

CAPITOLO 3

LA GEOLOGIA TETTONICA E STRUTTURALE

A cura di Laura Palombo

3.1 INTRODUZIONE: LA GEOLOGIA TETTONICA

3.1.1 L'Interno della Terra e la Tettonica

In questo capitolo si affronterà lo studio del territorio attraverso l'approccio tettonico - strutturale.

Per capire queste dinamiche è però necessario comprendere la struttura interna della Terra. A partire dal centro della Terra, la suddivisione definita dalle **caratteristiche chimiche** dei materiali che la compongono è la seguente: nucleo interno, nucleo esterno, mantello, crosta (figura 3.1).

Il **nucleo interno** (6360 – 5150 Km dalla superficie terrestre) è lo strato più interno del pianeta.

È solido ed è composto da una lega di ferro e nichel.

La sua temperatura si aggira attorno i 5700° K (D. Alfè et alii, 2002) e ha una pressione di circa 350 GPa (David. R. Lide, 2006).

Nonostante una temperatura così alta possa suggerire la fusione di un materiale in ferro, la pressione altrettanto alta fa in modo che la temperatura di fusione del ferro si alzi.

Il **nucleo esterno** (5150 – 2890 Km dalla superficie terrestre) si trova tra il Nucleo Interno e il Mantello; è uno strato fluido composto prevalentemente da ferro e solfuro di ferro.

La sua temperatura oscilla tra i 3000 e i 6000°K, ma ha una pressione minore rispetto a quella nel nucleo interno: questo è il motivo per cui si ha fusione.

Il **mantello** (2890 – 35 Km dalla superficie terrestre) si trova tra il nucleo esterno e la crosta; è un involucro solido ed è lo strato che per volume occupa oltre l'80% dell'interno pianeta.

È costituito principalmente da rocce di tipo ultrafemico (altissime percentuali di ferro e magnesio) ricche in minerali come olivina, granati, spinelli e pirosseni.

Le temperature variano di molto: dai 500°C al contatto con la crosta ai 4000°C al contatto con il nucleo (J. Louie, 1996).

I silicati di cui è composto il mantello hanno un punto di fusione più alto rispetto alla lega ferro-nichel di cui è composto il nucleo esterno; quindi, nonostante il mantello abbia una pressione minore rispetto al nucleo, le rocce si trovano quasi esclusivamente in stato solido.

La **crosta** (0 – 35 Km) è l'involucro più superficiale del pianeta.

Ha uno spessore variabile tra i pochi chilometri della crosta oceanica e fino a 90 Km per la crosta continentale in corrispondenza di catene montuose.

La maggior parte delle rocce della crosta sono composte da silice (SiO₂) e altri ossidi.

È necessario definire anche la suddivisione dal punto di vista **meccanico** degli strati più superficiali.

Si distinguono:

- **Litosfera** (0 – 60 Km): è l'involucro più rigido del pianeta; è composta dalla crosta e dalla parte più superficiale del mantello che mantiene un comportamento elastico.
- **Astenosfera** (100 – 200 Km): è composta da uno strato superficiale del mantello, al di sotto della litosfera. È importante la definizione di questa zona poiché si ha fusione parziale delle rocce, si comporta come un fluido ed ha altissima viscosità.

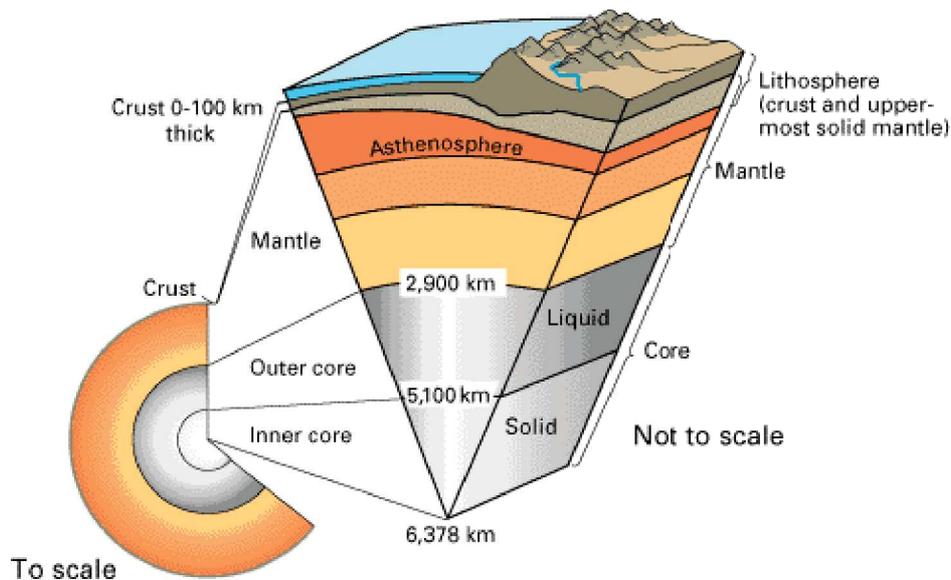


Figura 3.1 - Schema dell'interno della Terra (M.J. Krech, 2006)

Cosa è la **tettonica**?

La tettonica a placche è il modello che spiega il cinematisimo della litosfera.

La litosfera è suddivisa in placche tettoniche, o zolle, e queste si muovono sopra all'astenosfera, come delle zattere che galleggiano sull'acqua.

È proprio questo meccanismo ad essere alla base della "Deriva dei continenti", ovvero la teoria secondo la quale i continenti si muovono l'uno rispetto all'altro.

Quest'ultima teoria è molto giovane: solo tra gli anni '50 e '70 del 1900 infatti fu approvata dalla comunità scientifica, nonostante fosse stata proposta da Wegener nel 1915.

Ciò che mancava alla teoria proposta da Wegener era il "motore" che generava il moto delle placche tettoniche.

Solo successivamente si scoprì che i moti convettivi all'interno del mantello, dovuti alle alte temperature e al comportamento fluido del materiale di cui è composto, inducono il movimento delle placche tettoniche.

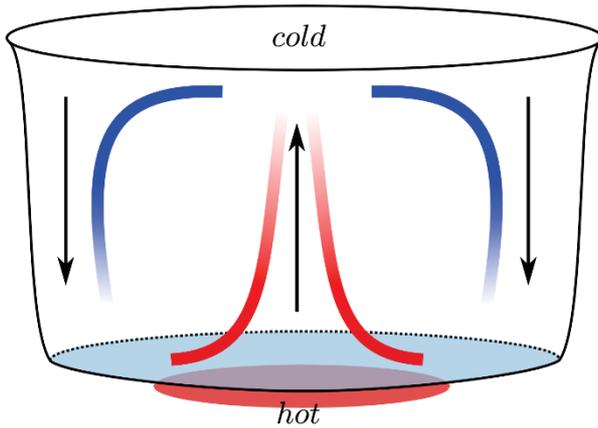


Figura 3.2 - Schema del meccanismo convettivo

Proprio come accade in una pentola piena d'acqua posta su un fornello acceso, il materiale del mantello viene scaldato dal basso (ovvero dal centro della Terra); l'aumento di temperatura del materiale posto vicino alla fonte di calore causa la diminuzione della sua densità e di conseguenza il materiale risulta più leggero rispetto al materiale più freddo. Il materiale più leggero tende quindi a salire verso l'alto.

Una volta allontanatosi dalla fonte di calore, il materiale comincia a raffreddarsi e a diventare più denso, causandone la ridiscesa verso il basso.

Quando viene innescato questo meccanismo all'interno del mantello, le *celle convettive*, composte da materiale caldo e leggero che sale e materiale freddo e pesante che scende, si comportano come una sorta di nastro trasportatore che muove le placche tettoniche che vi galleggiano al di sopra.

Nell'immagine in basso è raffigurata, in modo schematico, la suddivisione della litosfera terrestre in placche tettoniche.

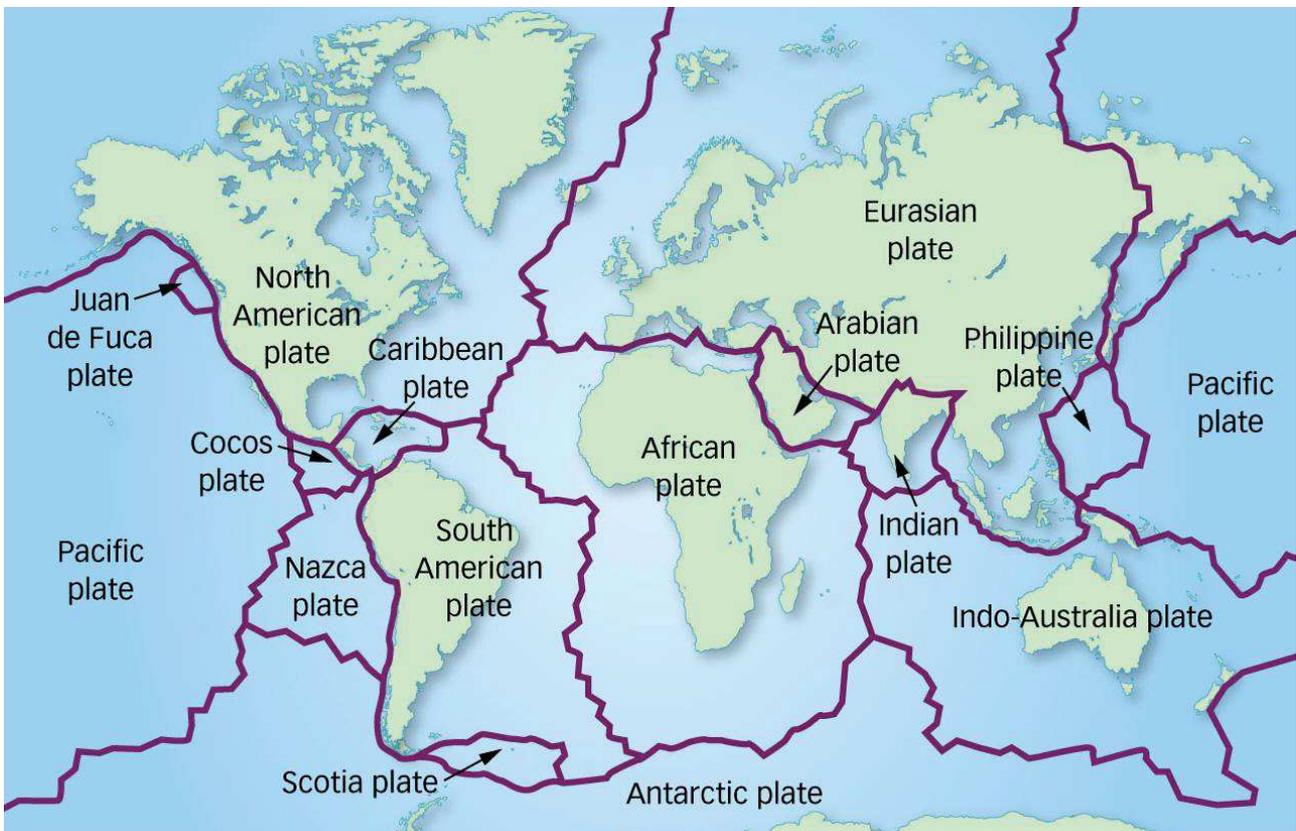


Figura 3.3 - Schema delle placche tettoniche (science.taskermilward.org.uk)

Le placche tettoniche sono in continuo movimento; registrano spostamenti anche di diversi centimetri all'anno.

È importante definire i diversi tipi di cinematismi che interessano le placche tettoniche, perché ci permettono di comprendere quali sono i movimenti attuali e ricostruire quelli passati e futuri.

I margini di placca possono essere divergenti o convergenti.

Quando due placche si allontanano tra loro, si parla di margine di placca divergente.

3.1.2 I margini divergenti o costruttivi

I margini di placca **divergenti** (figura 3.4) sono zone in cui si forma nuova crosta oceanica. Due placche sono in continuo allontanamento e permettono la risalita di magma in superficie che, raffreddandosi, forma nuova litosfera.

Perché si verifichi ciò, la litosfera tra le due placche viene costantemente fratturata.

Questo meccanismo fa sì che nell'area più vicina al margine ci sia litosfera più giovane, mentre allontanandosi verso il continente la litosfera diventi sempre più antica.

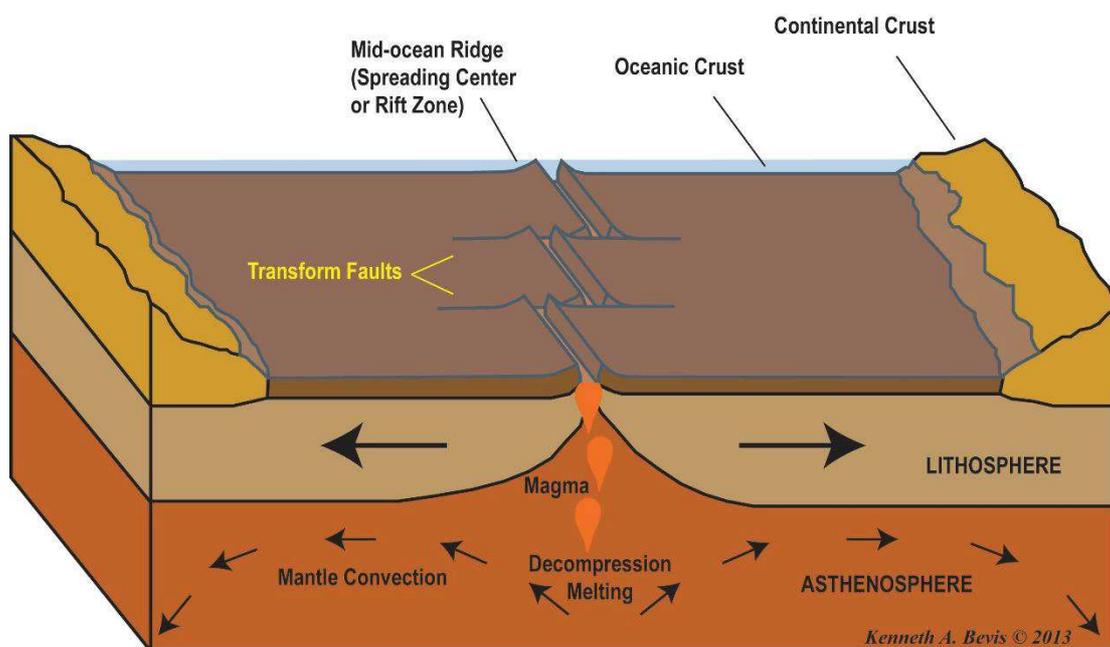


Figura 3.4 - Schema di placche divergenti (Kenneth A. Bevis, 2013).

I margini di placca divergenti vanno a formare una struttura molto articolata e che si sviluppa in tutto il pianeta: la “dorsale medio oceanica”.

La dorsale medio oceanica si snoda per oltre 60.000 Km, quasi interamente sul fondo degli oceani.

Non è altro che una serie di catene montuose, molto fratturate nella parte centrale, con un pendio a basso angolo.

Generalmente infatti, la litosfera nella zona di contatto tra le due placche è molto assottigliata e tende a sollevarsi a causa della risalita dell'astenosfera.

La velocità di allontanamento delle due pacche è piuttosto varia: l'allontanamento più lento si ha lungo la dorsale atlantica, con meno di 5 cm per anno; la dorsale pacifica in zona equatoriale registra invece l'allontanamento più veloce, raggiungendo i 18 cm all'anno.

Nonostante si possa pensare che, a causa dei continui movimenti, queste zone siano soggetti ad una particolare attività sismica, i terremoti sono frequenti, ma di basse magnitudo (al di sotto dei 5 gradi) e a profondità piuttosto basse (< 60 Km) (N. *Rogers et alii*, 2007).

Proprio perché la formazione di nuove faglie ed eruzioni sono fenomeni molto frequenti, gli stress tensionali non hanno tempo di accumularsi in modo significativo.

I margini divergenti si trovano quasi sempre sommersi dagli oceani, a migliaia di metri di profondità; anche a causa di questo è sempre stato piuttosto complesso studiare queste strutture.

Grazie ad alcune eccezioni, è possibile osservare questi margini anche sulla terraferma: l'Islanda è una di queste. L'isola si trova infatti esattamente in corrispondenza della dorsale medio atlantica, a cavallo tra la placca Euroasiatica e quella Nord Americana (figura 3.5).



Figura 3.5 - Dorsale Medio Atlantica, Islanda, Parco nazionale di Thingvellir. (Laura Palombo, 2015).

3.1.3 I margini convergenti o distruttivi

I margini **convergenti** sono regioni dove due placche litosferiche convergono (figura 3.6). Lungo un margine convergente una placca passa necessariamente sotto l'altra; questo processo viene chiamato per la prima volta **subduzione** da Amstutz nel 1951, per spiegare alcune strutture della catena alpina.

Questa situazione offre una maggiore varietà di impostazioni tettoniche rispetto ai margini divergenti.

In primo luogo i margini divergenti sono asimmetrici riguardo alla velocità delle placche, età e strutture a larga scala.

Inoltre, mentre i margini divergenti si presentano quasi esclusivamente nella litosfera oceanica, i margini convergenti riguardano anche la litosfera continentale.

Ci sono quindi tre tipologie di margini convergenti: quelli che riguardano la convergenza di due placche oceaniche, quelli in cui una placca oceanica converge con una continentale e quelli tra due placche continentali.

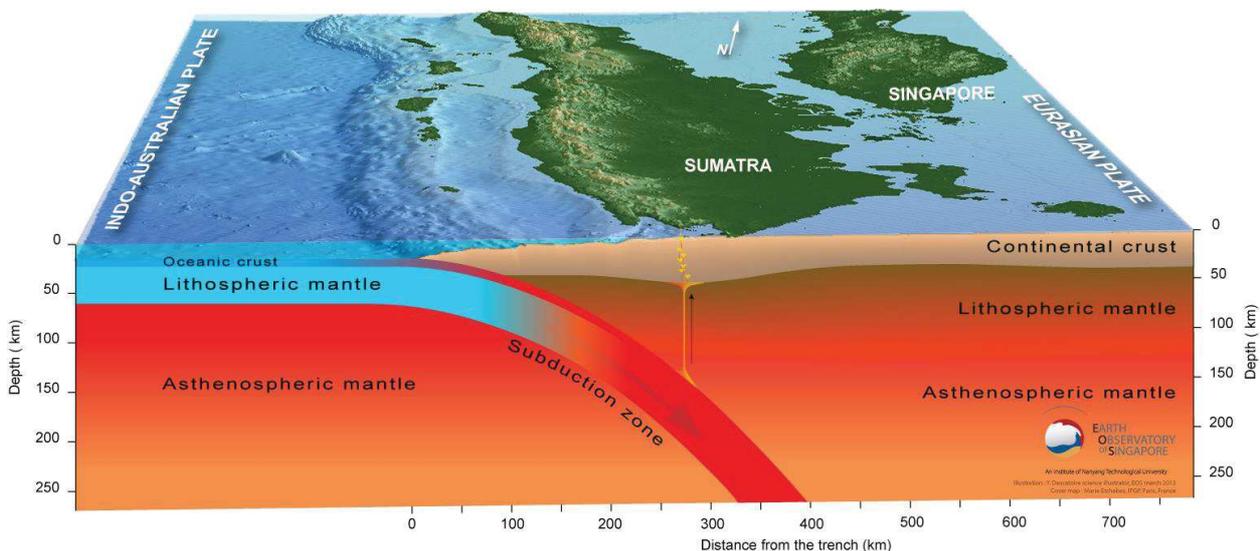


Figura 3.6 - Schema di margine convergente, tipologia litosfera oceanica – continentale.

Queste tre tipologie possono essere considerate come tre livelli nell'evoluzione dei margini convergenti.

Oltre alla distruzione della vecchia litosfera, i margini convergenti associati alla subduzione tra due placche oceaniche o tra una placca continentale e una oceanica sono caratterizzati da:

- Fosse oceaniche, generalmente profonde tra 5 – 8 Km, ma raggiungono gli 11 Km (fossa delle Marianne).
- Una cintura di terremoti che sono concentrati vicino alla fossa, se superficiali, e più lontani, ma profondi. I terremoti nelle zone di subduzione possono verificarsi a profondità fino a 600 – 700 Km.
- I margini convergenti più distruttivi sono associati ad una serie di vulcani attivi, che in caso di margini intra-oceanici, formano una catena di isole.

Si possono distinguere inoltre due tipi di subduzione.

La subduzione è **forzata** (figura 3.7) se il grado di accoppiamento tra le due placche è elevato, ovvero la placca che subduce è costituita da litosfera giovane e sottile.

Un esempio è rappresentato dalla zona di subduzione tra le placche di Nazca e sudamericana.

Un forte grado di accoppiamento, che comporta un notevole accumulo di stress, è anche causa di potenti terremoti.

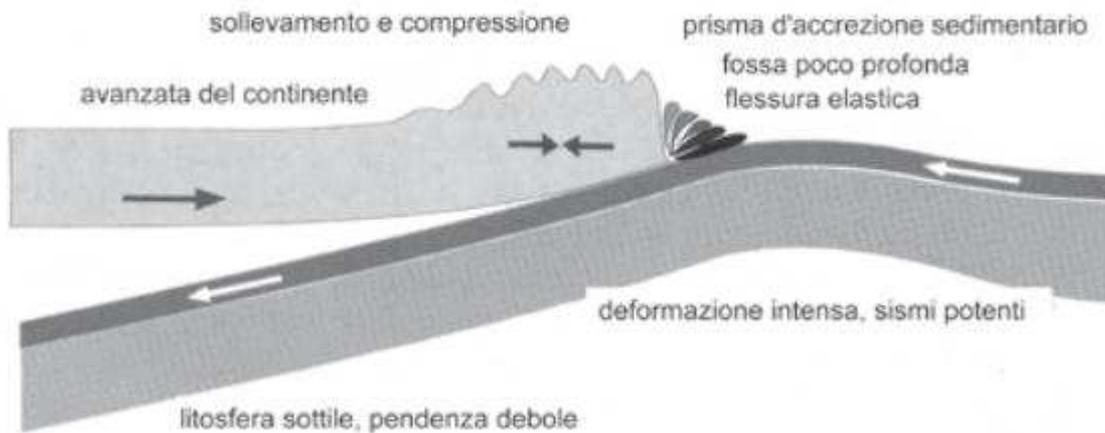


Figura 3.7 - Schema di subduzione forzata (M.I. Spalla).

La subduzione è invece **spontanea** (figura 3.8) se il grado di accoppiamento tra le due placche è molto basso; un esempio è rappresentato dalla zona della fossa delle Marianne. La placca che subduce è composta da litosfera antica, spessa e pesante; non dovrà essere quindi sottoposta a sforzi molto elevati per scivolare al di sotto dell'altra placca.

Di conseguenza i terremoti saranno meno potenti rispetto ad una zona di subduzione forzata.

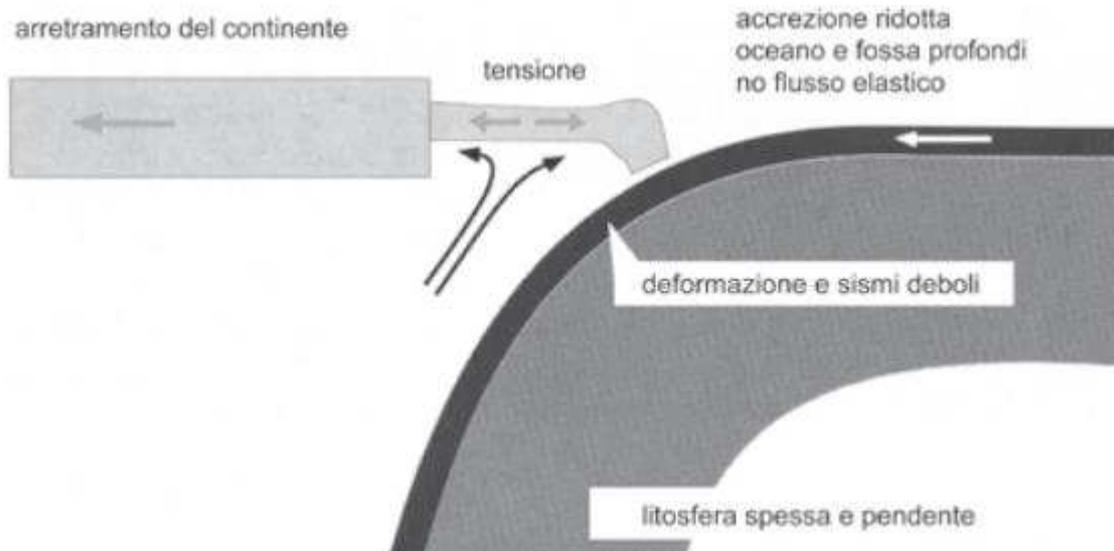


Figura 3.8 – Schema di subduzione spontanea (M.I. Spalla).

3.2 L'EVOLUZIONE DELLA CATENA ALPINA

Nel Triassico (attorno ai 220 Ma) l'assetto tettonico del nostro pianeta era molto diverso da quello attuale: l'Italia fa parte della placca Adria, che si trova nel golfo dell'oceano Tetide, tra il continente Gondwana ed Eurasia.

La placca Adria era sommersa da un mare basso e caldo e contornato da pianure di maree; le uniche zone emerse corrispondono a quelle che oggi sono una parte di Toscana e Sardegna.

Le rocce tipiche di questi ambienti sono di tipo carbonatico come calcari e dolomie.

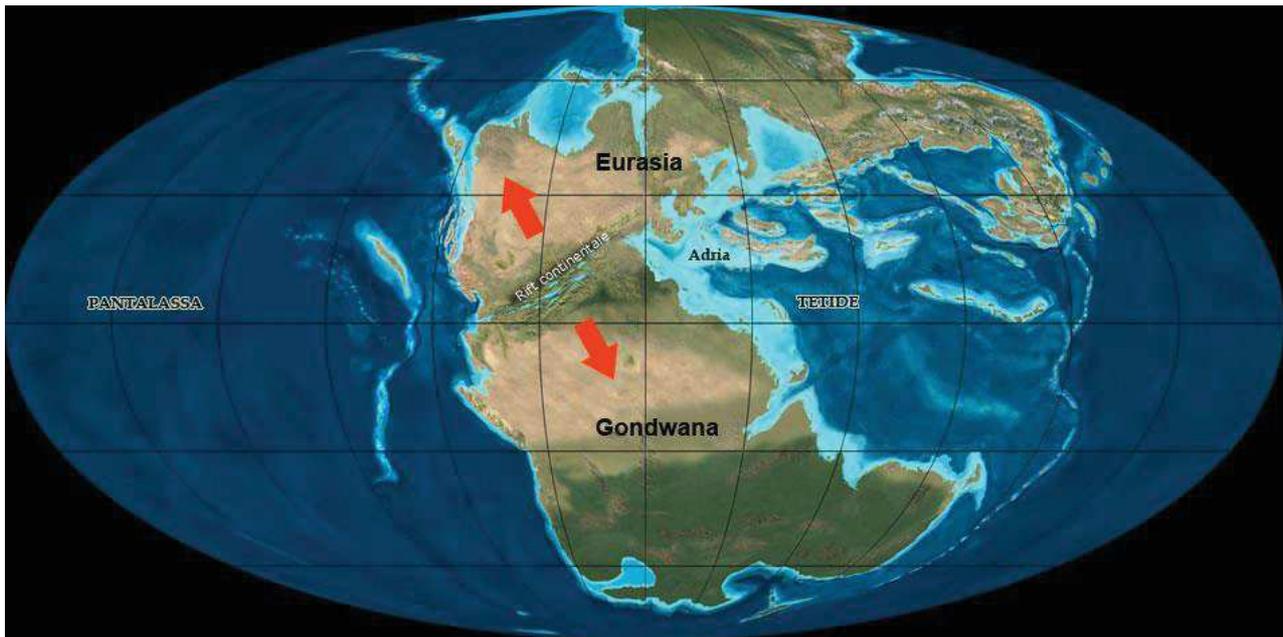


Figura 3.9 - Assetto tettonico del Triassico (Ron Blakey, NAU Geology).

Nel Giurassico medio (180 – 160 Ma) Nord America e Africa si separano con l'apertura dell'oceano Atlantico.

A causa di questi movimenti, anche il continente Eurasiatico si allontana da quello africano, frammentandosi in placche minori, e dando vita all'oceano Ligure-Piemontese.

Questo oceano è ben più profondo dei mari bassi dell'oceano Tetide e ha determinato lo sprofondamento delle terre emerse del periodo Triassico.

Con la divergenza delle placche continentali si crea un fondale oceanico: la crosta terrestre sempre più assottigliata si frattura e permette la risalita di materiale magmatico dall'astenosfera.

Si formano quindi rocce di tipo basaltico.

Gran parte del territorio italiano si trova sulla placca Adria, diviso dal continente europeo dal nuovo oceano.

La Sicilia si trova in corrispondenza del continente africano, mentre il blocco Corso – Sardo fa parte del continente europeo (figura 3.10).

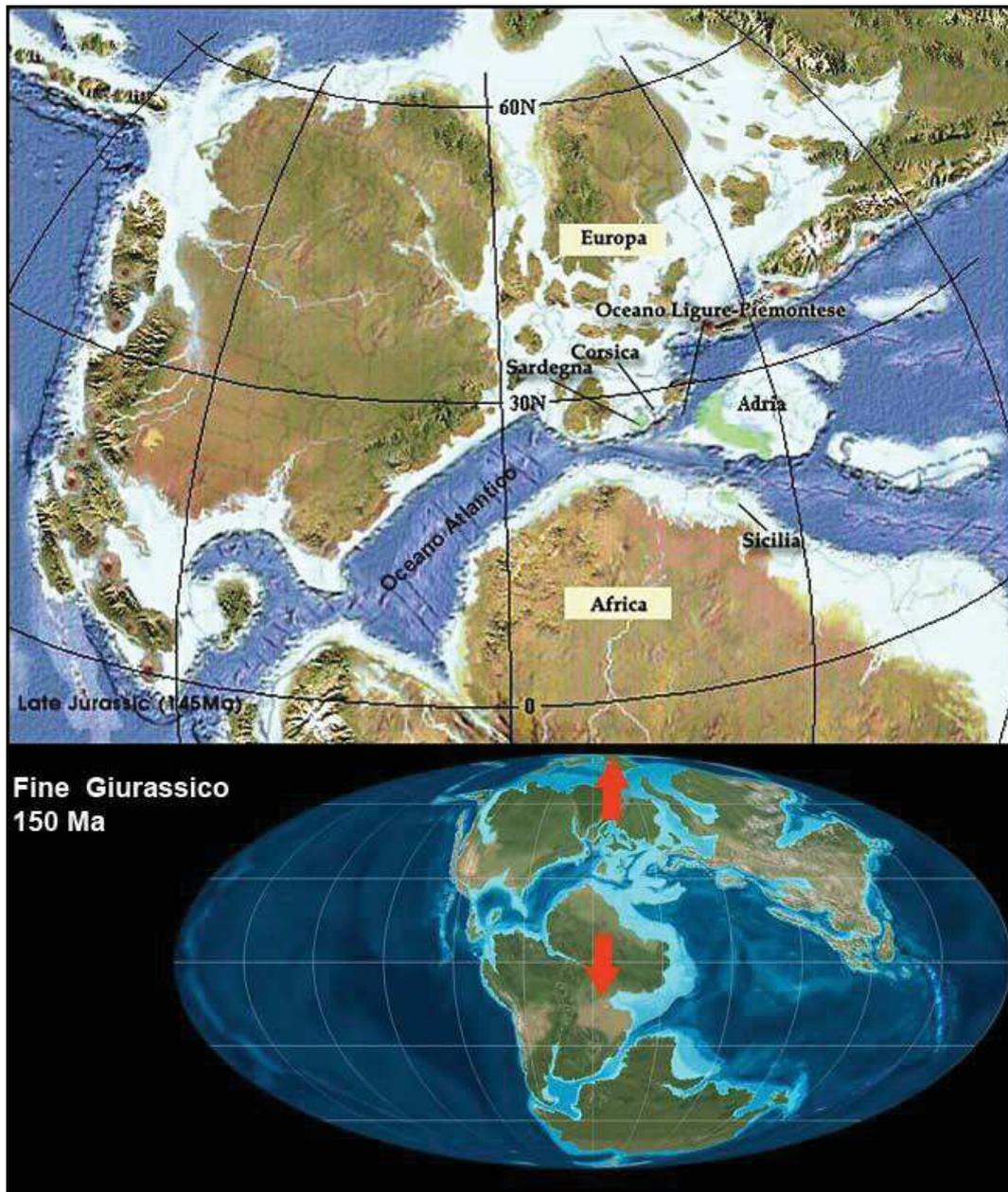


Figura 3.10 - Assetto tettonico del Giurassico e placca Adria nel dettaglio (Ron Blakey, NAU Geology)

L'evoluzione dell'orogenesi alpina si può considerare che abbia avuto inizio nel Cretaceo medio (130 Ma) con la convergenza delle placche africana ed europea; la placca africana si separa da quella sud americana compiendo una rotazione in senso antiorario. Ciò ha provocato la spinta anche della placca Adria verso nord. Questa fase pre-collisionale ha inizio con la subduzione dell'oceano Ligure – Piemontese, compreso tra le placche Adria ed europea, al di sotto della placca europea (figure 3.11 e 3.12).

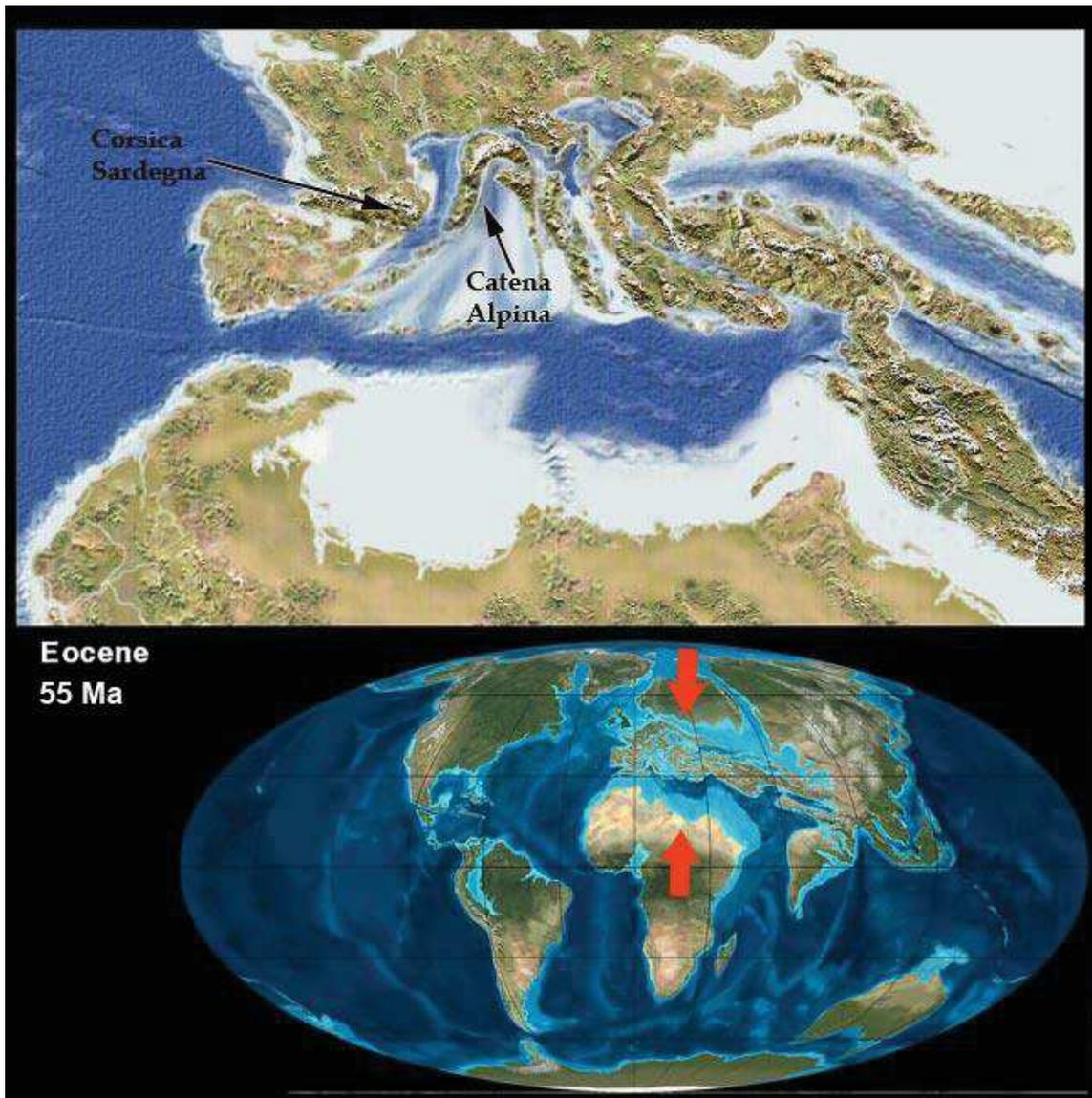


Figura 3.11 - Assetto tettonico dell'Eocene e placca Adria nel dettaglio (Ron Blakey, NAU Geology)

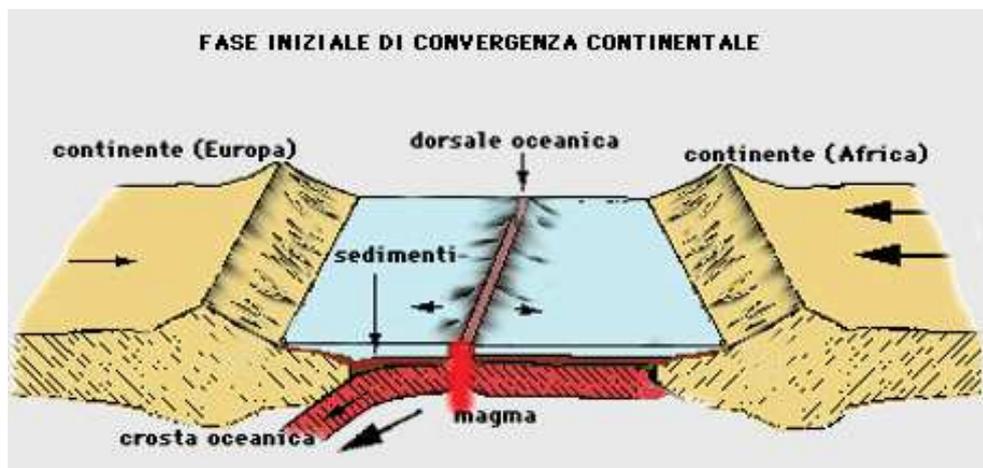


Figura 3.12 - Schema della fase di convergenza continentale.

Con l'avanzamento progressivo verso nord della placca africana, e l'oceano Ligure – Piemontese definitivamente chiuso, i due continenti arrivano a collisione (figura 3.13). Non tutte le rocce presenti tra i due continenti vanno in subduzione: parte di queste, rocce di fondo oceanico e sedimenti, vengono compresse tra i due margini in avvicinamento.



Figura 3.13 - Schema della fase di collisione continentale.

Le Alpi sono quindi il prodotto di questa lunga evoluzione: si trovano rocce che costituivano il basamento europeo prima della collisione, rocce che costituivano la litosfera oceanica che separava i due continenti, rocce derivanti dai sedimenti depositi sul fondo oceanico e le rocce che costituivano il continente africano.

Queste quattro suddivisioni vengono utilizzate tutt'oggi per distinguere diverse origini e litologie su tutto l'arco alpino, e verranno illustrate nel capitolo seguente.

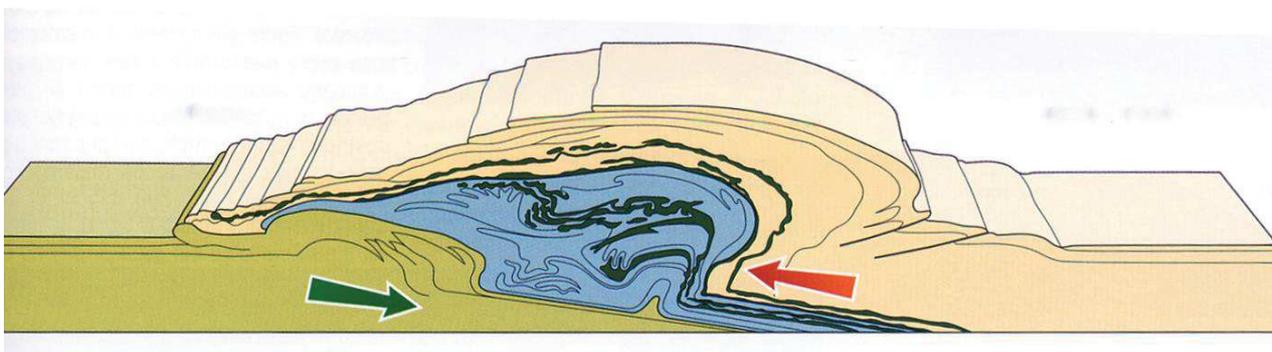


Figura 14 - Schema in sezione dell'orogenesi alpina.

Molte di queste rocce hanno subito e registrato, in maniera diversa, ma talvolta profonda, un'intensa attività metamorfica, dovuta alle alte temperature e pressioni che si sono create durante tutto il processo.

L'alterazione delle condizioni di temperatura e pressione hanno un forte impatto sulle rocce, tale da modificarne la tessitura, reologia e composizione mineralogica.

Il regime compressionale durante l'orogenesi ha avuto un ruolo importante anche dal punto di vista strutturale: pieghe, faglie e sovrascorrimenti sono infatti elementi caratteristici di tutta la catena alpina.

L'analisi dell'evoluzione delle Alpi è ad oggi ancora molto complessa; sono numerosi i modelli geodinamici proposti per la comprensione dei meccanismi avvenuti durante l'orogenesi.

Bisogna inoltre considerare che l'orogenesi è un processo avvenuto in maniera differente lungo l'arco alpino: la differente distribuzione delle rocce tra le Alpi orientali e quelle occidentali ne è la dimostrazione più chiara.

3.3 LA GEOLOGIA DELLE ALPI

La catena alpina è suddivisa in quattro principali domini strutturali (figura 3.15): Elvetico, Pennidico, Austroalpino e Sudalpino.

Tale suddivisione è basata sulle differenze di litologia e storia evolutiva delle rocce.

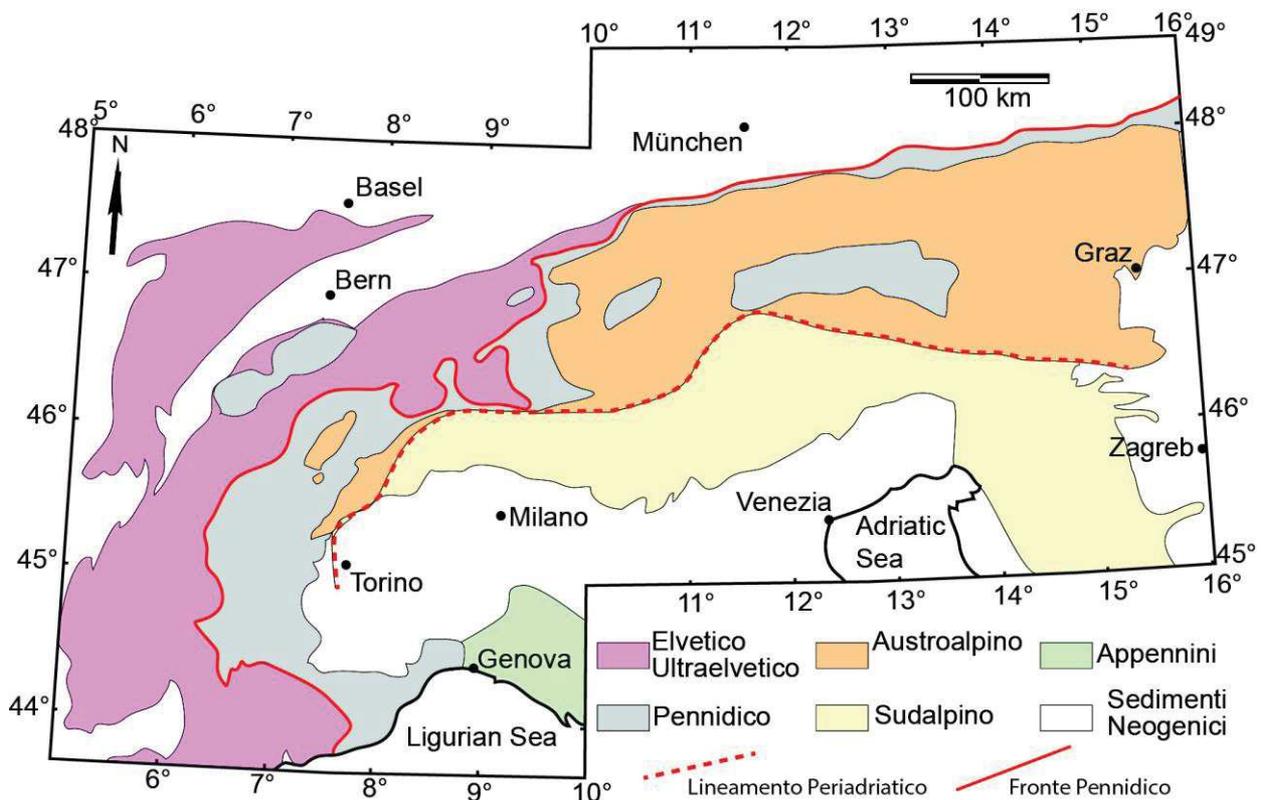


Figura 3.15 - Assetto strutturale della catena alpina (Zucali, 2001)

Il **dominio Elvetico** è costituito da un basamento cristallino europeo a cui sono associate coperture sedimentarie dal Carbonifero al Mesozoico.

Questo dominio ha origine dal paleomargine continentale europeo che, precedentemente alla collisione delle placche Eurasia e Adria, si affacciava sull'oceano Tetide.

I principali affioramenti si trovano nella parte più esterna delle Alpi, interessando soprattutto la zona più occidentale, dal massiccio cristallino dell'Argentera al San Gottardo.

Il **dominio Pennidico** è separato dall'Elvetico dal Fronte Pennidico ed è composto da unità oceaniche e continentali.

Le unità oceaniche derivano dal paleo-oceano Tetide.

Le unità continentali derivano da relitti del margine della placca Eurasiatica, che hanno subito un alto grado di metamorfismo durante la subduzione, e dal microcontinente Brianzone.

Anche questo dominio affiora principalmente nella zona occidentale delle Alpi, ed è visibile a est solo grazie alle finestre tettoniche dei Tauri e dell'Engadina.

Il **dominio Austroalpino** occupa una posizione strutturale superiore al Pennidico ed è costituito da rocce di origine continentale e da sedimenti, interessati da un'impronta metamorfica alpina associata alla subduzione e collisione.

Affiora nella parte orientali delle Alpi, a partire dal bacino della Pannonia, e si estende alla zona più occidentale, dove termina con la Zona Sesia-Lanzo e Dent Blanche.

Il **Sudalpino**, delimitato a Nord dalla Linea Insubrica, è caratterizzato dalla vergenza verso sud delle sue unità.

È costituito da un basamento metamorfico derivante da un lembo relitto della placca Adria e da una copertura sedimentaria da Carbonifero-Permiano al Cenozoico. Si estende dal Canavese alle Alpi Dinaridi.

3.4 IL DOMINIO SUDALPINO

Il Sudalpino è il settore più meridionale della catena alpina (figura 3.16).

Si estende in senso est - ovest per circa 700 km dal Canavese fino al Bacino Pannonico e ha una larghezza variabile da meno di 50 a 150 km.

Rappresenta il margine passivo della catena alpina e il settore più settentrionale del margine continentale africano. È suddiviso in una parte occidentale, lombardo-piemontese, e in una orientale, veneto - friulana.

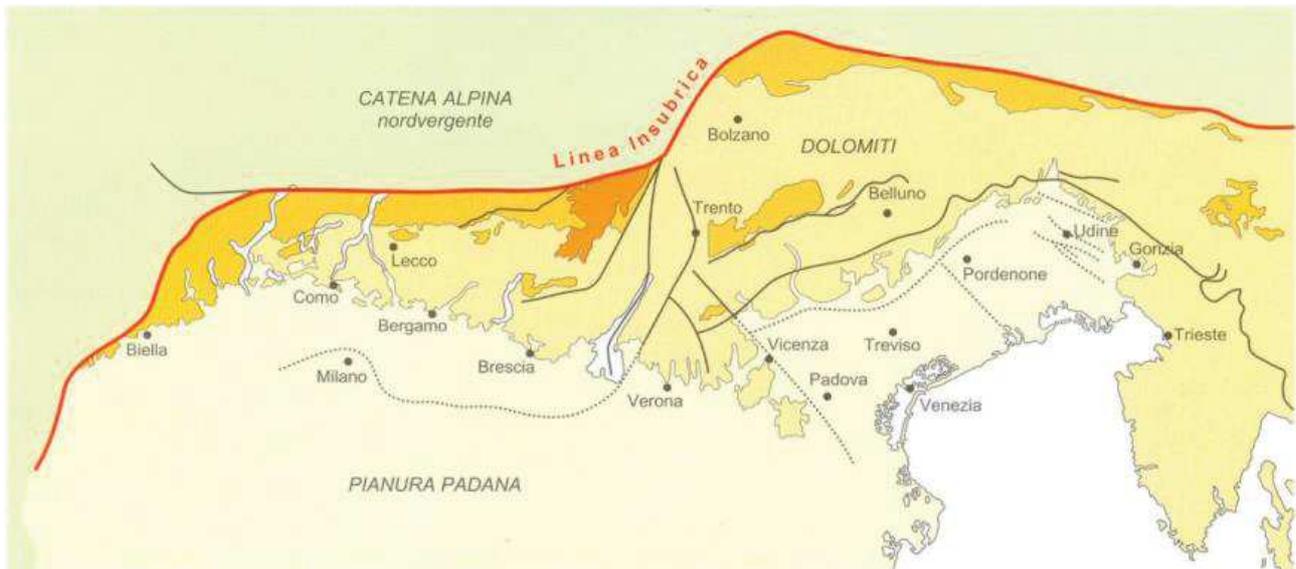


Figura 3.16 - Carta geologica semplificata del dominio Sudalpino. È delimitato a nord dalla Linea Insubrica (Bosellini, 2005).

Le Alpi Meridionali sono costituite da una serie di sovrascorrimenti SSE vergenti.

Questo dominio mostra una deformazione di tipo fragile, con piani di faglia con una geometria a ventaglio embricato (figura 3.17) e sono dominate da accavallamenti, con pronunciate anticlinali di rampa costituite da rocce provenienti dalla medesima area. Il fronte occidentale delle Alpi Meridionali è sepolto dai depositi costituenti la Pianura Padana, a causa dell'avanzamento verso Nord dell'avanfossa appenninica.

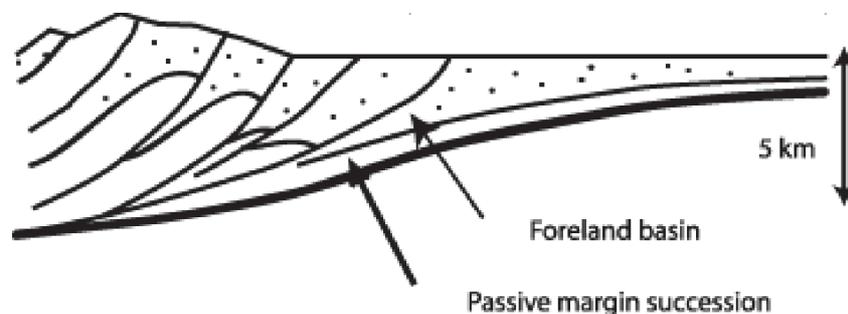


Figura 3.17 - Esempio schematico di faglie embricate.

La catena delle Alpi meridionali presenta uno stile deformativo notevolmente differente da quello sviluppatosi nei domini alpini a nord della linea Insubrica (figura 3.18). In questo tratto della catena infatti, i processi metamorfici, che nelle Alpi hanno prodotto una notevole trasformazione delle rocce, si sono sviluppati in modo incipiente e solamente nelle porzioni strutturalmente più profonde.

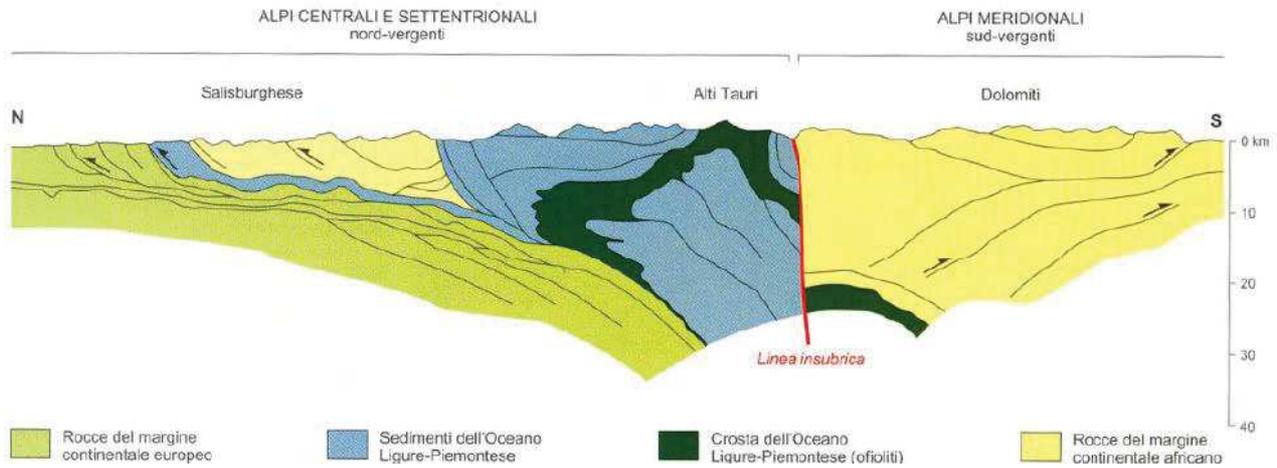


Figura 3.18 - Sezione schematica attraverso le Alpi Meridionali (Polino R., 1990)

3.5 LE ALPI OROBIE

Grazie allo studio delle strutture tettoniche riconosciute sul territorio bergamasco, è stato possibile suddividerlo in modo schematico nelle seguenti zone (da nord verso sud):

- Zona del basamento orobico;
- Zona delle anticlinali orobiche;
- Zona centrale a sovrascorrimenti sradicati o Unità strutturali intermedie;
- Zona centro-meridionale della Dolomia Principale o Parautoctono delle Prealpi;
- Settore frontale;
- Sottosuolo padano o Strutture sepolte del margine meridionale.

Sono di seguito riportate le descrizioni delle zone tettoniche della bergamasca appena elencate, tratte dalle Note Illustrative dei fogli geologici Clusone (Bersezio R. et alii, 2012) e Bergamo (Jadoul F. et alii, 2012), e dal Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale (Ghilardi S. et alii, 2002).

Nembro appartiene al “Parautoctono delle Prealpi”, in particolare alla fascia dei prismi carbonatici sin-rift.

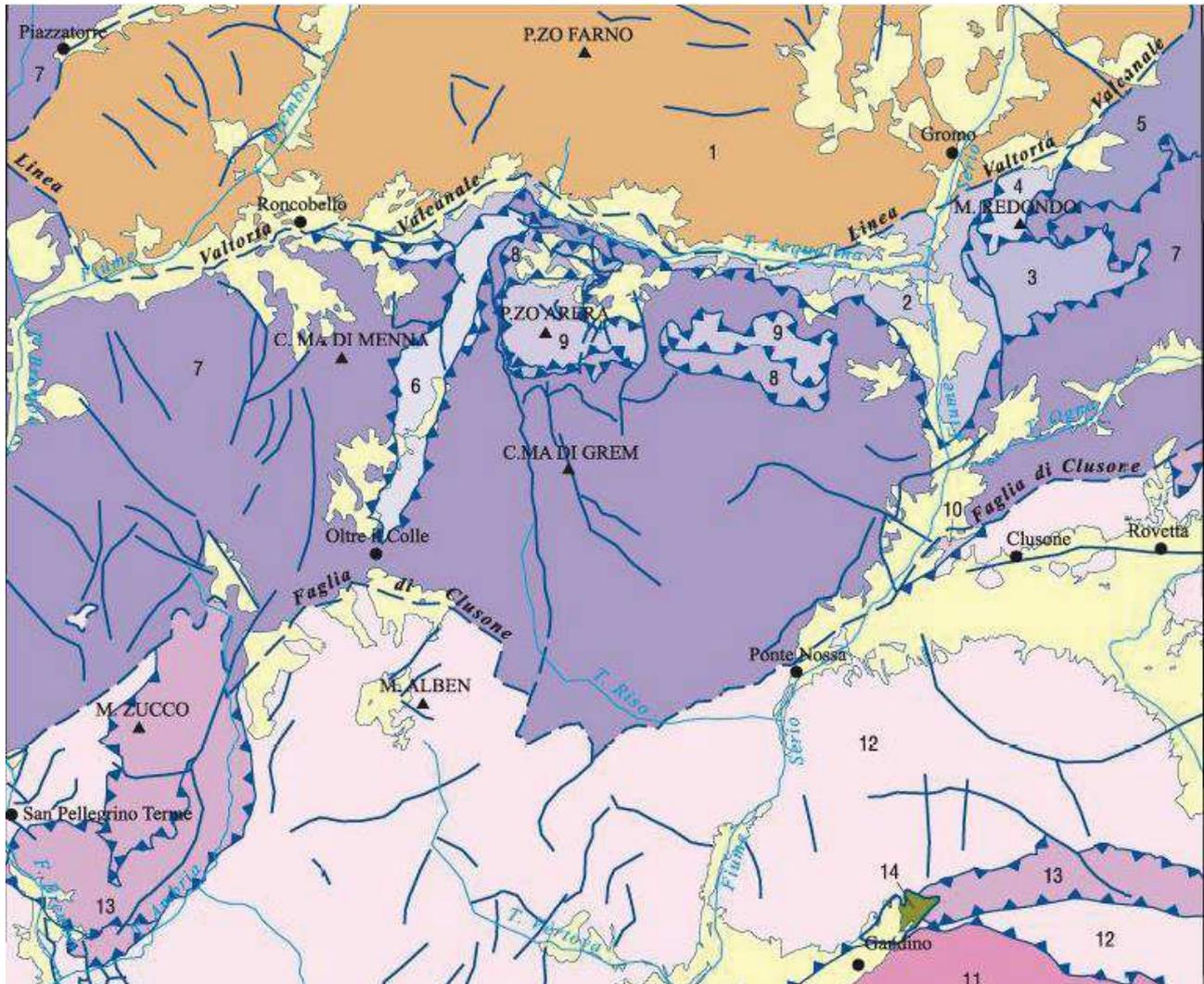


Figura 3.19 - Schema tettonico dell'alta bergamasca (Foglio geologico Clusone 77, 2012)

3.5.1 Zona del basamento orobico

Questo settore è compreso tra il fianco destro idrografico della Valtellina e la linea orobica; quest'ultima ha direzione circa E – W e attraversa il crinale orobico dei pressi del passo San Marco e di Foppolo, proseguendo poi per l'alta Val Seriana nella zona del rifugio Curò.

Questo settore risulta quasi interamente al di fuori della provincia di Bergamo, estendendosi principalmente nelle province di Sondrio e Como.

Questa zona è costituita principalmente dai litotipi appartenenti al basamento cristallino metamorfico, i quali sono sovrascorsi ¹verso sud, durante il processo di orogenesi, al di sopra della copertura sedimentaria lungo la linea orobica ed altri sistemi di faglie subparallele.

A queste strutture principali sono associati sovrascorrimenti minori e sistemi pervasivi di faglie aperte, con assi orientati circa E-O.

In questo settore sono stati riconosciuti due principali eventi deformativi di età precedente a quella dell'orogenesi alpina, avvenuti nel Paleozoico superiore durante l'orogenesi ercinica. Le due fasi risultano entrambe caratterizzate da formazione di pieghe² molto strette, sviluppatasi in condizioni di pressioni e temperature elevate.

Durante la fase più antica si sono raggiunte pressioni superiori ai 4,5 kbar (o 0,45 GPa) e temperature di 530° C, condizioni tipiche della facies metamorfica di tipo anfibolitica (figura 3.20).

Ciò ha portato alla formazione di associazioni mineralogiche a cianite, staurolite, granato e biotite.

Durante l'evento più recente si è verificata retrocessione delle condizioni metamorfiche con formazione di minerali quali albite, clorite e sericite, tipici della facies scisti verdi.

¹ Vedi il sottocapitolo 6.4 “Faglie e sovrascorrimenti”.

² Vedi il sottocapitolo 6.3 “Le pieghe”.

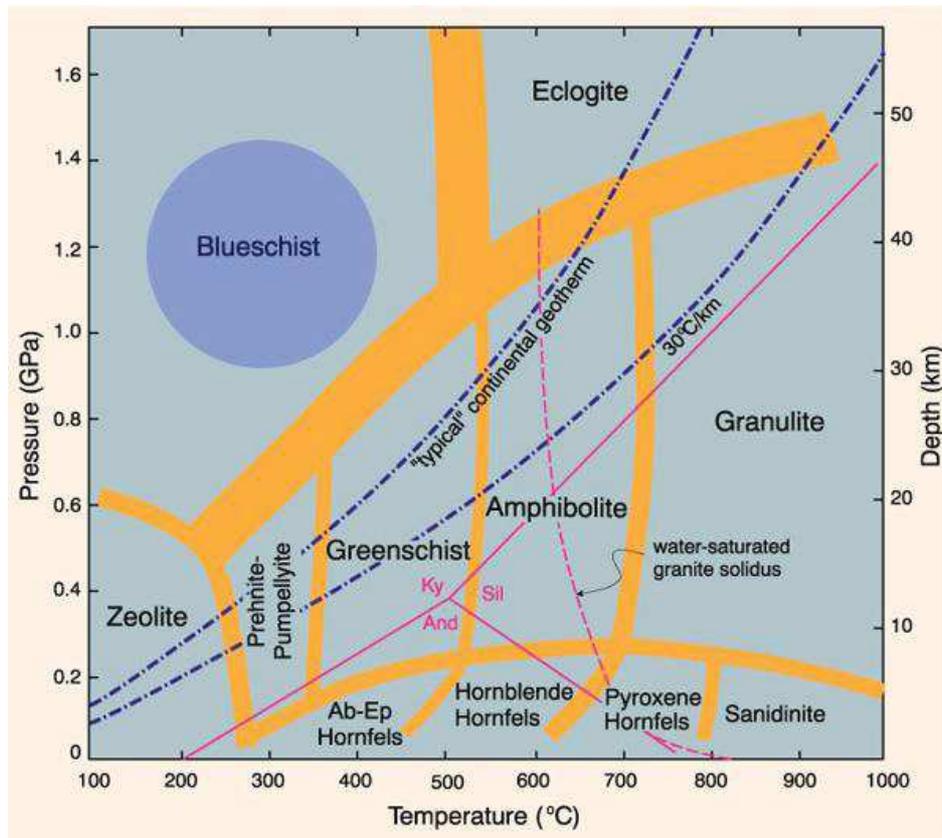


Figura 3.20 - Schema delle Facies Metamorfiche in relazione a Temperatura e Pressione (alexstrekeisen.it).

3.5.2 Zona delle anticlinali orobiche

Questo settore è situato a sud della zona descritta precedentemente ed è delimitato a nord dalla linea orobica e a sud dalla linea Valtorta-Valcanale, anch'essa orientata E-O.

Quest'ultima rappresenta un piano di faglia immergente verso sud, al di sopra della quale si ritrovano accavallate una serie di unità tettoniche costituite da rocce di età triassica.

Il settore è caratterizzato dalla presenza di grandi pieghe anticlinali (figura 3.21) di dimensioni chilometriche, con assi³ orientate E-NE/O-SO.

Queste anticlinali⁴ sono costituite da basamento cristallino e dalla soprastante copertura sedimentaria di età permiana (Formazione di Collio, Verrucano lombardo e occasionalmente Servino, facente parte del Trias basale).

Dal punto di vista strutturale sono presenti pieghe e un insieme di sovrascorrimenti embricati⁵ ad andamento E-O e E-NE/O-SO.

Nel settore più occidentale della Bergamasca, coincidente con la zona di Foppolo, le anticlinali hanno assetto più complesso, assumendo un andamento a sovrascorrimenti embricati.

Analoghe complessità strutturali si ritrovano nella parte più profonda della struttura esposta in alta Val Seriana tra Valbondione e il lago Barbellino, dove si possono osservare piani di sovrascorrimento di notevole importanza.

³ Vedi "elementi di una piega" nel sottocapitolo 6.3 "Le pieghe".

⁴ Vedi "convessità" nel sottocapitolo 6.3 "Le pieghe".

⁵ Una serie di sovrascorrimenti addossati gli uni agli altri con le superfici di scorrimento all'incirca parallele, in seguito all'azione unidirezionale di una spinta tettonica.

A questo settore strutturale appartengono i principali rilievi orobici: Diavolo di Tenda, i Pizzi Coca, Scals, Redorta, Recastello e Tre Confini, costituiti prevalentemente dalle rocce appartenenti alla formazione di Collio.

È in questa zona che sono stati scoperti in alta Val Seriana i principali giacimenti di uranio.

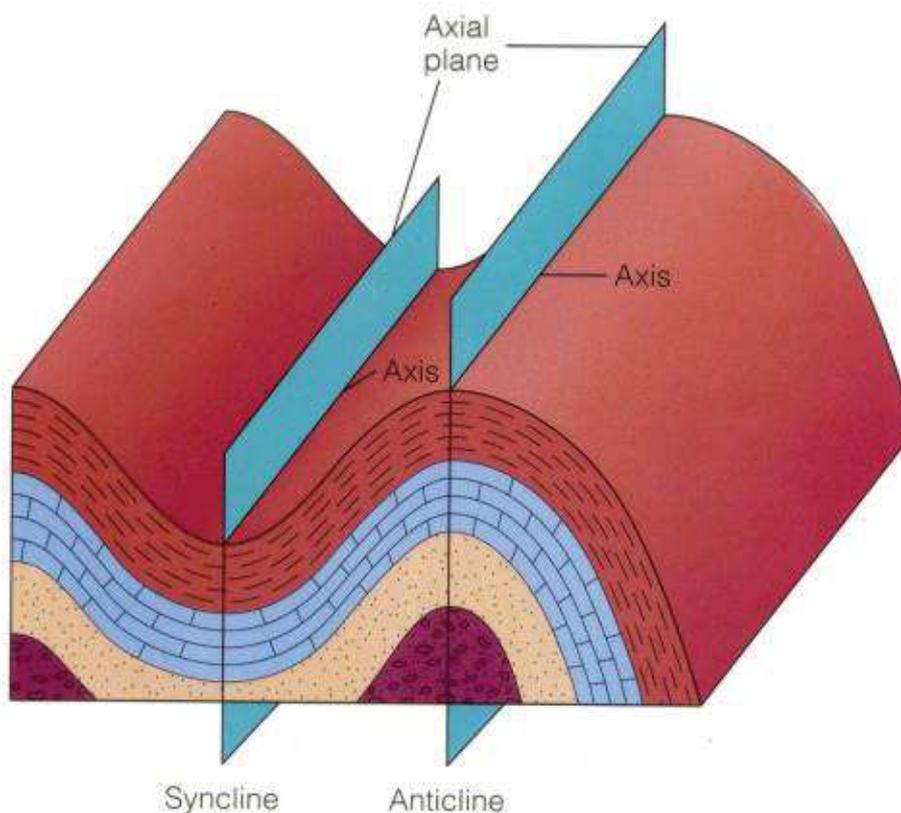


Figura 3.21 - Esempio di pieghe Sinclinali e Anticlinali.

3.5.3 Unità strutturali intermedie

Questo settore è delimitato a nord dalla linea Valtorta-Valcanale e a sud dalla faglia di Clusone, dal sovrascorrimento dell'Alben e dalla sua prosecuzione verso nord lungo il sistema di faglie sviluppate sul versante destro idrografico della Valle Brembana.

La principale caratteristica di questa zona è di essere costituita da una successione di sovrascorrimenti embricati costituiti da unità del Triassico inferiore-medio e della base del Triassico superiore, comprese cioè tra i due principali livelli di scollamento⁶, rappresentati dalla carniola di Bovegno e dai gessi del San Giovanni Bianco.

La struttura di questa zona è caratterizzata dalla duplice o triplice ripetizione delle unità carbonatiche del Triassico, che costituiscono una serie di sovrascorrimenti completamente sradicati con piani generalmente inclinati verso sud.

Anche in questa zona le pieghe formatesi per trascinamento lungo i piani di movimento indicano un movimento delle unità in direzione meridionale.

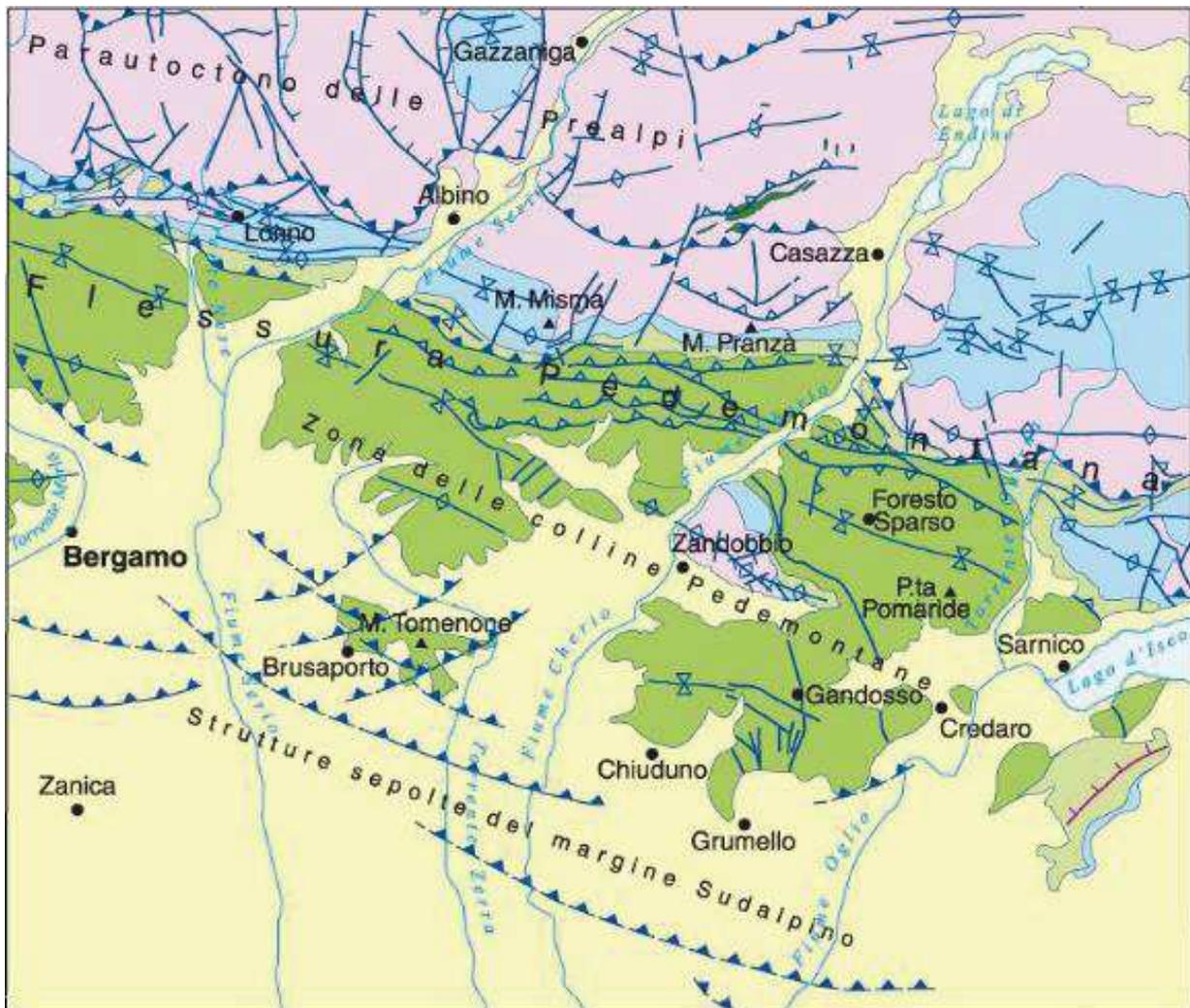
⁶ Distacco di una massa rocciosa superficiale dalle rocce sottostanti accompagnato in genere da scivolamento delle prime sulle seconde con conseguente deformazione differenziale delle une rispetto alle altre.

Notevoli differenze in direzione est-ovest sono riscontrabili nell'assetto strutturale regionale; mentre nel settore centro-occidentale le unità tendono ad immergersi a sud al di sotto della dolomia principale, nella zona orientale i fronti meridionali sovrascorrono invece al di sopra della dolomia principale.

Anche all'interno di questa zona sono presenti faglie trasversali orientate circa N-S, lungo le quali si sono verificati movimenti prevalentemente di tipo trascorrente.

Alcune recenti datazioni radiometriche di filoni andesitici (64 milioni di anni), che attraversano i piani di sovrascorrimento presenti, indicano che alcuni dei più importanti sovrascorrimenti sono avvenuti durante il Cretaceo.

Nella zona centrale sono presenti i principali rilievi prealpini carbonatici della Bergamasca centrale: Pizzo Camino, massiccio della Presolana, Ferrante e costiera Secco-Arera.



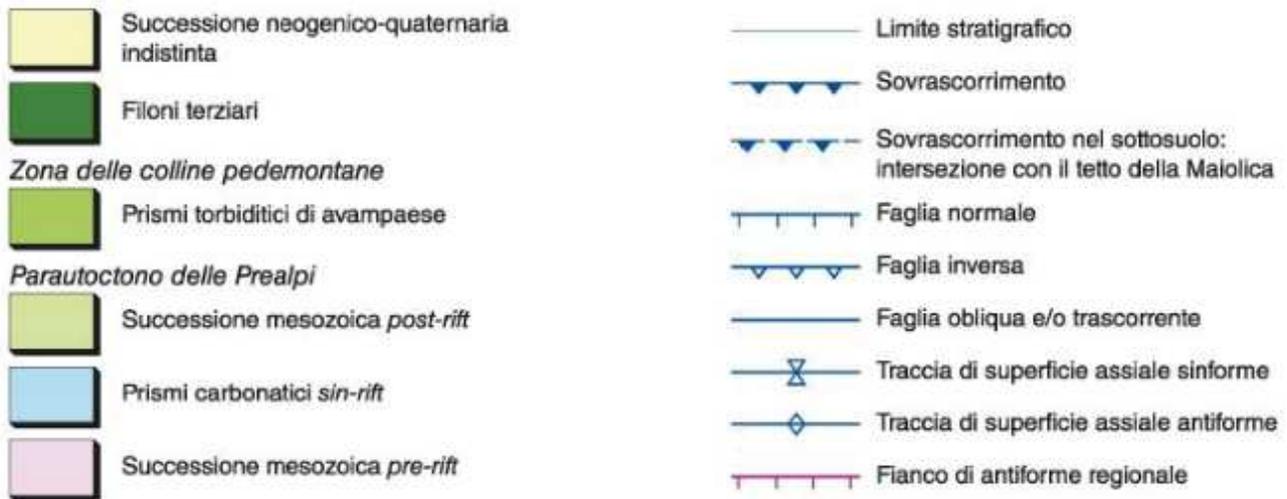


Figura 3.22 - Schema tettonico della provincia di Bergamo (Foglio Bergamo 98, 2012).

3.5.4 Parautoctono delle Prealpi (o Unità strutturali superiori)

Questo settore è caratterizzato dalla presenza pressoché continua di un potente piastrone carbonatico costituito dalla dolomia principale del Triassico superiore e subordinatamente dai sedimenti del Triassico terminale.

La struttura tettonica è influenzata in modo molto netto da questa imponente successione di carbonati, le cui particolari caratteristiche meccaniche la rendono un livello tettonico ben definito che sviluppa strutture del tutto caratteristiche.

Anche in questo settore sono presenti importanti raddoppi tettonici che duplicano lo spessore della dolomia principale.

A causa della notevole rigidità, la dolomia principale è segmentata da sistemi di faglie trascorrenti orientati NE-SO, N-S e NO-SE presenti nella zona del monte Cavlera, tra Selvino e Albino e a sud di San Pellegrino.

A sud il settore è delimitato dal fronte meridionale della dolomia principale, bene esposto con notevoli complicazioni locali tra Albino e Zogno, mentre a est e ovest il limite appare meno chiaro.

L'età delle deformazioni avvenute in questo settore è, almeno in parte, più recente rispetto alla zona settentrionale, in quanto sono stati osservati dicchi porfiritici dislocati da sovrascorrimenti e faglie trascorrenti, mentre nelle zone situate a nord gli stessi sistemi di filoni non sono stati deformati successivamente alla loro messa in posto.

In tale settore, inoltre, questo tipo di manifestazioni magmatiche, quali intrusioni di dicchi sia verticali che orizzontali e di piccoli corpi magmatici, sono molto diffuse.

Mentre queste manifestazioni venivano precedentemente associate nel tempo al magmatismo dell'Adamello (30-40 milioni di anni), alcune recenti datazioni radiometriche effettuate su campioni provenienti dalla zona di Gandino sembrano indicare un'età più antica (50 milioni di anni circa).

I principali rilievi montuosi presenti in questo settore sono rappresentati dal Monte Resegone, dall'Aralalta – Monte Zuccone, dal Monte Concervo – Venturosa, dai massicci dell'Alben e dal Resegone.

3.5.5 Settore frontale

Questa zona comprende la parte frontale affiorante della catena sudalpina.

Le strutture principali formano tre fasce parallele costituite rispettivamente da nord a sud da:

- Un allineamento di pieghe anticlinali con il fianco⁷ meridionale verticale o rovesciato, costituite da una successione che va dal Triassico superiore al Cretaceo inferiore (*Flessura Pedemontana*, Desio, 1929).

Queste pieghe sono delimitate da sciami di faglie inverse a basso angolo, per mezzo delle quali si realizza il loro accavallamento sulle successioni del Cretaceo.

- Due grandi anticlinali molto aperte: l'anticlinale di Zandobbio e l'anticlinale del Monte Canto.

- Una successione di pieghe in parte rovesciate⁸, costituite prevalentemente da successioni cretache, e accavallamenti che si immergono al di sotto della pianura padana (*Zona a pieghe e sovrascorrimenti delle Colline Pedemontane*, Bersezio & Fornaciari, 1987).

La successione cretaca viene raddoppiata, scollata dal proprio substrato in corrispondenza della Marna del Bruntino e al proprio interno in corrispondenza delle Peliti Nere.

La propagazione verso S dei sovrascorrimenti origina coppie sinclinali-anticlinali appaiate a scala regionale, delimitate da un fianco settentrionale verticalizzato e molto continuo lateralmente.

3.5.6 Strutture sepolte del margine meridionale

Le strutture della catena sudalpina proseguono in profondità sotto i sedimenti plio-quadernari della pianura padana.

Gli elementi geologici noti derivano essenzialmente da dati di fonte AGIP pubblicati nell'ultima decina di anni. Sia i caratteri stratigrafici che i dati strutturali sono stati ricostruiti attraverso l'interpretazione integrata di dati geofisici e geologici, ricavati da rilievi gravimetrici e magnetometrici, dall'interpretazione di linee sismiche e dai risultati delle perforazioni profonde effettuate.

Vengono distinti tre principali livelli:

⁷ Vedi "elementi di una piega" nel sottocapitolo 6.3 "Le pieghe".

⁸ Vedi "inclinazione del piano assiale" nel sottocapitolo 6.3 "Le pieghe".

- **Basamento magnetico:** comprende il basamento cristallino e le successioni vulcaniche pre-Triassiche delle Alpi meridionali. Questo settore è situato a una profondità inferiore ai 5 chilometri.
- **Copertura mesozoica:** è costituita per lo più da unità carbonatiche a stratificazione massiccia; risulta paragonabile e simile a quella affiorante. Lo spessore ricavato dalle linee sismiche e dai carotaggi risulta pari a circa tremila metri, nettamente inferiore agli spessori rilevabili in affioramento. Dal punto di vista strutturale, questa copertura partecipa alle strutture che coinvolgono il basamento sottostante, risultando scollata e più volte ripetuta a formare un insieme di sovrascorrimenti embricati, probabilmente interposti tra scaglie di basamento.
- **Successione terrigena cenozoica:** in questa successione vengono incluse tutte le successioni di età compresa tra il Paleocene e il Pliocene. Sono state identificate due principali successioni: la prima di età Paleocene-Miocene medio, fortemente deformata e scollata dalle sottostanti unità mesozoiche; la seconda di età variabile tra il Miocene superiore e il Pliocene, poco deformata e discordante dalla precedente, che risulta leggermente tiltata verso sud a costituire la monoclinale pedealpina.

3.6 NEMBRO E LE EVIDENZE DELLA TETTONICA SUL TERRITORIO

Come spiegato nei capitoli precedenti, tutto il nostro territorio è stato interessato da fenomeni tettonici.

È possibile però osservare in modo più diretto l'influenza di questi fenomeni?

3.6.1 La successione rovescia

Osservando con attenzione la carta geologica di Nembro (figura 3.23), si possono dedurre alcune evidenze che provano la natura tettonica dell'assetto geologico del territorio.

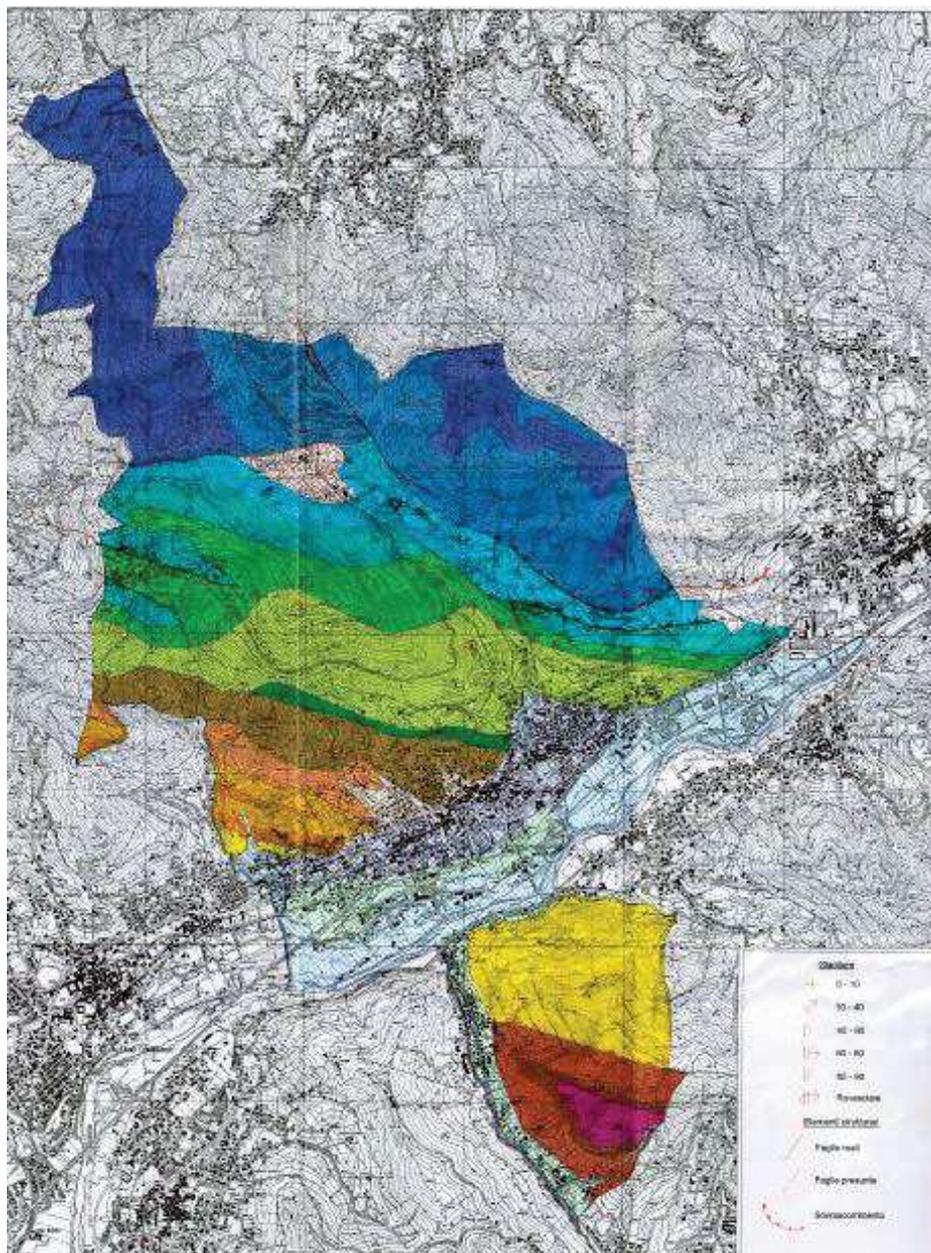


Figura 3.23 - Carta geologica di Nembro (PGT comune di Nembro)

I diversi colori in carta indicano differenti litologie e soprattutto un differente periodo di formazione:

le litologie in blu appartengono al periodo Triassico, le litologie in verde appartengono al periodo Giurassico e le litologie in giallo appartengono al periodo Cretaceo.

Le rocce appartenenti al periodo più antico (il Triassico) si trovano nella parte strutturalmente più in alto del territorio, per esempio sulla cima del monte Cereto; scendendo verso il fiume Serio, le litologie diventano più giovani, fino ad arrivare alla zona di Gavarno che ha le rocce più recenti (Cretaceo).

Logicamente, se il territorio rimanesse immutato, le rocce più antiche dovrebbero trovarsi al di sotto di quelle più giovani.

Avendo in questo caso una *successione rovescia*, si può dedurre che solo grazie alla tettonica le rocce del nostro territorio siano state letteralmente ribaltate rispetto alla loro posizione genetica.

3.6.2 Gli strati rocciosi a reggipoggio

Una caratteristica ben visibile che accomuna tutte le rocce presenti sul territorio di Nembro è la loro giacitura (orientazione rispetto al nord e inclinazione): gli strati delle rocce non sono disposti in modo orizzontale, ma sono inclinati di diversi gradi.

Secondo il principio dell'orizzontalità originaria (N. Stenone), gli strati di sedimenti si depongono sempre orizzontalmente prima di diagenizzarsi.

Il fatto che le rocce presentino una tale inclinazione, può essere spiegato solamente tramite l'intervento di forze tettoniche.



Figura 3.24 - Strati inclinati di calcari, Lonno (Gianni Comotti).

Il termine **reggipoggio** è riferito all'inclinazione degli strati opposta a quella del versante: ciò comporta l'affioramento delle rocce secondo il loro spessore e non il piano dello strato. Questo è un ulteriore motivo per cui sul territorio nembrese sono presenti molti litotipi differenti: è come osservare una pila di libri dal dorso. Se si osservassero dalla copertina, sarebbe visibile solo quello più in alto.



Figura 3.25 - Strati a reggipoggio, valle del Carso (Gianni Comotti).

3.6.3 Le pieghe

Le pieghe sono l'espressione più evidente dei meccanismi duttili innescati da cinematica compressiva: sono quindi tipiche di zone in cui il territorio è stato sottoposto a forze tettoniche molto elevate, spesso riconducibili all'orogenesi.

Osservando una roccia, solida e resistente, sembrerebbe impossibile che possa piegarsi. Infatti le pieghe si formano a condizioni di temperature e pressioni tali che la roccia abbia un comportamento meccanico duttile: si piega come fosse un materiale plastico.

Le pieghe sono composte da diversi elementi (figura 3.26):

- la *cerniera*: la parte di massima curvatura, in corrispondenza della quale si congiungono i cosiddetti *fianchi*, cioè le superfici laterali della piega;
- il *piano assiale*: ossia il piano sul quale giacciono tutti i punti di massima curvatura di tutte le superfici piegate, e pertanto rappresenta il piano di simmetria;
- il *nucleo*: la parte più interna, lungo la quale passa il piano assiale della piega;

- l'asse della piega: l'intersezione del piano assiale con una delle infinite superfici deformate della piega stessa e, come peraltro il piano assiale, può essere orizzontale o variamente inclinato fino alla posizione verticale;
- la *vergenza*: la direzione verso cui tende a coricarsi la piega.

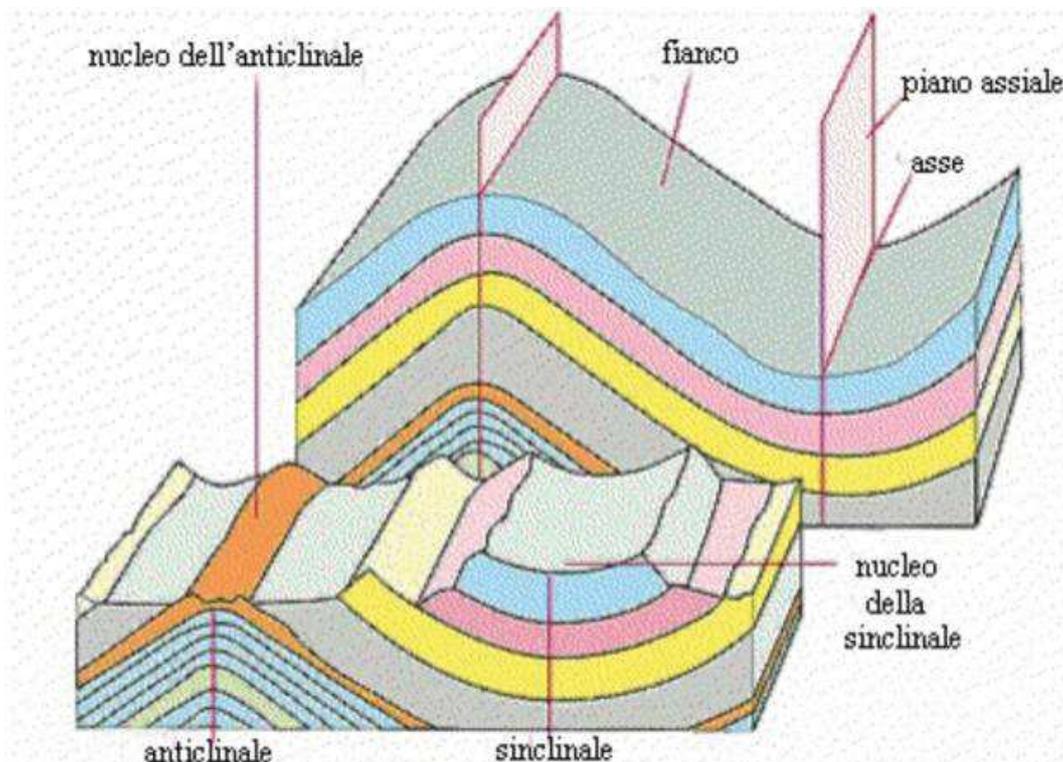


Figura 3.25 - Schema di pieghe (scienzeescienze.blogspot.com)

Le pieghe vengono classificate secondo diverse caratteristiche: la convessità, l'angolo tra i due fianchi, l'inclinazione del piano assiale, ecc.

La convessità

Le pieghe **sinformi** hanno convessità verso l'alto, mentre le **antiformi** hanno convessità verso il basso.

Allo stesso modo vengono definite anche le sinclinali e anticlinali, ma dal punto di vista stratigrafico: le **sinclinali**, per essere definite tali, devono avere al nucleo delle litologie più giovani rispetto a quelle sui fianchi; viceversa per le **anticlinali**.

L'inclinazione del piano assiale

- **diritte**: pieghe con piano assiale verticale;
- **inclinate**: pieghe i cui fianchi si immergono in direzioni opposte, ma con un diverso grado di inclinazione;
- **rovesciate**: pieghe con fianchi inclinati nella stessa direzione; nel fianco inferiore gli strati più recenti sono presenti al di sotto di quelli più antichi;

- **coricate**: pieghe con piano assiale pressoché orizzontale. Qualora le pieghe coricate siano di notevoli dimensioni, danno luogo alla formazione di falde di ricoprimento;
- **immerse**: pieghe in cui l'asse ha un'inclinazione negativa.

L'angolo formato dai fianchi della piega

- 140°: piega **blanda**;
- 140°-70°: piega **aperta**;
- 70°-30°: piega **serrata**;
- < 30°: piega **acuta**;
- se i fianchi sono paralleli: **isoclinale**.

Le pieghe possono avere dimensioni molto differenti: da decine di chilometri a pochi millimetri.

In foto (figura 3.27) si possono osservare delle pieghe sinformi e antiformali che interessano un intero versante, in Val Brembana.



Figura 3.26 - Pieghe decametriche in calcare di Zu, Zogno (Valbrembanaweb.com)

Anche sul territorio di Nembro si possono osservare delle pieghe, soprattutto a più piccola scala.

Nei casi riportati nella pagina seguente (figure 3.28, 3.29) le pieghe sono **coricate**, ovvero hanno piano assiale circa orizzontale, e hanno un'apertura dei fianchi di poco inferiore ai 90°, classificabili come **aperte**.



Figura 3.27 - Piega in calcari, zona torrente Carso (Gianni Comotti).



Figura 3.28 - Piega in calcari giurassici, mulattiera Lonno-Zuccarello (Gianni Comotti).

Nelle figure 3.30 e 3.31 è rappresentato il medesimo affioramento da angolazioni diverse. Nella prima immagine si può osservare l'inclinazione circa verticale degli strati di calcare, nella parte più alta dell'affioramento. Verso il basso, gli strati si curvano in una piega coricata.

La linea rossa evidenzia l'andamento della piega.



Figura 3.29 - Piega in Calcarea di Moltrasio, zona Piazza (Laura Palombo, 2017)

Nella seconda immagine si possono osservare, con una migliore prospettiva, i fianchi della piega e il suo asse (rappresentato con il tratteggio azzurro).



Figura 3.30 -Piega in Calcere di Moltrasio, zona Piasco (Laura Palombo,2017)

Nell'immagine 3.32 si può osservare un'altra piega, con immersione e apertura analoga alle due precedenti.



Figura 3.31 - Fianco di piega in Calcere di Moltrasio, zona Piasco (Laura Palombo, 2017)

Sul territorio nembrese è possibile vedere anche una piega a grande scala (figura 3.33). Osservando la cava Cugini dalla zona di Piazzo è possibile scorgere una piega sinforme di notevoli dimensioni.

Nella parte destra dell'immagine gli strati di calcare sono circa orizzontali; nella parte sinistra invece gli strati hanno un'inclinazione molto alta, quasi a 90°.

Seguendo visivamente gli strati all'interno della cava, si può ricostruire senza difficoltà l'andamento della piega (linea in rosso): è **asimmetrica**, ovvero i due fianchi non sono speculari rispetto al piano assiale, ed è aperta.



Figura 3.32 - Piega in calcari, cava Cugini (Laura Palombo, 2017)

3.6.4 Faglie e sovrascorrimenti

Le faglie sono fratture lungo le quali si ha un movimento relativo tra i due blocchi di roccia da esse interessati.

Le faglie, come le pieghe, sono il risultato di un'intensa attività tettonica; a differenza delle pieghe però, la cinematica che le crea può essere sia di compressione (es. orogenesi, subduzione) sia di estensione (es. rift, dorsali oceaniche).

Un'altra differenza con le pieghe è data dal fatto che le faglie non sono indice di comportamento meccanico duttile, ma **fragile**.

Infatti una roccia, per essere fagliata o fratturata, deve trovarsi in condizioni di temperature e pressioni basse.

Basti pensare che una roccia può essere fratturata a condizioni ambientali.

La faglia è il risultato di un accumulo di stress tettonico, che arrivando ad un punto critico, frattura la roccia e ne disloca le due parti separate: questo movimento genera una serie di onde che danno origine ai **terremoti**.

La superficie di scorrimento dei due blocchi è chiamata **specchio di faglia** (o piano di faglia) e solitamente risulta come una parete levigata e con strie legate al movimento.

Il blocco che si trova al di sopra dello specchio di faglia è definito **hanging wall**, il blocco che si trova al di sotto è definito **footwall**.

Le faglie possono essere classificate a seconda dei movimenti che compiono i due blocchi rispetto al piano (figura 3.34).

- **Faglie trascorrenti:** le faglie sono dette trascorrenti se il piano è verticale o obliquo, ma con spostamento dei due blocchi orizzontale. Vengono a loro volta definite *sinistre* o *destre* a seconda della direzione di dislocazione del blocco che si ha di fronte, ponendosi sulla linea di faglia.
L'esempio più famoso di questo tipo di faglie è la faglia di San Andreas in California.
- **Faglie dirette o normali:** le faglie sono dette dirette se l'hanging wall scende rispetto al piano. Le faglie dirette si sviluppano in un contesto tettonico di tipo distensivo o divergente.
- **Faglie inverse:** le faglie sono dette inverse se l'hanging wall sale rispetto al piano. Le faglie inverse sono tipiche di un regime tettonico di tipo compressivo o convergente.

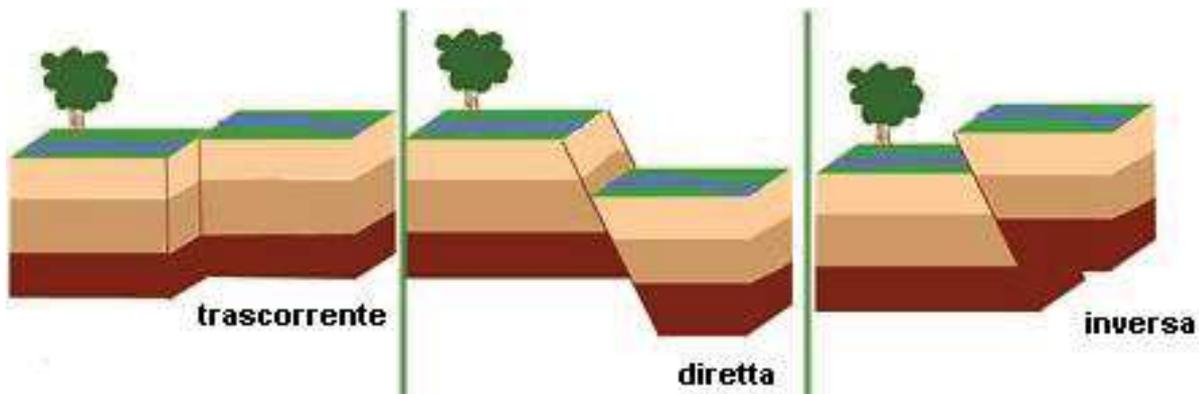


Figura 3.33 – Schema delle tipologie di faglia (USGS)

Sul territorio nembrese sono presenti delle faglie, molto spesso però risulta difficile la loro osservazione a causa della vegetazione e dall'antropizzazione del territorio; nelle immagini 3.35, 3.36, 3.37, 3.39 e 3.40 si può osservare uno specchio di faglia localizzato presso la cava di Trevasco.

Nell'estratto della carta litologica (figura 3.36) si può notare come in quell'area siano indicate diverse faglie presunte, ovvero non verificate a causa degli scarsi affioramenti.

Nel cerchio in blu è indicata l'ubicazione dello specchio di faglia.



Figura 3.34 - Specchio di faglia, cava Trevasco (Gianni Comotti, 2008)



Figura 3.36 - Specchio di faglia, cava Trevasco (Gianni Comotti, 2008)

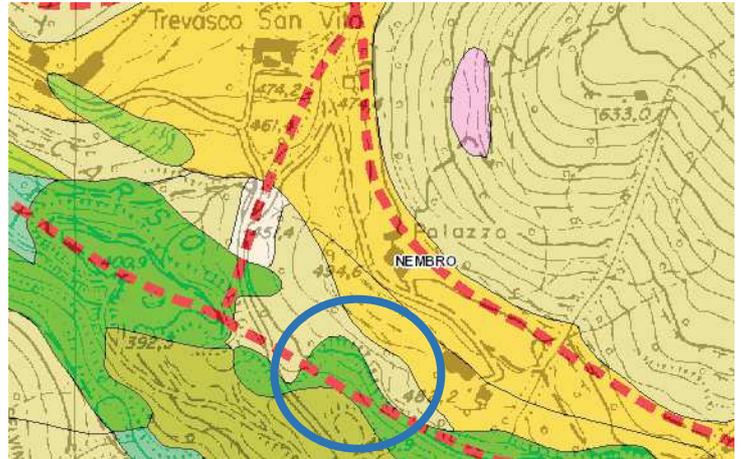


Figura 3.38 - Dettaglio di carta litologica dei territori collinari e montani della provincia di Bergamo (Siter@)



Figura 3.3735 - Cava Trevasco (Laura Palombo, 2017).



Figura 3.36 - Panoramica della cava Trevasco, (Gianni Comotti). Si può osservare chiaramente la parete verticale dello specchio di faglia lungo il versante.



Figura 3.37 - Interno della cava Trevasco (Gianni Comotti), ad oggi non più visibile. Sulla parete di destra si può vedere lo specchio di faglia.

Le faglie non sono solo strutture che interessano le rocce a grande scala.

Nella foto in basso si può notare un dislocamento all'interno della roccia, identificato con il tratteggio rosso. Il dislocamento è visibile grazie alla presenza di un **marker**: i marker sono degli strati che per colore, composizione o tessitura si differenziano dal resto della matrice rocciosa.

Nel caso della figura 3.41 il marker è lo strato grigio scuro di spessore centimetrico, evidenziato dalla linea in azzurro: si può notare in modo molto chiaro come il lato di sinistra (footwall) risulti più sollevato rispetto al lato di destra (hanging wall).

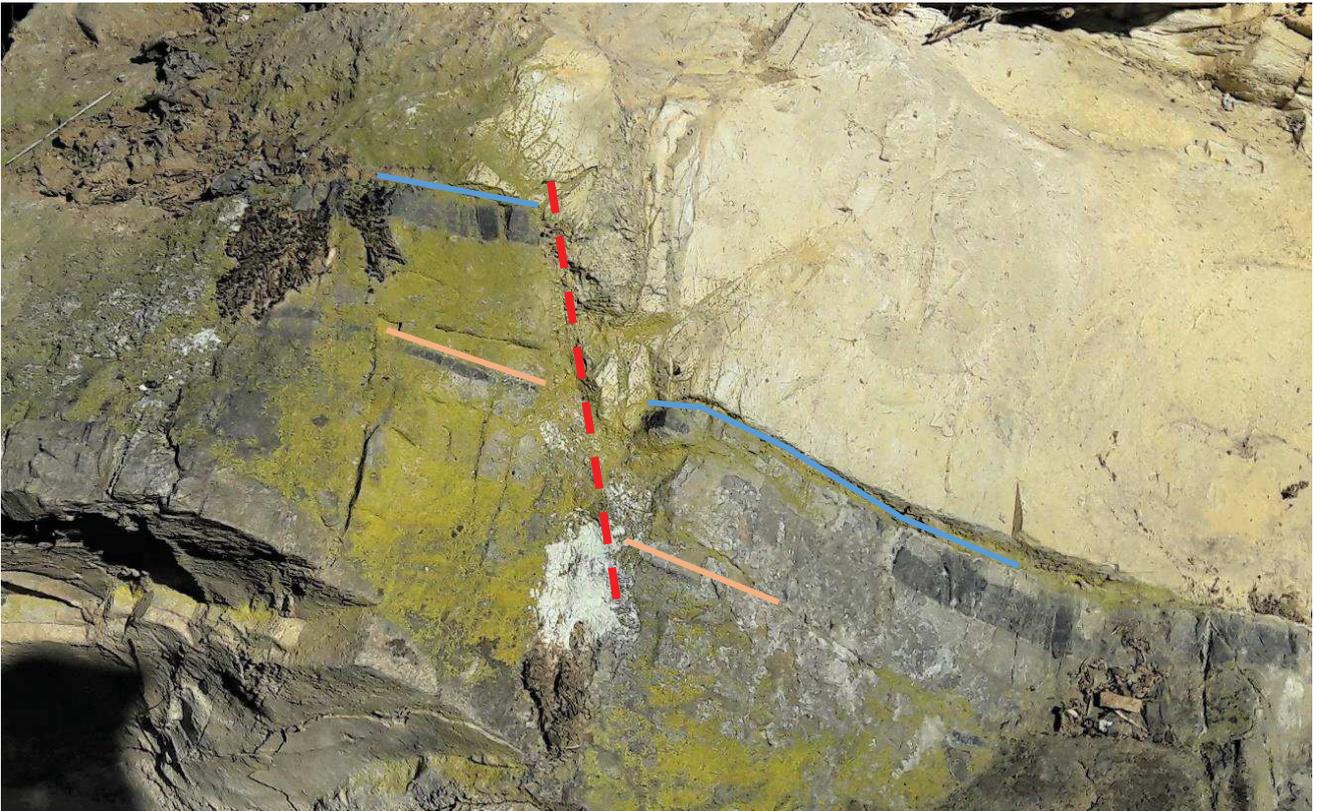
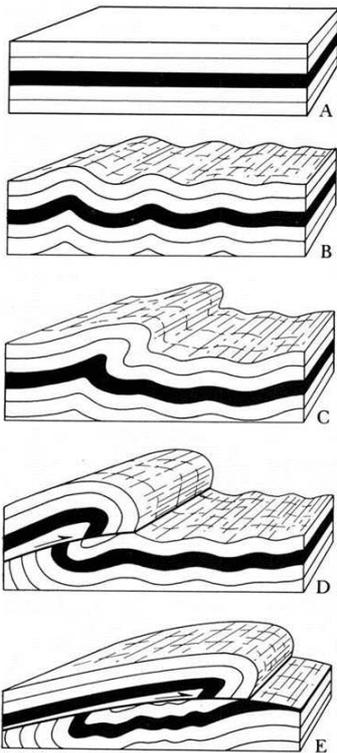


Figura 3.38 - Faglia in Calcere di Moltrasio, zona Piazza (Laura Palombo, 2017)



I **sovrascorrimenti** sono strutture assimilabili alle faglie inverse: anch'essi sono risultato di regime compressivo.

A differenza delle faglie inverse però hanno un'inclinazione del piano di scorrimento vicino all'orizzontale.

Nella figura a fianco è rappresentata l'evoluzione che porta alla formazione di un sovrascorrimento.

Nella figura B gli sforzi compressivi provocano la formazione di pieghe; quando viene raggiunto il limite di rottura, la roccia si frattura creando il sovrascorrimento (figura 3.42, D).

Fino a quando il regime tettonico compressivo rimane attivo, il blocco di tetto continuerà a scorrere al di sopra di quello di letto.

Figura 3.39 - Schema dell'evoluzione di un sovrascorrimento

Un esempio di sovrascorrimento molto ben marcato si può vedere sul monte Ferrante, in località Colere.

Nell'immagine 3.43 si può notare il sovrascorrimento, ovvero la profonda frattura che taglia, in posizione suborizzontale, tutto il massiccio.



Figura 3.40 - Sovrascorrimento in calcare di Esino, monte Ferrante, Colere (Laura Palombo, 2015)

Anche sul territorio di Nembro è presente anche un importante sovrascorrimento: il sovrascorrimento di Albino (figura 3.44).

È evidenziato dalla linea rossa tratteggiata, che nasce ad Albino per poi proseguire sul territorio nembrese, e segue in modo circa parallelo le isoipse: ciò significa che la sua inclinazione è suborizzontale.

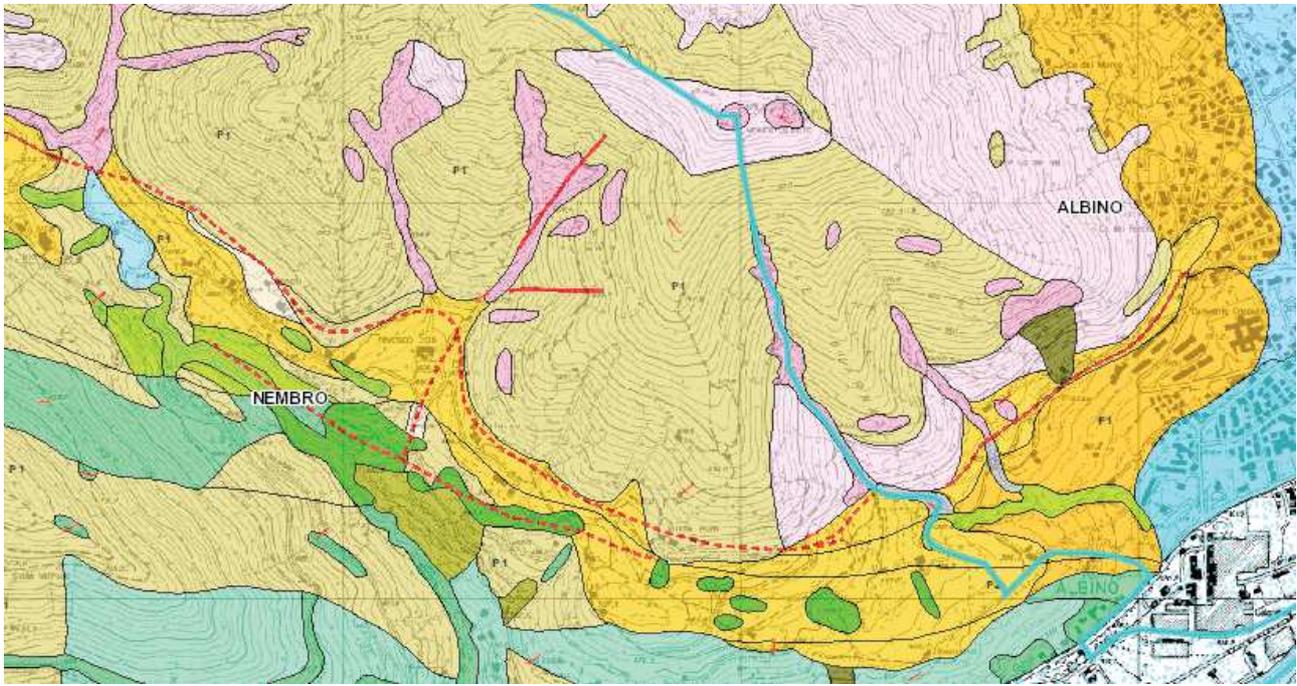


Figura 3.44 - Dettaglio di carta litologica dei territori collinari e montani della provincia di Bergamo (Siter@)

BIBLIOGRAFIA

Alfè D. et alii, 2002

Alfè D., Gillan M. and Price G.D.: *Composition and temperature of the Earth's core constrained by combining ab initio calculations and seismic data*, in *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 195, 1-2, Elsevier, 30 gennaio 2002, pp. 91–98

Bersezio R. et alii, 2012

Bersezio R., Bini A., Ferliga C., Gelati R.: *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 098, Bergamo, 2012.*

Ghilardi et alii, 2002

Ghilardi S., Mosconi E., Mutti M.: *Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale, 2002.*

Jadoul et alii, 2012

Jadoul F., Berra F., Bini A., Ferliga C., Mazzoccola D., Piccin A., Rossi R., Rossi S., Trombetta G.L.: *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 077, Clusone, 2012.*

Lide D. R., 2006-2007

Lide D. R., *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 87th, 2006-2007, pp. 14–13.

Louie J., 1996

Louie J.: *Earth's Interior*, 1996.

Rogers et alii, 2008

Rogers N., Blake S., Burton K., Widdowson M., Parkinson I., Harris N.: *An Introduction to Our Dynamic Planet*, 2008.