati, tale caratteristica ci indica se il sedimento abbia subìto un trasporto più o meno lungo.

Dobbiamo dare uno sguardo sull'intero affioramento, occorre vedere come sono disposte le stratificazioni se sono presenti.

Gli strati ci dicono se i sedimenti sono stati depositati dalla turbolenza di un torrente o se si sono posati sul fondo di una laguna. Si tratta di osservare quello che i geologi chiamano la **struttura** di un affioramento.

Alcune strutture ci riportano ad ambienti desertici nel quale il vento ha creato stratificazioni incrociate, altre si sono formate in ambienti litoranei, dove le onde del mare hanno impresso delle ondulazioni nella sabbia chiamate *ripple*, e ancora laminazioni incrociate lasciate dai sedimenti dei fiumi.

La classificazione delle rocce terrigene è abbastanza semplice, si tratta di determinare il diametro dei clasti (tabella a lato):

[Figura 162] - Ripple marks, Val Maira (CN) – ph Michele Pregliasco

Diametro dei clasti	Sedimento	Roccia
> 2 mm	ghiaia	Conglomerato
< 2 mm	sabbia	Arenaria
< 1/16 mm	silt	Siltiti
< 1/256 mm	argille	Argilliti

Rocce carbonatiche

[Figura 163] - Borgio Verezzi (Sv), cava di Pietra del Finale dismessa – ph Michele Pregliasco

Sulla parete c'è qualcosa che attira la nostra attenzione, è lì proprio al centro dell'immagine: non c'è alcun dubbio, quelle sono proprio delle conchiglie incastonate nella roccia.

Scalare questa parete è il miglior modo per fare la conoscenza con un tipo veramente differente di rocce sedimentarie. Sono le rocce carbonatiche che rappresentano un ponte tra il mondo degli esseri viventi e quello dei minerali.

Devono il loro nome alla chimica che le costituisce basata sui carbonati, quell'unione tra atomi di carbonio e ossigeno

che dà luogo a due minerali molto importati: la calcite $CaCO_3$ se si legano al calcio e la dolomite $CaMg(CO_3)_2$ quanto entra in gioco anche l'atomo di magnesio.

Nelle calde acque tropicali, ricche di questi elementi in soluzione, è abbastanza facile spostare l'equilibrio chimico per ottenere un granello di calcite. L'evoluzione lo ha capito presto, e così gli animali con un corpo molle hanno imparato a servirsi di questo espediente chimico per dotarsi di uno scheletro o di un guscio carbonatico. E fu tutto un fiorire di gusci, conchiglie, spine che, in un mondo dove la predazione è all'ordine del giorno, costituì una vera assicurazione sulla vita. I primi a farlo furono i microorganismi unicellulari, molti dei quali, ancora oggi, sono racchiusi in una teca dalla quale fuoriescono solamente le loro appendici necessarie alla locomozione e alla predazione. Tra questi i più famosi sono i foraminiferi che hanno colonizzato i mari di tutto il mondo.

La calcite è il carbonato più sintetizzato dagli organismi viventi assieme al suo polimorfo, l'aragonite, che si differenzia solamente nella struttura cristallina, ma entrambi sono dei carbonati di calcio.

Ecco che così la vita marina ha cominciato a lavorare come una grande industria che produce carbonati.

E dove vanno a finire una volta che l'organismo che li ha prodotti muore?

La maggior parte torneranno in soluzione, semplicemente si disciolgono, ma qualcosa sfugge a questo processo e si deposita sul fondo del mare o dell'oceano dove, in seguito alla diagenesi diventerà una roccia, il calcare. Il processo diagenetico difficilmente cancella le tracce lasciate dalla vita sommersa, ecco perché troviamo così tanti fossili come le conchiglie nell'immagine.

[Figura 164] - Foraminiferi, Rocchetta Nervina (IM) – ph Michele Pregliasco

[Figura 165] - Sezione di ammonite, l'interno è stato completamento riempito da cristalli di calcite che si sono depositati durante il processo di fossilizzazione. Le camere della conchiglia separate da setti sono pienamente visibili – ph Michele Pregliasco

Va detto però che quando sono i microrganismi a produrre il calcare, per vedere i loro gusci è necessaria una lente se non un buon microscopio.

I **foraminiferi** ne sono un esempio e, per il loro numero e la loro storia evolutiva, sono degli ottimi fossili guida.

Sono particolarmente utili nella datazione relativa delle rocce; sono una sorta di Virgilio che ci guida negli abissi del tempo.

Quindi, quando vediamo una parete alta mille metri di calcare, pensiamo che quello sia stato il lavoro di milioni di organismi nel corso del tempo geologico, e alcuni avevano dimensioni microscopiche.

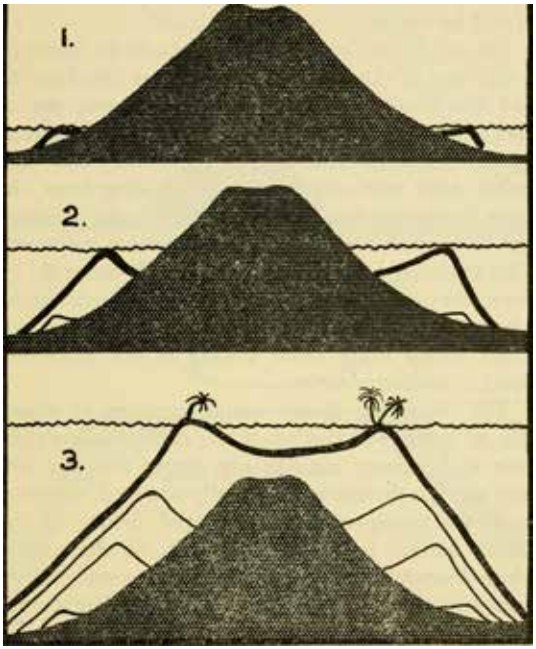
Le rocce carbonatiche ci portano dei messaggi provenienti dai mari e dagli oceani in cui si sono formate. Dalla loro analisi si può capire se il mare era freddo o caldo, se era profondo o basso, vicino alla costa o in pieno oceano.

Piattaforme carbonatiche

Attorno a un'isola vulcanica, i coralli erigono il loro muro difensivo: la scogliera corallina. Lo fanno entro 20-30 metri di profondità massima, dove arriva luce sufficiente e dove i frangenti portano nutrimento: insomma non è un caso che si siano sistemati proprio lì.

Ciò che appare in superficie è un anello di corallo che circonda il vulcano mentre sotto la scogliera si congiunge con il fondale.

In questa vecchia illustrazione viene mostrata la sezione di un atollo corallino durante tutte le fasi del suo sviluppo, secondo quanto Darwin aveva suggerito.



[Figura 166] - Questa sezione illustra la formazione di barriere e atolli coralline da Atlantic reef corals, a handbook of the common reef and shallow-water corals of Bermuda, Florida, the West Indies, and Brazil (1948) – da Wikipedia (pubblico dominio)

Sotto il peso del reef corallino l'isola vulcanica comincia a sprofondare, ed ecco i coralli cercare di tenere il passo con la subsidenza (figura 2), continuano a costruire verso l'alto, finché del vulcano non rimane quasi più traccia.

Quello che emerge (figura 3) è un atollo, con una laguna al centro, bordata dalla scogliera corallina (indicata dalle palme nel disegno), da dove inizia il pendìo che si immerge nelle profondità oceaniche con un caratteristico profilo a trapezio.

Ora guardate queste foto, è il Latemar, il gruppo montuoso che si estende tra le provincie di Trento e Bolzano.

Vi ricorda qualcosa?

[Figura 167] - Il Latemar – ph Michele Pregliasco

Ebbene sì, si tratta di un atollo ma con una genesi un po' diversa da quella dei suoi fratelli dell'oceano Pacifico.

Innanzi tutto qui il vulcano non c'è, al suo posto abbiamo un piastrone carbonatico adagiato sul fondo di un mare tropicale. A causa di movimenti avvenuti nell'Anisico il piastrone si ruppe e alcuni blocchi si inclinarono al punto che una parte riuscì a emergere da un mare basso e caldo.

Quindi vediamo delle isole sulle quali, tutt'attorno, cominciarono ad attecchire gli organismi costruttori.

Siamo nel Triassico medio, 245 milioni di anni fa e i mari non si erano ancora ripresi dalla catastrofica estinzione di massa a cavallo tra il Trias e il Permiano. Il corallo è un organismo altamente specializzato, sensibilissimo alle più piccole variazioni ambientali come, purtroppo, i cambiamenti climatici ci stanno dimostrando. Quei pochi sopravvissuti non potevano essere gli artefici di un atollo, in compenso abbondavano alghe e batteri, più opportunisti, adattabili alle nuove condizioni di vita e capaci di aggregare cristalli di calcite.

Ecco trovati gli organismi bio-costruttori del Latemar.

Dobbiamo usare il microscopio per trovarne le tracce, non scorgiamo strati ma solo particolari depositi carbonatici, microbialiti, create da comunità di batteri, che hanno depositato in situ il carbonato di calcio "in maniera incrostante". Incastonati nel calcare massivo troviamo pochi coralli e piccole spugne, nella stessa posizione in cui erano milioni di anni fa.

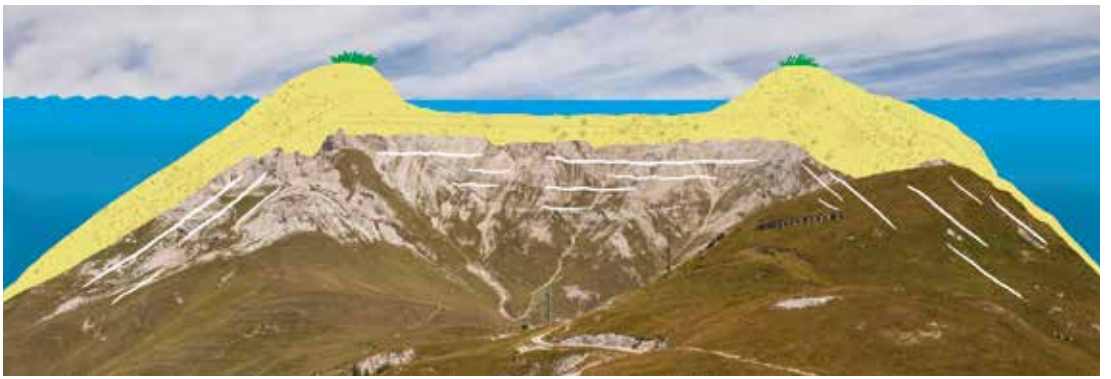
È come fare un tuffo in quell'epoca remota per ritrovarsi su quella antica "scogliera" in mezzo al mare e ai batteri.

La "scogliera" del Latemar era molto bassa rispetto a quelle attuali, praticamente non era niente di più di un margine che contornava la laguna, da qui è d'obbligo usare il termine "scogliera" tra virgolette.

All'interno del margine ecco la laguna, una zona di acque tranquille, al riparo dalle onde dove, complice l'evaporazione, si depositarono sedimenti stratificati.

Cosa ben diversa era il margine esterno, quello che si affacciava direttamente sul mare che veniva colpito da onde e tempeste e da cui pezzi di "scogliera" finivano per rotolare verso il fondale. Si creò così una scarpata che raccordava il margine al fondo oceanico con i sedimenti stratificati, strati che seguivano l'andamento del pendìo inclinati, o come direbbe un geologo, clinostratificati.

Nell'immagine si vedono le linee bianche orizzontali che raffigurano le stratificazioni della laguna interna e le linee bianche inclinate relative alle clinostratificazioni della scarpata.



[Figura 168] - Il Latemar sul quale è stata disegnata una fantasiosa rappresentazione dell'antico "atollo" corallino con la sua laguna –disegno di Marco Viale

Nell'Anisitico vi fu un fiorire di **piattaforme carbonatiche**, così i geologi ci hanno insegnato a chiamare queste strutture che costellano il nostro paese.

In un primo momento la subsidenza delle piattaforme spinse gli organismi a sviluppare verso l'alto le loro costruzioni. Si ebbe cioè una **aggradazione** delle piattaforme.

Poi la subsidenza diminuì e allora si cominciò ad allargare la piattaforma, una **progradazione** verso il mare aperto.

Ecco che oggi il Latemar come altri gruppi montuosi italiani ha tutte le caratteristiche di un atollo:

- una laguna interna stratificata orizzontalmente
- un margine che bordava la laguna di calcare massivo
- la scarpata clinostratificata

Nel Giurassico le piattaforme sprofondarono all'interno di un nuovo oceano in formazione, l'Oceano Ligure-Piemontese. Questo annegamento le portò ben al di sotto della zona dove arrivava la luce del sole, decretando la fine degli organismi costruttori. In seguito furono coinvolte e riesumate dall'orogenesi alpina per trovarsi dove le vediamo oggi.

Le Dolomiti

[Figura 169] - Dolomiti viste dalla baita Segantini, passo Rolle (TN) – ph Michele Pregliasco

Déodat Guy Silvain Tancrède Gratet de Dolomieu non pensava di diventare uno scienziato, almeno fino a quando non gli capitò un fatto che diede una svolta alla sua vita. Fin dall'infanzia era stato destinato a diventare cavaliere dell'Ordine di Malta. Proprio quando raggiunse il suo scopo, uccise un uomo in un duello. A quei tempi non c'era molto da scherzare, neanche per un nobile: un tale delitto era punito con la pena di morte. L'epilogo fu il carcere a vita che solo con l'intervento di Papa Clemente XIII si concluse con la ritrovata libertà. L'esperienza del carcere e l'intera vicenda che avrebbe potuto concludersi in modo decisamente peggiore, senza l'intervento papale, produsse un cambiamento nella vita del giovane: aveva scoperto la sua vocazione per la scienza. Rimase comunque un avventuriero fino alla fine. Nel 1789 egli si trovava in Tirolo e sapeva che le rocce di quelle montagne, chiamati Monti Pallidi e noti per il colore rosso al tramonto, erano costituite da calcare.

[Figura 170] - Una goccia di acido cloridrico diluito su una roccia calcarea produce effervescenza – ph Michele Pregliasco

E da buon geologo sapeva anche che qualche goccia di acido cloridrico su quella roccia produce un'effervescenza dovuta all'anidride carbonica che si libera in atmosfera. D'altronde sappiamo bene che nella molecola della calcite tre atomi di ossigeno sono legati a uno di carbonio, basta un po' di acido, per liberare l'atomo di carbonio legato a due di ossigeno, l'anidride carbonica appunto CO_2.

Il fatto era che i campioni, provenienti dai Monti Pallidi, di reagire con l'acido cloridrico proprio non ne volevano sapere.

La cosa era quantomeno curiosa, e un avventuriero prestato alla scienza non poteva che interrogarsi su un simile fenomeno.

Mandò i campioni al chimico Nicolas de Saussure, figlio del famoso Horace Bénédict e il responso non si fece attendere, quella roccia non era costituita da calcite ma da un carbonato doppio di calcio e magnesio che non liberava così facilmente la CO_2.

Nel 1791, in piena Rivoluzione Francese, pubblicherà sul *Journal de physique* l'articolo: "*Su un genere di pietre calcaree molto poco effervescente con gli acidi e fosforescente per collisione*".

Nicolas suggerì di chiamare dolomite quel nuovo minerale che lo spirito di osservazione di un cavaliere votato alla scienza aveva scoperto.

Saranno poi gli inglesi Josiah Gilbert e George Churchill, a dare una svolta alla toponomastica, nel 1864 pubblicheranno un loro resoconto di viaggio nei Monti Pallidi dal titolo "*The Dolomite mountains*". Da quel momento quei monti saranno conosciuti come Dolomiti da tutto il mondo.

Dolomieu abbracciò la causa di Napoleone, d'altronde il suo animo irrequieto non gli avrebbe permesso di voltare le spalle all'avventura, cosa che purtroppo lo porterà alla morte.

Fortunatamente la dolomite è sopravvissuta al suo scopritore, e questo è certamente un vantaggio a essere un minerale.

La formula della dolomite l'abbiamo già vista precedentemente ma può giovare ripeterla: $CaMg(CO_3)_2$

Qui il magnesio può sostituire il calcio nel reticolo cristallino, e, guarda caso, calcio e magnesio sono nella stessa colonna della tavola periodica e dunque stesso gruppo.

L'atomo di magnesio è più piccolo rispetto a quello del calcio e questo fa assumere alla roccia, chiamata **dolomia** delle caratteristiche meccaniche e chimiche, un po' diverse rispetto al calcare. Infatti è una roccia più resistente agli acidi come abbiamo visto e che tende a fratturarsi creando delle pareti verticali, le stesse che hanno reso famose le Dolomiti.

Ma non solo, i cristalli di dolomite sono più grandi e possono riflettere la luce del sole e lo fanno particolarmente bene specie quando le Dolomiti assumono il loro caratteristico colore rosa che sfuma nel viola, riflettendo la luce del tramonto, la enrosadira.

Purtroppo la dolomitizzazione tende anche a cancellare le tracce fossili, cristalli più grandi vuole anche dire perdere i dettagli impressi sulla roccia, e tra questi ci sono anche le impronte fossili.

Quindi stiamo attenti:

Dolomite è il minerale di cui è fatta la roccia ***dolomia*** che ha dato origine alle ***Dolomiti***.

Ma come nasce la dolomia?

È molto probabile che la roccia dolomitica, almeno una parte, sia stata in precedenza un calcare.

In laboratorio è impossibile produrre dolomia, almeno a temperature compatibili con quelle ambientali, il calcare non ne vuole proprio sapere di trasformarsi in dolomia. Ci provò Lynton S. Land con un esperimento che durò 32 anni e che si concluse… bè, si concluse con un sostanziale fallimento! La questione è ancora aperta.

Per alcuni sono ancora i batteri a fornire la marcia in più per compiere il miracolo della trasformazione e se così fosse le dolomiti sarebbero, ancora una volta, figlie di questi piccoli esseri viventi. Per altri intervengono le acque dolci o ancora acque ipersaline che aggiungono il magnesio al cocktail chimico dei calcari, avviando una sostituzione tra atomi di calcio e magnesio.

Al problema poi si aggiunge il fatto che certe dolomie sono primarie, cioè sono rocce nate direttamente dalla deposizione di cristalli di dolomite. Ma anche in questo caso nessuno sa esattamente dire come e perché.

Cicli

[Figura 171] - Alpinista sulle pareti delle tre Cime di Lavaredo, sono ben evidenti le stratificazioni – ph Michele Pregliasco

L'immagine precedente ritrae una delle pareti delle Tre Cime di Lavaredo, siamo al confine tra Veneto e Alto Adige, nelle Alpi Orientali.

La roccia è dolomia e si vede chiaramente che è stratificata. Con un po' di spirito di osservazione si nota un'altra cosa, gli strati si ripetono con la stessa sequenza: fateci caso, si alternano in maniera ripetitiva e ritmica livelli di colore e composizione diversa.

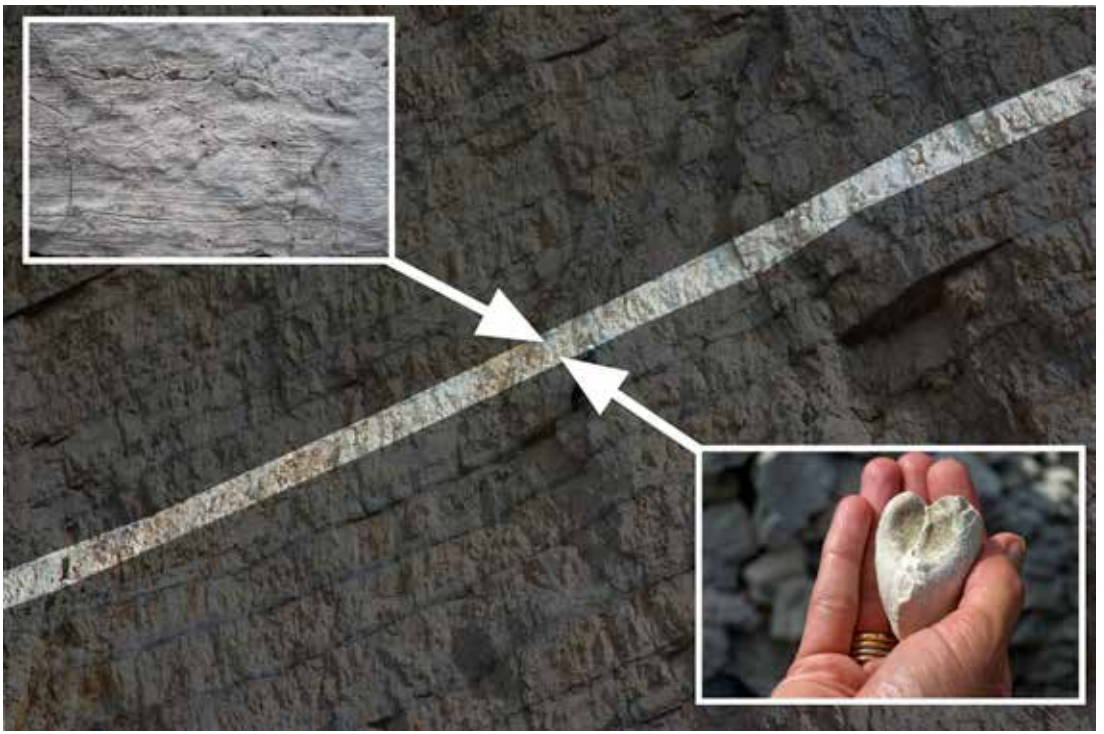
Andando a osservare meglio uno qualsiasi di questi strati si può provare a capire meglio il fenomeno.

La parte inferiore è testimone di un ambiente di mare basso, nel quale prosperavano gasteropodi e bivalvi. Il Megalodon, con la conchiglia ancorata sul fondo tramite il caratteristico uncino è un fossile molto comune da queste parti, tanto da meritarsi l'appellativo di zoccolo del diavolo.

Proseguendo invece verso l'alto si incontrano i resti di tappeti algali, le stromatoliti, che ci raccontano di un ambiente diverso: una spiaggia soggetta alla marea (i geologi chiamano questo luogo piana di marea). E ancora più in alto, dove lo strato finisce, strutture di essicamento ed erosioni, ci fanno capire che il terreno era completamente emerso, la spiaggia non c'era più.

Questo vuol dire che il mare non è sempre stato lì: si è ritirato ed è avanzato più volte, lasciando impresso negli strati questo suo andare e venire.

Sono quelli che i geologi chiamano cicli



[Figura 172] - Un ciclo peritidale nel dettaglio – ph Michele Pregliasco

peritidali che hanno una durata compresa tra 10.000 e 100.000 anni.

Dunque ogni strato di questa dolomia corrisponde ad un ciclo di innalzamento (trasgressione) e prosciugamento (regressione) di un mare che lambiva una piattaforma carbonatica.

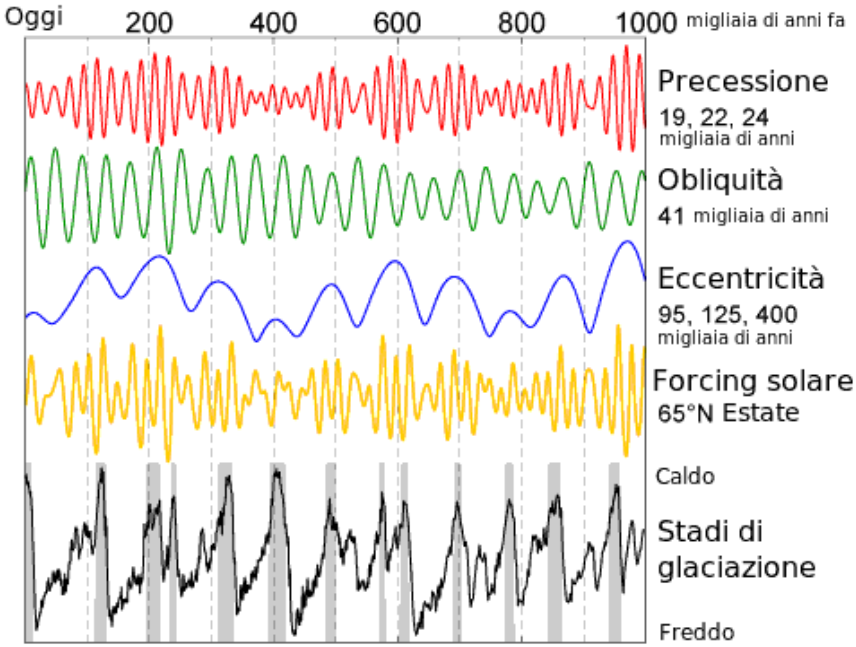
Il problema è capire come mai questi cicli sembrano essere regolari quanto lo sono gli spessori degli strati. Il mistero potrebbe essere stato svelato da uno scienziato serbo: Milutin Milankovitch.

Anche qui la storia si ripete, siamo nel 1914, era appena scoppiata la guerra tra Austria e Serbia, e troviamo Milutin prigioniero degli austriaci. Come Dolomieu ci ha insegnato sembra che la prigionia faccia del bene alla scienza anche se questa volta più che di carcere duro si trattò di arresti domiciliari.

Fu proprio qui che il nostro scienziato elabora una idea che coniuga la geologia con l'astronomia: il clima terrestre è influenzato dalle oscillazioni dell'asse del pianeta.

Le variazioni periodiche dell'inclinazione assiale, l'eccentricità orbitale e la precessione dell'orbita terrestre comportano ripercussioni sul clima e, secondo lo scienziato, potrebbero anche essere la causa delle glaciazioni. Queste variazioni hanno una ciclicità che potrebbe essere messa in relazione con gli strati della nostra dolomia, e quindi con le variazioni del livello del mare causate da periodi di clima caldo seguiti da climi più rigidi.

Clima freddo vuol dire maggior volume di ghiaccio concentrato ai poli e, conseguentemente un abbassamento del livello del mare.



[Figura 173] - I Cicli di Milankovitch – da Wikipedia

Che cosa è uno strato

[Figura 174] - Gli strati erosi nelle Gole della Breggia nel Canton Ticino della Svizzera, sono costituiti da alternanze di solido calcare e marne più tenere, le marne sono più facilmente erodibili per cui sono state incise lasciando dei vuoti tra gli strati di calcare – ph Michele Pregliasco

Per scoprire che cosa sono gli strati la cosa più semplice è crearli. Ovviamente non potremo attendere milioni di anni per cui abbrevieremo di parecchio i tempi ricorrendo anche un po' all'immaginazione. Ciò che occorre è un recipiente trasparente pieno d'acqua in cui si verserà della sabbia di diversi colori e diversa granulometria. Si otterranno così proprio degli strati che si sovrapporranno gli uni agli altri a seconda della successione di colori e granulometrie che abbiamo versato, ben visibili attraverso le pareti trasparenti del contenitore.

È ovvio che sul fondo sarà sedimentata la sabbia che abbiamo versato per prima e in cima avremo gli strati più recenti, da qui è facile capire che cosa sia una successione sedimentaria.

Nella realtà i sedimenti si accumulano per milioni di anni e per migliaia di metri, ragione per la quale il peso del materiale compatta i granuli che, espellendo l'acqua, lasciano al suo posto i sali minerali che cementano il sedimento, trasformandolo in una roccia compatta.

Quindi quello che vediamo oggi nelle rocce sedimentarie stratificate è questa

alternanza di granulometrie, colori e tipologie di roccia che dà luogo agli strati.

È interessante osservare che, nel corso del tempo e della storia geologica, gli strati possono emergere ed essere esposti agli agenti atmosferici. Si avrà un'erosione che cancellerà una parte o la totalità degli strati esposti.

L'alternanza tra erosione e sedimentazione è qualcosa da tenere ben presente quando si osservano gli strati: qualcosa può mancare nella sequenza stratigrafica proprio perché erosa in epoche precedenti.

[Figura 175] - Stratificazioni in un contenitore trasparente – disegno Marco Viale

[Figura 176] - Arenarie nel "Far West" del Monte Cervarola (Appennino settentrionale) – ph G. Margheritini

Terrigene o carbonatiche

Quando un paesaggio è costituito da rocce sedimentarie non è difficile distinguere le rocce terrigene da quelle carbonatiche.

La roccia carbonatica è meno solubile, tende solitamente a creare versanti ripidi e pareti verticali come se fossero tagliati con il coltello, tutto il contrario dei dolci pendii coperti da vegetazione sotto alla quale troviamo le rocce terrigene.

I calanchi sono l'esempio più eclatante di come può diventare una roccia terrigena costituita da argille sotto l'azione erosiva e dilavante dell'acqua. Una fitta rete di solchi scende dai fianchi dell'affioramento.

Anche il colore può aiutare, mentre i calcari hanno tinte neutre, sul grigio, le rocce terrigene non solo sono più scure ma possono anche assumere una varietà di colorazioni dovute all'alterazione del sedimento.

Ovviamente non mancano le eccezioni, un calcare fittamente stratificato o intensamente fratturato può essere il motivo di una dolce collina erbosa, così come un'arenaria potrebbe essere la ragione di una parete di roccia.

Quando siamo nel dubbio non resta che ricorrere allo stesso espediente che usò Dolomieu: una boccetta di acido cloridrico diluito, basta qualche goccia, se il campione "frigge" siamo in presenza di calcare. Ma dobbiamo anche capire quali messaggi dal tempo profondo ci mandano le rocce.

Le rocce carbonatiche si formano in un ambiente marino dove i sedimenti continentali non riescono ad arrivare. È qui che si formano i calcari puri, a volte costituiti da microrganismi che vivono al largo, i foraminiferi.

Vicino alla costa o in corrispondenza dei delta dei fiumi la sedimentazione è terrigena. Sono sedimenti che spesso ci raccontano del sollevamento e della conseguente erosione di una catena alpina.

Sono i fiumi e i torrenti a prendere in carico questi materiali e a depositarli nei bacini marini e oceanici.

A completare il panorama delle differenze tra terrigeno e carbonatico, sembra che vi siano delle rocce che proprio non sanno da che parte stare.

Quando i carbonati si mescolano con le argille, quello che ne risulta è una roccia nuova chiamata **marna**.

Le **marne** che abbiamo già incontrato all'inizio di questo testo, non è difficile riconoscerle, la loro superficie spaccata di fresco sembra polverosa, reagiscono poco con l'acido, e quando lo fanno si vedono particelle scure di argilla che emergono dalla schiuma bianca. Toccando la superficie si percepisce la "polvere" sotto le dita.

Le marne sono il prodotto dell'incontro dei sedimenti delle terre emerse con quelli del mare, un connubio che può avvenire a seguito delle frane sottomarine che rimescolano i sedimenti e li trasportano nelle zone più profonde dell'oceano.

[Figura 177] - Calanchi in Appennino settentrionale – ph G. Margheritini

CCD e rocce silicee

La sigla CCD sta per profondità di compensazione dei carbonati, e ci dice una cosa molto semplice: al di sotto di una certa profondità di circa 4.500-5.000 metri, il carbonato di calcio viene disciolto. È una questione di chimica e di pressione che si raggiungono a quelle profondità.

Questo vuol dire che in quelle zone non può esistere alcuna roccia organogena, fabbricata da un organismo?

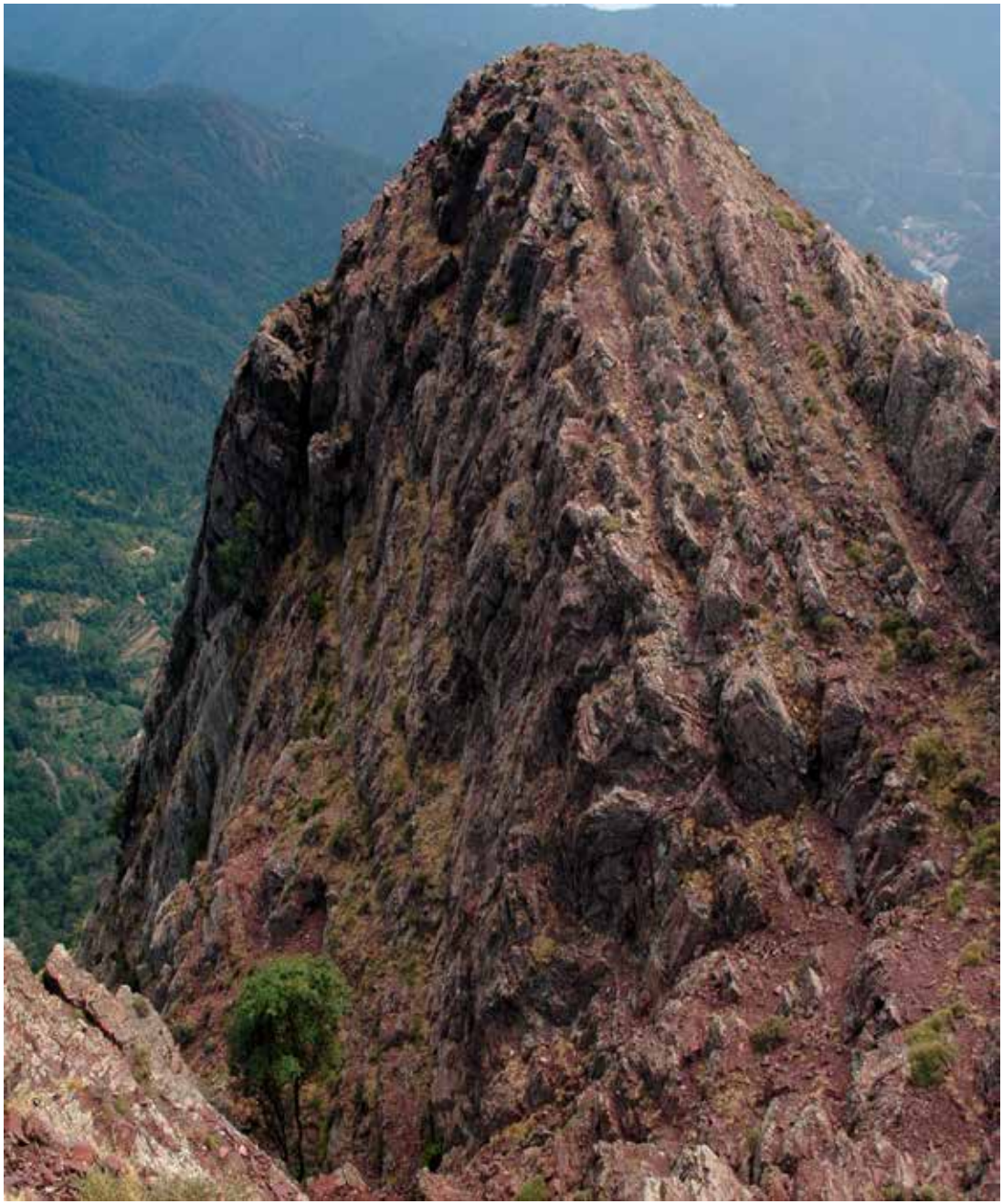
In realtà no, perché oltre ai carbonati gli organismi possono sintetizzare molecole basate sul silicio, un elemento abbondantissimo nelle acque dei mari.

In questo modo molti organismi unicellulari si rivestono di un guscio di silice, tra queste potrei annoverare le diatomee, i radiolari e le spugne.

I loro sedimenti producono una roccia molto usata dall'uomo primitivo: la **selce**.

Proprio perché fatta interamente di quarzo microcristallino si scheggia facilmente ed è possibile creare strumenti da taglio e frecce. Alte rocce simili sono i **diaspri**, caratteristici per le loro colorazioni.

[Figura 178] - Nodulo di selce rinvenuto presso le Marocche di Dro (TN) – ph Michele Pregliasco



[Figura 179] - Diaspri ematici del Monte Treggin (GE) – ph Michele Pregliasco

Rocce chimiche o evaporitiche

[Figura 180] – Courtesy Ron Blakey, NAU Geology modificato, Messiniano

Immaginate di partire da Genova e di arrivare a Tunisi a piedi, e quando dico a piedi intendo tracciando una linea retta che passa per la Sardegna.

5 milioni di anni fa probabilmente lo si poteva fare, il mare Mediterraneo era evaporato, avremmo camminato tra distese di gesso e salgemma o al più avremmo nuotato in una sorta di salamoia. Tutto sommato sarebbe stato come passeggiare sul fondo di una pentola dimenticata sul fuoco.

La crisi di salinità del messiniano finì quando si riaprì lo stretto di Gibilterra e l'Atlantico ritrovò la strada verso il Mediterraneo, probabilmente lo fece con una grande cascata e così ebbe termine l'isolamento del Mediterraneo dall'oceano e la sua lenta agonia per mancanza di ricambio d'acqua!

Questo è quanto accade quando l'evaporazione supera l'apporto da parte dei fiumi e soprattutto degli oceani attigui.

La testimonianza di quell'evento è giunta fino a noi attraverso le rocce evaporitiche che affiorano in alcune regioni italiane o che giacciono nelle profondità del Tirreno. La formazione Gessoso Solfifera, anche chiamata "vena del gesso", è una di queste con i suoi affioramenti nel bolognese e in Romagna. In Italia abbiamo affioramenti evaporitici anche molto più antichi: la

[Figura 181] - Un campione di gesso della formazione Gessoso Solfifera – ph Michele Pregliasco

[Figura 182] - Gessi bolognesi: la formazione Gessoso Solfifera facilmente erodibile crea numerosi calanchi – ph Michele Pregliasco

[Figura 183] - Formazione a Bellerophon sul Sentiero Geologico Valles-Venegia nel Parco Naturale Paneveggio - Pale di San Martino (TN) – ph Michele Pregliasco

formazione a *Bellerophon*, dal nome della tipica conchiglia che la caratterizza, è il risultato dell'intensa evaporazione delle lagune formate dall'ingressione dell'oceano di Tetide durante il Permiano superiore (260 milioni di anni fa). Oggi ne troviamo traccia dalla valle dell'Adige alla Carnia.

Ma che cosa è una roccia evaporitica?

Deriva dall'evaporazione parziale o totale di un mare o di un lago, ciò che resta sono i sali che erano disciolti nell'acqua: il comune sale da cucina (cloruro di sodio), ma anche il gesso così come i carbonati.

Anche qui si formano cristalli e la loro dimensione è in ragione della velocità con cui il processo si è svolto: più è lento e con condizioni climatiche costanti, più i cristalli diventano belli grossi.

I primi a formarsi e a sedimentare sono i cristalli di calcite e dolomia, che sono dei carbonati poco solubili. Da qui si capisce che esistono dei calcari e delle dolomie di natura evaporitica, anziché organogeni come avviene quando sono prodotti direttamente dall'azione degli organismi marini.

Poi comincia a precipitare il gesso, che è un solfato di calcio.

Segue il salgemma e in questa salamoia, rimangono sali di potassio e magnesio che sono i più solubili e quindi gli ultimi a depositarsi.

Quindi, se si osserva un affioramento di rocce evaporitiche, si troveranno alla base i calcari e le dolomie, quindi seguono i gessi sopra ai quali troviamo il banco di **halite**, così i geologi chiamano il salgemma.

Proprio perché il salgemma è all'apice della sequenza ed è molto solubile è difficile trovarlo in affioramento, più comune è rinvenire sequenze che finiscono con i gessi.

È chiaro che quando si trovano queste sequenze vuol dire che lì un mare si è ritirato o un lago si è prosciugato.

La classificazione delle rocce sedimentarie

Rocce sedimentarie	
Terrigene	Provengono dalla disgregazione e frammentazione di rocce preesistenti. Area continentale
Carbonatiche	Bio-costruite, provengono dall'attività biologica degli organismi
Evaporitiche	Precipitazione di sali
Silicee	Costituite da detriti silicei

In geologia troverete classificazioni diverse a seconda dell'autore e della finalità che si propone. Questa è molto semplificata, ma penso che a questo punto abbiate un buon bagaglio di conoscenze per comprendere classificazioni più complicate di questa.

[Figura 184] - Vena del Gesso romagnola - Riva San Giacomo – ph Maria Teresa Castaldi

LE ROCCE METAMORFICHE

Non c'è pace per le rocce, sono in un continuo divenire trasformandosi le une nelle altre.

Dalla disgregazione può nascere una nuova roccia sedimentaria così come dalla fusione e successivo raffreddamento può nascere una roccia ignea.

Manca però ancora qualcosa per completare il ciclo di vita delle rocce.

Cosa succede quando i corpi rocciosi si trovano a chilometri di profondità?

Qualcosa dovrà ben succedere!

Il metamorfismo

Che il cammello sia un animale particolarmente adattato all'ambiente desertico è evidente. Anche le rocce, pur non essendo organismi viventi, devono adattarsi quando trovano nuove condizioni ambientali.

E non è solo il calore a spingerle verso il cambiamento: giocano un ruolo importante anche la pressione e i fluidi.

Per fare un esempio, quando la subduzione arriva a una profondità di 15 km, la roccia può raggiungere temperature dell'ordine dei 450° C e una pressione 4.000 volte superiore a quelle della superficie e, lì sotto, viene liberata acqua.

Più si scende in profondità, più la temperatura e la pressione aumentano, e non è solo questo il caso in cui una roccia si riscalda o viene compressa: può entrare in contatto con un fuso proveniente da un'eruzione vulcanica, o essere coinvolta dall'orogenesi.

È la tettonica delle placche la principale causa di tutto ciò.

Possono essere rocce ignee o sedimentarie, il risultato non cambia, i minerali devono trovare un equilibrio con le nuove condizioni ambientali: si trasformano, cambiano aspetto fino al punto da trasformare la stessa roccia in qualcosa di nuovo, una roccia **metamorfica**.

La roccia di partenza è chiamata **protolite**: un calcare (roccia sedimentaria), per esempio, che si trasforma in un marmo (roccia metamorfica). In questo caso la composizione mineralogica rimane inalterata: cristalli di calcite avevamo e cristalli di calcite troviamo nel marmo. Ciò che può cambiare è la loro grandezza: piccoli nel calcare, grandi nel marmo.

[Figura 185] - Campione di marmo, son ben visibili i cristalli di calcite – da Karla Panchuk, Physical Geology

Quando il calcare va incontro al metamorfismo, i cristalli si accrescono contemporaneamente e stabiliscono dei rapporti caratteristici tra cristallo e cristallo, delle nuove geometrie. Quello che può essere perso è il contenuto fossilifero. Qualcosa si acquista e qualcosa si perde, ma ciò che otteniamo è un prodotto molto apprezzato dagli scultori e di qualità meccaniche superiori alla roccia di partenza.

Caso ancora diverso è quello dell'argillite, una roccia sedimentaria terrigena che può trasformarsi in scisto quando trova le giuste condizioni metamorfiche: qui si creano grandi cristalli di mica che prima non c'erano. A farne le spese sono i minerali argillosi che si riorganizzano dando luogo al nuovo minerale.

La tipica stratificazione delle rocce sedimentarie scompare, in questo caso è sia la composizione mineralogica che la struttura a cambiare.

[Figura 186] - Campione di micascisto, sono ben visibili i cristalli di mica dalla caratteristica lucentezza madreperlacea – da Wikipedia

Metamorfismo in base alla natura del Protolite	
Rocce	**Rocce metamorfiche**
Argillite, marna	Ardesia, fillade, micascisto, gneiss, migmatite
Basalto, gabbro, andesite, diorite	Metabasalto, scisto verde, anfibolite, scisto blu, eclogite
Peridotite	Serpentinite
Calcare, dolomia	Marmo
Granito, riolite, granodiorite, arcose, grovacca	Metagranito, metariolite, gneiss
Arenaria quarzosa, selce	Quarzite

Le rocce metamorfiche possono subire a loro volta metamorfismo?

La risposta è sì, in pratica qualsiasi roccia può trasformarsi in una nuova roccia metamorfica quando trova le giuste condizioni di pressione, temperatura e fluidi che catalizzano il processo.

Così un metagranito può diventare uno gneiss quando le condizioni ambientali si fanno più estreme, entrambe rocce metamorfiche piuttosto comuni.

Metamorfico deriva da una parola greca *metamorphoùn* che significa trasformare.

Ma a che profondità avvengono questi processi?

Mentre le rocce sedimentarie appartengono ad ambienti di superficie e quelle ignee provengono da fusi che giungono dal mantello e dalla crosta inferiore, i processi metamorfici si svolgono a

profondità comprese tra la crosta superiore e quella inferiore, tipicamente tra i 10 e i 30 km di profondità. Va poi ricordato il metamorfismo idrotermale: acque calde, come quelle in corrispondenza delle dorsali oceaniche che alterano le rocce e il metamorfismo di contatto, dovuto alla risalita di magmi che scaldano le rocce circostanti.

Tappe significative relative ai primi studi sul metamorfismo	
1795	Hutton in "*Theory of the Earth*" ipotizza l'influenza del calore nelle trasformazioni di rocce sedimentarie in metamorfiche
1801	Hall riscaldando il calcare in condizioni di pressioni elevate ottiene un marmo, dimostrando sperimentalmente l'ipotesi di Hutton
1833	Lyell in "*Principles of Geology*" diffonde lo studio delle rocce su base attualistica
1904	Il tedesco Grubenmann ipotizza un costante aumento della temperatura con la profondità
1912	Barrow descrive la zoneografia del basamento metamorfico delle Highlands
	Il norvegese Goldschmidt introduce principi termodinamici nel calcolo della temperatura di formazione di un materiale metamorfico
1920	Il filandese Eskola definisce le *Facies* metamorfiche

Temperatura, pressione e fluidi

Come un mantra, mi sentirete più volte parlare di temperatura, pressione e fluidi in questo capitolo.

Date del tempo alle rocce (qualche milione di anni), scaldatele, aumentate la pressione e aggiungete acqua. Esse si trasformeranno.

Perché?

Temperature elevate rendono più mobili i componenti delle strutture cristalline. Il calore fornisce quell'energia che indebolisce le interazioni elettrostatiche che imprigionano gli atomi nei reticoli cristallini (ne abbiamo parlato nel capitolo sui minerali).

Abbiamo così atomi che possono muoversi per stabilire nuovi legami e nuove interazioni più stabili.

Come risultato possono formarsi nuovi minerali o riorganizzarsi quelli preesistenti con cambiamento della forma, della dimensione e della loro disposizione.

Queste trasformazioni avvengono senza arrivare alla fusione della roccia e alla formazione di magma, in questo caso si otterrebbe una roccia ignea. Il metamorfismo avviene a temperature intermedie tra quelle alle quali si formano le rocce sedimentarie e quelle dei processi magmatici.

È un processo che riguarda i corpi solidi.

Semplificando il discorso, gli atomi possono muoversi all'interno dei solidi se hanno sufficiente tempo e calore per riorganizzarsi e formare nuovi minerali all'interno delle rocce.

L'altro ingrediente del metamorfismo è la pressione: minerali stabili a pressioni ordinarie diventano instabili quando sottoposti a pressioni molto alte.

Infine i fluidi (come acqua e biossido di carbonio) e altri fattori catalizzano il fenomeno, accelerano il metamorfismo come se spingessero sull'acceleratore.

I fluidi possono trasportare i componenti delle strutture cristalline in maniera molto efficiente e veloce (sempre rapportato ai tempi geologici necessari per queste trasformazioni).

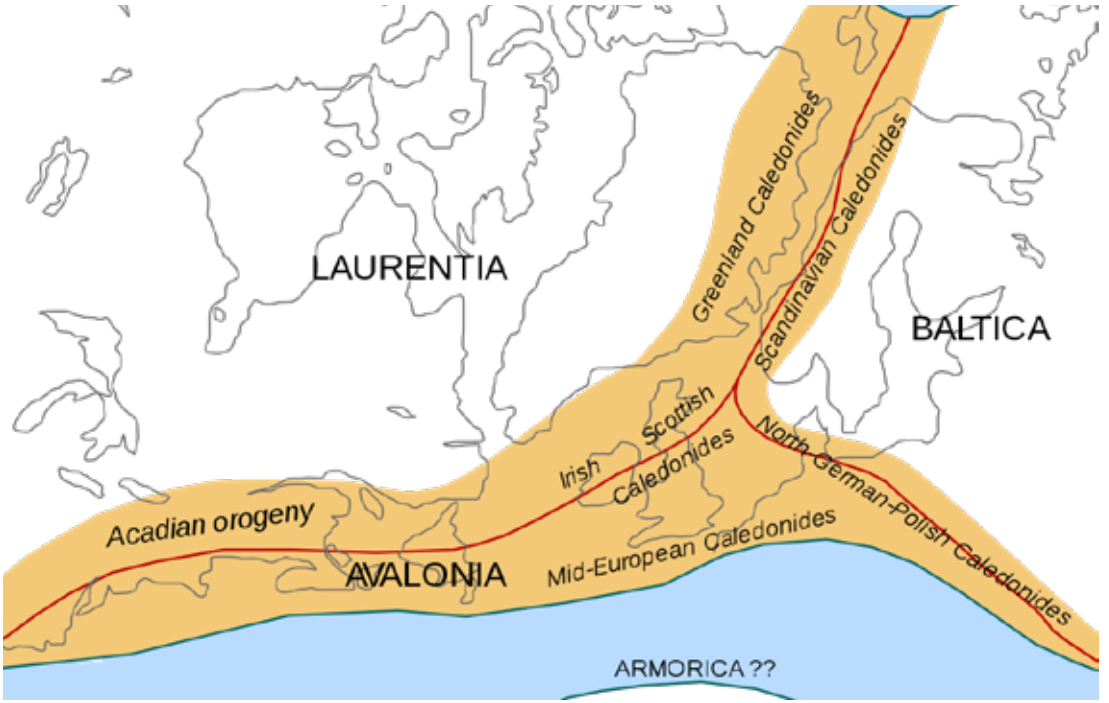
Temperatura, pressione e fluidi: è tutto qua il segreto del metamorfismo.

I fattori che regolano il metamorfismo	
Protolite	La composizione della roccia originaria determina, ovviamente, quella della roccia metamorfica che ne deriva. Atomi e ioni della roccia originaria si troveranno, diversamente combinati e dislocati nei reticoli cristallini, nella roccia metamorfica.
Temperatura	I minerali sono stabili entro un preciso range di temperature, al di fuori del quale si trasformano in nuovi minerali stabili. Per fare un esempio abbastanza comune, la maggior parte dei minerali argillosi sono stabili fino a circa 150° o 200°C, al di sopra, si trasformano in miche.
Pressione	La pressione determina, come la temperatura, la stabilità dei minerali. Inoltre può influenzare la struttura del materiale. Le rocce metamorfiche sono generalmente più dense di quelle originali perché i grani minerali si organizzano in strutture più compatte.
Fluidi	I fluidi, ad esempio l'acqua, aumentano la velocità con cui gli ioni (atomi caricati elettricamente) possono trasferirsi da un minerale all'altro. Pertanto l'acqua non necessariamente cambia il processo metamorfico ma bensì la velocità con cui esso avviene. L'acqua è inoltre responsabile di un tipo di metamorfismo chiamato idrotermale, quando le rocce entrano a contatto di acque molto ricche di minerali disciolti e, interagendo con esse, subiscono fenomeni di metamorfismo.
Tempo	Le reazioni metamorfiche sono molto lente e richiedono milioni di anni.

Collisione continente-continente e George Barrow

Verso la fine dell'800 George Barrow venne incaricato di eseguire il rilevamento di una parte degli altopiani scozzesi, le Highlands. Sembrava un lavoro come un altro, ma a quel geologo britannico non sfuggì qualcosa che costituirà una pietra miliare negli studi sul metamorfismo.

Occorre premettere che questi territori furono testimoni di un'orogenesi molto antica, quella **Caledoniana**.



[Figura 187] - Schema delle diverse catene della orogenesi Caledoniana e Acadiana, nel Devoniano. La linea di costa attuale è indicata in grigio. Successivamente, con l'apertura dell'Atlantico, parti della catena caledoniana furono divise – da Wikipedia

Sembra incredibile ma, 500 milioni di anni fa, Scozia e Inghilterra non erano unite: facevano parte di continenti diversi, la Laurentia e l'Avalonia e, in mezzo, c'era l'oceano di Giapeto.

100 milioni di anni dopo le placche entrarono in convergenza: l'oceano scomparve, nacque la catena montuosa Caledoniana e la Gran Bretagna si unì.

Ebbene Barrow trovò, inconsapevolmente, le rocce testimoni della collisione tra i due continenti.

Egli si accorse che la roccia cambiava la sua composizione mineralogica, man mano che avanzava sul terreno riscontrò: clorite, biotite, granato, staurolite, cianite e sillimanite e non solo, anche la grana dei minerali aumentava progressivamente.

Barrow (1883) - Highlands of Scotland - in metapelite					
Clorite *(chlorite)*	**Biotite**	**Granato** *(garnet)*	**Staurolite**	Cianite *(kyanite)*	**Sillimanite**
Aumento della grana -------->					
Aumento della temperatura -------->					

Che cosa era successo?

Gli studi di laboratorio di insigni petrologi, quelli che come Hall facevano esperimenti "arrostendo" le rocce nei crogioli, dimostravano che quella sequenza di minerali si forma quando una certa roccia, per esempio un'argillite, viene sottoposta a temperature sempre più alte.

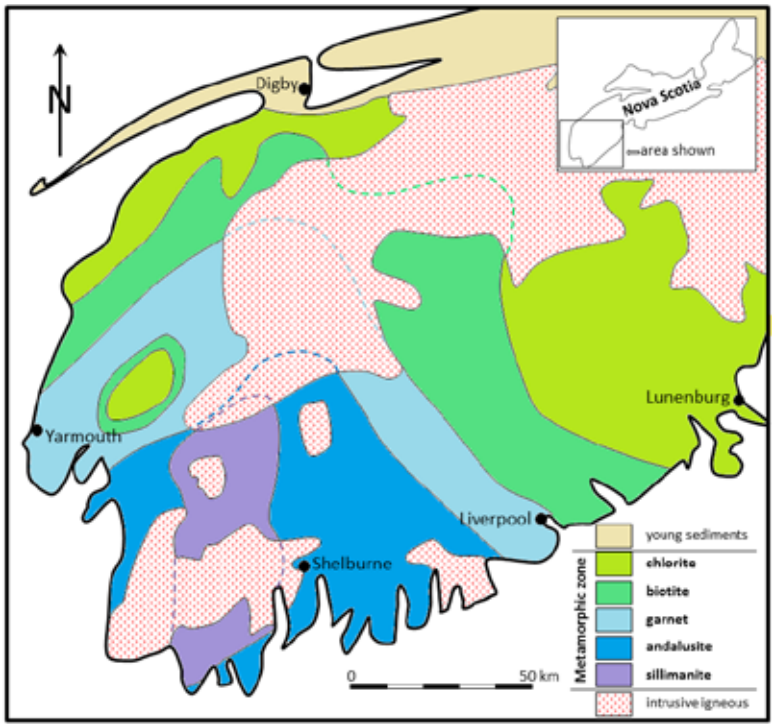
All'aumentare della temperatura i minerali diventano instabili e altri prendono il loro posto, usando gli atomi e gli ioni che si sono resi liberi.

Quello che mi chiedo è che cosa ha cambiato la temperatura della roccia in maniera progressiva per creare questa singolare sequenza?

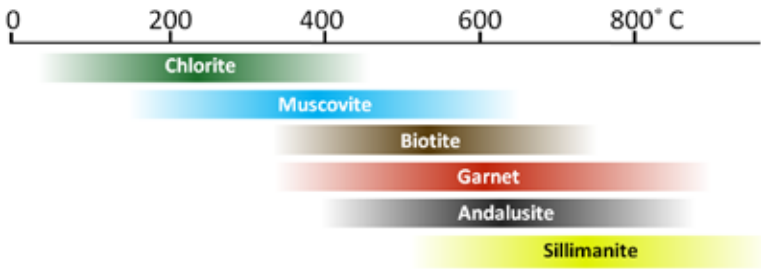
Per rispondere a questa domanda dobbiamo trasferirci in Canada, nella Nuova Scozia.

Anche qui 400 milioni di anni fa avvenne un'orogenesi, quella Acadiana, che innalzò i monti Appalachi e anche qui si trova una situazione molto simile a quella su cui Barrow camminò.

[Figura 188] - La Staurolite, si presente spesso in cristalli a forma di croce greca o di sant'Andrea – da Wikipedia



[Figura 189] - Metamorfismo regionale nel Meguma Terrane Nuova Scozia. Come si può notare abbiamo una successione di rocce (rappresentate in diversi colori) caratterizzate dal fatto di contenere diversi minerali che vanno dalla dalla clorite (verde) alla sillimanite (viola) – da Physical Geology by Steven Earle.



[Figura 190] - Temperature di metamorfismo dei minerali indice – da Physical Geology by Steven Earle.

Quello che si può notare dalla cartina è che, partendo dalla zona con le rocce contenenti clorite (verde), i terreni si avvicendano con rocce costituite da minerali che si formano a temperature crescenti, riproponendo, all'incirca, la sequenza di Barrow: qui troviamo l'andalusite al posto di staurolite e cianite. La Terra riserva sempre qualche sorpresa.

Un modo che hanno le rocce di aumentare la loro temperatura è di scendere in profondità nella crosta terrestre: più si scende più il calore aumenta.

La **sillimanite**, ad esempio, dovrebbe essersi formata a circa 20-25 km di profondità.

È l'orogenesi in questo caso a darci una mano: quando si formarono i rilievi montuosi durante una convergenza tra placche tettoniche.

La crosta terrestre si inspessisce man mano

che le montagne si sollevano. Ipotizzando che, per ogni km di roccia, la temperatura salga di circa 30° C, sotto alle montagne fa molto più caldo che sotto alle pianure.

[Figura 191] - Il tunnel del San Gottardo passa sotto le Alpi. Le rocce al suo interno raggiungono temperature dell'ordine dei 50° C – da wikipedia

Pensate all'Himalaya e ai suoi 9.000 metri di quota e proviamo a fare qualche conto in una situazione ideale.

Quando l'Himalaya non esisteva ancora, una roccia a 9 km di profondità era soggetta a una temperatura di circa 270° C (fate i conti, 30° C per ogni chilometro di profondità).

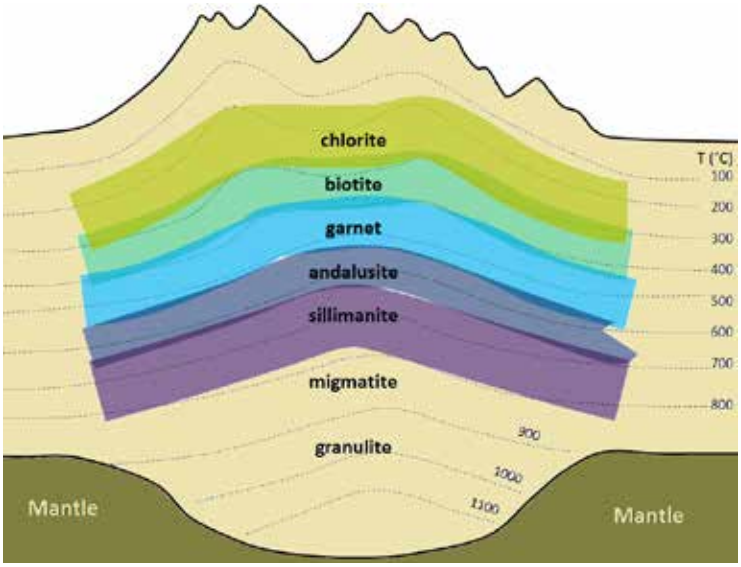
Dopo la formazione del rilievo, la stessa roccia si trova sotto a 18 km di materiale roccioso (aggiungiamo i 9.000 metri di altezza del rilievo Himalayano ai precedenti 9 Km di profondità), il che vuol dire essere sottoposta a una temperatura di circa 500° C.

La crosta, sotto alla catena montuosa, aumenta la sua temperatura e lo fa in modo progressivo in funzione della profondità.

In poche parole: più la crosta è spessa, più fa caldo.

Questo spiega ciò che avvenne nel *Meguma Terrane* della Nuova Scozia, nel corso dell'orogenesi Acadiana: sotto alla neonata catena montuosa degli Appalachi, si formarono nuovi minerali nella roccia, in relazione alle condizioni di pressione e temperatura sempre più alte mano a mano che si scendeva in profondità.

Il disegno seguente ci dà un'idea più precisa.



[Figura 192] - Nell'Immagine vengono mostrate le isoterme, le zone metamorfiche sono rappresentate utilizzando colori simili a quelli della figura precedente. Notare come la crosta inspessita a causa della collisione continentale (le montagne ne sono un'evidenza) affondi nel mantello – da Physical Geology by Steven Earle.

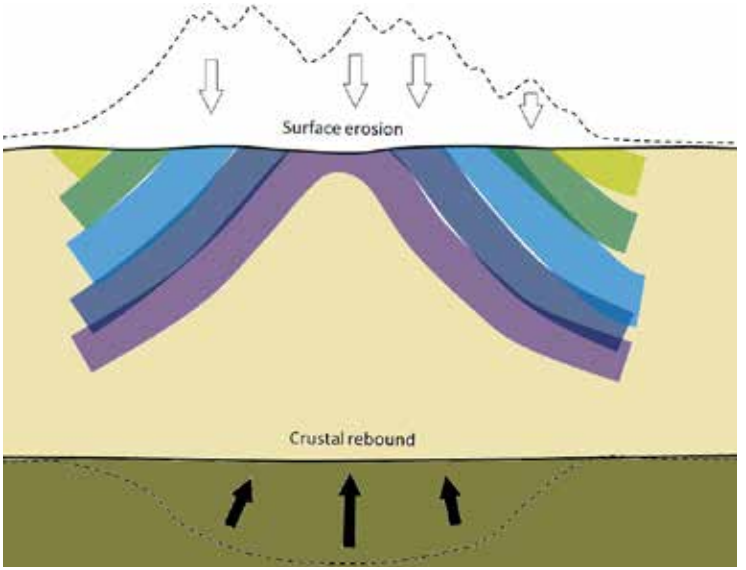
Ma come fecero tutti questi livelli a venire alla luce?

In questo caso venne in soccorso l'erosione: stiamo parlando di catene montuose di 400 milioni di anni che sono state in parte smantellate dall'azione degli agenti atmosferici.

Il carico della catena montuosa aveva spinto la crosta un po' più in basso, in pratica era affondata nel mantello allo stesso modo in cui la linea di galleggiamento di una nave carica di carbone e più alta rispetto alla stessa nave vuota.

Ciò che vediamo oggi è ciò che c'era lì sotto: una volta tolto il carico delle montagne, smantellate dall'erosione, la crosta è tornata a galleggiare verso l'alto, portando alla luce le rocce più profonde con i loro minerali, testimoni delle temperature raggiunte durante l'orogenesi.

È come lasciare andare un tappo di sughero immerso in una vasca d'acqua.



[Figura 193] - Nuova Scozia, sezione schematica attuale attraverso il Meguma Terrane. Le montagne sono state erose. Quando hanno perso massa, la base della crosta si è sollevata gradualmente, spingendo verso l'alto il nucleo della regione metamorfica in modo che le zone metamorfiche un tempo sepolte in profondità siano ora esposte in superficie – da Physical Geology by Steven Earle

Ma perché una volta tornata in prossimità della superficie la roccia non è tornata alla sua configurazione mineralogica originale?

In effetti sembrerebbe intuitivo pensare che, ripristinando le condizioni di temperatura a cui si formò il protolite, i nuovi minerali dovrebbero scomparire per lasciare posto a quelli stabili a temperature e pressioni minori, un fenomeno chiamato metamorfismo retrogrado.

È così solo in parte: è l'aumento di temperatura a catalizzare il fenomeno metamorfico, mentre una diminuzione della stessa tende a inibirlo. Per questo motivo quando le rocce risalgono verso la superficie, venendosi a trovare a temperature sempre più basse, molti dei nuovi minerali riescono a conservarsi, portandoci una testimonianza di ciò che avvenne in profondità.

Ecco perché certi minerali sono considerati dei geotermometri o dei geobarometri quando consideriamo anche la pressione

alla quale le rocce sono soggette. Il termometro con cui misuriamo la febbre indica la temperatura massima raggiunta anche quando è portato a temperatura inferiore. Stessa cosa fanno i geotermometri.

Non solo, grazie al metamorfismo retrogrado, è possibile ricostruire il percorso che la roccia ha compiuto durante la risalita verso la superficie.

Tornando nel vecchio mondo della Scozia e a Barrow, fu questa la prima volta che venne messa in relazione l'aumento di temperatura con l'intensità del metamorfismo.

Barrow lo chiamò **grado metamorfico**, riconoscendo un basso, medio e alto grado caratterizzato da temperature crescenti.

Quello che Barrow sbagliò è ritenere che queste trasformazioni fossero causate dal riscaldamento indotto da un plutone che si era intruso nelle rocce (metamorfismo di contatto), un fenomeno di portata troppo limitata per giustificare un evento su scala così ampia (metamorfismo regionale).

Ciò non impedì a Barrow di ricevere la medaglia d'onore da parte della *Royal Geological Society of Cornwall* nel 1912 per la sua intuizione.

Convergenza oceano-continente

Direi che è oramai chiaro come tutti i più importanti processi metamorfici possano essere messi in relazione con la tettonica delle placche, come abbiamo visto nel caso precedente: una convergenza tra placche continentali e la conseguente formazione di un rilievo.

Ma che cosa succede quando a entrare in collisione sono una litosfera continentale e una oceanica?

In altre parole che succede quando un oceano sparisce sotto a un continente?

È qualcosa che successe nel passato: vi ricordate l'Oceano Ligure-Piemontese che sparì sotto la placca africana? Ed è qualcosa che succede ancora oggi in alcuni luoghi della Terra.

Abbiamo già visto che la densa litosfera oceanica andrà in subduzione sotto a quella continentale, portando in profondità le rocce della crosta e i sedimenti che si sono depositati sopra di essa.

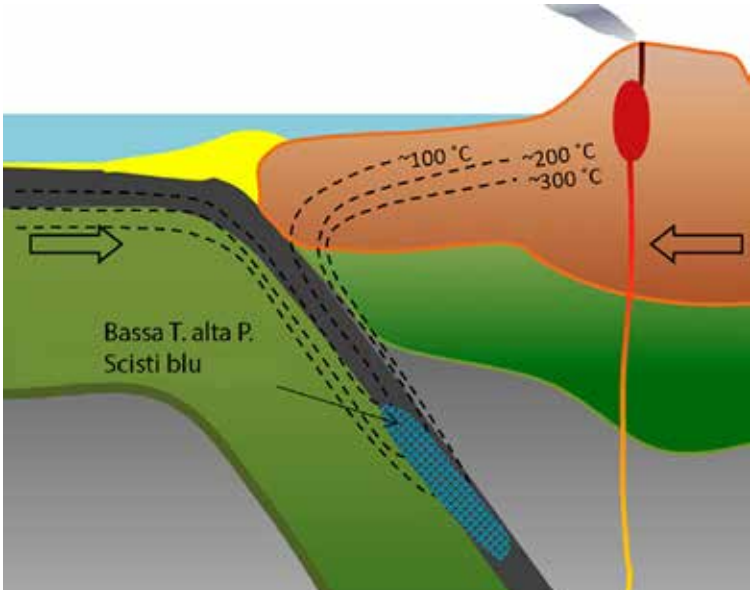
È un caso molto diverso rispetto al precedente: nella collisione tra placche continentali le rocce hanno circa la stessa densità, al contrario le placche oceaniche sono molto più dense e quindi, quando convergono verso una placca continentale tendono a immergersi sotto di essa.

Queste rocce, che si trovano su di una sorta di scala mobile, scendono a profondità considerevoli abbastanza velocemente, almeno secondo gli standard dei tempi geologici, e non hanno il tempo di riscaldarsi.

Il risultato è che a parità di profondità le temperature sono più basse, quindi le rocce si trovano in condizioni di pressione molto alte con temperature relativamente basse rispetto alla norma.

Ecco che si ha un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura.

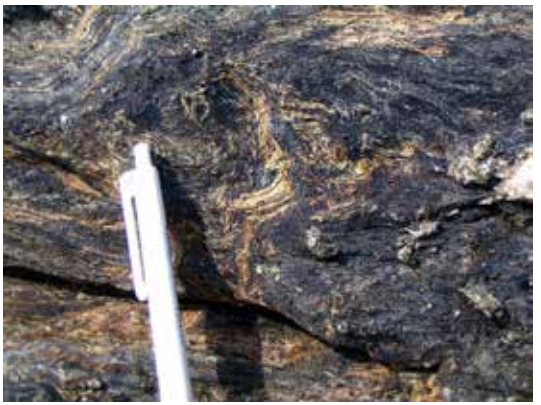
In queste condizioni si forma un minerale conosciuto come **glaucofane** ($Na_2(Mg_3Al_2)Si_8O_{22}(OH)_2$), di colore blu-azzurro; è un componente importante di una famiglia



[Figura 194] - Metamorfismo della crosta oceanica in subduzione, seguendo le curve delle temperature (isoterme) si nota una zona più fredda in corrispondenza della subduzione: a parità di profondità la temperatura è minore rispetto ai terreni che non sono stati subdotti – da Physical Geology by Steven Earle

di rocce conosciute come *facies* degli scisti blu. Se non hai mai visto gli scisti blu ti potrei dire che è normale: solitamente queste rocce continuano la loro discesa lungo il piano di subduzione trasformandosi in eclogiti a circa 35 km di profondità, per poi terminare il loro viaggio nel mantello.

Tuttavia può accadere che queste rocce trovino la strada per tornare in superficie, portandoci messaggi dal profondo. È quello che è successo in alcune zone delle Alpi dove si riscontrano i relitti di questo fenomeno.



[Figura 195] - Scisti blu a glaucofane – da Wikipedia

Tipi di metamorfismo

Quando si cammina sui sentieri delle Alpi si entra in contatto con rocce che hanno subìto metamorfismo: è un fenomeno che si produce nelle radici delle catene montuose. Nei livelli più profondi delle catene si ha il metamorfismo regionale, mentre in prossimità dei plutoni (magmi incassati nella roccia) si ha quello che viene definito metamorfismo di contatto. Infine in corrispondenza delle grandi faglie si ha il metamorfismo cataclastico. Non sfuggono al metamorfismo anche

terreni che, poco o nulla, hanno a che fare con l'orogenesi. L'apertura di un oceano può, per esempio, creare quello che viene chiamato il metamorfismo di fondo oceanico.

Il metamorfismo regionale è il processo metamorfico più importante, quello in cui è più facile imbattersi, per i grandi volumi di roccia coinvolta e l'ampiezza delle trasformazioni.

Interessa rocce che sono state portate a profondità maggiori rispetto a dove si trovavano precedentemente, con un conseguente aumento delle temperature e delle pressioni a cui sono state soggette.

Ecco perché il grado metamorfico aumenta con la profondità.

È una chiara testimonianza del dinamismo causato dalla tettonica delle placche.

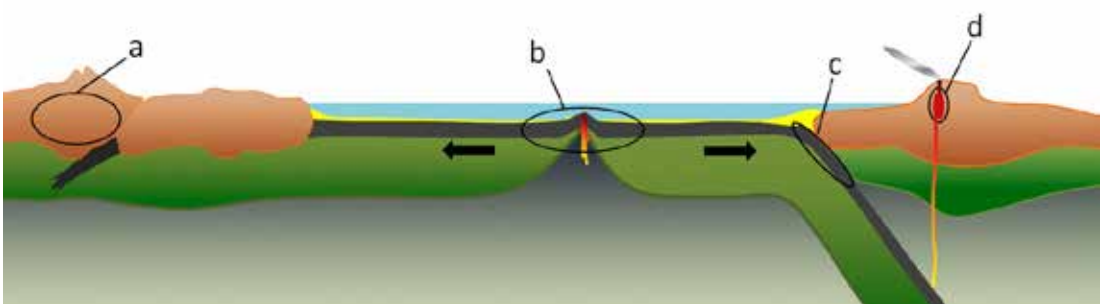
Le zone di convergenza e di collisione sono un tipico esempio di come la tettonica possa indurre questo fenomeno geologico.

Il metamorfismo di contatto è un altro tipo di metamorfismo a cui la roccia può andare incontro. Abbiamo sempre pressioni e temperature a guidare il fenomeno ma la causa è dovuta a eventi più localizzati. L'intrusione di corpi magmatici è il caso classico, quando un magma che risale verso la superficie riscalda e produce metamorfismo nelle rocce che gli stanno attorno (dette incassanti). È un caso in cui si hanno basse pressioni e alte temperature.

Il metamorfismo idrotermale è causato dalle acque che entrano in contatto con le rocce innescando un serie di reazioni chimiche che le trasformano. Ne parleremo in maniera più approfondita nel capitolo dedicato all'Appennino quando tratteremo il metamorfismo di fondo oceanico.

Infine va ricordato il metamorfismo cataclastico che si sviluppa lungo le faglie e le zone di frizione in genere piuttosto superficiali. È come sfregare due rocce una contro l'altra: si producono frammenti a spigoli vivi ma, con l'aumentare della pressione, anche fenomeni metamorfici relativi ai minerali e ai granuli che costituiscono la roccia.

Tra queste vorrei ricordare le cataclastiti,



[Figura 196] - Gli ambienti in cui si verifica il metamorfismo – da Physical Geology by Steven Earle modificato
a - Metamorfismo di collisione continentale (orogenesi)
b - Metamorfismo dei fondi oceanici o idrotermale
c - Metamorfismo in zona di subduzione
d - Metamorfismo di contatto localizzato in zone nella quali avvengono intrusioni magmatiche

miloniti e ultramiloniti, che costituiscono una serie metamorfica a grado crescente. Il termine milonite deriva dal termine greco mulino, in quanto si riteneva che queste rocce derivassero da processi fragili, che tendono a frantumare le rocce.

In realtà, le miloniti, sono legate ai processi duttili in zone di faglia, in altre parole la roccia si deforma anziché rompersi. Siano ancora una volta in presenza di fenomeni dovuti a pressioni orientate.

Facies

Il riequilibrio delle rocce a nuove condizioni di pressione e temperatura non avviene in maniera continua ma a "scatti": i minerali prodotti dal metamorfismo sono stabili in un certo intervallo P/T. Solo quando i minerali escono dal campo di stabilità, atomi e ioni si ridistribuiscono per formare nuove specie minerali.

È dunque possibile identificare un numero limitato di facies (aspetto) a cui corrispondono intervalli di pressione e temperatura, caratterizzati dalla presenza di specifici minerali indice. La facies degli scisti verdi, ad esempio è situata tra i 350° C - 450° C di temperatura e pressioni dell'ordine di 0.35 GPa - 0.6 GPa. Tra i suoi minerali indice troviamo actinolite, clorite ed epidoto che donano il colore verde a queste rocce.

La facies degli scisti blu, comporta pressioni decisamente rilevanti e il glaucofane conferiscono alle rocce il tipico colore blu.

In altre parole dimmi che colore hai e ti dirò chi sei.

[Figura 197] - Gneiss minuto in facies scisti verdi - Giardino delle rocce di Pollein (AO) – ph Michele Pregliasco

Minerali: quarzo, albite, mica chiara, clorite, epidoto, attinolite

Protolite: Granito di età Permiana

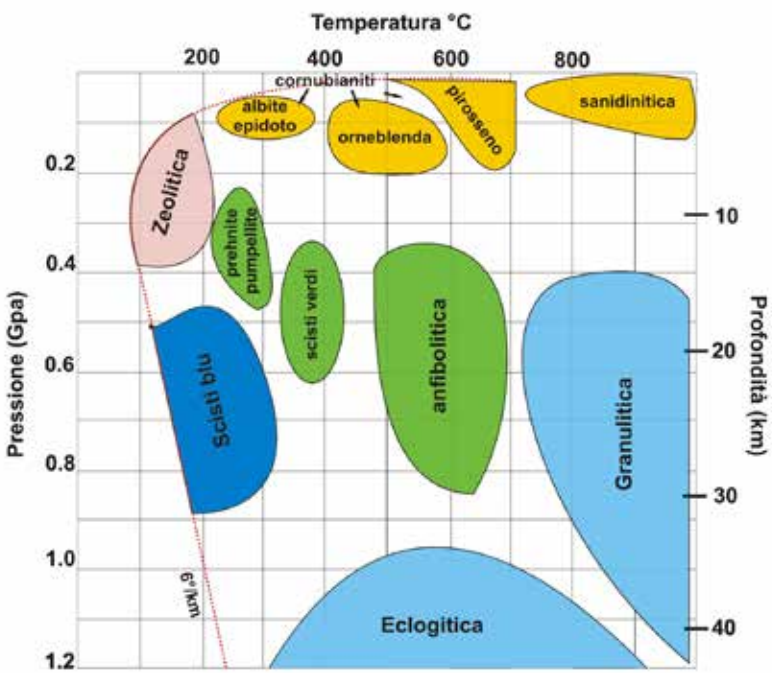
I graniti sono stati metamorfosati e deformati durante l'orogenesi alpina

[Figura 198] - Anfibolite glaucofanica – ph Michele Pregliasco

Facies: scisti blu con retrocessioni a scisti verdi

Minerali: glaucofane, anfibolo blu-verde, epidoto, albite

Protolite: basalti Oceano Ligure-Piemontese. I basalti furono portati in profondità dalla subduzione (evento Eoalpino, 130-65Ma) dove subirono un primo metamorfismo ad alta pressione in facies scisti blu, successivamente ne seguì un secondo (evento mesoalpino 55-30 Ma) dove subirono un metamorfismo in facies scisti verdi



[Figura 199] - Facies metamorfiche – da Wikipedia

Al geologo interessa non solo classificare le rocce metamorfiche ma anche capire da quale ambiente geodinamico provengono, se si tratta di metamorfismo di contatto o regionale ad esempio. Ecco perché sono state create le facies che dicono anche di più di questo.

Le aree colorate nel grafico rappresentano le facies, a cui corrispondono gli intervalli di pressione e temperatura riportati sulle ascisse e ordinate, vi è anche una scala relativa alla profondità in cui si realizzano i processi metamorfici.

La facies delle zeoliti si estende in un campo di temperature tra i 100 e 200 °C e pressioni che variano da circa 0,1 a 0,4 GPa, indica un metamorfismo a bassisimo grado.

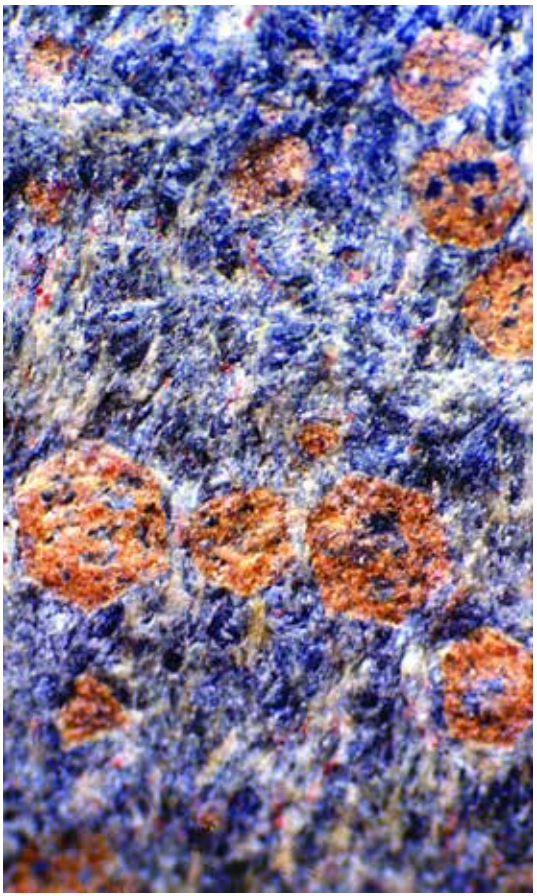
Aumentando la temperatura, si passa alle facies degli scisti verdi, delle anfiboliti e delle granuliti. Questo è il metamorfismo associato alla collisione tra placche continentali e dunque al sollevamento di un orogene. Qui le temperature si estendono dai 300 °C a quasi 1000 °C con pressioni che arrivano a 1,2 GPa nella *facies* granulitica.

Al contrario, condizioni di temperature moderate e pressioni rilevanti portano alla facies degli scisti blu, una condizione tipica delle zone di subduzione, parliamo di temperature inferiori ai 300° C con pressioni che arrivano a 0,9 GPa.

La campionessa di profondità, e dunque di pressioni massime raggiunte (1,2 GPa), è la *facies* delle eclogiti. Comprende rocce formate a temperature medio-alte (tra 200 e 900 °C) e pressioni elevate, è qui che la subduzione arriva alle maggiori profondità.

Infine la *facies* delle cornubianiti indica un metamorfismo di contatto, dove prevalgono condizioni di alta temperatura e pressioni molto basse (minori di 0,2 GPa). È questo il caso in cui un magma si intrude all'interno di un'altra roccia trasformandola, appunto, in una cornubianite.

Ogni *facies* metamorfica descrive un percorso pressione/temperatura riconducibile a un diverso ambiente geodinamico. Questo vuole dire poter capire la storia della roccia: dove è stata, a quale profondità, se in regimi di tettonica compressiva o se è stata a contatto di un magma caldo.



[Figura 199/1] - Dettaglio di Eclogite glaucofanica nella zona di Sesia-Lanzo – da Wikipedia

PRESSIONI ORIENTATE E STRUTTURE

Vi ricordate quando abbiamo parlato di pieghe e deformazioni duttili?

Ora è venuto il momento di osservare molto più da vicino questi fenomeni che hanno delle interessantissime ripercussioni sulla struttura delle rocce, qualcosa di molto intimo che coinvolge i minerali.

Per deformare una roccia è necessario sottoporla a una pressione orientata, come quando schiacciamo una pallina di argilla tra pollice e indice.

Mentre la pressione litostatica (quella che agisce in tutte le direzioni) si limita a compattare le strutture e rendere la roccia più densa, la pressione orientata fa molto di più: orienta i cristalli nella stessa direzione.

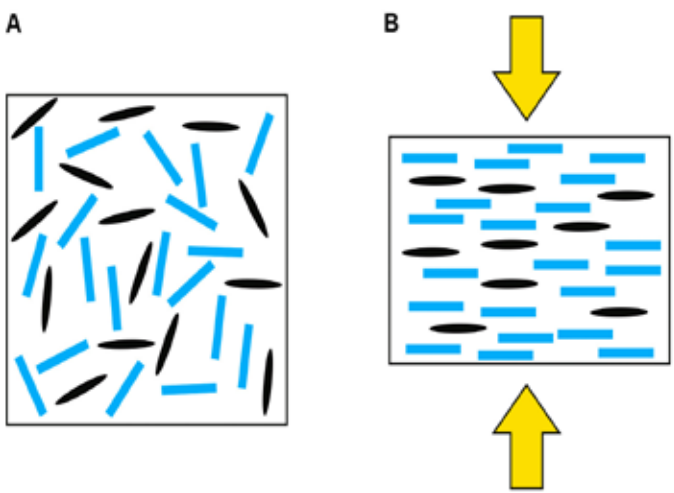
Parrebbe un sergente che mette in fila i suoi soldati, tutti rivolti verso di sé. In realtà riesce ad orientare solo quei minerali che hanno una forma particolare: sono piatti o lamellari (come le miche) e si dispongono in modo da offrire alla pressione la loro superficie più ampia.

Quando si entra nel campo del metamorfismo è la ricristallizzazione a orientare questi minerali: si avrà una crescita orientata di quelli preesistenti. Oppure se ne formeranno di nuovi a spese dei precedenti.

Il risultato non cambia: saranno appiattiti perpendicolarmente rispetto alla pressione.

Ebbene, a causa di questi fenomeni, la roccia può acquisire delle caratteristiche meccaniche e una tessitura costituita da piani sovrapposti; quest'ultima non sempre distinguibile ad occhio nudo, ma se ne può constatare gli effetti quando la roccia si suddivide facilmente in lastre.

Immaginate i minerali tabulari come tante tessere disposte su di una superficie l'una accanto all'altra, si formerà un piano e



[Figura 200] - Isoorietazione dei minerali lamellari sottoposti a stress
(A) Campione originale non sottoposto ad alcuno stress: i minerali non hanno alcuna direzione preferenziale e sono distribuiti in maniera casuale nel campione di roccia
(B) Campione sottoposto a pressione orientata: i minerali appiattiti e lamellari vengono orientati tutti nello stesso modo (perpendicolarmente alla direzione della pressione indicata dalle frecce) – immagine di Michele Pregliasco

una roccia ne può contenere moltissimi: tanti piani, sovrapposti l'uno sull'altro.

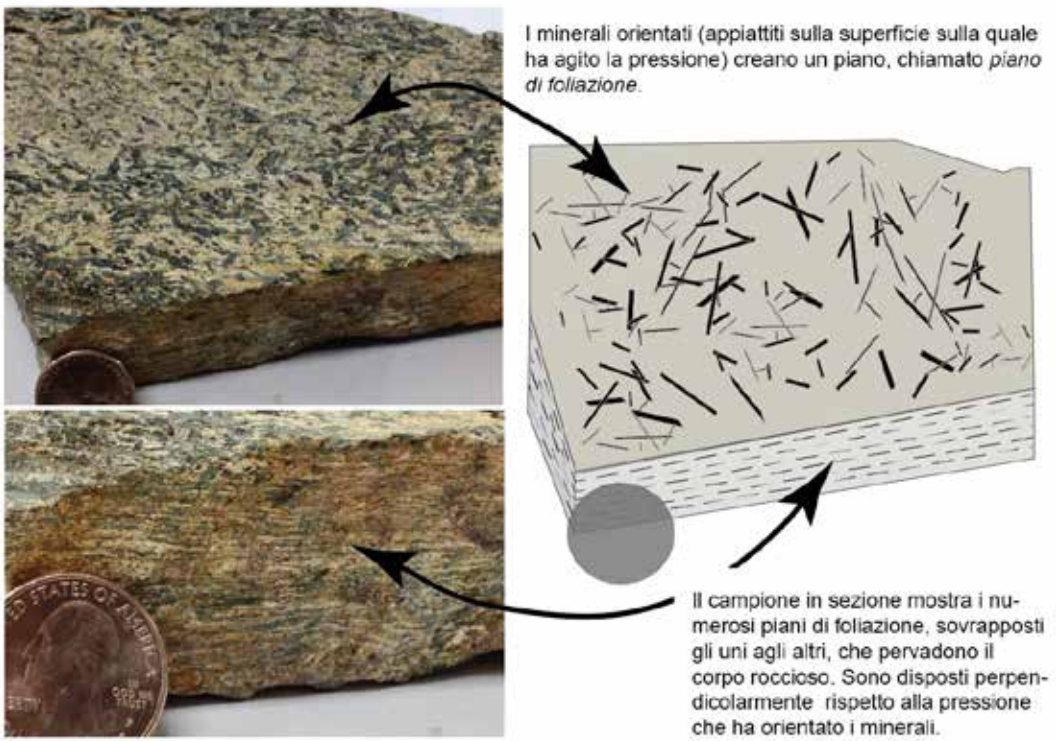
È chiamata **foliazione**, rende l'idea di qualcosa che si sovrappone come le pagine di un libro, o una risma di fogli impilati, anche gli autori riconoscono nel termine foglia la sua etimologia.

Quando il fenomeno è molto evidente la roccia può ricordare l'aspetto della pasta sfoglia.

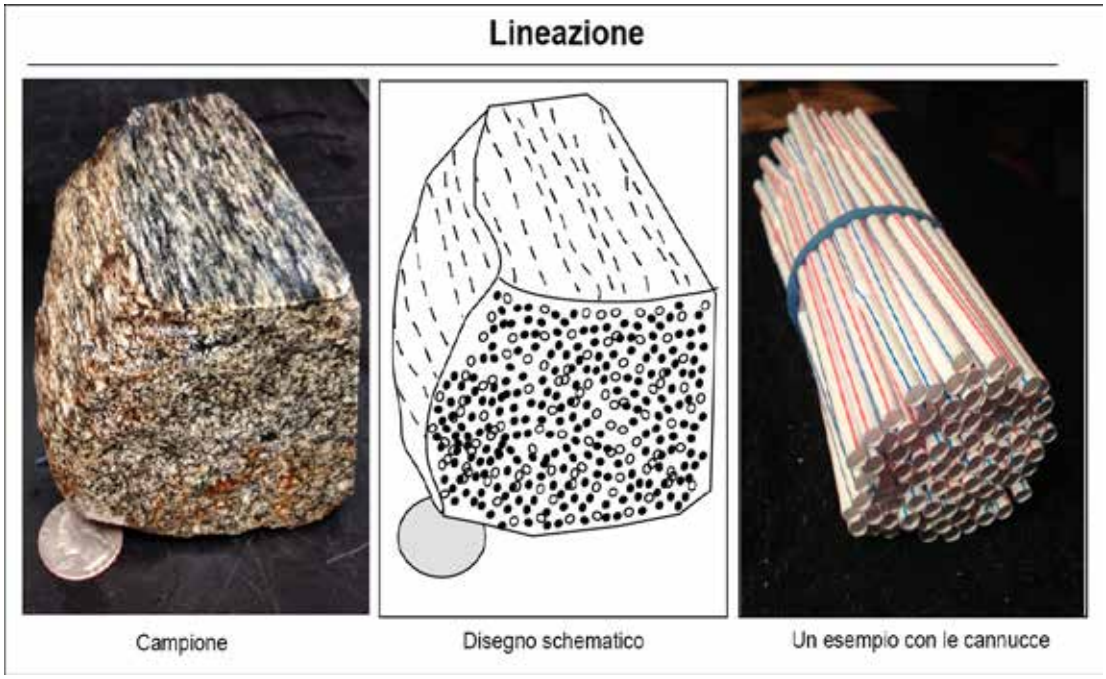
Altri minerali si allungano e nella roccia si produce una **lineazione** di minerali.

La **scistosità** e il **clivaggio** sono due tipi di foliazione, senza addentrarsi troppo nella complessità, il clivaggio contraddistingue quelle rocce che si suddividono lungo dei piani paralleli a causa della foliazione, mentre nella scistosità i piani sono ben visibili perché i minerali sono visibile a occhio nudo e indicano un più alto grado metamorfico.

Non solo, sempre come un sergente, la pressione orientata può raggruppare i minerali a seconda che siamo felsici o femici, per cui troveremo dei lettini di minerali chiari e dei lettini di minerali scuri che si alternano nella roccia. È la struttura a ***banding*** tipica di alcune rocce come gli gneiss.



[Figura 201] - Foliazione – da Peter Davis in "An Introduction to Geology" Salt Lake Community College CC BY-NC-SA – modificato

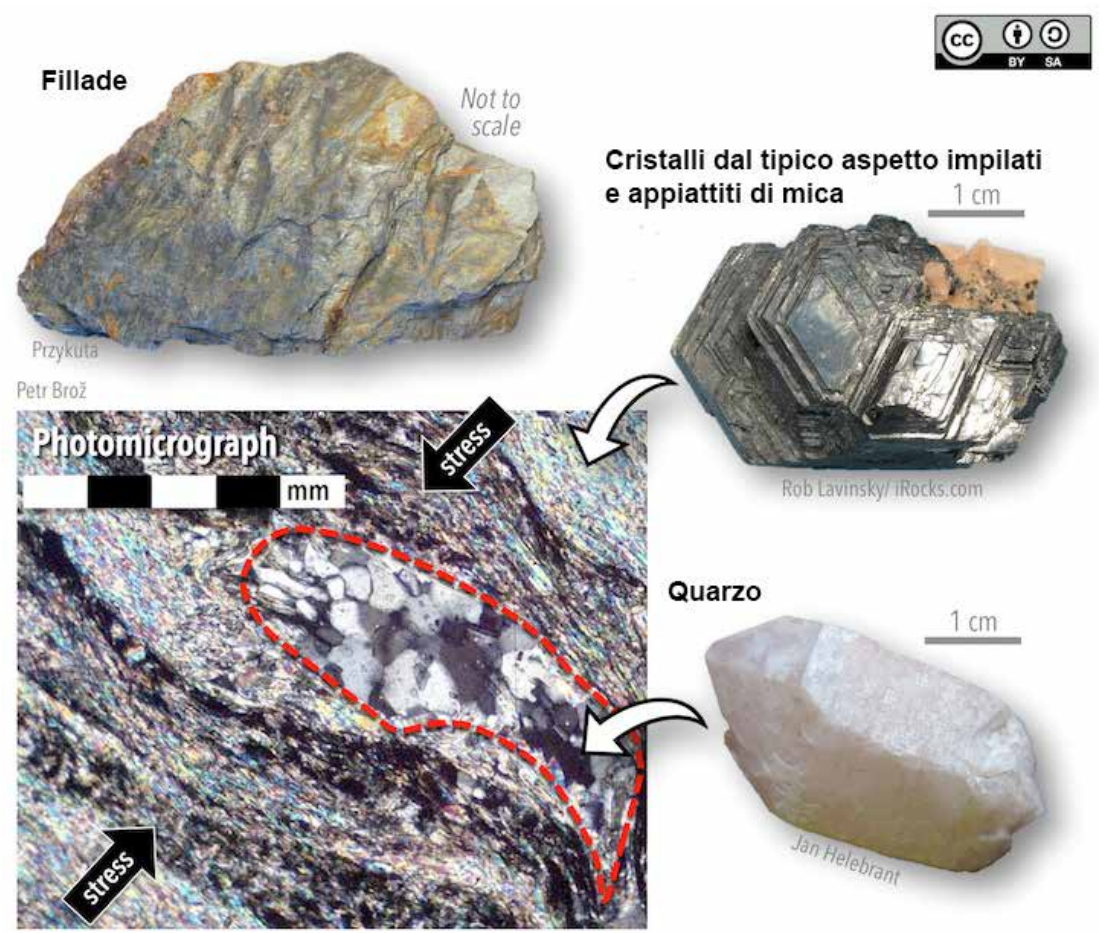


[Figura 202] - Lineazione: i minerali sono allineati come se fossero un insieme di matite o cannucce per bibite. È un fenomeno generalmente dovuto all'isorientazione di minerali aghiformi, ma può essere anche il risultato di pieghe o dell'intersezione di due piani di scistosità – da Peter Davis in "An Introduction to Geology" Salt Lake Community College CC BY-NC-SA – modificato

Rocce deformate a livelli crostali medi e profondi sono caratterizzati da	
Deformazioni duttili	Pieghe piuttosto che faglie
Metamorfismo	Formazione di nuovi minerali e ricristallizzazione di quelli esistenti
Foliazione e lineazione	Formazioni di nuove strutture planari (foliazione) e lineari (lineazione)

Tipi di foliazione	
Clivaggio	Proprietà di una roccia a dividersi secondo un sistema di superfici parallele
Scistosità	Allineamento di minerali (di forma tabulare o planare) visibili a occhio nudo
Layering gneissico o banding	Superfici con importanti variazioni composizionali, con livelli di minerali scuri e livelli di minerali chiari

Rocce foliate



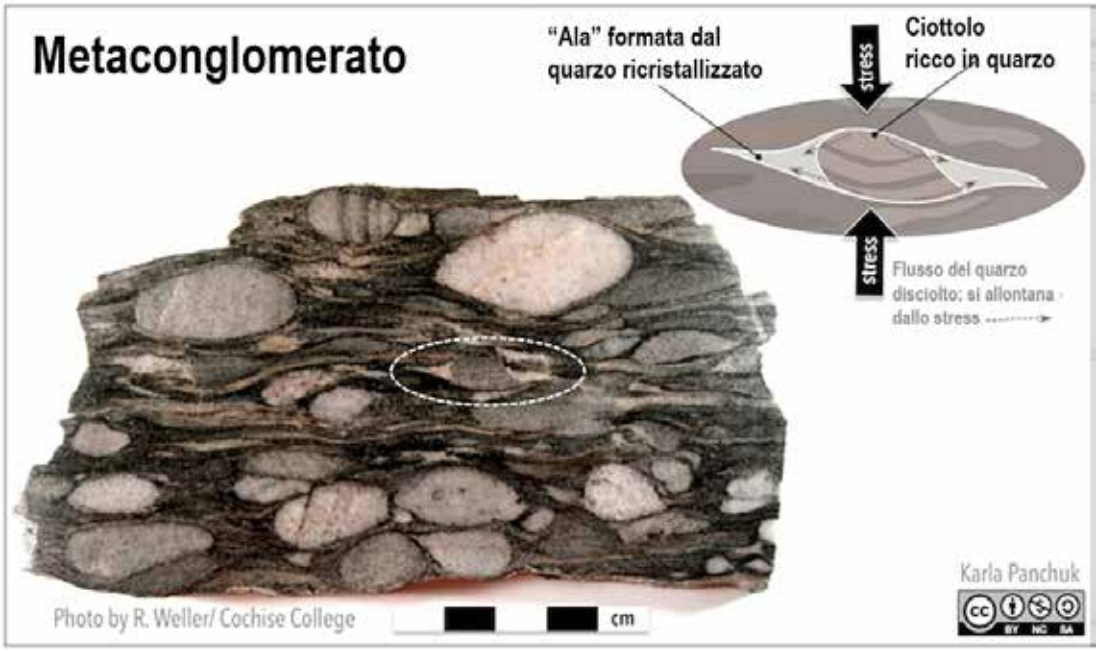
[Figura 203] - Fillade – da Karla Panchuk (2018) CC BY-NC-SA 4.0

Una roccia metamorfica foliata chiamata **fillade** (nella figura in alto a sinistra).

La lucentezza satinata deriva dai cristalli accresciuti sulla foliazione. In basso a sinistra: una vista dello stesso tipo di roccia al microscopio che mostra cristalli di mica (colorati sotto luce polarizzata) allineati in bande. La regione delineata in una linea tratteggiata rossa mostra una lente di cristalli di quarzo che non mostrano l'allineamento. In alto a destra cristalli di mica impilati l'uno sull'altro. In basso a destra: un cristallo di quarzo.

Questa immagine mostra come lo stress (frecce nere), applicato alla roccia, non si comporti allo stesso modo per tutti i minerali: solo quelli piatti e lamellari, come le miche, sono orientati.

Metaconglomerati



[Figura 204] - Metaconglomerato – da Karla Panchuk (2018) CC BY-NC-SA 4.0. Foto di R. Weller/Cochise College

Nella figura precedente (Figura 203) si nota come i cristalli di quarzo (racchiusi nella linea rossa tratteggiata) nell'insieme formano una lente che segue l'allineamento delle miche.

Questa forma geometrica è ancora il risultato della pressione orientata, che sottopone la roccia allo stress indicato dalle frecce.

Il fenomeno si può spiegare molto bene utilizzando come esempio questo metaconglomerato.

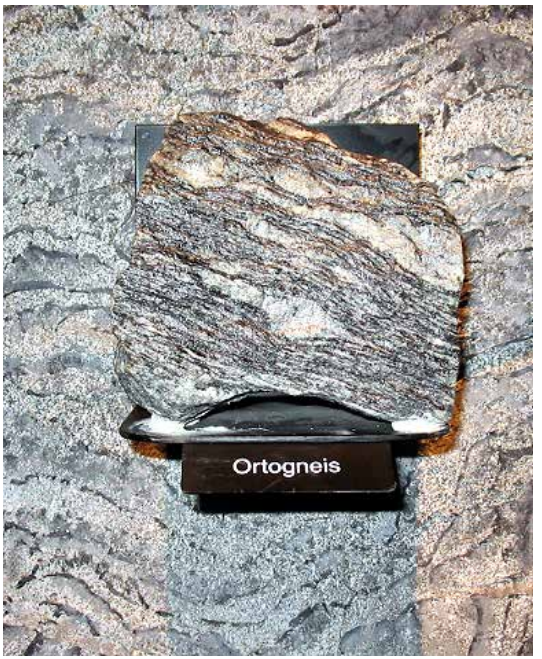
Anche i conglomerati possono andare incontro a fenomeni metamorfici, da qui il nome di metaconglomerati. In questa immagine (Figura 204) si vede un metaconglomerato con ciottoli di quarzo allungati.

I ciottoli hanno sviluppato "ali" in varia misura (ad esempio, ellisse tratteggiata bianca).

È il risultato della ricristallizzazione del quarzo sulla superficie di foliazione.

Il quarzo viene disciolto in corrispondenza delle zone sottoposta a maggiore stress, da dove se ne allontana per ricristallizzare formando le caratteristiche ali.

Dentro lo gneiss



[Figura 205] - A sinistra Granito – ph Michele Pregliasco, a destra Gneiss – da Wikipedia

La foto (Figura 205) a sinistra illustra una vecchia conoscenza, lo avrete sicuramente riconosciuto, è il nostro granito, la foto sulla destra invece fa veder ciò che gli capita quando incontra pressioni e temperature più alte.

Vi ricordate Doris Reynolds, la capostipite dei "granitizzatori", aveva capito che gli ioni potevano muoversi all'interno della sostanza solida, solo che pretese di applicare la teoria alla roccia sbagliata.

Ora però la roccia è quella giusta, e siamo anche nelle condizioni di pressione e temperatura ideali perché si compia la trasformazione da lei prospettata.

Tutti i cristalli sono stati riorganizzati, gli ioni hanno cominciato a migrare all'interno del solido e come risultato oggi vediamo minerali scuri e minerali chiari distribuiti in bande.

Le bande si sono distribuite perpendicolarmente alla pressione orientata, e in questo modo la roccia ha risposto allo stress a cui è stata sottoposta. Inoltre al centro dell'immagine, un occhio, così si chiamano quelle grosse macchie che altro non sono se non cristalli di feldspato o quarzo.

La nuova roccia è uno **gneiss**, un termine che deriva dal tedesco, anzi in questo caso si parla di **ortogneiss**, perché deriva da una roccia magmatica, il granito appunto.

Se il suo protolite fosse stata una roccia sedimentaria si parlerebbe di **paragneiss**.

Rocce "sotto pressione": scistosità e clivaggio

[Figura 206] - Calcescisto proveniente dal bacino di Pila, versante destro della media Valle d'Aosta (AO) minerali: calcite, mica chiara e quarzo - foto scattata nel giardino delle rocce di Pollein – ph Michele Pregliasco

Questa roccia nelle Alpi è legata all'orogenesi. Si tratta di un **calcescisto**. Lo si riconosce subito perché l'affioramento sembra stratificato, ma guardando meglio, si tratta in realtà di qualcosa di molto più pervasivo e di dimensioni più piccole rispetto agli strati.

Quello che però è determinante per capire che non siamo difronte a una semplice sedimentazione è la ricristallizzazione dei minerali lungo i piani di foliazione.

Infatti siamo in presenza della **scistosità**, il fenomeno per il quale le rocce metamorfiche ricristallizzano i minerali planari e tabulari orientandoli perpendicolarmente alla pressione.

Il risultato è che si formano dei piani che non solo modificano l'aspetto ma anche le proprietà meccaniche della roccia. Infatti alcune rocce metamorfiche si suddividono facilmente lungo questi piani per dare ottime lastre da rivestimento.

L'ardesia, dalla quale si ricavano lastre per ricoprire i tetti delle case, ne è un ottimo esempio. Qui però non è una orientazione quanto la deformazione dei minerali dovuta alle forze compressive a formare i piani. Il fenomeno è conosciuto dai

geologi come **clivaggio ardesiaco**, i cristalli sono molto piccoli, e la roccia si suddivide in lastre molto sottili.

Per avere una scistosità, così come una struttura gneissica a bande o clivaggio ardesiaco, è necessario che la pressione sia orientata, cioè che non sia una pressione litostatica applicata uniformemente attorno al corpo roccioso.

Da dove arriva questa pressione?

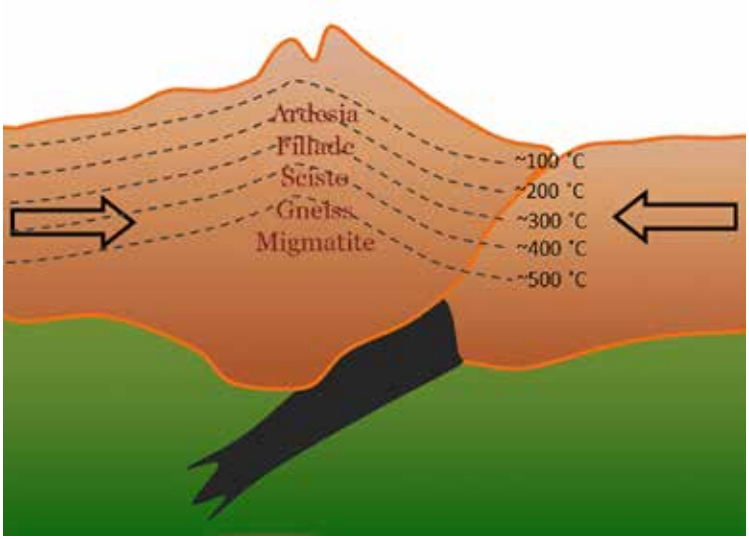
[Figura 207] - Cava di ardesia in provincia di Genova – ph Michele Pregliasco

Metamorfismo e strutture orientate

Il metamorfismo regionale, al contrario di quello di contatto, può essere caratterizzato da pressioni orientate. Le zone di convergenza non sono la causa di tutti gli stress deformativi, sono però l'esempio classico, facile da comprendere, quando si parla di pressioni orientate prodotte dalla tettonica.

Due placche si avvicinano e comprimono tutto quello che c'è nel mezzo, la pressione orientata è causata da questa "morsa" che sta serrando le rocce.

Quando il fenomeno agisce in profondità, alla deformazione prodotta dallo stress si aggiunge il metamorfismo.



[Figura 208] - Strutture orientate e metamorfismo, al crescere della profondità e delle condizioni di temperatura e pressione le rocce sono soggette a strutture deformative sempre più intense dalle quali prendono nome le rocce – da Physical Geology by Steven Earle

Esiste un rapporto tra metamorfismo e strutture orientate.

Per comprenderlo possiamo osservare che cosa accadde alle argille, sedimenti finissimi di dimensioni microscopiche, quando sono sottoposti a processi metamorfici.

Le argille sono costituite da vari minerali.

I più interessanti sono i silicati idrati di alluminio a struttura lamellare, piccole scaglie appiattite che si imbibiscono di acqua.

Le argille costituiscono depositi fangosi sul fondo dei bacini sedimentari; quando sono ricoperti da altri sedimenti la pressione compatta ed espelle l'acqua.

Un ulteriore aumento della pressione provoca isorientazione (si orientano nella stessa direzione) dei minerali lamellari, si forma una roccia che può suddividersi naturalmente lungo questi piani di debolezza, una caratteristica chiamata clivaggio.

Conosciamo già l'ardesia, un argilloscisto che rappresenta molto bene questo tipo di rocce, considerate al limite tra le rocce sedimentarie e quelle metamorfiche.

Aumentando ancora la temperatura e la pressione cominciano a formarsi nuovi minerali: siamo entrati nel campo del metamorfismo. Le lamelle argillose si trasformano

in miche, indistinguibili a occhio nudo. In compenso la roccia assume una lucentezza tipica. La roccia metamorfica è una fillade, che si suddivide in lastrine sottili lungo i piani di foliazione. Abbiamo già incontrato questo tipo di roccia.

[Figura 209] - Minerali: costituita principalmente da mica microcristallina – ph di James St. John (CC by 2.0)

La roccia scende sempre di più in profondità, la temperatura aumenta, si ha ricristallizzazione dei minerali, sia quelli lamellari che quelli massivi, che diventano più grandi fino a rendersi visibili. Si è formato un **micascisto**, con piani, questa volta ben visibili. Siamo in presenza di una scistosità.

Entriamo nel metamorfismo di grado medio-alto, dalla mica e dal quarzo si formano grossi cristalli di feldspato, aumenta la percentuale di minerali granulari rispetto a quelli lamellari. I minerali felsici si separano da quelli femici, si formano lettini di minerali chiari e dei lettini di minerali scuri. La roccia già la conosciamo, è uno **gneiss**.

Infine, aumentando ancora la temperatura, i letti di quarzo e feldspato cominciano a fondere (sono minerali con punto di fusione più basso). Si origina così un'altra nostra vecchia conoscenza, una **migmatite**, mescolanza di gneiss e porzioni cristallizzate del materiale fuso.

[Figura 210] - Micascisto grafitoso
Facies: Scisti verdi - basso grado
Minerali: quarzo, mica chiara, grafite, albite
Protolite: sedimenti pelitico-sabbiosi
Il colore scuro è dovuto alla grafite derivata dalle sostanze organiche contenute nel sedimento di età carbonifera-superiore (320-290 Ma). Giardino delle rocce di Pollein (AO) – ph Michele Pregliasco

[Figura 211] - Gneiss anfibolico
Facies: scisti verdi
Minerali: anfibolo, clorite, quarzo, albite
Presenta un'alternanza di bande scure a anfibolo e clorite e di bande chiare a quarzo e albite.
Giardino delle rocce di Pollein (AO) – ph Michele Pregliasco

[Figura 212] - Alba alle Tre Cime di Lavaredo - Dolomiti del Cadore - ph Scutterstock_53193346

Capitolo 3
Le Alpi

Eppur si muove
- Glarus
- Federico Sacco contro i tacchi a spillo
- Il Cervino è africano

Storia geologica delle Alpi
- Le premesse (Triassico)
- Scoperte fortuite
- Nascita e morte delle piattaforme carbonatiche
- Il *rifting*: nasce l'Oceano Ligure-Piemontese (Giurassico)
- Rocce verdi del Monviso
- La subduzione: l'Oceano Ligure-Piemontese si chiude (Cretaceo-Paleocene)
- La galleria ferroviaria del Sempione
- L'orogenesi continua: la collisione tra Africa ed Europa (Eocene- oggi)
- La carta geologica delle Alpi

Geologia delle Alpi
- Il Brianzonese: un'isola in mezzo al mare
- Non è così semplice
- Sotto le Alpi
- Gli affioramenti

EPPUR SI MUOVE

Glarus

[Figura 213] - Il foro di San Martino, Glarona – ph Michele Pregliasco

Siamo in Svizzera, nel cantone di Glarona, tra gli incantevoli paesini di Elm e Flims affiora il *Tschingelhörner* con l'inconfondibile foro di San Martino dal quale, ogni 11 novembre, i raggi del sole illuminano il campanile del paesino che si trova ai suoi piedi.

A prima vista quello che appare è un "*sandwich*", dove le parti scure superiore e inferiore della montagna racchiudono uno strato chiaro, con degli sbuffetti di roccia scura all'interno.

Fin qui non ci sarebbe niente di interessante, a parte la singolarità paesaggistica che sembra il prodotto di un abile architetto più che della geologia. La cosa diventa intrigante quando ci si interroga sull'età delle rocce.

La parte scura superiore è una roccia molto conosciuta dai geologi, si chiama **verrucano**, vi sono estesi affioramenti sul monte Verruca vicino a Pisa, anche se più giovani rispetto al nostro.

È un affioramento che ci racconta di un remoto passato, il Permiano, in cui in una regione desertica, fiumi e corsi d'acqua depositavano sabbie e ciottoli, gli stessi che troviamo oggi, in questo conglomerato.

Il colore rosso, che si vede avvicinandosi all'affioramento, è dovuto proprio all'esposizione all'aria aperta e alla conseguente ossidazione dei minerali.

La sua età è 250 milioni di anni e ora, secondo il principio di sovrapposizione stratigrafica, ci dovremmo aspettare che le rocce su cui poggia questo strato siano più antiche.

La roccia alla base della formazione è una roccia scura chiamata ***flysch***, una parola che significa "*china scivolosa*", a rimarcare quanto il versante sia instabile, dal quale si estrae l'ardesia insieme a un'altra ricchezza: i pesci fossili. Per i geologi di fine 800, fu facile correlarli con il periodo in cui vissero: Oligocene, 28 milioni di anni fa.

[Figura 214] - Il Tschingelhörner, Glarona – ph Michele Pregliasco

[Figura 215] - Il verrucano con il suo caratteristico colore rosso è un conglomerato – ph Michele Pregliasco

[Figura 216] - Cava di ardesia a Engi, un piccolo comune nel cantone di Glarona. Qui sono stati estratti pesci e altri animali fossili – ph Michele Pregliasco

[Figura 217] - Cava di ardesia a Engi, un fossile racchiuso nella lastra di ardesia – ph Michele Pregliasco

Tutti rimasero sbalorditi: *come era possibile che strati così antichi fossero sovrapposti a ciò che era decisamente più giovane?*

I più eminenti esperti della Svizzera cercarono di dare una risposta, e lo fecero con le conoscenze dell'epoca, una piega che aveva ribaltato lo strato vecchio su quello più giovane, come quando si piega un vecchio materasso sopra alle lenzuola nuove.

Questa teoria non aveva bisogno di ammettere grossi spostamenti orizzontali, tutto sommato le rocce rimanevano lì dove erano state create e le pieghe risolvevano il problema.

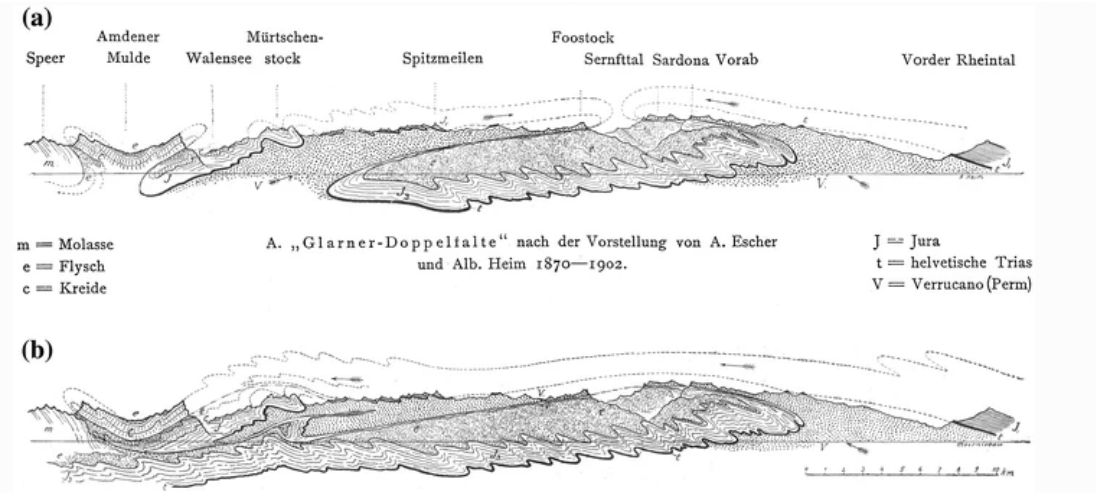
Osservando un po' meglio e ancora "più in grande" la regione, questi strati sembrano saltare da una vetta all'altra, testimoniando una continuità degli affioramenti, nonostante l'erosione ne avesse rimossi una parte. Sembra proprio che vogliano indicarci la strada che hanno percorso: 35 km in direzione nord.

La cosa si fa ancora più interessante quando si osserva la parte chiara centrale.

Si tratta del ***calcare di Lochseiten***; avvicinandosi si osserva chiaramente come questo strato sia piegato e contorto sotto il verrucano. Non solo, nel punto di contatto si vede una faglia, e tutto intorno le rocce sono finemente frammentate, fino a dar luogo a un tipo particolare di roccia: la **milonite**.

L'abbiamo già incontrata, è il prodotto della frizione tra blocchi rocciosi che scorrono l'uno sull'altro.

Questi indizi portano a sostenere che il blocco del verrucano sia sovrascorso sul flysch, come un treno è avanzato sulla roccia sottostante utilizzando il calcare come binario. Un binario che ha agito



[Figura 218] - In a) la doppia piega per spiegare la singolarità di Glarus, in b) viene supposto lo scorrimento di una falda sullo strato sottostante più giovane – Fonte ignota

[Figura 219] - Il calcare di Lochseiten, che affiora nel sito di Lochsite presso Glarona, fortemente piegato – ph Michele Pregliasco

come una sorta di lubrificante, di cuscinetto, sul quale il verrucano è riuscito a scorrere.

Il debole calcare non è soltanto stato rotto, ripiegato dal peso e dalla frizione della gigantesca massa in movimento, ma si vede chiaramente che, in alcuni punti, il flysch sottostante è penetrato nel calcare lasciandovi delle indelebili impronte scure.

Il verrucano è partito da lontano e ha terminato la sua corsa finendo sul dorso del flysch, ed ecco spiegato perché una formazione antica si sovrappone ad una più recente.

Fu Marcel Alexandre Bertrand (1847-1907) ad arrivare a questa conclusione nel 1884, suscitando il malumore di Albert Heim, fautore della piega. Per di più Marcel l'aveva basata sui rilievi effettuati dai suoi colleghi: non aveva mai messo piedi a Glarus!

Fu tra i pochi a non rinnegare la propria idea mobilista e con ragione direi: i sovrascorrimenti non si limitarono a interpretare la falda di Glarus ma l'intera dinamica della catena alpina, che da sud avanzò verso nord.

Questi terreni capaci di grandi spostamenti furono chiamati ***nappe***, che in francese significa tovaglia, noi italiani traduciamo con **falda**. Provate a stendere una tovaglia su un tavolo e a spingere un lato verso quello opposto: si formeranno delle pieghe che avanzeranno lungo la direzione della spinta e che si accavalleranno le une sulle altre.

È proprio ciò che accade nel corso di uno sovrascorrimento: nelle rocce si produrranno pieghe accavallate ben visibili che nelle Alpi svizzere tenderanno a inclinarsi verso nord seguendo la direzione di avanzamento delle falde (***vergenza***).

Saper leggere queste pieghe vuol dire capire in quale direzione si muovono i terreni e comprendere anche l'intima struttura dei cristalli che risulta disposta a favore di questi sforzi tettonici.

Emile Argand (1879-1940), un altro tra i grandi geologi svizzeri, affermò che bastava svolgere le grandi pieghe delle Alpi per ritrovare le falde affiancate le une alle altre come doveva essere in origine. In pratica si trattava di ridistendere la tovaglia, stirandone le pieghe, per ricostruire la posizione originale.

Era così possibile non solo risalire alla storia, ma addirittura restaurare la posizione geografica dei singoli terreni.

Nasceva così la **teoria faldista** o **mobilista**, una teoria unificante che spiegava diversi fenomeni che fino ad allora erano ritenuti prodotti da anomalie ed effetti locali.

Insomma era la fine di tutta una serie di interpretazioni che venivano spazzate via con un "colpo di falda".

Federico Sacco contro i tacchi a spillo

A inizio secolo l'autorità del piemontese Federico Sacco (1864-1948), illustre geologo e paleontologo, non si metteva in discussione. Con il volume "Le Alpi" era anche stato uno dei primi divulgatori scientifici, precursore del turismo geologico. Fu presidente della Società Geologica Italiana, del Comitato Geologico Italiano, del Comitato Glaciologico Italiano; membro del Consiglio Superiore delle Miniere dell'Accademia dei Lincei e dell'Accademia delle Scienze di Torino... un curriculum di tutto rispetto.

Nel 1929 pubblicò un testo dal titolo evocativo "Aberrazioni", una pungente critica a tutto campo che puntava il dito non solo su certe questioni scientifiche, ma anche sulla recente moda femminile piemontese.

E così i tacchi salivano sul banco degli imputati: *"ci fanno apparire le donne come camminanti sui trampoli"* insieme alle scollature: *"semplicismo con denudamento superiore facilitante le broncopolmoniti ed accorciamenti inferiore sin sopra le ginocchi in modo da lasciare più poche illusioni sul corpo femmineo"*.

Ma il clima in cui un geologo mobilista poteva trovarsi quando aveva a che fare con lui, lo percepiamo da questo passaggio nel quale commenta la teoria faldista come *"ultranappismo, l'estensione iperboleggiata di una buona teoria"*: pur riconoscendo che qualcosa si poteva muovere e piegarsi, difficilmente si poteva spostare più di tanto.

La stessa deriva dei continenti non sarà risparmiata dalle critiche, affermando che la mente *"rimane quasi attonita per l'arditezza dell'ipotesi wegeneriana"*, in pratica una bocciatura a tutto campo di uno scienziato, Wegener, che non stimava un granché. Eppure Sacco fu un grande geologo, a lui si devono i rilievi per la prima edizione di più di 30 fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 100 000.

Ne "Le Alpi" dà una descrizione delle pieghe e degli accavallamenti riuscendo a rappresentare, con una certa vena drammatica, il sollevamento delle Alpi.

"La nascita delle Alpi fu una vera tempesta che si abbatté sul continente europeo: le onde di corrugamento crostale si formarono sempre più numerose, si innalzarono, si addensarono, si sospinsero, sino a rovesciarsi, ad accavallarsi, a sovrapporsi, sempre più sollevandosi ed estendendosi nel complesso. Ma siccome non erano onde d'acqua ma rughe di roccia, esse rimasero là dove e come furono formate, costituendo nell'insieme la grande, alta ed estesa regione alpina. E come vediamo tra le onde marine di tempesta alcune ampie altre strette, alcune alte ed altre depresse, certune innalzarsi e spingersi avanti a rompersi nella loro arcuata ed elevata regione di cresta, sino a rovesciarsi sulle onde antistanti, così in modo analogo si comportano le rughe alpine."

Peccato che in tutto questo non ci fu spazio per le idee faldiste. Sacco si sbagliava affermando che le pieghe "rimasero là dove e come furono formate", le falde si spostarono a dispetto del fissismo, tant'è che alcune dall'Africa giunsero in Europa!

Le idee moderne riuscirono a passare con difficoltà il vaglio della scienza, forse è giusto così, e possiamo capire il buon Felice Giordano quando, anni addietro, scalò il Cervino rinunciando a qualsiasi speculazione mobilista.

Il Cervino è africano

[Figura 220] - Il Cervino – ph Michele Pregliasco

La conquista del Cervino del 1865 fu una sfida tra l'inglese Edward Whymper e l'italiano Jean Antoine Carrel. Più che la sfida tra due uomini, la corsa alle maggiori vette europee rappresentava la sfida tra due nazioni: il giovane Regno d'Italia aveva già lasciato agli inglesi la conquista del Monviso e orgogliosamente rivendicava per sé la Gran Becca. Tutti sappiamo come finirono le cose: con grande disappunto di Carrel e del ministro Quintino Sella, Whymper arrivò per primo.

In questo agone nazionalistico i contendenti trascuravano forse qualcosa: il Cervino non è una vetta "europea". Come tante altre cime delle Alpi la sua origine è africana.

Se ne accorse il geologo Felice Giordano, o forse sarebbe meglio dire: "rischiò" di accorgersene.

Erano i tempi in cui scienza e alpinismo andavano a braccetto, si scalavano le montagne per conquistarle prima degli inglesi e per studiarle.

Furono questi gli intenti che, tre anni dopo l'impresa di Whymper, portarono Giordano sulla vetta e, mentre attendeva che l'immancabile barometro "portato lassù intatto con notevole fatica" si stabilizzasse, "saziava un appetito canino divorando un'ottima beccaccia in conserva presa in Torino".

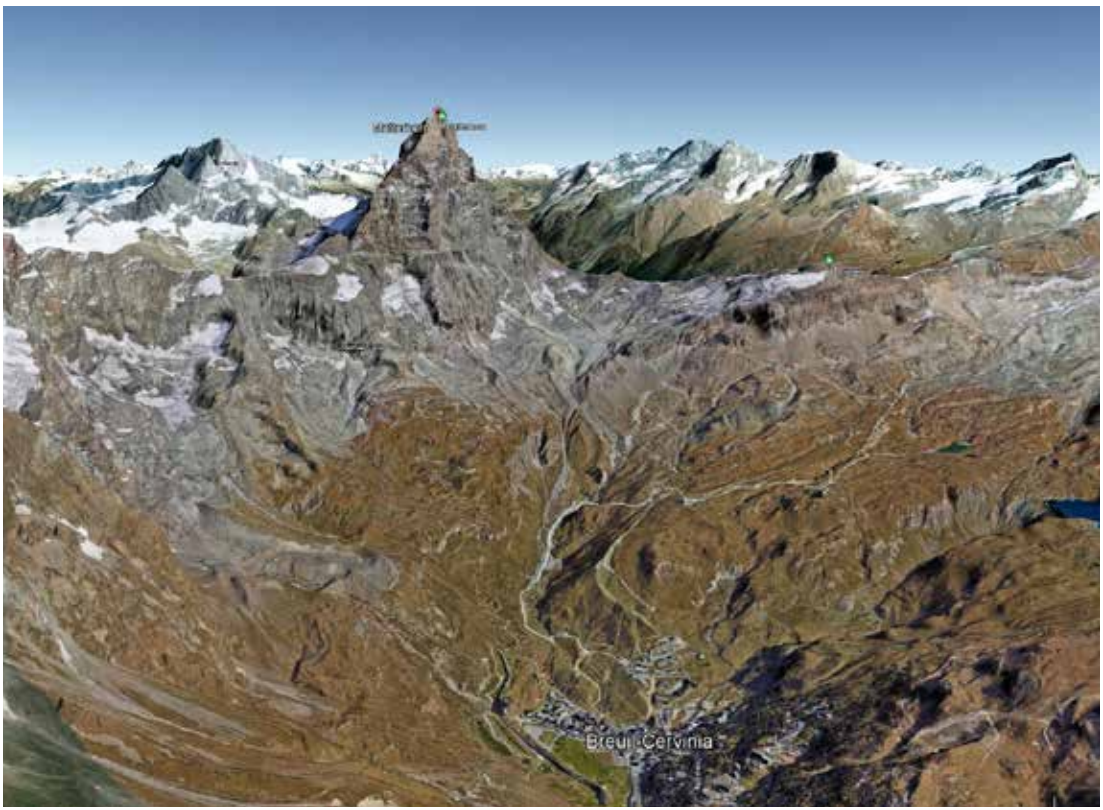
Da quella posizione privilegiata che dominava sulle Alpi, non poté certo sfuggirgli che strati più giovani giacevano su strati più vecchi e per logica conseguenza una giovane falda si era mossa per mettersi a cavalcioni di una più antica. Ma i tempi non erano ancora maturi e così Giordano commentò la sua stessa idea: *"Simile spaventoso riversamento con cui soltanto potrebbersi spiegare*

le indicazioni delle carte geologiche…, diventa una supposizione non solo rischiatissima ma inutile."

E così l'Italia perse l'occasione di vantare l'invenzione della teoria faldista, a vantaggio degli svizzeri che, anni dopo, annunceranno di averne trovato le prove a Glarus.

Eppure il Cervino restò caparbiamente africano nonostante nessuno volesse riconoscerlo, e così anche molte montagne mèta degli odierni sciatori domenicali.

Con gran disdegno dei confini geografici, la catena alpina porta in sé le tracce di un antico passato, di rocce africane ed europee, e di ciò che rimane di quanto, all'epoca dei dinosauri, separava l'Africa dall'Europa: l'Oceano Ligure-Piemontese. Il destino degli oceani è strettamente intrecciato a quello delle montagne: per ogni oceano che scompare, una nuova catena montuosa nasce. A questa regola non fa eccezione l'oceano dei dinosauri che oggi non esiste più perché al suo posto ci sono le Alpi. Ma per raccontare la storia geologica della catena alpina dobbiamo fare un salto nel passato e portarci al periodo precedente il dominio dei grandi rettili e più precisamente a 250 milioni di anni fa.



[Figura 221] - Visione aerea del Cervino. La differenza di colori e delle morfologie fa intuire che qui siamo in presenza di affioramenti rocciosi con storie geologiche diverse – da Google Earth.

STORIA GEOLOGICA DELLE ALPI

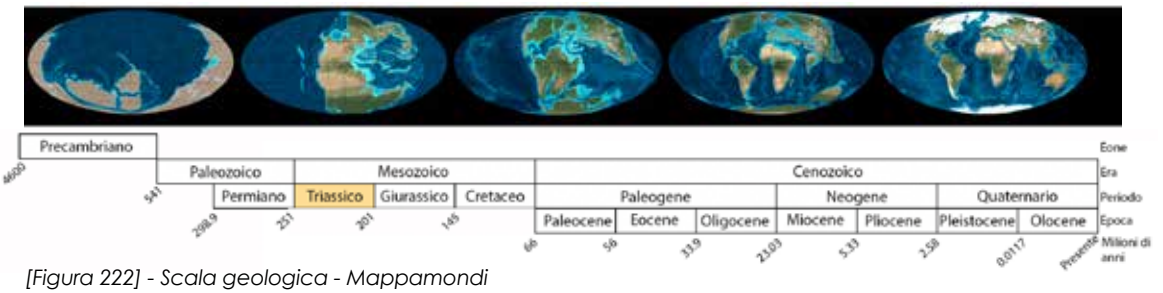
Siamo pronti a partire con la storia geologica delle Alpi.

Come si formò la catena alpina?

Che cosa c'era prima?

Saranno ancora le idee a guidarci, tra scoperte recenti e teorie del passato che hanno aperto la strada alla geologia moderna. Sarà un'occasione per gettare uno sguardo su ambienti totalmente diversi da quelli in cui, noi oggi, camminiamo. Eppure si tratta degli stessi territori di milioni di anni fa.

Le premesse (Triassico)



[Figura 222] - Scala geologica - Mappamondi

250 milioni di anni fa la Terra vista dallo spazio ci sarebbe apparsa incredibilmente diversa: un unico super-continente, la **Pangea**, includeva tutte le terre emerse. Questa configurazione del pianeta comportava un clima caldo e arido e gli animali terrestri potevano spostarsi da un capo all'altro della Pangea senza incontrare mari o oceani da attraversare: una bella comodità!

Il vulcanico periodo Permiano stava volgendo al termine: il più efferato e grandioso delitto della storia segna l'inizio del periodo Triassico. L'estinzione di massa del 90% delle specie conosciute ha rappresentato per i pochi sopravvissuti un'occasione straordinaria per impadronirsi del pianeta.

Il clima torrido favoriva i rettili, che per essere attivi hanno bisogno del calore del

[Figura 223] - La Terra nel Triassico superiore (220 M.a.), si noti la lacerazione al centro del continente: la Pangea sta per separarsi in due blocchi continentali – da R.Blakey US geology, modificato

sole. Non si trattava ancora dei grandi dinosauri, ma di una molteplicità di specie di taglia più piccola e molto diversificate per meglio rispondere all'imperativo della sopravvivenza. La natura cominciò a fare esperimenti: c'era chi si evolveva per correre, chi per camminare, chi per nuotare; i predatori sviluppavano nuove strategie per cacciare, e le prede nuove difese. I fossili dei rettili triassici si ritrovano oggi nelle Dolomiti, sul Monte San Giorgio (al confine tra la provincia di Varese e il Cantone Ticino) e, occasionalmente, in ristrette aree dell'arco alpino (ad es. al Passo della Gardetta, in Piemonte) sono presenti le impronte del loro passaggio su quelle che furono antiche spiagge fangose solcate dalle onde del mare.

Il **Triassico** avrebbe fatto la fortuna degli stabilimenti balneari: un mare tropicale dal nome suggestivo (Golfo della Tetide) lambiva le coste europee e africane all'altezza dell'equatore.

Si trattava di una *paleo-Europa* e una *paleo-Africa* diverse da quelle attuali e la Tetide non era certo il Mediterraneo.

Dal basso fondale emergevano isolotti vulcanici e atolli tra i quali si aggiravano grandi rettili marini, come gli ***Ittiosauri*** che oggi possiamo osservare nel museo di Besano (VA).

Peccato che l'Italia non ci fosse, o meglio non era ancora stata "assemblata": le Dolomiti, così come tutte le altre piattaforme carbonatiche, sono il ricordo di quel mare

[Figura 224] - Gole delle Breggia, nel Cantone del Ticino (Svizzera). Gli strati incisi nel Calcare di Moltrasio documentano la storia geologica che risale a 200 milioni di anni. È l'acqua ad aver messo in evidenza la stratificazione erodendo e asportando i materiali più teneri – ph Michele Pregliasco

basso e caldo, in cui gessi, anidriti, calcari e dolomie sedimentavano turbati, di tanto in tanto, dalle eruzioni vulcaniche.

Alla fine del Triassico due fatti inaspettati mescolarono nuovamente le carte: una nuova piccola estinzione si consumò e una profonda lacerazione s'insinuò proprio al centro della Pangea.

Si apre così, 200 milioni di anni fa, un nuovo periodo geologico. Nel corso del Giurassico la Pangea si frammentò: Africa ed Europa si allontanarono l'una dall'altra e in mezzo a loro si aprì l'Oceano Ligure-Piemontese, mentre sulla terraferma i dinosauri erano, oramai, all'apice della catena alimentare.

L'Italia non c'era ancora, era sotto il livello del mare e gran parte di quel poco che era emerso, le piattaforme carbonatiche, affondò, ma è certo che i grandi rettili passeggiarono su alcune spiagge giurassiche italiane, come testimoniano le rocce esposte presso i Lavini di Marco (TN), qualcosa si era salvato.

Il mare avanzò anche sui continenti, i loro margini stavano sprofondando a causa dell'oceanizzazione, la linea di costa arretrò e i mari divennero sempre più profondi. Una storia molto ben documentata nelle rocce stratificate delle gole della Breggia, un pezzo dell'antica costa africana nella Svizzera italiana.

Scoperte fortuite

L'evoluzione non smette mai di lavorare, e fece un ottimo lavoro non solo con i dinosauri ma anche con chi li aveva preceduti. Anche l'Italia conserva tracce di questi rettili, alcune risalgono proprio al periodo Triassico o poco più in là.

Nel 1989 il roveretano Luciano Chemini segnala delle orme di dinosauro impresse su una spiaggia che risale a 200 milioni di anni fa. Da allora le impronte dei Lavini di Marco (TN) saranno seconde solo al sito di Altamura (BA).

[Figura 225] - Impronte fossili di Dinosauro, Lavini di Marco (TN) – ph Michele Pregliasco

È un sito più piccolo rispetto al suo analogo meridionale ma molto più antico, agli albori del periodo Giurassico, e anche qui si trovano delle vere e proprie piste su cui gli animali hanno camminato che ci dicono molto delle loro abitudini.

Il valore dell'impronta sta proprio in questo: ci dà informazioni su come l'animale si muoveva, se correva, a quale velocità, le sue abitudini "sociali", se viveva in gruppo o se era un solitario, quali prede cacciava e con quali strategie.

Pensate che il mito per il quale i dinosauri trascinavano la coda sul terreno è stato sfatato proprio perché non c'è traccia della sua impronta nelle piste fossili. La coda era tenuta ben distante dal terreno e allineata al resto del corpo per bilanciare l'animale durante la locomozione e la corsa, una cosa che faceva la differenza con le più goffe e antiche lucertole.

Il ritrovamento di impronte fossili in Italia è dovuto più al caso che a un preciso piano di ricerca. Si tratta di ritrovamenti accidentali, il più delle volte neanche effettuati da esperti, ma da semplici "appassionati di natura" come il nostro Chemini. Questo vuol dire che anche tu che stai leggendo queste righe potresti imbatterti nell'orma sconosciuta di un antico rettile, ovviamente se sei nel posto giusto, al momento giusto e se la sai riconoscere.

Ed è quello che successe nel 2008 a Enrico Collo, geologo e divulgatore scientifico, sull'Altopiano della Gardetta: era probabilmente passato in quel luogo migliaia di volte, accompagnando i turisti, me compreso, ma quel giorno successe qualcosa.

Una lastra di quarzite si era da poco staccata dalla parete e un'orma a cinque dita era apparsa con tanto di quello che poteva essere un pollice. Può non essere

[Figura 226] - L'impronta fossile rinvenuta sull'Altopiano della Gardetta, Alpi Cozie (CN) – ph Michele Pregliasco

[Figura 227] - La controimpronta, si tratta del calco in rilievo dell'impronta fossile – ph Michele Pregliasco

[Figura 228] - Il geologo Enrico Collo sul sito dove sono state ritrovate le impronte, alle sue spalle un ripple mark testimone di una spiaggia fossile – ph Michele Pregliasco

semplice distinguere un'impronta fossile da un qualche accidente, pensate che, prima dell'intuizione di Chemini, si pensava che i "buchi" del Lavini di Marco fossero la conseguenza delle bombe esplose durante la guerra, o almeno così si raccontava. Fu questa la ragione per cui Enrico e il professor Michele Piazza della Facoltà di Geologia dell'Università di Genova, coinvolsero un esperto: Heinz Furrer dell'Università di Zurigo.

Il risultato fu che non si trattava di un dinosauro ma di qualcosa di più antico: era un giovane *Ticinosuchus ferox*, lungo

[Figura 229] - L'Altopiano della Gardetta, con una veduta della Rocca la Meja, un esempio di formazione triassica nel Brianzonese – ph Michele Pregliasco

appena, si fa per dire, un metro e mezzo (gli adulti arrivano a due metri e mezzo e i cugini argentini arrivano a 7), che si avventurò sulle spiagge triassiche della Gardetta.

Proprio perché le impronte assomigliano fortemente a quelle lasciate da una mano sono chiamate "chiroteriane" (da *Chirotherium* = mano bestiale).

In passato queste impronte misero in un serio imbarazzo gli scienziati.

Quello che sembrava il pollice risultava essere al posto del mignolo, come se l'animale avesse camminato incrociando le zampe lasciando l'impronta del pollice esternamente. Fortunatamente per il nostro rettile i paleontologi capirono più tardi che quello era effettivamente un mignolo o, per dirla scientificamente, il quinto dito. Cose che capitano, d'altra parte andò peggio al primo dinosauro conosciuto, l'**Iguanodonte**: il suo pollice fu posto sul suo naso a guisa di corno!

Ma lasciamo da parte questi Frankenstein paleontologici per concentraci su ciò che le orme della Gardetta ci raccontano.

Il nostro *Ticinosuchus*, ossia "coccodrillo del Ticino", poiché i primi fossili di questo rettile sono stati rinvenuti sul Monte San Giorgio (Patrimonio Mondiale dell'Unesco), nel sud del Canton Ticino in Svizzera, era probabilmente a caccia sulla calda spiaggia tropicale, magari in cerca di qualche carogna o di qualche preda che si avventurava in cerca di cibo. Era probabilmente seguito da altri animali opportunisti, che non vedevano l'ora di partecipare al banchetto. Non è diverso da quanto succeda oggi nella Savana tra leoni, iene e gazzelle.

Il *Ticinosuchus* è un crurotarso, possedeva una articolazione particolare tra la gamba *crus* e la caviglia *tarsos* che assieme alla postura eretta (sulle quattro zampe) dava a questi animali una buona capacità di locomozione, per stare al passo con le loro prede. I dinosauri saranno ancora più evoluti in fatto di capacità di movimento, delle autentiche Ferrari!

Che fine fecero i Ticinosuchus?

La risposta è che si estinsero alla fine del Triassico, i discendenti dei **Crurotarsi** sono oggi gli attuali coccodrilli che condividono pertanto un antenato in comune con questi rettili estinti.

Torniamo alla nostra spiaggia che oggi costituisce una parte delle rocce dell'altopiano della Gardetta e cerchiamo di capire l'evoluzione geologica di questo luogo rappresentativo del periodo Triassico, nel quale il nostro superpredatore abitava.

Le prime testimonianze geologiche ci parlano di una intensa attività vulcanica che formò le rocce effusive chiamate **andesiti** (prodotte da lave più fluide), **rioliti** (lave più viscose) e **porfiroidi** (fenomeni esplosivi). Sono le fasi conclusive di un'orogenesi precedente a quella alpina, l'orogenesi ercinica, iniziata più di 300 milioni di anni fa. Le antiche catene montuose furono erose, ciottoli e detriti trasportati dai fiumi verso le pianure formarono i conglomerati, qualcosa di analogo al verrucano che abbiamo già incontrato. 250 milioni di anni fa, all'inizio del Triassico, il mare avanzò su questo ambiente continentale che cominciò a essere sostituito dalle spiagge che procedevano verso l'interno. Sulle sabbie quarzose rimasero impresse piccole dune create dai moti ondosi *(ripple marks)* ed è qui che abbiamo trovato le impronte dei nostri rettili, in rocce chiamate **quarziti**.

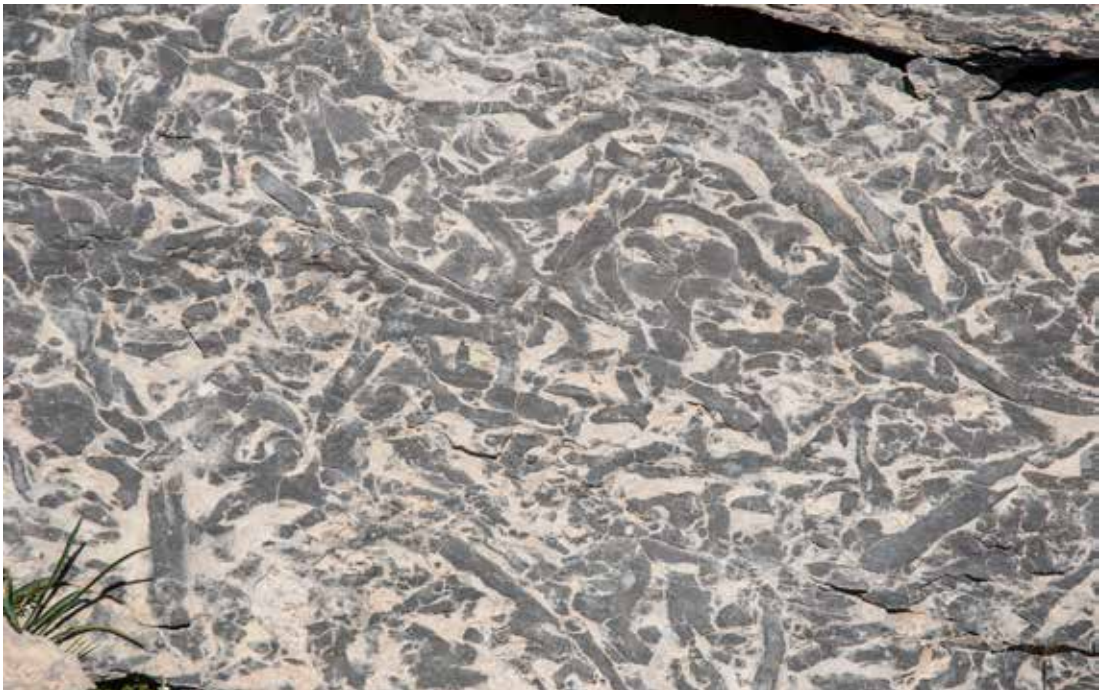
[Figura 230] - La raffigurazione del Ticinosuchus nel piccolo Museo Geologico della Gardetta a Marmora e Canosio (CN) - ph Michele Pregliasco

In questo ambiente arido dal clima caldo, si formarono delle lagune nelle quali si depositarono le **evaporiti**, con **gessi** e **calcari**. Le **carniole** o calcari a cellette sono le bizzarre rappresentanti di quel periodo, qui il calcare ci appare cariato perché da quei vuoti manca il gesso che si è sciolto nel tempo. E arriviamo all'ultima tappa del nostro viaggio, quando un mare basso tropicale, 230 milioni di anni fa, nel Triassico medio, invade la piattaforma continentale e ci lascia gli affioramenti di **dolomie** e **calcari** oltre a delle particolarissime tracce fossili a forma di tubo (*Rhyzocorallium*), probabilmente appartenute ad antichi crostacei che setacciavano il sedimento in cerca di cibo; altri piccoli organismi hanno lasciato traccia delle loro gallerie nei calcari vermicolati. Infine c'era chi si nutriva filtrando l'acqua di mare: sono i **crinoidi**, simili agli attuali gigli di mare; questi fossili, spesso rotti dalle tempeste, si rinvengono assieme a piccole conchiglie e alghe.

Questo mondo di spiagge e bassi fondali scomparirà nel Giurassico, precisamente circa 150 milioni di anni fa, quando l'Oceano Ligure-Piemontese sommergerà questa piattaforma carbonatica. Avrete notato come questa storia ricalchi quella che ho già esposto nel capitolo "le premesse": in effetti si tratta degli stessi eventi che vengono registrati nelle rocce delle diverse località italiane. Ecco perché conoscere la storia geologica aiuta a capire quello che vediamo.

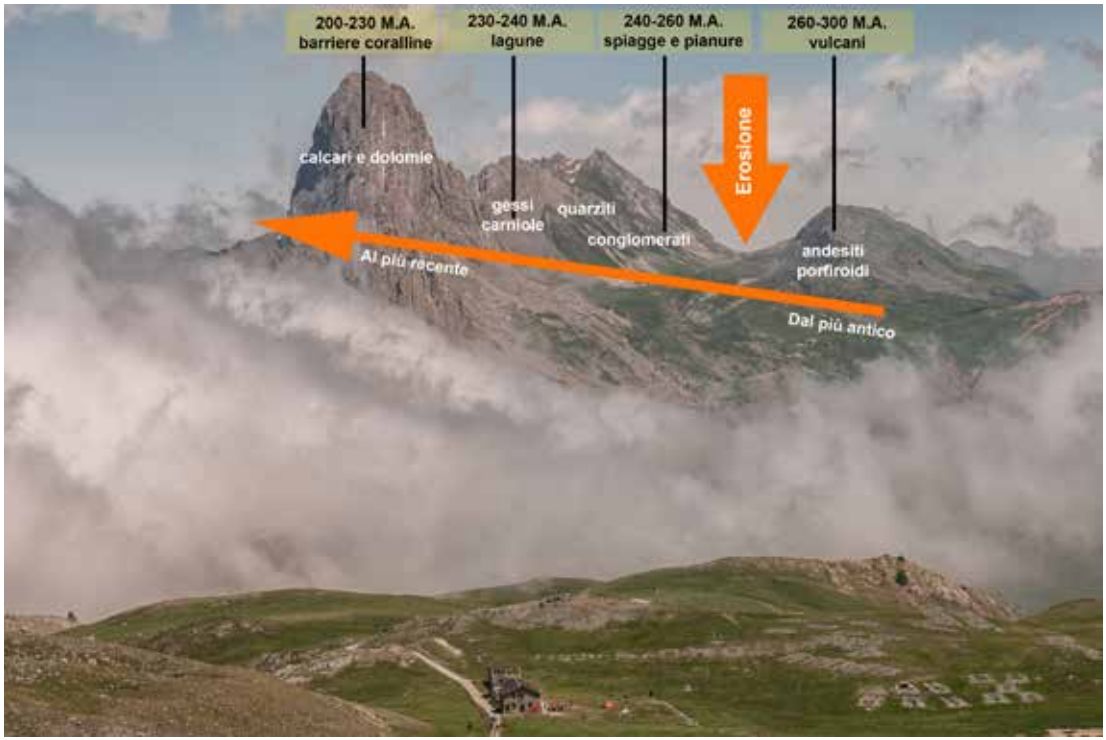
[Figura 231] - Calcare a cellette o carniola, Museo Geologico della Gardetta, testimonianza di un bacino che si stava prosciugando – ph Michele Pregliasco

[Figura 232] - Tracce fossili Rhyzocorallium lasciate, probabilmente, da crostacei decapodi; Altopiano della Gardetta, Alpi Cozie (CN) – ph Michele Pregliasco



[Figura 233] - Calcari vermicolati, un altro segno della presenza di organismi che popolavano il mare che si trovava dove ora c'è la Gardetta 200 milioni di anni fa – ph Michele Pregliasco

[Figura 234] - I crinoidi sono una classe di echinodermi che abitavano i mari del Triassico, Altopiano della Gardetta – ph Michele Pregliasco



[Figura 235] - Una panoramica del paesaggio geologico ai piedi della Rocca la Meja, nell'immagine le formazioni sono più recenti procedendo nel verso della freccia (da destra verso sinistra). Si noti anche come si passi da un ambiente costiero (spiagge e pianure) a uno francamente marino (barriere coralline), segno che, nel corso del tempo, il mare invadeva questo territorio. È stata l'erosione a mettere a giorno le rocce, la stessa che ha creato la valle glaciale indicata dalla freccia – da Geologia e Turismo in provincia di Cuneo, volume 2, 2010

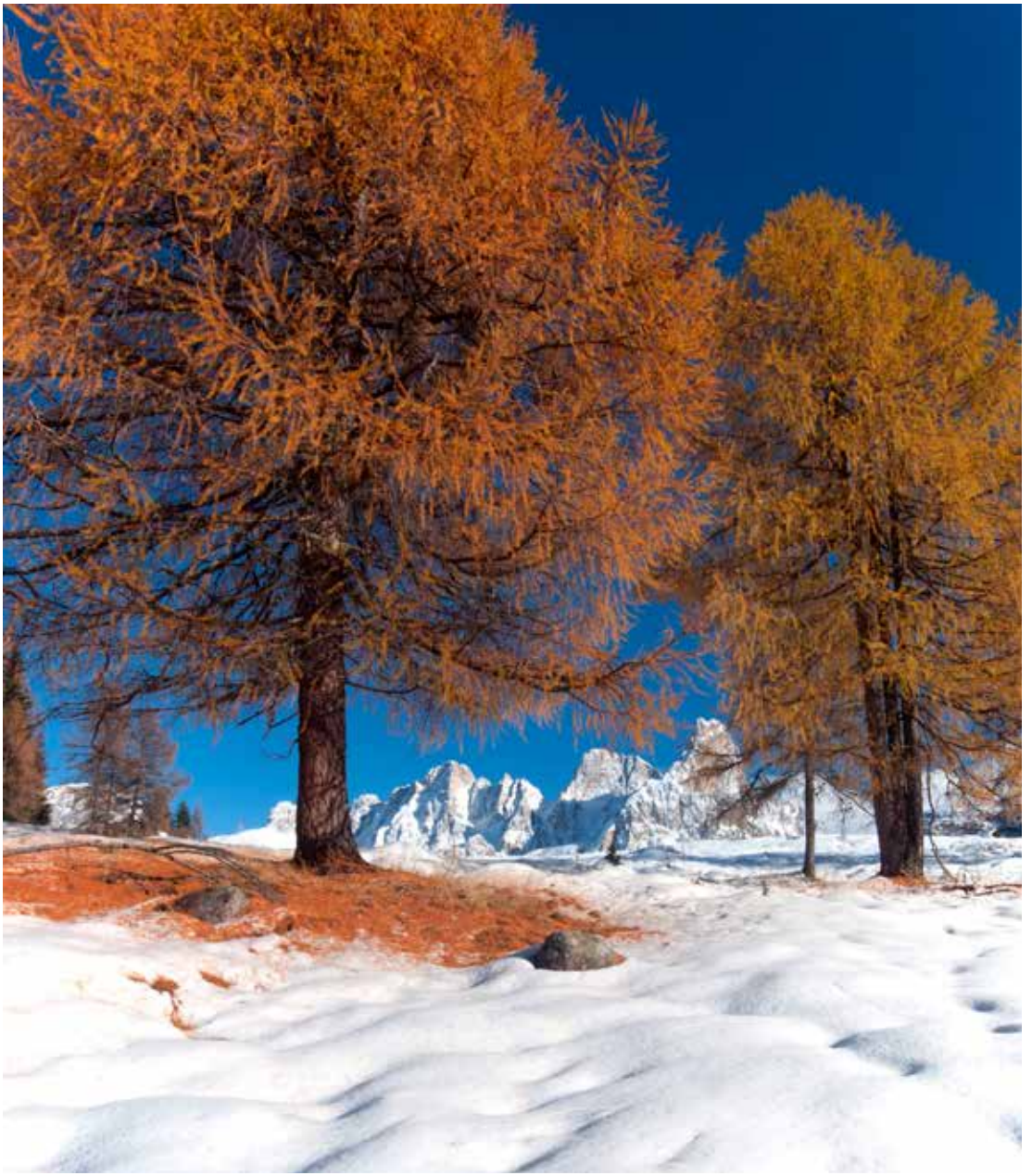
Nascita e morte delle piattaforme carbonatiche

Abbiamo già parlato delle piattaforme carbonatiche nel capitolo relativo alle rocce sedimentarie. Non possiamo lasciare il Triassico senza contestualizzare la loro storia che si svolge proprio in questo periodo.

Le Dolomiti sono il luogo simbolo di queste strutture innalzate da organismi costruttori quali: *patch-reef* a coralli, spugne e un gran numero di organismi incrostanti dell'antico mare della Tetide. Ne risultò un arcipelago di isole tropicali che avrebbe tranquillamente potuto far concorrenza all'attuale Polinesia.

La sua storia iniziò nell'Anisico, 247 milioni di anni fa, ma già nel Ladinico, fu sconvolto da una serie di eruzioni vulcaniche, probabile conseguenza di una Pangea che si stava frantumando.

Tonnellate di ceneri vulcaniche e lave si riversarono nei mari e sulle isole, non fu un bel momento per gli organismi costruttori. In compenso oggi il paesaggio dolomitico è arricchito dal contrasto tra i dolci pendii delle scure rocce vulcaniche e le strapiombanti pareti chiare dei calcari e



[Figura 236] - Pale di san Martino, assieme al Latemar, il gruppo Sciliar-Catinaccio, le Odle, il gruppo Marmolada-Costabella e la Civetta per citarne solo alcune, rappresentano le piattaforme carbonatiche dolomitiche più antiche, che si formarono nei bacini fra l'Anisico e il Ladinico. Si caratterizzano per un pronunciato sviluppo verticale (aggradazione) – ph Michele Pregliasco

[Figura 237] - Dal lago di Carezza si ha una panoramica sui gruppi montuosi del Latemar e del Catinaccio – ph Michele Pregliasco

delle dolomie. Due corpi vulcanici, della grandezza del Vesuvio, emersero dalle acque, uno nei pressi di Predazzo e l'altro poco più a ovest della Marmolada. Oggi non sono più visibili, smantellati dall'erosione, solo le rocce intrusive (sui monti Monzoni) ed effusive rimangono a testimoniare le antiche eruzioni.

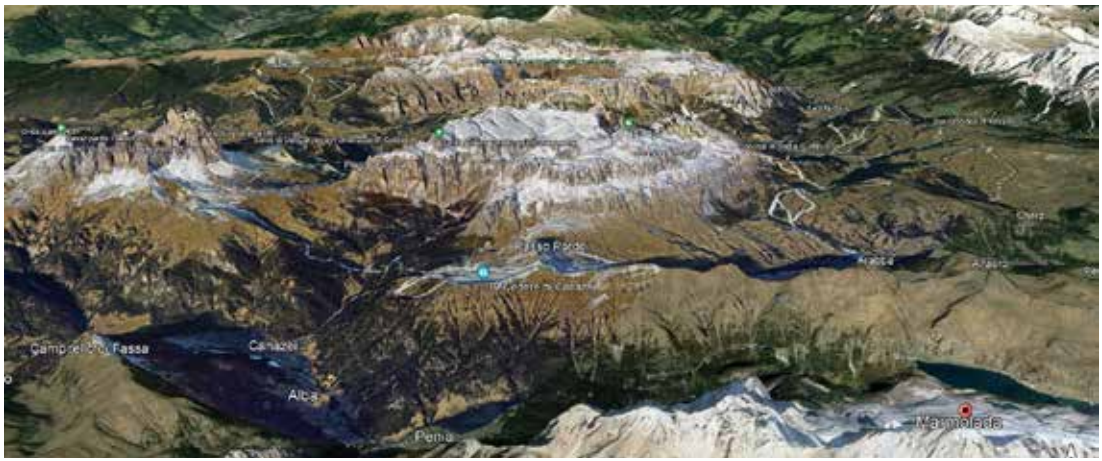
Terminato l'evento vulcanico, una seconda generazione di piattaforme carbonatiche cominciò a crescere, alcune continuarono su ciò che restava delle precedenti, le isole si allargarono sempre di più e anche i coralli stavano cominciando a riprendersi dopo l'estinzione del Permiano.

Siano così giunti al periodo Carnico (da 237 a 227 Ma) e alle sue, spettacolari, piattaforme caratterizzate dalla progradazione (vedi capitolo II, "Piattaforme carbonatiche").

La parte inferiore del gruppo del Sella è un evidente esempio di queste strutture sedimentarie, caratterizzate da un importante sviluppo orizzontale: con un nucleo centrale attorno al quale sedimentò il calcare che si trasformò in dolomia.

Intanto la sedimentazione proseguiva, gli atolli continuavano a ingrandirsi e a scaricare sedimenti nel mare che comincia a riempirsi. Si creò così una grande pianura, qualcosa che assomigliava alle Bahamas.

[Figura 238] - Monzoni, il contatto netto e ben evidente tra le rocce di origine vulcanica (scure) e le rocce calcaree della Marmolada testimoniano le eruzioni triassiche nelle piattaforme carbonatiche dolomitiche – ph Michele Pregliasco



[Figura 239] - In questa visione dall'alto, il gruppo del Sella (al centro), Marmolada (sotto) e Sasso Lungo (a sinistra). Si può facilmente immaginare il mare (la Tetide) che occupava le valli dal quale emergevano isole e arcipelaghi rappresentati, oggi, dai gruppi dolomitici. Il Sella si riconosce per la sua forma: un nucleo centrale attorno al quale si sedimentò il calcare trasformato in dolomia – da Google Earth

[Figura 240] - Il gruppo del Sella, rappresenta le piattaforme carbonatiche più recenti delle Dolomiti. La parte inferiore si formò nel Carnico (Dolomia Cassiana) ed è caratterizzata da un pronunciato sviluppo orizzontale (progradazione), sopra si stratificò la Dolomia Principale – ph Michele Pregliasco

[Figura 241] - Torri del Sella dal passo Gardena (piattaforma Carnica) – ph Michele Pregliasco

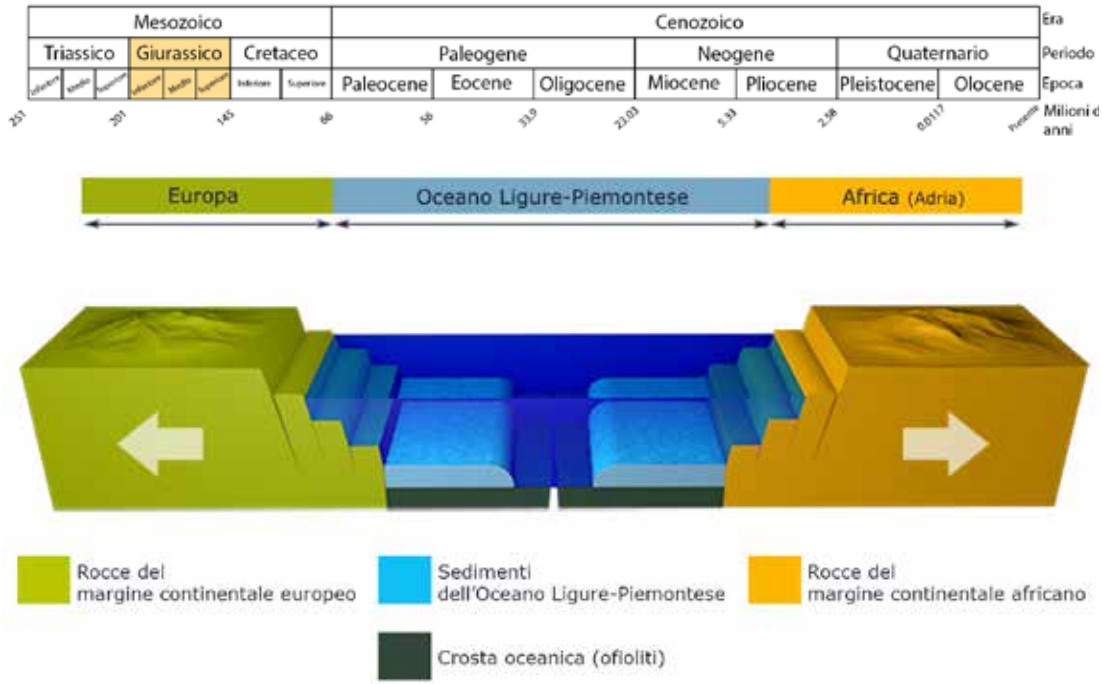
[Figura 242] - Le Tre Cime di Lavaredo, costituite dalla Dolomia Principale formatasi nel periodo Norico (228 M.A.), osservate l'evidente stratificazione della dolomia – ph Michele Pregliasco

[Figura 243] - L'isola di Andros, nelle Bahamas, caratterizzata da paludi costiere, periodicamente invase dal mare. È in un ambiente simile a quello in cui, nel Norico, si depositarono i carbonati che diedero luogo alla Dolomia Principale – da Google Earth.

Le ultime piattaforme carbonatiche del Norico (da 227 a 208 Ma) sono quelle costituite dalla Dolomia Principale, una dolomia spesso organizzata in cicli peritidali (vedi capitolo II, "cicli"). Non erano atolli corallini ma paludi costiere, periodicamente invase dal mare, qualcosa di simile alle barene della laguna Veneta, solo che qui eravamo in un caldo clima tropicale.

Con il finire del Triassico finisce anche il periodo delle piattaforme carbonatiche, la subsidenza riprende, un nuovo oceano sta nascendo, e le piattaforme "affogheranno" nelle acque del mare.

Il *rifting*: nasce l'Oceano Ligure-Piemontese (Giurassico)



[Figura 244] - Il margine europeo si separò da quello africano (costituito da un suo prolungamento chiamato Adria), in mezzo si aprì l'Oceano Ligure-Piemontese. Sulla crosta oceanica in espansione cominciarono a depositarsi i sedimenti di quell'oceano caldo e profondo – disegno di Michele Pregliasco

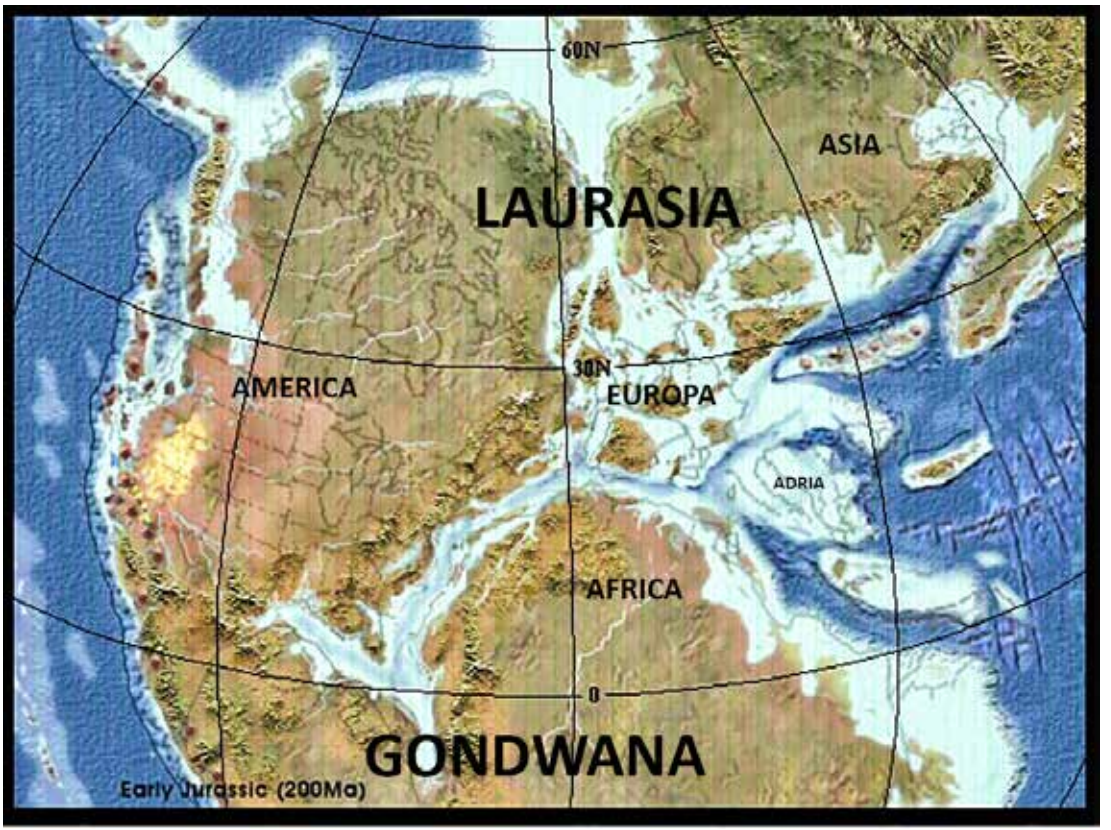
Siamo giunti al Giurassico, ed è il momento di parlare di come avvenne l'oceanizzazione della nostra Tetide, quel golfo di mare basso tropicale nel quale stava nascendo l'Oceano Ligure-Piemontese.

La formazione di un oceano è il risultato della lacerazione della crosta terrestre dovuta all'allontanamento di due placche. L'Oceano Ligure-Piemontese nacque tra la placca africana (più precisamente un

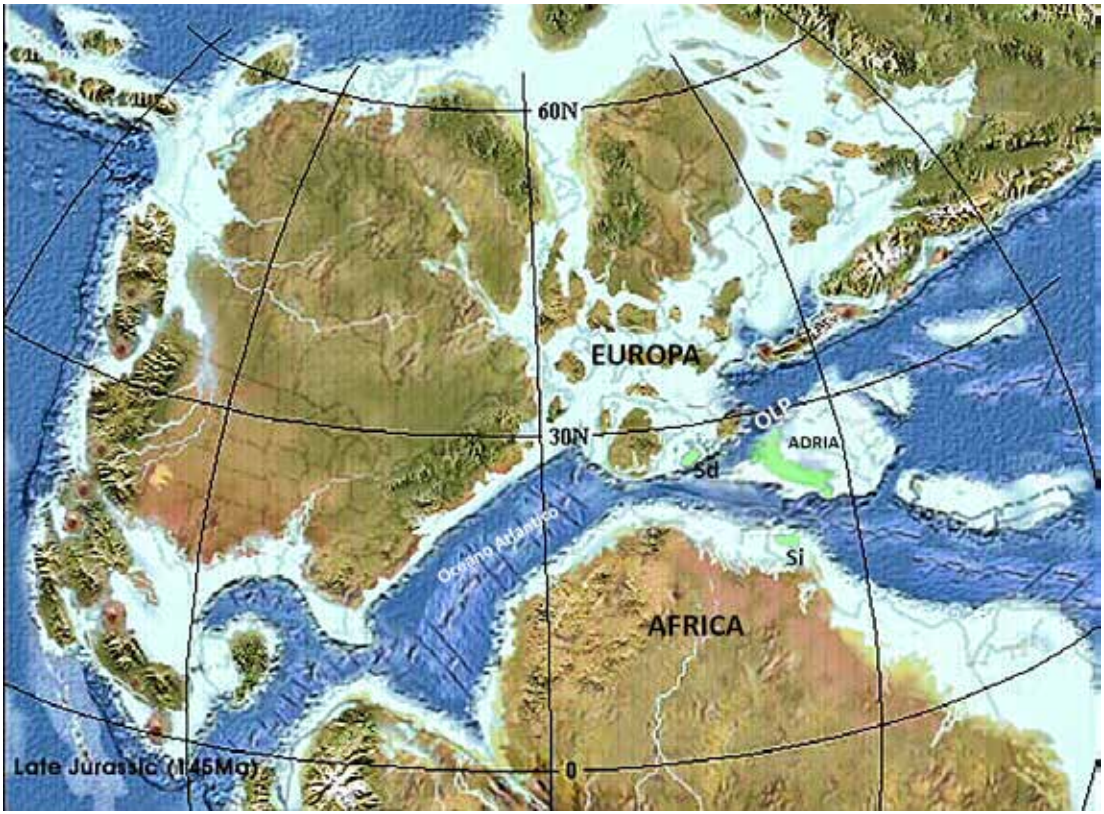
suo prolungamento chiamato Adria) e quella europea, quando iniziarono a separarsi a una velocità di un paio di centimetri l'anno.

Con questo ritmo, nell'arco di milioni di anni, l'Oceano Ligure-Piemontese si espanse all'interno della Tetide fino a raggiungere un'estensione di circa mille chilometri. Mentre le placche si allontanavano, dalla lacerazione della crosta terrestre fuoriuscivano materiali vulcanici provenienti dal mantello che, raffreddandosi, andarono progressivamente a formare nuova crosta oceanica di tipo basaltico. Nuova litosfera stava nascendo e una dorsale medio-oceanica si era formata. Sopra la crosta oceanica poi sedimentarono i materiali prodotti dall'attività degli organismi che vivevano in quel mare caldo (eravamo vicino all'equatore), e in seguito arrivarono anche i sedimenti provenienti dalle terre emerse.

Oggi tutto questo lo ritroviamo in alcuni tratti della catena alpina, sul Monviso, nelle Alpi Liguri e in Val d'Aosta, ma con un aspetto completamento diverso: questi materiali sono stati trasformati dall'orogenesi in rocce metamorfiche.



[Figura 245] - Giurassico inferiore, la Pangea si sta frantumando, al centro si notato le lacerazioni che porteranno alla separazione del blocco occidentale (Laurasia) da quello meridionale(Gondwana) – da R.Blakey US geology, modificato



[Figura 246] - Giurassico superiore. L'Oceano Ligure-Piemontese (OLP) è in piena espansione, è un braccio di mare che separa una propaggine del continente africano chiamata Adria dall'Europa. Si noti la Corsica e la Sardegna (Sd) sul continente europeo, mentre la Sicilia è francamente africana. Notare come il tutto sia governato dall'apertura dell'Oceano Atlantico - da R. Blakey US geology, modificato

Cosa avremmo visto?

Questo è ciò che avremmo potuto vedere tra i duecento e i centocinquanta milioni di anni fa, nel corso del Giurassico.

La frammentazione del supercontinente Pangea e la conseguente apertura dell'Oceano Atlantico, fece sì che l'Africa si allontanasse dall'Europa.

Fu così che nel mare delle Tetide si aprì l'Oceano Ligure-Piemontese.

Separava l'Europa da una propaggine del continente africano, l'Adria.

Questo braccio oceanico continuò a espandersi per tutto il Giurassico arrivando a profondità superiori ai 2500-3000 m.

È interessante osservare che la Corsica e la Sardegna sono situate sul margine del continente europeo, mentre la Sicilia è in territorio africano.

Come abbiamo già anticipato l'Italia non c'è, i territori dove sorgerà il nostro paese sono sommersi dal mare.

Dovremo aspettare il Cretacico perché qualcosa cominci a emergere dalle acque.

Rocce verdi del Monviso

Torino, 15 agosto 1863

"Carissimo amico,
Siamo riesciti; ed una comitiva d'italiani è finalmente salita sul Monviso!"

Così Quintino Sella annunciava all'amico Bartolomeo Gastaldi l'ascensione, per la prima volta da parte di italiani, della vetta del Monviso in una lettera pubblicata su l'Opinione nel settembre del 1863.

Fu questo l'evento che ispirò al Sella la costituzione di un Club Alpino su modello di quello inglese e che di fatto ne sancì la nascita il 23 ottobre dello stesso anno. Erano persone che passavano dalle idee ai fatti rapidamente e che, come ho già detto a proposito di un altro pioniere del sodalizio, Felice Giordano, consideravano l'alpinismo come stampella della scienza.

In effetti, quello che mi colpisce della lettera del Sella è la mole di dati scientifici e geologici che riporta minuziosamente. Ovviamente, tra l'equipaggiamento, non poteva mancare il barometro, l'unico strumento che a quei tempi poteva misurare con una certa precisione l'altezza

[Figura 247] - Il Monviso – ph Michele Pregliasco

[Figura 248] - Cima del Monviso – da Wikipedia, modificata

delle montagne; ma doveva essere portato sulla vetta. La misura scientifica era lo scopo degli alpinisti della prima ora.

Pensate che il medico Michel Gabriel Paccard era talmente avvilito per aver sbagliato l'altezza del Monte Bianco (una bolla d'aria aveva guastato il suo barometro) che lasciò al suo compagno, il cercatore di cristalli Jaques Balmat, il primato della conquista della vetta l'8 agosto del 1786. In realtà fu lui probabilmente a precederlo di alcuni passi con tanto di strumenti in spalla... erano veramente altri tempi!

Ma che tipo di rocce trovò il nostro geologo sul Monviso?

Se Felice Giordano calpestò inconsapevolmente il suolo africano del Cervino e Paccard quello europeo del Monte Bianco, Quintino Sella mise i piedi su ciò che rimase di un antico oceano: l'Oceano Ligure-Piemontese. Le rocce del Monviso appartengono alle metaofioliti, crosta oceanica che fu coinvolta dall'orogenesi (vedi capitolo I, "Oceani nascono" e "Oceani muoiono").

Alcune di queste rocce sono screziate da sfumature e colori verdognoli.

Per questo qualcuno le ha paragonate alla pelle dei serpenti chiamandole ofioliti, un termine che proviene dalla parola greca serpente.

Di fatto si tratta di basalti e gabbri – rocce magmatiche originate dalla solidificazione di magmi provenienti dalla fusione parziale del mantello – e da pezzi del mantello stesso che costituiscono un altro tipo di roccia, la peridotite.

L'intensa attività effusiva che accompagna l'oceanizzazione quando le placche si separano e si allontanano sempre di più l'una dall'altra, dà luogo a questa tipica

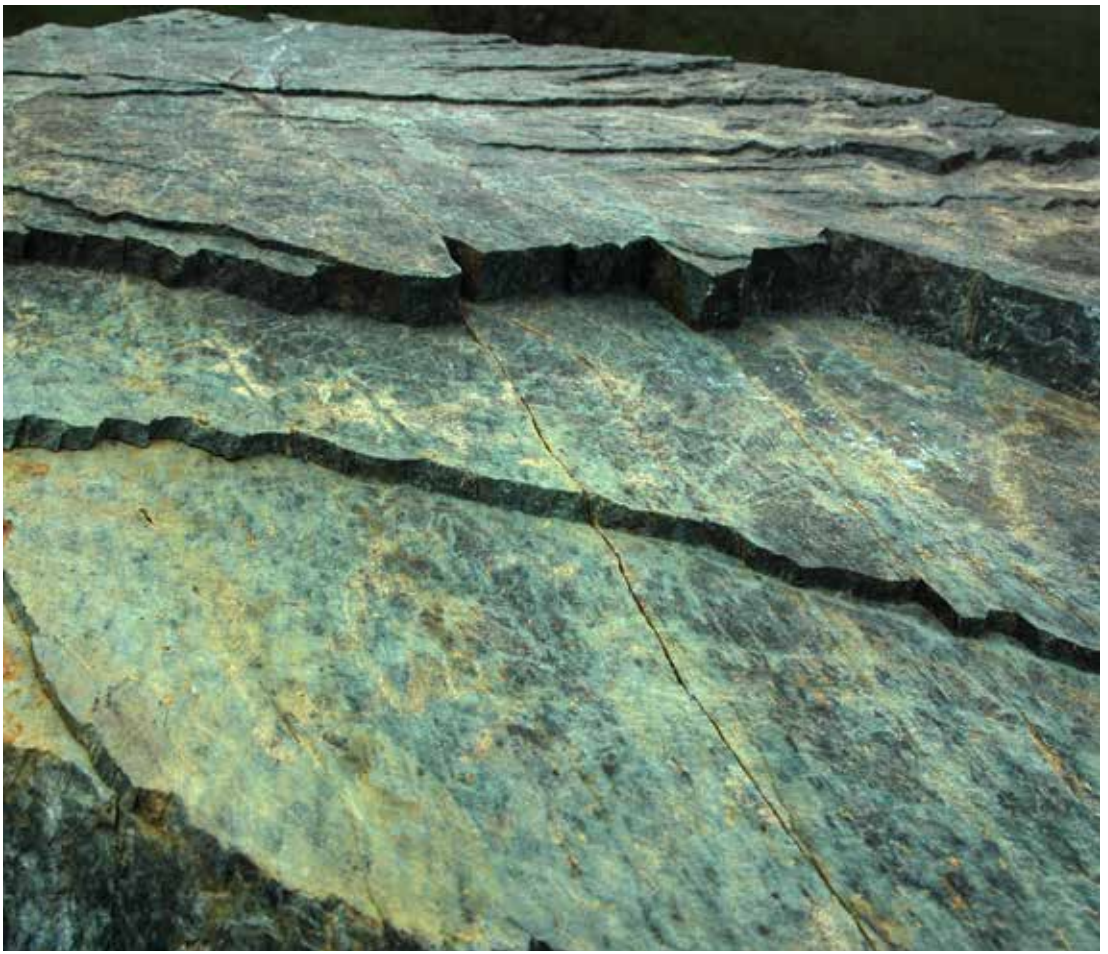
sequenza di rocce basiche e ultrabasiche.

Quelle che ricordano i serpenti hanno subìto una trasformazione: l'acqua dell'oceano, così come altri eventi metamorfici, le hanno trasformate in rocce chiamate serpentiniti, con minerali untuosi al tatto e superfici screziate di verde e di nero.

Passeggiare sulle serpentiniti richiede attenzione: sono rocce scivolose, insidiose quando bagnate dalla pioggia.

La superficie è particolarmente liscia specie dove il passaggio dell'uomo leviga la superficie. In effetti basta il primo scivolone per riconoscere la roccia!

Anche i basalti possono avere un aspetto singolare a causa delle acque dell'oceano: formano dei cuscini, gli autori anglosassoni li chiamano "cuscino di lava" *pillow lava*.



[Figura 249] - Serpentiniti nel geo-parco del Beigua (GE) (SV) – ph Michele Pregliasco

[Figura 250] - Serpentinoscisto. Minerali: crisotilo e magnetite con subordinati diopside (pirosseno) e tremolite (anfibolo). Quando la serpentinite (protolite) viene deformata si trasforma in serpentinoscisto, con una evidente scistosità che pervade la roccia – Giardino delle Rocce di Pollein (AO) – ph Michele Pregliasco.

Sulle Alpi difficilmente vediamo queste rocce nel loro aspetto originale.

Il loro viaggio continuò in profondità durante il Cretacico superiore, quando l'oceano andò parzialmente in subduzione, sotto quel pezzo di Africa chiamato Adria, durante il movimento di convergenza tra le placche europea e africana (ne parleremo meglio nelle prossime pagine).

Gli oceani nascono per poi morire: la loro morte si compie quando le placche tettoniche invertono il loro movimento. Semplificando, si avvicinano e stringono l'oceano in una morsa fino a quando sparisce sotto una delle due placche, a chilometri di profondità.

Ora è l'orogenesi a prendere in carico il destino della crosta oceanica con le sue rocce: sprofondate a chilometri di profondità, sottoposte a diversi valori di pressione e temperature e infine risalite, in parte, in superficie (esumazione).

Questi fenomeni comportarono la trasformazione metamorfica delle peridotiti, gabbri e basalti. Si formarono nuovi minerali, nuove strutture e nuove rocce: le ***metabasiti*** e le ***ultrametabasiti*** conosciute più genericamente come ***metaofioliti***.

Il prefisso greco *meta* indica che le rocce (basiche e ultrabasiche nel nostro caso) andarono incontro al metamorfismo.

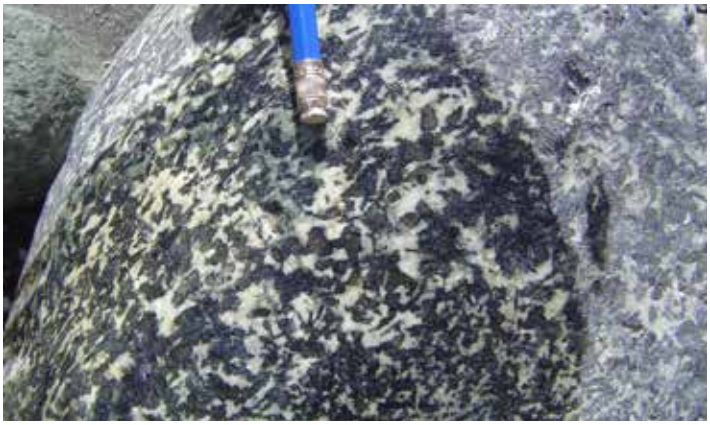
A questa sorte non sfuggirono le rocce sedimentarie che si formarono nell'oceano, i metasedimenti.

Rimanendo tra le metabasiti, le **prasiniti** sono un esempio presente nella catena alpina. Le troviamo anche in Liguria, nel geoparco del Beigua. Sono basalti (o altre rocce basiche della crosta oceanica) che hanno subìto un metamorfismo (in *facies* scisti verdi) quando furono coinvolte nella collisione tra Adria ed Europa.

Il loro nome deriva dalla parola greca *prásinos* (verde porro), in allusione al colore verde acceso, contengono grossi cristalli bianchi di **albite** all'interno di una massa di cristalli verdi più piccoli di **clorite**, **actinolite** ed **epidoto**. Spesso i minerali sono allineati lungo piani preferenziali. È la foliazione che abbiamo già visto precedentemente: un segno delle deformazioni prodotte dai movimenti delle placche convergenti.

[Figura 251] - Campione di prasinite, Gran Paradiso – ph Michele Pregliasco

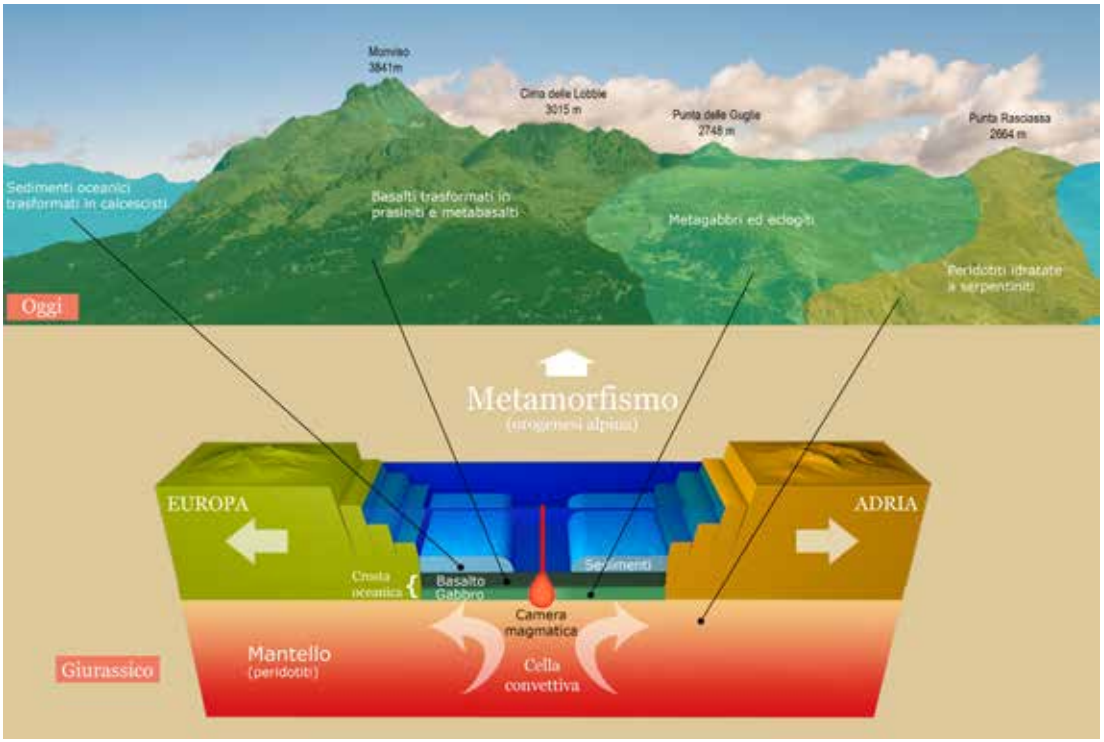
[Figura 252] - Un gruppo di Operatori Naturalistici e Culturali del CAI stanno osservando un affioramento di prasiniti nel Parco Nazionale del Gran Paradiso – ph Michele Pregliasco



[Figura 253] - Un campione di metagabbro proveniente dalla falda del Queyras – da Wikipedia

[Figura 254] - Basalti a cuscino – ph Michele Pregliasco

[Figura 255] - Calcescisto
Minerali: calcite, mica bianca, quarzo, albite, ankerite e grafite.
Deriva dal metamorfismo alpino di marne (sedimenti argillosi e calcarei) originariamente presenti sul fondale dell'Oceano Ligure-Pimontese (Giurassico sup. – Cretaceo).
Affioramento: Media Valle d'Aosta
Foto scattata nel Giardino delle Rocce di Pollein (AO) – ph Michele Pregliasco.



[Figura 256] - Scorcio sul Monviso fotografato dal Colle di Sampeyre, i colori indicano i principali gruppi di rocce. Si sono formate all'interno dell'Oceano Ligure-Piemontese, quando le placche continentali si separarono nel Giurassico. In un secondo tempo (Cretacico) i continenti invertirono la direzione, le placche si avvicinarono (convergenza) e l'oceano, stretto nella morsa, sparì sotto Adria. È questa la causa del metamorfismo nelle rocce che vediamo oggi in affioramento. Vediamo in dettaglio da dove arrivano.
***Le peridotiti** idratate a serpentiniti derivano da pezzi del mantello terrestre (peridotiti) che, durante l'espansione del fondo oceanico, risalirono in superficie, dove furono serpentinizzati per effetto del metamorfismo idrotermale. Poco trasformate dall'orogenesi alpina sono anche chiamate ultrabasiti a sottolineare il loro carattere ultrafemico (poverissimo in silice) tipico della roccia del mantello terrestre.*
***I metagabbri** appartengono alla più generica famiglia delle metabasiti e provengono dal metamorfismo dei gabbri. Il gabbro (livello in verde chiaro nella figura in basso) è una roccia intrusiva; si formò nelle camere magmatiche, sotto alla dorsale oceanica, per consolidamento dei magmi provenienti dalla fusione parziale del mantello. Durante la convergenza continentale i gabbri furono portati a profondità notevoli dalla subduzione e si trasformarono, per metamorfismo, in metagabbri. Quando raggiungono profondità molto elevate subiscono un metamorfismo di alta pressione in facies eclogitica.*
***I metabasalti** sono metabasiti che derivano dal metamorfismo dei basalti. Quanto i magmi riuscirono a raggiungere la superficie si raffreddarono a contatto con l'acqua dell'oceano consolidandosi in una roccia effusiva, il basalto (livello in verde scuro sopra ai gabbri). Anche queste rocce subirono gradi diversi di metamorfismo durante la convergenza continentale. Nella facies metamorfica degli scisti verdi possono diventare delle prasiniti. Sul Monviso è possibile trovare un tipo particolare di basalti prodotti dalle eruzioni sottomarine dell'oceano: per la loro conformazione particolare vengono chiamate lave a cuscino.*
***I calcescisti** o marmi a silicati derivano dalle coperture sedimentarie dell'oceano (livello azzurro in figura). Si tratta di sedimenti carbonatici misti a fango. Con il metamorfismo il fango si disidrata e i minerali si riequilibrano in mica bianca (che conferirà la scistosità alla roccia) e quarzo. Il carbonato di calcio si trasforma in marmo. Ecco perché la roccia risultante è anche chiamata marmo a silicati oltre che calcescisto – disegno di Michele Pregliasco.*

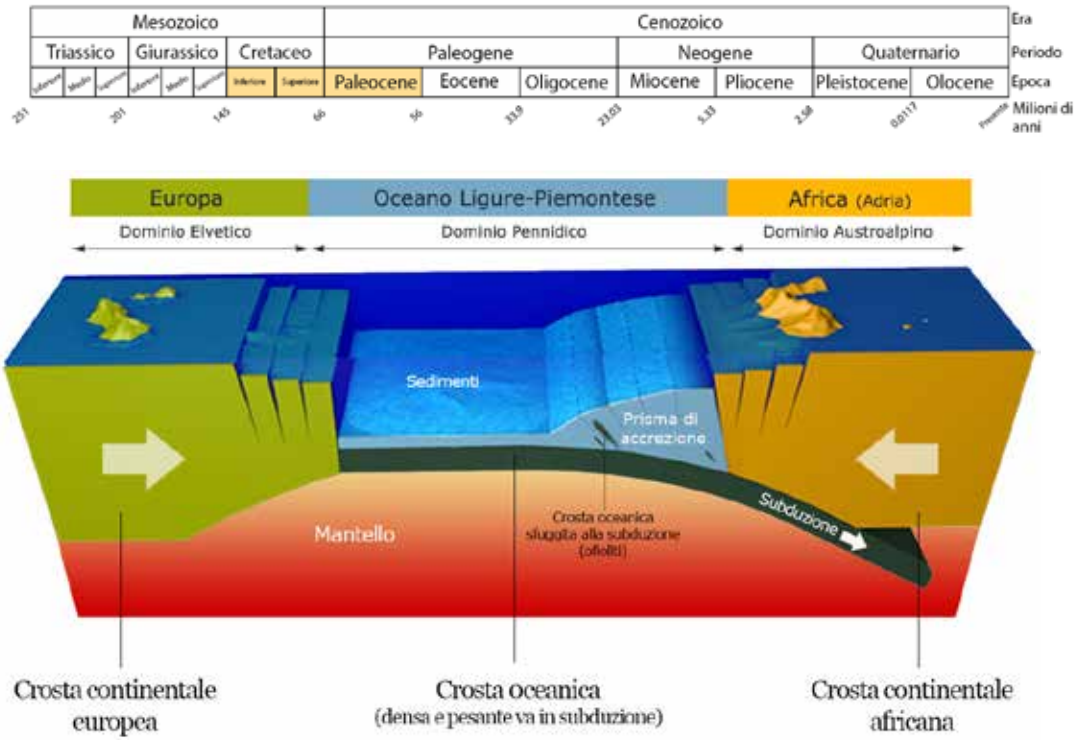
Abbiamo visto che sull'intera sequenza ofiolitica (basalti, gabbri e peridotiti) si depositarono sedimenti provenienti dall'oceano (rocce carbonatiche e rocce di natura chimica e biochimica) e dalle terre emerse (sedimenti terrigeni).

La sequenza ofiolitica e la sua copertura sedimentaria caratterizzano le rocce prodotte dagli oceani in espansione, ne parleremo ancora quando la ritroveremo, quasi intatta, negli Appennini. Al contrario, nelle Alpi, durante la convergenza delle placche, tutto questo fu mandato nel "macero" della subduzione, appilato e portato in superficie. Tutto ciò comportò una trasformazione di queste rocce, le stesse che ora ritroviamo sul Monviso e che chiamiamo facendo seguire il prefisso "meta" al loro nome (vedi Figura 256).

Ebbene è venuto il momento di approfondire la storia geologica di questi fatti alpini, ripartendo dalla subduzione, quando le rocce iniziarono il loro viaggio in profondità.

[Figura 257] - Serpentiniti di Pratorotondo - Parco del Beigua – ph Parco del Beigua

La subduzione: l'Oceano Ligure-Piemontese si chiude (Cretaceo-Paleocene)



[Figura 258] - La chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese e il prisma di accrezione posto sopra alla placca oceanica in subduzione. In figura sono riportati i nomi dei domini (Elvetico, Pennidico, Austroalpino), la ripartizione usata dai geologi che ci ricorda che queste rocce hanno alle spalle una lunga storia geologica, molto complessa, che le accomuna. Visione semplificata (il mantello litosferico non è rappresentato), scala verticale esagerata – disegno di Michele Pregliasco

Il Cretaceo fu un periodo di cambiamenti.

145 milioni di anni fa i rettili erano diventati più grossi ed evoluti che mai, li troviamo sia sulla terra ferma sia nei mari, almeno fino a quando, con la fine del Cretacico, si estinsero.

Addio *Tyrannosaurus rex* sulla terra, addio Mososaurus nei mari, addio ai grandi rettili.

Ma questo è anche un periodo di importanti cambiamenti geografici di quello che restava dell'antica Pangea, oramai smembrata dalla deriva dei continenti.

Africa e Sud America, che fino a quel momento erano uniti, si stavano separando (nasceva l'Atlantico meridionale).

La placca africana compiva una rotazione antioraria e di fatto si muoveva verso nord, contro l'Europa. Questo ebbe delle conseguenze sulla storia geologica del nostro paese: ora Africa ed Europa erano

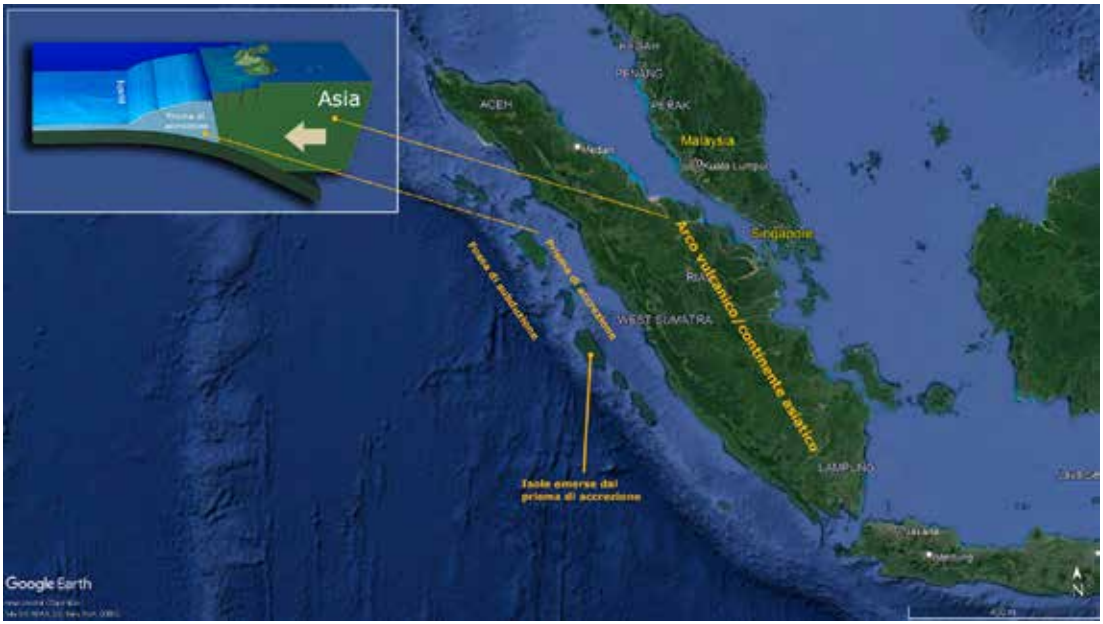
in rotta di collisione e il nostro oceano giurassico stava per essere "inghiottito" da Adria.

Stretto tra i due continenti, l'Oceano Ligure-Piemontese avanzò verso Adria per sprofondare lentamente sotto di essa (subduzione). Il margine di Adria agì come un bulldozer, raschiando i sedimenti sulla superficie del fondo oceanico che gli scorreva sotto e accumulandoli ai suoi piedi in quello che i geologi chiamano "prisma di accrezione".

Nel frattempo, la fredda litosfera oceanica, appesantita dalla sua crosta basaltica (vedi Figura 258), scese a chilometri di profondità e lì sotto le rocce, pur trovandosi a pressioni altissime, continuarono a restare relativamente fredde vista la velocità con cui si inabissavano. Non poterono far altro che subire un processo metamorfico di alta pressione e bassa temperatura (300-400° C e 7-9 Kbar).

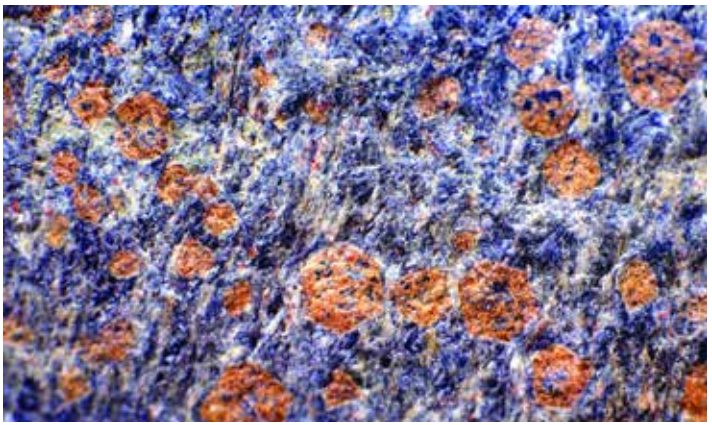
Fu questa la ragione per la quale, 140 milioni di anni dopo, Horace Bénédict de Saussure osservò gli scisti blu in Valle d'Aosta. Il colore blu delle rocce, da cui prendono il nome gli scisti, è dato dai minerali glaucofane e lawsonite, ed è un buon sistema per distinguere queste rocce metamorfosate. Nulla però che possa eguagliare il fascino dei granati.

I semi rossi del melograno rassomigliano ai cristalli di granato e forse è proprio da



[Figura 259] -] L'attualismo ci insegna che gli stessi fenomeni geologici agiscono oggi come nel passato. A sud dell'arco indonesiano la placca australo-indiana sta scendendo in subduzione sotto alla placca asiatica. È una situazione simile a quella in cui l'Oceano Ligure-Piemontese si trovò nel Cretacico. Si noti la fossa di subduzione, la regione in cui la placca oceanica si immerge sotto a quella asiatica. Alle sue spalle, si nota il prisma di accrezione: i sedimenti "raschiati" dalla crosta oceanica e accumulati contro al continente asiatico. Lo spessore dei sedimenti, in alcuni punti, è talmente grande da formare alcune isole emerse dal prisma di accrezione. Nel Cretacico, queste isole, rappresentarono i primi rilievi alpini in formazione – da Google Earth - modificato

[Figura 260] - Glaucofanite granatifera
Facies: scisti blu
Minerali: glaucofane, granato, anfiboli, zoisite, clorite, cloritoide e mica chiara
Zona: Piemontese, unità Zermatt-Saass
Metamorfismo di alta pressione della crosta oceanica dell'Oceano Ligure-Piemontese
Giardino delle Rocce di Pollein (AO) – ph Michele Pregliasco



[Figura 261] - Eclogite glaucofanica con granati rossi dalla forma esagonale. Zona Sesia-Lanzo. Località: presso Bocchetto Sessera, Valle Cervo (Biella) – da Wikipedia

qui che deriva il loro nome, dal latino *granatum*, cioè melograno. Si trovano abbondanti nelle *eclogiti* che si formano ad altissime pressioni, quando le falde scendono molto in profondità. Misurando con metodi radiometrici l'età di questi minerali scopriamo quando la litosfera oceanica è stata subdotta: tra i 130 e i 90 milioni di anni fa. Ecco un altro messaggio dal profondo che racconta la storia delle Alpi.

Una buona parte della litosfera oceanica proseguì la sua discesa, oltre alla *facies* delle *eclogiti*, dove il mantello prende il nome di astenosfera. Qui le rocce terminano il loro viaggio: fondono ed entrano a far parte del mantello terrestre.

Non le vedremo mai più.

Diverso destino hanno invece le più "leggere", meno dense, rocce sedimentarie.

Si tratta dei *Flysch*, che abbiamo già incontrato: potenti sequenze di sedimenti (sabbie, argille e marne) che colmarono le fosse dell'oceano in subduzione.

L'Europa a nord e l'Adria a sud erano ancora distanti, ma, già dal bordo meridionale dell'oceano, cominciavano a comparire isole. La subduzione stava impilando

scaglie e accavallamenti a ridosso del margine continentale africano.

Dall'altra parte dell'oceano il margine europeo era percorso da fiumi e torrenti che scaricavano nell'oceano grandi quantità di sedimenti.

Mentre le rocce della crosta oceanica sprofondavano, ai margini delle terre emerse si stavano accumulando grandi masse di detriti che, scivolando lungo le scarpate sottomarine – immaginate frane colossali che si staccavano dai pendii oceanici – si andavano a depositare nei punti più profondi dell'oceano: fosse e bacini marini.

Furono questi sedimenti a costituire il *flysch* cretacico che oggi troviamo nelle Alpi Occidentali (*Flysch a Elmintoidi*) e nelle Alpi Meridionali (*Flysch Lombardo*).

Ne parleremo a proposito dell'Appennino, dove possono essere osservati con estrema facilità.

[Figura 262] - L'area del Mediterraneo nel Cretaceo, Corsica e Sardegna (Sd), Calabria (Ca), Sicilia (Si) – da R.Blakey US geology, modificato

Cosa avremmo visto?

La geografia dell'area che oggi conosciamo come Mediterraneo ai tempi del Cretaceo è decisamente diversa da quanto uno possa aspettarsi. Si nota la Sardegna, la Corsica (Sd) e la Calabria (Ca) che, pressoché ancora sommerse, si pongono sulla continuazione della penisola Iberica. Ne avranno di strada da percorrere prima di collocarsi dove sono ora.

Per il resto, al centro, c'è solo la Tetide e l'Oceano Ligure-Piemontese, giunto al massimo della sua espansione.

Ora il moto si era invertito: l'oceano si stava chiudendo, L'Africa si avvicinava all'Europa e l'oceano sparirà consumato dalla subduzione sotto Adria.

La galleria ferroviaria del Sempione

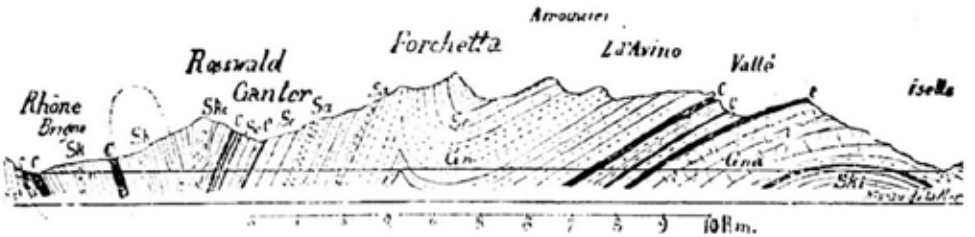
Siamo giunti al momento clou, quando la catena alpina cominciò a sollevarsi.

Non fu facile per gli scienziati comprendere questo fenomeno, ma una teoria fece compiere un balzo in avanti alle scienze geologiche.

Si tratta della teoria faldista di Emile Argand, vale la pena di accennare la sua storia perché gettò le basi della moderna geologia, capace di spiegare la genesi delle catene montuose.

"*La catena alpina è il risultato del sollevamento prodotto da spinte verticali*" e questo è quanto, a fine '800, avrebbe affermato qualsiasi geologo con un po' di buon senso. La teoria fissista sembrava dare ottime spiegazioni ed era accolta dalle menti più eccelse, ma un fatto, accaduto al confine tra Svizzera e Italia, mise in discussione molte certezze.

Nel 1898 si dava l'avvio al traforo del Sempione, una nuova linea ferroviaria avrebbe collegato la Val d'Ossola alla valle del Rodano passando sotto il monte Leone, un'occasione unica per studiare la geologia di quella regione.



Cl. 5. Profil géologique du massif du Simplon duns l'axe des projets de 1890 et 1893.

LÉGENDE : *Sk*, Schistes lustrés ; *C*, calcaire marbre dolomite, gypse, etc. Trias ; *Sc*, Schistes cristallins ; *Sa*, Schistes amphiboliques ; *Gn.*, Gneiss. *Gn. A.* Gneiss d'Antigorio.

[Figura 263] - Gli studi geologici del Comitato per il Sempione della Compagnie Suisse Occidentale-Simplon con il contributo di Taramelli dell'Università di Pavia, risentono delle idee dominanti di fine 800. Sopra agli scisti (Sky) è rappresentato la cupola degli gneiss di Antigorio (Gn. A.) - da fonte ignota

Per costruire un tunnel bisogna sapere che tipo di roccia si dovrà perforare e il fissismo corse in aiuto dei geologi: dove l'affioramento scompariva sotto alla montagna si ricorreva al modello teorico, "*non si vede ma è probabile che sia così*", avrebbero detto quegli scienziati.

Quello che si vede nelle sezioni dell'epoca è una grande cupola di gneiss di Antigorio (Gna).

Si pensava che si fosse sollevata a causa di spinte verticali come tutta quanta la catena alpina. Qualcosa aveva sollevato le rocce senza turbare l'ordine in cui si formarono: antiche sotto, più recenti sopra. Un concetto molto semplice che aveva i giorni contati.

Quando la galleria fu scavata, e si poté vedere che cosa c'era veramente la sotto, ci fu una sorpresa. La cupola non aveva alcuna continuazione in profondità, anzi, gli gneiss formavano una grande piega che si chiudeva su sé stessa, quella che i geologi chiamano una piega coricata.

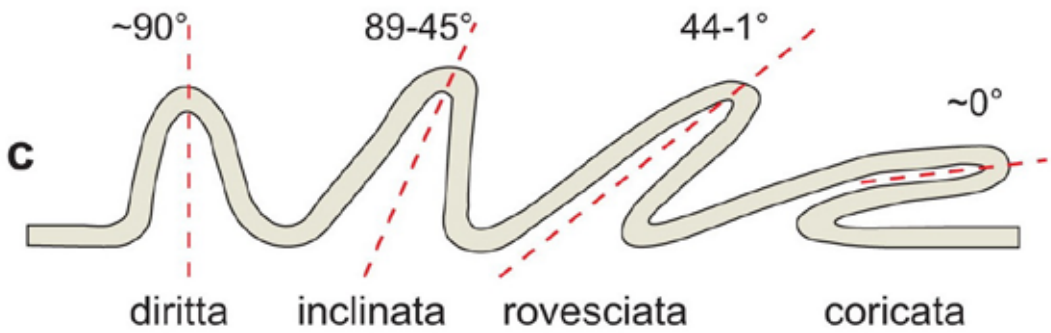
Qualcosa di molto simile alle pieghe che si formano quando si spinge il lembo di una tovaglia: le pieghe tendono a un certo punto a cadere sul loro fianco, a rovesciarsi.

La cupola di gneiss era diventata una piega coricata, qualcosa che era stata evidentemente spinta da un lato piuttosto che sollevata verso l'alto.

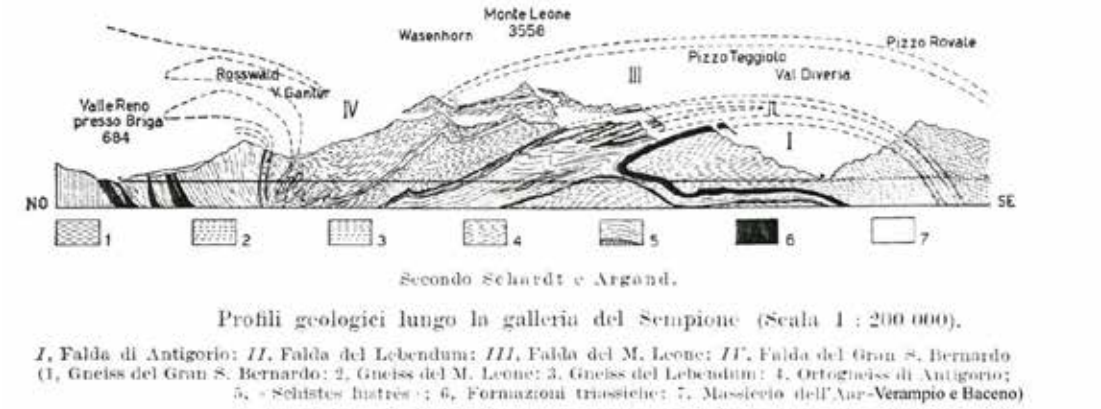
Per mettere ulteriormente in crisi il modello fissista, la piega poggiava su calcari e gessi più recenti a dispetto del principio di sovrapposizione stratigrafica: come era possibile che rocce più antiche fossero sopra a quelle più recenti?

Fu difficile darne una spiegazione con una spinta verticale: come era già stato intuito nel 1884 a Glarus, gli gneiss si erano spostati e si erano sovrapposti alle rocce più giovani.

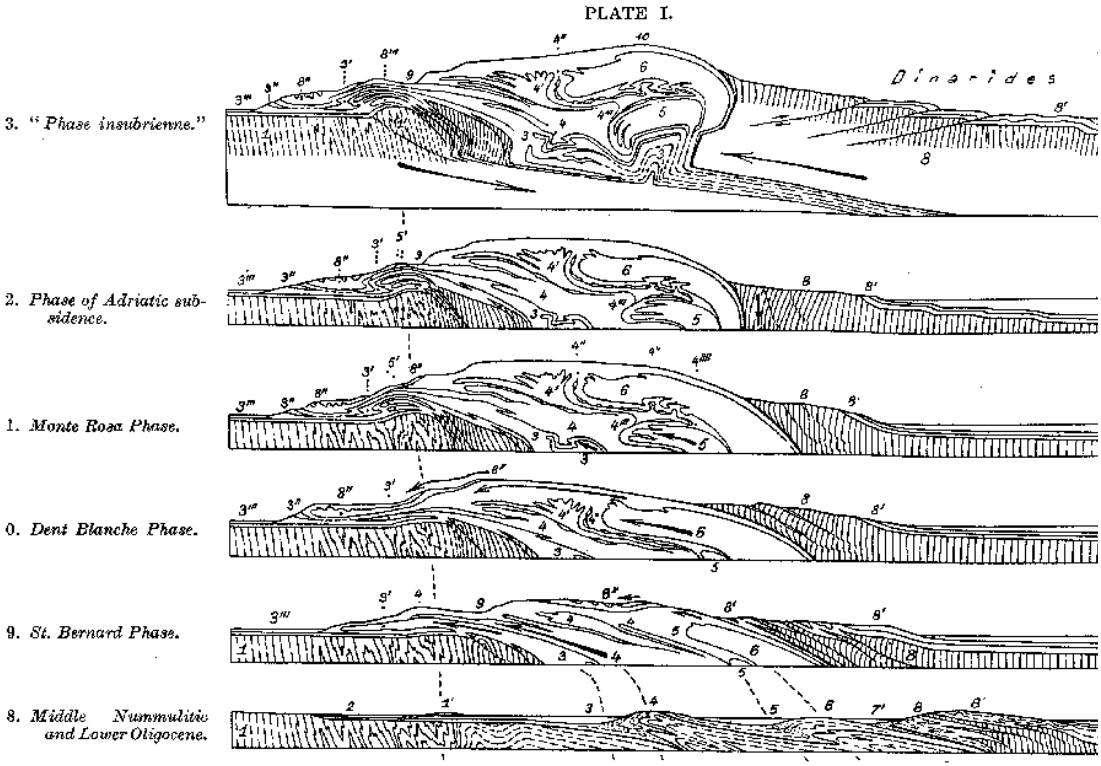
Nuove carte furono disegnate, nuove pieghe presero forma e qualcuno cominciò a formulare delle ipotesi. Fu Emile Argand a farne una sintesi in chiave mobilista: le Alpi sono il risultato di spinte orizzontali che produssero enormi pieghe allungate e coricate chiamate falde tettoniche. La falda di Antigorio è proprio una di queste.



[Figura 264] - Diverse tipologie di piega, che tendono a rovesciarsi verso destra, l'ultima piega è coricata. Sono i movimenti orizzontali, dovuti alle spinte tettoniche, a creare questi fenomeni – da Wikipedia



[Figura 265] - Profilo geologico secondo Schardt e Argant, si noti come tutto è stato interpretato come grandi pieghe, inoltre le falde sono state numerate secondo la loro posizione strutturale (I,II,III,IV). La cupola degli gneiss di Antigorio è interpretata come una grande piega coricata ed è la falda numero (I), quella che rimane sotto a tutte le altre - da Fonte ignota



[Figura 266] - L'interpretazione dell'orogenesi alpina attraverso la teoria mobilista delle pieghe-falde di Argand (1911). Le Falde si sono riversate e accavallate sul continente europeo (parte sinistra delle figure) - da Wikipedia

Detto in modo molto più semplice, qualcosa aveva spinto la "tovaglia".

Sono l'Adria e l'Europa, che spinsero fino ad accavallare le falde le une sulle altre, si formò una pila di falde, la crosta divenne più spessa, ed ecco innalzarsi i rilievi.

Pensate che si riuscì a numerare le falde Pennidiche, a cominciare da quella che finì sotto a tutte le altre, la falda I, fino a quella che ricopriva tutte le altre, la falda IV.

Quante cose si possono capire dallo scavo di un tunnel!

Con questa idea innovativa Argand propose una ricostruzione della formazione delle Alpi basata su falde, impilate le une sulle altre, a formare l'edificio della catena alpina. La prova del fuoco fu il IX Congresso Geologico Internazionale del 1903 a Vienna. Da una parte si schierarono gli austro-ungarici, difensori dell'ortodossia fissista, e dall'altra svizzeri e francesi fautori dell'eresia mobilista. Secondo le cronache la battaglia non fu solo verbale!

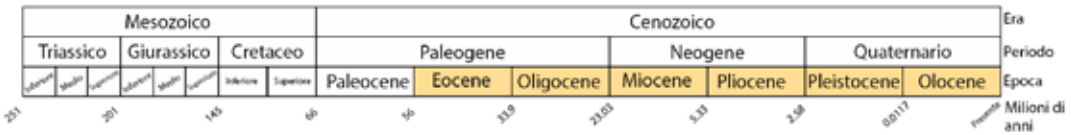
Da lì a poco il modello mobilista di Argand ebbe un largo consenso tanto da essere, in parte, ancora attuale. Comunque sia, nessuno geologo di buon senso osò più metter in dubbio l'esistenza delle falde.

Ma come andarono effettivamente le cose all'epoca in cui si formarono le Alpi?

È venuto il momento di trasferirci nell'Eocene, dove abbiamo lasciato ciò che rimane del nostro Oceano Ligure-Piemontese e mettere alla prova il modello di Argand.

[Figura 267] - Monte Leone, Alpi Lepontine. Si notino le falde numerate in successione rispetto a come si sono sovrapposte. 1: ortogneiss della Falda Antigorio; 2: paragneiss della Falda del Lebendum; 3: ortogneiss della Falda del Monte Leone;4: Falda del Gran San Bernardo. Da notare la doppia piega coricata visibile al centro dell'immagine, sulla cime del Monte Leone, in corrispondenza dell'elemento 4 – da Wikipedia modificato

L'orogenesi continua: la collisione tra Africa ed Europa (Eocene-Oggi)



Quando l'Oceano Ligure-Piemontese sparì sotto Adria, nulla più si frapponeva tra questo pezzo d'Africa e l'Europa (ad eccezione del prisma di accrezione) e i due continenti entrarono in collisione, dando il via all'ultima fase dell'orogenesi alpina. Siamo nell'Eocene e Adria stava avanzando sull' Europa che cercò, inutilmente, di opporsi all' invasione dello straniero. Immaginate di spingere con le mani la solita tovaglia: le rocce cominciarono a piegarsi e ad avanzare formando pieghe e falde che si sovrapponevano le une alle altre.

Adria andò ad occupare le quote più elevate di questo edificio: come direbbe Federico Sacco, le falde africane si rovesciarono e accavallarono come onde sopra a quelle europee, proprio come vediamo nel disegno di Argand (Figura 271B).

I geologi moderni direbbero che le falde africane sono sovrascorse su quelle europee, sottolineando come si mossero dai luoghi d'origine, scorrendo sopra le altre.

Il risultato non cambia: oggi in Austria e Svizzera affiorano, curiosamente, terreni di pertinenza africana.

Ma che fine fece il prisma di accrezione e tutto l'oceano?

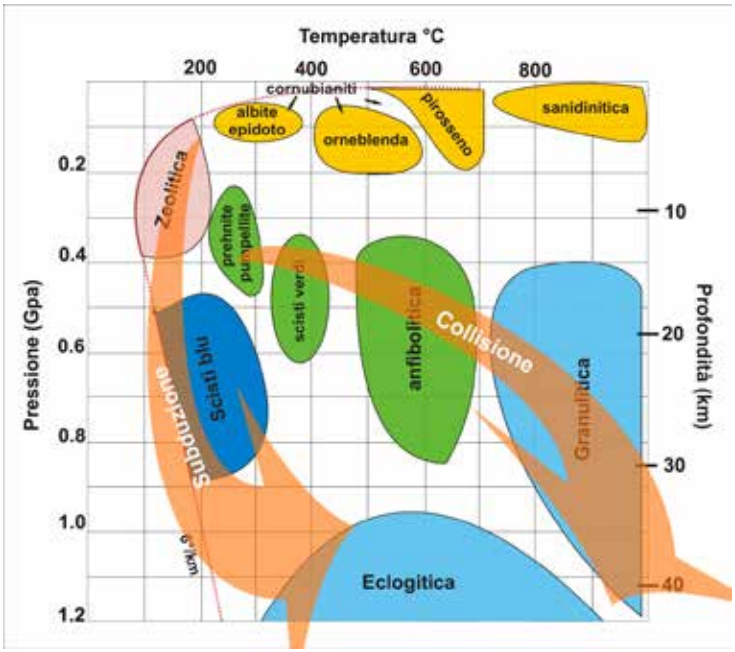
Tra l'africana Adria e l'Europa rimasero "pinzati" e "stritolati" i sedimenti oceanici che, dopo essere stati subdotti, ritornarono in superficie completamente trasformati dalle pressioni e dalle temperature a cui erano stati sottoposti. Si formarono così le rocce metamorfiche (calcescisti, micascisti) che caratterizzano la dorsale della catena alpina estesa dalla Liguria alla Valle d'Aosta e nota ai geologi come "**Dominio Pennidico**" (in azzurro e verde in (Figura 271).

Non è raro trovare in questi terreni porzioni del fondo oceanico basaltico sfuggite alla subduzione, anch'esse profondamente trasformate dal metamorfismo in metaofioliti. Qui si trovano anche unità conosciute come **Brianzonese** e **Vallesano**, ma non anticipiamo nulla, ne parleremo prossimamente.

Quando l'Europa si presentò di fronte al margine di Adria qualcosa cambiò anche nel modo in cui la litosfera scendeva in profondità, sono le rocce a dircelo.

La subduzione fece fatica a inghiottire la crosta continentale del margine europeo, meno densa e quindi più "leggera" di quanto c'era sotto e cominciò a fare resistenza.

Questo rallentamento produsse un **metamorfismo di media pressione e media temperatura** nelle falde, stiamo parlando dell'ordine di 500° C e di 5-7 Kbar, che oggi riscontriamo negli **scisti verdi** fino ad arrivare a un metamorfismo di alta temperatura (tra i 500° C - 700° C), quella che i geologi chiamano la "*facies anfibolitica*" nell'Ossola Ticino. Ancora una volta le rocce ci portano dei messaggi dal profondo, sono i termometri e i barometri del remoto passato.



[Figura 268] - Facies metamorfiche – da Wikipedia, modificato

[Figura 269] - Il Cervino visto dal lago Blu – ph Michele Pregliasco

Ma come si sollevarono le Alpi?

Lo scontro comportò un accavallamento delle falde e un inspessimento della crosta terrestre.

Questa crosta più spessa, che galleggia sul sottostante mantello, si comportò come un iceberg in mezzo all'oceano: cominciò a sollevarsi per via della spinta isostatica. Più la crosta è spessa più la spinta di galleggiamento la fa sollevare verso l'alto.

Nascevano così le Alpi e, sotto la spinta di India e Asia, anche la catena dell'Himalaya.

Il sollevamento espose le cime delle montagne, lasciandole in balìa della gravità e degli agenti atmosferici che, a loro volta, cominciarono a smantellare la catena, in un'eterna lotta tra la velocità di sollevamento e l'azione disgregatrice degli elementi.

A mano a mano che la catena alpina si sollevava, l'erosione la smantellava: acqua, ghiaccio, caldo e freddo lavorarono incessantemente e asportarono gran parte delle falde, scolpendo e modellando i rilievi delle Alpi (Figura 271 C).

Così presero forma il Cervino, il Monte Bianco, il Monte Rosa e tutte le montagne delle Alpi.

Il Cervino, ottimo esempio dell'efficienza della disgregazione meteorica, è ciò che resta della falda africana che era sovrascorsa in direzione dell'Europa: il tempo l'ha asportata palmo a palmo, fino a riesumare i sottostanti sedimenti oceanici. È questa la ragione per la quale oggi il Cervino ci appare come un pezzo di Africa "appoggiato sopra" a un antico oceano. Nell'edificio alpino la placca europea si è incuneata sotto a quella africana di Adria. In mezzo alle due vi è quanto è rimasto dell'antico oceano.

[Figura 270] - Il Rifugio Carrel e la scistosa via italiana sulla Cresta del Leone al Cervino – da Wikipedia

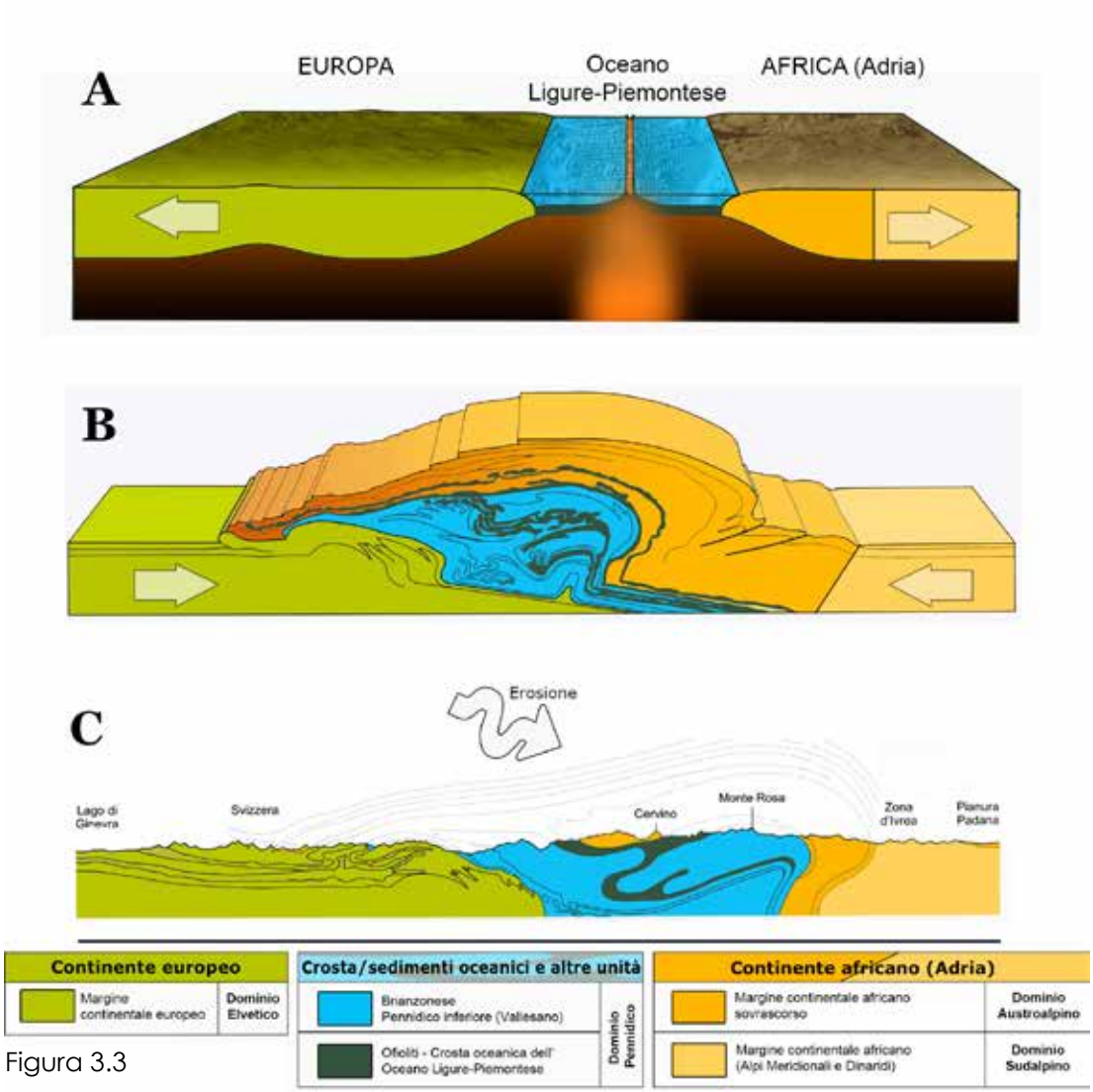


Figura 3.3

[Figura 271] - La storia geologica delle Alpi riassunta in tre immagini attraverso la sezione riprese da Émile Argand (1924)
A) GIURASSICO: apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese
B) CRETACICO-MIOCENE: chiusura dell'oceano e collisione continentale, appilamento delle falde secondo il modello di Argand. La falda africana (Adria) avanza sulla falda oceanica (Pennidico) e l'Europa, è quello che i geologi chiamano un sovrascorrimento. Si creano grandi pieghe che avanzano verso l'Europa
C) QUATERNARIO: erosione e modellamento dei rilievi alpini, il Cervino e la falda della Dent Blanche è ciò che rimane del continente africano, tutto il resto è stato portato via dall'erosione
Si nota anche che del Pennidico, oltre ai resti dell'oceano e i suoi sedimenti, fanno parte il Brianzonese e il Vallesano, ne parleremo tra poco – da A. Bosellini, modificato

[Figura 272] - Il Cervino visto dal sentiero che corre lungo la vecchia ferrovia Decauville.
La linea rossa separa la falda oceanica (Pennidico) dalla falda di pertinenza africana (Austroalpino), il Cervino si trova, visibilmente, dalla parte Africana.
Nella falda oceanica troviamo ofioliti e calcescisti, ben distinguibili per il colore più scuro.
Di estremo interesse sono gli gneiss e i paragneiss della falda africana, è visibile anche un grosso corpo gabbrico che vi si è intruso durante il Permiano.
Vediamo di conoscere un po' meglio queste rocce africane: siamo sulla crosta continentale di Adria.
Le rocce del basamento crostale, le troviamo in questa immagine, sui rilievi più alti.
Si tratta di gneiss occhiadini, come appunto gli gneiss di Arolla: è il risultato del metamorfismo di antichi graniti, intrusi nella roccia, dei basamenti cristallini. Il metamorfismo li ha trasformati in ortogneiss (orto perché derivano da un protolite granitoide).
I paragneiss che osserviamo sulla cima del Cervino, il "cappello", sono derivati da precedenti rocce sedimentarie o vulcano-sedimanteria (per questo si usa il prefisso para) metamorfizzate. Nel Cervino sono anche presenti gneiss minuti, anch'essi derivano da preesistenti rocce sedimentarie.
I micasciti, che non compaiono in questa immagine, derivano da un protolite molto argilloso. Durante il metamorfismo forma molta mica che dà luogo a una intesa scistosità.
Infine i Gabbri possono essere il risultato di intrusione da parte del mantello sottostante. Nelle Alpi le troviamo anche come rocce metamorfiche, ad esempio le anfiboliti.
Si nota anche che del Pennidico, oltre ai resti dell'oceano e i suoi sedimenti, fanno parte il Brianzonese e il Vallesano, ne parleremo tra poco – da A. Bosellini modificato.

[Figura 273] - Affioramento di gneiss occhiadino, massiccio del Gran Paradiso, Val di Cogne. Si notano grossi cristalli bianchi di feldspato potassico, già presenti in antichi graniti di 360 Ma da cui deriva la roccia – ph Michele Pregliasco

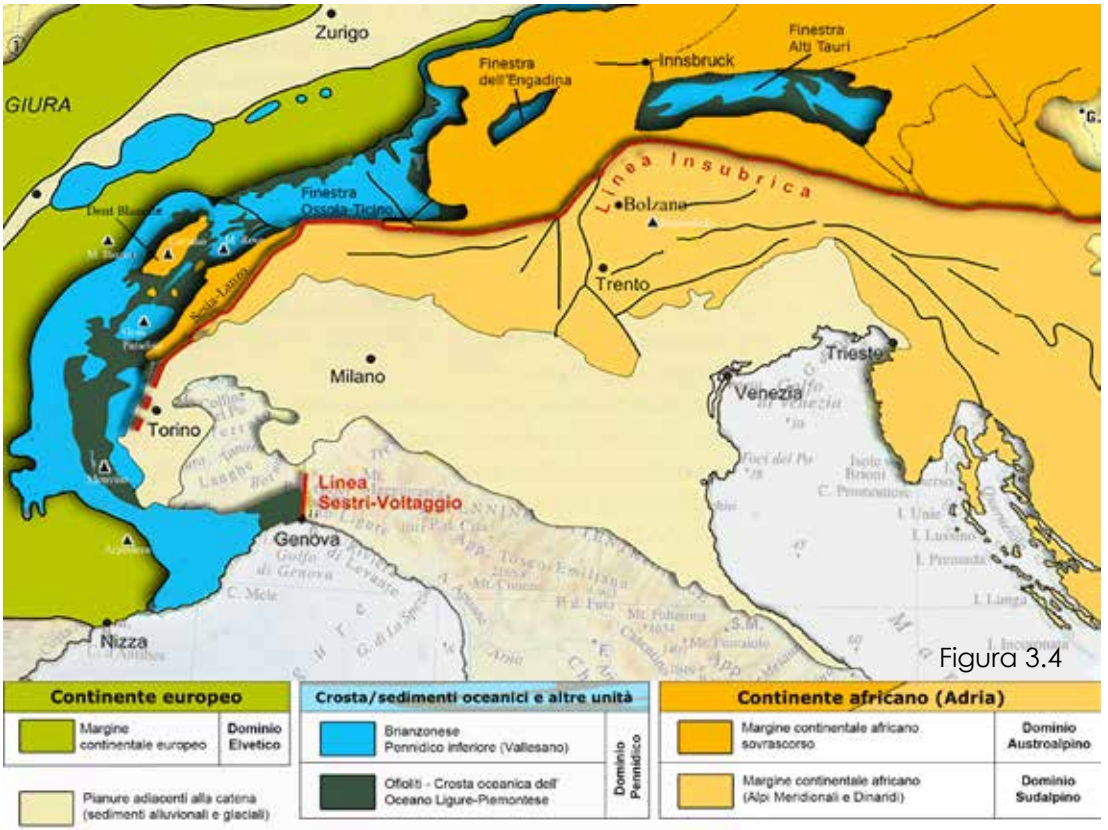
[Figura 274] - L'area del Mediterraneo nell'Eocene, si noti come l'apertura dell'oceano Atlantico evidenziato dalle frecce abbia comportato l'avvicinamento dell'Africa all'Europa (si notino le frecce che evidenziano la direzione verso la quale i due continenti entrano in collisione) – da R. Blakey US geology, modificato

[Figura 275] - L'area del Mediterraneo nel Oligocene – da R.Blakey US geology, modificato

Cosa avremmo visto?

Dallo scontro tra Europa e Africa sono nate le Alpi. Per la verità l'orogenesi alpina ha interessato non solo le Alpi, ma tutto ciò che si trova compresso tra la placca africana e quella euroasiatica, generando l'innalzamento di tutto il sistema alpino-himalayano.

La carta geologica delle Alpi



[Figura 276] - Schema geologico semplificato delle Alpi, sono rappresentati i principali domini paleogeografici – da A. Bosellini, modificato

È venuto il momento di mettere sulla carta geografica tutto quanto abbiamo detto fino ad ora.

Dove saranno ubicati i lembi dell'Africa e dell'Europa e dove si troveranno i resti dell'Oceano Ligure-Piemontese?

Uno schema geologico, molto semplificato come quello in figura, può rispondere a queste domande.

La cartina riporta gli stessi colori delle sezioni precedenti "La storia geologica delle Alpi", di modo che possiamo fare dei raffronti.

I geologi più che di falde di origine africana,

europea od oceanica preferiscono parlare di domini.

Sono rocce che hanno la stessa storia geologica: si sono formate in una certa area geografica – continentale od oceanica – e hanno subito delle trasformazioni nel corso degli eventi.

Troviamo quattro domini: l'Elvetico, il Pennidico, l'Austroalpino e il Sudalpino.

L'Elvetico, chiamato anche Delfinese-Provenzale nella sua porzione sud-occidentale, rappresenta il continente europeo, lo troviamo sulla cartina indicato in verde.

Tutte le montagne in questo settore sono dunque di pertinenza europea, come lo sono le rocce dei suoi massicci cristallini (gneiss e graniti) o le coperture sedimentarie. L'Argentera e il gruppo del Monte Bianco, che rientrano nei nostri confini nazionali, assieme al *Pelvoux-Belledonne, Aiguilles Rouges, Aar-Gottardo*, costituiscono i massicci cristallini esterni della catena alpina. Nell'Elvetico le rocce non hanno subìto metamorfismo (al più si ha una leggera impronta metamorfica) per cui si sono preservati i caratteri più antichi.

Se qui c'è l'Europa dov'è l'Africa, o meglio dove è la sua propaggine chiamata Adria?

La troviamo nel SudAlpino (nella cartina in marroncino). Si estende a sud di quella linea rossa che vediamo: la Linea Insubrica, un sistema di faglie che corrono prevalentemente da est a ovest tagliando in due la catena alpina.

Queste rocce sono state le ultime a essere coinvolte dalla collisione continentale e sono state interessate pochissimo dal metamorfismo legato all'orogenesi alpina. Per questo ci riportano, quasi intatto, a quel Triassico e Permiano che abbiamo raccontato all'inizio della nostra storia, in un'alternanza di rocce vulcaniche e sedimentarie (si pensi ad esempio alle Dolomiti). Sudalpino è anche il super vulcano della Valsesia, balzato all'onore delle cronache geologiche per esser stato messo completamente a nudo nelle sue profondità dall'orogenesi alpina, un caso forse unico al mondo.

A nord della Linea Insubrica troviamo ancora Adria, si tratta dell'Austroalpino (in arancione).

Qui le falde africane sono sovrascorse su tutte le altre: sono avanzate in direzione del continente europeo, ecco perché la zona colorata si estende all'Austria e alla Svizzera e ricopre gran parte del settore nord-orientale della catena alpina.

Detto in parole povere, l'Austroalpino è quelle parte di Adria che, come un rullo compressore, avanzò verso l'Europa, spingendo sotto di sé tutto quello che trovava. È qui che troviamo il Cervino, che ora si erge al di sopra della sottostante falda oceanica.

Sotto all'Austroalpino fu mandato in subduzione tutto quello che c'era in mezzo tra Adria ed Europa; sono rocce che subirono un intenso metamorfismo e oggi ne ritroviamo i resti nel Pennidico dove, non possono mancare, in verdolino, i resti dell'antico Oceano Ligure-Piemontese.

Ma tra Adria ed Europa non c'era solo l'oceano!

Le zone in azzurro sono ancora Pennidico: vi troviamo i massicci del M. Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira: sono i massicci cristallini interni, dove si trovano rocce che risalgono a ben prima che l'oceano si aprisse. Ma c'è anche qualcosa di ancora più singolare, ciò che rimane di un

micro-continente chiamato Brianzonese.

Che ci fa tutto questo nel Pennidico?

Mi sarei aspetto di trovarvi solo i resti dell'Oceano Ligure-Piemontese.

Non solo, in quello che viene chiamato Pennidico inferiore sembrano esserci i resti di un altro oceano più piccolo, quello vallesano. Il mistero si infittisce.

È un problema a cui i geologi stanno lavorando da tempo: sono pezzi di Europa, di Africa o è qualcosa che stava in mezzo all'oceano?

Non complichiamo troppo le cose per il momento, avremo modo di parlarne più avanti. E soprattutto, non fatevi impressionare dai nomi geologici che derivano dalla posizione geografica che hanno oggi i domini: si tratta sempre di Adria, Europa e di quanto era interposto che ho indicato come Pennidico.

Non ho potuto chiamare semplicemente oceano la parte colorata in azzurro proprio perché contiene rocce che, per il momento, non sappiamo ancora da dove provengono.

Nel settore nord-est delle Alpi il Pennidico affiora nelle finestre tettoniche dell'Engadina e dei Tauri. È stata l'erosione accompagnata dalla tettonica che ha innalzato questi rilievi a mettere in luce quanto è stato ricoperto dall'Austroalpino che avanzò.

[Figura 277] - Veduta dell'arco alpino dalla terrazza del Museo della Montagna del Club Alpino Italiano (TO) – ph Michele Pregliasco

GEOLOGIA DELLE ALPI

Caro lettore, la formazione delle Alpi è un argomento molto complesso e dibattuto. Ti ho presentato una estrema sintesi, una storia geologica semplificata basata sulle idee di Emile Argand (1879-1940).

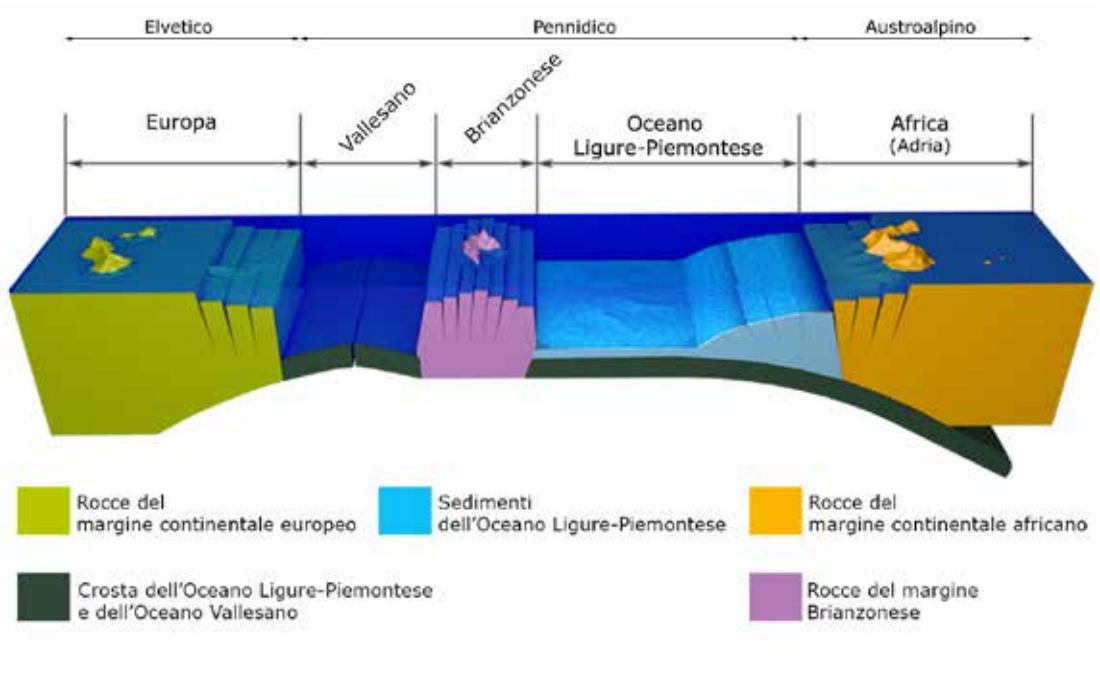
Africa e Europa entrano in collisione e grandi pieghe si accavallarono, l'oceano rimase "pinzato" tra le due placche continentali. L'erosione, poi, asportò parte delle coperture esponendo le cime che vediamo oggi.

È una teoria che si presta bene a essere spiegata con facilità, ma è anche una teoria datata che tralascia molto di quanto è veramente accaduto. È venuto il momento di complicarla un po' e gettare un occhio sui concetti attuali che ci porteranno nelle profondità della crosta terrestre.

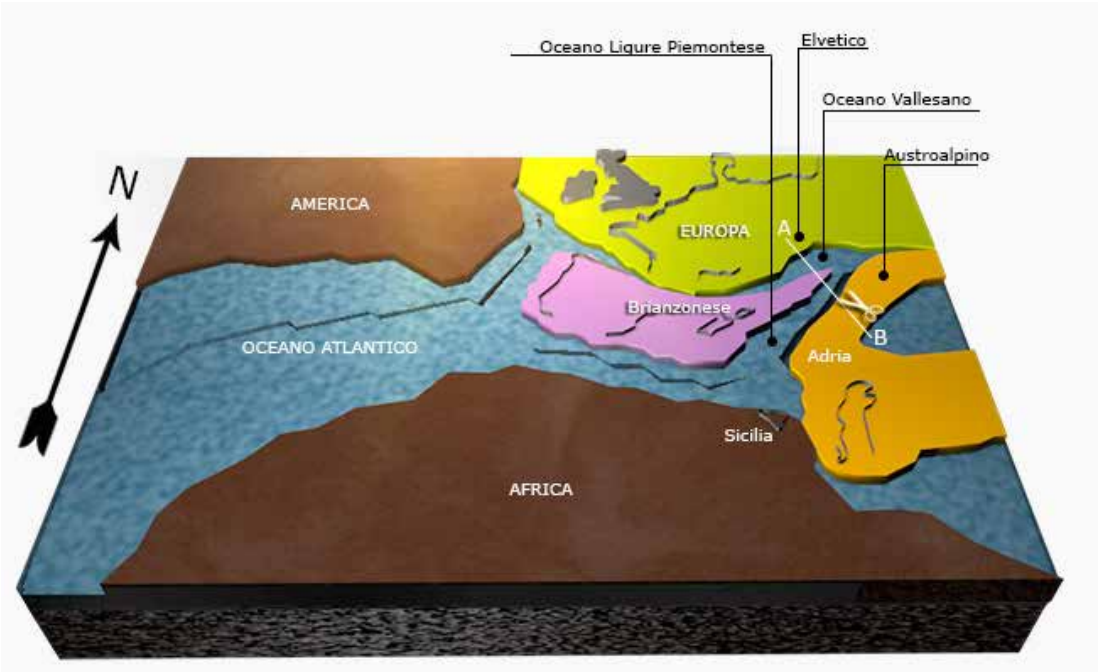
Sei pronto?

Cominciamo!

Il Brianzonese: un'isola in mezzo al mare



[Figura 278] - Modello paleogeografico del Cretacico superiore (sezione A-B, vedi figura seguente) – elaborazione grafica di Michele Pregliasco basato su G.Stampfli



[Figura 279] - Ricostruzione paleogeografica dell'area dove oggi si trova il Mediterraneo nel Cretaceo – elaborazione grafica di Michele Pregliasco basato su G.Stampfli

Nel Cretacico si aprì un altro oceano a occidente del nostro Oceano Ligure-Piemontese, quasi volesse fargli "concorrenza". Si tratta dell'Oceano Vallesano che separò la placca iberica dal resto dell'Europa. L'Iberia si trovò così a essere un'isola della quale a noi interessa particolarmente la sua propaggine orientale. Si tratta della micro-placca Brianzonese, che oggi occupa una parte importante delle Alpi tra Italia, Francia e Svizzera. Queste rocce sono caratterizzate da ambienti sedimentari triassici-giurassici e vulcanici Permiani, meravigliosamente esposti in Val Maira, trovano nella Liguria di Ponente il loro limite meridionale.

La micro-placca Brianzonese fu soggetta ai cambiamenti del livello del mare: subì ripetute sommersioni ed emersioni, una conseguenza del movimento delle placche. Quando il mare avanzava sul continente, le aree sommerse erano sede di sedimentazione e della conseguente formazione di rocce sedimentarie. Durante i periodi di emersione, la sedimentazione cessava e cominciavano i processi erosivi. Ecco perché oggi, nel Brianzonese, possiamo trovare strati di limitato spessore ma depositati in periodi molto lunghi. In alcuni casi mancano le rocce che documentano un certo lasso di tempo, proprio perché o non si sono formate o sono state completamente erose.

Alcune rocce sono caratterizzate dal metamorfismo, segno che, alcune porzioni di questa micro-placca, furono

successivamente coinvolte dall'orogenesi e mandate in subduzione.

Il Brianzonese spiega in parte perché troviamo rocce continentali o comunque non di pertinenza dell'Oceano Ligure-Piemontese nel Pennidico.

Non dovrebbe esserci stato l'oceano tra Adria ed Europa?

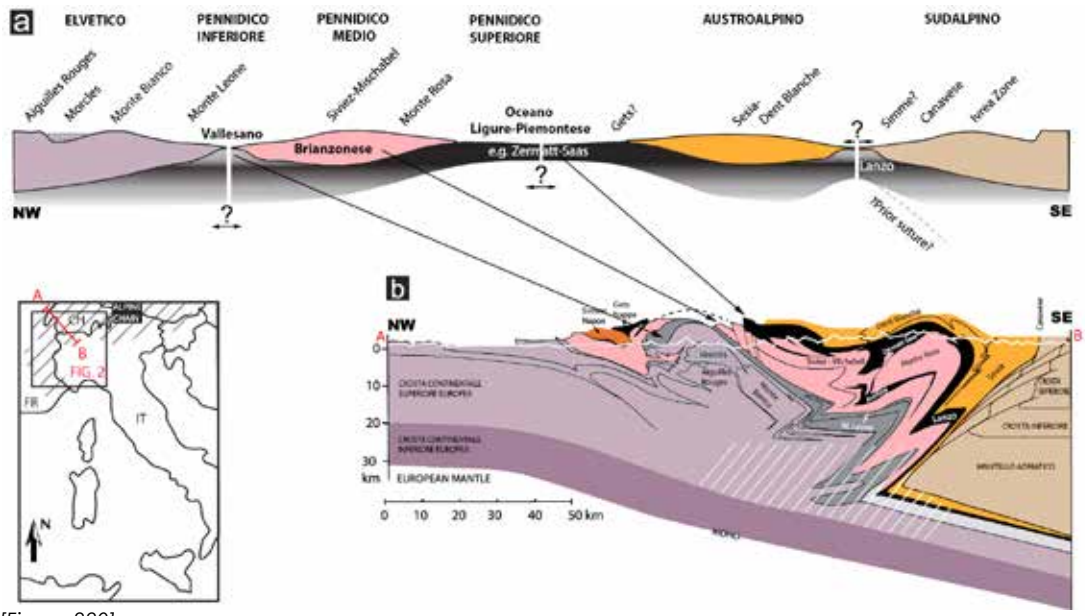
La risposta è che c'era anche la micro-placca Brianzonese e altro ancora.

L'oceano e la micro-placca erano molto vicini, l'orogenesi ha ulteriormente avvicinato queste unità e oggi troviamo il Brianzonese, con la sua crosta continentale e le sue coperture sedimentarie, all'interno del Dominio Pennidico.

Gli stessi massicci cristallini del Dora Maira, del Gran Paradiso e del Monte Rosa, sono stati attribuiti da alcuni autori al Brianzonese per spiegare perché, anche loro, si trovino in pieno Pennidico.

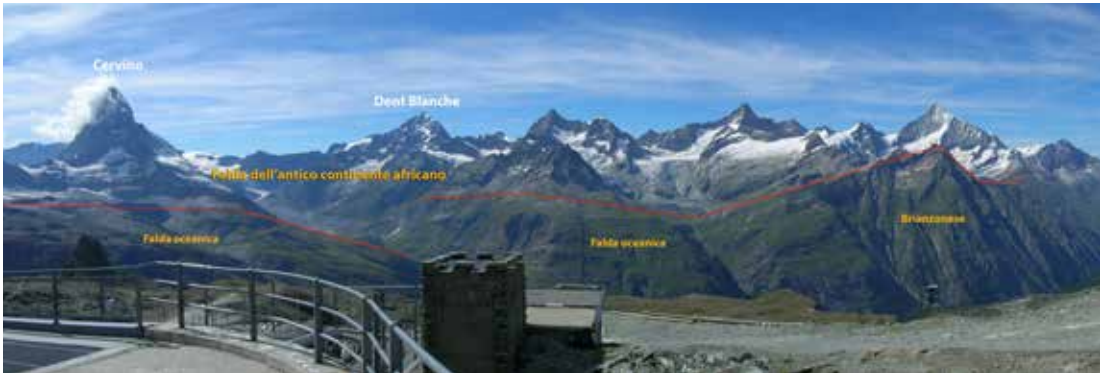
Il Pennidico è un dominio eterogeneo e la sua origine è oggetto di discussione: oggi i resti dell'Oceano Ligure-Piemontese si trovano in mezzo al Brianzonese, mentre il Pennidico inferiore, dove troviamo i resti dell'Oceano Vallesano, contiene, pezzi del margine continentale europeo (Figura 276 e Figura 283).

Come vedete il Pennidico è molto di più di un oceano!



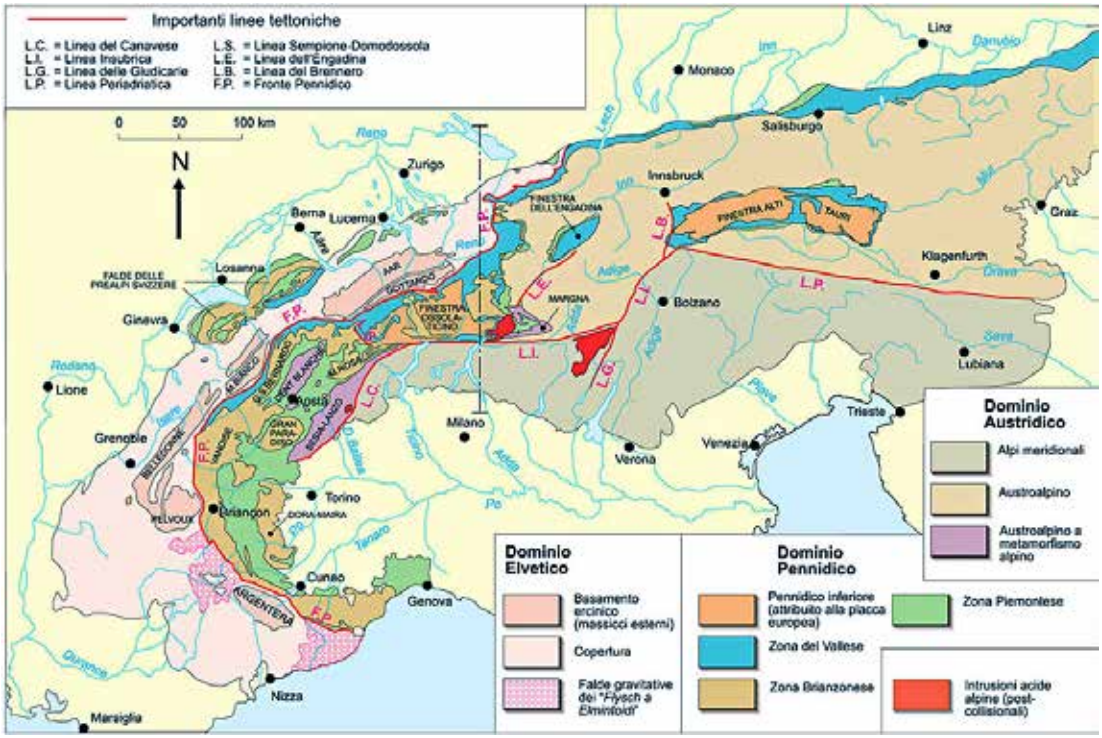
[Figura 280] -
a) Ricostruzione semplificata della sezione delle Alpi occidentali prima della convergenza tra Africa ed Europa (Cretacico). Si noti la posizione del continente Brianzonese e dell'Oceano Vallesano. Si noti che qui gli autori attribuiscono al Monte Rosa una pertinenza Brianzonese. Il Pennidico è stato suddiviso in superiore, medio e inferiore a seconda di come le falde si sono accavallate le une sulle altre.
b) Sezione delle Alpi Occidentali ai giorni nostri: il Brianzonese giace sotto la falda oceanica (Zermatt-Saas), sotto è posizionato il Pennidico inferiore, l'Austroalpino ricopre tutto. Notare che la sezione riporta anche la parte sommitale erosa, per visualizzare la continuità delle falde.
– da Vaughan-Hammon, J. D., Candioti, L.G., Duretz, T., & Schmalholz, S. M. 2022 (CC BY 4.0)

[Figura 281] - Un tipico esempio delle coperture permo-triassiche brianzonesi. Val Maira, Rocca la Meja – ph Michele Pregliasco



[Figura 282] - Il Cervino visto dal lato svizzero. Ci racconta la storia della falda autroalpina posta sulla falda oceanica. La linea rossa segna il contatto tra questi due elementi.La falda oceanica entra in contatto, a destra, con gli gneiss del continente brianzonese (falda di Siviez-Mischabel), a significare che entrambe queste falde sono subordinate alla sovrastante falda africana (falda della Dent Blanche) – foto di Lyle Beaudoin CC BY-NC 2.0 modificata

Non è così semplice



[Figura 283] - Schema tettonico delle Alpi. In questa cartina si vede molto bene la falda Brianzonese. L'autore ha attribuito al Brianzonese i massicci cristallini interni (Gran Paradiso, Dora-Maira e Monte Rosa). Quello che qui l'autore indica con piemontese è il pennidico superiore riconducibile all' Oceano Ligure-Piemontese, mentre le Alpi Meridionali sono il sudalpino – da Wikipedia

La geologia non è una materia complicata, o almeno non lo è più di altre scienze, specie se parliamo dell'apprendimento da parte di giovani studenti e appassionati. Quello che può disorientare è che può non esserci una uniformità di vedute su fenomeni di recente oggetto di studio. Questo riguarda la ricostruzione paleogeografica delle Alpi.

In questo capitolo ho parlato di scontro tra Europa e Africa. In realtà abbiamo visto che non fu l'intera Africa a chiudere l'Oceano Ligure Piemontese. Si tratta di Adria che alcuni chiamano anche Apulia. Sull'origine di Adria non si hanno notizie certe: sembra che sia una microplacca che si separò dall'Africa per avanzare verso l'Europa ma può anche essere interpretata come una propaggine o un promontorio dello stesso continente africano.

Probabilmente Adria, a partire da cento milioni di anni fa, si staccò progressivamente dall'Africa, muovendosi lungo una grande faglia dice Marthaler (in *"Il Cervino è africano?"*) che corre lungo lo stretto di Messina.

[Figura 284] - Monte Rosa al tramonto, fotografato dalla Val Sesia. Questo massiccio cristallino si eleva dai terreni ofiolitici dell'Oceano Ligure-Piemontese che si osservano nel fondovalle (vedi cartina Figura 283) – da Wikipedia

Se così fosse, la Sicilia sarebbe ancora africana, mentre il resto della penisola italiana apparterrebbe ad Adria che africana non è più.

Anche il nostro Brianzonese non è di facile interpretazione. Quella che vi ho offerto in questa pubblicazione è quella elaborata da Stampfli. Gli svizzeri in particolare seguono questa ricostruzione paleogeografica. Altri pensano che il Brianzonese sia un margine europeo o addirittura africano.

Anche la collocazione paleogeografica dei massici cristallini interni è piuttosto incerta: per alcuni autori il Monte Rosa così come il Dora-Maira sono di pertinenza africana.

Quanto vi ho esposto è un punto di partenza per comprendere altre autorevoli ipotesi su questo complesso argomento. Tuttavia non è questa la sede per mettere a confronto i modelli scientifici se non rimandandovi ai lavori dei singoli autori che trovate in bibliografia.

Del resto ho voluto rimanere in un ambito divulgativo e di facile comprensione, almeno per quanto mi è stato possibile: i geologi e gli esperti potrebbero trovare questo testo alquanto riduttivo e con numerose lacune.

È l'eterno dilemma tra rigorosità scientifica e semplicità, non è facile trovare un equilibrio specie quando si parla di fenomeni

molto distanti dall'esperienza quotidiana o molto discussi dalla comunità scientifica.

Nei paragrafi successivi complicherò un poco le cose, avvicinandomi ancora di più ai modelli attuali che cercano di spiegare l'evoluzione della catena alpina.

Ma non temente cercherò, ancora una volta, di rendere le cose facili.

Enrico Fermi era solito offrire una spiegazione semplicistica ma facilmente comprensibile ai suoi studenti. Poi andava ad arricchirla, smontando e argomentando ciò che era impreciso e sommariamente accennato.

È questa la filosofia che ho adottato, rimanendo comunque in un ambito divulgativo.

Sotto le Alpi

Prima dell'avvento della sismica a riflessione, l'unico modo per sapere che cosa c'era sotto le montagne era toccare le rocce con mano, o per meglio dire prenderle a martellate per osservare lo spaccato.

Ecco perché i geologi hanno cercato le falde più profonde.

Nelle Alpi il record di profondità lo detiene il Pennidico inferiore. Sono le falde che sono scese più di tutte durante la subduzione e ora si trovano alla base dell'edificio alpino.

Per la gioia dei geologi, le unità pennidiche inferiori affiorano nella finestra tettonica dell'Ossola-Ticino. Le conosciamo già, sono le stesse in cui è stato scavato il traforo del Sempione.

Argand qui vi trovò l'elemento zero delle Alpi, la falda più profonda di tutte, la cupola di Verampio, visibile in superficie ed è qui che ideò la teoria mobilista basata sulle pieghe-falde, come ben già sappiamo.

Però già negli anni '60 qualcuno mise in discussione la teoria: qualche cosa non tornava.

La scienza è fatta così, le teorie resistono fino a quando qualcuno non trova il punto debole, e le moderne tecniche di indagine si spinsero molto più in profondità di quanto la cupola di Verampio poteva offrire.

Il modello di Argand non è sbagliato, l'intuizione mobilista, falde che sono state traslate verso l'Europa o verso Adria, è stata confermata. Il problema è la sua visione accentrata su pieghe enormi che corrono lungo tutta la catena alpina.

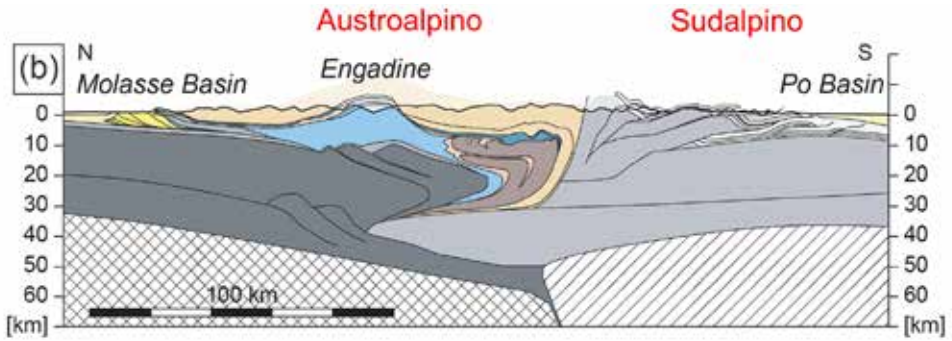
Le cose in realtà sono più complesse e più frammentate. Non tutte le falde sono costituite da enormi pieghe coricate ma da scaglie tettoniche che si sono scollate dal basamento scorrendo l'una sull'altra.

Nel Sudalpino, ad esempio, non sono presenti falde di ricoprimento, ma scaglie tettoniche che si sono accavallate.

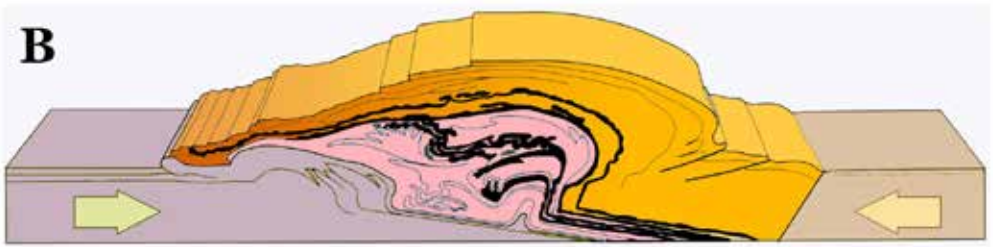
Mettendo a confronto il modello di Argand con una moderna sezione geologica si vede, nettamente, quanto le conoscenze siano progredite, soprattutto per quanto riguarda i livelli più profondi della crosta terrestre.

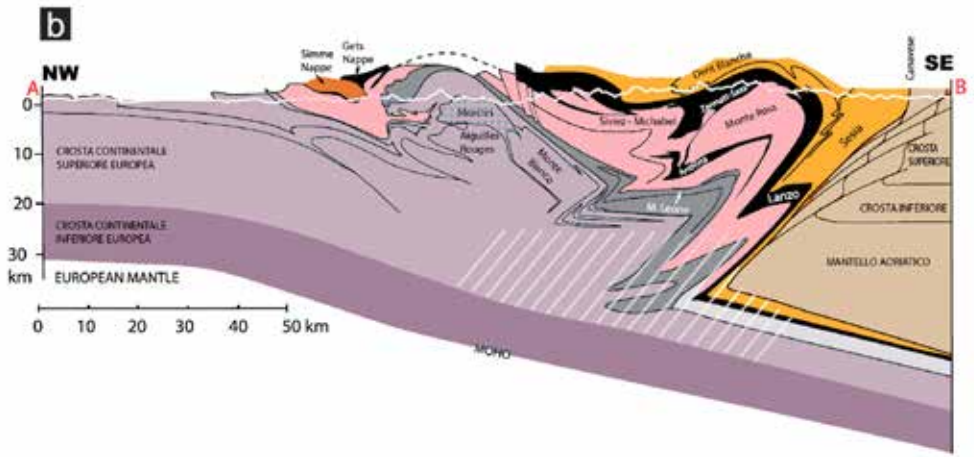
I geologi del passato conoscevano la parte più superficiale della struttura alpina; oggi possiamo spingerci più in profondità, arrivando al limite con il mantello.

Anche per noi è giunto il momento di abbandonare la vecchia teoria e i vecchi

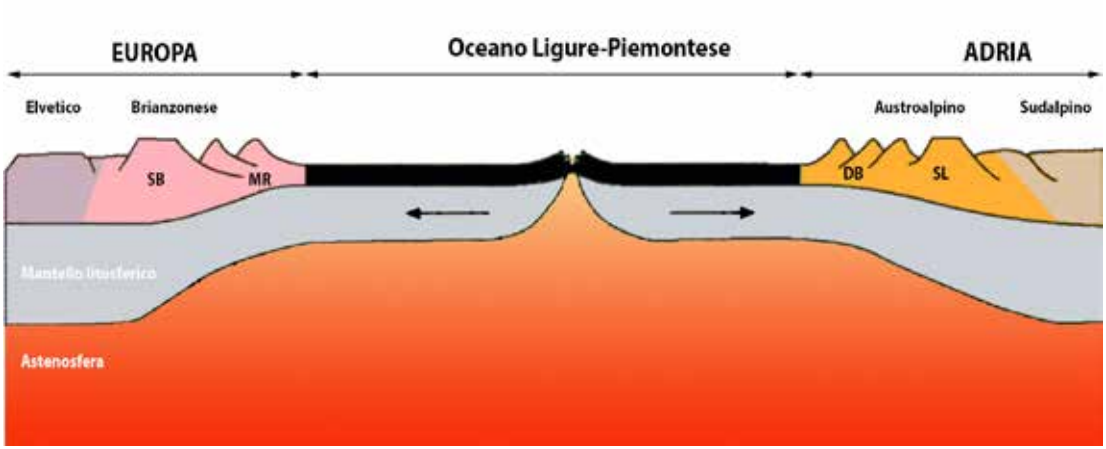


[Figura 285] - Mentre nell'Austroalpino si riconoscono ampie falde di ricoprimento, il Sudalpino è strutturato in scaglie tettoniche.

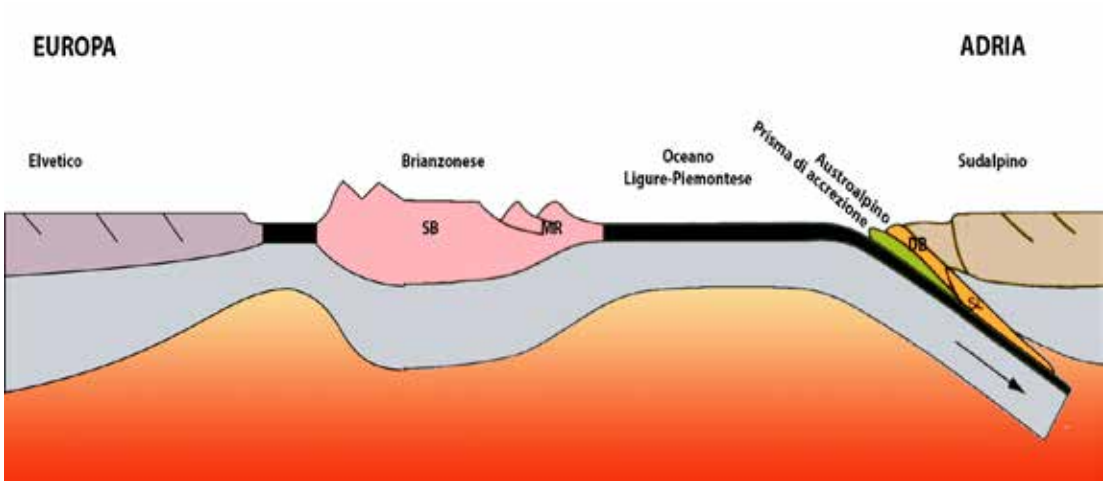




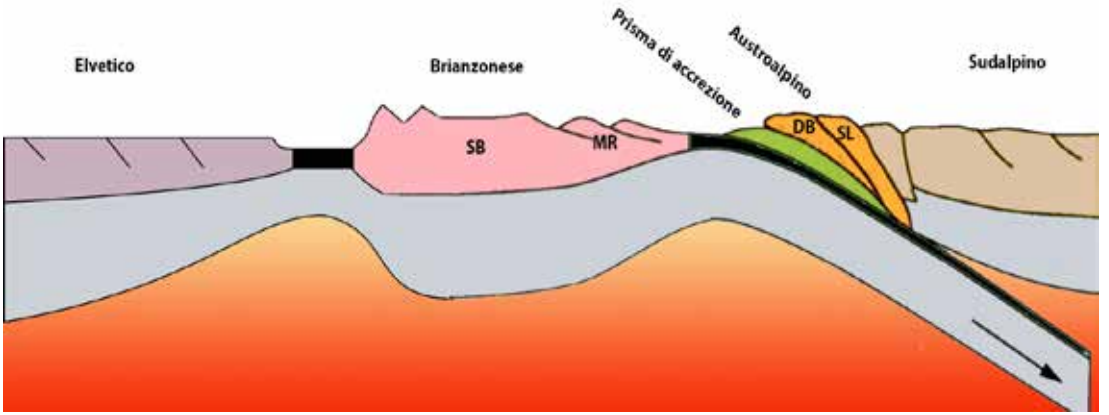
[Figura 286] - Il Modello di Argand (B) messo a confronto con una moderna sezione geologica (b). Si noti come le falde nella sezione si articolino in un sistema più complesso rispetto alle pieghe a scala regionale del modello di Argand. Inoltre, nella sezione, viene proposta una modellizzazione dei livelli più profondi sulla base dei rilievi geofisici



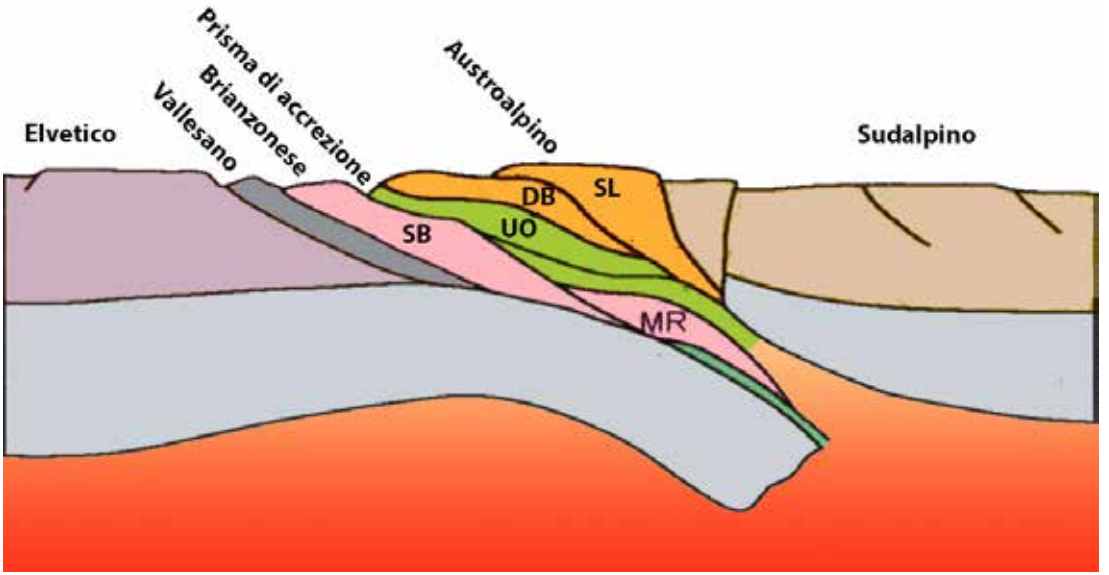
[Figura 287] - Nel Giurassico la pacca europea e quella adriatica si separano, nasce l'Oceano Ligure-Piemontese.



[Figura 288] - Nel Cretaceo le placche si avvicinano (convergenza), l'Oceano va in subduzione sotto Adria. La falda Austroalpina e il prisma di accrezione vanno ad impilarsi sotto ad Adria, trascinati dalla subduzione. Il prima di accrezione è costituito dai sedimenti raschiati dal fondale dell'oceano e da pezzi di litosfera oceanica (sono unità oceaniche)



[Figura 289] - L'oceano sta per scomparire sotto ad Adria, la pila di falde (prisma+Austroalpino) è risalito. Il Brianzonese è prossimo ad entrare a far parte di questa struttura.



[Figura 290] - Collisione: l'oceano si è chiuso. Si è formato un appilamento di falde, una sopra l'altra, vallesano+brianzonese+oceaniche+austrolapino. Alcuni autori chiamano questa struttura prisma orogenico, da non confondere con il prisma di accrezione che interessa solo la litosfera oceanica.
Legenda - Unità Austrolpine: Dent Blanche(DB), Zona Sesia-Lanzo (SL). Unità Oceaniche: prisma di accrezione (UO). Unità Brianzonese: Monte Rosa (MR), Gran San Bernardo (SB) – da Freppaz M., Caimi A., Filippa G., Dal Piaz G.V., Dal Piaz G., Schiavo A., modificato

modelli per guardare una moderna sezione geologica in tutto il suo spessore.

È così possibile indagare sulle falde: come si sono sovrapposte, come hanno migrato le une sulle altre, da quale profondità provengono su una scala che arriva a comprendere l'intera litosfera.

I primi modelli erano basati sulle carte gravimetriche: si trattava di misurare l'accelerazione di gravità per capire quali masse ci sono nel sottosuolo. È qualcosa di molto più sofisticato di quanto fece nell'800 John Henry Pratt, ma il concetto è lo stesso: la forza con cui la Terra attira verso di sé un peso può farci capire la densità delle rocce presenti nel sottosuolo.

Oggi la sismica a riflessione si spinge molto più in profondità e con maggiori dettagli: consente di fare una sorta di "radiografia" della Terra utilizzando le onde sismiche.

Lo studio condotto da G.M. Stampfli e collaboratori si basa proprio su quest'ultimo tipo di indagine, la sezione che vi presento è quella in Figura 291.

Confrontando la sezione paleogeografica, di 90 milioni di anni fa (Cretacico), con la sezione attuale appare evidente quanto la crosta si sia inspessita e raccorciata durante l'orogenesi alpina: Europa e Adria avvicinandosi hanno prodotto falde e scaglie tettoniche che si sono sovrapposte.

Quella che, all'inizio del Cretaceo, era un'area che si estendeva per una lunghezza di circa 1000 km (sezione B), oggi è compressa in appena 300 km di lunghezza (sezione C).

Se da Torino andiamo a Berna, per un percorso di 318 Km, attraversiamo tutta la sezione incontrando rocce di pertinenza africana, oceanica ed europea.

Adria ed Europa hanno agito come dei bulldozer, avvicinandosi, comprimendo e mandando in subduzione tutto ciò che si trovava lì in mezzo, compreso i loro stessi margini quando entrarono in collisione.

Cerchiamo di capire meglio come tutto ciò avvenne.

Le prime falde ad andare in subduzione furono quelle del margine africano (Austroalpino) sotto le quali si immersero quelle dell'Oceano Ligure-Piemontese, seguirono poi quelle brianzonesi e infine quelle vallesane (queste ultime tre le troviamo oggi nel Dominio Pennidico - vedi Figure da 287 a 290).

In altre parole, queste aree geografiche del passato (i geologi parlerebbero di unità o elementi paleogeografici), inizialmente disposte l'una accanto all'altra, vanno a incastrarsi l'una sotto all'altra, un fenomeno che Michel Marthaler nel suo *"Il Cervino è africano?"* descrive come una "lenta e profonda carambola".

Si formò una pila di falde che continuando a muoversi verso nord (Adria era sempre lì a spingere in direzione della placca europea) andò incontro all'Europa.

Si vede molto bene (Figura 291 C) come la litosfera non solo è raccorciata, ma è anche decisamente più spessa (notate che le sezioni B e C hanno la medesima scala sia verticale che orizzontale).

Le falde sono state accavallate l'una sulle altre. Partendo da sinistra, si vede come la crosta europea (violetto) e la suo mantello litosferico (grigio chiaro) sono state spinte sotto a tutto il resto. Un fenomeno di subduzione che, evidentemente, ha coinvolto parte della placca europea. È una lunga rampa che arriva a infilarsi sotto alla placca africana, pare che lì sotto Africa ed Europa arrivino, finalmente a toccarsi.

Evidentemente, mano a mano che l'Adria avanzava verso l'Europa, la pila di falde cominciò a scorrere sul continente europeo: agì come un rullo compressore, ricoprendo tutto quello che incontrava, mentre il pesante mantello litosferico (quello grigio chiaro) trascinava in basso la placca europea sotto ad Adria.

Confronta anche la Figura 280 o l'omologa Figura 286 dove le sezioni semplificate riportano le porzioni asportate dall'erosione: si vede, ancora più chiaramente, come la pila di falde (vallesane, brianzonesi, oceaniche e austroalpine) ricopra la sottostante crosta europea subdotta. Sembra quasi di percepirne il movimento: mentre la placca europea scendeva in subduzione, le falde le scorrevano sopra in direzione opposta. A un certo punto qualcosa inceppò l'ingranaggio: la "leggera" e spessa crosta continentale stava opponendo una strenua resistenza alla subduzione.

Sono le conseguenze della collisione continente-continente, tra Europa ed Adria (vedi capitolo I, "Oceani muoiono").

Per di più, la densa e "pesante" placca oceanica, che fino a quel momento aveva trascinato con sé l'Europa in subduzione, si separò dalla placca continentale (i geologi chiamano questo fenomeno *slab break off*), per continuare la sua discesa negli inferi geologici. Vedi Figura 292 "Da convergenza e collisione".

Era giunto il momento di fermare la subduzione, o quantomeno rallentarla e far emergere i materiali più leggeri.

Il massiccio dell'Aar è un esempio di quanto accadde: si sollevò, lo trovate piegato verso l'alto, in direzione opposta alla subduzione, sotto alla scritta dominio Pennidico nella sezione della (A) Figura 291.

Si tratta di crosta superiore (violetto pallido con crocette), meno densa e dunque più leggera rispetto al mantello e a tutto ciò che restò sotto di essa.

Queste risalite europee, che danno luogo al Dominio Elvetico, comprendono le falde di copertura, costituite da sedimenti depositati a partire dal Permiano, che sedimentarono sopra a rocce molto più antiche: il basamento cristallino.

L'Aar, come abbiamo già visto, fa parte dei massici cristallini esterni: Monte Bianco e Argentera sono gli esempi nazionali.

Si tratta di basamento cristallino: rocce che portano i segni delle orogenesi precedenti a quella Alpina, stiamo parlando dell'orogenesi Varisica (compresa tra i 380 e i 280 milioni di anni fa) e di altre ancora più remote.

Al contrario, il metamorfismo dovuto all'orogenesi alpina non ha lasciato alcun segno.

Questo perché la subduzione si arrestò contro il "carapace" dei massici cristallini esterni, che costituirono una barriera all'avanzata delle falde spinte da Adria sul continente europeo.

Un'ipotesi che richiama alla memoria l'affermazione di Eduard Suess sui "massicci ostacolo" che frenarono il corrugamento della crosta.

"Da qui l'estesa fratturazione fragile, come conseguenza alle spinte subite, e la formazione di strutture caotiche, con picchi aguzzi e profondi canaloni, tutte caratteristiche delle meravigliose montagne dei massicci cristallini esterni". (da Franco Rossi).

Occorre spostarsi verso l'Adria per trovare la vera Europa subdotta, sotto al pennidico le falde di Antigorio e Verampio sono tra quanto di più profondo oggi possiamo trovare. Affiorano nella finestra

dell' Ossola-Ticino, appartengono al Pennidico inferiore e l'autore di questa sezione le attribuisce alla crosta europea.

Sono vecchie conoscenze, è qui che corre il traforo del Sempione. Ma ci sono altri campioni di immersione, li troviamo in quel rosa del Brianzonese al centro della sezione. Si tratta del Monte Rosa e della falda Siviez-Mischabel, che, oggi, come tappi di sughero, galleggiano verso l'alto.

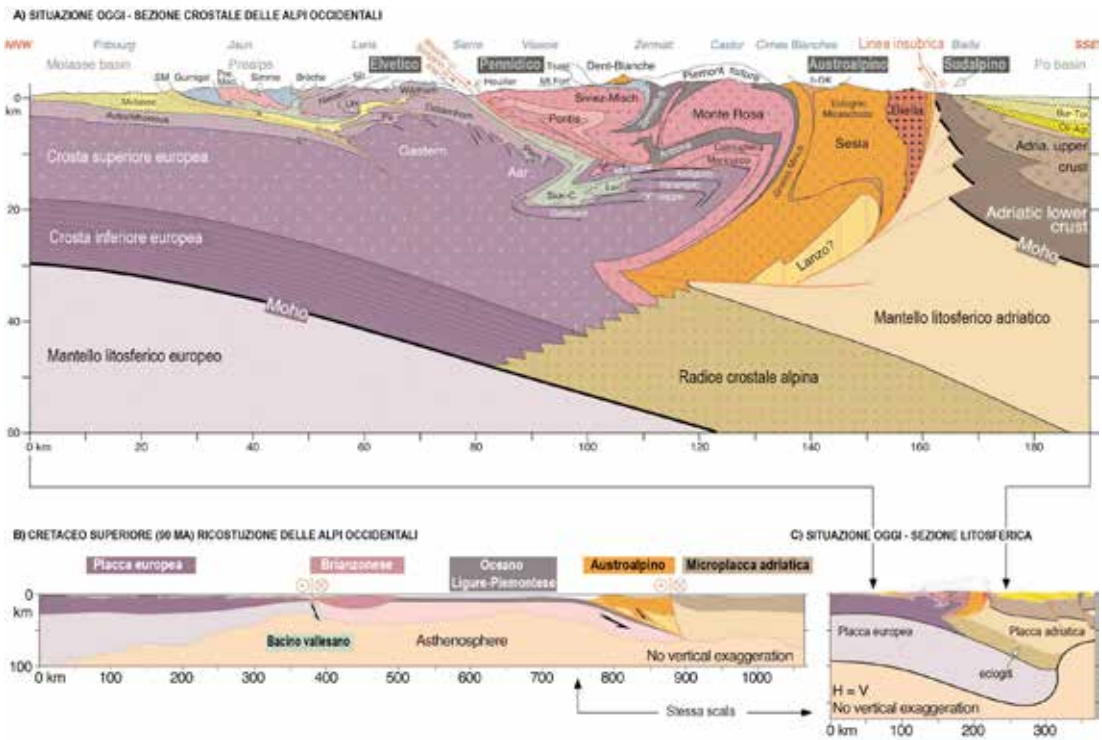
Il Monte Rosa assieme al Dora-Maira e al Gran Paradiso costituiscono i massici cristallini interni (l'autore li include nel Brianzonese ma non tutti sono d'accordo, come abbiamo già visto).

In queste rocce è stato trovato un minerale eccezionale: la **coesite**. È il testimone della subduzione a 100 km di profondità, cristallizzato a medie temperature (400-500°C) e ad altissime pressioni (20 Kbar).

Al contrario dei massicci cristallini esteri, qui il metamorfismo dovuto all'orogenesi Alpina si è fatto sentire parecchio.

Siamo nel Pennidico, rocce che hanno raggiunto profondità considerevoli, si vede molto bene nella sezione: seguendo le falde del Monte Rosa, Camughera e Moncucco, queste si immergono sotto l'arancione dell'Austroalpino.

R. Fortey, molto poeticamente, paragona



[Figura 291] - Sezione geologica della Alpi occidentali e ricostruzione paleogeografica semplificata – da "Western Alps geological constraints on western" di G.M. Stampfli, G.D. Borel, R. Marchant & J. Mosar, modificato

queste strutture al genio che esce dalla lampada di Aladino, sotto forma di volute di fumo.

Più prosaicamente, la crosta colorata di rosa sembra essere stata spremuta fuori dal canale di subduzione, come se si trattasse di un tubetto di dentifricio, è stata esumata e ora si ritrova in superficie con una serie di pieghe che culminano con il gruppo del Monte Rosa.

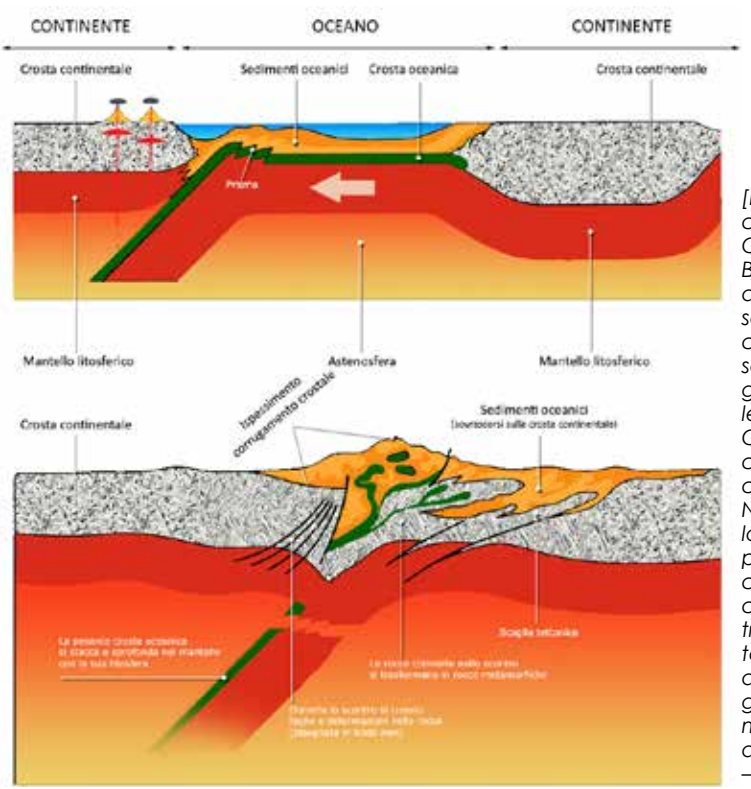
Indubbiamente ha fatto un lungo viaggio: dal profondo è risalita con un movimento a ritroso rispetto alla subduzione.

Una riprova che la "leggera" crosta continentale si oppose alla subduzione al punto di esserne estrusa fuori.

In questa moltitudine di pieghe e di rocce metamorfiche troviamo, in marroncino, alcuni lembi dell'Oceano Ligure-Piemontese, questa volta densa e "pesante" crosta oceanica sfuggiti alla subduzione, come la falda profonda Zermatt-Saas.

Incastrato fra tutto questo e la placca adriatica, troviamo, in arancione, l'Austroalpino mentre, una sua piccola porzione svetta sul Pennidico, nel Klippe della Dent-Blanche: l'Africa arrivò fin qui e anche oltre.

Torna utile ricordare che l'Austroalpino fu la prima falda a essere stata coinvolta dalla subduzione, si parla del Cretacico, seguita, poi, da tutte le altre che si incunearono sotto di essa.



[Figura 292_Orogenesi_950_2] - Da convergenza e collisione.
Questa immagine tratta da Alfonso Bosellini, mostra la convergenza tra due placche continentali. La "pesante" litosfera oceanica dell'oceano interposto va in subduzione sotto alla placca continentale (figura in alto) e trascina con se la più leggera litosfera continentale.
Quando tutto l'oceano è stato consumato si ha la collisione tra croste continentali.
Nella figura in basso, si vede come la la litosfera oceanica si stacca e prosegue la sua discesa (è quello che i geologi con un anglicismo chiamano slab break off). Al contrario, la "leggera" crosta continentale, metamorfosata e deformata dalle pressioni orientate, tende a galleggiare verso la superficie, formando delle pieghe rovesciate in direzione contraria alla subduzione – da A.Bosellini, modificato

Emile Argand chiama l'Austroalpino "*traîneau écraseur*", in effetti è il rullo compressore che ha compresso le falde sotto di sé, e parliamo di spessori chilometrici prima che fossero erosi.

Il Sudalpino, pur facendo parte di Adria, non seguì le sorti austroalpine. Il metamorfismo alpino non lo interessò e fu l'ultima unità a entrare in collisione con l'Europa. Lo troviamo all'estrema destra della sezione: un cuneo che si inserisce nel costrutto alpino.

Tra l'Austroalpino e il Sudalpino, troviamo, intruso, il plutone oligocenico della Valle del Cervo di Biella (in rosso). Nell'Oligocene se ne contano parecchi lungo quella che oggi è la Linea Isubrica o Lineamento Periadriatico. Sono i plutoni di Traversella, Biella, Bregaglia, Adamello, Vedrette di Ries. Si tratta di corpi granitici e gabbrici con coperture vulcaniche.

Per chi volesse esercitare le sue conoscenze riguardo al metamorfismo di contatto, l'Adamello è il luogo ideale.

Bene, è giunto il momento di riemergere dalle profondità per vedere cosa osserviamo in superficie.

Gli affioramenti

"Nelle Alpi sono rappresentate tutte le principali famiglie delle rocce sedimentarie, eruttive e metamorfiche della crosta continentale e oceanica e del mantello litosferico."

Così recita la guida geologica regionale delle Alpi. Attenzione però, non basta guardare in basso per trovarle: si sono formate in ambienti che oggi non ci sono più, molte hanno viaggiato a lungo, anche all'intero della crosta terrestre.

Vanno cercate nei luoghi in cui affiorano.

Le rocce ignee e sedimentarie vanno ricercate nell'**Elvetico,** nel **Brianzonese** e nel **Sudalpino**, nelle Dolomiti ad esempio, dove affiorano rocce carbonatiche, dolomie, marne e argilliti. Non dimentichiamo i plutoni emersi durante il magmatismo oligocenico, l'Adamello ne è un classico esempio. Infine sedimentarie sono le serie marine e continentali recenti, posteriori all'orogenesi.

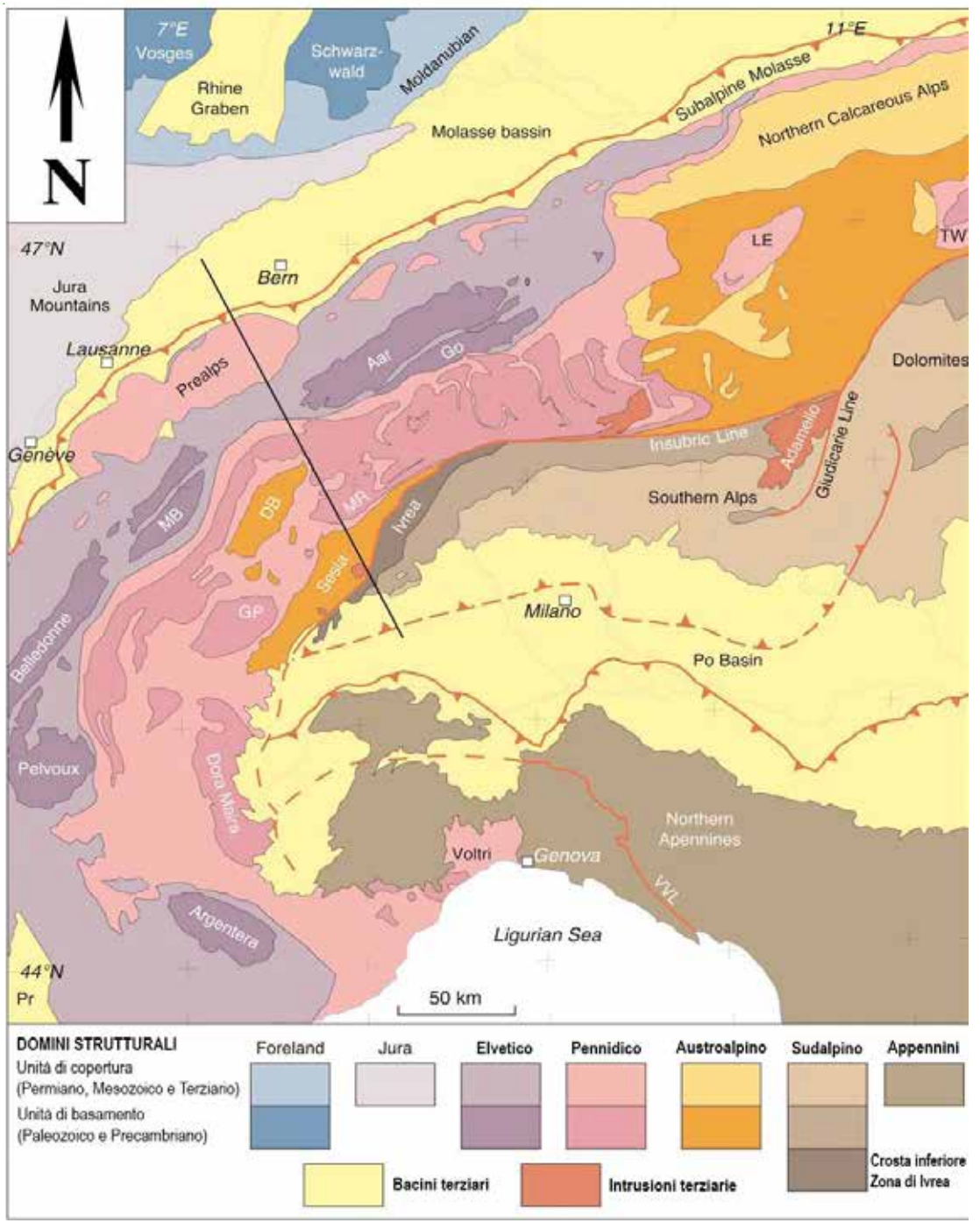
Tutto il resto è, più o meno, caratterizzato dal metamorfismo, motivo per il quale è più complicato imparare a distinguere le rocce, intensamente deformate sono tuttavia alquanto affascinanti oltreché, geologicamente, molto interessanti.

Sono i cicli orogenetici ad aver trasformato le rocce. Noi abbiamo fatto la conoscenza con l'orogenesi alpina, ma in passato vi è stata quella ercinica (300-340 Ma) e non è escluso trovare i segni di eventi ancora più remoti.

Alcune rocce riportano le tracce di entrambi i cicli. È qui che sono stati ritrovati i cristalli più antichi: gli zirconi di età precambriana dispersi nel basamento elvetico e austroalpino. Provengono dallo smantellamento di catene montuose che hanno preceduto le Alpi.

È incredibile pensare che le rocce possano racchiudere dei messaggi che ci arrivano da un passato di oltre 500 milioni di anni, in alcuni casi arriviamo a riconoscere tracce di 4560 milioni di anni fa.

La cartina in Figura 293 ci dà una visione della carta tettonica delle Alpi.



[Figura 293] - Mappa tettonica delle Alpi occidentali (modificata da Berthelsen, 1992b - Ao = Adamello intrusione; DB = falda della Dent Blanche; Go = massiccio del Gottardo; GP = massicio del Gran Paradiso; LE = Finestra dell'Engadina; MB = massiccio del Monte Bianco; MR = falda del Monte Rosa; Pr = bacino Provenzale; TW = Finestra Alti Tauri; VVL = linea Villalvernia-Varzi-Levanto

Età stratigrafica	Rocce principali	Colore	Domini - Falde	Dominio paleogeografico
Oligocene Miocene Pleistocene	Sedimenti detritici alluvvionali		Molassa	Europa a nord Adria a sud
Triassico Eocene	Sedimenti marini: calcari, dolomie, brecce		Austroalpino	Adria
			Sudalpino	
Paleozoico	Basamento: gneiss, graniti, gabbri (crosta continentale)		Austroalpino	
			Sudalpino	
Giurassico Cretaceo	Metasedimenti oceanici e lembi ofiolitici (crosta oceanica)		Pennidico superiore	Oceano Ligure-Piemontese
Triassico Eocene	Sedimenti marini: calcari, dolomie		Pennidico medio	Brianzonese
Paleozoico	Basamento: gneiss, micascisti (crosta continentale)			
Cretaceo Eocene	Metasedimenti oceanici, flyschs, rare ofioliti		Pennidico inferiore	Bacino vallesano
Trias-Oligocene	Sedimenti marini: calcari, marmi		Elvetico	Europa
Paleozoico	Basamento: gneiss, graniti, (crosta continentale)			
Oligocene	Graniti intrusivi post-orogenici		Austro e Sudalpino (per la maggior parte	Origine magmatica profonda

[Figura 294] – Tabella tratta da Michel Marthaler - modificata - Michele Pregliasco

È una carta molto semplificata che copre un'area enorme, per muoverci sul terreno servirebbe un dettaglio decisamente maggiore, come quello di una carta geologica 1:50.000.

Ci è comunque utile: gli affioramenti non sono affatto messi a caso, cosa non facile da intuire sulle carte a scala più grande dove si rischia di perdere la visione generale.

Ma vediamo cosa ci dice la carta a cominciare dalla sua legenda.

Nelle Alpi si distinguono due famiglie di rocce, formatesi in epoche diverse: le unità di basamento e le unità di copertura.

Già questi nomi ci suggeriscono il significato: le unità di copertura sono costituite dai sedimenti che, nel corso del tempo, hanno, per l'appunto, ricoperto le rocce del basamento più antiche.

Il **basamento** è costituito da rocce per lo più granitiche e metamorfiche che si sono formate in tempi molto arcaici che si spingono al Paleozoico (da 542 a 252 Ma) e al Precambriano (da 4600 a 541 Ma), il cui metamorfismo risale a orogenesi precedenti quella alpina. Sono rocce che hanno visto scorrere una buona fetta di storia del mondo.

La **copertura** è costituita da rocce sedimentarie formatesi nell'arco di tempo che va dal Carbonifero (359 Ma) ai giorni nostri e dalle rocce effusive, testimoni dei fenomeni vulcanici che effusero lave e ceneri su queste rocce. Ci parlano di bacini entro i quali sedimenti terrigeni e carbonatici si adagiavano sul fondo, in ambienti e a latitudini molto diversi da quelli attuali.

Nel Triassico è il mare della Tetide, basso e caldo, a lambire le coste europee e africane, poi nel Giurassico entra in scena l'Oceano Ligure-Piemontese.

Potremmo immaginare che sopra al basamento troviamo le coperture, come quando sopra al pane (basamento) spalmiamo burro e marmellata (copertura), in realtà difficilmente è così.

Copertura e basamento hanno reagito in maniera diversa all'orogenesi alpina, complici dei livelli di scollamento alla base delle coperture costituiti da rocce molto plastiche, in genere evaporiti, che hanno agito da "lubrificante" se non, addirittura, da "cuscinetti a sfera".

Su questi livelli "lubrificanti" le coperture sono scivolate via dai basamenti spinti dall'Africa che avanzava, come quando la lama del coltello raschia via la spalmatura di burro e marmellata per lasciarci una, nuda, fetta di pane. Un fenomeno che ci ricorda quanto è avvenuto nella falda di Glarus, dove una falda antica è arrivata da lontano sovrapponendosi a una più recente.

I geologi definiscono le falde di copertura **scollate** dal loro basamento e **traslate** verso l'**avampaese**, la regione verso la quale le falde si spostano. Si tratta di movimenti su lunghezze di decine o centinaia di chilometri.

I basamenti al contrario, più massicci e più restii agli spostamenti, si sono mossi con maggiore difficoltà.

Ecco perché oggi troviamo le coperture traslate vero l'Europa, ed è molto difficile capire a quale basamento esse appartenessero. In effetti può capitare che coperture formatesi sopra a un basamento siano state sradicate per finire la loro corsa sopra un altro basamento. Un po' come se due persone si fossero scambiate il cappello.

Per fare un esempio, la falda Mischabel,

a cui appartengono il Monte Rosa e il Gran Sanbernardo, è ricoperta da una falda di schistes lustrés (calcescisti) che ha sostituito l'originaria copertura brianzonese, sradicate e migrata a sua volta nelle Prealpi in una sorta di carambola geologica (da G. Gasperi).

È interessante sapere che i geologi chiamano **autoctone** quelle coperture che ancora oggi si trovano sui propri basamenti, lì dove si erano depositate, mentre sono definite **alloctone** quelle che sono state traslate. Le coperture scollate ma ancora in parte presenti sui propri basamenti sono definite **parautoctone**.

Ma torniamo ancora alla cartina e vediamo di indentificare dove sono ubicate queste unità.

Nel **Dominio Elvetico** le unità di basamento sono rappresentate, magnificamente, dai massicci cristallini esterni: Argentera, Pelvoux-Belledonne, Monte Bianco-Aiquilles Rouges, Aar-Tavetsch-Gottardo.
Costituiti per lo più da gneiss e micascisti, formatesi prevalentemente durante le fasi metamorfiche erciniche, arrivano a far registrare rocce ancora più antiche, databili tra i 600 e i 700 Ma.

Dal Triassico all'Oligocene si depositarono i sedimenti all'interno di bacini che si andarono via via a formare nel corso del tempo e che si trasformarono in rocce: calcari, marne a volte metamorfosate in marmi, che oggi costituiscono le coperture.

Sono autoctone, alloctone e parautoctone, in particolare le Alpi occidentali svizzere sono il tipico esempio dove abbiamo uno scollamento a livello delle evaporiti triassiche.

Il **Dominio Pennidico** è forse tra i più complessi.

D'altronde vi troviamo falde oceaniche e continentali con i loro basamenti e le loro coperture.

Nella carta sono indicati i massicci cristallini interni: Dora-Maira, Gran Paradiso e Monte Rosa. Siamo in presenza del basamento. L'autore ne attribuisce una pertinenza Brianzonese caratterizzata da un basamento continentale.

La copertura è costituita da depositi carbonatici di piattaforma: calcari, dolomie, evaporiti che risalgono al Triassico, ben prima che si aprisse l'Oceano Ligure-Piemontese. Poi, cominciarono a depositarsi i sedimenti oceanici (nel Giurassico-Cretaceo).

Spostandoci sull'area interessata dall'Oceano Ligure-Piemontese, entriamo in quello che i geologi chiamano la falda Piemontese. Non è visibile su questa carta, lo troviamo però nelle pagine precedenti in Figura 283.

Qui troviamo una classica sequenza sedimentaria tipica dell'ambiente oceanico: selci, radiolariti, calcari e argille a palombini che il metamorfismo ha trasformato in quarziti, marmi e calcescisti.

Questa copertura riposa sopra al basamento oceanico costituito da basalti, gabbri e peridotiti - rocce associate all'espansione oceanica - che oggi ci appaiono spesso metamorfosate in metagabbri e metabasalti.

Non voglio complicare troppo le cose con ciò che è o non è autoctono, dico soltanto che nell'oceano in chiusura si depositò anche il flysch, lo stesso che oggi troviamo sradicato e traslato per andare a costituire la falda dei *flysch* a elmintoidi nelle Alpi Marittime (da Gianfranco Gasperi). Si vede molto bene sempre in figura Figura 283.

Con l'**Austroalpino** arriviamo ai terreni africani o, per essere più precisi, della micro placca Adria. Notiamo subito a nordest il gruppo delle Alpi Calcaree Settentrionali. Si tratta, come dice il nome, di rilievi prettamente carbonatici che vanno dal Permiano al Paleogene, caratterizzati dall'assenza di metamorfismo o comunque da un metamorfismo molto blando. Queste falde di coperture sono state sradicate dal proprio basamento posto a meridione, per sovrascorrere sul pennidico e posizionarsi dove sono ora, sopra al bacino della Molassa.

Si nota comunque come l'austroalpino sia, in massima parte, costituito dal basamento costituito da rocce metamorfiche.

Il sudalpino, infine, rappresenta i terreni africani che non sono stati coinvolti dal metamorfismo.

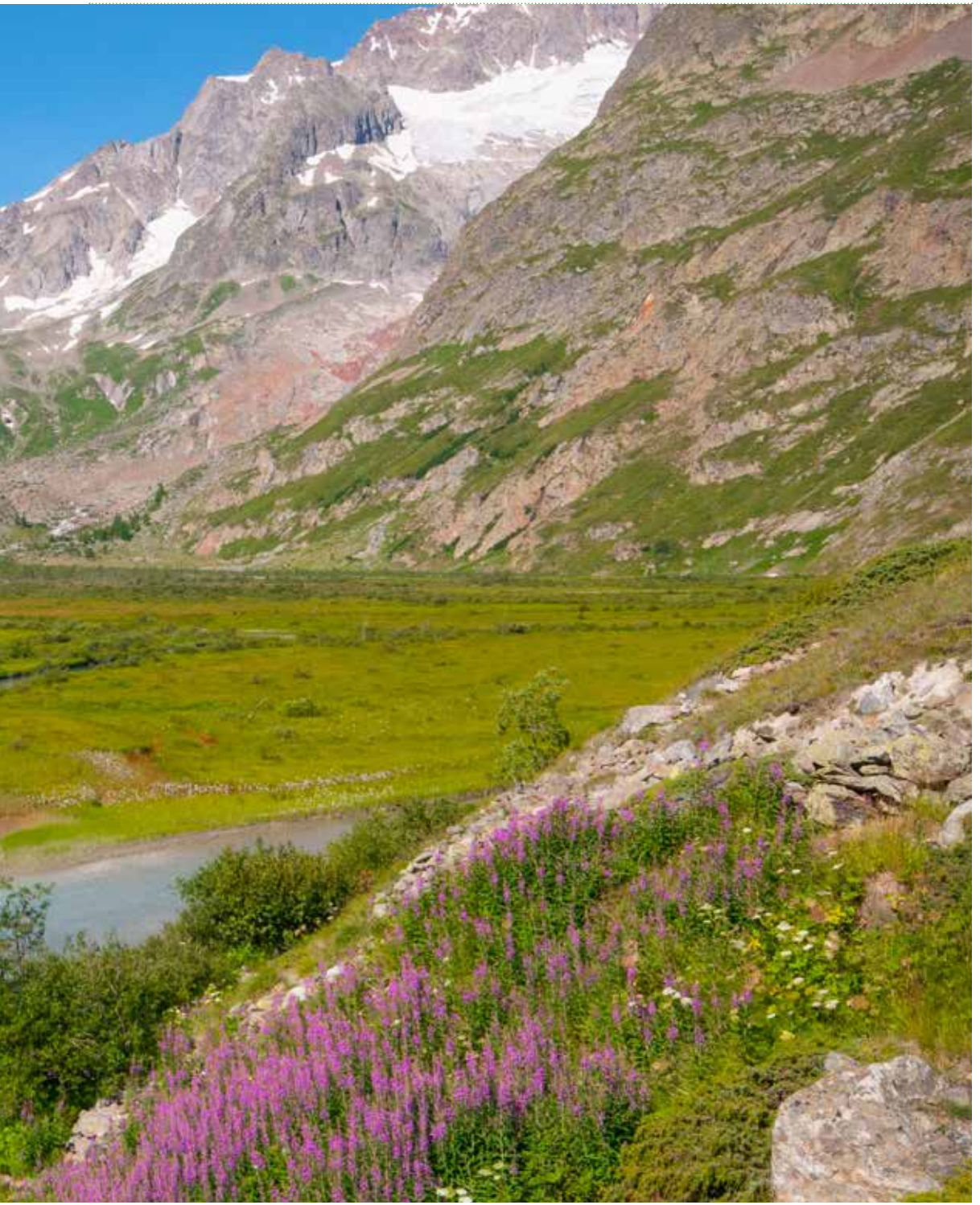
Con questo chiudiamo il capitolo sulle Alpi, nel prossimo affronteremo l'Appennino, sarà anche un'occasione per rivedere, in maniera più approfondita, alcuni temi di cui ho già parlato.

In effetti la storia geologica delle Alpi non si differenzia molto da quelle degli Appennini, anche se troveremo marcate differenze nel modo in cui gli eventi lasciarono traccia nelle rocce.

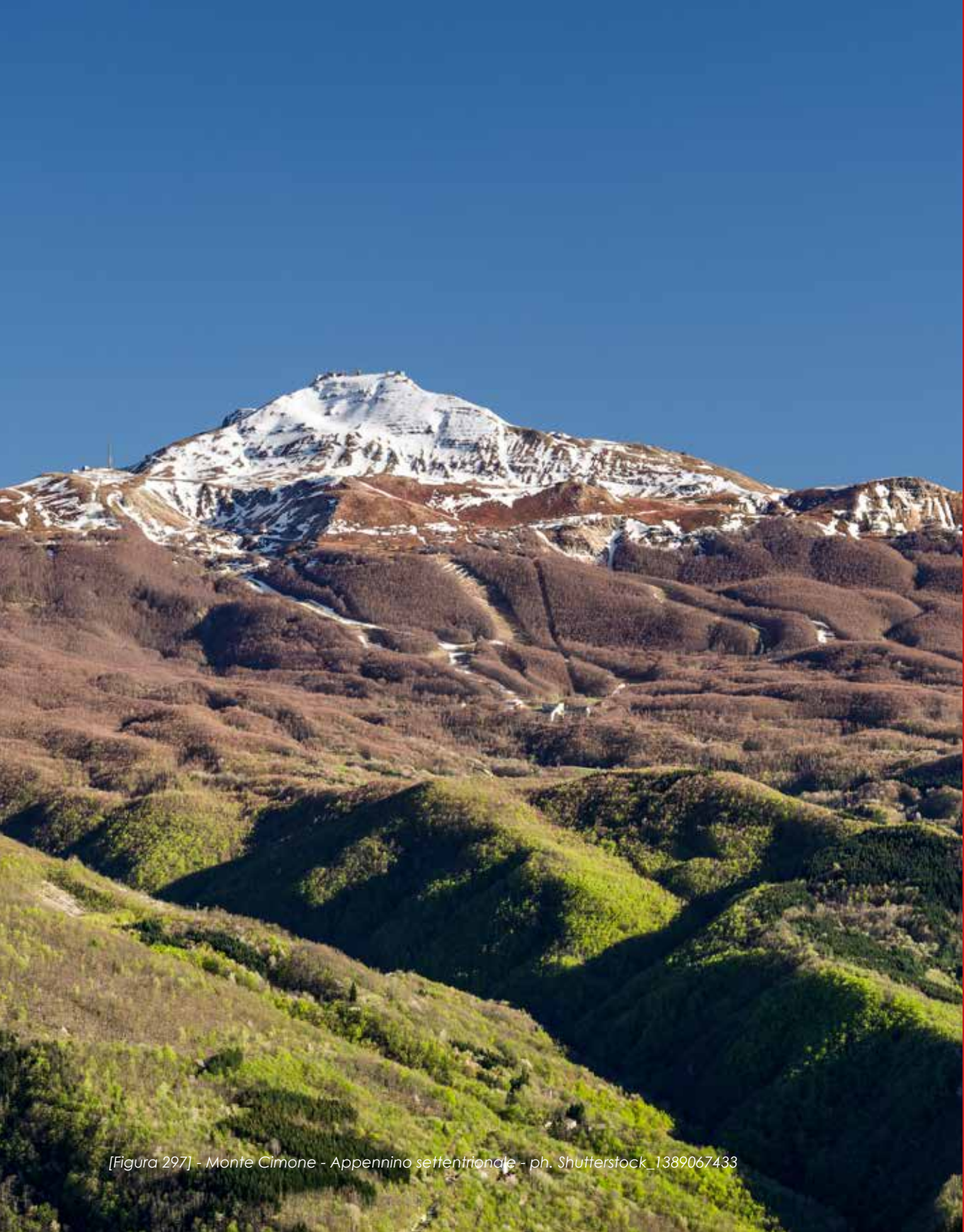
Tutto sommato è ancora un'opportunità per parlare della geologia di un paesaggio unico e inimitabile.

[Figura 295] - Il ghiacciaio del Miage nel gruppo del Monte Bianco (val Veny), si nota sulla sinistra lo gneiss mentre a destra il granito, tipiche rocce che contraddistinguono i massicci cristallini – ph Michele Pregliasco

[Figura 296] - Val Veny, alle pendici del Monte Bianco. I dolci pendii costituiti da rocce sedimentarie metamorfosate



delle coperture contrastano con le vette costituite dal basamento cristallino – ph Michele Pregliasco



[Figura 297] - Monte Cimone - Appennino settentrionale - ph. Shutterstock_1389067433

Capitolo 4

Gli Appennini

Introduzione

Sui bassi fondali della Tetide nel Triassico superiore

Nasce un oceano (180 MA Giurassico medio)

- Una roccia venuta dallo spazio?
- La Terra condritica
- L'Appennino nel Giurassico medio
- La dorsale oceanica e la triade delle ofioliti
  - Le peridotiti
  - Le peridotiti non sono per tutti: il serpentino
  - I gabbri
  - I basalti

I continenti rallentano (160 MA Giurassico sup. - 105 MA Cretaceo inf.)

- Un metallo importante dal fondo dell'oceano
- L'Oceano Ligure-Piemontese in quiescenza
- Rocce dagli animali? Nell'ambiente pelagico è possibile
  - La maiolica
  - I diaspri
  - Le argille a palombini
- Dimmi come sedimenti e ti dirò chi sei
- Intanto sulle piattaforme carbonatiche
- Chi camminò sulla piattaforma Apula?
- Ciro, l'isolano
- L'Appennino tra Giurassico e Cretaceo inferiore

I continenti si avvicinano (100 MA Cretaceo superiore)

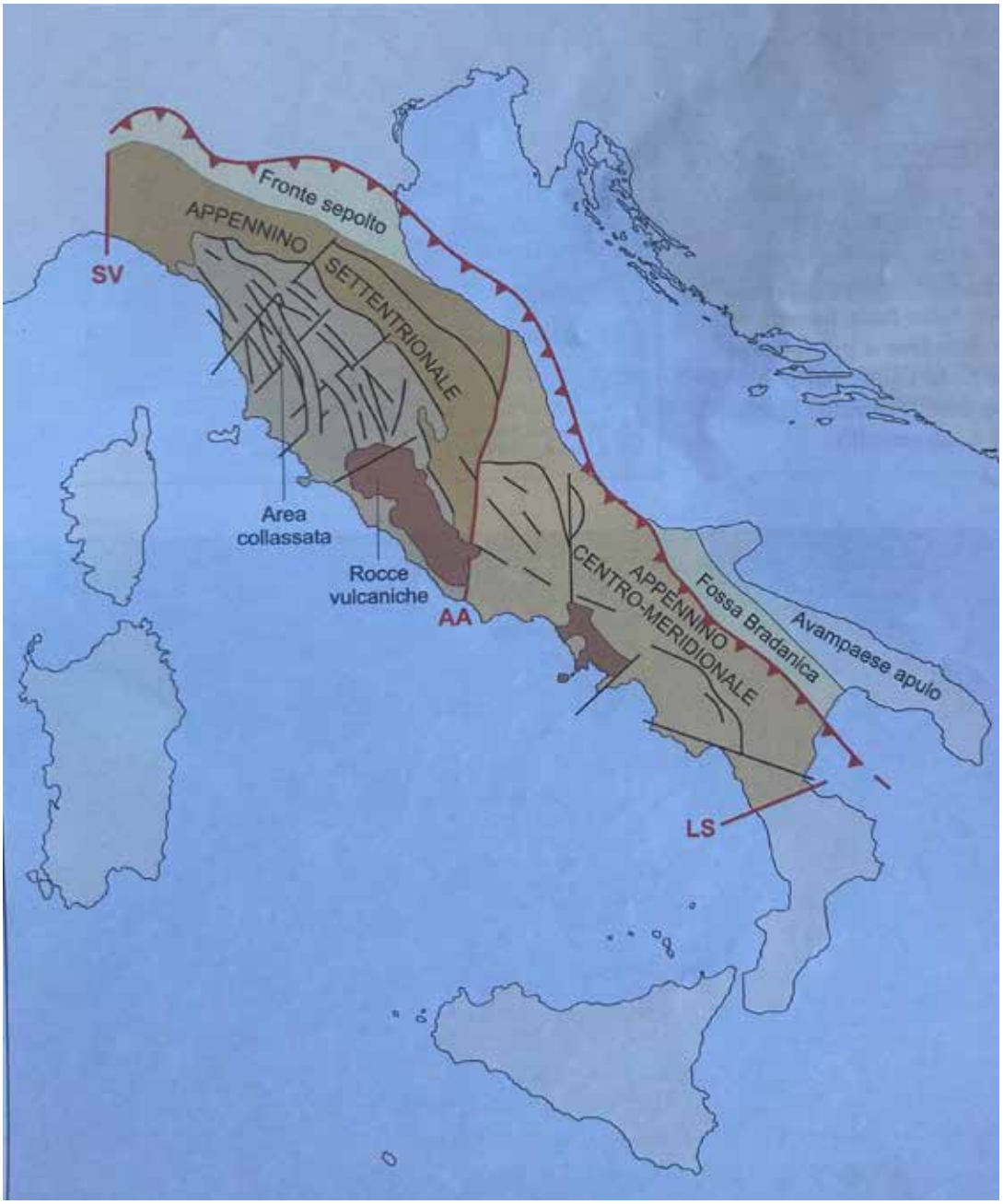
- L'ardesia
- 1929, quando America ed Europa non parlarono più
  - Intanto in Italia
  - I depositi gradati
- L'Appennino nel Cretaceo superiore
- Da Camogli a San Fruttuoso
- Un nome per ogni cosa: marne o calcari?
- Da dove arrivano le Torbiditi?
- Liguridi: le rocce dell'oceano nell'Appennino
- Umbria: le gole del Bottaccione

Segue

Lo scontro continentale (Eocene)

- Il Santuario della Verna
- Le epiluguri a cavalcioni dell'oceano (Eocene)
- La rotazione della Corsica e della Sardegna (Oligocene)
- L'arco calabro-peloritano: un terreno esotico
- Le avanfosse
- La triade
- Intanto nell'Appennino meridionale: il flysch numidico
- Il marmo
- La crisi di salinità del Messiniano
- La scala dei Turchi
- Quasi un riepilogo: il Gran Sasso d'Italia

I Geoparchi dell'Appennino



[Figura 297/1] - Schema generale della catena appenninica. SV= Linea Sestri-Voltaggio; AA=Linea Ancona -Anzio, LS=Linea di Sangineto. La linea rossa addentellata indica il fronte attivo della catena – da A. Bosellini

Introduzione

L'Appennino è il regno delle rocce sedimentarie. Le troviamo come madre natura le ha fatte, praticamente non hanno subìto alcun processo metamorfico; solo alcuni lembi della Toscana e del Lazio sono stati interessati da un blando metamorfismo, che nelle Apuane creò quei marmi tanto cari a Michelangelo.

Tutto il contrario delle Alpi, dove il caos sembra regnare tra rocce contorte e profondamente modificate nel loro intimo, difficile distinguerle in certi casi se non si è esperti.

Ecco spiegato perché la geologia degli Appennini è, almeno per i profani, tutto sommato più semplice.

Anche il paesaggio, dolce e arrotondato, esprime la gentilezza delle montagne appenniniche, con grandi pieghe che ci dicono che la subduzione ha deformato le rocce con garbo, senza scendere molto in profondità.

Solo le rocce dei vulcani, antichi e presenti, irrompono nel paesaggio sedimentario, portandoci gli echi dell'interno della Terra.

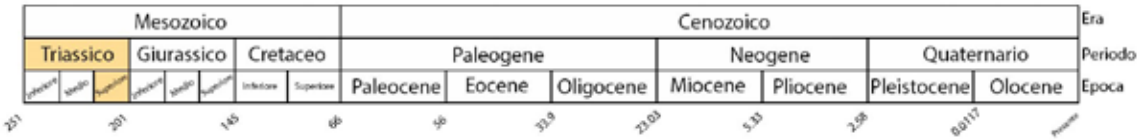
Qui troviamo le ofioliti dell'Oceano Ligure-Piemontese, quelle preservate dall'orogenesi, quasi come se fossero state create ieri. Eppure sono passati almeno 145 milioni di anni e ancora ci raccontano molte cose di quel tempo che fu.

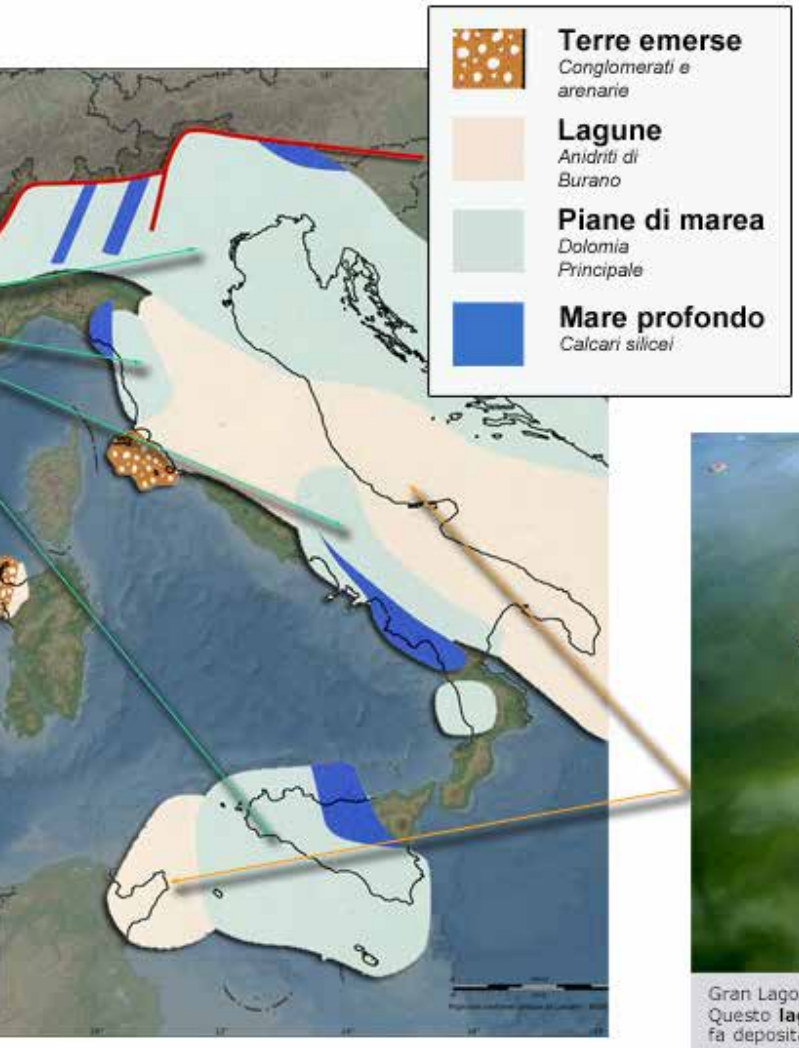
Una passeggiata in questi luoghi è come una visita sul fondo dell'oceano Giurassico.

Ma altre rocce ci raccontano di tempi ancora più antichi, quando nel golfo della Tetide si formarono le piattaforme carbonatiche triassiche.

Isola di Andros nelle Bahama (dal satellite). **Le piane di marea**, caratterizzate da ampie aree paludose dove l'acqua salmastra permane quando la marea si ritira, sono probabilmente molto simili a quelle dove, nel Triassico italiano, si formò la *Dolomia Principale*.

[Figura 298] - Le rocce del Triassico superiore che affiorano nella penisola italiana ci riportano alla Tetide, un mare caldo, poco profondo. Testimonianze di zone emerse le troviamo nella Toscana tirrenica, per il resto il paesaggio era dominato da piane marine costiere soggette a periodiche inondazioni e lagune sottoposte ad una intensa evaporazione – da A. Bosellini 2005





Gran Lago Salato, Utah.
Questo **lago salato,** nel quale l'intensa evaporazione fa depositare grandi quantità di sali, è probabilmente molto simile all'ambiente nel quale nel Triassico si formarono le *Anidriti di Burano*.

Sui bassi fondali della Tetide nel Triassico superiore

Ogni racconto è ambientato in un luogo, in un certo tempo. Quello dell'Appennino possiamo farlo iniziare circa 237 milioni di anni fa e si svolse su Adria.

La parte sud occidentale di questo promontorio africano è chiamata Apulia, in omaggio al nome con cui era conosciuta la penisola salentina nell'antichità.

Nel periodo in cui comincia la nostra storia, il Triassico superiore, queste regioni calde e aride erano sommerse da un mare di profondità assai bassa.

In effetti ci troviamo al largo della costa orientale della Pangea e a nord dell'equatore, nel golfo della Tetide.

Ampie lagune salate e bassi fondali marini caratterizzavano un paesaggio costiero che potrebbe ricordare l'attuale Gran Lago Salato nello Utah, un posto decisamente inospitale.

Le acqua delle Tetide ristagnavano sulle spiagge: con poche possibilità di ricambio erano soggette al caldo clima tropicale e dunque a un'intensa evaporazione. Le rocce che si formarono sono conosciute come **evaporiti**.

Avremmo visto grandi e desolate superfici costituite da depositi di sale e fatto il bagno in acque ipersaline.

Oggi dobbiamo accontentarci di quello

[Figura 299] - I "Gessi triassici" della Val Secchia appartengono alla Formazione evaporitica di Burano, una successione di età tardo triassica di spessore fino a 2200 m costituita da alternanze di gesso-anidrite, dolomie e raro salgemma. Le evaporiti sono state oggetto di una complessa serie di modificazioni indotte dal seppellimento, da eventi termici (con temperature fino a 510°C) e da profonde deformazioni tettoniche in conseguenza della orogenesi appenninica, durante la quale hanno rappresentato il principale livello di scollamento di potenti successioni sedimentarie – ph G. Margheritini

[Figura 300] - I "Grezzoni" della parte bassa del Monte Procinto presso le Regine delle Panie nelle Alpi Apuane – ph Marco Bastogi

che resta di questi ambienti scomparsi: le Anidriti di Burano, una formazione che prende il nome dal Burano, piccolo fiume delle Marche, nella cui valle l'AGIP ha perforato un pozzo attraversando un ingente spessore di anidriti.

Si tratta di rocce antiche, seppellite da quanto si formò in tempi più recenti e da quanto si accavallò sopra durante l'orogenesi appenninica. Si rinvengono nel sottosuolo della Toscana, delle Marche, della Puglia e talvolta affiorano in superficie (Punta delle Pietre Nere, Lesina - FG).

Sono costituite da alternanze di sedimenti carbonatici (dolomie) ed evaporitici (gessi e anidridi). L'ambiente evaporitico favorì la deposizione di gesso ($CaSO_4\ 2H_2O$) ma questo non spiega come mai oggi troviamo nella formazione di Burano un suo prodotto: l'**anidrite** ($CaSO_4$).

Il gesso contiene, all'interno del suo reticolo cristallino, molecole d'acqua che scompaiono quando la temperatura aumenta trasformandosi in anidrite. Il che ci porta a pensare che sia stato seppellito dal sedimento che si accumulava. In quelle condizioni (sotto a più di 300 metri di spessore) le temperature aumentano e il gesso, disidratandosi, diventa anidro.

La storia di queste rocce continuò quando furono riportate in superficie e qui entrarono in contatto, nuovamente, con l'acqua, quella della pioggia. Le cose, questa volta, andarono diversamente perché il gesso anidro scomparve in gran parte. Le precipitazioni meteoriche sciolsero letteralmente l'anidrite, lasciando delle cavità, ed ecco che questa, nuova roccia vacuolare prende il nome di **carniola** o **calcare a cellette**.

Mentre nelle lagune si formavano le **anidriti di Burano**, in aree adiacenti della

Tetide si depositavano grossi spessori di dolomie stratificate (Dolomia Principale e rocce simili) con una sedimentazione diversa da quella evaporitica.

Siamo su ampie piane marine costiere, a volte paludose, invase periodicamente dalle maree e onde di tempesta, orlate da secche sabbiose e scogliere.

Sono chiamate piane di marea, ricordano le attuali Bahamas, qui è l'attività biologica a sedimentare anziché l'evaporazione: piccoli organismi che fissano carbonato di calcio.

Se preferite potete ricorre a un inglesismo chiamando questi ambienti piane tidali (dall'inglese *tidal* = marea).

Situate sul pelo dell'acqua, con una topografia piatta o poco inclinata, erano soggette a variazioni del livello del mare (vedi capitolo II, "cicli") e alla subsidenza causata dal proprio peso e dalla deriva dei continenti; la crosta terrestre si stava lacerando, la fine della Pangea era vicina.

Disponendo della macchina del tempo, e facendo attenzione a predatori di dimensioni considerevoli e una dentatura di tutto riguardo, avremmo potuto immergerci nelle zone di mare più profondo (subtidali) delle piane di marea – parliamo di qualche metro – e raccogliere le valve di grandi molluschi bivalvi (megalodontidi) dal fondale fangoso.

Tornando sul posto (dopo qualche migliaio di anni), avremmo trovato zone emerse (sopratidali), soggette alle maree (intertidali), ricoperte da tappeti algali o, per essere più precisi, da cianobatteri.

I batteri fotosintetici non avevano vita facile: la marea, uragani e tempeste tropicali li ricoprivano di fanghi carbonatici. Per non soffocare dovevano riconquistare la superficie e riemergere dallo strato di sedimento. Si venivano così a creare delle lamine molto sottili di sedimenti carbonatici inglobati nei feltri batterici che oggi conosciamo come **stromatoliti**.

Questi ambienti sedimentari si alternarono nel corso del tempo (cicli peritidali), permettendo alla Dolomia Principale, i Grezzoni toscani e alle rocce che costituiscono le antiche piattaforme carbonatiche del Triassico superiore di formarsi.

In altre parole: prendete un insieme di ambienti tropicali di mare poco profondo, date il tempo agli organismi marini di sedimentare i carbonati e attendete che si trasformino in dolomie e calcari – ci vorranno milioni di anni – e avrete la vostra piattaforma carbonatica.

Oggi le ritroviamo nelle Alpi meridionali (le più famose sono le Dolomiti) ma anche in Friuli, Apuane, Appennino centrale, Appennino meridionale, in Calabria e in Sicilia.

In queste rocce è possibile trovare le impronte dei primi dinosauri che, nel Triassico, camminarono nel fango degli ambienti sopratidali. Sono state rinvenute sul Monte Pisano (Toscana), nei pressi di Lerici (La Spezia), nelle Dolomiti (Altopiano del Puez, Pelmetto, Tre Cime di Lavaredo) e nelle Prealpi Carniche.

Con l'inizio del Giurassico Medio, il mondo delle piattaforme carbonatiche dovrà fare i conti con un cambiamento epocale.

L'Oceano Ligure-Piemontese si aprirà e la placca africana Adria-Apula sarà separata dal continente europeo.

Il livello del mare si alzerà, sommergendo le piattaforme, e si passerà a una sedimentazione sempre più legata a mari profondi. Solo le piattaforme carbonatiche

dell'Italia centro-meridionale continueranno a prosperare, le altre "affogheranno" inesorabilmente.

E gli Appennini?

Per il momento non c'è ancora traccia di loro. Bisognerà attendere ancora molto tempo prima che si sollevino e pare che le anidridi di Burano abbiano dato una mano: hanno agito come sorta di lubrificante permettendo lo scorrimento e l'accavallamento di molte falde appenniniche.

Arrivarono anche una parte delle falde che si formarono nell'Oceano Ligure-Piemontese, traslate dal luogo di origine si accavallarono sulle altre.

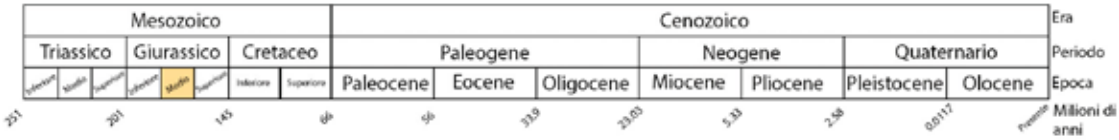
Si potrebbe dire che, a un certo punto, le rocce dell'oceano si incontrarono con quelle del mare.

Ed ecco perché in questo capitolo ripartiamo proprio dalle rocce oceaniche.

Questa è la storia degli eventi che portarono alla formazione del rilievo appenninico e delle sue rocce. Sono gli stessi che modellarono le Alpi, ma che qui produssero effetti e paesaggi molto diversi.

[Figura 301] - I "Grezzoni" della parte bassa del Monte Procinto presso le Regine delle Panie nelle Alpi Apuane – ph Marco Bastogi

Nasce un oceano (180 MA Giurassico medio)



[Figura 302] - Pietra Borghese - Borzonasca (GE) – ph Michele Pregliasco

La storia dell'Appennino incomincia con una nascita, quella dell'Oceano Ligure-Piemontese, che compare nel bel mezzo del tempo in cui vissero i dinosauri, il Giurassico.

Di quel periodo remoto ci è pervenuta una roccia molto particolare, ancora più antica, che collega la Terra allo spazio.

Una roccia venuta dallo spazio?

L'escursionista che sale sul Monte Aiona, alle spalle di Santo Stefano D'Aveto, in Provincia di Genova, rimarrà stupito dai panorami che si godono dalla cima e ancor di più da un fatto sorprendente: la bussola non indicherà più il nord, ma sarà deviata di qualche grado! Per scoprire il mistero che si cela dietro questo fenomeno, bisogna giungere in località Pratomollo, sotto le pendici del monte, dove si scorge un affioramento davvero bizzarro: la **Pietra Borghese**. Suddivisa in centinaia di prismi la "Pria Burgheisa" – così la chiamano i genovesi – affiora sul prato verde con le sue bande parallele costellate di bubboni che la rendono ancora più singolare.

A cosa si deve questa roccia che sembra essere uno scherzo della geologia?

Le bande sono costituite dall'alternarsi di due minerali che sono il marchio di fabbrica di queste rocce: il pirosseno scuro e la verde olivina, entrambi costituiti da silicati di ferro e magnesio. I pirosseni sono minerali molto resistenti, per cui formano bande in rilievo e caratteristici bubboni a scapito delle bande a olivina decisamente più erodibili. Un'altra stranezza possiamo sperimentarla se abbiamo con noi un martello: colpendo la roccia essa risuonerà come una campana.

Che sia fatta di ferro? Proprio così! Il ferro

[Figura 303] - Pietra Borghese, Borzonasca (GE); particolare della bande a olivine e pirosseni – ph Michele Pregliasco

contenuto in queste rocce è in quantità tale da deviare l'ago della bussola, mentre il magnesio, quando è presente in abbondanza, nocivo per le piante, rende queste valli assai povere di vegetazione.

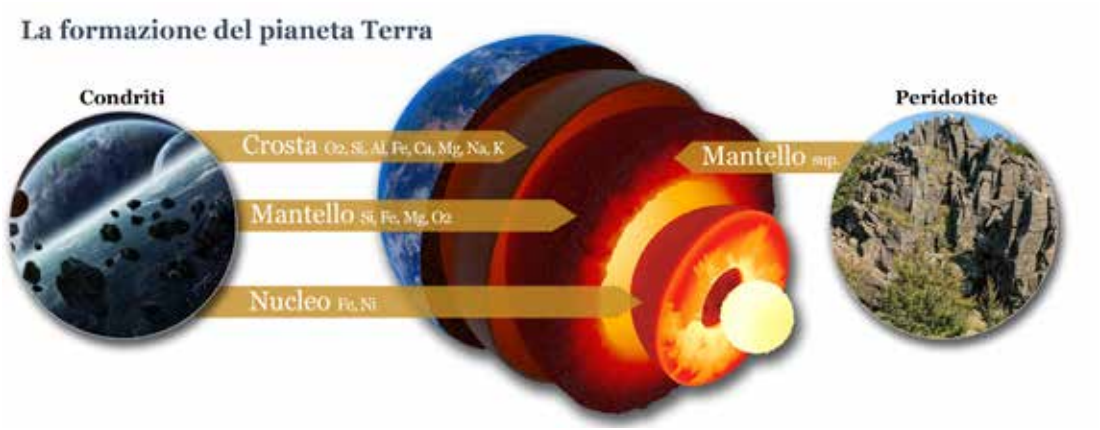
I geologi hanno chiamato questo tipo di roccia *Peridotite lherzolitica* (dal massiccio di Lherz nei Pirenei francesi) e ha un legame con certe meteoriti che cadono sulla Terra, le *condriti*.

Allora la Pietra Borghese è un bolide venuto dallo spazio?

Sarebbe stato un gran bel botto, pari a una bomba atomica!

... In realtà non è successo nulla del genere: la nostra peridotite viene da un luogo ancora più misterioso, l'interno del nostro pianeta.

La Terra condritica



[Figura 304] - I pianeti rocciosi del sistema solare sono il prodotto dell'aggregazione di un tipo di meteoriti chiamate condriti. Le condriti sono formate principalmente da ferro, magnesio, ossigeno e silicio che hanno creato il mantello terrestre peridotitico. Contengono poi nichel ferro e zolfo che nella Terra sono sprofondati nel nucleo mentre i materiali più leggeri hanno formato la crosta – disegno di M.Pregliasco; credits Johan Swan, Sebastien Decoret, licenza 123RF

Le condriti sono meteoriti rocciose caratterizzate da inclusioni sferiche costituite principalmente da olivina e pirosseni legate da feldspati e minori quantità di ferro, nichel e solfuro di ferro.

Secondo gli astronomi, questo cocktail di minerali ha la stessa composizione chimica dei planetesimi, i corpi rocciosi che, quando si formò il sistema solare, si aggregarono per formare i pianeti rocciosi, compresi il nostro. Ecco perché si pensa che la Terra abbia una composizione condritica, o almeno questo è quello che dice la teoria proposta negli anni '50.

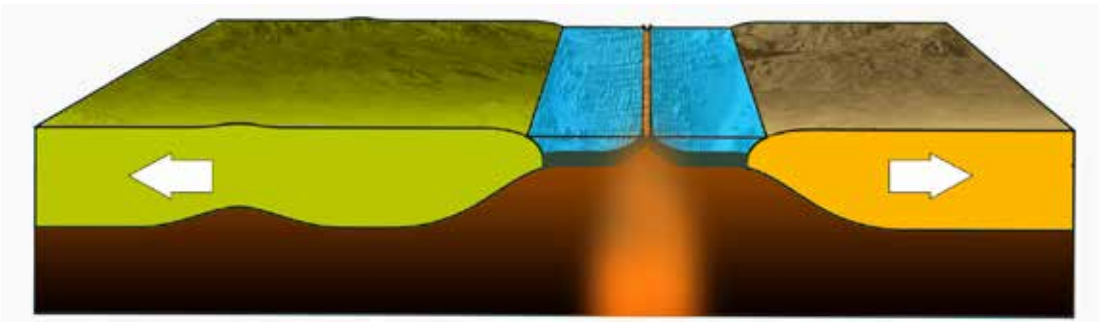
Ai tempi della sua formazione (4,6 miliardi di anni fa) il nostro pianeta – come tutti

quelli rocciosi – appariva come una grossa palla di polvere cosmica, costituita da planetesimi. Consolidandosi un po' alla volta cominciò ad assomigliare a una pesca, con una buccia solida e una polpa ancora morbida. La superficie del pianeta era composta da una crosta granitica fatta dai materiali più leggeri, mentre la polpa, o mantello, diventerà peridotite ricca di ferro e magnesio. Il materiale più pesante di ciò che rimaneva dell'originale palla condritica, una lega di ferro, nichel e forse zolfo, sprofondò nel centro del Terra e formò il nucleo, il nocciolo della nostra pesca. Il mantello peridotitico, con il progressivo raffreddarsi del pianeta, si solidificò in parte: la zona più vicina alla crosta (litosfera) divenne solida, fredda e rigida; mentre scendendo di 150 km sotto la superficie terrestre il mantello si fece più "morbido" (astenosfera). Ecco svelato il vero rapporto tra la Pietra Borghese e le meteoriti: la composizione chimica, ricca in ferro e magnesio, delle peridotiti ci riporta alle condriti da cui ha avuto origine il nostro pianeta. In particolare la Pietra è un pezzo di mantello terrestre che ha trovato la strada per affiorare in superficie.

Come è stato possibile?

La risposta ce la fornisce la storia geologica di un oceano.

L'Appennino nel Giurassico medio



[Figura 305] - Due placche si separano: nasce un oceano – disegno di M.Pregliasco da A.Bosellini, modificato

180 milioni di anni fa i dinosauri si aggiravano sul pianeta Terra, ma l'Italia non era ancora nata. Al suo posto una lunga spaccatura della crosta terrestre segnava la separazione del continente africano da quello europeo. La tettonica delle placche stava spingendo l'Africa e l'Europa in direzioni opposte e un oceano stava per aprirsi tra i due continenti.

È una storia che abbiamo già raccontato nella nascita delle Alpi, ora però ci interessano i fenomeni vulcanici che si svolsero nel neonato oceano.

Nel punto in cui le due placche si separarono la litosfera si assottigliò, nello stesso modo in cui si assottiglia la pasta della pizza quando il pizzaiolo la tende tra le mani.

I continenti tesero la litosfera fino a raggiungere il punto di rottura: la litosfera si lacerò e i due continenti si ritrovarono

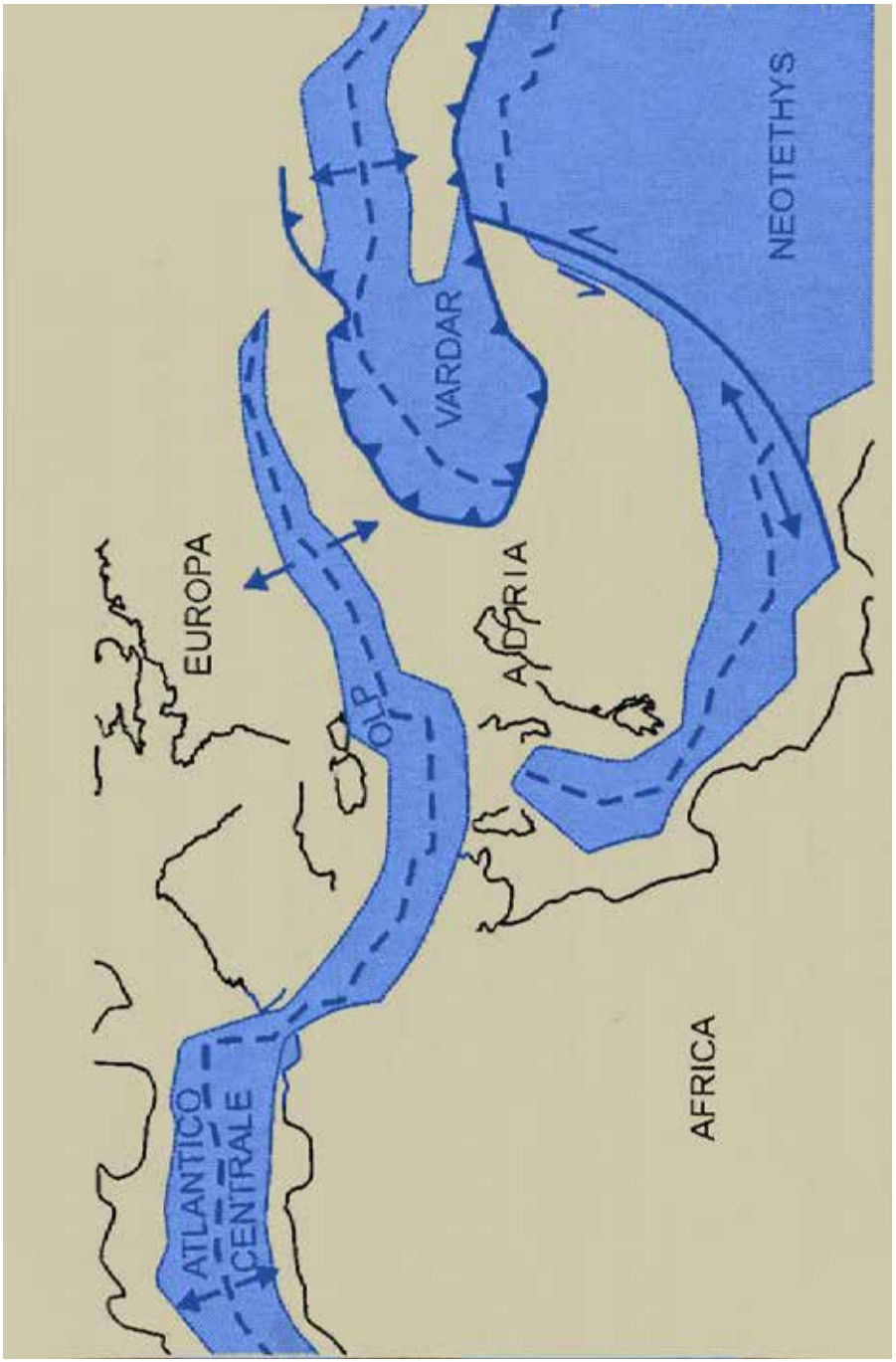
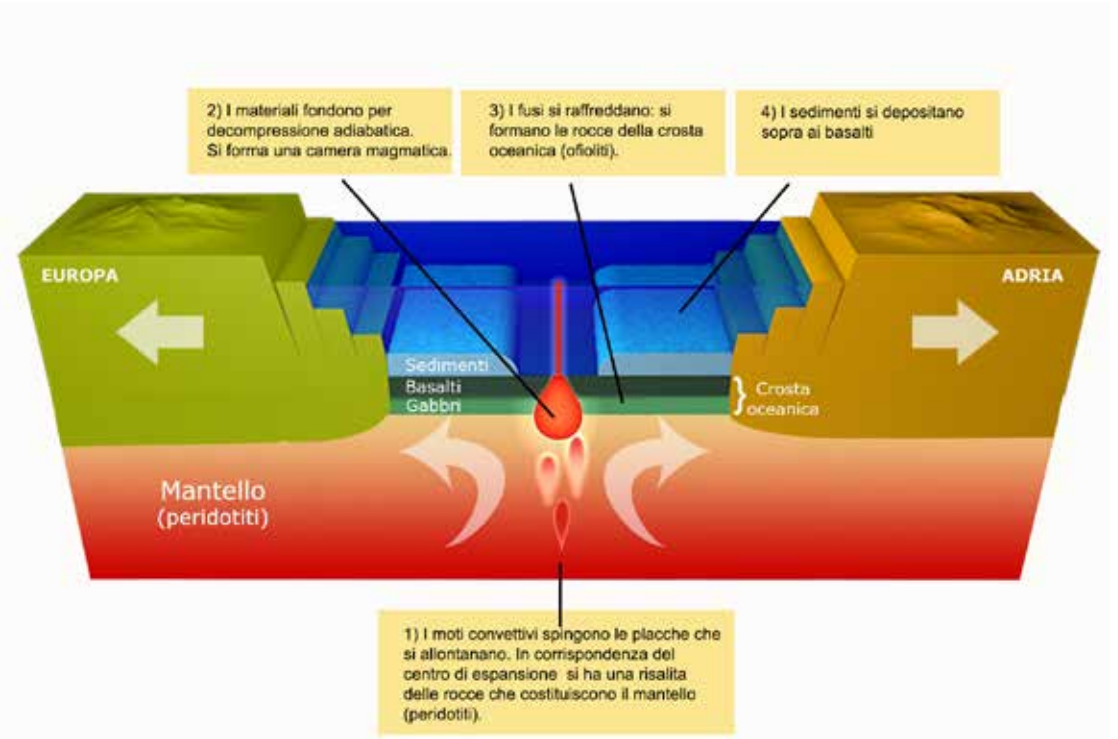


Figura 306J - Il Mediterraneo nel Giurassico sup. OLP=Oceano Ligure Piemontese – da R.Gelati

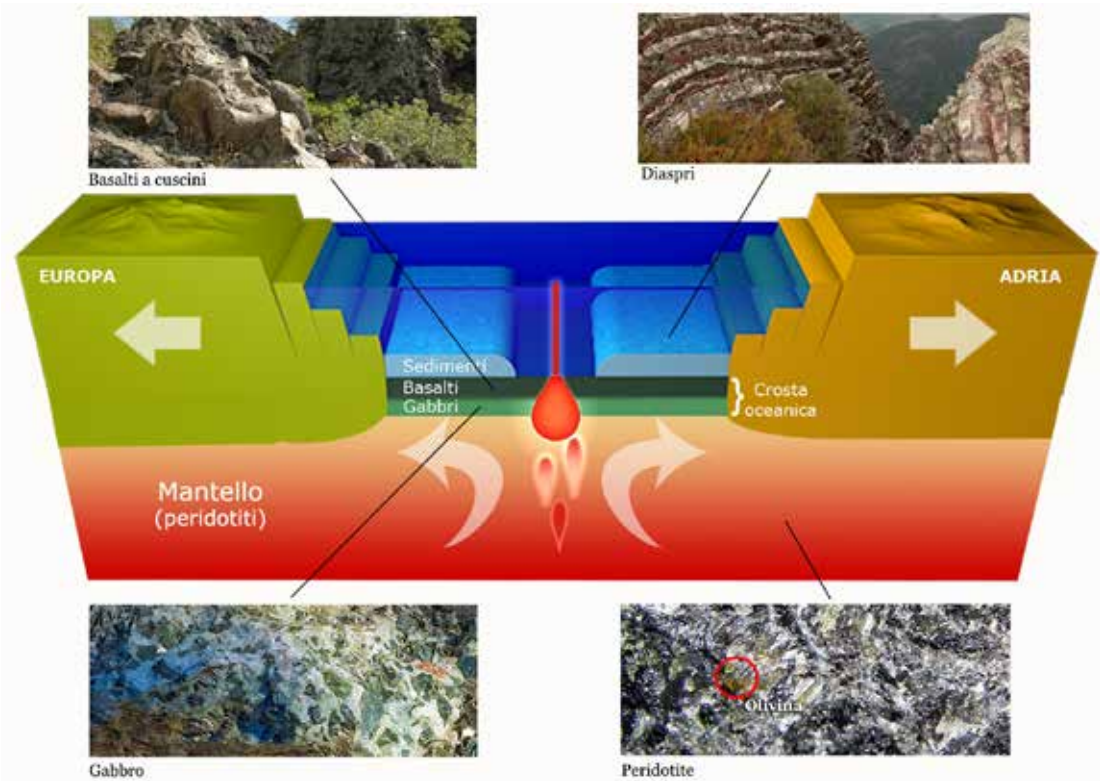


[Figura 307] - Ricostruzione semplificata dell'Oceano Ligure-Piemontese nel Giurassico e dei fenomeni effusivi collegati. Le celle convettive spingono le placche ad allontanarsi. In corrispondenza del centro di espansione si ha una risalita di rocce calde del mantello che, per decompressione adiabatica, cominciano a fondere. Questo produce i magmi che in parte si raccolgono nella camera magmatica e in parte si riversano sul fondo oceanico. I sedimenti oceanici ricoprono il tutto. Ne risulta una sequenza tipica: gabbri, basalti e sedimenti. – disegno di Michele Pregliasco

definitivamente separati l'uno dall'altro. Con la litosfera assottigliata e lacerata, il sottostante mantello astenosferico si ritrovò molto vicino alla superficie, libero del peso delle rocce sovrastanti, la pressione dell'astenosfera diminuì sensibilmente e le rocce cominciarono a fondere (in fenomeno conosciuto come depressurizzazione adiabatica).

I magmi provenienti dalla fusione parziale della peridotite cominciarono a risalire in superficie, alcuni formarono una camera magmatica, altri continuarono per riversarsi e consolidarsi nella conca lasciata dall'allontanamento dei due continenti. Contemporaneamente, questa conca iniziò a riempirsi d'acqua, creando un bacino molto profondo e in continua espansione: era nato l'Oceano Ligure-Piemontese, od Oceano della Tetide Alpina. Dalle numerose fratture della crosta terrestre non emergevano solo magmi, ma anche frammenti del mantello terrestre. Potrebbe essere questa la ragione che ha esposto in superficie la pietra Borghese.

La dorsale oceanica e la triade delle ofioliti



[Figura 308] - Le rocce oceaniche, da dove arrivano? – disegno di Michele Pregliasco

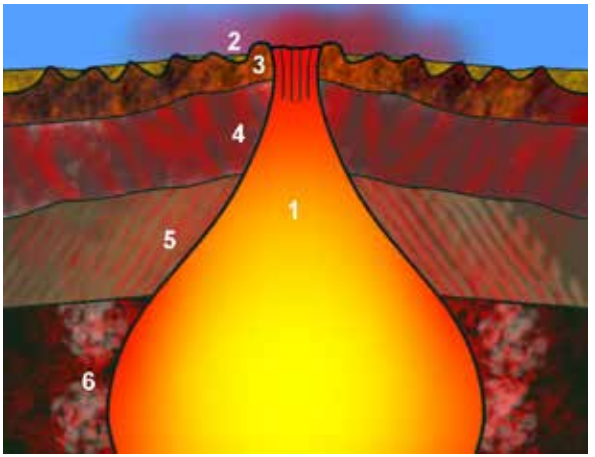
Quando un europeo decide di andare in America, o viceversa un americano si reca in Europa, non sa che ogni anno il percorso si allungherà di qualche centimetro.

In effetti, l'Atlantico è un oceano in espansione perché America ed Europa si stanno allontanando lentamente ma inesorabilmente l'una dall'altra.

Se potessimo immergerci a oltre 2000 metri di profondità nel bel mezzo dell'oceano Atlantico vedremmo sotto i nostri occhi uno spettacolo infernale: una lunga e profonda fossa, la ***rift valley***, segna la linea lungo la quale le placche si separano, spezzando la litosfera. Qui ha sede un'intensa attività vulcanica, dovuta alla fusione del mantello sottostante. Il riscaldamento della crosta produce un inarcamento verso l'alto dei margini delle zolle, creando due catene montuose parallele conosciute come dorsale oceanica o medio atlantica.

È una situazione molto simile a quella di 180 milioni di anni fa, quando l'Africa iniziò ad allontanarsi dall'Europa.

Proprio osservando l'odierna dorsale atlantica gli scienziati hanno capito che nella storia del nostro pianeta questi



[Figura 309] - Sequenza ofiolitica e camera magmatica – da Wikipedia.
1. camera magmatica
2. sedimenti che ricoprono la sequenza
3. basalti a cuscino
4. strato di basalto e dicchi di gabbri
5. gabbri
6. peridotiti e peridotiti impoverite

fenomeni si sono succeduti più volte e ancora accadono, proprio mentre ne stiamo parlando.

Le rocce dell'Atlantico, come quelle ritrovate nelle antiche dorsali oceaniche, sono caratterizzate da una sequenza ricorrente: in profondità troviamo le peridotiti, poi i gabbri e infine i basalti. Questa triade è nota come sequenza ofiolitica.

Le ofioliti giurassiche dell'Oceano Ligure-Piemontese sono oggi osservabili nell'arco alpino centro-occidentale, nell'Appennino ligure e tosco-emiliano fino in Val Tiberina, in Toscana meridionale e nell'arcipelago toscano; nuclei disgiunti affiorano anche nell'Appennino calabro.

Ma come si formano le ofioliti?

Sono formate dai magmi generati nel mantello terrestre, cioè dalla fusione dei pirosseni della peridotite (la temperatura e insufficiente per avere la fusione totale). Questi fusi risalendo verso l'alto si raffreddano e si consolidano in basalti in superficie e in gabbri in profondità formando le rocce della **sequenza ofiolitica**, che ora cercherò di illustrare brevemente.

[Figura 310] - Gli affioramenti di ofioliti nella Alpi e nel nord Appennino – disegno di Michele Pregliasco

Le peridotiti

[Figura 311] - Peridotite di Pietra Borghese, Borzonasca (GE) - fotografia ravvicinata – ph M.Pregliasco

La Pietra Borghese è un frammento della roccia più profonda della sequenza ofiolitica: la peridotite che la compone ha un elevato contenuto di ferro e magnesio, che le donano un bel colore scuro.

Questa sua particolare composizione la iscrive di buon diritto entro la ristretta cerchia delle **rocce ultrafemiche**, ossia con un contenuto eccezionale – rispetto a tutte le altre rocce – di ferro e magnesio.

Continuiamo ora a esaminare la nostra peridotite: i grandi cristalli di olivina e pirosseno, evidentissimi a occhio nudo, dimostrano che questa roccia si è formata a chilometri di profondità da un magma che si è raffreddato molto lentamente (forse nell'arco di milioni di anni).

Le analisi radiometriche fanno risalire la formazione di alcune di queste rocce a un'epoca molto remota (miliardi di anni fa).

La superficie delle peridotiti esposte all'aria è generalmente rossastra-aranciata, "rugginosa" a causa dell'ossidazione del ferro; spaccando la roccia si può ben osservare il suo "cuore" scuro e i cristalli di olivina e di pirosseno nel loro aspetto originale.

Le peridotiti non sono per tutti: il serpentino

[Figura 312] - I minerali di serpentino formano la roccia chiamata serpentinite; geoparco del Beigua (SV-GE) – ph M. Pregliasco

Sulle catene alpine e appenniniche è difficile trovare la peridotite, o meglio la si trova completamente trasformata in un'altra roccia: la **serpentinite**.

Per spiegare questo scambio di identità è necessario scendere dai monti e osservare da vicino le dorsali oceaniche, stirate, deformate e percorse da attività

vulcanica e sismica. Questi fenomeni producono fratture nella crosta, che consentono all'acqua di penetrare in profondità, dove i cristalli delle rocce scambiano i propri ioni, cercando di costruire un edificio sempre più solido. I chimici definiscono questo processo *scambio metasomatico*.

La fredda acqua oceanica contiene molti gas disciolti capaci di innescare reazioni chimiche nei minerali con cui viene a contatto: l'ossigeno si combina con il ferro dell'olivina formando l'**ematite**, mentre l'idrogeno e lo ione solfato danno origine alla **magnetite** e alla **pirite**. Infine, l'anidride carbonica forma la **calcite**. Ma la reazione regina degli scambi metasomatici è quella che dà origine al minerale **serpentino**:

Olivina + Acqua --> Magnetite + Serpentino

Ecco dunque che nelle peridotiti, almeno in tutte quelle che non sfuggono alla metasomatosi, il minerale serpentino sostituisce il minerale olivina, anche se in verità il serpentino può anche sostituire i pirosseni. La roccia formata dal serpentino, la **serpentinite**, diventa più leggera e aumenta di volume, mentre gli atomi del serpentino si dispongono su dei piani, formando dei foglietti impilati l'uno sull'altro (sono dei fillosilicati), ragione per cui i minerali del serpentino si sfaldano facilmente lungo dei piani e spesso hanno un aspetto scaglioso.

Questi foglietti di atomi sono talmente sottili che possono ripiegarsi come si piega una foglia di tabacco per creare un sigaro, formando microscopici cristalli aciculari: l'**amianto**, responsabile di una gravissima malattia ai polmoni, l'asbestosi.

Fortunatamente l'amianto non è frequente in natura, ma è chiaro che si può accompagnare alle serpentiniti.

I gabbri

[Figura 313] - Gabbro; Val Graveglia presso il Ponte di Lagoscuro Zerli (GE) – ph M. Pregliasco

Durante la loro risalita i magmi provenienti dalla fusione della peridotite possono raffreddare e solidificare prima di raggiungere la superficie del fondale oceanico. Restano cioè intrappolati a diversi chilometri di profondità dentro le camere magmatiche o all'interno dei basalti formatesi in precedenza. Sono quelle rocce vulcaniche che i geologi chiamano intrusive, il lento raffreddamento permette ai magmi di sviluppare grossi cristalli che nel gabbro sono di plagioclasio e di pirosseno. Un oceano in espansione è necessariamente caratterizzato da continui movimenti, terremoti e instabilità nella zona di allontanamento delle due placche.

I basalti della dorsale oceanica risultano così molto fratturati. Il magma risale da queste fratture e si consolida in gabbro. A contatto con le pareti della frattura i magmi raffreddano più velocemente e quindi sviluppano cristalli più piccoli rispetto a quelli presenti nei magmi che raffreddano ben distanti dalle pareti. Nelle camere magmatiche può avvenire un fenomeno ancora diverso: i cristalli più pesanti scendono per gravità sul fondo della camera formando rocce particolari, le cumuliti.

I basalti

[Figura 314] - Basalti a cuscino; Bargone, comune di Casarza Ligure (SV) – ph M. Pregliasco

Quando finalmente il magma riesce a raggiungere la superficie del fondale oceanico il raffreddamento è pressoché immediato: si formano cristalli molto piccoli, caratteristici delle rocce effusive.

Il basalto ha una composizione chimica simile a quella del gabbro che però, come abbiamo visto, raffredda in profondità. Quando sul fondale oceanico il magma incontra l'acqua può accadere

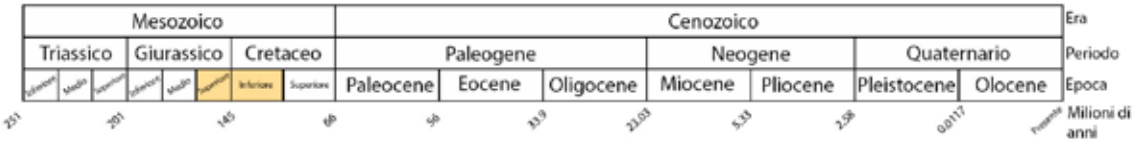
[Figura 315] - Lava a cuscini, particolare – ph M. Pregliasco

un fenomeno abbastanza curioso: la lava raffredda immediatamente, formando una crosta esterna vetrificata ma ancora calda e quindi deformabile. La parte interna invece rimane ancora liquida e continua a essere alimentata da nuova lava che proviene dalle profondità della roccia. Si gonfia così una sorta di palloncino o si forma un tubo di lava cha avanza nell'oceano con un involucro semirigido e un interno ancora liquido. Quando il fenomeno cessa perché il palloncino rotola e si stacca dal condotto di alimentazione, queste strutture solidificano mantenendo la loro forma. Il fenomeno prende il nome di lava a cuscini.

Guardando più nel dettaglio il cuscino, nella foto sopra, si possono fare delle osservazioni molto interessanti: la crosta esterna è di colore diverso rispetto all'interno perché il raffreddamento a contatto con l'acqua è stato così veloce da creare un vetro.

In sostanza gli atomi non hanno avuto il tempo di disporsi in un reticolo cristallino e si sono disposti in modo disordinato, dando luogo a un solido amorfo. Al contrario, all'interno del cuscino il raffreddamento è stato più lento e quindi si sono creati dei cristalli, per quanto molto più piccoli rispetto a quelli visibili in rocce raffreddate in profondità come il gabbro, e difficilmente visibili a occhio nudo. Il raffreddamento del cuscino è avvenuto in pochi giorni; il raffreddamento delle rocce intrusive può richiedere milioni di anni.

I continenti rallentano (160 MA Giurassico superiore - 105 MA Cretaceo inferiore)



Nel Giurassico superiore e per tutto il Cretaceo inferiore nell'Oceano Ligure Piemontese sopra alle ofioliti cominciano a depositarsi spessori chilometrici di sedimenti.

Che cosa era successo?

La dinamica delle placche era cambiata: l'Europa e l'Africa si stavano fermando.

[Figura 316] - Miniera di Gambatesa, comune di Ne (GE) - ph M. Pregliasco

Un metallo importante dal fondo dell'oceano

Se qualcuno ci chiedesse qual è la lega più importante per i paesi industrializzati, risponderemmo senza esitare: "l'acciaio".

Pochi però sanno che per produrre buon acciaio è indispensabile il manganese.

Per oltre un secolo tutto il manganese italiano è stato estratto da una miniera situata in Val Graveglia, a pochi chilometri da Chiavari (GE). Chi ha la ventura di capitare da quelle parti non può fare a

[Figura 317] - Braunite, minerale di manganese – da Wikipedia commons

meno di notare le pareti di diaspro rosso dalle quali generazioni di minatori graveglini hanno estratto la **braunite**, il prezioso minerale di manganese. Il presunto esaurimento del giacimento negli anni Sessanta portò la miniera sull'orlo della chiusura. Il giacimento si era interrotto in corrispondenza di una faglia che sembrava aver messo fine allo sfruttamento. Ma le faglie sono i luoghi dove le rocce scorrono le une sulle altre: un blocco si alza mentre l'altro si abbassa. Lo sapeva bene il minatore Giovanni Cafferata, convinto che il giacimento potesse proseguire dall'altra parte della faglia, solo che poteva essere stato spostato un po' più su o un po' più giù. Cafferata, con altri pochi fedelissimi, decise quindi di seguire il suo fiuto e di disubbidire ai ferrei ordini del direttore. Correndo il rischio di un licenziamento su due piedi scavarono in gran segreto una nuova galleria per intercettare il minerale. Fu così che venne scoperta la più grande lente di manganese d'Europa. "*Glielo dice Lei o glielo dico io alla proprietà della miniera che abbiamo scoperto il filone?*" - chiese Cafferata al direttore. La scoperta assicurò anni di lavoro a tutti i minatori, e a Cafferata la promozione a nuovo direttore delle miniere di Gambatesa.

Non sempre le storie delle miniere sono a lieto fine, così come accadrà per Gambatesa: diaspro e manganese sono legati indissolubilmente l'uno all'altro e i diaspri sono fatti di un minerale che lega un atomo di silicio a due di ossigeno (SiO_2). Questo composto, che per la sua formula chimica è anche chiamato diossido di silicio, è la silice che nel diaspro ha dimensioni piccolissime (microcristallina),

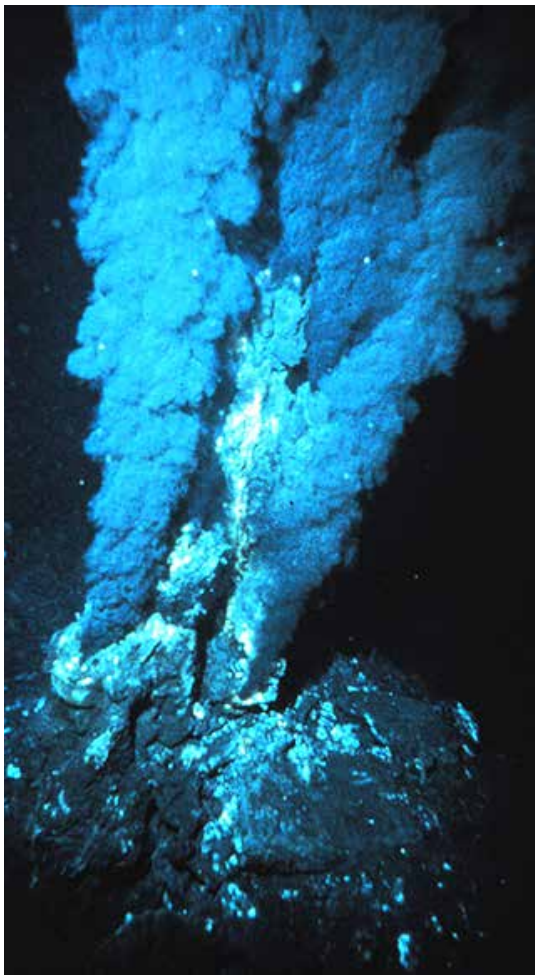
che purtroppo si libera durante lo scavo delle gallerie fissandosi irrimediabilmente nei polmoni dei malcapitati minatori che lo respirano. La conseguenza è l'insorgenza di una gravissima malattia, la silicosi. Quindi il diaspro è fatto di silicio e ossigeno e contiene la ricchezza di ciò che fu, nei tempi passati, una delle principali fonti di reddito della Val Graveglia: il manganese. Ma da dove arriva tutto ciò? Arriva ovviamente dal passato, in un tempo in cui nell'oceano giurassico stavano avvenendo grandi cambiamenti.

L'Oceano Ligure-Piemontese in quiescenza

Se con la macchina del tempo potessimo tornare indietro di 160 milioni di anni (Giurassico superiore) per gettare uno sguardo sull'area dove oggi è situata la miniera di Gambatesa, vedremmo l'Oceano Ligure-Piemontese frapporsi tra l'Africa e l'Europa. Rispetto all'Atlantico si tratta un oceano piccolo, largo non più di 500-600 km e profondo alcune migliaia di metri. Nelle sue profondità stavano sedimentando le rocce che fecero la fortuna della Val Graveglia. Nella storia geologica d'Italia qualcosa stava cambiando.

I continenti, che fino a qual momento si stavano allontanando, a un certo punto rallentarono la loro corsa, per poi fermarsi. È un preludio a quello che succederà dopo e che porterà alla collisione continentale. Nell'Appennino ligure questo periodo di quiescenza, così i geologi definiscono l'assenza di attività da parte delle placche, inizia nel Giurassico superiore e si protrae per tutto il successivo Cretaceo Inferiore.

Durante questa fase, lungo la dorsale oceanica, ai fenomeni vulcanici si affiancò e probabilmente si sostituì un'intensa **attività idrotermale**: l'acqua dell'oceano s'insinuava in profondità nel pavimento oceanico diffusamente fratturato e scendendo incontrava temperature



[Figura 318] - Black smoker – da Wikipedia

sensibilmente più alte. Si trattava di acqua rovente nel vero senso del termine poiché a quelle profondità e a quelle pressioni la temperatura poteva superare i 200 gradi centigradi. L'acqua così super-riscaldata riusciva a mandare in soluzione notevoli quantità di specie minerali (questo fenomeno è chiamato lisciviazione) e risaliva in superficie con il suo carico di materiale disciolto. A contatto con il freddo oceano, l'acqua rilasciava i metalli sul pavimento oceanico. Probabilmente anche su quel fondale avremmo visto i *black smoker* che oggi possiamo trovare nell'oceano Atlantico e nell'oceano Pacifico: bocche idrotermali dalle quali fuoriescono colonne di acque rese scure dalla presenza di minerali concentrati in soluzione. È così che sul fondo oceanico l'attività idrotermale depositò strati di manganese che nelle rocce sarebbero diventate lenti di manganese, di rame e di ferro. Tutto intorno andavano ad accumularsi i fanghi formati dai resti di miliardi e miliardi di microorganismi, i **radiolari**, che nel corso di milioni di anni avrebbero costituito rocce spesse anche migliaia di metri: i **diaspri**.

Rocce dagli animali? Nell'ambiente pelagico è possibile

Chi l'avrebbe mai detto che alcune rocce hanno origine nel mondo animale? Eppure le rocce organogene, come i calcari che tutti conosciamo, sono formate da ciò che resta di miliardi di organismi del passato.

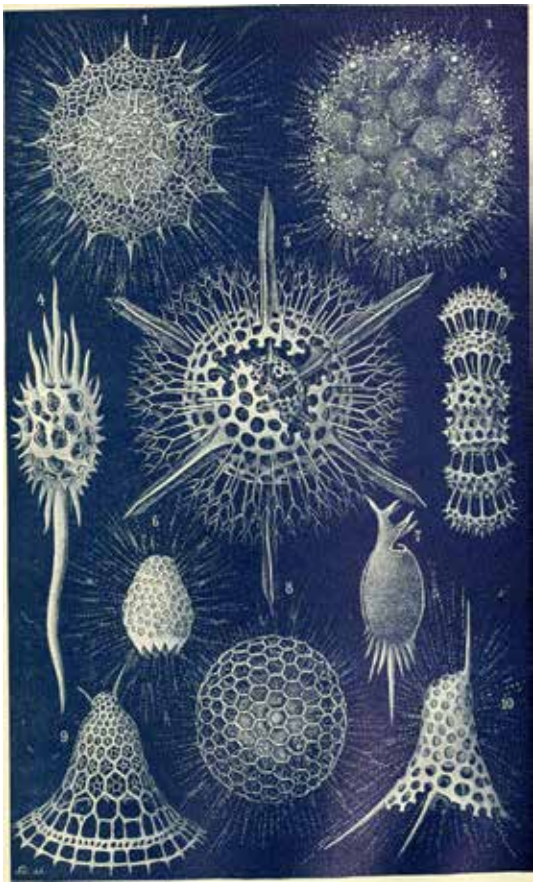
Tutti gli animali hanno il problema di sfuggire ai loro predatori: alcuni, nel corso dell'evoluzione, hanno sviluppato gambe lunghe o una vista acuta, altri hanno imparato a mimetizzarsi con l'ambiente circostante, infine c'è chi si è costruito una solida corazza. Per poterlo fare serve la materia prima: carbonato di calcio o silicio, due sostanze presenti in grandi quantità nel mare.

Basta una goccia d'acqua e poco sforzo per ottenere dal carbonato di calcio un granello di calcite, o dal silicio un granello di silice. Se le temperature sono abbastanza alte, come nei mari tropicali è persino più facile.

L'Oceano Ligure-Piemontese nel Cretaceo inferiore è un luogo ideale per i radiolari, microscopici organismi che prosperavano nei mari tropicali e, morendo, lasciavano sul fondo dell'oceano i frutti di una vita di lavoro: i loro gusci silicei. Non mancavano sicuramente neanche organismi costruttori di gusci calcarei, ma di loro, spesso, non rimane traccia. Forse erano meno numerosi, forse i loro gusci si sono semplicemente disciolti.

Questo potrebbe essere facilmente avvenuto perché gli oceani possono raggiungere profondità notevolmente elevate, tanto da superare la cosiddetta curva di compensazione del carbonato di calcio, oltre la quale la calcite si scioglie.

Quindi, nei punti più profondi dell'oceano, solo i gusci silicei possono conservarsi e trasformarsi in una roccia chiamata **radiolarite**, mentre i carbonati si sono preservati solo nelle zone meno profonde, trasformandosi progressivamente in calcare. Nell'Oceano Ligure-Piemontese tutti questi organismi vivevano in mare aperto (o zona pelagica). Qui, sospesi e trasportati



[Figura 319] - Radiolari – da Wikipedia

dalle correnti, radiolari, diatomee, foraminiferi, e altri microorganismi lasciavano cadere un'incessante pioggia di gusci.

Si creava così sul fondo dell'oceano un fango carbonatico o siliceo, che era ricoperto da altri strati di fango, con spessori di più di mille metri. Il peso e la pressione di tutti questi strati di fango su quelli sottostanti, un poco alla volta li compattarono tra loro, spremendo fuori tutta l'acqua e unendo tra loro i minerali che li compongono, trasformandoli così in rocce, secondo un processo che i geologi chiamano diagenesi.

È quasi incredibile pensare che, nel Cretaceo, rocce dello spessore di centinaia di metri vennero create da organismi che, per la maggior parte, erano unicellulari. Il *nanoplancton* è costituito da organismi formati da un'unica cellula rivestita da uno scheletro protettivo.

Gli esemplari più grandi, tanto per avere un'idea, arrivavano a misurare pochi micron, eppure questi microscopici esserini diedero un contributo fondamentale per la costituzione di una formazione rocciosa abbondantemente diffusa nel nostro Paese: la **maiolica**.

La maiolica

[Figura 320] - Maiolica in affioramento a Cantiano (PU) – da Wikipedia

In tutta Italia, dalle Alpi meridionali alla Sicilia, è possibile osservare una formazione geologica di colore bianco, con sfumature dal marroncino al verdastro, che contiene noduli o lenti di selce di colore variabile dal rosato, al grigio, al nero. Si tratta di calcari a grana finissima, formati da frammenti dei gusci carbonatici di organismi pelagici con dimensioni decisamente microscopiche (*nanoplacton*). Per questa ragione la roccia è particolarmente uniforme, priva di asperità, levigata e facilmente in forme arrotondate dovute all'erosione. La maiolica è forse la formazione carbonatica più caratteristica del periodo di quiescenza dell'Oceano Ligure-Piemontese, se non altro per la sua diffusione in tutto lo stivale. Nelle varie regioni la formazione assume nome diversi: biancone, lattimusa, calcare rupestre, mentre in Liguria si trova un'analoga formazione sedimentaria chiamata Calcari a Calpionelle.

I diaspri

Le impurità di ferro presenti nei diaspri conferiscono ai loro affioramenti vivaci colorazioni, rosse (se il ferro è ossidato) e verdi (se il ferro è allo stato ridotto). I diaspri sono stati le prime rocce a sedimentare nell'Oceano Ligure-Piemontese e sono costituiti esclusivamente da quarzo microcristallino. Hanno una grana finissima (dell'ordine del micron) e solitamente contengono microfossili, in particolare spicole di spugna e radiolari visibili solo al microscopio. Si formano per compattazione dei fanghi di quarzo (che, ricordiamo, è diossido di silicio) e per la sedimentazione degli scheletri silicei di radiolari, diatomee, spugne. I diaspri formati unicamente da gusci di radiolari prendono il nome di **radiolariti**.

[Figura 321] - Diaspri del monte Treggin; Bargone , comune di Casarza Ligure (SV) – ph M. Pregliasco

Le argille a Palombini

Nella Liguria di Levante, guardando sopra ai diaspri è possibile osservare i Calcari a Calpionelle e sopra ancora una formazione chiamata Argille a Palombini. Questa sequenza non è affatto casuale, ma come sempre accade in geologia, ci racconta una storia del passato più remoto.

I Calcari a Calpionelle, l'omologo ligure della maiolica, testimoniano la fine della sedimentazione dei radiolari, che a fine Giurassico furono sostituiti dagli organismi carbonatici.

Le Argille a Palombini, invece, chiudono il periodo di quiescenza dell'Oceano Ligure-Piemontese, che nel Cretaceo si preparava a entrare in una nuova fase: grandi quantità di sedimenti terrigeni venivano trasportati dai fiumi e dai torrenti formatisi sulle terre emerse, e si mescolavano ai fanghi carbonatici nelle profondità oceaniche. Ne risultò un'argillite alternata a livelli di calcare di colore grigio, simile al piumaggio delle colombe, da cui il suggestivo nome di "Argille a Palombini".

[Figura 322] - La Val Graveglia (GE) è un tesoro geologico nella quale è possibile osservare l'intera sequenza ofiolitica con la sua coperture sedimentaria – ph M. Pregliasco.

[Figura 323] - Il Rosso ammonitico, con i suoi calcari rossi nodulari e la ricca fauna ad ammoniti, testimonia l'approfondimento dell'Oceano Ligure Piemontese nel Giurassico medio, evento che precede il periodo di quiescenza. Affiora nelle Alpi meridionali, nell'Appennino umbro-marchigiano e nell'Appennino meridionale fino alla Sicilia – ph M.Pregliasco

Dimmi come sedimenti e ti dirò chi sei

Lo studio delle rocce che costituiscono il sedimento di un fondo oceanico permette di ricostruire l'ambiente al tempo in cui quel materiale si è deposto.

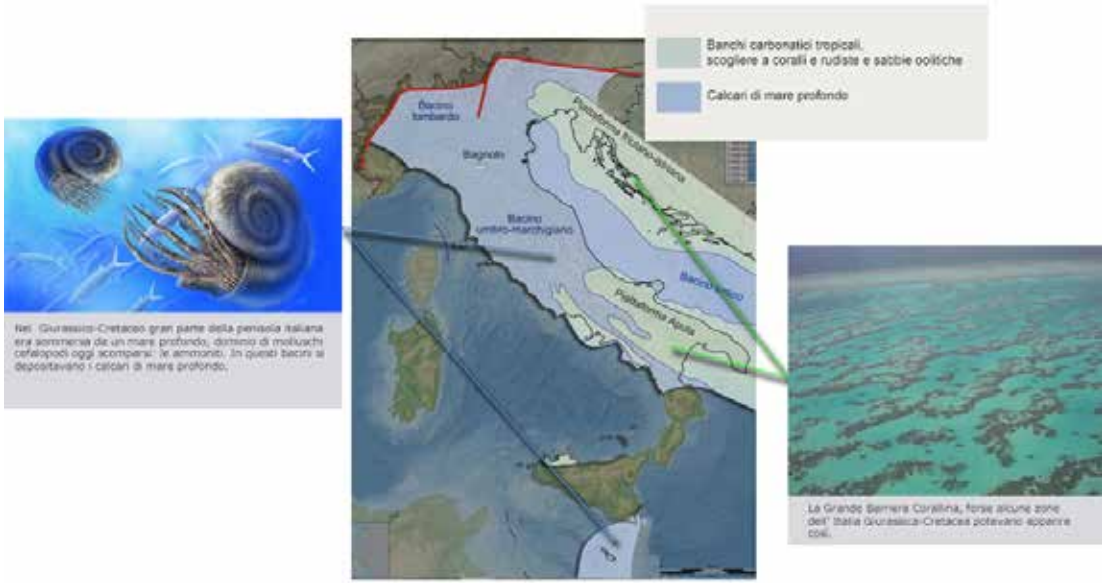
La sedimentazione silicea (di materiali composti da silice come ad esempio il quarzo) quando dà origine a diaspri e selci indica un ambiente di mare più profondo, mentre la sedimentazione prettamente carbonatica indica un ambiente di minore profondità, ma sicuramente marino. Il contenuto fossilifero all'interno dei sedimenti permette di avanzare ipotesi sull'ambiente di deposizione. Tutti gli organismi viventi, infatti, si sono specializzati a vivere in un determinato contesto: in ambienti caldi o freddi, in mari bassi o profondi, in laghi e fiumi o sulle terre emerse.

I fossili hanno un altro straordinario merito: la loro presenza consente di datare il campione di roccia nella quale si trovano, in particolare le ammoniti sono il fossile guida per eccellenza del Mesozoico (dal Triassico al Cretaceo).

Le argille e le sabbie generalmente arrivano dalle terre emerse e sono il risultato dello smantellamento dei rilievi a opera degli agenti atmosferici. I detriti vengono trasportati da fiumi e torrenti fino in mare aperto dove le correnti li trasportano a grande distanza, fino nelle fosse oceaniche. Questi tipi di sedimenti sono chiamati ***silicoclastici*** o ***terrigeni***. Analizzandoli è possibile scoprire da dove vengono, e quale rotta hanno seguito.

Intanto sulle piattaforme carbonatiche

Nel corso del Cretacico-Eocene le piattaforme carbonatiche continuarono a svilupparsi in quella che oggi è la regione Friulana, nel Appennino meridionale e in quella che viene definita la piattaforma Apula. Nel golfo della Tetide si venne a configurare un vasto arcipelago di isole di tipo bahamiano, con aree di mare basso separate da bacini profondi, collocate ai margini dell'Oceano Ligure-Piemontese. Questa è la loro storia.



[Figura 324] - Le rocce del Cretaceo inferiore testimoniano la sedimentazione all'interno di un mare profondo: l'apertura dell'Oceano Ligure-Pimontese aveva determinato lo sprofondamento delle precedenti aree costiere, qui si depositarono i calcari silicei (la maiolica). Tutto attorno persistono i banchi carbonatici tropicali – disegno tratto da Alfonso Bosellini 2005

Apula: anatomia di una piattaforma

L'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese aveva affogato parte delle piattaforme carbonatiche, al loro posto ora vi era un mare profondo nel quale sedimentava la maiolica.

Qualcosa però si era salvato e continuava a prosperare.

Nel corso del Cretaceo e fino all'Eocene le piattaforme carbonatiche continuarono a svilupparsi nella regione friulana, nell'Appennino meridionale e nella Puglia.

Avremmo visto vasti arcipelaghi di tipo bahamiano con aree di mare basso separato da zone di mare profondo.

Senza nulla voler togliere alle piattaforme campano-lucana e laziale-abruzzese (ne

parleremo a proposito di Ciro), la piattaforma Apula può essere presa come esempio, d'altra parte si tratta del più grande tra i banchi tropicali cretacei presenti in Appennino.

Questo tavolato calcareo affiora in corrispondenza del Gargano, delle Murgie e del Salento ma si estende nel sottosuolo della Fossa bradanica e dell'Appennino orientale e al largo della costa.

La piattaforma Apula era un promontorio della zolla africana, compresa tra due zone di mare profondo (1000-2000 m), il Bacino Ionico a est e quello Lagonegrese-Molisano a ovest, oggi ci offre l'occasione per fare l'anatomia di una piattaforma carbonatica.

Si trattava di un edificio calcareo, in gran parte sottomarino, prodotto dall'attività di milioni di organismi marini che fissarono il carbonato di calcio disciolto nelle acque per produrre scheletri e gusci.

Aveva l'aspetto di un altopiano, esteso per chilometri, a pelo d'acqua, cinto da pendii sottomarini che si raccordavano con il fondale a centinaia di metri di profondità.

Al bordo della piattaforma i margini erano esposti alle correnti e ai frangenti del mare aperto, un luogo ricco di risorse nutritive, ideale per gli organismi costruttori che qui eressero la "scogliera" o barriera corallina degli attuali atolli.

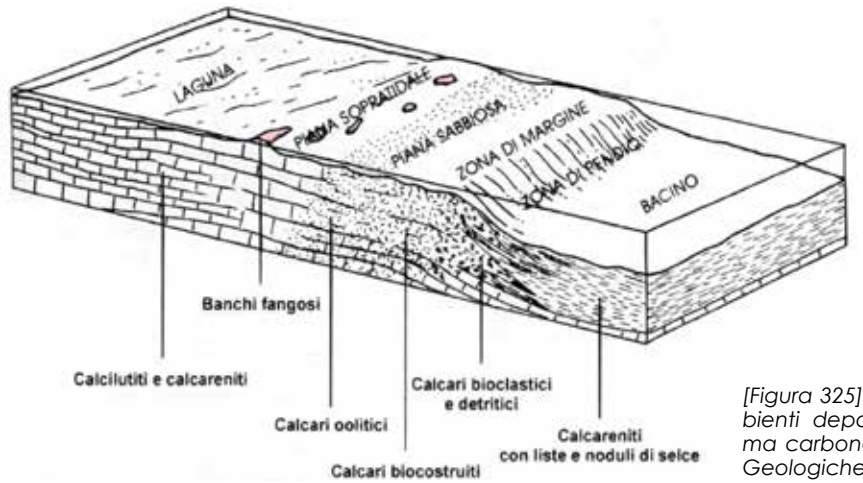
Troviamo i loro resti nella successione di margine dei territori murgiano e salentino: coralli e rudiste in particolare.

Le rudiste, comparse nel Giurassico ed estinte alla fine del mesozoico, non erano organismi coloniali ma individui indipendenti che vivevano a stretto contatto e questo è una delle tante differenze rispetto ai coralli.

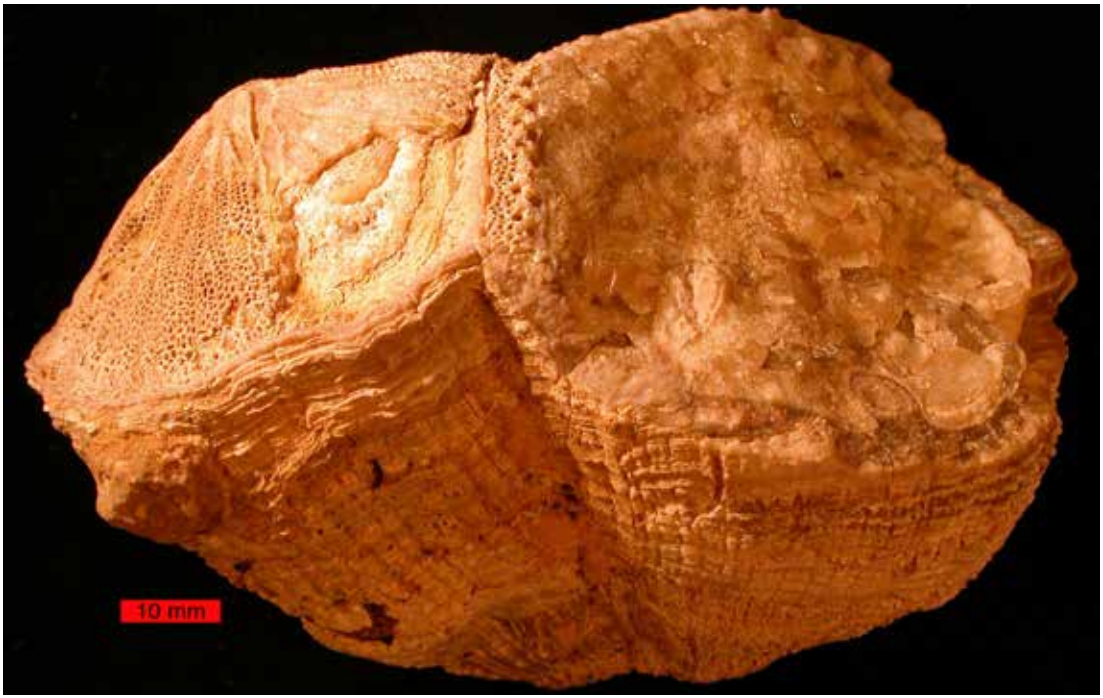
Erano molluschi bivalvi (lamellibranchi) un po' particolari: la conchiglia è ineguale, una valva è più grande dell'altra, e una sola poteva aprirsi (opercolo).

Alcune assomigliavano a un vaso con un coperchio e potevano raggiungere dimensione ragguardevoli.

Gli organismi costruttori legavano, consolidavano ed edificavano con i loro scheletri carbonatici la struttura della scogliera biocostruita, che oggi ci appare con



[Figura 325] - Disposizione degli ambienti deposizionali nella Piattaforma carbonatica Apula – da Guide Geologiche Regionali (1999)



[Figura 325] - Rudiste, Cretaceo degli Emirati Arabi – da Wikipedia

un aspetto massiccio (non stratificato) e con organismi fossili in posizione di vita.

Questa barriera perimetrale (chiamata margine) isolava dal mare aperto l'interno della piattaforma dove si formava una laguna di mare protetto dall'azione delle onde.

Qui c'erano acque calme e tranquille dove sedimentavano successioni carbonatiche ben stratificate, interrotte da periodiche emersioni e soggette al moto delle maree.

Oggi affiorano estesamente in corrispondenza del Promontorio del Gargano, delle Murge e delle Serre Salentine.

Dalla parte opposta, il lato prospicente il mare aperto del margine della scogliera, era alla mercé delle onde e delle tempeste: l'erosione produsse detriti che si andarono a depositare ai piedi del pendio della piattaforma carbonatica che si ingrandiva.

Le successioni di **rampa carbonatica** o di **pendio**, sono costituite da frammenti di rudiste (bioclastiti) che affiorano nei territori murgiano e salentino.

Infine, in territorio garganico, troviamo il fondale della Tetide, quel mare da dove affiorava la piattaforma Apula. È una successione di **bacino** costituita dalla formazione della maiolica e della scaglia.

La rampa, la laguna e il margine costituiscono diversi tipi di habitat e di ambienti sedimentari dove si sono formate le rocce della piattaforma carbonatica Apula.

Ma quali animali camminarono sulla sua superficie?

Chi camminò sulla piattaforma Apula?

La piattaforma Apula era un vasto banco tropicale di mare basso, circondato da bracci di mare profondo, con isole, lagune e paludi, un paesaggio molto simile alle Bahamas.

Qualcuno qui lasciò le sue impronte.

Nel 1999 due geologi si trovavano nel cuore delle Murge, verificavano la presenza di idrocarburi, ed entrarono in una cava di inerti nelle campagne di Altamura (BA): il cancello era aperto.

Illuminati dalla luce radente del sole, si trovarono di fronte a uno scenario del tutto inaspettato: centinaia di impronte di dinosauro erano impresse sul terreno.

75-85 milioni di anni fa (Cretaceo superiore), **adrosauri** e **sauropodi** avevano pascolato su quella che all'epoca era una piana di marea.

Furono probabilmente alghe e cianobatteri a rendere quel fango molle capace di conservare la forma dell'impronta nel calcare di Altamura.

Successivamente altre impronte furono rinvenute sul Gargano tra San Giovanni Rotondo e San Marco in Lamis, risalenti a 120 milioni di anni fa (Cretacico inferiore) alle quali si aggiunse il ritrovamento sul molo di Mattinata.

Questa volta agli erbivori (**ornitopodi**) si affiancavano le tracce dei loro predatori, i carnivori (**teropodi**).

Cosa ci dicono le impronte?

Molte cose, ad esempio che non era l'intelligenza a premiare la sopravvivenza quanto la capacità di muoversi agevolmente sul terreno.

In un ambiente dove tutti gli animali avevano un cervello poco sviluppato (se paragonato a quello dei futuri mammiferi) la selezione naturale non aveva bisogno di favorire individui particolarmente ingegnosi, il QI di quei tempi era più che sufficiente per sopravvivere visto che la maggior parte degli animali passava il tempo a cibarsi di piante. Il che rendeva i predatori appena più intelligenti delle loro prede: il famoso *Velociraptor* aveva con buone probabilità un QI inferiore a quello di un pollo,

[Figura 326] - Orme di Dinosauri di Cava Pontrelli. L'affioramento di Altamura è stato il primo ad essere scoperto in Puglia – da Wikipedia CC BY- SA 4.0

quel tanto che bastava per avere vista e sensi sviluppati per la caccia.

Questo a dispetto di quanto la filmografia hollywoodiana vorrebbe far credere e di quanti immaginano di addomesticare un dinosauro!

È quanto ci dicono gli studi che mettono in relazione le dimensioni del cervello con quelle del corpo di questi bestioni del passato.

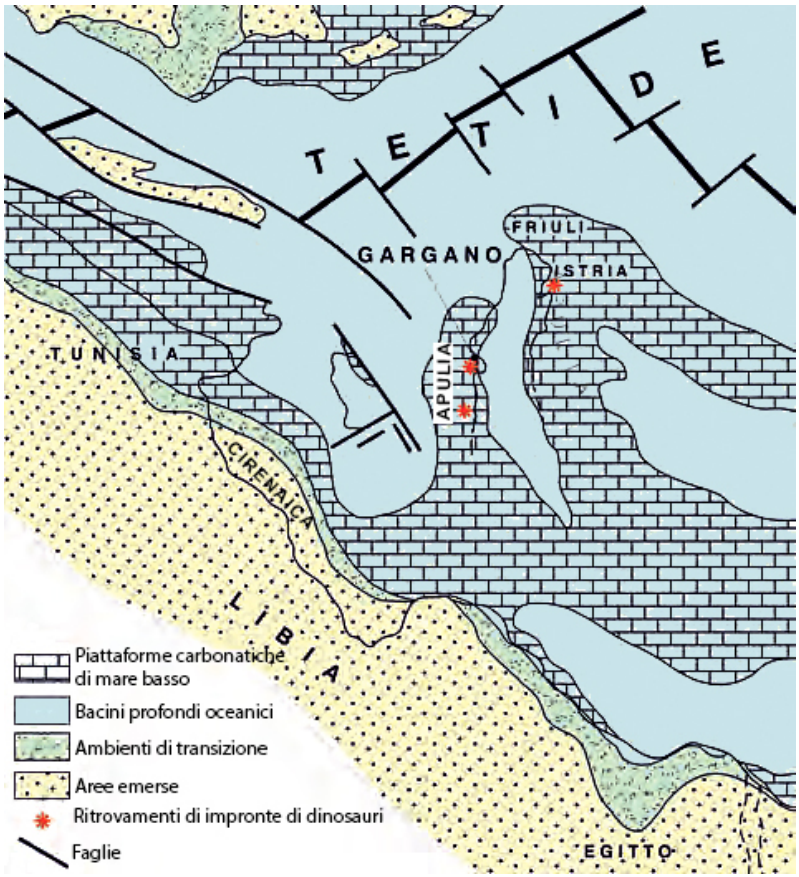
Ma le tracce fossili ci dicono molto di più.

Fu la capacità di muoversi agevolmente sul terreno l'elemento su cui puntò l'evoluzione, il che voleva dire sfuggire ai predatori o raggiungere le prede, in altri termini: vivere o morire.

Tutte le impronte di dinosauro sono strette, l'animale camminava in posizione eretta con le zampe tenute sotto al proprio corpo e non aperte in fuori come fanno le lucertole, il ventre non strisciava e la coda era tenuta lontana dal suolo.

Questo sottolinea una camminata molto elegante, e la capacità di correre per brevi tratti, probabilmente alcuni di questi animali erano degli scattisti, specialisti nella fuga o nella caccia.

Che ci facevano tutti quegli animali su



[Figura 327] - Carta paleogeografica del settore centro-occidentale dell'area mediterranea durante il Cretaceo con indicazione dei siti ove sono state ritrovate impronte di dinosauri (mod., da Bosellini, 2002) – Cotecchia V. 2014

una desolata piattaforma carbonatica, arida e inospitale?

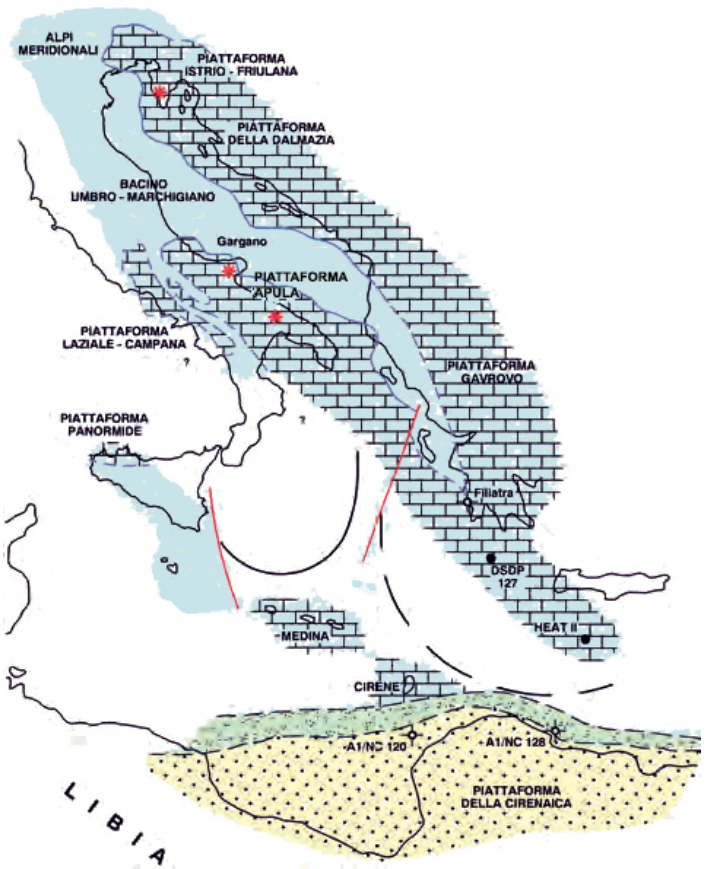
La soluzione più probabile è che la piattaforma Apula era collegata all'Africa e in effetti fossili di dinosauri simili a quelli pugliesi sono stati ritrovati in Egitto, Marocco, Libia e Tunisia.

Apulia era un promontorio della Cirenaica, che durante i ripetuti cicli in cui il mare della Tetide era particolarmente basso, emergeva come una penisola collegata all'Africa.

Nel 2003 nei dintorni di Apricena (FG), è stato scoperto qualcosa che ci porta a rivedere le nostre conoscenze sul mondo dei dinosauri pugliesi. Una variegata flora fossile del Cretaceo superiore con sequoie, conifere, angiosperme, felci, giganteschi equiseti, piante simili alle palme (cicadi), querce e magnolie.

Questa poteva essere la ragione delle incursioni dei dinosauri sulla piattaforma Apula: un banchetto prelibato.

Non solo, questo ritrovamento ci porta a riconsiderare l'ambiente nel quale questi animali si cibavano: non più un arcipelago di aride isolette desolate ma qualcosa di più grande, un paradiso tropicale come la penisola della Florida.



[Figura 328] - Distribuzione schematica delle piattaforme carbonatiche cretacee nell'area adriatica con indicazione dei siti ove sono state ritrovate impronte di dinosauri (mod., da Bosellinl, 2002) – Cotecchia V. 2014

Ciro, l'isolano

[Figura 329] - Scipionyx samniticus - ricostruzione museale - Matteo De Stefano/MUSE – da Wikipedia CC BY-SA 3.0

"È un rettile... È molto piccolo... Ma ha tre dita nell'arto anteriore"

È questo che si sentì dire al telefono Cristiano Dal Sasso e, per un paleontologo, rettile a tre dite equivale a dire "è un dinosauro", il primo che fu trovato nel nostro paese.

Fu un tecnico calzaturiero veronese a scoprirlo, Giovanni Todesco, che si trovava ad Avellino per lavoro. La passione per i fossili lo spinse a recarsi a Pietraroia, nel massiccio del Matese; in una vicina cava di calcare saltò fuori l'inaspettato.

Ci volle un po' di tempo perché Giovanni comprendesse il valore della scoperta.

Il piccolo Ciro (*Scipionyx samniticus*) è forse il dinosauro più famoso d'Italia.

Ciro visse 113 milioni di anni fa, nel Cretaceo inferiore, in un isolotto in mezzo al mare, ben distante dalle coste africane.

Gli scienziati come possono sapere che Ciro era un isolano?

Per essere un *Coelurosauria* (un vicino parente del ben più celebre *Velociraptor*) aveva una corporatura piuttosto minuta.

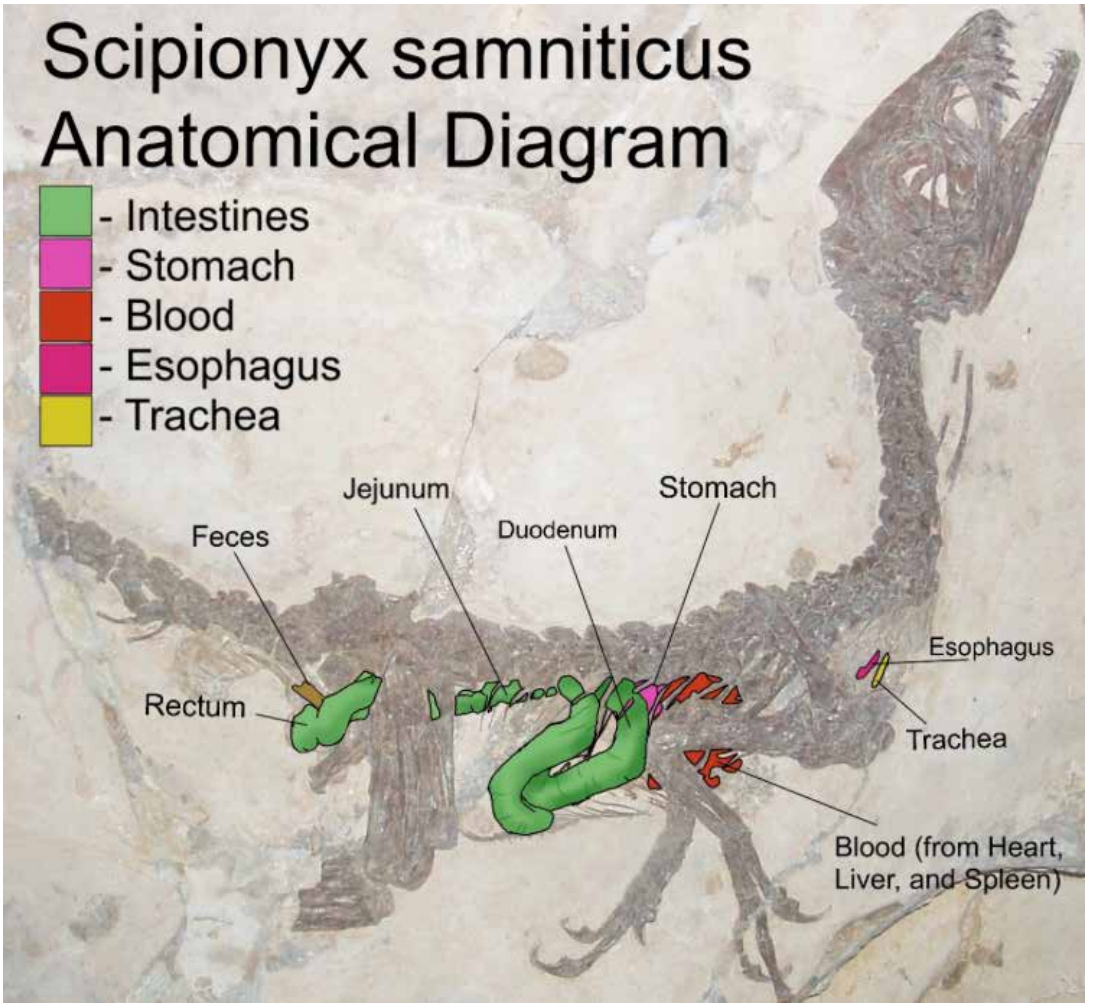
Era un cucciolo, aveva probabilmente meno di una settimana di vita quando morì, la specie adulta avrebbe raggiunto le dimensioni di un piccolo predatore bipede: un metro e mezzo di lunghezza per 20-25 Kg di peso.

Le specie terrestri che si evolvono sulle isole, e in particolare i predatori come Ciro,

devono infatti fare i conti con il cibo disponibile limitato dal confine della terra emersa o dallo spazio a disposizione. Per questo motivo si sviluppano specie con una corporatura minuta, più piccole ma capaci di sopravvivere con più scarse risorse alimentari e con meno esigenze territoriali.

Molto probabilmente ai confini dell'Oceano Ligure-Piemontese una serie di isole popolava un mare caldo e basso delle quali Ciro è un testimone che ci arriva dal passato. Ma c'è molto di più in questo esserino che ha destato la curiosità dei paleontologi di tutto il mondo.

Così scrive Cristiano Dal Sasso in Dinosauri italiani, *"si direbbe che Ciro abbia preso una strada tutta sua"*. Che si sia evoluto in modo simile ai suoi parenti teropodi



[Figura 330] - Un diagramma che mostra gli organi conservati nell'olotipo di Scipionyx – da Wikipedia CC BY-SA 4.0

(dinosauri carnivori) "ma con una originalità 'latina', andando un po' alla deriva".

In effetti in Ciro convivono i caratteri ancestrali dei suoi antenati, con caratteri che potremmo definire moderni, secondo la "moda" della sua epoca.

Nel Cretacico la Pangea è oramai frammentata e i dinosauri si trovano isolati su terre che prima era comunicanti.

L'isolamento geografico è il motore della speciazione.

Quando una specie viene separata, ecco che le popolazioni non possono più scambiarsi i geni e cominciano a evolversi in maniera indipendente (questo fenomeno è chiamato deriva genetica).

Da qui la comparsa dei più grandi, e oggi più famosi, dinosauri di tutti i tempi come il *Tyrannosaurus rex*, comparso nel Cretacico e non nel Giurassico.

Gli antenati del nostro Ciro, i Celurosauri, si trovarono isolati sulla Piattaforma Appenninica, una piattaforma carbonatica la cui parte emersa poteva essere grande quanto la Corsica.

Un bacino la separava dalla piattaforma Apula e da quella Laziale.

Ecco perché l'evoluzione di questa specie seguì un percorso tutto suo.

Alcuni caratteri ancestrali rimasero inalterati mentre l'evoluzione spinse questi animali ad acquisirne di nuovi molto simili a quelli presenti nei loro cugini che vivevano sul resto del pianeta (un fenomeno di convergenza adattativa).

Ma le sorprese non finiscono qui.

Ciro è uno dei pochi fossili nel quale si siano conservati i tessuti molli.

In altre parole possiamo osservare parti dell'intestino, vasi sanguigni, cartilagini, fegato, tendini, muscoli, stomaco, trachea, esofago e il suo ultimo pasto.

Questo miracolo è dovuto alla tragedia che accompagnò la morte del nostro piccolo dinosauro.

Fu trascinato e probabilmente annegò all'interno di una laguna. Lì una volta raggiunto il basso fondale, il corpicino venne sepolto dai sedimenti che impedirono ad altri animali di farne un banchetto e lo preservarono dalla putrefazione.

Condizioni anossiche (in totale assenza di ossigeno) sul fondo della laguna contribuirono a conservare il corpo che andò incontro alla fossilizzazione: ogni parte organica fu sostituita da minerali di calcite e apatite.

Solo gli artigli conservano ancora la cheratina che è arrivata, miracolosamente, fino a noi assieme a qualche altra molecola organica.

Ancora una volta, questo fossile ci parla di lagune, dove le maree e le tempeste riversavano i fanghi provenienti dalle zone emerse e dalle piane tidali della piattaforma carbonatica.

Una pioggia di sedimenti che ricopriva tutto quanto finiva sul fondo della laguna, dinosauri compresi!

Durante i periodi di quiete, quando, nel corso del tempo, i bacini venivano isolati dal mare aperto, sul fondo della laguna si instauravano condizioni anossiche: il surriscaldamento ciclico dell'acqua in fase di stagnazione, l'assenza di ossigeno e lo sviluppo di idrogeno solforato a opera dei cianobatteri in decomposizione, provocavano fenomeni di mortalità in massa delle faune acquatiche, una proliferazione di alghe e la fossilizzazione

di quanto finiva in questo "pentolone" fetido. In queste condizioni anche i batteri della putrefazione non riuscivano a sopravvivere.

Ciò che lì cadeva si conservava.

Si creavano così nei calcari di Pietraroia livelli più ossigenati, dove la vita rimescolava di continuo il fondo della laguna alla ricerca di cibo (bioturbazioni) e livelli in cui l'assenza di ossigeno provocava la morìa e la successiva fossilizzazione dei suoi abitanti.

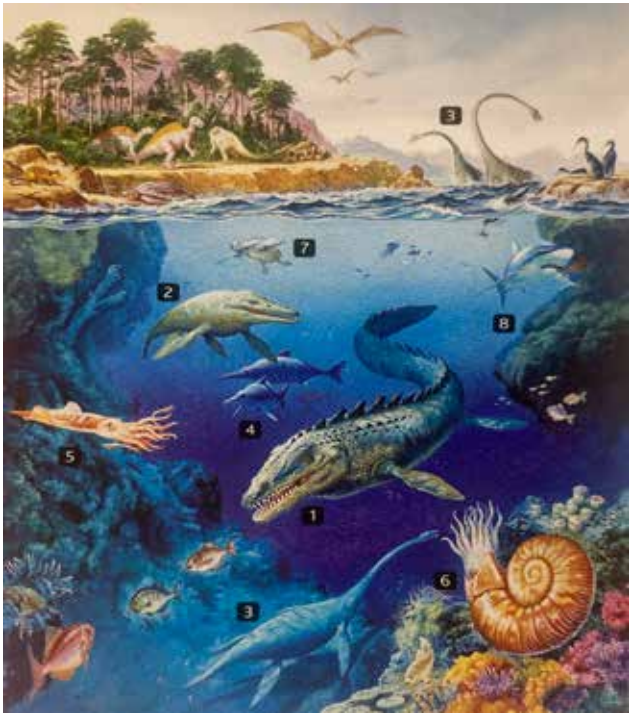
Oggi questo ambiente ci ha consegnato uno dei fossili meglio conservati di dinosauro al mondo.

[Figura 331] - Scipionyx samniticus, conosciuto come Ciro – credits Alessandro Zocchi, licenza 123RF

L'Appennino tra Giurassico e Cretaceo inferiore

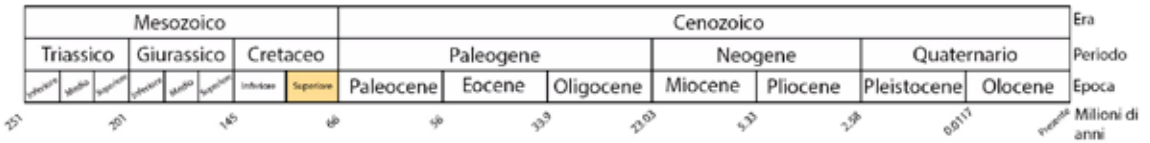
Verso la fine del Giurassico alla sedimentazione dei diaspri si sostituì quella dei calcari. Gradualmente aumentò l'apporto dei materiali provenienti dalla terra ferma, che si consolidarono in rocce sempre più argillose. Nel Cretaceo superiore (100 milioni di anni fa) la sedimentazione continentale assunse caratteri "catastrofici": stava iniziando una nuova era di terremoti, segno che i tempi stavano cambiando. Africa ed Europa avevano ripreso a muoversi, ma questa volta in senso opposto: si stavano avvicinando.

[Figura 332] - Nel Cretaceo si svilupparono le prime piante con fiori (1), che in seguito si differenzieranno in un gran numero di specie di erbe, arbusti e alberi. In questo ambiente vivevano dinosauri dei generi Saltasaurus (2), Protoceratops (3), Nyctosaurus (4), Styracosaurus (5), Tarbosaurus (6), Maiasaurus (7), Stegoceras (8) e Euplocephalus (9), uccelli come Ichthyornis (10) e i piccoli ed elusivi mammiferi come Deltathridium (11) – da A. Bosellini, La Storia della Terra



[Figura 333] - I mari del Cretaceo erano popolati da giganteschi rettili marini come il Mosasaurus (1), il Kronosaurus (2), l'Elasmosaurus (3) e l'Ichtyosaurus (4), predatori di belemniti (5) e ammoniti (6). In prossimità della costa si aggiravano grandi tartarughe del genere Archelon (7) e squali (8) – da A. Bosellini - La Storia della Terra

I continenti si avvicinano (100 MA Cretaceo superiore)



La convergenza continentale, ossia il nuovo avvicinamento tra Africa ed Europa, non avvenne ovunque nello stesso modo. La zona degli Appennini iniziò presumibilmente a convergere nel Cretaceo superiore (100 MA), mentre nelle Alpi lo scontro continentale era già avvenuto qualche tempo prima (nel periodo Aptiano, 125 MA). I movimenti di convergenza sono sempre accompagnati da terremoti lungo i margini continentali. Questi terremoti provocano frane sottomarine accompagnate da "correnti di torbida" che sono il vero e proprio marchio dei processi convergenti.

[Figura 334] - Il rosone delle Basilica di San Salvatore dei Fieschi, costruita con l'impiego di marmo e ardesia; Cogorno (GE) – ph M. Pregliasco.

L'ardesia

Esiste un mestiere che, nella sua apparente semplicità, ha qualcosa di prodigioso: è quello dello 'spacchino', l'artigiano che divide in sottili lastre il blocco di ardesia che proviene dalla cava.

Egli percuote con un mazzuolo un cuneo affilato appoggiato sulla pietra, dividendola perfettamente in due parti. Non importa se il blocco è grande quanto un'automobile, alla fine sarà suddiviso dal piccolo cuneo appoggiato su di una estremità della pietra. Lo spacchino ripete l'operazione più volte, percuotendo il cuneo sapientemente appoggiato sull'ardesia, fino a trasformare il blocco in un insieme di lastre dello spessore di alcuni millimetri. La perfezione dello spacco è tale che le lastre di ardesia, una volta levigate, possono essere impiegate come piani per le lavagne e i tavoli da biliardo.

Come è possibile che una roccia possa essere sezionata in lastre sottili senza impiegare alcuna lama o sega, ma solo percuotendo con un cuneo la sua superficie?

Tanto per cominciare lo spacchino sa bene che il cuneo deve essere appoggiato dal lato giusto della roccia, altrimenti sono guai! Egli osserva attentamente il blocco per individuare il verso di rottura (tecnicamente chiamato clivaggio) nel quale il materiale si suddivide senza rompersi in mille pezzi. Il clivaggio è la proprietà di alcune rocce a dividersi naturalmente secondo piani paralleli. Nelle ardesie, come in molte rocce metamorfiche, questa caratteristica è particolarmente accentuata. Il clivaggio è infatti l'esito delle temperature e delle pressioni alle quali le rocce sono state soggette quando giacevano in profondità, sepolte sotto strati di sedimenti.

Come se non bastasse, le ardesie sono state ulteriormente deformate e compresse dai movimenti delle placche che stavano chiudendo l'Oceano Ligure-Piemontese. Tutto ciò ha orientato i cristalli lamellari sottili e appiattiti nella stessa direzione. È un po' come prendere le tessere di un puzzle da una scatola e metterle sul tavolo: nella scatola le tessere sono disordinate, mentre

[Figura 335] - Mestiere dello spacchino – per gentile concessione Ardesia Mangini snc, Cicagna (GE).

sul tavolo hanno tutte la superficie piana rivolta verso l'alto a meno di voler fare giochi di equilibrismo. I cristalli hanno così formato dei piani paralleli sovrapposti, come le pagine di un libro o la pasta sfoglia, che suddividono il blocco di ardesia. Basta capire in quale direzione sono disposti i piani per dividere la roccia in fogli sottilissimi, solo con l'ausilio di un semplice cuneo.

Nel fango cretaceo, oltre ai livelli argilloso-calcarei dai quali hanno avuto origine le ardesie, vi erano livelli argillosi che si sono trasformati in argilliti e altri ancora di natura sabbiosa, che hanno dato luogo alle arenarie. Per questo motivo i cavatori, che ogni giorno estraggono blocchi di materiale dalle cave, devono fare i conti con ciò che c'è sotto e ciò che c'è sopra l'ardesia, che non ha alcun valore commerciale.

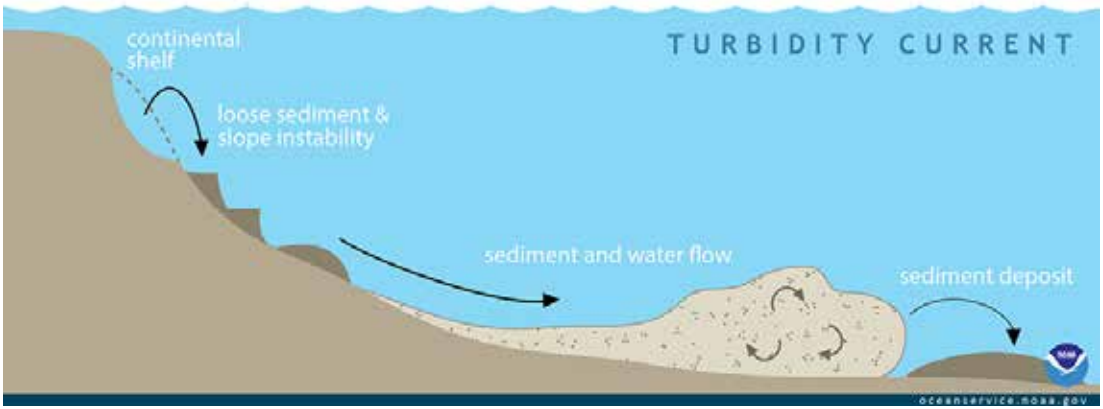
Ciò che viene più o meno rapidamente eliminato come scarto di cava è in realtà il prodotto di milioni di anni di attività dei continenti, delle acque e dei terremoti.

[Figura 336] - Cava di Ardesia in Val Fontanabuona (GE) – ph M.Pregliasco.

1929, quando America ed Europa non parlarono più

Nel novembre del 1929 al largo della penisola di Terranova, nell'oceano Atlantico, si consumò un fenomeno catastrofico che mandò in tilt le comunicazioni tra nuovo e vecchio continente. Dopo una scossa di terremoto di magnitudo 7.2, tredici cavi telegrafici transoceanici si ruppero in successione l'uno dopo l'altro. Inizialmente si pensò che il disastro fosse attribuibile al terremoto stesso, ma alcuni cavi furono recisi ben tredici ore dopo l'evento sismico e a oltre 700 km di distanza dall'epicentro. Il terremoto doveva aver innescato qualcosa che avanzava sulla piana oceanica come una cesoia; ma di che cosa si trattava? In base alla distanza tra i cavi e l'ora in cui furono tranciati venne calcolata la velocità di propagazione: oltre 25 Km/h, quindi ben al di sopra della velocità delle correnti marine, che solitamente non superano i 9-10 Km/h.

Colpevoli del disastro risultarono i sedimenti depositati dalle foci dei fiumi che normalmente riposano nella parte sommersa dei continenti, provvisoriamente "parcheggiati" sulla piattaforma continentale. La piattaforma ha una debole pendenza che si raccorda con la profonda piana abissale attraverso una ripida scarpata, vero e proprio scivolo naturale. Durante l'evento sismico i sedimenti furono spinti verso la scarpata e scivolarono giù come una valanga, raggiungendo la velocità di 100 Km/h e dilagando nella piana abissale dove erano posti i cavi telegrafici. S'innescò così una corrente sottomarina caratterizzata da una densa sospensione di detriti e acqua. Questa turbolenza investì ed erose tutto quello che le si trovava davanti, incidendo profondi canyon sottomarini prima di rallentare e depositare il suo carico di sabbia e fango. La corrente può viaggiare per chilometri grazie alla differente densità tra la sospensione torbida e l'acqua che, complice la gravità, crea energia di movimento anche lungo pendii poco acclivi. Questi flussi turbolenti sono conosciuti come correnti di torbida, e i depositi da loro lasciati sono detti torbiditi o flysch, termine svizzero che indica una china scivolosa, perché queste formazioni sono particolarmente instabili e franose.



[Figura 337] - Schema delle "Correnti di Torbida" – da NOOA.GOV

Intanto in Italia

Lungo l'Appennino è facile imbattersi in pareti costituite da alternanze di strati di rocce chiare e scure. Avvicinandosi si può notare che le rocce chiare sono costituite da piccoli granuli di sabbia, mentre quelle scure hanno un aspetto più uniforme perché formate da invisibili granuli di argilla. Le rocce chiare, o arenarie, sono più compatte e resistenti delle rocce scure, chiamate ***argilliti*** o ***peliti*** (dal greco πηλός = fango, argilla), per questo appaiono in rilievo.

Queste sequenze erano già conosciute fin dall'inizio dell'Ottocento, ma nessuno sapeva spiegarne l'origine. Furono due geologi italiani di scuola toscana, Carlo Ippolito Migliorini e Roberto Signorini, a risolvere il mistero.

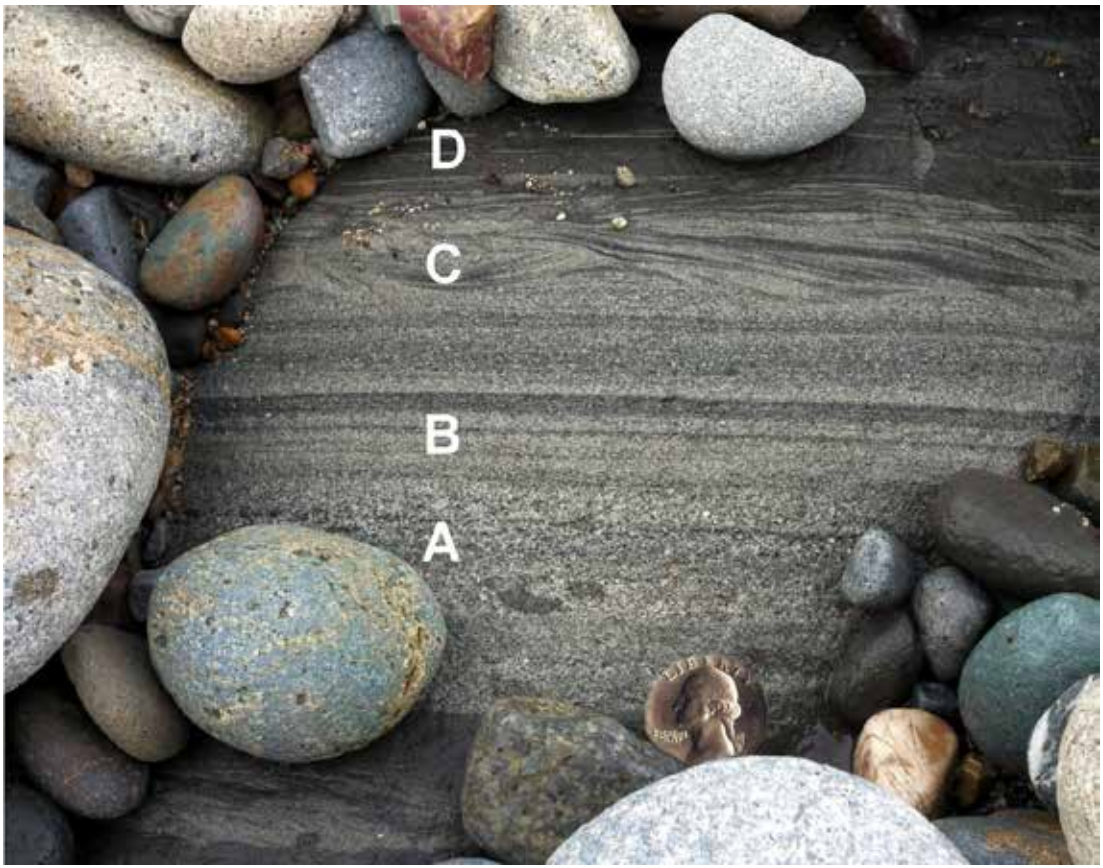
Signorini fu il primo ad accorgersi che le arenarie di queste formazioni hanno un'altra particolarità: i granuli hanno dimensioni maggiori mano a mano che si procede verso il basso (1936). La scoperta di questi "strati gradati" mise sulla buona strada il collega Migliorini che proprio in quel periodo stava studiando le formazioni del Macigno appenninico.

Contemporaneamente in Olanda un altro geologo, Kuenen, riuscì a ricreare depositi gradati in laboratorio, facendo fluire miscele di acqua, argilla e sabbia in una vasca e simulando così gli effetti catastrofici delle correnti di torbida.

Migliorini, geologo di terreno, e Kuenen, ricercatore di laboratorio, s'incontrarono casualmente a Londra in occasione del XVIII Congresso Internazionale di Geologia. Non ci misero molto a tirare le somme dei loro rispettivi lavori: le rocce del Macigno appenninico sono di origine torbiditica.

[Figura 338] - Rocce di Macigno in Appennino settentrionale (Monte Giovo-Rondinaio) – ph G. Margheritini

I depositi gradati



[Figura 339] - La tipica sequenza di deposizione nelle correnti di torbida, conosciuta anche come sequenza di Bouma: A. Sabbie da grossolane a fini (inizio della torbida) - B. Sabbie con laminazione parallela (la corrente ha un velocità elevata) - C. Sabbie con laminazioni convolute (la velocità della corrente diminuisce) - D. Fanghi fini (si deposita la parte ultima della torbida) – da Wikipedia

Quando le correnti di torbida raggiungono la base della scarpata continentale si espandono e invadono la piana oceanica; qui perdono progressivamente energia e velocità e un poco alla volta cominciano a rilasciare sul fondo il loro carico di sedimenti. Quelli più grossolani e pesanti, come ciottoli e ghiaie grosse, si depositano per primi, mentre i sedimenti più fini e leggeri rimangono ancora in sospensione nella coda della corrente di torbida, a volte per mesi o per anni, fino a quando la corrente perde ogni energia. Il deposito che ne risulta è quindi gradato, con depositi grossolani in basso seguiti da depositi sempre più fini verso l'alto degli strati. Questi depositi ai piedi delle scarpate continentali hanno una tipica forma lobata, simile a un'unghia, e sono chiamati *conoidi sottomarine*.

L'Appennino nel Cretaceo superiore

L'era dei dinosauri volgeva ormai al tramonto. Africa e Europa si fronteggiavano, separate dall'Oceano Ligure-Piemontese: sulla costa europea già si intravedevano terre che un giorno sarebbero diventate la Corsica, la Sardegna e più a sud la Calabria e la Penisola Iberica. La costa africana si protendeva sull'oceano con una microplacca, Adria, destinata – col passare del tempo – a scontrarsi contro il blocco sardo-corso.

Il viaggio di Adria verso l'Europa cominciò nel Cretaceo superiore. Al momento dello scontro tra le due placche, la litosfera oceanica, più pesante e più densa, cominciò a sprofondare sotto la litosfera continentale ("subduzione"): poco alla volta, l'Oceano Ligure-Piemontese s'infilò sotto all'Europa (probabilmente sotto alla Corsica); intanto, il fronte della placca europea come un bulldozer raschiava il fondo dell'oceano, accumulando tutto il sedimento che trovava in prismi di accrezione. Mano a mano che l'Africa avanzava l'Oceano Ligure-Piemontese diventava sempre più piccolo, la litosfera oceanica si consumava sotto la placca europea e il cuneo di accrezione s'ispessiva, accrescendosi in direzione dell'Africa.

In questo prisma di accrezione finirono i sedimenti oceanici: diaspri, argille, calcari, ma anche brandelli del basamento ofiolitico che sfuggivano alla subduzione. L'accumulo dei materiali innalzò il fondo oceanico portando in alto i sedimenti. Contemporaneamente, però, l'avvicinamento delle placche innescò terremoti lungo tutto il fronte di subduzione. I terremoti scrollavano il cuneo di accrezione, innescando le correnti di torbida, le imponenti frane sottomarine che accumulavano grandi volumi di sedimenti ai piedi delle scarpate continentali e dei bacini marini. Da questa descrizione avrete sicuramente notato che mentre per quanto riguarda l'orogenesi alpina è l'Africa o l'Adria a sprofondare sotto all'Europa, per quanto concerne gli Appennini, avvenne l'esatto contrario: fu l'Europa a soccombere, o meglio, a subdurre sotto l'Africa.

Da Camogli a San Fruttuoso

Imbarcarsi sui vaporetti che salpano da Camogli per raggiungere l'abbazia di San Fruttuoso è il modo più semplice per raggiungere uno dei monasteri più affascinanti del levante ligure, immerso nello scenario del Parco Naturale di Portofino. Dal battello, che ci evita una lunga anche se suggestiva scarpinata sul margine della scogliera, si può ammirare lo spettacolare affioramento dei Calcari del Monte Antola che si susseguono dalla partenza fino a Punta Chiappa, dove iniziano i conglomerati. È la formazione che abbiamo trovato nel primo capitolo, nella famosa piega di Camogli: è venuto il momento di capire di che cosa è fatta. Il monte di Portofino è famoso per la varietà della sua flora, dovuta alla coesistenza di due mondi posti a nord e a sud del promontorio.

[Figura 340] - La suggestiva veduta sui Calcari di Monte Antola dalla passeggiata Anita Garibaldi di Nervi (GE) – ph M. Pregliasco.

Il versante meridionale è caratterizzato da un ambiente mediterraneo con un clima caldo e particolarmente siccitoso d'estate, a tal punto che le euforbie (Euphorbia dendroides) invertono il ciclo vegetativo: perdono le foglie nella stagione secca per mantenerle durante l'inverno. Sul versante settentrionale invece la vegetazione è tipica del clima atlantico, più freddo e umido, che favorisce castagni, querce, carpini e altre specie mesofile (amanti dei climi freschi e umidi). Questa ricca biodiversità suggerisce l'importante impatto della geomorfologia sulla vegetazione, capace di adattarsi alla diversa esposizione dei versanti e a climi nettamente differenti tra loro.

I Calcari del Monte Antola hanno una storia tutta particolare da raccontarci: altro che semplici calcari! La nettissima alternanza di marne chiare, arenarie e argilliti scure, evidenziate dall'erosione e dalle numerose pieghe, suggerisce all'osservatore più attento che siamo in presenza di una formazione prodotta da una corrente di torbida. I Calcari dell'Antola sono quindi, in realtà, dei ***flysch***, delle torbiditi depositate nell'Oceano Ligure-Piemontese verso la fine del Cretaceo superiore (Campaniano). Questa roccia ha anche un altro nome: ***flysch a elmintoidi***, perché in alcuni punti è possibile osservare le tracce di un animaletto che scavava gallerie nel fango depositato sul fondale

[Figura 341] - Lo scenario che si vede dal vaporetto che collega Camogli con San fruttuoso; Calcari di Monte Antola piegati dall'orogenesi – ph M. Pregliasco.

[Figura 342] - Euphorbia Arborescens – da Wikipedia

oceanico. Questo organismo perlustrava accuratamente e in modo geometrico il terreno alla ricerca di nutrimento lasciando caratteristiche impronte chiamate elmintoidi. Bisogna sbarcare dal battello e avvicinarsi al *flysch*, senza confonderlo con i conglomerati con i quali confina, per tentare di scorgere veri e propri labirinti in rilievo sulla pietra.

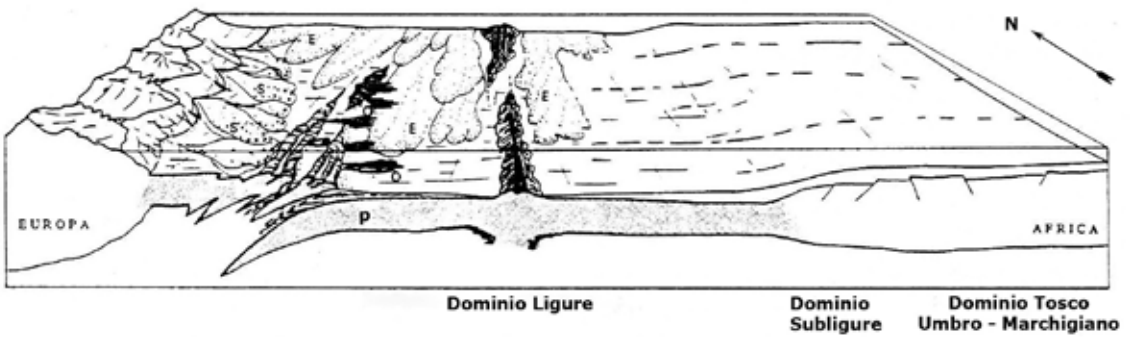
Anche la magnifica abbazia di San Fruttuoso ci consente qualche osservazione geologica. La sua copertura è costituita da ardesie collocate nel tipico stile ligure: in particolare vale la pena di soffermarsi a osservare la copertura a "scaglie di pesce" della torre campanaria.

[Figura 343] - Elmintoidi sul Calcare del Monte Antola – ph M. Pregliasco

[Figura 344] - Basilica di San Fruttuoso – ph M. Pregliasco

Un nome per ogni cosa: marne o calcari?

I geologi sono persone notevolmente scrupolose e hanno sempre un termine appropriato per ogni cosa. Il detrito oceanico e continentale che compone i *flysch*, ad esempio, può avere un contenuto variabile di carbonato di calcio e argilla. Quando la composizione degli affioramenti è mista si parlerà di "marna", quando prevale il carbonato di calcio si parlerà di calcare. Esistono anche le vie di mezzo: i Calcari del Monte Antola sono, dal punto di vista petrografico, calcari che si avvicinano alla composizione delle marne (calcari-marnosi) perché, quando si sono formati, hanno ricevuto apporti di tipo carbonatico e in misura minore di tipo argillitico.



[Figura 345] - Fase di chiusura dell'oceano nel Cretaceo sup.; si notino le provenienze dei depositi di torbide: nord per le torbiditi calcaree (E) che hanno depositato i flysch a elmintoidi; ovest, dove era situato il massiccio sardo-corso, per quelle terrigene (S) che, tra le altre cose, hanno dato luogo alle ardesie della Val Fontanabuona. La placca oceanica (P) sta andando in subduzione sotto l'Europa; sono anche rappresentati i depositi ofiolitici (O) – da Gianfranco Gasperi 1995 modificato.

Da dove arrivano le Torbiditi?

I sedimenti delle correnti di torbida potevano provenire da tre regioni: dalle Alpi a nord, dal massiccio sardo (che in seguito alla chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese, si stava sollevando a ovest), e dalle piattaforme carbonatiche africane a est. Tra Africa ed Europa, ovviamente, c'era ancora il profondo Oceano Ligure-Piemontese. La subduzione della placca aveva creato tutta una serie di bacini sul fondo oceanico che raccoglievano e tenevano separati, gli uni dagli altri, i diversi apporti sedimentari che oggi costituiscono le sequenze torbiditiche. La composizione prevalentemente carbonatica di alcune torbiditi (*flysch a elmintoidi del Monte Antola*) suggerisce una loro possibile provenienza dalle piattaforme carbonatiche africane o da quelle antistanti le neonate catene alpine settentrionali. Una composizione terrigena (chiamata anche *silicoclastica*) indica invece una provenienza dai massicci alpini della Corsica e della Sardegna; nella Liguria di ponente sono un esempio il Gruppo del Lavagna, del quale fanno parte le ardesie della Val Fontanabuona. Ci sono poi torbiditi che hanno ricevuto sedimenti da entrambe le direzioni e sempre nella Liguria di Ponente ne è un esempio il *Complesso di Casanova*.

Liguridi: le rocce dell'oceano nell'Appennino

Non è difficile trovare in Appennino le rocce che l'Europa ha raschiato sul fondo dell'antico Oceano Ligure-Piemontese: ciò che resta dell'antico prisma di accrezione può essere osservato dalla Liguria di Levante fino alla Pianura Padana. Il termine Dominio Ligure o Unità Ligure richiama le ofioliti e la loro copertura di sedimenti, e tutta la lunga e travagliata storia dell'Oceano Ligure Piemontese. Per completare la nostra breve carrellata dei domini, la zona di confine tra quella che era la crosta oceanica e l'Africa è chiamato Dominio Subligure e confinava con il Dominio Tosco-Umbro-Marchigiano sul suolo palesemente africano. I terreni europei sono presenti sulle Alpi, nel blocco sardo-corso e in Calabria!

[Figura 346] - Ofioliti a Campotrera - Rossena (RE) – ph G. Margheritini

Le Liguridi sono terreni che sono stati sradicati dalla loro posizione originaria, laddove si erano formati, traslati e addossati su Adria.

Parafrasando i geologi di fine '800 l'Appennino risulterebbe così un *pays de nappes*, cioè un paese costituito da falde di ricoprimento che si sono accavallate su Adria.

Le Liguridi con il flysch e le ofioliti costituì il *traineau écraseur*, il gigantesco rullo compressore, sotto il quale ora giacciono tutte le altre falde.

È uno scenario che abbiamo già visto nelle Alpi, solo che questa volta è l'Africa a essere finita sotto l'Europa.

Umbria: la gola del Bottaccione

Il 99% delle specie che popolavano la Terra si sono estinte e altre si estingueranno. Un giorno, anche l'ultimo rappresentante della specie umana (*Homo sapiens*) seguirà le sorti della tigre dai denti a sciabola (*Smilodon populator*) o del mammut (*Mammuthus*).

Detta così sembrerebbe che la Terra sia destinata a spopolarsi.

Fortunatamente la spinta evolutiva crea nuove specie, un fenomeno chiamato speciazione. Chissà se anche noi riusciremo a evolverci prima di lasciare questo mondo.

Se avremo fortuna, una nuova specie discenderà da noi sapiens, sempre che ci sia ancora un pianeta disposto a ospitarci.

In caso contrario la nostra linea evolutiva sarà interrotta, il genere Homo estinto e un altro organismo prenderà il nostro posto nell'olimpo dei superpredatori o degli animali intelligenti.

Nel recente passato geologico il tasso di speciazione è stato maggiore di quello di estinzione. Nuove e numerose specie occuparono le nicchie ecologiche abbandonate da quelle estinte ed ecco perché oggi abbiamo così tanta biodiversità.

Non è sempre stato così, ci sono stati dei momenti in cui l'estinzione ha preso decisamente il sopravvento.

Si tratta delle estinzioni di massa.

Interi gruppi di organismi si estinsero in breve tempo interrompendo la propria linea evolutiva, nessuno avrebbe più incontrato né loro né un loro discendente se non come fossili.

Un vantaggio per i superstiti, senza predatori e competitori per il cibo, cominciarono a riprodursi e a evolvere: nel giro di milioni di anni colonizzarono il pianeta con nuove specie (radiazione).

Mors tua vita mea si potrebbe sentenziare.

Alla fine del Cretacico, vi fu una delle cinque estinzione di massa che hanno funestato il pianeta, non fu la più tragica, sparì "soltanto" il 75% delle specie viventi, ma è la più famosa e celebrata dal cinema.

Gli scienziati la indicano come estinzione K/T (al limite Cretacico-Terziario).

Tra gli estinti vi furono i gruppi delle ammoniti, delle rudiste, dei pterosauri (rettili volanti), dei plesiosauri (rettili acquatici) e, ovviamente, dei dinosauri.

Anzi no, a dire il vero, un gruppo di dinosauri

chiamati aviani sopravvisse all'estinzione e giunse a fino a noi: oggi li chiamiamo uccelli, ma questo già lo sappiamo.

Insieme agli aviani un altro gruppo di organismi famosi si avvantaggiò: i mammiferi. Presenti sul pianeta fin dal Triassico, una volta scomparsi i dinosauri, colsero l'occasione per diventare grandi, numerosi e intelligenti.

Incredibilmente alcuni gruppi di animali sembrano aver passato indenni l'apocalisse: coccodrilli, tartarughe, lucertole e serpenti non sembrano essere stati toccati dall'estinzione alla stregua dei mammiferi placentati e di altri gruppi. Questo è uno dei tanti misteri delle estinzioni.

Pochi paesi al mondo hanno luoghi dove l'evento K/T lasciò una traccia, in Italia le gole del Bottaccione, presso Gubbio (PG), costituiscono uno dei siti più conosciuti.

È una stretta valle scavata dal torrente Camignano nella quale scorre la statale 298, non vi aspettate però di trovarvi scheletri di dinosauri qui.

Le rocce sedimentarie, a grana finissima con maioliche e scaglia rossa (una marna calcarea), formatesi in zone di mare aperto (ambiente pelagico), contengono conchiglie fossili di piccole dimensioni: i foraminiferi.

Sono i resti di organismi unicellulari che vivevano in un oceano scomparso, lo stesso in cui si formarono queste rocce in un periodo di tempo che va dal 115 a 50 milioni di anni fa.

Fanno parte dell'Appennino Umbro-Marchigiano dove, 250 milioni di anni fa, quest'area era caratterizzata da un ambiente di piattaforma carbonatica. I movimenti tettonici fratturarono la piattaforma

[Figura 347] - La Gola del Bottaccione - Gubbio (PG) – da Wikipedia

e alcune sue parti si inabissarono. Su questi bacini profondi si depositarono calcari, marne e argille e proliferarono i foraminiferi.

Sollevati dall'orogenesi alpina, oggi questi strati costituiscono le pagine di un libro che raccontano la storia geologica a cavallo dell'estinzione Cretacica.

Seguendo l'evoluzione dei foraminiferi, il paleontologo svizzero Otto Renz e la paleontologa italiana Isabella Premoli Silva, si accorsero che gli strati documentavano l'estinzione di massa K/T.

Gli strati cretacei precedenti l'estinzione contengono conchiglie abbastanza grandi da essere visibili a occhio nudo, mentre, salendo verso gli strati superiore più recenti, a un certo punto i fossili lasciano il posto a esemplari minuscoli, poco diversificati, visibili solo con l'ausilio di un microscopio.

Come i grandi dinosauri lasciarono il posto a piccoli mammiferi e aviani, così i foraminiferi cretacei furono sostituiti dai loro simili più piccoli dopo la grande estinzione di massa.

Fu decimata il 78% della biodiversità dei foraminiferi planctonici ma, dai sopravvissuti, partì una nuova linea evolutiva dalla quale si differenziarono le specie che popolarono i mari odierni.

Gli strati del Bottaccione fotografano il mondo prima e il mondo dopo l'evento catastrofico attraverso la storia evolutiva di questi minuscoli esseri. Non solo, tra questi due affioramenti, un sottile strato di argilla scura, questa volta privo di fossili, segna il momento esatto in cui avvenne l'estinzione, 66 milioni di anni fa.

Come sappiamo, gli Alvarez trovarono grandi quantità di iridio in questo straterello, cosa che avvalora l'ipotesi che sia stata la caduta di un meteorite a porre fine all'era dei dinosauri e di tutti gli altri organismi che si estinsero in quell'occasione.

Non tutti sono d'accordo con questa teoria.

Per alcuni l'estinzione fa causata da imponenti eruzioni vulcaniche avvenute nel Decan (India) che avrebbero avuto delle tragiche ripercussioni su scala mondiale, portando all'estinzione di massa.

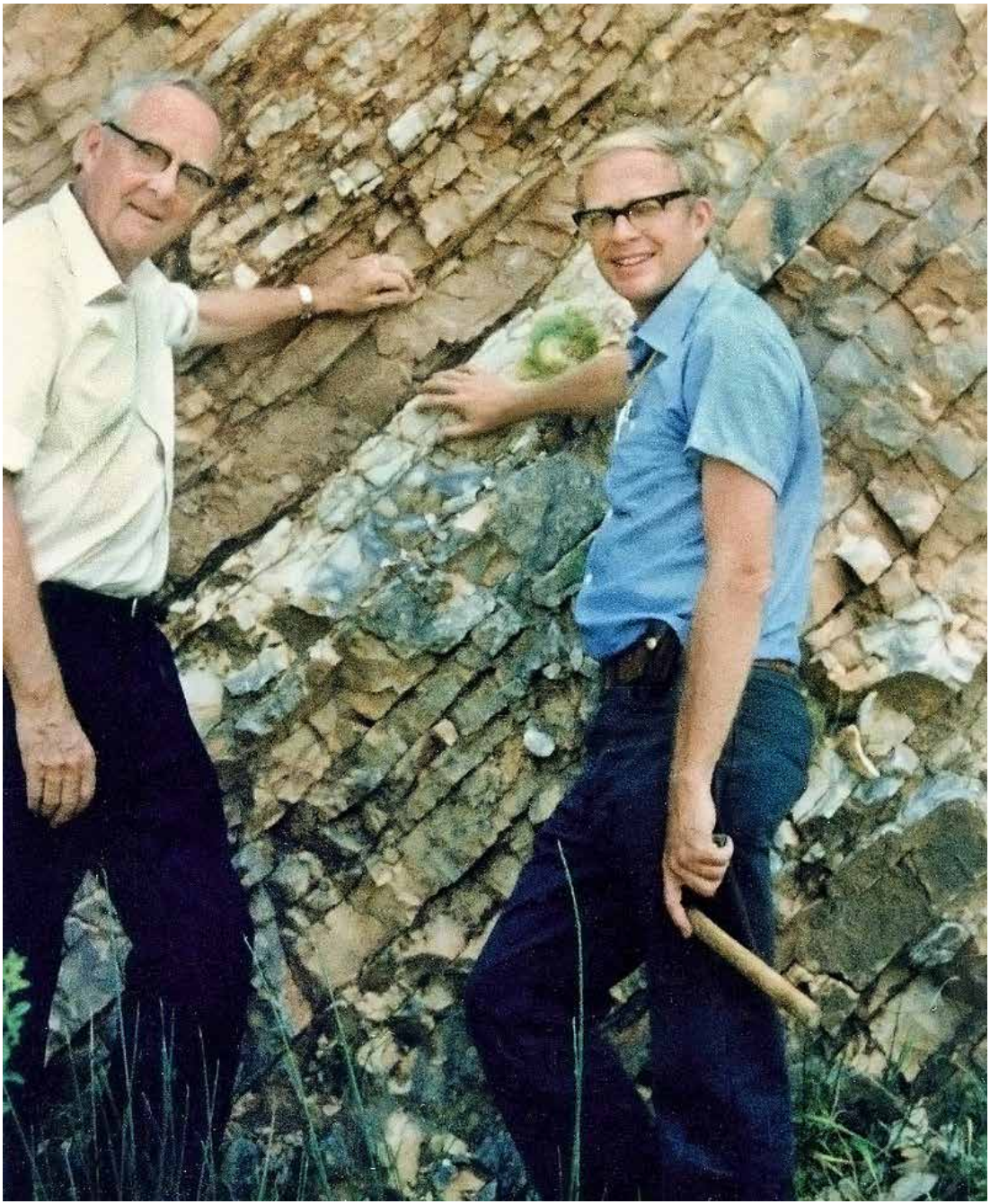
Pensate a un pianeta senza luce, con mari acidi, temperature polari, avvolto da una gigantesca nube di polvere. Così si presentava la Terra durante la catastrofe.

Con grandi eruzioni vulcaniche è stato messo in relazione un'altra particolarità dell'Appennino Umbro-Marchigiano, il **livello Bonarelli**. Si tratta di uno strato sedimentario datato Cretacico superiore. Al contrario della scaglia, ossidata dall'ossigeno contenuto nelle acque del mare e dunque di colore rosso, i sedimenti del livello Bonarelli hanno un colore nero.

Questo indica che si sono formate in un ambiente dove di ossigeno non ce n'era affatto. Questo livello ha un riscontro in tutto il mondo, e indica un evento anossico che interessò i mari del Cretacico superiore.

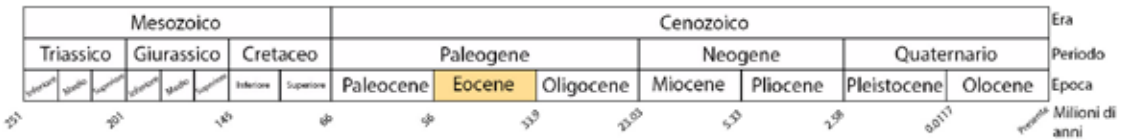
Una fortuna per paleontologi perché è in questo condizioni che si conservano e giungono fino a noi i fossili nel migliore stato di conservazione.

[Figura 348] - Il livello Bonarelli – da Wikipedia



[Figura 349] - Luis, a sinistra e suo figlio Walter Alvarez, a destra, al Limite K/T di Gubbio,1981 – pubblico dominio

Lo scontro continentale (Eocene)



Il Santuario della Verna

[Figura 350] - Santuario della Verna, Chiusi della Verna (AR) – ph M. Pregliasco

La roccia ha da sempre avuto rapporti molto profondi con la storia, l'economia e la religiosità dell'uomo. Luoghi come il Monte Penna della Verna (AR) poi, con pareti solcate da burroni e precipizi, evocano un legame con la spiritualità, il trascendente e il soprannaturale. Perfino a Dante non passò inosservata la rupe che così venne descritta nel XI canto del Paradiso *"Crudo sasso intra Tevero et Arno..."*.

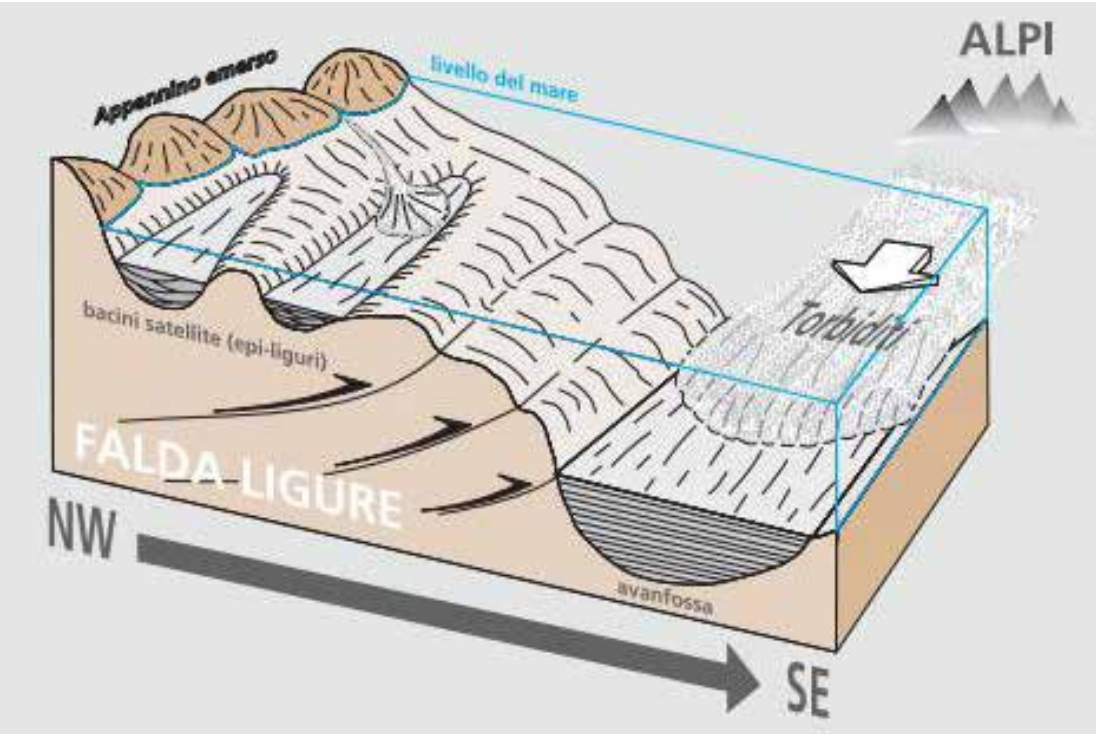
Qui, tra diavoli e dei pagani, trovò rifugio San Francesco d'Assisi e il monte divenne luogo di elezione della spiritualità francescana. Tornando alle cose terrene, per i geologi la rupe della Verna è in realtà un colosso con i piedi di argilla, costituita da calcari (Unità Epiliguri) che poggiano sulle infide argilliti (Unità Liguri).

Il peso della placca della Verna grava sulle argilliti che sono letteralmente spremute dal blocco che le sovrasta. È come calpestare la gomma da masticare: il materiale, plastico e flessibile, cede sotto il peso e viene estruso fuori.

Alla placca calcarea della Verna viene così a mancare letteralmente il terreno sotto i piedi, la placca si fraziona in blocchi che si abbassano e creano quelle suggestive e ampie fratture verticali nella roccia tra le quali trovò rifugio il *Poverello di Assisi* e che piacquero tanto al diavolo con cui Francesco ebbe qui più di uno scontro.

Non è soltanto Francesco ad aver alimentato le pagine della storia: anche le rocce della Verna hanno un viaggio molto antico da raccontare.

Le epiliguri a cavalcioni dell'oceano



[Figura 351] - Le Epiliguri – Fonte ignota

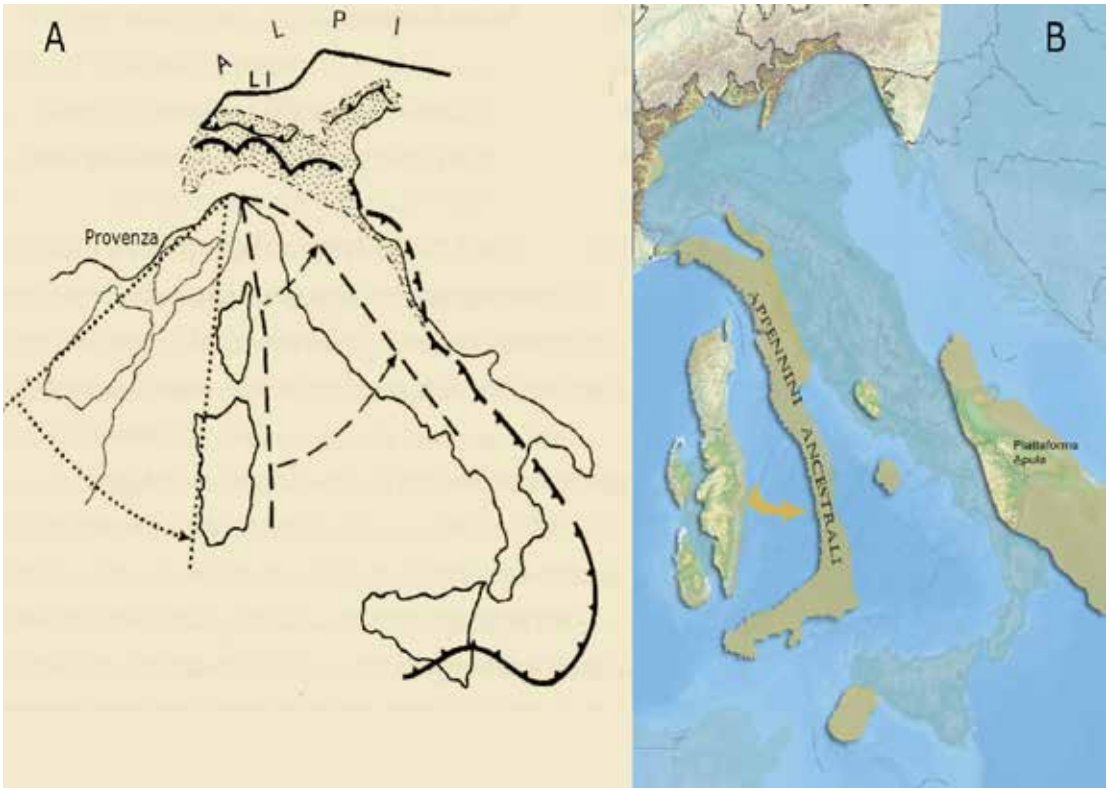
Nell'Eocene medio l'Oceano Ligure-Piemontese non c'era più, consumato e inghiottito sotto l'Europa. Ora a scontrarsi erano direttamente le due placche continentali europea e africana.

Sul cuneo di accrezione però continuavano a depositarsi sedimenti e nei bacini creati dal loro peso si depositavano le torbide. Erano mari più bassi rispetto ai fondali oceanici, ma comunque in grado di contenere grandi quantità di materiali. Proprio qui si formò, tra le altre, la sequenza sedimentaria su cui sorge il Santuario della Verna.

Questi bacini erano letteralmente a cavallo del cuneo di accrezione, per cui con scarsa fantasia i geologi li hanno chiamati semplicemente *piggyback*, dall'inglese "a cavalluccio". Di fatto i *piggyback* erano "in spalla" alle Unità Liguri, e per questo sono stati chiamati Unità Epiliguri.

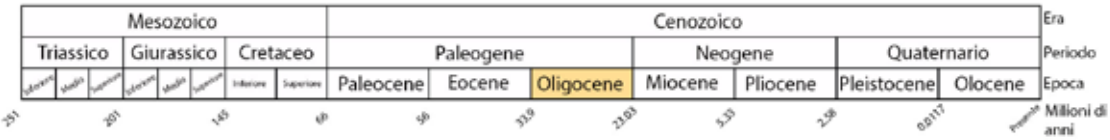
Attenzione però! Il cuneo di accrezione si era formato lungo le coste europee, che a quel tempo erano le coste della Corsica e della Sardegna.

Come hanno fatto le Epiliguri a finire sotto il Santuario della Verna in provincia di Arezzo?



[Figura 352] - (A) Oligocene:, la rotazione della Corsica e della Sardegna; (B) Miocene, situazione delle terre emerse, la catena appenninica avanza spinta dalla rotazione del blocco sardo-corso – da R. Gelati, A. Bosellini modificato

La rotazione della Corsica e della Sardegna (Oligocene)



Nell'Oligocene (28-30 milioni di anni fa) avvenne qualcosa di rivoluzionario. La Corsica e la Sardegna, che fino a quel momento se n'erano state buone buone attaccate al continente europeo, decisero di migrare verso oriente. Il motivo di questo spostamento è l'apertura del Bacino Balearico-Provenzale, un neonato oceano che cominciò con l'assottigliare e fratturare la litosfera continentale europea (fase di rifting) per poi aprirsi separando il blocco sardo-corso dalla Catalogna e dalla Provenza. La Corsica e la Sardegna ruotarono come un tergicristallo, con un movimento che faceva perno sul golfo di Genova, e si staccarono dalla Provenza e dalla Catalogna. Lo spostamento terminò nel Miocene inferiore (16-18 milioni di anni fa), quanto le isole raggiungono l'attuale posizione.

L'africana Adria vide arrivarsi addosso il blocco europeo sardo-corso: le due placche, che già si erano avvicinate, si scontrarono e da questa collisione prese il via l'orogenesi appenninica.

Assieme al blocco sardo-corso ruotò anche l'antistante cuneo di accrezione che, con le sue Unità Epiliguri, finì sopra Adria, raggiungendo aree che oggi si trovano nella Pianura Padana, in Toscana e in Emilia-Romagna. Ecco perché sotto il Santuario della Verna ci sono le argilliti.

L'arco calabro-peloritano: un terreno esotico

Osservando l'Italia da un punto di vista geologico, qualcosa sembra non essere al suo posto nella parte estrema dell'Appennino meridionale.

Sto parlando dell'Arco calabro-peloritano, una provincia geologica che va dalla Piana di Sibari allo stretto di Messina e comprende la punta nord-orientale della Sicilia (i Monti Peloritani).

È un'area ad alta intensità sismica, la sua crosta si è mossa in tempi molto recenti.

Nonostante queste montagne facciano geograficamente parte dell'Appennino, le rocce sembrano affermare il contrario.

Il basamento granitico di età Paleozoica (Sila, Serre, Capo Vaticano, Aspromonte, Peloritano) non ha alcun riscontro nel resto dell'Appennino Campano-Lucano e della Sicilia, ma è simile a quello presente in Sardegna.

Inoltre l'Arco calabro-peloritano è delimitato da due grandi faglie: la Linea di Sangineto a nord e quella di Taormina a sud.

L'interpretazione che hanno dato i geologi per spiegare tutto questo è che il blocco calabro- peloritano venga da un "altro mondo", è un terreno "esotico" arrivato qui dopo un lungo viaggio.

Si tratta di un frammento delle Alpi, che anticamente si trovava vicino alla Sardegna e alla Corsica.

Può sembrare strano, ma la geografia a

quei tempi era molto diversa e richiede un po' di immaginazione.

Durante il Cretaceo-Paleogene la catena alpina si estendeva con continuità da Vienna fino a Gibilterra, questa fascia orogenetica rappresentava la cicatrice (sutura) della collisione tra Adria e Europa, dove l'Oceano Ligure-Piemontese era scomparso.

La geologia della parte settentrionale della Corsica (il cosiddetto "dito"), delle Baleari, della cordigliera Betica, indica che, un tempo, la catena Alpina, si estendeva fino a qui.

A partire dall'Oligocene con la rotazione del blocco sardo-corso la catena venne smembrata.

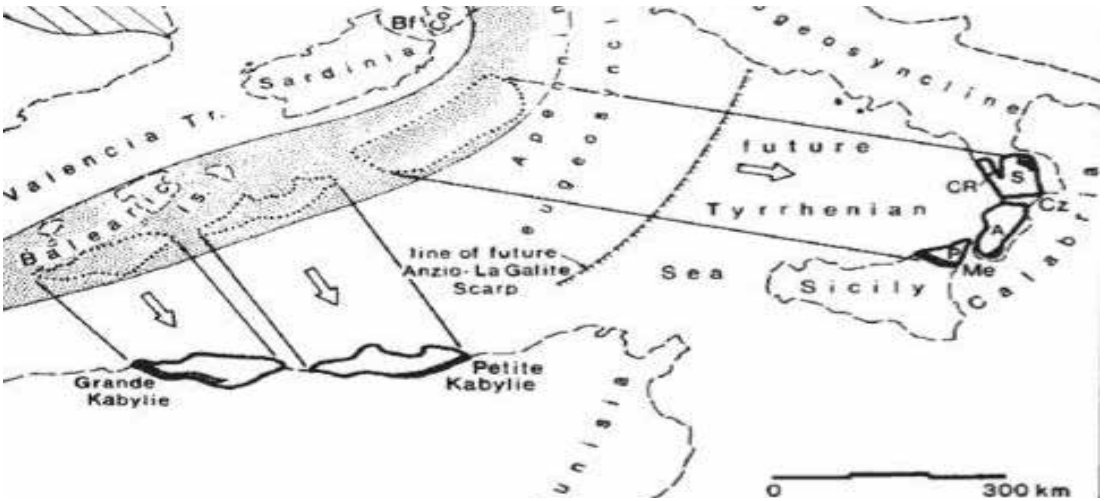
I suoi lembi dispersi verso sud-est, oggi si trovano al di sotto del Tirreno, altri furono accavallati sulla catena appenninica e costituiscono le falde dell'Arco calabro-peloritano e altri costituiscono la *kabilie algerine*.

Andando a ritrovare queste rocce nell'Arco Calabro-Peloritano è evidente che la parte settentrionale, fino a Catanzaro è geologicamente un po' diversa da quella meridionale.

Nell'area settentrionale si ritrovano i resti dell'Oceano Ligure-Piemontese, le ofioliti, o se volete le Pennidi delle Alpi alle quali assomigliano molto. Sopra di esse si accavalla il basamento cristallino di pertinenza africana, paragonabile all'*Austroalpino* delle Api e il tutto ricopre le rocce sedimentarie del vero e proprio Appennino.

Nell'Area meridionale non vi è traccia di ofioliti, mancano le tracce dell'"oceano giurassico", qui si trovano falde molto simili a quelle che si possono osservare in Sardegna, il che ci porta a pensare che siamo dinnanzi a crosta europea.

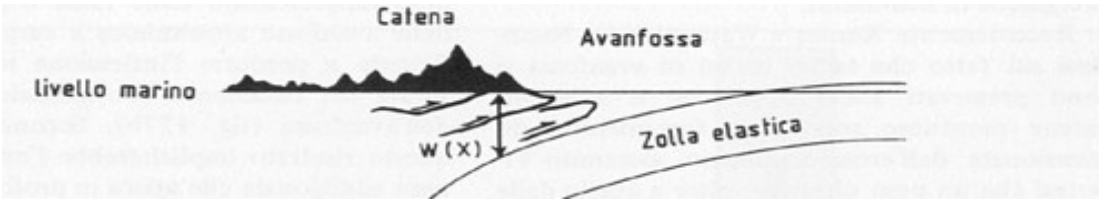
Insomma, la Calabria e i Monti Peloritani fanno più parte delle Alpi che non dell' Appennino secondo i geologi, mentre l'area meridionale dell'Arco calabro-peloritano è più europeo del Trentino-Alto Adige.



[Figura 353] - L'area del mediterraneo nel Cretaceo-Paleogene e messa a confronto con la situazione attuale – Da DEWEY et al.,1989

Le avanfosse

L'orogenesi appenninica, intanto, stava formando questa catena che si innalzava sotto la spinta del blocco sardo-corso. La litosfera, plastica, si piegò sotto il peso delle nascenti montagne e formò un profondo bacino nella zona antistante a quella in cui stava avvenendo l'orogenesi.
Una enorme avanfossa (così i geologi chiamano questa depressione) si frappose così tra Adria e gli Appennini.
Mano a mano che il blocco sardo-corso avanzò verso est, l'avanfossa iniziò a riempirsi con i sedimenti provenienti dalle terre emerse. Il peso dei sedimenti premeva ulteriormente sulla litosfera, provocando l'apertura di un avanfossa successiva. Si spiega così la serie di torbiditi che dall'estremo levante ligure si spinge fino alle Marche, in una successione di flysch che i geologi definiscono amichevolmente come "la triade".



[Figura 354] - La Formazione marnosa-arenacea, una delle più note torbiditi di avanfossa, in affioramento al Passo dei Mandrioli alle Scalacce (AR) – foto Wikipedia, Nicola Andrucci.

[Figura 355] - Il flysch in affioramento sull'Appennino Tosco-Romagnolo; veduta dal Monte Falterona sulla pianura romagnola – ph M. Pregliasco

La triade

Il nostro viaggio nella geologia dell'Appennino, iniziato con l'Oceano Ligure-Piemontese, prosegue ora verso est, in Toscana e nell'area Umbro-Marchigiana, dove a partire dall'Oligocene arriva "l'onda" dell'orogenesi appenninica.
All'inizio dell'Oligocene la sedimentazione delle torbiditi cambia. Nel periodo precedente (Cretaceo-Eocene) i *flysch* delle Unità Liguri erano sedimentati sulla crosta oceanica dell'Oceano Ligure-Piemontese, ed erano legati alla subduzione della crosta oceanica sotto i continenti. Una volta scomparso l'oceano, i *flysch* delle Unità Toscane e Umbro-Marchigiane cominciarono a sedimentare sulla placca continentale di Adria, testimoni della subduzione dell'africana Adria sotto il blocco sardo-corso europeo.
Lo scontro tra placche continentale aprì l'avanfossa a ovest degli Appennini, avanfossa in cui l'adiacente catena alpina riversava i suoi sedimenti. Le Alpi, che nell'Oligocene si erano già sollevate, iniziavano a essere erose dai fenomeni atmosferici. I frammenti di rocce vulcaniche, di gneiss, e di rocce metamorfiche che arrivavano da nord testimoniano la loro origine alpina.
Si formarono così tre grandi successioni terrigene (o silicoclastice se preferiamo riferirci al contenuti in silicati) distribuite nell'arco di 250 chilometri tra l'Appennino emiliano e l'Umbria. Sono tre torbiditi

[Figura 356] - La Marnosa-Arenacea in affioramento nel Parco Nazionale delle Foreste Casentinesi, mostra la sequenza di Bouma – ph M. Pregliasco.

di età sempre più giovane mano a mano che ci si sposta verso est: il **Macigno** si è formato nel Tardo Oligocene-Aquitaniano (33 milioni di anni fa), il **Cervarola** nell'Aquitaniano-Langhiano (23 milioni di anni fa) e la **torbidite Marnosa-Arenacea** nel Serravalliano-Tortoniano (13 milioni di anni fa). Abbiamo così fatto conoscenza della celeberrima "triade" (cfr. Gelati R. "Storia geologica del paese Italia").

Intanto nell'Appennino meridionale: il *flysch* numidico

Durante la sedimentazione della "triade" dell'Appennino settentrionale, il meridione d'Italia non stava certo a guardare.

Qui sedimentò un *flysch* che affiora per 200 chilometri da Gibilterra all'Appennino meridionale passando attraverso il Marocco, l'Algeria, la Tunisia e la Sicilia.

Secondo Gelati si distingue per l'alta percentuale di quarzo proveniente dall'erosione delle Arenarie Nubiane del cratone africano.

Il marmo

Michelangelo Buonarroti era una persona che non lasciava nulla al caso. Si recava personalmente nelle Apuane, in Alta Versilia, per scegliere personalmente i blocchi di marmo dai quali avrebbe ricavato le sue opere. Michelangelo non voleva brutte sorprese: voleva essere sicuro che il materiale non presentasse difetti di colore e di qualità.

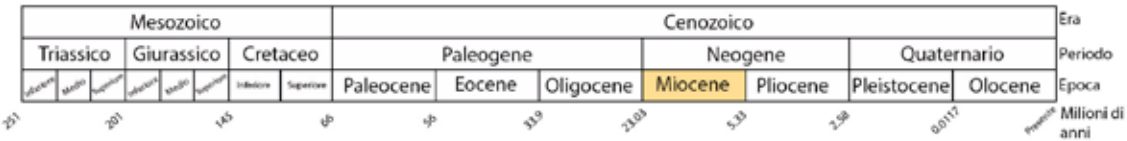
La storia dei marmi scelti da Michelangelo è avvincente, e lo è ancora di più se si pensa che la storia di quei blocchi è un'avventura di oltre duecento milioni di anni.

Nel Giurassico la Toscana era una scogliera corallina con un caldo mare tropicale. Sui suoi fondali si depositavano copiosamente i fanghi carbonatici destinati a diventare presto un bel calcare massiccio. Mare caldo e poco profondo erano le condizioni ideali perché il calcare potesse, in seguito, trasformarsi in una roccia ancora più compatta e uniforme, particolarmente apprezzata dagli scultori: il marmo.

Questo paesaggio così simile a quello delle Bahamas sparì nel corso dell'orogenesi appenninica, finendo a più di 20 km di profondità sotto il peso dei materiali che si accumularono successivamente. Ed è qui che si compì la meravigliosa trasformazione, il metamorfismo trasformò quei calcari in marmi. A temperature dell'ordine dei 350°C-450°C, i minerali aumentarono le dimensioni dei loro cristalli, che divennero più resistenti a quelle pressioni, ogni vuoto venne chiuso, ogni imperfezione cancellata: la roccia era oramai pronta per offrirsi alle mani capaci degli scultori.

Tuttavia, se le cose fossero rimaste cosi, Michelangelo avrebbe dovuto cercare il suo marmo da qualche altra parte perché nessuno avrebbe potuto tirarlo fuori dal profondo della crosta terrestre. A dargli una mano ci pensò l'apertura del Mar Tirreno, nel Miocene superiore (8 milioni di anni fa). Sotto la spinta dei moti dell'astenosfera la crosta terrestre posta tra il blocco sardo-corso e la neonata catena appenninica comincio ad assottigliarsi fino ad aprire il mare Tirreno. Si assottigliò anche la crosta che interessava il margine occidentale della Toscana, che venne intensamente fratturata. Alcune zone cominciarono ad abbassarsi mentre altre si alzarono, in un gioco di alti e bassi che portò all'innalzamento delle Alpi Apuane. Sottoposte all'azione del vento, all'acqua e al gelo le Apuane persero rapidamente la recente copertura sedimentaria esponendo così le antiche rocce giurassiche trasformate in marmi bianchi. Questo scorcio su quanto avvenne in un lontano passato è definito dai geologi *finestra tettonica*.

La crisi di salinità del Messiniano



[Figura 357] - Il messiniano – grafica M. Pregliasco da Ron Blakey

Circa 5,9 milioni di anni fa la placca europea e africana, dopo un lento avvicinamento, entrarono in collisione. Contemporaneamente una glaciazione causò l'abbassamento del livello marino e i movimenti tettonici innalzarono tutta l'area mediterranea. Lo Stretto di Gibilterra si restrinse e il Mediterraneo divenne un mare chiuso, soggetto a una intensa evaporazione che determinò un ulteriore abbassamento del livello delle acque, con la conseguente emersione di vaste aree. I fiumi cominciarono a erodere zone profonde. A quei tempi è probabile che il Rodano e il Nilo formassero cascate di 1500 metri di altezza!

Circa 4,8 milioni di anni fa l'acqua cominciò nuovamente a entrare dallo stretto di Gibilterra. Di tutto questo oggi ci restano imponenti sequenze evaporitiche, in particolare gessi messiniani che affiorano dalla Sicilia fino al Monferrato.

[Figura 358] - L'Italia nel Pliocene – disegno tratto da Alfonso Bosellini 2005

La scala dei Turchi

[Figura 359] - Scala dei Turchi Agrigento Sicilia – Gigi L. Filice da Wikipedia

"Passato un promontorio, la Scala dei Turchi gli apparse 'mprovisa. Se l'arricordava assai più imponenti, quanno si è nichi tutto ci appare più granni della realtà. Ma anche accussì ridimensionata conservava la sua sorprendente billizza. Il profilo della parte più alta della collina di marna candida s'incideva contro l'azzurro del cielo terso, senza una nuvola, ed era incoronato da siepi di un verde intenso. Nella parte più bassa, la punta formata dagli ultimi gradoni che sprofondavano nel blu chiaro del mare, pigliata in pieno dal sole, si tingeva, sbrilluccicando, di sfumature che tiravano al rosa carrico. Invece la zona più arretrata del costone poggiava tutta sul giallo della rina. Montalbano si sentì sturduto dall'eccesso dei colori, vere e proprie grida, tanto che dovette per un attimo inserrare l'occhi e tapparsi le orecchie con le mano. C'era ancora un centinaio di metri per arrivare alla base della collina, ma preferì ammirarla a distanza: si scantava di venirsi a trovare nella reale irrealtà di un quadro, di una pittura, d'addivintare lui stesso una macchia – certamente stonata – di colore. S'assittò sulla sabbia asciutta, affatato. E accussì stette, fumandosi una sigaretta appresso all'altra, perso a taliare le variazioni della tinteggiatura del sole, via via che andava calando, sui gradoni più bassi della Scala dei Turchi. Si susì al tramonto".

Andrea Camilleri, "La prima indagine di Montalbano" (2004)

La Scala dei Turchi è una bianchissima falesia a picco sul mare lungo la costa di Realmonte (AG).

Oggi la bellezza e la popolarità acquistata dai romanzi di Andrea Camilleri, quelli che hanno come protagonista il commissario Montalbano, la consacrano tra i luoghi più celebri della Sicilia.

Per accedervi ci si arrampica per una salita somigliante a una grandinata naturale che fa di questa scogliera qualcosa di unico. Dal punto di vista geologico si tratta di una testimonianza di ciò che avvenne dopo la crisi di salinità del Mediterraneo,

quando si riaprì lo Stretto di Gibilterra. Stiamo vedendo i primi sedimenti che si depositarono nelle acque oceaniche che si riversavano nel bacino del mediterraneo.

Si trattava di un ambiente di mare profondo, abitato da piccoli organismi pelagici - foraminiferi e coccolitofori - che, con i loro gusci calcari, costituiscono queste rocce unitamente ai minerali argillosi che arrivarono dalla terra ferma trasportate dal vento.

Questa formazione pliocenica è chiamata **Trubi** e riposa sulla sottostante formazione **Gessoso solfifera Messiniana**.

Quelli che sembrano scalini naturali sono in realtà gli strati che si sono depositati nel tempo, si nota il susseguirsi di colori diversi: grigio, bianco, beige e bianco che si ripetono ciclicamente.

Le rocce grigie e beige sono delle marne e contengono una maggiore quantità di argille - grigie se provenienti dall'Europa, beige se provenienti dal Sahara - e pochi carbonati. Al contrario le rocce bianche sono calcari costituiti quasi interamente da micro fossili carbonatici.

Questo implica che nel corso del tempo (parliamo di 2 milioni di anni) il clima è cambiato e con esso le condizioni di vita all'interno di quel mare profondo, favorendo la sedimentazione delle argille quando l'abbondanza degli organismi pelagici diminuiva.

È un fenomeno che già conosciamo, sono i cicli di Milankovitch legati alla precessione degli equinozi, all'obliquità dell'eclittica e alla variazione della eccentricità dell'orbita terrestre ad aver influito sul clima in modo così regolare.

La Scala dei Turchi è oggi un ottimo esempio di fenomeno geologico e astronomico che ha dato i natali a una spettacolare formazione.

[Figura 360] - Vista panoramica della Scala dei Turchi mostrante la ripetizione ciclica di strati di calcari marnosi e marne, che rispondo- no in modo diverso all'erosione determinando la formazione di una spettacolare gradinata. In sommità, le calcareniti pleistoce- niche, di colore bruno, poggiano in discordanza sui livelli più alti – da monografia "L'Oro del diavolo" - CSC dicembre 2022

Quasi come un riepilogo: il Gran Sasso d'Italia

[Figura 361] - Il Gran Sasso – ph Michele Pregliasco

La situazione geografica del Gran Sasso sembra fatta apposta per conferirgli valore simbolico e rappresentativo dei due caratteri più tipici, il montano e il marino, del nostro Paese: è il gruppo centrale e maggiormente elevato della catena che percorre tutta la Penisola. Dalle sue cime è visibile non solo il vicino Adriatico ma, nelle giornate terse, anche il lontano Tirreno. Complesso montuoso che si differenzia per caratteristiche, individualità e interesse alpinistico da tutti gli altri gruppi appenninici, il Gran Sasso richiama da lungo tempo escursionisti e arrampicatori sia dalle città e province prossime, sia da altre regioni italiane e straniere. Come può non risultare straordinaria, infatti, l'attrazione esercitata da una montagna che si eleva a quasi tremila metri in un contesto ambientale, paesistico e climatico così mediterraneo, così "meridionale"?

Da Grazini L., Abbate P. "Guida dei Monti d'Italia"

Ogni montagna, isola e località della Penisola, con le sue vicissitudini del passato antico e recente, appartiene a una storia geologica più grande, quella dell'Appennino.

Le rocce del gruppo montuoso del Gran Sasso raccontano bene le vicende geologiche che continuano, ancora oggi, a svolgersi senza che noi ce ne accorgiamo, se non per quegli eventi di tipo catastrofico che talvolta funestano il nostro Paese. Nel Triassico superiore (223 milioni di anni fa), questo territorio faceva parte di una piattaforma carbonatica estesa quanto l'Appennino centrale.

Nelle piane di marea, passanti nel tempo e nello spazio a lagune e bassi fondali, si depositava la successione ciclica della Dolomia Principale, magnificamente esposta alla base della parete Sud-Est del Corno Grande, sul Monte Prena e altri rilievi a sud di Campo Imperatore.

Nel Lias inferiore (200 M.a.) in un ambiente di piattaforma carbonatica con ampie lagune protette da margini bio-costruiti si depositò il Calcare Massiccio, oggi esposto sui settori più elevati del Corno Grande e in diverse altre zone della catena.

Un bacino embrionale (Bacino del Monte Camicia) interrompeva la continuità dell'antica piattaforma carbonatica: Africa e Europa si stavano separando e alcun zone della Tetide sprofondarono a causa della tettonica distensiva.

È qui che si formarono le Dolomie Bituminose del Norico, in un mare profondo e asfittico, che divenne sempre più aperto e ossigenato, fino a entrare a far parte di quello che i geologi chiamano Bacino Umbro-Marchigiano-Sabino.

Le Dolomie bituminose, ricche in materiali organici, sono considerate le principali rocce madri del petrolio attualmente estratto nell'Adriatico.

Nel Lias medio continua la tettonica distensiva, l'Oceano Ligure-Piemontese si stava espandendo, la piattaforma carbonatica si frammentò e alcune parti annegarono.

L'area corrispondente all'attuale Appennino centrale si trovò suddiviso in due grandi settori: la Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese a sud e il profondo bacino Umbro-Marchigiano-Sabino a nord.

Ebbene, l'area del Gran Sasso venne a trovarsi proprio a cavallo tra questi due domini paleogeografici, dove una zona di scarpata profonda 200-300 metri raccordava la piattaforma al mare profondo del bacino.

Oggi ritroviamo i calcari bio-costruiti, formatesi in ambiente di acque basse e ossigenate sui margini della piattaforma e i fanghi carbonatici di mare profondo che sedimentavano al piede della scarpata e nel bacino. Il margine e la scarpata erano sede di frane sottomarine e conseguenti correnti di torbida che depositavano detriti nel bacino antistante.

Questo paesaggio sottomarino era tutt'altro che uniforme: blocchi di piattaforma si elevavano dal fondale, formando atolli e isole emerse sui quali si interrompeva la sedimentazione.

Nel Cretaceo inferiore, con la deposizione della Maiolica, l'apporto torbiditico diminuisce e, nel Cretaceo superiore, con le grandi Rudiste si ebbe lo sviluppo di nuove scogliere organogene mentre in mare aperto veniva depositata la scaglia.

La sedimentazione carbonatica, iniziata nel Trias, prosegue fino a quando, nel Miocene superiore, questo settore dell'Appennino si trasformò in un deposito di avanfossa, con una sedimentazione terrigena torbiditica che oggi costituisce la Formazione della Laga.

Era iniziata la storia orogenetica del Gran Sasso, con un certo ritardo se si tiene conto che le Alpi erano già state strutturate da 50 milioni di anni, mentre da circa 15 milioni di anni era iniziata l'edificazione della catena appenninica a partire dai settori occidentali.

Questa ricostruzione, molto semplificata, mostra come attraverso l'analisi delle caratteristiche geologiche delle successioni sedimentarie sia possibile ricostruire la storia geologica del nostro paese.

Per chi volesse approfondire le conoscenze sulla geologia del Gran Sasso, consiglio il volume "Il gigante di pietra" di Leo Adamoli, dal quale ho attinto a piene mani per scrivere questo paragrafo e le note illustrative della carta geologica al 50.000 dell'Ispra.

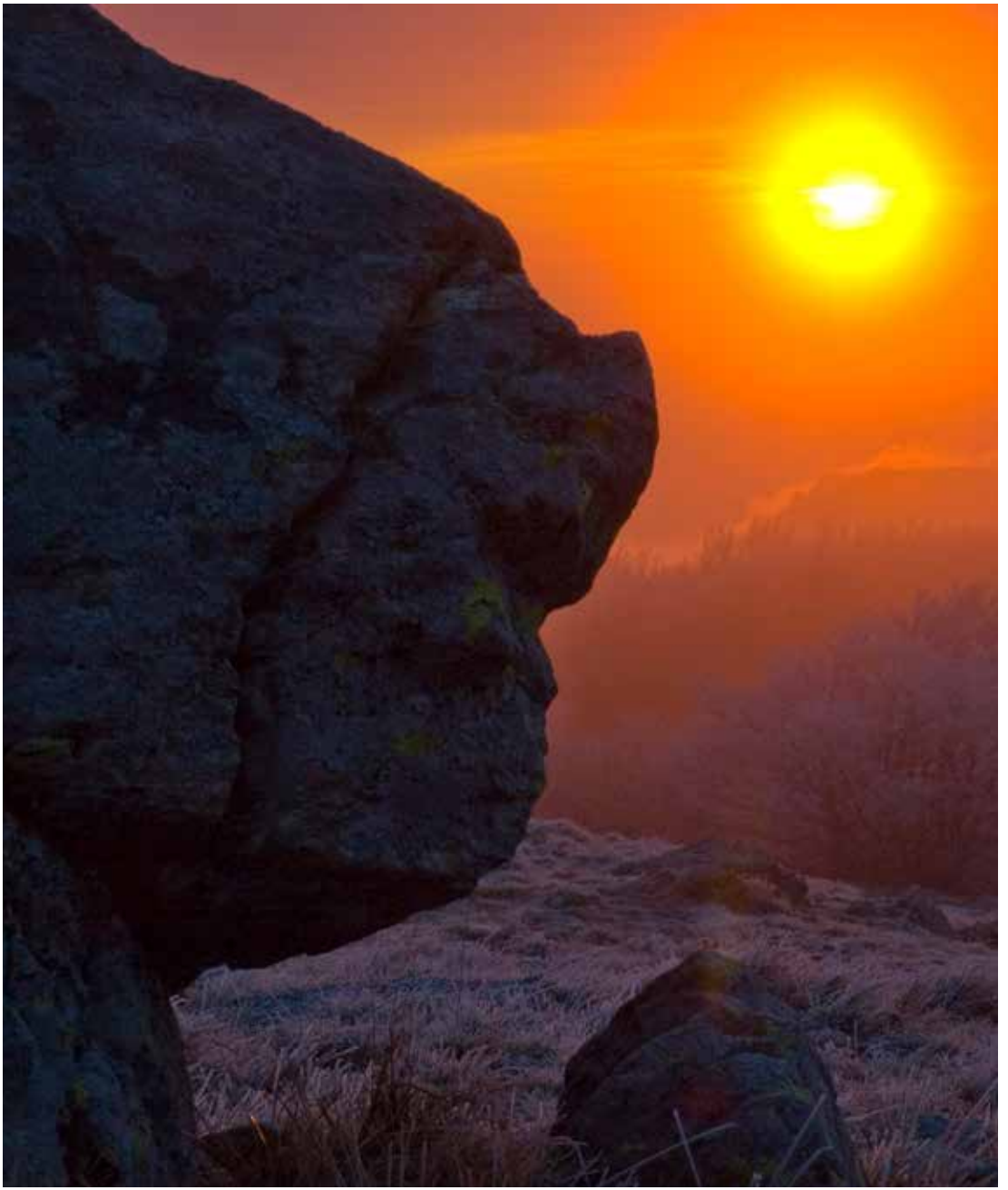
I Geoparchi dell'Appennino

Per ammirare da vicino questa lunga e straordinaria avventura, possiamo visitare i sette geoparchi degli Appennini. Il *Tuscan Mining Geopark*, in provincia di Grosseto, è uno dei due parchi geominerari italiani riconosciuti nella rete mondiale dei geoparchi. Il Geoparco delle Apuane è invece legato ai marmi che fin dai tempi dei romani hanno rappresentato una ricchezza economica per la Toscana.

La Primula di Palinuro (*Primula palinuri*) e il Pino loricato (*Pinus heldreichii*) sono i simboli rispettivamente del Geoparco del Cilento e del Geoparco del Pollino.

Nel Geoparco della Rocca di Cerere in Sicilia affiorano i depositi evaporitici della crisi messiniana, mentre nel Geoparco delle Madonie si scoprono i 200 milioni di anni di storia dell'isola.

[Figura 362] - Il Geoparco del Cilento – da Unesco



[Figura 363] - Rocce ofiolitiche nel Geoparco del Beigua – ph Michele Pregliasco

[Figura 364] - Civetta - Formazioni nei dintorni della Torre Trieste – ph. G. Margheritini

Conclusioni

[Figura 365 e 366 a destra] - "Funghi giganti" nella Riserva dei Ciciu del Villar (CN) – ph. G. Margheritini

Conclusioni

E siamo così giunti alla fine di questa affascinante storia, 200 milioni di anni in cui l'uomo è apparso all'ultimo momento: un battito di ciglia se rapportato al tempo geologico.

Speriamo solo che le attività umane non cambino, per sempre, questo pianeta con la stessa velocità.

Il mio augurio è di viaggiare per il mondo con nuovi occhi, quelli della geologia, e a proteggere ciò che la natura ha creato.

Un'ultima avvertenza, è possibile che in questo testo vi possano essere errori e omissioni, in parte dovuti alle esigenze di semplificazione e di divulgazione scientifica e in parte dovuti a errori, obsolescenza e interpretazioni errate delle fonti. Vi sarei molto grato se poteste segnalarmi quanto vi risulti non corretto.

Tenete comunque conto che questo è, e rimarrà, un testo divulgativo per il quale è necessario un certo grado di approssimazione per non complicare troppo l'argomento e contenerlo in un numero ragionevole di pagine.

Troverete in bibliografia testi più completi, tra cui quelli con un taglio divulgativo.

La redazione e io abbiamo cercato di tutelare al massimo il diritto d'autore delle immagini e delle citazioni: un lavoro di non poco conto che abbiamo fatto volentieri perché è giusto riconoscere i meriti di ognuno. Ciò non toglie che possiamo aver leso, involontariamente, il diritto d'autore di qualcuno. Nel caso fosse successo vi invitiamo a segnalarcelo: provvederemo immediatamente a modificare l'opera per ovviare al problema.

[Figura 367] - Appennino settentrionale - I Sassi di Roccamalatina (MO) – ph. G. Margheritini

Glossario

Questo glossario è ispirato al G.B. Vai, Guide Geologiche Regionali della Società Geologica Italiana, adattato e modificato alle esigenze di questo testo dall'autore.

[Figura 368] - Appennino settentrionale - Calanchi a Canossa – ph G. Margheritini

A

Accrescimento: porzioni continentali staccati dalla placca in subduzione e incorporate in quella sovrascorrente.

Acido, basico o intermedio: classificazione chimica delle rocce ignee basata sul contenuto in silice (SiO_2). Acide >62% (graniti, rioliti), intermedie 62-56% (sieniti, andesiti), basiche 55%-45% (gabbri, basalti) e ultrabasiche <45% (peridotiti).

Adria: microplacca ad affinità africana, in passato attaccata al Nordafrica (Promontorio Africano).

Alloctono: corpo roccioso, coltre di ricoprimento, ecc. rimosso meccanicamente (sradicato) dal luogo di formazione per trasporto tettonico.

Anatessi: fusione parziale di una roccia causata dal calore terrestre.

Andesiti: rocce ignee effusive di composizione intermedia, a struttura generalmente porfirica.

Anfiboliti: rocce metamorfiche basiche in facies anfibolitica e scisti verdi; derivano, in genere, dal metamorfismo di basalti e gabbri.

Anidrite: minerale costituito da solfato di calcio anidro che si forma in contesti evaporitici; in presenza di acqua si trasforma in gesso (solfato di calcio), con aumento di volume.

Anticlinale: piega con il nucleo formato dagli strati più antichi.

Appilamento: sovrapposizione meccanica di unità tettoniche in successione, a costituire una pila di coltri di ricoprimento.

Astenosfera: sottile strato fluido-viscoso, situato al disotto della litosfera, ad una profondità compresa tra 100 e 300 km. Fa parte del mantello superiore.

Attualismo: in filosofia della scienza, è il principio secondo il quale i processi naturali che hanno operato nei tempi passati sono gli stessi che possono essere osservati nel tempo presente.

Autoctono: corpo roccioso che non ha subìto trasporto tettonico dopo la sua formazione.

Avanfossa: area subsidente allungata, posta al fronte di una catena montuosa.

B

Basalto: roccia effusiva basica, costituita da fenocristalli di pirosseno, plagioclasio e olivina (in misura variabile) immersi in una pasta di fondo fine, talvolta vetrosa. Costituisce il livello superiore della crosta oceanica ed è pertanto uno dei termini delle ofioliti.

Basamento cristallino: la parte più antica e profonda della crosta, costituita da rocce cristalline.

Biotite: minerale micaceo scuro (femico), comune in rocce ignee acide e intermedie e in rocce metamorfiche derivate da granitoidi e peliti.

Breccia: roccia sedimentaria costituita da frammenti angolosi di misura superiore ai 2 mm.

C

Carbonatiche: detto di rocce sedimentarie composte essenzialmente da calcite-$CaCO_3$ o dolomite $CaMg(CO_3)_2$

Carniole: rocce sedimentarie di tipo carbonatico vacuolari e brecciate, spesso gessose, derivate da originarie alternanze di dolomie e anidridi per dissoluzione e riprecipitazione di evaporiti.

Catena Orogenetica: cintura stretta e allungata, indicata in superficie da un rilievo montuoso e caratterizzata in profondità

da inspessimento crostale e litosferico. È prodotta da forze compressive che causano accavallamento di unità tettoniche e appilamento di coltri tra due placche convergenti.

Clasto: frammento di roccia di qualsiasi natura e dimensione.

Clivaggio: proprietà di una roccia di rompersi lungo fratture secondarie allineate o altra tessitura planare fittamente spaziata.

Clorite: minerale, fillosilicato idrato di ferro magnesio.

Collisione continentale: scontro di porzioni continentali di placche litosferiche.

Copertura stratigrafica: successione di rocce sedimentarie o/e vulcaniche che ricopre il substrato roccioso in seguito a sedimentazione o a effusione.

Copertura tettonica: massa rocciosa sovrapposta ad altre masse in seguito a dislocazione.

Corrente di torbida: massa d'acqua che contiene in sospensione materiali terrigeni; per gravità discende lungo i pendii sottomarini originando depositi gradati e laminati (torbiditi).

Cristallino: riferito alla crosta continentale essenzialmente metamorfica.

Crosta terrestre: il più esterno degli involucri concentrici che costituiscono la Terra, si differenzia dal sottostante mantello per via della composizione chimica-mineralogica.

D

Deformazione: qualsiasi cambiamento di forma o di volume di un corpo roccioso.

Diagenesi: processi fisici, chimici e biologici capaci di trasformare un sedimento sciolto in una roccia coerente.

Discordante: detto della superficie primaria di separazione fra due corpi rocciosi successivi che marca un mancato parallelismo di giacitura (discordanza angolare), una lacuna temporale (non continuità), una differenza di stato deformativo (non conformità).

Dorsale oceanica: centro di espansione dei fondali oceanici che segna il limite tra due placche divergenti, vi corrisponde un rilievo montuoso costituito da effusioni basaltiche.

Duttile: comportamento plastico, senza perdita di coesione, di una roccia sottoposto a sforzo.

E

Eclogite: roccia derivata da un basalto o da un gabbro per metamorfismo di pressione molto elevata; è costituita da pirosseno onfacite e da granato.

Elmintoidi: tracce fossili di forma serpeggiante lasciate sui sedimenti del fondale marino da organismi probabilmente limivori.

Ercinico: ciclo orogenetico datato al Paleozoico superiore (tra 360 e 330 Ma circa), è preceduto da quello Caledoniano e seguito da quello Alpino.

Evaporite: roccia prodotta dalla precipitazione di sali per evaporazione di masse d'acqua.

F

Facies: associazione di alcune caratteristiche fisiche, chimiche e o biologiche che permettono di differenziare e quindi distinguere un corpo roccioso da un altro.

Facies metamorfica: associazione di minerali metamorfici stabile entro determinati intervalli di pressione e temperatura.

Faglia: Frattura di una roccia che comporta un movimento relativo dei due blocchi.

Falda tettonica: lembo di crosta terrestre che ha subito uno spostamento e una traslazione lungo una superficie di scorrimento.

Femico: detto di rocce ricche di minerali scuri (silicati di ferro e magnesio) come biotite, anfiboli, pirosseni e olivina.

Feldspati: gruppo di minerali silicati.

Fenocristallo: minerale con forma cristallina propria e dimensione notevoli rispetto ai cristalli della matrice di fondo.

Fillade: roccia metamorfica di basso grado costituita da: miche chiare, clorite, quarzo e albite (in proporzioni variabili). Protolite: sedimenti pelitico-arenitici.

Finestra tettonica: zona in cui l'erosione e/o il denudamento tettonico hanno smantellato le coltri superiori, mettendo a giorno le unità che ne erano ricoperte.

Flysch: successione di rocce sedimentarie clastiche, che si deposita nel corso di un'orogenesi, costituita tipicamente da alternanze cicliche di livelli di arenaria, e di argilla o marna.

Foliazione: struttura planare e penetrativa presente all'interno delle rocce.

Fossa oceanica: bacino marino profondo, di forma allungata, posto in corrispondenza della zona di subduzione di un margine convergente.

Fragile: comportamento rigido di una roccia che, sottoposto a sforzo, si rompe.

G

Gabbro: roccia intrusiva basica costituita da plagioclasio calcico, pirosseni, olivina e anfibolo. Costituisce il livello più profondo della crosta oceanica.

Graben: depressione tettonica delimitata da faglie dirette in un regime di tettonica distensiva.

Gradato: strato in cui le dimensioni dei granuli diminuiscono dal basso verso l'alto.

Gradiente geotermico: tasso di aumento della temperatura all'aumento della profondità nella crosta terrestre. Normalmente è di 30° C/Km.

Grado metamorfico: intensità del metamorfismo subite dalla roccia riferito alle condizioni di pressione e temperatura.

H

Horst: rilievo tettonico delimitato da faglie dirette.

I

Idiomorfo (euedrale): cristallo la cui forma è definita dalle facce cristalline tipiche della specie mineralogica.

Ignimbrite: deposito vulcanico derivato da un flusso piroclastico di alta temperatura emesso dal cratere durante un'eruzione esplosiva che si espandi velocemente su ampie superfici (nubi ardenti).

Intertidale: compresso tra i livelli medi di alta e bassa marea, quindi si trova a essere periodicamente emerso o immerso.

Intrusione: messa in posto di una massa magmatica all'interno della crosta terestre.

L

Lineazione: allineamento lungo una particolare direzione, solitamente perpendicolare a quella di massimo stress della roccia, di elementi lineari di vario genere.

Litosfera: l'involucro più esterno, rigido, della Terra, comprende il mantello litosferico e la crosta. Si differenzia dalla sottostante astenosfera per via delle sue caratteristiche fisiche.

M

Mantello Terrestre: involucro terrestre compreso tra il nucleo e la crosta. Rappresenta

circa l'84% del volume del Pianeta ed è costituito da roccia ultrafemica.

Margini convergenti: sono margini delle placche lungo le quali esse si avvicinano l'una all'altra.

Margini divergenti: sono i margini delle placche lungo le quali esse si allontanano l'una dall'altra.

Marmo: roccia metamorfica (metamorfismo regionale o di contatto) proveniente da un protolite sedimentario carbonatico.

Massiccio: blocco crostale costituito da rocce metamorfiche e/o magmatiche del basamento autoctono.

Metamorfismo: insieme delle trasformazioni mineralogiche e/o strutturali allo stato solido che una roccia subisce quando viene a trovarsi, nel sottosuolo, in ambienti fisico-chimici diversi da quelli in cui si è originata. È associato a eventi tettogenetici/orogenetici, distensivi e trasformi e a margini di corpi intrusivi.

N

Nicchia ecologica: spazio occupato da una specie o da una popolazione all'interno del suo habitat, inteso come modo di vivere, strategie di sopravvivenza, esigenze alimentari, territoriali e caratteristiche chimiche, fisiche e biologiche che ne condizionano l'esistenza in quel ambiente.

O

Oceano: mare caratterizzato da un fondale formato da crosta oceanica e dall'esistenza di una dorsale sommersa dalla quale vengono emessi i basalti.

Ofioliti: lembi di crosta e mantello oceanico sovrascorsi su aree continentali di catena.

Olivina: minerale silicato di ferro e magnesio, componente principale del mantello terrestre. Comune in alcuni tipi di gabbri e basalti.

Orogenesi: l'insieme dei fenomeni geologici che portarono alla formazione delle catene montuose.

Ortogneiss: roccia metamorfica derivata da un protolite intrusivo di composizione acida o intermedia.

P

Paleogeografia: distribuzione degli oceani, mari e delle terre emerse nei diversi periodi della storia della Terra.

Paragneiss: roccia metamorfica di medio-alto grado di origine pelitico-arenitica.

Perisuturali: bacini allungati all'esterno del fronte di una catena orogenetica.

Piattaforma carbonatica: corpo roccioso omogeneo formato in un mare basso (<10m) e clima caldo di natura calcarea e di origine organica.

Piattaforma continentale: estensione geologica del continente in ambiente sottomarino sino a profondità di circa 200 m. È delimitata dalla scarpata continentale.

Piega: deformazione duttile di masse rocciose nella quale alcune superfici, in origine planari, vengono piegate o curvate.

Pirosseni: minerali silicati di calcio, magnesio e ferro costituenti fondamentali dei basalti, gabbri e peridotiti.

Placca: porzione di litosfera terrestre, in movimento relativo sopra l'astenosfera. Nel tempo si accresce per espansione oceanica (margini divergenti) o si consuma per subduzione (margini convergenti).

Plagioclasi: minerali, feldspati sodico-calcici. Componenti fondamentali di tutte le rocce magmatiche e metamorfiche, comune in quelle sedimentarie.

Protolite: l'originaria roccia prime che subisse un fenomeno di metamorfismo.

Plutone: corpo magmatico intruso e consolidato in profondità.

Porfirica: struttura di roccia vulcanica o di filone, caratterizzata da minerali ben cristallizzati (fenocristalli) entro una matrice vetrosa o di cristalli molto piccoli.

Pressione: forza che agisce su una superficie, può essere orientata, cioè con valori diversi in differenti direzioni; idrostatica, con valori uguali in tutte le direzioni; litostatica, legata alla profondità e dunque al peso delle rocce sovrastanti.

Prisma di accrezione: struttura formata da unità rocciose sovrascorse le une sulle altre (coltri e accavallamenti) alla fronte di un margine attivo di placca durante la subduzione.

R

Raccorciamento crostale: riduzione areale della crosta terrestre determinata da compressione, con formazione di coltri, accavallamenti e pieghe.

Rift, Rifting: una fossa stretta, limitata da faglia normali o trascorrenti, lungo una fascia estensiva di assottigliamento e spaccatura della litosfera continentale.

Riolite: roccia ignea effusiva acida, composizione analoga al granito.

S

Scaglia tettonica: corpo roccioso relativamente sottile limitato sopra e sotto da superfici di scorrimento in una zona di accavallamento.

Scisti verdi: facies metamorfica caratterizzata da associazioni di albite, clorite miche chiare, ecc.

Scistosità: tessitura planare delle rocce metamorfiche causata dall'isorientazione dei minerali di neoformazione di forma lamellare o tabulare.

Sequenza: termine generico per successione; termine specifico per indicare una successione di strati o corpi rocciosi ripetuti nello stesso ordine.

Sinclinale: piega con il nucleo formato dagli strati più recenti.

Sopratidale: che si trova al di sopra del livello medio dell'alta marea, viene raggiunto dall'acqua solo in caso di mareggiata, o durante le maree sizigiale.

Stress: Tensione dovuta all'applicazione di una forza che, agendo su una massa rocciosa, tende a deformarla.

Stromatolite: Struttura a lamine piane o ondulate subparallele mm-cm osservabili in rocce carbonatiche, formate da precipitazione di carbonato di calcio e intrappolamento di micrite a opera di tappeti battericie algali.

Subditale: che si trova al di sotto del livello medio di bassa marea.

Subduzione: scorrimento di una placca litosferica sotto un'altra placca e il suo conseguente trascinamento in profondità nel mantello.

Subsidenza: abbassamento del fondo di un bacino.

Successione stratigrafica: sequenza ordinata di unità rocciose di ogni tipo (ignee, metamorfiche e sedimentarie) in rapporto stratigrafico di sovrapposizione una sopra l'altra o di intersezione, caratteristica di una regione.

T

Tegumento: insieme di formazioni che rivestono un basamento cristallino, con il quale si deforma in maniera solidale.

Terrigeno: detto di materiali detritici provenienti dall'erosione delle terre emerse e deposti in mare.

Tessitura: aspetto o caratteristiche fisiche

di una roccia derivata da dimensione, forma disposizione spaziale e rapporti reciproci dei granuli o minerali costituenti.

Tetide: grande insenatura dell'oceano Pantalassa entro la Pangea. Nel Mesozoico separava prima i supercontinenti Laurasia e Gondwana, poi Eurasia e Africa.

Tettonica: disciplina che studia la deformazione delle rocce.

Tettonica a placche: supermodello geodinamico globale che interpreta in maniera unitaria e semplice la maggior parte dei processi geologici, per mezzo della dinamica delle placche litosferiche.

Tidale: detto delle variazioni del livello marino causato dalle maree.

Torbidite: deposito di corrente di torbida, solitamente gradato e con caratteristica sequenza di strutture sedimentarie.

Trasgressione: innalzamento del livello marino e avanzata del mare sulle terre emerse.

U

Ultrafemico: detto di corpo roccioso costituito per più del 90% da minerali ferro-magnesiferi (femici) scuri.

Unità tettonica: corpo roccioso delimitato rispetto alle altre unità di una catena orogenetica da superfici di sovrapposizione meccanica; spesso si distingue dalle altre anche per posizione geometrica occupata nella pila di unità tettoniche sovrapposte, per età delle formazioni componenti, per tipo di successione stratigrafica, per area di provenienza inferita e per caratteri deformativi e metamorfici.

V

Varisico: porzione europea centro-occidentale della catena orogenetica ercinica.

[Figura 369] Appennino settentrionale - Il crinale per Monte Giovo - ph G. Margheritini

[Figura 370] Dolomiti - Successione di rocce sedimentarie nel gruppo delle Tofane – ph Marco Cabbai

Bibliografia

Bibliografia scientifica
Bibliografia divulgativa
Sitografia

[Figura 371] - Dolomiti - Il Cor nelle Pale dei Balconi (zona Pale di San Martino) - ph G. Paulis

Bibliografia scientifica

AA.VV. - *Verifica e aggiornamento triennale del piano regionale delle attivita' estrattive note di geologia generale*, REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA, 2012

AA.VV. - *Kinematics and extent of the Piemont–Liguria Basin – implications for subduction processes in the Alps*, in Solid Earth, 12, 885–913, 2021

AA.VV. - *A step towards unraveling the paleogeographic attribution of pre-Mesozoic basement complexes in the Western Alps based on U–Pb geochronology of Permian magmatism*, in Swiss Journal of Geosciences, 2020

AA.VV. - *The tectonometamorphic evolution of the Sesia–Dent Blanche nappes (internal Western Alps): review and synthesis*, in Swiss Journal of Geosciences, 107, 2020

AA.VV. - *Long-wavelength late-Miocene thrusting in the north Alpine foreland: implications for late orogenic processes*, in Solid Earth, 11, 2020

AA.VV. - *Peak Alpine metamorphic conditions from staurolite-bearing metapelites in the Monte Rosa nappe (Central European Alps) and geodynamic implications*, in Journal of Metamorphics Geology, 2021

AA. VV. - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*, in Eclogae geol. Helv. 97, 2004

AA. VV - *Geology of the Western Alps-Northern Apennine junction area: a regional review*, in Journal of the Virtual Explorer 36, Electronic Edition, 2010

AA. VV. - *The Monviso ophiolitic Massif (Western Alps), a section through a serpentinite subduction channel*, in Journal of the Virtual Explorer 16, 2004

AA.VV. *"Theropod and sauropod footprints in the Early Cretaceous (Aptian) Apenninic Carbonate Platform (Esperia, Lazio, Central Italy): a further constraint on the palaeogeography of the Central-Mediterranean area"*, Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., 83, 2008

ABBÀ T. – *Conoscere la geologia del veneto – dalle rocce più antiche alle piattaforme anisico-ladiniche, (Conoscere la geologia del veneto,1)*, Comitato Scientifico Veneto Friulano Giuliano del Club Alpino Italiano, Duck Edizioni, 2019

ADAMOLI L.,CALAMITA F.,PIZZI A. ,*"Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50000 foglio 349 Gran Sasso D'Italia"*

ADAMOLI L. "Il gigante di pietra", Carsa, 2002

AGUE J.J., KELLER D.S., *Quartz, mica, and amphibole exsolution from majoritic garnet reveals ultra-deep sediment subduction, Appalachian orogen*, in Science Advances, 2020

ARTINI E. – *Le rocce*, Hoepli, 1986

AVANZINI M., CALDONAZZI M. – *Storia geologica del Tentino*, Albatros, 2011

BAIRD W.J., *The scenary of Scotland – The structure beneath*, National Museum Scotland, 2009

BALESTRO G., FIORASO G., LOMBARDO B., *Geological map of the Monviso massif (Western Alps)*, Taylor & Francis, 2013

BALLEVRE M., MANZOTTI P., DAL PIAZ G.V. - *Pre-Alpine (Variscan) Inheritance: A Key for the Location of the Future Valaisan Basin (Western Alps)*, in Tectonics 37, 2018

BALLY, CATALANO, OLDOW - *Elementi di tettonica regionale*, Bologna, Pitagora Editrice, 1985

BARTIMORO A., "*Studio paleobotanico dei giacimenti del Cretacico della Campania (Italia). Aspetti tafonomici, paleoecologici, stratigrafici e sedimentologici*", Università degli Studi di Napoli "Federico II", 2007

BENTON M.J. "*Paleontologia dei vertebrati*", Franco Lucisano, 2000

BERGOMI M. A., DAL PIAZ G. V., MALUSÀ M. G., MONOPOLI B., TUNESI A., *The Grand St Bernard-Briançonnais Nappe System and the Paleozoic Inheritance of the Western Alps Unraveled by Zircon U-Pb Dating*, in Tectonics 36, 2017

BERTOLDI L., PICCIN G. – *Albiano tra porfido e geologia,* Alcione Edizioni, 2011

BERTOK C. et al. – *Geotur del Maguareis – un viaggio lungo 300 milioni di anni nella storia della Terra,* Fraternali Editore, 2017

BOSELLINI A. - *La Terra dinamica,* Bologna, Zanichelli, 2011

BOSELLINI A., FANTINI F. – *La dinamica esterna della Terra*, Zanichelli, 2011

BOSELLINI A. - *Storia geologica d'Italia,* Bologna, Zanichelli, 2005

BOSELLINI A. – *La storia geologica delle Dolomiti*, Nuove Edizioni Dolomiti, 1989

BROWN G.C., MUSSET A.E. - *La Terra inaccessibile*, Bologna, Pàtron, 1985

BUCHER K., WEISENBERGER T.B., WEBER S., KLEMM O., CORFU F. - *The Theodul Glacier Unit, a slab of pre-Alpine rocks in the Alpine meta-ophiolite of Zermatt-Saas, Western Alps,* in Swiss Journal of Geosciences, 2020

CALANDRI G. – *Geologia e carsismo dei flysch ad elmintoidi della Liguria occidentale,* G.S. Imperia CAI,1994

CARULLI G.B. – *Carta geologica del Friuli Venezia Giulia scala 1:150.000*,Firenze, S.E.L.C.A., 2006

CHAMBERS J., MITTON J. – *Dalla polvere alla vita,* Milano, Hoepli, 2016

CHOPIN C., HENRY C., MICHARD A. - *Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps,* in European Journal of Mineralogy, January 1991

CICACCI S. - *Le forme del rilievo - atlante illustrato di geomorfologia*, Mondadori, 2010

COLI M., E. LIVI, C. TANINI - *La pietra serena dal macigno di fiesole*, Università di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra

COTECHIA V, "*Le acque sotterranee e l'intrusione marina in Puglia:dalla ricerca all'emergenza nella salvaguardia della risorsa*", 2014

DAL PIAZ G.V., GOSSO G. - *Le moderne interpretazioni tettoniche delle Alpi,* In: Cento anni di geologia italiana.Voi. giub. I Centenario S.G.I., Bologna, 1984

DAL SASSO C., MAGANUCO S. , "*Scipionyx samniticus (theropoda: compsognathidae) from the lower cretaceous of italy*", in Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano, 2011

D'AMICO C. – *Le rocce metamorfiche,* Patron, 1973

D'ARGENIO B., INNOCEDNTI F., SASSI F.P. – I*ntroduzione allo studio delle rocce,* Utet, 1994

DRAGONI M. – *Terrae motus – La sismologia da Eratostene allo tsunami di Sumatra*, Utet, 2005

DRYBURGH P.M. et al. – *Assynt – The geologists' Mecca,* Edinburg Geological Society, 2014

DUFF D. – *Principi di geologia fisica di Holmes*, Piccin, 1998

DUNHAM K.C. – *Geological Map of the*

British Island – scale of 25 Miles to One inch, British Geological Survey, 1969

GASPERI G.- *Geologia regionale* Bologna, Pitagora Editrice, 1995

GELATI R. - *Storia geologica del paese Italia*, Parma, Diabasis, 2013

GIACOMELLI L., SCANDONE R. – *Vesuvio – Pompei Ercolano – Eruzioni e escursioni,* Be-MA, 2001, (Paesaggi geologici).

GILLEN C. – *Geology and landscape of Scotalnd* - second edition, Dunedin, 2013

GIORDANO D. – *L'albero delle rocce - guida al sentiero didattico per imparare a riconoscere le rocce,* Albero degli Alberi fattoria didattica, 2015

GOODENOUGH M., KRABBENDAM M. – *North – A geological guide to the West Highlands of Scotland,* National Museum Scotland, 2011

GUILDFORD C, MACKENZIE W.S., YARDLEY B.W.D. – *Atlante delle rocce metamorfiche e delle loro microstrutture,* Zanichelli,1992.

FACCINI F., MARESCOTTI P., ROBBIANO A. – *La val Graveglia – un tesoro geologico nell'Appennino Ligure,* Ente Parco dell'Aveto, 2000

RICCI LUCCHI F. – *Sedimentologia,* Clueb, Bologna, 1980

RICCI LUCCHI F. – *I ritmi del mare*, Nis, 1993

LUPI L. et al. – *Vulcani*, Silvana Editoriale, 2016

FROITZHEIM N., KURZ W. - *The Exhumation of Eclogite-Facies Metamorphic Rocks - a Review of Models Confronted with Examples from the Alps*, in International Geology Review · Agosto 2002

FROITZHEIM N. - *Origin of the Monte Rosa nappe in the Pennine Alps-A new working hypothesi,* in Geological Society of America Bulletin · May 2001

GIACOMELLI L., SCANDONE R. – *Vulcani d'Italia*, Liguore Editore, 2007

GIORDANO D. et al. – *Nuovi dati sulla composizione delle dolomite nelle Alpi Orientali,* Antiga, 2020

HELLMAN H. – *Le dispute della scienza – le dieci controversie che hanno cambiato il mondo,* Cortina Editore, 1999

ISPRA, *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1-50.000* – foglio 215 Bedonia

ISPRA, *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1-50.000* – foglio 214 Bargaglia

ISPRA, *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1-50.000* – foglio 265 Bagno di Romagna

ISPRA, *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1-50.000* – foglio 260 Viareggio

ISPRA - *Note illustrative della carta geologica alla scala 1:50.000* foglio 070 Monte Cervino, Servizio Geologico d'Italia.

ISPRA - *Note illustrative della carta geologica alla scala 1:50.000* foglio 089 Courmayeur, Servizio Geologico d'Italia

KLEIN C. – *Mineralogia*, Zanichelli, 2004.

LAGABRIELLE Y. et al. – *Le visage sous-marine de la terre. Éléments de géodynamique océanique*,CCGM/CGMW, 2005

LONZI L., AZZALINI M. (a cura di) – *La via delle dolomia – il viaggio della roccia nelle Alpi Dolomitiche,* Antiga, 2020

MALUSÀ M. G. - *La geologia della conca d'Aosta: il substrato*, in Geologia dell'ambiente 2, 2017

MAIR V. et al. – *Foglio 026 Appiano*, Ufficio Geologia Provincia Autonoma di Bolzano, 2013, (Guida ai percorsi geologici,26)

MANZOTTI O., BALLÈVRE M., ZUCALI M., ROBYR M., ENGO M. - *The tectonometamorphic evolution of the Sesia–Dent Blanche nappes (internal Western Alps): review and synthesis*, in Swiss Geological Society, 2014

MANZOTTI, P., MÜNTENER, O., SCHMID, S. et al - *Dynamics of collisional mountain ranges: a progress report on the Alps Special Issue on the results from the 14th Emile Argand Alpine Workshop,* Sion 2019, Switzerland. Swiss J Geosci 114, 10 (2021)

MARTINIS B. – *La fragilità del Bel Paese – geologia dei paesaggi italiani*, Dedalo, 2003.

MATTIAS P. – *Minerali e rocce – guida al riconoscimento macroscopico*, Edizioni ingegneria 2000, 1994

MCKIRDY A., et al. – *Land of mountain and flood – the geology and landforms of Scotland,* Birlinm Lmited, 2009

MIETTO P., BELVEDERE M.,BARBURI M. – *Dinosauri nelle Dolomiti,* Fondazione G.Angelini, 2012

MORBIDELLI L. – *Le rocce e i loro costuenti*, Scienze e Lettere, 2004

MOTTANA A. et al. – *Minerali e rocce,* Mondadori, 2004

MUGNOS S. – *Vulcani quali rischi?*, Macro Edizioni, 2011

MUSSET A.E., BROWN G.C. – *La Terra inaccessibile*, Pàtron, 1985

NAZZARO A. – *Il vesuvio – storia eruttiva e teorie vulcanologiche,* Liguori Editore, 2001

NEGRETTI G. – *Fondamenti di petrografia*, McGraw-Hill, 2003

NOSOTTI S, TERUZZI G. – *Natura Rivista di Scienze Naturali - I rettili di Besano-Monte San Giorgio - Dicembre 2008 V.98*, Società Italiana di Scienze Naturali, 2008

OROMBELLI G., CASSINIS G., GAETANI M. (a cura di) – *Una nuova geologia per la Lombardia*, Led, 2010

PALMA M. - *Inquadramento biostratigrafico della sezione paleocenico-eocenica del torrente terche (mel, bl)*, Tesi di laurea, Università di Padova

PANCHUK KARLA - *Physical Geology,* Physical Geology First University of Saskatchewan, 2019

PANTET, A., EPARD, JL. & MASSON, H. MIMICKING - *Alpine thrusts by passive deformation of synsedimentary normal faults: a record of the Jurassic extension of the European margin (Mont Fort nappe, Pennine Alps)*, Swiss J Geosci 113, 13 (2020)

PFIFFNER O.A. - *Geology of the Alps*, Wiley Blackwell, 2014

PINNA G., TERUZZI G. – *Natura Rivista di Scienze Naturali - Il giacimento paleontologico di Besano volume 82 fascicolo 1,* Società Italiana di Scienze Naturali, 1991

POGGI E. – *Rocce delle Liguria*, Piviere Edizioni, 2011

PRESS F., SIEVER R., GROTZINGER J., JORDAN T.H. – *Capire la Terra*, Zanichelli, 2006

RIDER M., HUTTON'S ARSE, *3 billion years of extraordinary geology in Scotland's Northern Highlands*, Rider-French Consulting Ltd., 2005

ROBERTS J. L. – *The Highland geological trail,* Edinburgh, Luath Press Limited,1998

ROBERTS J. L. – *Guida alle strutture gologiche,* Franco Muzzio, 2002

POGGI E. - *Rocce di Liguria,* Gavi, Il Piviere, 2011

ROSALIND J. – *Mull - In the making*, Craigmore Publications, 2014

ROSENBERG C. L., BELLAHSEN N., RABAUTE A., GIRAULT J.-B.- *Distribution, style, amount of collisional shortening, and*

their link to Barrovian metamorphism in the European Alps, in Earth-Science Reviews 222 ,Elsevier, 2021

SCALERA G., MELONI A. – *L'evoluzione del pianeta Terra – la geofisica, tra certezze e nuovi confini*, edizioni Dedalo, 1991

SCHLUNEGGER, F., KISSLING E. - *Slab Load Controls Beneath the Alps on the Source-to-Sink Sedimentary Pathways in the Molasse Basin*, in Geosciences 12, 2022

SCHMID, S.M., CVETKOVI□, V., ŠARI□, K. et al. - *Preface: Special issue - The Alps as part of a larger system of Circum-Mediterranean orogens: papers presented at the 13th Alpine Workshop held in Zlatibor (Serbia)*. Swiss J Geosci 112, 1–2 (2019)

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA – *Alpi Liguri,* Milano, BE-MA editrice, 1991

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA – *Alpi dal M.Bianco al Lago Maggiore*, Milano, BE-MA editrice, 2004

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA – *Alpi e Prealpi Carniche e Giulie*, Milano, BE-MA editrice, 2002

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA – *Puglia e Monte Vulture*, Milano, BE-MA editrice, 1999

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA – *Alpi e Prealpi Lombarde,* Milano, BE-MA editrice, 2002

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA - *Appennino Ligure-Emiliano,* Milano, BE-MA editrice, 2002

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA - *Appennino Tosco-Emiliano,* Milano, BE-MA editrice, 2004

STAMPFLI G.M., BOREL G.D., MARCHANT R., MOSAR J. - *Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions,* In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002. *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. Journal of the Virtual Explorer, 7, 75, 2022

STECK A., MASSON H., ROBYR M. - *Tectonics of the Monte Rosa and surrounding nappes (Switzerland and Italy): Tertiary phases of subduction, thrusting and folding in the Pennine Alps,* Swiss Geological Society, 2015

TERRANOVA R - *Le ardesie della Liguria dalla geologia all'arte,* Genova, Erga Edizioni 2010

TIBALDI A. – *Fondamenti di geologia strutturale*,Lulu Press,2015

TOMASONI R., VISINTAINER M. – *Geological landscape – paesaggio geologico trentino,* Curcua&Genovese, 2012

TORSVIK T.H., ROBIN L., COCKS M. – *Earth history and palaeogeographs,* Cambridge, 2017

TUCKER M.E. – *Geologia del sedimentario*, Dario Flacovio, 2010

VAN DER PLUIJM B.A., MARSHAK S. et al. – *Earth structure*, Norton, 2004

VAUGHAN-HAMMON, J. D., CANDIOTI, L.G., DURETZ, T., & SCHMALHOLZ, S. M. - *Metamorphic facies distribution in the Western Alps predicted by petrological-thermomechanical models of syn-convergent exhumation,* in Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 23, 2022.

VEZZOLI L. – *La storia geologica della provincia di Como*, Maggioli, 2010

WEZEL F.C. – *Compulsare gli archivi della Terra – Una introduzione alla stratigrafia conescienza integrata,* Bollate Boringhieri,2004

WIDMER H. – *Guide du relief Alpes françaises du Nord,* Challes-Les-Eaux, Gap, 2022

WIDMER H. – *Guide du relief Alpes du Sud ed Provence*, Challes-Les-Eaux, Gap, 2012

Bibliografia divulgativa

AA. VV. – *Geologia e turismo in provincia di Cuneo 3v.*, Avigliana, 2010

AA. VV. – *Dolomiti la spettacolare rinascita di un arcipelago*, Forlì, Itaca, 2004

AVANZINI M. et al. – *Le orme dei dinosauri del castello di San Gottardo a Mezzocorona*, La grafica s.r.l., 2010

AVANZINI M., WACHTLER M. – *Dolomiti – La storia di una scoperta*, Bolzano, Athesia,1999

Avanzini M. , Kustatscher E. – *La gola del Bletterbach storie nella roccia,* Geoparc Bletterbach, 2011

ANFOSSI R.,ARBARELLI C. - *Il sentiero dei flysch*, Genova, Sagep Editori, 2011 (Itinerari geologici in Liguria,4)

BARBARA C. – *Le vie del conglomerato - due itinerari geologici nel Parco di Portofino*, Parco di Portofino Edizoni, 2008 (Itinerari Geologici in Liguria 2)

BARILLÀ P., BLATTO M. – *Geologia e forme del paesaggio per escursionisti*, L'Escursionista Editore, 2007

BIZZARRINI F. – *Guida alla geologia del parco,* Ente Parco Paneveggio Pale di San Martino, 2009

BOZZI M.L., CAMANNI S. – *Turista per scienza,* Franco Muzzio Editore, 1996

BRANCUCCI G.,PALIAGA G. – *Atlante dei geositi delle Liguria,* Grafiche Amadeo, 2007

BRYSON N. – Breve storia di (quasi) tutto, Tea, 2008

BURLANDO M., FIRPO M.,QUEIROLO C. – *Alla scoperta del Beigua Geopark,* Genova, Sagep Editori 2008, (Itinerari Geologici Liguria,3)

CABELLA R. et al. – *L'anello del Cantomoro sentiero "ofiolitico"* ,Genova, Erga Edizioni 2005 (Itinerari Geologici Liguria,1)

DELLANTONIO E. – *Geologia delle valli di Fiemme e Fassa,* in La vallata dell'Avisio , B.I.M dell'Adige, 1996

DAL SASSO C., BRILLANTE G. *"Dinosauri italiani"*, Marsilio,2001

DOGLIONI C. et al. – *Il sentiero geologico di Arabba,* (Itinerari naturalistici e geografici attraverso le montagne italiane,1),Club Alpino Italiano, 2010

FELBER M. – *Il monte San Giorgio*, Bellinzona,Casagrande, 2006

GAROFANO M. – *Geoturismo – Scoprire le bellezze delle terra viaggiando,* Eidon, 2006

FAVERO P. – *Dentro la montagna – Le Dolomiti tra leggenda e geologia,* Cierre, 2012

FORTEY RICHARD – *Terra - Una storia intima,* Torino, Codice Edizioni, 2005

FRANCO R. – *Eppur su muovono – storie di uomini e scienziati che hanno reso grande la geologia*,Bonanno, 2019

FREPAZ M. et al. – *Parco Naturale Alta Valsesia percorso Geologico-Pedologico di Cimalegna*

FACCINI F., MARESCOTTI P., ROBBIANO A. - *La Val Graveglia,* Genova, Ente Parco dell'Aveto

LOPPI M. et al. – *Sentiero geologico Bletterbach, Aldino/Redagno*, Museumsvereim Aldein, 2000

MANFRÈ E.A. (a cura di)– *Sentiero geologico Valles-Venegia, Trento,* Grafiche Futura, 2007

MANFRÈ E.A. – *Sentiero geologico Crode Rosse,* Trento, Effe, 2010

MANFRÈ E.A. – *Sentiero geologico Calaita Cime d'Arzon – un itinerario nell'antico Basamento Metamorfico sulle orme dei ghiacciai,* Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino

MANFRÈ E.A. – *Sentiero geologico Val Juribrutto lasté de boce – storia e rocce del Gruppo Vulcanico Atesino nell'area del Parco,* Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino, 2013

MANFRÈ E.A. – *Sentiero geologico Cinque Torri*, Università degli Studi di Padova, 2009

MANFRÈ E.A., ZAMPIERI D., PRETO N. – *Altopiano della Rosetta – osservazioni geologiche nell'altopiano roccioso delle Pale di San Martino,* Parco Naturale Paneveggio, 2011

MARTHALER M. – *Il cervino è africano?*, Biella, Eventi e progetti, 2010

MARTINIS B. – *Tracce del passato – i fossili tra fantasia e realtà*, Dedalo, 2003

MATTAUER M.- *Messaggi di pietra,* Bologna, Zanichelli, 2011

MONACO P. – *La geologia spiegata a un classe sgangherata,* Aracne, 2017

PERNA G. – *Le piramidi di terra di Segonzano,* Comune di Segonzano, 2011

PEROTTI L. et al. – *Tutti i colori di un regione -13 itinerari geologici in Piemonte*, Torino, Museo Regionale di Scienze Naturali, 2019

PIOMBINO A. "*Il meteorite e il vulcano*", Altravista, 2015

PRINETTI F. – *Andar per Sassi – Le rocce alpine fra natura e cultura* – Valle d'Aosta, Canavese, Valsesia, Musumeci, 2010

REGIONE EMILIA ROMAGNA – *Itinerari geologico-ambientali nel Parco Nazionale delle Foreste Cesentinesi*

REPCHECK J. – *L'uomo che scoprì il tempo – James Hutton e l'età della terra*, Cortina Editore,2004

SACCO F. – *Le Alpi*, Milano, TCI, 1934

SCORTEGAGNA U. (a cura di) – *Frammenti di geologia – aspetti geologici e geomorfologici delle montagne italiane,* Club Alpino Italiano Sezione di Mirano, Duck Edizioni, 2010

SCORTEGAGNA U. (a cura di) – *Dolomiti patrimonio dell'umanità,* (Agenda a cura del Comitato Scientifico Centrale del Club Alpino Italiano), 2011

SIGNORILE L. – *Il viaggio e la necessità – migrazioni di animali su continenti alla deriva,* Scienza express,2013

SILVANO S. – *Gositi e itinerari geoturistici tra Cima d'Asta e il Tesino*, Tamari, 2009.

SINIGOI S. – *L'incredibile storia del supervulcano del Sesia,* Tipografia di Borgosesia, 2012

STOCKAR R. – *Guida geologica al Parco delle Gole della Breggia,* Parco delle Gole della Breggia, 2003

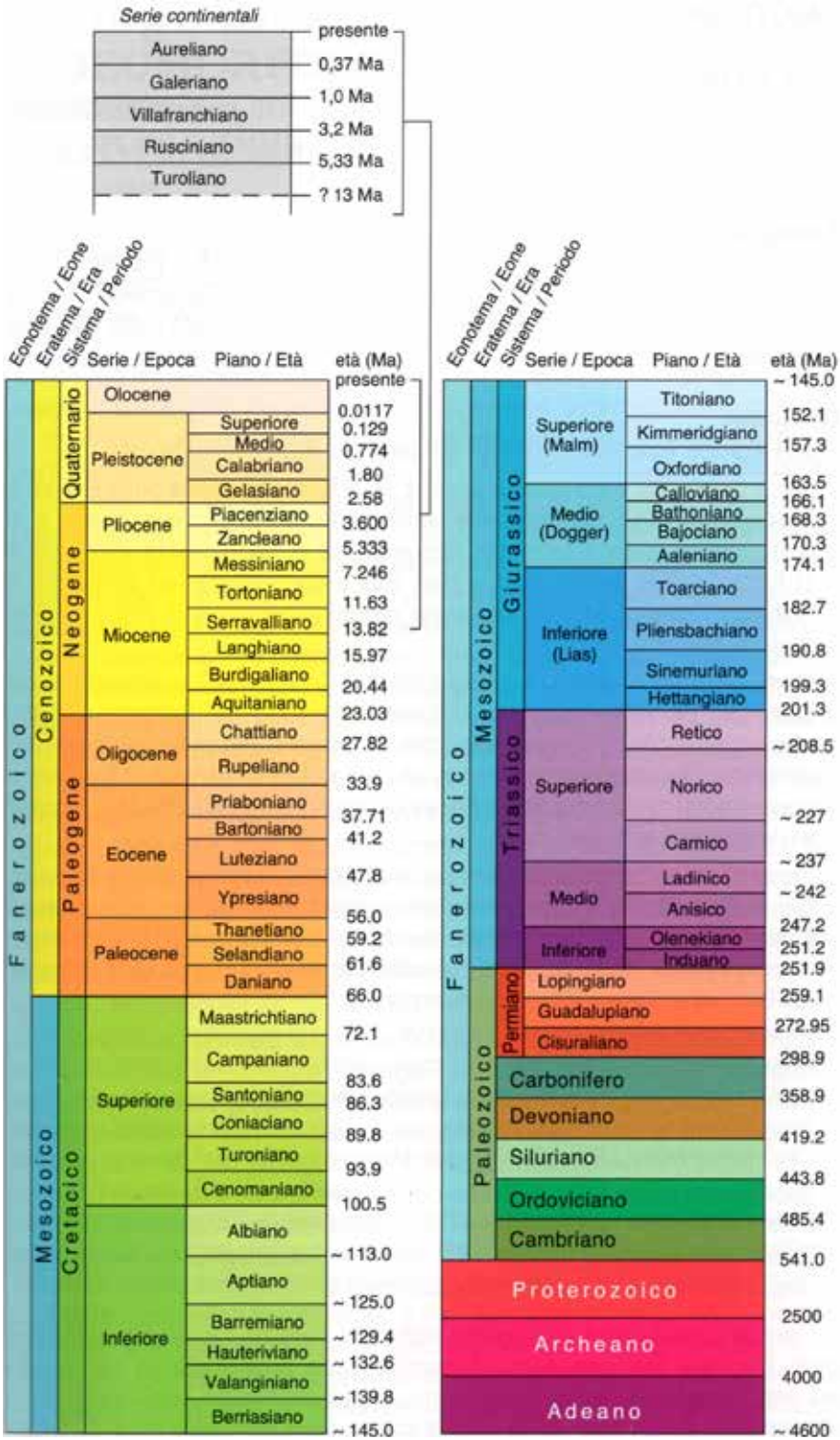
TAPPONIER B., GIRARDON B. – *Intervista con la Terra – la più bella storia del nostro pianeta*, Salami Editore, 2003

TEMPORELLI G. – *Da Molare al Vajont – storie di dighe,* Genova, Erga Edizioni, 2011

Sitografia

- AA.VV. – Principles of earth science: https://openoregon.pressbooks.pub/earthscience/front-matter/introduction/
- HUGUET F. - Le Cervin, sommet mythique et géomorphosite emblématique des Alpes suisses: https://journals.openedition.org/physio-geo/10612
- FROITZHEIM N. - Geology of the Alps Part 1: General remarks; Austroalpine nappes, https://www.steinmann.uni-bonn.de/institut/bereiche/endogene-prozesse/arbeitsgruppen/strukturgeologie/lehre/wissen-gratis/geology-of-the-alps-part-1-general-remarks-austroalpine-nappes,
- GEOLOGY OF VAL D'HÉREN - https://www.evolene-geologie.ch/geology/relics-herens-192.html
- www.csc@cai.it
- digilands.it

SCALA CRONOSTRATIGRAFICA



[Figura 372] - Scala cronostratigrafica con indicazione delle serie continentali neogenico-quaternarie – adattata da Cohen et al.(2020)

ISBN 978-88-7982-139-1