

GIANCARLO MOLLI, ANTONINO CRISCUOLO

## I MARMI DI CARRARA: INTRODUZIONE GEOLOGICA E CARATTERISTICHE GIACIMENTOLOGICHE

Le Alpi Apuane costituiscono un caratteristico segmento della catena montuosa dell'Appennino Settentrionale. Esse si estendono in direzione NNW-SSE per circa 50 chilometri con una larghezza di circa 10 chilometri, comprendendo territori sia della provincia di Massa Carrara che di Lucca a cavallo tra la Lunigiana, la Garfagnana e la Versilia. La forma scoscesa del versante tirrenico nonché la sua vicinanza alla costa conferiscono al gruppo montuoso una forte rilevanza visiva per chi lo osserva dal mare, giustificando la loro toponomastica di Alpi (fig. 1). Le Alpi Apuane mostrano altresì forti contrasti morfologici tra le creste affilate e brulle, solcate da valli strette e profondamente incise, caratteristiche dei terreni carbonatici ampiamente affioranti sul versante tirrenico, e le forme più dolci e arrotondate, coperte di vegetazione, tipiche dei terreni scistoso-arenacei presenti prevalentemente nei versante sud-orientali e nord-orientali che si raccordano col fondovalle del fiume Serchio. Un ruolo rilevante per le caratteristiche morfologiche attuali è legato al modellamento operato dal carsismo e dal glacialismo tardo quaternario, le cui forme e depositi associati sono localmente osservabili e collegati per il carsismo all'infiltrazione delle acque piovane e allo scarso ruscellamento, tipico delle rocce carbonatiche.

Le Alpi Apuane rappresentano una speciale struttura geologica conosciuta con il nome di "finestra tettonica" in essa sono osservabili le unità geometricamente più profonde della catena Appenninica (fig. 2), alle quali appartengono le formazioni marmoree affioranti nel territorio di Carrara. L'Appennino, parte del sistema orogenico Alpino, è il risultato della deformazione terziaria del margine continentale italo-adriatico, sul quale sono sovrascorsi frammenti (le Unità Liguri) di un dominio oceanico che ha separato durante il Mesozoico la paleo-Europa dall'Africa.

Le rocce osservabili nelle Alpi Apuane, e in particolare nei dintorni di Carrara, sono testimoni della storia geologica di un settore di superficie terrestre conosciuto in letteratura geologica come Dominio Toscano.

Circa 240-250 milioni di anni fa il paesaggio generale della regione sarebbe apparso molto diverso dall'attuale. Una catena montuosa realizzata durante un precedente ciclo orogenico, quello Ercinico, era stata ormai quasi completamente smantellata, l'ambiente che mostrava condizioni climatiche semi-aride era di tipo continentale e solo localmente marino con sviluppo di ridotte piattaforme carbonatiche. Depositi di questo tipo ed età sono osservabili lungo i sentieri che da Carrara raggiungono la Foce di Vinca e da Bergiola-Bedizzano il monte Brugiana (Formazione di Vinca e Verrucano s.l. comprendente i marmi ladinici della Brugiana). Questi depositi sono sovrapposti a rocce più antiche (filladi, scisti porfirici e porfiroidi) già deformati durante la precedente storia ercinica, facenti parte del basamento pre-Mesozoico.

Successivamente, in seguito a processi estensionali a scala regionale collegati alla frammentazione del paleocontinente Pangea, l'ambiente continentale fu sostituito da un ambiente di mare basso. Le condizioni climatiche tropicali calde, comparabili con quelle attualmente presenti in Florida, Golfo Persico e Mar Rosso, permisero l'instaurarsi di una piattaforma carbonatica molto estesa e testimoniata nelle Apuane dai depositi triassici delle Dolomie conosciute localmente come Grezzoni. Estesi affioramenti di questi litotipi si ritrovano sopra Colonnata (Cima d'Uomo per esempio) e lungo i primi rilievi apuani da Mortarola-Miseglia fino a Torano (M. Croce e M. Betogli tra gli altri). L'ambiente era tutt'altro che perfettamente omogeneo, l'attività tettonica realizzava locali depressioni testimoniate da sedimenti di mare più profondo mentre alti morfologici potevano arrivare anche all'emersione e a essere sottoposti a smantellamento con produzione di materiali detritici. Esempi di questa articolazione ed evoluzione della piattaforma carbonatica sono osservabili confrontando i sedimenti di tetto dei Grezzoni nell'area centrale e orientale delle Apuane (Brecce di Seravezza) con quelli coevi di mare più profondo della zona di Carrara (marmo nero di Colonnata ben esposto lungo il crinale di Cima d'Uomo). Il perdurare di condizioni di mare basso ed ambiente sub-tropicali permise l'istaurarsi di una nuova piattaforma carbonatica giurassica (200-180 Ma) dalla quale sono derivati la gran parte dei marmi apuani. In questa piattaforma erano distinguibili sub-ambienti con caratteristiche deposizionali differenti: barriere coralline, piane costiere interessate da correnti di marea, depressioni più profonde nelle quali si accumulavano detriti provenienti da aree più rilevate. Questi paleo-ambienti sono responsabili di gran parte della variabilità osservabile all'interno dei marmi di Carrara.



Fig. 1 - Panorama del versante tirrenico delle Alpi Apuane nei dintorni di Carrara. In primo piano i rilievi pedeapuani costituiti dalle unità (Liguri, SubLiguri e Falda Toscana) geometricamente sovrastanti le unità metamorfiche apuane (in secondo piano).

Dalla fine del Lias (180 Ma fa) il Dominio Toscano, e quindi la piattaforma carbonatica allora realizzata, cominciò ad approfondirsi progressivamente in seguito a processi estensionali a scala regionale precursori dell'apertura di una area oceanica posta ad occidente – la Tetide Ligure – per cui iniziarono a depositarsi sedimenti di mare sempre più profondo; i “Calcaro selciferi”, i “Diaspri” (metaradiolariti) e gli “Scisti sericitici” che testimoniano questa evoluzione del margine continentale. I metacalcaro selciferi sono ben esposti ed osservabili dal M. La Rocchetta, fino al M. Pesaro /Zucco dell’Urlo e poi ancora in una *facies* differente al M. Uccelliera/M. Morlungo a Campocuccina, dove affiorano anche gli Scisti sericitici di età terziaria.

Le condizioni paleotettoniche di margine passivo sono rimaste più o meno stabili fino a circa 30 milioni di anni fa quando, in seguito alla chiusura dell’oceano Ligure il margine continentale fu coinvolto nella subduzione e collisione con la placca europea rappresentata attualmente dal blocco Sardo-Corso.

Durante questo processo di collisione continentale il margine Toscano è stato suddiviso in diverse unità tettoniche, deformate a differenti profondità nella crosta cioè a differenti condizioni fisiche di temperatura e pressione. Nella regione delle Alpi Apuane, sono tradizionalmente distinte, tre unità tettoniche principali, dall’alto verso il basso<sup>1</sup>:

a) la Falda Toscana caratterizzata da una successione sedimentaria comprendente termini dal Trias superiore all’Oligocene-Miocene inferiore. Ben esposta lungo la strada che da Carrara raggiunge Castelpoggio, questa unità è caratterizzata da un’evoluzione deformativa sviluppata in condizioni metamorfiche di grado molto basso ( $T \leq 280/290^{\circ}\text{C}$ ). Si tratta cioè di una porzione del margine toscano rimasta a profondità relativamente superficiali (meno di 10 Km) durante tutta la storia di costruzione della catena appenninica;

<sup>1</sup> Carmignani, Kligfield 1990; Molli, Meccheri 2012.

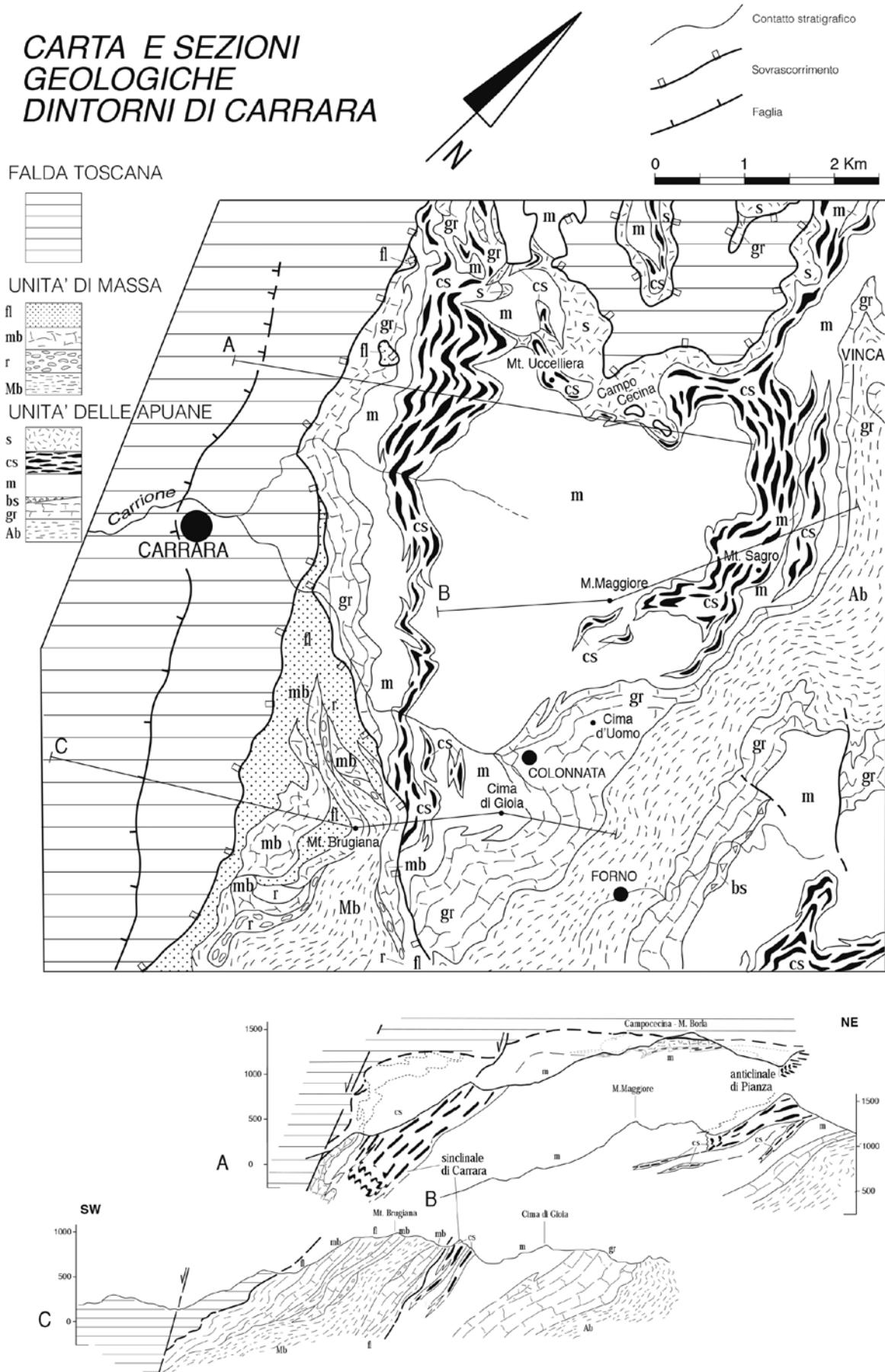


Fig. 2 - Carta e sezioni geologiche dei dintorni di Carrara (da Meccheri *et al.* 2007 e Molli, Meccheri 2012).

b) l'Unità di Massa comprendente litotipi paleozoici e triassici che affiorano al margine sud-occidentale del massiccio a partire da Bedizzano fino a sud di Pietrasanta. Questa unità registra le condizioni metamorfiche più alte (T ca. 450-500 °C; P 0,8-1 GPa) corrispondenti ad una profondità di seppellimento di ca. 20-30 Km;

c) l'"Autoctono Apuano *Auct*" o meglio Unità delle Apuane, quella arealmente più esposta nella catena apuana, costituita da un basamento paleozoico (metasedimenti e metavulcaniti) e da una sequenza metasedimentaria Permo-triassica/oligocenica. Le condizioni metamorfiche di picco (cioè massime) registrate in questa unità sono stimate attorno a 350-450 °C per pressioni tra 0,5-0,6 Kb (equivalenti a profondità tra 15-20 km).

Sulla base delle caratteristiche geometriche nelle unità metamorfiche delle Alpi Apuane sono riconosciuti strutture attribuibili a due eventi tettonici principali:

a) l'evento tangenziale o D1, collegabile alla collisione/subduzione continentale. Durante questo evento, in cui si individuano e si mettono in posto le unità tettoniche principali, le rocce osservabili nelle Alpi Apuane, sono state portate in profondità all'interno della crosta, fortemente deformate e trasformate in rocce metamorfiche;

b) l'evento tardivo o D2, a cui sono associate strutture che deformato quelle realizzate precedentemente ed accompagnano la progressiva esumazione cioè la risalita delle unità metamorfiche verso la superficie.

Il trasferimento dei volumi crostali esposti nelle Alpi Apuane dall'ambiente sedimentario dove sono rimasti fino a ca. 30 Ma di anni fa (età dei sedimenti più giovani delle successioni Toscane metamorfiche) in profondità nella crosta e la successiva risalita alla superficie sono documentabili su basi geocronologiche e databili a ca. 27-20 Ma per gli stadi più antichi, a ca. 14-11 Ma per gli stadi più giovani (storia compresa tra le temperature di picco metamorfico e i 250 °C). Il passaggio delle unità metamorfiche in raffreddamento al di sotto della temperatura di circa 120 °C (circa 3-4 Km di profondità) è vincolato invece attorno a ca. 4 Ma<sup>2</sup>. Il complesso cammino dei volumi di rocce dalla superficie in profondità e poi ancora in superficie, in corso da ca. 30 Ma non ancora concluso, è registrato nelle diverse strutture di deformazione e nelle associazioni mineralizzazioni ora osservabili nelle Alpi Apuane.

Tra le strutture deformative più antiche, quelle più spettacolari ed evidenti sono le pieghe, presenti ed osservabili dalla scala metrica alla scala pluri-chilometrica (figg. 3a-b; tav. 2). Queste strutture sono responsabili della distribuzione spaziale dei livelli di marmi e di alcune caratteristiche forme osservabili nel territorio. Ad esempio nel Carrarese i due principali affioramenti marmorei – quello arealmente più limitato, che si allunga in direzione SE/NW dai versanti meridionali del M. La Rocchetta, raggiungendo Crestola, il Canale di Porcinacchia e la Pianaccia, e quello arealmente più importante che si estende all'interno del triangolo Cima di Gioia, Foce di Pianza, Piastriccione – si collocano rispettivamente nel fianco inverso e in quello normale di una struttura regionale (D1) conosciuta nella letteratura geologica con il nome di sinclinale di Carrara. La zona di cerniera di questa struttura è ben riconoscibile nei rilievi antistanti i Ponti di Vara e presso il M. Betogli (fig. 3a). Pieghe di diversa generazione (D2) e dimensione sono invece quelle ben riconoscibili nei versanti sopra-strada nella zona di Campo Cecina all'interno delle formazioni sopra-marmi (fig. 3b).

In ultimo, gli assetti morfostrutturali attuali sono il risultato della storia geologica più recente (da ca. 4 Ma all'attuale) durante questo intervallo di tempo i volumi di rocce fino allora in profondità all'interno della crosta (ca. 4 Km); sono stati progressivamente avvicinati alla superficie grazie all'attivazione di sistemi di faglie che hanno contribuito al sollevamento degli attuali rilievi apuani e al progressivo abbassamento delle porzioni che attualmente sono occupate dalla pianura costiera. Così all'interno degli affioramenti marmorei la fase più recente di deformazione D2, sviluppatisi con carattere fragile, ha portato alla formazione di un primo sistema di faglie a direzione anti-appenninica (alle quali si correlano le fratture del "secondo"), seguito da un secondo sistema di fratture e faglie a prevalente direzione appenninica ("contro")<sup>3</sup>. Queste strutture registrano e testimoniano i movimenti verticali più recenti, ancora in atto a velocità misurabili attraverso geodesia satellitare in ca. 0,3-0,4 mm/anno<sup>4</sup>, responsabili della sismicità che caratterizza il nostro territorio di cui il terremoto della Lunigiana del 2013 rappresenta un ricordo ancora vivo<sup>5</sup>.

<sup>2</sup> Fellin *et al.* 2007.

<sup>3</sup> Cortopassi *et al.* 2006; Molli *et al.* 2011 e bibl.

<sup>4</sup> Bennett *et al.* 2012.

<sup>5</sup> Molli *et al.* 2015 e bibl.



Fig. 3 - a) Pieghi nei marmi zebrini zona Betogli. Le pieghe isoclinali plurimetriche sono parte della struttura regionale D1 denominata sinclinale di Carrara; b) Pieghi D1 e D2 osservabili nell'area di Campo Cecina.



Fig. 4 - Piani del contro e secondo nella cava Tagliata.

Il giacimento marmifero di Carrara, distinto geograficamente nei bacini di Pescina-Pulcinacchia, Torano, Miseglia e Colonnata, deve la sua estensione (circa 2.000 ha) al ripetuto ripiegamento dell'effettivo spessore della formazione dei Marmi s.s. (150-200 m); le numerose pieghe, delle quali la Sinclinale di Carrara è solo la più evidente, hanno originato il vasto affioramento che consente l'attuale intensa escavazione di materiale lapideo ornamentale. In genere lo sfruttamento di un giacimento marmoreo è condizionato, oltre che dalla bontà qualitativa, dall'ubicazione e dalle condizioni morfologiche dell'affioramento, dalla fratturazione dell'ammasso roccioso, dai volumi escavabili e dalle sue caratteristiche di lavorabilità. Tutti questi elementi risultano ottimali per l'area di Carrara consentendo l'apertura e la coltivazione, da più di duemila anni, di cave a cielo aperto e in sotterraneo con produzioni regolari e possibilità di ricavare volumi unitari anche di notevoli dimensioni (fino a 300 ton).

I marmi di Carrara sono rocce metamorfiche a composizione chimica molto semplice e monotona essendo costituiti per oltre il 97-99% da sola calcite. Come descritto precedentemente, sono il prodotto del metamorfismo "regionale" di un calcare organogeno di età liassica noto con il nome di Calcare Massiccio e

si differenziano in più tipi merceologici in relazione alla loro storia deposizionale (evoluzione ed articolazione dei paleo-ambienti associati alla piattaforma carbonatica giurassica) e alla distorsione interna subita durante la loro storia tettonica legata alla formazione della catena appenninica.

L'assetto geo-strutturale del giacimento determina per ogni cava l'impostazione geometrica dello scavo; così per un'ottimale resa produttiva si dovranno seguire le direzioni delle strutture fragili tardive D2 (sistemi di fratture legate a faglie principali) come quelle ad andamento anti-appenninico (fratture del *secondo*) o appenninico (fratture del *contro*), generalmente sub-verticali. Ma ancor più importante, in particolare nel passato quando le lavorazioni erano del tutto manuali, risulta la conoscenza del piano di più facile rottura nell'ammasso roccioso, corrispondente al *verso* del marmo, che invece è da associare con i piani di scistosità principale legati alla storia deformativa sin-metamorfica (D1).

Le diverse orientazioni dei piani di taglio, sia rispetto il piano di scistosità, chiamato anche *verso di macchia*, che rispetto agli altri piani principali di lavorazione (*secondo* e *contro*), determinano poi la variabilità delle proprietà estetiche (e in parte anche meccaniche) del prodotto marmoreo; con disegno e venature più fiorite al *verso*, più allungate al *secondo*, più chiuse (e con maggior resistenza a flessione) al *contro* (fig. 4).

Tradizionalmente fra i marmi apuanì vengono descritte almeno una quindicina di qualità merceologiche diverse, distinte principalmente per le loro caratteristiche estetiche di colore (fondo, vene e "clasti") e di disegno (venature, brecce, macchie). Ma il loro aspetto mesoscopico in realtà non è sufficiente a valutarne le proprietà fisico-meccaniche, collegate sia alla loro composizione mineralogica che alla loro struttura cristallina.

Per quello che riguarda la composizione mineralogica del marmo oltre alla calcite va ricordata la presenza di altre specie mineralogiche minori tra le quali la dolomite, il quarzo, l'albite, la muscovite e la pirite. Queste da sole non si ritrovano usualmente in percentuali superiori all'uno-due per cento, anche se in alcune varietà merceologiche, ad esempio in alcune brecce marmoree, possono arrivare al 10-20 per cento influenzando in modo significativo le caratteristiche di lucidatura e di durabilità del materiale.

Le microstrutture petrografiche più comuni, che possono influenzare la porosità e le caratteristiche di resistenza a compressione e a flessione delle varietà marmoree<sup>6</sup>, sono riconducibili a tre tipologie principali:

- la granoblastica poligonale isotropa, con cristalli di calcite di dimensioni medie variabili tra 0.2-0.4 mm e limiti tra i cristalli rettilinei e regolari;
- la granoblastica orientata, con grado variabile di anisotropia e di orientazione di forma, cristalli di calcite di dimensioni fino a 0,2 mm e contorni mediamente rettilinei e regolari in genere associati a componenti fillosilicate;
- la xenoblastica, più o meno anisotropa, con distribuzione granulometrica più o meno marcatamente bimodale (cristalli di calcite più grandi fino a 0,2 mm) associati a cristalli di calcite più piccoli (0.1-0.05 mm) e limiti intergranulari da debolmente a fortemente irregolari.

I marmi più puri sono quelli bianchi, che contengono, pochissimi minerali accessori; tra questi la varietà più famosa e pregiata è conosciuta con il nome di *Statuario*, ma altrettanto note per il candore della massa sono il *Bianco Carrara* e i *Venati*, nelle loro varie tonalità di fondo (ad esempio la *C*, *C-D* e *D*), e il cosiddetto *Bianco P*, estratto ancora in Garfagnana e a Massa. Tra i marmi più ricchi di minerali accessori si ricordano gli *Arabescati* e il *Calacata*, derivati da originarie brecce sedimentarie, dove il colore del fondo è dovuto ai minerali costituenti il cemento: grigio per la pirite, giallastro per la limonite, nero per la magnetite, verdastro per la clorite. I *Bardigli* e i *Nuvolati* sono marmi di colore grigio-scuro dovuto alla diffusa presenza di impurità (materiale carbonioso) e di minutissimi cristalli di pirite, collegati al loro ambiente deposizionale di tipo confinato e riducente. Mentre il colore rossastro del *Paonazzo* deriva dalla presenza di ematite e magnetite, il colore beige del *Cremo* e il tipico aspetto listato dello *Zebrino* derivano dalla trasformazione metamorfica di livelli calcarei ben stratificati e non omogenei (calcescisti) soprastanti il Calcare Massiccio. Al di fuori della regione carrarese sono poi presenti brecce appartenenti a orizzonti stratigrafici differenti per età e per appartenenza ad unità geologiche diverse rispetto i classici marmi di Carrara; tra questi si ricordano le *Brecce di Seravezza* e il *Fantastico* di Arni; il *Cipollino* e il *Verdello*, caratterizzati dall'abbondante presenza fillosilicati tra i quali la clorite.

<sup>6</sup> Cantisani *et al.* 2000.