

STORIA GEOLOGICA DELLE DOLOMITI-CORSO BASE GEOLOGIA GNB 2013

La definizione geografica della Regione Dolomitica è piuttosto ampia e comprende aree diverse da un punto di vista geologico e paesaggistico. D'altro canto, in molte regioni delle Alpi vi sono zone dolomitiche che non sono incluse nelle Dolomiti s.s. (es., le Dolomiti di Brenta, le Piccole Dolomiti di Recoaro, le Grigne in Lombardia, le Dolomiti dell'Engadina, le Alpi Giulie, ecc.)

La regione a cui è stato dato inizialmente il nome di Dolomiti ha i seguenti limiti:

- a N, la Val Pusteria (Pustertal), da Rio Pusteria (Mülbach) a S. Candido (Innichen);
- a O, le valli dell'Isarco (Eisack) e dell'Adige (Etsch), da Bressanone (Brixen) fino a Trento;
- a E, la Val di Sesto (Sexten), la Val Padola fino a S. Stefano di Cadore e poi la Valle del Piave fino a Longarone e Ponte nelle Alpi;
- a S, il limite è più incerto: una definizione allargata indica come limiti la Valsugana e il Vallone Bellunese, da Fonzaso a Ponte nelle Alpi; una più ristretta (e più geologica) ha come limite la "Linea della Valsugana", una faglia regionale che dal Lago di Caldonazzo si estende attraverso il Passo del Brocon, Passo di Gobbera, Fiera di Primiero, Passo Cereda e Agordo, fino a Pieve di Cadore e Lorenzago. In questo secondo caso rimarrebbero escluse le Dolomiti Bellunesi.

Le Dolomiti appartengono al dominio delle Alpi Meridionali Orientali o Sudalpino; geologicamente la suddivisione delle Alpi è definita considerando la posizione dei maggiori elementi strutturali rispetto alla principale lineazione tettonica, una linea di sutura (zona di taglio) chiamata Lineamento Insubrico o Periadriatico, sviluppata con orientamento prevalente Est-Ovest attraverso tutte le Alpi. Questa linea rappresenta il contatto tra le vecchie placche tettoniche Adria ed Eurasia. In particolare, le Alpi Meridionali sono localizzate, per definizione, a Sud del Lineamento; per il loro stile tettonico sono considerate una catena a "pieghe Sud-vergenti" e a "sovrascorrimenti" (fascia a vergenza africana), opposta a quella delle Alpi Settentrionali (fascia a vergenza europea), posta a N.

(In Geologia la vergenza definisce la direzione di rovesciamento di una piega, ovvero la direzione verso cui avviene il trasporto orogenico di una falda. Solitamente la vergenza è indicata dall'appartenenza di quella piega ad un dominio strutturale, ad es. le falde delle Alpi hanno vergenza alpina).

Digressione sulla tettonica a placche

La tettonica delle placche (dal greco *tektōn* = "costruttore") è il modello sulla dinamica della Terra che spiega fenomeni quali terremoti, orogenesi, disposizione dei vulcani, ecc. La crosta terrestre, insieme alla parte più esterna del mantello sottostante, forma la cosiddetta litosfera, un involucro a comportamento fragile, con uno spessore che va da 0 a 100 km per la litosfera oceanica a un massimo di 200 km per quella continentale (in corrispondenza di catene montuose). La litosfera è suddivisa in una decina di "zolle" (placche) principali (Placca Antartica, P. Sudamericana, P. Africana, P. Indo-australiana, P. Pacifica, P. Nordamericana, P. Euroasiatica), più numerose altre micro-placche (Placca di Nazca, P. di Cocos, P. caraibica, P. Scotia, P. Araba o Arabica, P. Indiana, P. delle Filippine, P. Juan de Fuca.). Le placche litosferiche si possono paragonare a zattere che "galleggiano" in equilibrio isostatico sullo strato sottostante, l'astenosfera. Questa ha un comportamento plastico, ovvero si comporta come un fluido ad elevata viscosità i cui movimenti sono significativi su scala geologica. Le zolle tettoniche possono muoversi sopra l'astenosfera e collidere, scorrere l'una accanto all'altra o allontanarsi fra loro; per questo, nel corso della storia della Terra estensione e forma di continenti ed oceani hanno subito notevoli trasformazioni. In funzione dei materiali di cui sono costituite, le placche hanno comportamento diverso: le continentali (granitiche), più leggere, tendono a restare in alto; le oceaniche (basaltiche), più pesanti, tendono a sprofondare.

Cause dei movimenti tettonici: la Cella Convettiva. I movimenti tettonici traggono energia da "moti convettivi" dell'astenosfera, dovuti al fatto che all'interno del pianeta il calore generato dal decadimento radioattivo si trasmette agli strati superiori per convezione. Le rocce plastiche dell'astenosfera sono continuamente rimescolate da correnti convettive, come quelle che si formano in una pentola d'acqua che bolle; le rocce fluide e calde alla base dell'astenosfera tendono a salire in superficie, quelle più dense e fredde alla base della litosfera sprofondano. Il movimento circolare di queste celle convettive innesca in superficie i movimenti tettonici.

I margini delle zolle. I margini di separazione tra una placca e l'altra sono le zone in cui avviene il movimento reciproco. Si conoscono tre tipi di margine:

Margini trasformati, a scorrimento laterale ("conservativi"). Margini lungo i quali la crosta non viene né creata, né distrutta e le zolle scorrono lateralmente l'una rispetto all'altra, senza che i due blocchi si avvicinino o si allontanino. Un esempio tra i più famosi è la faglia di S. Andreas, in California.

Margini divergenti (di accrescimento, "costruttivi"). Quando due placche si allontanano l'una dall'altra si parla di margini divergenti. Nelle zone in cui avviene questo fenomeno si verifica una distensione della litosfera e lo spessore della crosta diminuisce sempre più, fino alla sua lacerazione: i magmi profondi risalgono lungo le grandi fratture che vengono a crearsi e danno origine ad attività vulcanica; le rift valley (es. Africa Orientale) hanno questa origine. Quando il fondo della fossa raggiunge il livello del mare, le acque la invadono e si genera un oceano in espansione; la lunga linea di vulcani caratteristica di questa struttura è chiamata dorsale (es. dorsale medioatlantica). Lungo le dorsali si ha intensa emissione di magma basaltico che va a formare nuova crosta oceanica.

Margini convergenti (di subduzione, "distruttivi"). La natura di questi margini dipende dal tipo di crosta delle placche che collidono. Quando due croste oceaniche convergono, una delle due zolle scende al di sotto dell'altra (fenomeno di subduzione) con formazione di una fossa oceanica profonda; i magmi derivanti dalla fusione parziale della placca subducente, risalendo creano isole vulcaniche allineate ad arco (arco magmatico o insulare, es. Arcipelago nipponico). Quando una placca oceanica molto densa (pesante) si scontra con una continentale meno densa (più leggera), quella oceanica solitamente va in subduzione al di sotto di quella continentale. La conseguenza è la formazione di una fossa oceanica dalla parte dell'oceano ed una catena montuosa vulcanica sul continente (es. Ande; l'intero Oceano Pacifico è attraversato da lunghe file di vulcani note come "Cintura di fuoco"). Una volta che è stato consumato tutto l'oceano, si ha la collisione continentale. La sostanziale corrispondenza di densità tra le due placche continentali impedisce la subduzione; i margini delle zolle si sovrappongono e si accavallano l'uno all'altro, dando origine a catene montuose interne ai continenti (orogenesi): l'imponente sistema Alpino-himalayano è la manifestazione esterna e non definitiva dello scontro avvenuto tra il blocco euroasiatico e le placche africana e indiana.

Le principali fasi della nascita delle Dolomiti

La storia geologica delle Dolomiti è molto complessa e molto antica, che si può far iniziare dal Permiano (280 Ma). In questo lunghissimo lasso di tempo, dal Paleozoico al Terziario si è formato il substrato roccioso, poi durante il Terziario le rocce sono state ripiegate dai movimenti tettonici e infine gli agenti esogeni che operano anche oggi hanno cesellato il paesaggio nei suoi particolari.

Permiano e orogenesi ercinica

Nel Carbonifero-Permiano un gran numero di piccole placche diverse dalle attuali, si ricongiungono in un Supercontinente detto Pangea, circondato da un unico grande Oceano detto Pantalassa. Il lungo processo di collisione determina due grandi cicli orogenetici: l'Orogenesi Caledoniana (Europa centro-sett.) e l'Orogenesi Ercinica (Europa centrale e occid.), iniziata nel Carbonifero e conclusa nel Permiano (350-250 Ma fa). In questo periodo le Alpi si trovano all'interno dell'oceano della Paleo-Tetide, una specie di ampia insenatura sul lato orientale della Pangea. L'evento ercinico si può riconoscere nel Basamento Cristallino (scisti, filladi, quarziti, ecc.) dell'area dolomitica, sul quale, a partire dal Permiano sup. (270 Ma), ha inizio la successione sedimentaria delle Dolomiti. A causa dell'instabilità isostatica, inizia un periodo distensivo che causa rifting ed intensa attività vulcanica; in tutta l'area attorno a Bolzano si verifica un processo di affossamento e la messa in posto di plutoni granitici in profondità (Granito di Bressanone e Granito di Cima d'Asta, 280-275 Ma).

Triassico

Con l'inizio dell'Era Mesozoica (250 Ma fa), la Pangea comincia a frammentarsi in nuove placche, dando modo al Mare della Tetide di penetrare da Est verso Ovest. Questa fase distensiva determina la formazione di due grandi blocchi continentali: a Sud il Gondwana, che comprende Sud America, Africa, Australia, India e Antartide, a Nord il Laurasia, comprendente l'immensa area continentale

formata da Nord America, Europa e Asia Nord-occidentale. La nostra regione era situata ai margini settentrionali della Gondwana, su una placca minore denominata Adria (o Apula), corrispondeva, cioè, al settore più avanzato verso Nord del margine continentale Africano. Nell'Anisico (235 Ma fa) tutta la zona subisce un lento processo di sprofondamento (subsidenza) per effetto dei movimenti subcrostali legati al progressivo distacco delle due aree continentali. Nel Ladinico (230 Ma fa) la regione dolomitica diventa un importante distretto vulcanico; si distinguono due coni vulcanici, coi corrispettivi plutoni, uno a Predazzo, l'altro nella zona della Val di San Niccolò-Monzoni. Un altro vulcano era probabilmente presente in Agordino. In questa fase si verifica anche una certa attività tettonica che deforma le varie rocce dando luogo a pieghe, faglie, frane sottomarine, ecc.

Giurassico

Nel Trias sup. – Giurassico inf. (200-150 Ma) la tettonica di tipo distensivo provoca dapprima l'assottigliamento della crosta continentale e, successivamente, la sua lacerazione. Attraverso la crosta fratturata fuoriescono enormi colate di lave basaltiche sul fondo marino; si genera così la dorsale sottomarina responsabile della costruzione dell'Oceano Atlantico centrale, che separa il Nord America dall'Africa e una dorsale minore che conduce alla formazione del piccolo Oceano Ligure; questo è compreso tra la microplacca Adria a Est e la Placca Europea a Ovest. Per circa 30-40 Ma i due oceani continuarono ad espandersi alla velocità di circa 2 cm all'anno. Anche il margine settentrionale della placca Adria è direttamente interessato dall'assottigliamento crostale, che si realizza attraverso un fenomeno di rifting generalizzato, ossia la formazione di faglie dirette che suddividono la crosta in zone depresse dette bacini (graben o fosse tettoniche) e zone tettonicamente elevate dette piattaforme (horst o pilastri tettonici). La nostra regione non sfugge a questo processo; si delinea così il Bacino Bellunese (Belluno Trough, Belluno Basin), un solco stretto e allungato in direzione meridiana, insinuato tra la Piattaforma Trentina a Ovest e la Piattaforma Friulana ad Est. Il passaggio tra Piattaforma Trentina e Bacino avviene in modo transizionale, il limite fra questi due domini paleogeografici può essere posto in corrispondenza della valle del Cordevole. La diversificazione degli ambienti di sedimentazione si traduce in una marcata differenziazione fra le rocce della serie stratigrafica liassica del settore orientale e quelle del settore occidentale (eteropia di facies).

Cretacico e Terziario

Nel Cretacico i movimenti relativi delle placche subiscono un radicale mutamento. Con l'apertura dell'Atlantico meridionale, la nostra regione, a lungo interessata da un regime tettonico distensivo, si trova coinvolta nel processo orogenetico delle Alpi. L'evoluzione della catena alpina, pur essendo stata un processo cinematico continuo, viene suddivisa in tre tappe principali:

Evento eoalpino (Cretaceo – Paleocene, 130-60 Ma): corrisponde alla lunga evoluzione pre-collisionale del margine convergente. Nel Cretaceo medio (130-120 Ma fa) l'Africa comincia a separarsi dal Sud America, il blocco Iberico si stacca dal Nord America e dall'attuale Francia, provocando la formazione dell'Oceano Atlantico Meridionale, dell'Atlantico Centro-Settentrionale e del Golfo di Biscaglia e la graduale chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese per subduzione sotto il margine africano. L'Africa subisce una rotazione antioraria e comincia a muoversi verso Nord-Est, portando Adria ad avvicinarsi all'Europa (spostamento verso Nord di 1.000 km). La fase dell'orogenesi Eoalpina non interessa direttamente la nostra regione; solo nelle Dolomiti settentrionali (Altipiani Ampezzani) affioramenti di flysch distale (lontano dal luogo di provenienza) riflettono la presenza di movimenti orogenetici in atto. In realtà si vede che qualcosa sta cambiando anche per la deposizione della Scaglia Rossa, una formazione che contiene materiale di origine detritica (argilla).

Evento mesoalpino (Eocene – Oligocene inf., 60-35 Ma): è caratterizzato dalla chiusura definitiva dell'Oceano Ligure-Piemontese e dalla collisione del continente europeo con la microplacca Adria; questa viene deformata intensamente ed il materiale coinvolto andrà poi a formare la falda Austroalpina ed il Sudalpino. La perturbazione termica mesoalpina innescò lo sviluppo di un breve ciclo eruttivo oligocenico, indicato con il nome di magmatismo Periadriatico (es. Plutone Adamello). È caratterizzato da un rallentamento del processo convergente e da un ispessimento crostale notevole.

Gli effetti della fase Mesoalpina sono chiaramente riscontrabili nella regione dolomitica. Sulle cime di alcuni gruppi montuosi sono distinguibili sovrascorrimenti che hanno portato rocce più antiche a ricoprire terreni più recenti (sovrascorrimenti di vetta; es. Vetta della Tofana di Dentro, sovrascorrimento dei Calcari Grigi del Trias Sup. - Giurassico Inf., sul Rosso Ammonitico del Giurassico Medio-Sup.). Questa fase, nota anche come Tettonica Dinarica per la somiglianza con le strutture dell'omonima regione, si è prodotta a causa di una compressione sviluppata in direzione Est-Ovest e mostra una ben definita vergenza verso Ovest di pieghe e sovrascorrimenti. La fase mesoalpina ha un'età paleogenica; infatti, negli Altopiani Ampezzani un conglomerato oligo-miocenico (Conglomerato di M. Parei) ricopre i Calcari Grigi liassici intensamente deformati; poiché i sovrascorrimenti coinvolgono terreni cretacici, sono ad essi posteriori, nel contempo però sono sicuramente precedenti la deposizione del conglomerato che li ricopre. La situazione esposta chiarisce inoltre che 20 Ma fa la nostra regione non era ancora emersa dal mare e che la fase dinarica ha deformato un fondo marino in sollevamento. Testimonianza di questa fase è la deposizione del Flysch di Belluno.

Evento neoalpino (Miocene – Pliocene, 23-5 Ma): le Dolomiti iniziarono ad essere interessate dalle dinamiche orogenetiche circa 40 Ma fa, ma è solo con la terza fase (neoalpina) che la nostra regione viene direttamente interessata; il maggiore e definitivo sollevamento si è avuto negli ultimi 4-5 Ma. In questa fase la direzione di compressione diventa NNW-SSE e si sviluppa in modo evidente la struttura a doppia vergenza delle Alpi, con l'impilamento di falde a vergenza meridionale tipiche del Sudalpino. Durante il Miocene si assiste anche ad un evento estensivo in direzione Est-Ovest; si viene così a formare il lineamento Periadriatico, una grande zona di taglio tra la placca Europea e la placca Apula, che svincola le Alpi Meridionali dalla catena a vergenza europea posta a Nord.

Il raccorciamento crostale prodotto è di oltre 30 km e si è realizzato tramite una serie di sovrascorrimenti profondi che in superficie, per la maggior duttilità dei terreni di copertura, hanno prodotto grandi pieghe asimmetriche (sinclinali e anticlinali di propagazione di faglia). La sequenza temporale delle dislocazioni si riflette nella loro successione geografica: dapprima si sono attivati i sovrascorrimenti più interni alla catena alpina, come la Linea della Valsugana, lungo cui il Basamento Cristallino si accavalla sui terreni Triassici delle Dolomiti Bellunesi e Feltrine. Il perdurare delle condizioni compressive ha innescato successivamente la Linea di Belluno e poi, ancora più a Sud, la Linea di Tezze, la Linea di Bassano, responsabile dell'innalzamento delle Prealpi Venete e, per finire, la Linea del Montello e la Linea di Maniago.

Bacini molassici. Durante questa fase, il peso della catena montuosa determina la flessura (piegamento verso il basso) della litosfera, con conseguente formazione di un bacino sedimentario (b. molassico) ai suoi margini settentrionale e meridionale. Nella nostra regione si forma il Bacino Veneto-Friulano: in questo contesto, i corsi d'acqua che erodono le nuove montagne, trasportano enormi quantità di sedimenti entro il bacino, anch'esso in graduale sollevamento e riempimento. Il complesso dei sedimenti così depositato prende il nome di molassa o successione molassica: si tratta di una serie di formazioni geologiche con delle caratteristiche comuni: sono tutte rocce sedimentarie detritiche. Altra caratteristica è l'abbondante contenuto fossilifero, soprattutto di alcuni livelli, come l'arenaria Glauconitica di Belluno (Chattiano Superiore, 23 Maf), primo termine della successione.

Pleistocene – Attuale

I corsi d'acqua hanno scavato ed inciso sempre più, finché le dure e resistenti Dolomie sono rimaste sempre più isolate, mentre le tenere rocce vulcaniche e i loro derivati sedimentari venivano spianate con facilità dando luogo a valli, passi e altopiani. Circa 2 milioni di anni fa, infine, le Dolomiti vengono ricoperte dai ghiacci, con il loro fondamentale contributo alla geomorfologia della zona.

Nei nostri giorni la convergenza continua, facendo proseguire la crescita della catena montuosa, che varia dal millimetro al centimetro all'anno, comunque bilanciata dall'attività erosiva. Si ritrovano inoltre alcuni lineamenti sismici in profondità, che mostrano come gli stress siano ancora presenti. L'assenza o quasi di sismicità testimonia che la regione dolomitica è praticamente stabile, l'orogeneesi attualmente coinvolge e deforma la parte meridionale delle Alpi Venete; i terremoti del Feltrino, del Bellunese e dell'alto Trevigiano attestano questa persistente attività tettonica.