

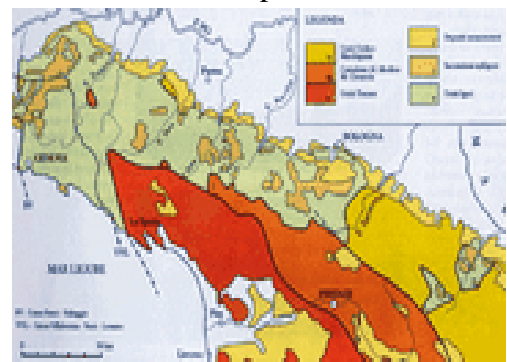
INTRODUZIONE ALLA GEOLOGIA DELL'EMILIA-ROMAGNA

di Giorgio Zanzucchi

I continenti che "galleggiano" su di un profondo substrato, costituito da rocce ad alta temperatura, vengono trascinati passivamente da correnti convettive che hanno sede nella parte superiore del mantello terrestre (astenosfera), a profondità variabili tra 50 e 250 chilometri. Questi lenti movimenti sono responsabili della separazione di zolle continentali, come anche della loro collisione.

Quei fanghi e sedimenti, che si trovano intrappolati nella morsa delle placche continentali, vengono profondamente deformati o addirittura spostati di chilometri dalla loro sede originaria. Altri vengono inghiottiti in profonde fosse e poi trasformati e rifusi in allungate zone di subduzione che partecipano alla parte discendente delle correnti convettive. Quanto detto sopra non deve tuttavia fare pensare che solamente i fanghi e i sedimenti imbevuti di acqua (marina) possano deformarsi e piegarsi, occorre invece considerare come il fattore tempo influisca in modo determinante sulla "plastificazione" di rocce durissime quando queste siano sottoposte a sforzi continui che agiscono con una lentezza quasi inconcepibile, provocando spostamenti anche di pochi millimetri all'anno. E' solo rendendosi ben conto che ciò avviene in tempi geologici, misurati in milioni di anni, che si possono comprendere da una parte le azioni di minuto modellamento delle rocce e dall'altra gli scorrimenti e gli accavallamenti su aree estesissime e su distanze di decine e centinaia di chilometri. Nei brevi tempi storici dell'uomo non possiamo prendere coscienza di ciò, avvenendo soltanto gli sporadici sussulti di un incessante movimento sotto forma di terremoti o eruzioni vulcaniche. Occorre infine, sempre e comunque, considerare i processi geologici in continua evoluzione e concomitanza: così ad esempio è importante tener presente che ad ogni emersione di masse rocciose corrisponde l'immediata aggressione da parte degli agenti esogeni, con conseguente degradazione e trasporto dei materiali clastici nelle aree più depresse a formare nuovi complessi sedimentari.

In questo capitolo si vuole tentare di schematizzare l'evoluzione geologica del territorio regionale e tratteggiare quelli che si ritengono i principali fatti che hanno formato e deformato quelle rocce che ora costituiscono i nostri rilievi appenninici.



È quasi superfluo ricordare che, al di sotto delle montagne, sono sempre presenti quelle stesse rocce che vediamo, poco più lontano, affiorare nelle scarpate o lungo i corsi d'acqua. Nella parte occidentale della Regione (*tav. 1*) hanno grande sviluppo le formazioni alloctone cosiddette Liguridi, mentre in quella orientale, dalla valle del Santerno in poi, hanno predominio le formazioni autoctone delle unità toscano-umbro-romagnole. Le prime sono costituite da rocce di varia natura, sedimentate in un profondo mare (Bacino Ligure) ubicato tra l'odierna Corsica e la costa tirrenica, in un periodo di tempo compreso tra il Giurassico superiore e l'Eocene medio (150-45 milioni di anni fa).

Tavola 1

Soprattutto nella fascia montuosa ligure-emiliana sono frequenti anche le rocce derivate dalla solidificazione di lave basaltiche sottomarine, legate alle dorsali oceaniche, e perfino "scaglie" di un profondo e antico substrato (mantello), che per il loro colore scuro e verdastro (ofioliti) e per la loro resistenza alla erosione, ora spiccano nel paesaggio dell'alto e medio appennino. Sono le uniche rocce non sedimentarie, insieme a pochi blocchi di granito, che vengono classificate come "igne", cioè solidificate da "fusi" superficiali e/o profondi. Le seconde comprendono una successione di rocce esclusivamente di origine carbonatica, depositate in ambiente meno profondo con precipitazione di gessi, anidridi e cloruri a seguito dell'esteso processo di evaporazione di un grande

mare. Verso la fine dell'Era Mesozoica si ebbe una lentissima deposizione di fanghi rossi che proseguì anche nella prima parte dell'Era Terziaria, preparando il letto alle arenarie del macigno e della Marnoso-arenacea. Queste due diverse successioni litologiche (di rocce) prendono la denominazione di Dominio ligure (alloctono) e Dominio toscano (autoctono) (*tav. 2*) La Catena alpina era in gran parte "strutturata" e in via di lento sollevamento, quando il mare copriva ancora la futura "dorsale appenninica" in formazione. Questa sava ricoprendosi di depositi sabbiosi, prima di essere invasa da occidente da chilometri e chilometri cubi di altre rocce e di fanghi non ancora bene litificati (cfr. "alloctono-liguride").

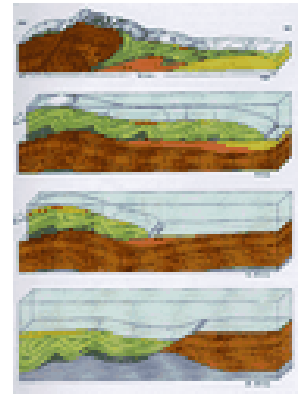


Tavola 2

Evoluzione geodinamica della regione nel quadro italiano

Nel periodo che va da 25 milioni di anni fa ad oggi, che vide gran parte delle unità del Dominio Ligure (Liguridi) riversarsi sulla "placca apulia" (o placca insubro-padana) ancora in gran parte sommersa dal mare, tutto il nostro territorio si stava deformando come strizzato in una colossale morsa tra l'Europa e l'Africa, ruotando inoltre da occidente ad oriente, con un fulcro più o meno ubicato nell'odierna Liguria (*tav.3*). Il blocco Sardo-Corso, che già si era staccato dalla Spagna e dalla Francia una trentina di milioni di anni fa, continuò a ruotare in senso antiorario fino a raggiungere la sua attuale posizione intorno a 18 milioni di anni or sono mentre la sua appendice meridionale continuò a migrare fino a posizionarsi all'estremo sud della penisola (Calabria e Sicilia). Tutti questi fenomeni si svilupparono poi negli ultimi 6-7 milioni di anni, fintanto che l'ossatura del nostro paese non emerse definitivamente dal mare, ricoperta, a guisa di una muscolatura, dalle "crete" e dalle sabbie che erano il prodotto più diretto della erosione della catena stessa e sedimentate in quel mare che la circondava ad ovest, a sud e ad est. La nostra penisola prendeva forma e da quella specie di arcipelago che era, divenne la nostra terra.



Tavola 3

La catena ligure, l'avampaese tosco-romagnolo e l'avanfossa padana

Per l'effetto "morsa" e per la rotazione verso est dei bacini marini in via di colmamento, ad iniziare da circa 25 milioni di anni or sono, a causa dell'avanzare della catena ligure verso oriente, il fondale autoctono che ne veniva ricoperto si andava deprimendo schiacciato dall'enorme peso (*tav.2*). Esso era inoltre contemporaneamente percorso da veloci masse d'acqua, torbide per l'elevato contenuto in sabbie, che provenivano da lontani settori nord occidentali (*vedere freccia puntolata in tavola due*) sui quali probabilmente "parcheggiavano" in vaste e instabili aree sottomarine. Questi sedimenti sabbiosi (torbiditi) accumulati in allungate fosse marine parallele al fronte della sommersa "catena ligure" avanzante, si depositarono con spessori di molte centinaia di metri ed estensione di migliaia di chilometri quadrati. Dalla cartina geologica (*tav.1*), dallo schema evolutivo (*tav. 2*) e da quanto sopra anticipato, si desume che nell'Appennino settentrionale e, quindi, nella nostra regione, coesistono due enormi "insiemi" di rocce aventi origine e storia diverse. Uno di questi, alloctono, proviene da zone estranee a quelle nella quale oggi si trova (Unità liguri); l'altro, rimasto più o meno ancorato al suo substrato (Unità toscane), è ampiamente ricoperto dal primo. Le unità liguri, con ofioliti, sono presenti con grande estensione nel settore occidentale della regione

(tav. 1), dalla Liguria e dall'Oltrepò pavese fino all'Appennino Bolognese; le unità toscane occupano tutto il crinale emiliano dal passo di Cirone (PR) a SE del passo della Cisa, fino alla valle del torrente Sillaro (BO), da dove si estendono verso nord a comprendere la montagna e collina forlivese e proseguire verso SE oltre la valle del torrente Marecchia.

Da questa sintetica panoramica, risalta la grandiosità del fenomeno di ricoprimento tettonico delle Unità liguri alloctone (si tratta di migliaia di chilometri cubi di roccia!) su quelle toscane (e umbro-marchigiane) autoctone. Questo fatto, ormai perfettamente dimostrato da decenni di ricerche geologiche, va completato con un'ulteriore importante informazione circa le modalità di messa "in posto" delle unità alloctone e i tempi del loro movimento (tav.2).

I primi sedimenti arenacei (Macigno) delle Unità toscane furono ricoperti per fenomeni tettonici dalle unità liguri, intorno a 30 milioni di anni fa in quella parte del bacino (marino) toscano che ora si trova affiorante sulle coste del mar Ligure e del mar Tirreno settentrionale. Il macigno del crinale appenninico, invece, venne "invaso" più tardi, dopo circa cinque milioni di anni, mentre le arenarie più esterne (cfr. arenarie del Cervarola e Marnoso arenacee romagnola) furono ricoperte dai 20 ai 10 milioni di anni fa e, ancora dopo, quelle affioranti sul bordo appenninico romagnolo. L'ampiezza media di tale bacino marino, detto "avanfossa" non poteva essere inferiore ai 150-200 chilometri nel senso dell'avanzata delle unità alloctone, per cui risulterebbe una velocità (!) del ricoprimento da parte delle Unità liguri, di circa un cm all'anno.

Assolutamente importante sottolineare che tale gigantesco fenomeno di ricoprimento da parte delle Unità Liguri, avveniva in ambiente sottomarino, come dimostrato dai sedimenti marini depositi su di esse. Di mano in mano che queste unità alloctone sovrascorrevano sopra il Macigno e poi sulla Marnoso-arenacea (tav.2) ne interrompevano la sedimentazione sabbiosa alimentata dai quadrati occidentali tramite correnti di torbidità. I sedimenti marnosi e arenacei che si depositavano sulle unità liguri in movimento verso nord est, sotto il livello del mare, prendono il nome di "Epiliguri" o anche di "Successione Ranzano-Bismantova" (tavv. 1 e 2)

Il sollevamento della catena appenninica

L'avanzata del ricoprimento ligure terminò in tempi diversi da luogo a luogo, ma quasi sempre in corrispondenza della odierna fascia collinare, in un periodo di tempo compreso tra i 10 e i 5 milioni di anni fa, dopo di che partecipò insieme al substrato autoctono a nuovi fenomeni di sollevamento e sovrascorrimento verso la zona padana (fig. 1).

Fu così che durante e dopo queste ultime fasi tettoniche, iniziò il lentissimo sollevamento dell'edificio geologico così strutturato, ad iniziare dal lato tirrenico con progressione graduale verso l'odierna Pianura Padana, allora occupata dal mare plio-Pleistocenico. I tempi di questi sollevamenti sono lentissimi, valutabili in frazioni di millimetri all'anno!



Figura 1

Già dal primo elevarsi al di sopra del livello del mare, l'erosione inizia a intaccare profondamente quelle dorsali in emersione, esponendo i detriti della catena in formazione all'attività di trasporto dei primi corsi d'acqua appenninici. Nell'"avanfossa padana", cioè in quella depressione ancora in parte occupata dal mare (Adriatico) tali detriti (fini e grossolani), drenati dai rilievi, iniziano a costruire quei delta (conoidi) che andavano ad "affogarsi" ed esaurirsi nel mare o più spesso nelle paludi padane.

Il sommarsi di questi fenomeni a quelli già sviluppati nel versante alpino portò al completo colmamento del "Golfo Padano". In questo ultimo mezzo milione di anni, nella catena alpina colossali fenomeni di glacialismo svilupparono "lingue glaciali" che, arrivando fino alla Pianura Padana, costituirono grandiosi anfiteatri morenici, all'interno dei quali potevano poi formarsi estese conche lacustri come quella del lago di Garda e degli altri laghi alpini. Sull'Appennino la fase glaciale ebbe sviluppo molto tempo dopo, tra i 70.000 e i 100.000 anni fa (fase Val Parma cfr. Wurm), in quanto l'altezza della catena non era ancora tale da permettere l'accumulo nivale necessario per l'alimentazione delle lingue glaciali (*fig. 2*).



Figura 2

E' tuttavia da segnalare che in alcune valli appenniniche sono noti depositi morenici lasciati da ghiacciai di notevoli dimensioni, come ad esempio in Val Parma, ove tali tracce consentono di ricostruire in apparato paragonabile all'attuale ghiacciaio della Brenva e del Miage, nel massiccio del Monte Bianco.