



**COMUNE DI MASSA**  
PROVINCIA DI MASSA-CARRARA

**PIANI DI BACINO DI INIZIATIVA  
PUBBLICA DEI BACINI ESTRATTIVI  
NEL COMUNE DI MASSA**

**ELABORATO D**

**QUADRO CONOSCITIVO A LIVELLO  
DI AMBITO TERRITORIALE  
*VERSILIA E COSTA APUANA***

**ASPETTI GEOLOGICI,  
GEOMORFOLOGICI E IDROGEOLOGICI**

## **GRUPPO DI LAVORO**

### **Sindaco**

Dott. Francesco Persiani

### **Responsabile Unico di Progetto (RUP)**

Dott. Maurizio Tonarelli

### **Garante della comunicazione**

Dott. Daniela Lori

## **STAFF TECNICO**

- Prof. Paolo Conti, CGT (Coordinamento del Progetto)

## **SENIOR**

- Prof. Geol. Eros Aiello, CGT (Geotecnica)
- Prof. Geol. Filippo Bonciani CGT (Geomorfologia)
- Dott. ssa Marta Caterina Bottacchi, CGT (Archeologia industriale)
- Prof. Geol. Luigi Carmignani, CGT (Giacimentologia e Geologia Strutturale)
- Dott. Biol. Alessandra Fregosi (Ecologia)
- Prof. Geol. Enrico Guastaldi, CGT (Idrogeologia applicata e ambientale)
- Prof. Geol. Vinicio Lorenzoni, CGT (Giacimentologia e Coltivazioni minerarie)
- Dott. Geol. Sergio Mancini CGT (Giacimentologia e Coltivazioni minerarie)
- Prof. ssa Etta Patacca, CGT (Stratigrafia e Paleogeografia)
- Prof. Geol. Altair Pirro, CGT (G.I.S. e Cartografia tematica)
- Dott. Arch. Antonio Rafanelli (Paesaggistica e Urbanistica)
- Prof. Geol. Andrea Rindinella (Topografia)
- Prof. Riccardo Salvini CGT, (Telerilevamento)
- Prof. Romeo Segoni, CGT (Pianificazione Territoriale)
- Dott. ssa Geol. Assunta Sfalanga CGT, (Geotecnica e Meccanica delle Rocce)
- Dott. Claudio Vanneschi, CGT (Geomeccanica)

## **JUNIOR**

- Dott. Lorenzo Casaretti, CGT
- Dott. Alberto Corno, CGT
- Dott. Geol. Andrea Garattoni, CGT
- Dott. ssa Ing. Chiara Lanciano, CGT
- Dott. ssa Geol. Natalie Marsico, CGT
- Dott. ssa Serena Minucci, CGT
- Dott. ssa Geol. Luisa Vernacchia, CGT

## Sommario

PREMESSA .....	4
1. DATI UTILIZZATI PER IL PRESENTE ELABORATO E OBIETTIVI .....	5
2. BREVE STORIA DELLE RICERCHE GEOLOGICHE DELLE ALPI APUANE .....	7
3. LE ALPI APUANE E L'APPENNINO SETTENTRIONALE .....	16
3.1 I domini paleogeografici .....	20
3.2 L'evoluzione tettonica .....	24
3.3 Evoluzione metamorfica.....	29
3.3.1 Relazioni tra metamorfismo e deformazione .....	30
3.3.2 Età del Metamorfismo .....	30
4. STRATIGRAFIA (QC4a, QC4b) .....	33
4.1 Dominio Toscano .....	33
4.1.1 Unità tettonica della falda toscana .....	43
4.1.2 Unità tettonica di Massa .....	50
4.1.3 Unità Tettonica "Autoctono" Auctt. ....	65
5. DEPOSITI QUATERNARI (QC4a, QC4b, QC5a e QC5b) .....	102
6. TETTONICA (QC4a, QC4b) .....	103
7. GEOMORFOLOGIA (QC5a, QC5b) .....	122
7.1 Unità morfologica montuosa apuana .....	122
7.1.1 Forme e depositi legate allo scorrimento superficiale delle acque .....	123
7.1.2 Forme e depositi di origine glaciale .....	124
7.1.3 Forme di origine carsica .....	127
7.1.4 Forme e depositi dovuti alla gravità .....	130
7.1.5 Forme antropiche .....	130
7.2 Unità Morfologica Collinare Peri-Apuana .....	131
8. IDROGEOLOGIA (QC6a, QC6b, QC7a e QC7b) .....	131
8.1 Inquadramento climatologico e idrografico .....	131
8.2 Il corpo idrico sotterraneo significativo delle Alpi Apuane .....	132
8.3 Principali sistemi idrogeologici (QC7a, QC7b) .....	139
8.3.1 Sistemi idrogeologici dei bacini costieri della Versilia .....	140
Sistema idrogeologico delle sorgenti del Cartaro .....	140
Sistema idrogeologico della sorgente del Fiume Frigido .....	142
Sistema idrogeologico della sorgente di Renara .....	143
Sistema idrogeologico del Fosso di Antona .....	143

Sistema idrogeologico della Polla di Altagnana o delle Madielle .....	143
9. I MARMI DELLE ALPI APUANE .....	144
9.1 Breve storia dell'estrazione dei marmi sulle Apuane .....	144
9.2 I siti e i materiali ornamentali storici del Comune di Massa .....	154
9.3 Caratteristiche geologico-strutturali dei marmi apuani .....	167
9.4 Caratteristiche microstrutturali dei marmi apuani .....	174
9.4.1 Microfabric Tipo-A .....	174
9.4.2 Microfabric Tipo-B .....	175
9.4.3 Microfabric Tipo-C .....	176
9.5 Evoluzione delle microstrutture dei marmi apuani .....	177
9.6 Le varietà commerciali dei marmi delle Alpi Apuane .....	179
9.7 Definizione di “varietà merceologica” .....	189
9.8. Varietà merceologiche dei marmi nel Comune di Massa.....	196
9.8.1. Marmi bianchi .....	199
Ordinario .....	199
Bianco .....	199
9.8.2. Marmi grigi e venati .....	199
Grigio .....	200
Venato .....	200
Zebrino .....	202
9.8.3. Marmi brecciati .....	202
Arabescato .....	203
Calacatta .....	203
9.8.4. Marmi storici .....	203
Breccia di Seravezza .....	204
Nero di Colonnata .....	204
9.9. I Minerali dei Marmi .....	204
9.10. Altre cave delle Apuane .....	206
9.10.1. Cave di ardesia .....	206
9.10.2. Cave di calcescisti e marmi a clorite .....	206
9.8.1. Cave di dolomia .....	207
10. I RAVANETI DELLE ALPI APUANE .....	207
10.1 Caratteristiche generali dei ravaneti apuani (QC4a, QC4b, QC5a, QC5b) .....	207
10.2 Tipologie Merceologiche dei Ravaneti .....	209

## **PREMESSA**

Il Comune di Massa rientra nell’Ambito territoriale del PIT – PPR “*Versilia e Costa Apuana*”, ha una superficie di circa 94 kmq ed è capoluogo della Provincia di Massa-Carrara. Conta 72.037 abitanti (dati demografici 2018) in costante crescita a partire dall’inizio del secolo scorso. Le aree pianeggianti sono scarse e limitate alla zona costiera e ai fondovali, mentre abbondano quelle collinari e i monti con grandi varietà di forme. La città è situata allo sbocco della valle del Frigido, fiume lungo 17 km che sgorga a monte dall’abitato di Forno e sfocia nel mar Tirreno. Il territorio del Comune confina con il Comune di Carrara ad occidente, con cui costituisce la Provincia omonima, e con i Comuni di Fivizzano, Minucciano, Vagli di Sotto, Stazzema, Seravezza e Montignoso. Le attività economiche presentano caratteristiche simili a molti Comuni della Versilia. Alla tradizionale attività agricola, infatti si associano nel comune quelle relative al turismo sia montano che marino e alle attività industriali, tra cui l’escavazione e la lavorazione del marmo.

Il territorio comunale è suddivisibile in due porzioni: la parte nord-orientale, montuosa, e la parte sud-occidentale, costiera. Questi due settori sono raccordati da una fascia litoranea pianeggiante larga circa 5km. Perciò il comune comprende una grande varietà di paesaggi geologici e geomorfologici che conserva testimonianza di tutta l’evoluzione della catena appenninica. A partire dal 1985, una porzione della fascia montuosa del territorio comunale è stata inserita all’interno del Parco Naturale Regionale delle Alpi Apuane. L’Ente persegue il miglioramento delle condizioni di vita delle comunità locali; la tutela dei valori naturalistici, paesaggistici ed ambientali; il restauro dell’ambiente naturale e storico; il recupero degli assetti alterati in funzione del loro uso sociale e la realizzazione di un equilibrato rapporto tra attività economiche ed ecosistemi. Tali finalità sono perseguite attraverso una gestione unitaria, particolare e continua per garantire la conservazione, la valorizzazione e lo sviluppo dei beni protetti.

Il massiccio delle Alpi Apuane nel Comune di Massa si presenta fortemente inciso da processi erosivi, la morfologia risulta così molto ripida e per molti aspetti simile a quella alpina (da cui l'appellativo di “Alpi”). Il settore centrale della catena si presenta molto accidentato, caratterizzato da profonde e strette valli (canali), creste aguzze e ripide pareti, dove si raggiungono le massime elevazioni del massiccio metamorfico apuano (Monte Sagro, Monte Grondilice, Monte Cavallo, Monte Tambura, Monte Macina, Monte Carchio). Al contrario le parti periferiche del massiccio presentano forme più depresse e arrotondate. Il versante massese del massiccio, esposto agli umidi venti che spirano dal mare, riceve abbondanti precipitazioni, ed è caratterizzato da un clima mite. La vegetazione, piuttosto scarsa, è di conseguenza accentrata sul versante occidentale, dove fino verso i 700 m s.l.m. crescono la vite e l'olivo, seguiti da castagni fin verso i 1000 m s.l.m. e da faggi fino ai 1500 m s.l.m.; oltre tale quota si stendono i pascoli. Le Alpi Apuane sono particolarmente note per i loro pregiati marmi bianchi, grigi e policromi, estratti fin dall'antichità. Dal punto di vista geologico, nell’area del comune affiora la quasi totalità delle formazioni che costituiscono la Alpi Apuane, costituite (partendo dall’Unità geometricamente più bassa) dall’Unità tettonica “Autoctono” *Auctt.*, dall’Unità tettonica di Massa e dall’Unità tettonica non metamorfica della Falda Toscana.

## **1. DATI UTILIZZATI PER IL PRESENTE ELABORATO E OBIETTIVI**

Un carattere peculiare della parte montuosa del Comune di Massa è la presenza di cave di marmo all'interno di nove bacini marmiferi. La coltivazione degli agri marmiferi ha concorso a plasmare questo paesaggio, conferendogli un'identità peculiare prodotta dal lavoro dell'uomo. Le attività estrattive hanno modificato alcuni versanti, creando forme e caratteri distintivi di valore unico, visibili anche a grande distanza e impressi nel territorio. L'attività estrattiva, rispondendo a determinate esigenze di mercato è legata a costanti processi evolutivi. Nuove tecnologie, sempre più efficienti e invasive, hanno ampliato in maniera significativa la capacità da parte dell'uomo dell'intervento di escavazione della montagna con il rischio di rottura di equilibri consolidati, a tal punto da porre problemi di mantenimento del paesaggio e della sua rappresentazione materiale e visibile; anche nella sua componente identitaria modellata dalla secolare cultura del marmo. L'intervento di tutela e l'impianto normativo ad esso correlato scaturiscono da questa consapevolezza e intendono arginare queste problematiche pur nel mantenimento e prosecuzione delle attività estrattive. La tutela si configura quindi nella ricerca di un equilibrio corretto tra il profilo naturale e in parte selvaggio delle Apuane e l'intervento antropico che ne completa l'identità paesaggistica. Attraverso il piano e le prescrizioni dei vincoli si esprime la necessità di norme che contemperino la tutela e le attività estrattive. Non a caso il primo Obiettivo di Qualità della Scheda di Ambito di Paesaggio 02 – Versilia e Costa Apuana del PIT precisa che:

**“Obiettivo 1: Salvaguardare le Alpi Apuane in quanto paesaggio assolutamente unico e non riproducibile qualificato da valori naturalistici di alto pregio e principalmente caratterizzato dal paesaggio antropico del marmo.”**

E di conseguenza prevede che gli enti territoriali e i soggetti pubblici, negli strumenti della pianificazione, negli atti del governo del territorio e nei piani di settore, ciascuno per propria competenza, provvedono, ai sensi dell'art. 4 della Disciplina del Piano, a mettere in atto le seguenti Direttive Correlate specifiche per le attività estrattive del marmo:

- 1 - salvaguardare la morfologia delle vette e dei crinali di maggior rilievo paesaggistico e le principali visuali del paesaggio storico apuano, regolando le attività estrattive esistenti e di nuova previsione;**
- 2 - limitare l'attività estrattiva alla coltivazione di cave per l'estrazione del materiale di eccellenza tipico della zona privilegiando la filiera produttiva locale e migliorandone la compatibilità ambientale, idrogeologica e paesaggistica;**
- 3 - tutelare, anche con il monitoraggio delle attività estrattive, il reticolo idrografico, gli acquiferi strategici e il patrimonio carsico ipogeo ed epigeo al fine di salvaguardare gli importanti sistemi di grotte, inghiottitoi di elevato valore naturalistico e le risorse idriche superficiali e sotterranee;**
- 4 – garantire nell'attività estrattiva la tutela degli elementi morfologici, unitamente alla conservazione del patrimonio geologico e degli ecosistemi rupestri;**
- 5 - promuovere la riqualificazione delle aree interessate da attività estrattive esaurite, localizzate all'interno del territorio del Parco Regionale delle Alpi Apuane;**
- 6 - favorire la riqualificazione ambientale e paesaggistica dei siti minerari abbandonati e delle cave abbandonate o esaurite;**
- 7- migliorare i livelli di compatibilità ambientale e paesaggistica delle attività estrattive, anche favorendo metodi di coltivazione meno impattanti in aree di elevato valore naturalistico e paesaggistico.**

Queste direttive potranno essere ottemperate solo attraverso un buon Quadro Conoscitivo delle aree di affioramento dei marmi delle Apuane pertanto con il presente Elaborato D abbiamo inteso fornire un Quadro Conoscitivo della struttura idrogeomorfologica il più possibile completa e aggiornata con i dati più recenti della ricerca nazionale e internazionale. Abbiamo focalizzato la nostra attenzione sul Complesso Metamorfico Apuane compreso nel Comune di Massa e su un “intorno” sufficiente alla illustrazione della geologia, geomorfologia, idrogeologia e giacimentologia dell’area del comune. Per favorire la lettura del testo abbiamo riportato in corpo 8 quelle parti che non sono ritenute essenziali allo scopo del presente elaborato, inoltre, al fine di facilitare quanti volessero approfondire, abbiamo dotato l’elaborato di una bibliografia aggiornata e abbastanza completa.

Il presente elaborato (Elaborato D) assieme alle Tavole:

- QC4a e QC4b - Carta Geologico – Strutturale Generale a scala 1/10.000;
- QC5a e QC5b - Carta Geomorfologica Generale a scala 1/10.000;
- QC6a e QC6b - Carta Idrogeologica Generale a scala 1/10.000;
- QC7a e QC7b – Carta Idrologica Generale a scala 1/10.000;

descrive il Quadro Conoscitivo alla scala dell’ambito territoriale dei Caratteri Geologici, Geomorfologici, Giacimentologici, Idrogeologici e Idrologici (“Prima invariante strutturale del PIT – PPR”). Nell’Elaborato E – Aspetti Geologici, Geomorfologici, Idrogeologici e della Pericolosità, questi elementi conoscitivi sono ulteriormente approfonditi alla scala del singolo bacino, integrati con gli aspetti storici, giacimentologici, della pericolosità e della intervisibilità dei bacini e descritti con tavole alla scala 1:5.000.

I Caratteri Ecosistemici del Paesaggio (“Seconda invariante strutturale del PIT – PPR” e il Carattere policentrico dei sistemi insediativi, urbani e infrastrutturali (“Terza invariante strutturale del PIT – PPR”) saranno trattati nelle VAS (Elaborato L) e nelle VINCA Elaborato M di ciascun bacino.

Lo staff del Centro di GeoTecnologie dell’Università degli Studi di Siena (**CGT**) ha un’attività di ricerca cinquantennale sulla geologia delle Alpi Apuane e sui suoi marmi con centinaia di pubblicazioni su riviste scientifiche nazionali e internazionali (cfr. Elaborato O e Elaborato P). Negli ultimi dieci anni questo Centro ha prodotto una gran mole di dati geologici sull’industria marmifera delle Alpi Apuane, attraverso progetti di ricerca e sviluppo finanziati dalla UE e dalla Regione Toscana.

Le banche dati e le cartografie realizzate negli ultimi quindici anni dal CGT costituiscono un buon set di dati sulla risorsa marmifera delle Alpi Apuane e hanno costituito la principale fonte di dati anche per la parte conoscitiva dei Piani Attuativi dei Bacini Estrattivi del Comune di Massa.

Elenchiamo di seguito i principali progetti sui marmi apuani e la sua industria realizzati negli ultimi dieci anni dal CGT e utilizzati per i Piani Attuativi dei Bacini Estrattivi del Comune di Massa:

- Banca dati del Continuum Territoriale Geologico della Regione Toscana che oltre a tutti i dati inerenti agli elementi geologici e geomorfologici in senso stretto, comprende anche l’ubicazione puntuale e areale delle zone di cava.
- Banca dati progetto marmi apuani con risoluzione di acquisizione alla scala 1:10.000 da cui sono state derivate: la Carta Giacimentologica degli Agri Marmiferi, la Carta Strutturale degli Agri Marmiferi e la Carta delle Tipologie Merceologiche dei Ravaneti.
- Progetto della Carta delle pietre ornamentali della Regione Toscana alla scala 1/10.000 che individua in tutto il territorio della Regione Toscana gli affioramenti dei materiali lapidei (marmi, graniti e pietre) evidenziando le varietà merceologiche coltivate, le relative formazioni geologiche produttive e l’ubicazione delle cave attive ed inattive.
- Progetto della Carta delle Risorse Minerarie che costituisce un documento conoscitivo per la gestione territoriale in materia di miniere, in campo ambientale e nel settore delle attività produttive.

- Progetto della Carta Geomorfologica che comprende l'aggiornamento delle frane alla data di ultima consegna (fine 2013) per l'intero territorio regionale toscano.
- Atlante dell'Uso del Sottosuolo finalizzato all'individuazione delle aree critiche in cui la risorsa del sottosuolo si trova a rischio di sfruttamento o non salvaguardia.
- Banca Dati Indagini Geotematiche (BDIG) realizzata utilizzando i dati geotematici derivati da archivi di interesse regionale, con lo scopo di fornire e valorizzare un quadro conoscitivo coerente e completo delle conoscenze geologico-tecniche del territorio della Regione Toscana.
- Progetto d'indagine tridimensionale della risorsa marmifera del sottosuolo delle Alpi Apuane: un'indagine finalizzata alla ricostruzione tridimensionale della risorsa marmifera nel sottosuolo delle Alpi Apuane con l'obiettivo di giungere ad un quadro di riferimento sulla potenzialità dei giacimenti sotterranei di pietre ornamentali.
- Progetto per lo studio idrogeologico prototipale del corpo idrico significativo dell'acquifero carbonatico delle Alpi Apuane, Monti d'Oltre Serchio e S. Maria del Giudice.

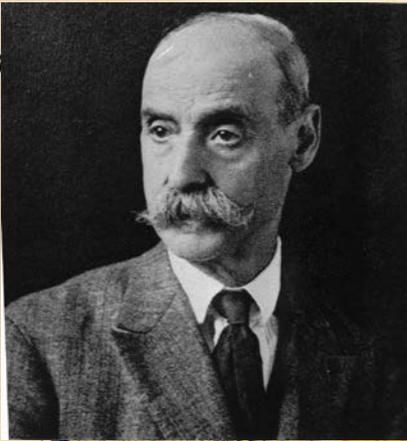
Oltre ai documenti sopra citati ci siamo avvalsi del F. 249 Massa - Carrara della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (in stampa) e soprattutto delle relative note illustrative attualmente in stampa a cura del Servizio Geologico Nazionale a cui, oltre ai ricercatori del CGT hanno collaborato la Prof. ssa Etta Patacca e il compianto Prof. Paolo Scandone, e che oggi rappresenta il documento più recente e completo sulla geologia delle Alpi Apuane.

## **2. BREVE STORIA DELLE RICERCHE GEOLOGICHE DELLE ALPI APUANE**

L'ottima esposizione degli affioramenti rocciosi e la complessità strutturale del massiccio apuano, unitamente alla grande rilevanza economica della coltivazione dei marmi e al passato interesse per alcuni giacimenti minerari, hanno attirato sulle Apuane generazioni di geologi e naturalisti sia italiani che stranieri.

Se si escludono i primissimi manoscritti inediti realizzati fin dal 1600 ad opera dei naturalisti VALLISNIERI, SPALLANZANI e ARDUINO, i primi documenti geologici riprodotti a mezzo di stampa nell'area del Foglio 249 - Massa Carrara e in tutte le Alpi Apuane risalgono agli inizi del XIX secolo. Un'analisi storica del progresso degli studi della geologia nell'area apuana è trattata in CARMIGNANI & GIGLIA (1984), TREVISAN (1984), AMORFINI (2002), CONTI et alii (2004) e MASSA (2007).

Tra i più importanti lavori pubblicati durante il 1800 sono da segnalare i contributi di REPETTI (1820), SAVI (1833, 1863), SIMI (1855), COCCHI (1871), COQUAND (1874, 1875), DE STEFANI (1874-75, 1880b, c, 1881a, b, c,d, 1887, 1889), MENEGHINI (1880a, 1881, 1886). Degna di particolare menzione è la produzione di cartografia geologica di un illustre cittadino di Carrara: Domenico Zaccagna (ZACCAGNA 1880, 1894, 1897, 1898b), che costituisce uno dei primi esempi a scala mondiale di moderna cartografia geologica su base topografica a curve di livello (Figura 1). Questa antica cartografia, oltre all'ovvio valore storico, dopo più di un secolo, mantiene inalterato un notevole valore scientifico. Questo primo rilevamento geologico sistematico dell'intero massiccio montuoso delle Alpi Apuane venne realizzato da D. ZACCAGNA e B. LOTTI a partire dal 1879. Il monumentale lavoro dei due autori si concretizzò con la stampa dei Fogli 96 Massa e 104 Pisa, alla scala 1: 100.000, in occasione della I Edizione della Carta Geologica d'Italia (ZACCAGNA & LOTTI, 1908; ZACCAGNA, 1925a). Nel 1897 fu pubblicata una carta geologica in quattro fogli in scala 1:50.000 corredata da sezioni geologiche e negli anni successivi furono stampate diciassette tavolette in scala 1: 25.000 di tutta l'area apuana. ZACCAGNA pubblicò le Note illustrative della Carta Geologica delle Alpi Apuane successivamente nel 1920, e nel 1932 venne data alle stampe la definitiva Descrizione Geologica delle Alpi Apuane (ZACCAGNA, 1932). L'inventario completo dei numerosi documenti geologici editi e inediti prodotti da D. ZACCAGNA è stato realizzato da ROSSI (1996).



Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici

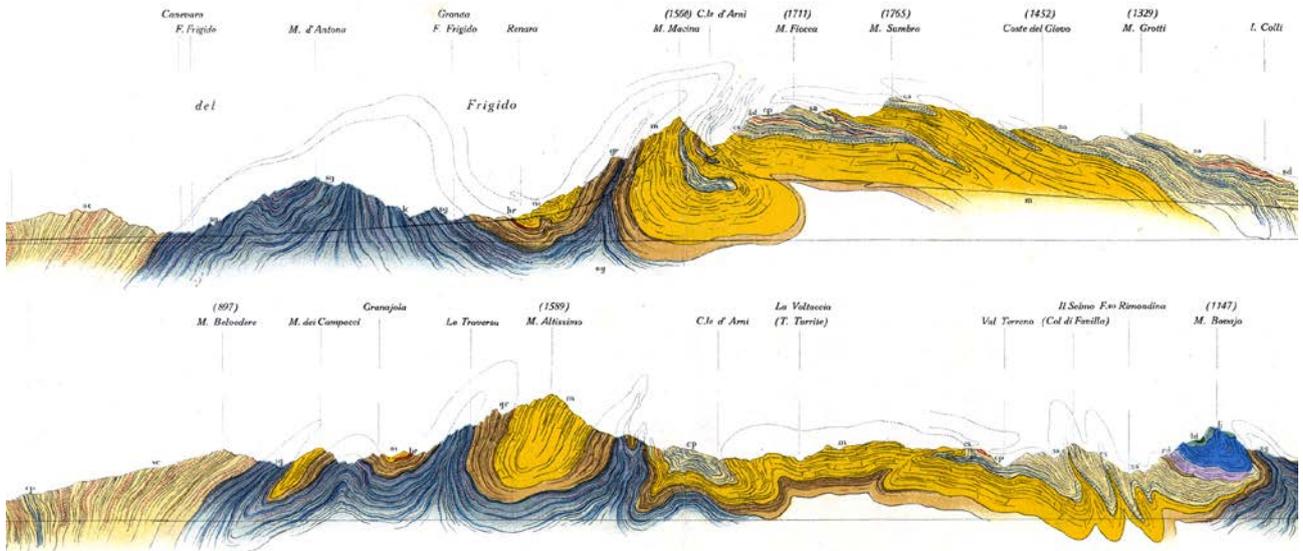


Figura 1 - Stralcio della carta geologica delle Alpi Apuane a scala 1/50.000 e alcune sezioni di D. Zaccagna.

Il lavoro di D. ZACCAGNA naturalmente rispecchia le idee geologiche del tempo basate sull'interpretazione "autoctonista" della formazione delle catene montuose (LOTTI & ZACCAGNA, 1881; ZACCAGNA, 1896a, b, 1897, 1898a, b, 1904, 1920, 1932, 1933, 1938). Secondo l'autore la chiave di lettura della geologia apuana consisteva nell'individuazione di un orizzonte guida, ". . . che attornia quasi ininterrottamente tutta la cerchia dell'ellissoide", formato da calcari e dolomie del Triassico superiore. Il livello dei calcari retici venne reputato "un orizzonte guida" per la sua continuità d'affioramento e per il contenuto fossilifero che separava una sottostante successione stratigrafica di terreni metamorfici, denominata "Formazione marmifera", dai soprastanti terreni più giovani distribuiti nella zona periferica dell'ellissoide apuano. Nelle sezioni geologiche realizzate da ZACCAGNA e LOTTI risulta evidente una simmetria centripeta delle strutture plicative, indotta dal fatto che i piani assiali delle pieghe principali immergono verso W-SW nel versante tirrenico e verso E-NE nel versante orientale del massiccio apuano (Figura 2). Una simile interpretazione, ispirata ai due autori dai profili realizzati da HEIM (1878) per descrivere la struttura di Glarus nelle Alpi (Glarner Doppelfalte), provocò perplessità nei successivi autori faldisti a causa dei problemi di natura cinematica indotti dalla doppia vergenza delle strutture plicative



**Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici**

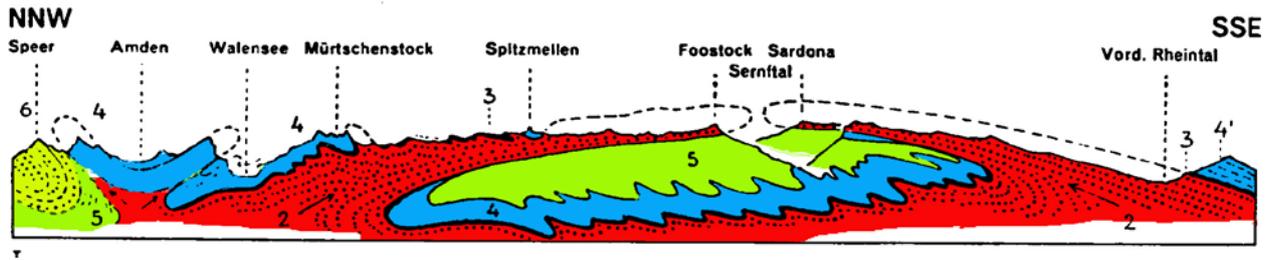


Figura 2 - Sopra: sezioni geologiche di Zaccagna attraverso le valli di Stazzema, Si noti la vergenza delle strutture plicative verso la zona centrale del massiccio. È evidente l'analogia con la contemporanea interpretazione delle Alpi di Glarus di Heim riportata.

A partire dagli anni trenta studiosi principalmente nordeuropei (TILMANN, 1926; KOBER, 1927; TILMANN, 1929; STAUB, 1932; DE WIJKERSLOOTH, 1934; KOBER, 1935; TEICHMÜLLER, 1935; TEICHMÜLLER & QUITZOW, 1935), in seguito alla nascita ed affermazione delle interpretazioni faldiste sulla geologia della catena alpina, applicarono tali teorie anche all'Appennino settentrionale, proponendo una struttura dominata da accavallamenti di portata regionale. LENCEWICZ (1917) fu il primo autore che segnalò la presenza di sovrascorrimenti e di unità tettoniche sovrapposte nell'Appennino settentrionale. TILMANN (1926) concluse che “le profonde sezioni nelle Alpi Apuane mostrano chiaramente che non si tratta di una semplice struttura a scaglie con piccolo raccorciamento tangenziale, ma che vi è una struttura a sovrascorrimenti, che si può definire con piena ragione come una struttura a falde”

Gli autori sopra citati proponevano per l'area apuana una successione costituita da tre unità sovrapposte (dal basso verso l'alto): Toscanide I (detta anche Unità delle Carraridi o Serie di Carrara) corrispondente alla Formazione marmifera definita da Zaccagna, costituita da rocce metamorfiche affioranti in finestra tettonica e suddivisa in un'unità inferiore denominata Autoctono e una superiore Parautoctono; Toscanide II (denominata anche Serie di La Spezia o Falda Tuscanica) alloctona, non metamorfica, comprendente terreni dal Calcare cavernoso alla formazione del Macigno; Falda Ligure (o complesso delle Argille Scagliose) alloctona e non metamorfica. L'autore svizzero STAUB (1932) per primo introdusse nell'area occidentale e meridionale del massiccio apuano una zona di scaglie parautoctone che denominò “Schuppenzone von Massa”. Egli propose come patria d'origine delle unità alloctone dell'Appennino l'area adriatica con formazione di strutture vergenti verso il Mar Tirreno, sostenendo che le radici del sovrascorrimento apuano andavano ricercate in corrispondenza dell'attuale regione dello spartiacque appenninico, conferendo così a tutto l'Appennino settentrionale un aspetto “alpino” (Figura 3).

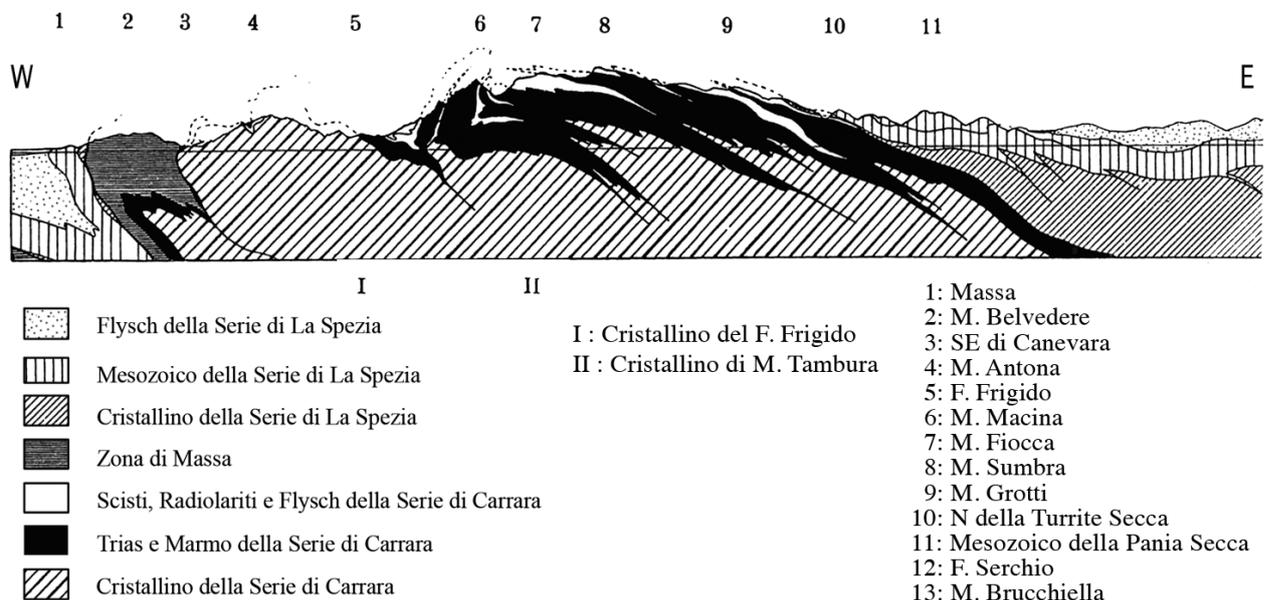


Figura 3 - Sezione attraverso la zona centrale delle Alpi Apuane, da STAUB (1932).

DE WIJKERSLOOTH (1934), diversamente da STAUB, riteneva che il movimento dei terreni alloctoni dell'Appennino si fosse realizzato verso Est in direzione del “cratone adriatico” mediante falde di scivolamento gravitativo (Figura 4). La brillante interpretazione dell'Appennino settentrionale da parte di DE WIJKERSLOOTH riconosce, già nel 1934, anche uno spostamento progressivo della pulsione orogenica che migra da Ovest verso Est ed una successiva attività di distensione e formazione di faglie dirette nell'orogene stesso.

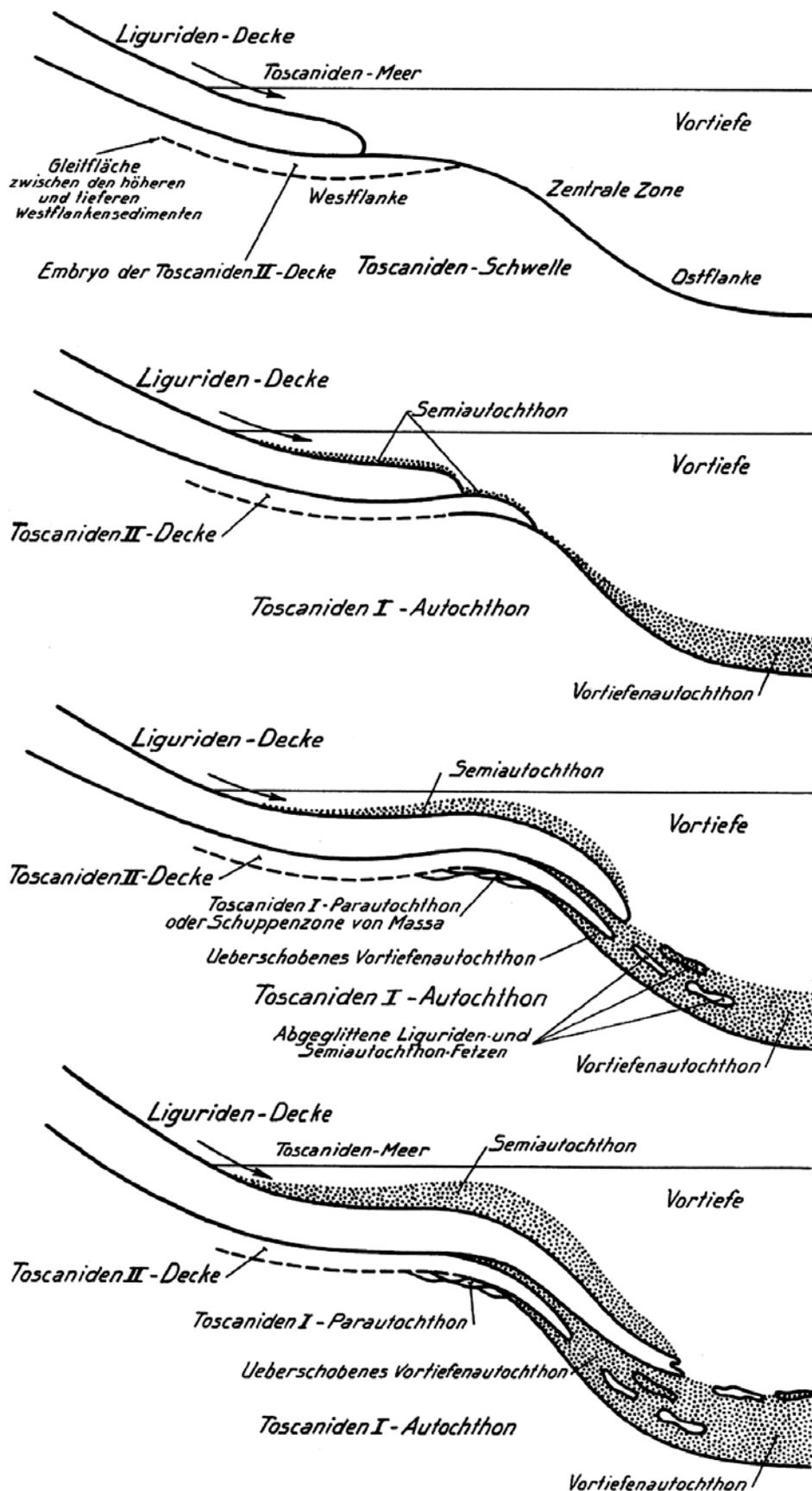


Figura 4 - Messa in posto delle unità alloctone dell'Appennino settentrionale, da DE WIJKERSLOOTH (1934).

Tra i geologi italiani credito alle nuove teorie faldiste fu dato da MASINI (1937), BONATTI (1938), MERLA (1948, 1951), IPPOLITO (1948, 1950) e TREVISAN (1962).

## Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici

MERLA propose l'esistenza nell'Appennino settentrionale di sei rughe tettoniche sviluppate dal Miocene al Pliocene inferiore e distribuite in regolare successione cronologica dal Tirreno all'Adriatico. Il raddoppio tettonico nelle Alpi Apuane si sarebbe formato in corrispondenza della terza ruga (MERLA, 1951).

BONATTI (1938) realizzò il primo importante studio di natura petrografia sulle metamorfite apuane e dimostrò l'identità petrografica di alcuni litotipi a cui ZACCAGNA attribuiva differenti età.

Una spinta determinante verso l'accettazione delle teorie faldiste si deve alle ricerche di IPPOLITO (1946a, b, 1948, 1950), in cui veniva riconosciuta la marcata alloctonia della Falda toscana sul substrato metamorfico. IPPOLITO riconobbe a ZACCAGNA un'ottima attendibilità del rilevamento geologico mentre, sulla base delle teorie faldiste, ne criticò le concezioni tettoniche. Con i lavori di TREVISAN (1950) e MERLA (1951), l'interpretazione faldista fu definitivamente accettata dall'intera comunità scientifica.

Negli anni cinquanta la scuola di Pisa (TREVISAN, 1962, 1963) riteneva che le rocce metamorfiche della Toscana I, che costituivano la massa centrale del massiccio apuano, non fossero state interessate da traslazioni orizzontali importanti, ma si fossero corruagate e sollevate da cui la denominazione di "Autoctono" per tutto il complesso metamorfico. Questi autori ritenevano che il complesso alloctono costituito dalla Toscana II (ribattezzata Falda Toscana) e dalle Liguridi, durante la fase di accavallamento, avesse strappato scaglie diventate tettonicamente indipendenti denominate "Scaglie Parautoctone" limitata al versante occidentale ("Zona di Massa") e meridionale (Zona dello Stazzemeso) del massiccio apuano. Il Parautoctono meridionale fu suddiviso in due corpi: Parautoctono I, in posizione inferiore e affiorante nell'area di Stazzema, Farnocchia e Cardoso, formato da litotipi del Basamento paleozoico insieme a Grezzoni, Marmi, filladi e calcescisti e Pseudomacigno, giustapposte tettonicamente in modo complicato; il Parautoctono II soprastante al precedente, rappresentato dall'intero gruppo delle Panie (NARDI, 1961) e formato da un solo corpo tettonico con una successione sedimentaria che inizia dai Grezzoni, leggermente meno metamorfica rispetto all'Autoctono (TREVISAN, 1962, Figura 5).

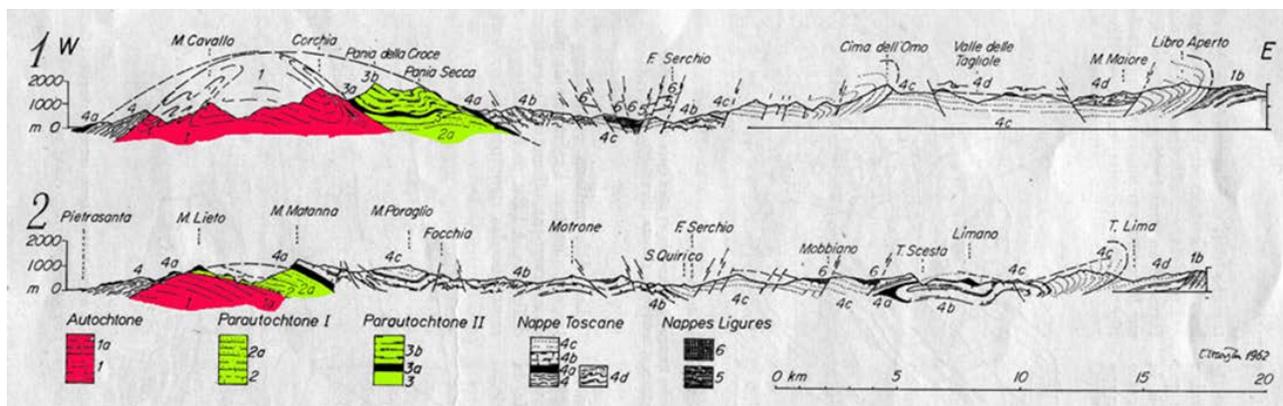


Figura 5 - Sezioni schematiche attraverso l'Appennino settentrionale (TREVISAN, 1962). AUTOCTONO - 1: terreni metamorfici (Carbonifero – Eocene), 1a: Pseudomacigno (Oligocene), 1b: flysch non metamorfici (Oligocene - Miocene). Parautoctono I): 2: = 1; 2a: = 1a. Parautoctono II): 3: Filladi e porfiroidi pre-norici, 3a: Evaporiti noriche, 3b: Formazioni a dominante calcarea debolmente metamorfici (Retico – Giurassico sup.), 4: Verrucano (Carnico), 4a: Evaporiti (Norico); 4b: Formazioni a dominante calcarea (Retico – Giurassico sup.), 4c: Macigno (Oligocene); 4d: Argille varicolori (Eocene) e Macigno scollati e scivolati verso Est. Falde Liguri: Argille varicolori (Cretacico medio) e Flysch alberese (Cretacico superiore), Ofioliti e Argille scagliose con Calcari a Palombini (Giurassico sup. Cretacico inf.).

L'attribuzione del massiccio delle Panie alla Formazione Marmifera o alla "Successione non metamorfica" fu dibattuta fino dai lavori di LOTTI e ZACCAGNA con le relative polemiche sulla possibilità di estrazione di marmi da questo massiccio. La difficoltà d'attribuzione di questo massiccio (MAXWELL, 1956) derivava fondamentalmente dalla minore cristallinità delle rocce e dal fatto che il Calcarea Cavernoso, generalmente alla base della "Successione non metamorfica" affiorasse anche alla base della delle Panie, tra questo massiccio e il Monte Corchia. Questa incertezza si è protratta negli anni tanto che ancora nella carta di Monte Altissimo (GIGLIA, 1967) il complesso delle Panie è riferito all'Unità tettonica della Falda Toscana. È con la carta geologica di NARDI (1961) che viene istituita l'Unità tettonica delle Panie intesa come unità metamorfica completamente separata da un punto di vista tettonico dal resto dell'"Autoctono" Auct. I recenti rilevamenti per la realizzazione della nuova carta geologica d'Italia a scala 1/50.000 (Progetto CARG) hanno sostanzialmente confermato questa interpretazione in cui l'unità tettonica delle Panie è considerata un'unità metamorfica individuata durante le fasi tettoniche d'esumazione del complesso metamorfico apuano.

Il successivo passo in avanti delle conoscenze della geologia apuana si concretizzerà con il rilevamento dei Fogli 96 - Massa e 104 - Pisa della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (TREVISAN et alii, 1968, 1971b).

Sulla base del quadro generale sopra descritto furono realizzati numerosi studi inerenti la stratigrafia e la tettonica dell'Appennino settentrionale nella regione apuana che avevano come oggetto le unità alloctone Liguri (ELTER, 1960; ELTER et alii, 1960), l'Unità tettonica della Falda Toscana (VALDUGA, 1957; GIANNINI et alii, 1962; BORTOLOTTI, 1965; BALDACCI et alii, 1967; DECANDIA et alii, 1968) e le unità metamorfiche (NARDI, 1961, 1962a,b, 1963a,b,c; SGUAZZONI, 1963, 1964; BARBERI & GIGLIA, 1965; GIGLIA & TREVISAN, 1966; GIGLIA, 1967; NARDI, 1967; SGUAZZONI, 1968a,b).

Negli anni '60 tutta la struttura dell'Appennino settentrionale fu profondamente rivista in chiave alloctonista, ma la struttura interna del nucleo metamorfico apuano mantenne sostanzialmente inalterata la struttura centripeta basata sulla carta e sulle sezioni di Zaccagna dell'inizio del secolo (vedi sintesi in BOCCALETTI & COLI, 1982).

**Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici**

Durante gli anni '70 e '80 grazie al contributo delle tecniche dell'analisi strutturale viene inquadrata l'orogenesi appenninica terziaria nell'ambito della teoria della Tettonica a Placche, affermata e diffusa alla fine degli anni sessanta. Viene riconosciuta una fase deformativa (denominata "fase D1") sviluppata in corrispondenza di una fascia di taglio ensialica generata dall'avvicinamento di una porzione di crosta di origine interna, costituita dalle Unità Liguri e Falda Toscana ed un segmento crostale più esterno (Dominio Umbro), avvenuto nell'Oligocene superiore - Miocene inferiore (Figura 6 e Figura 7).

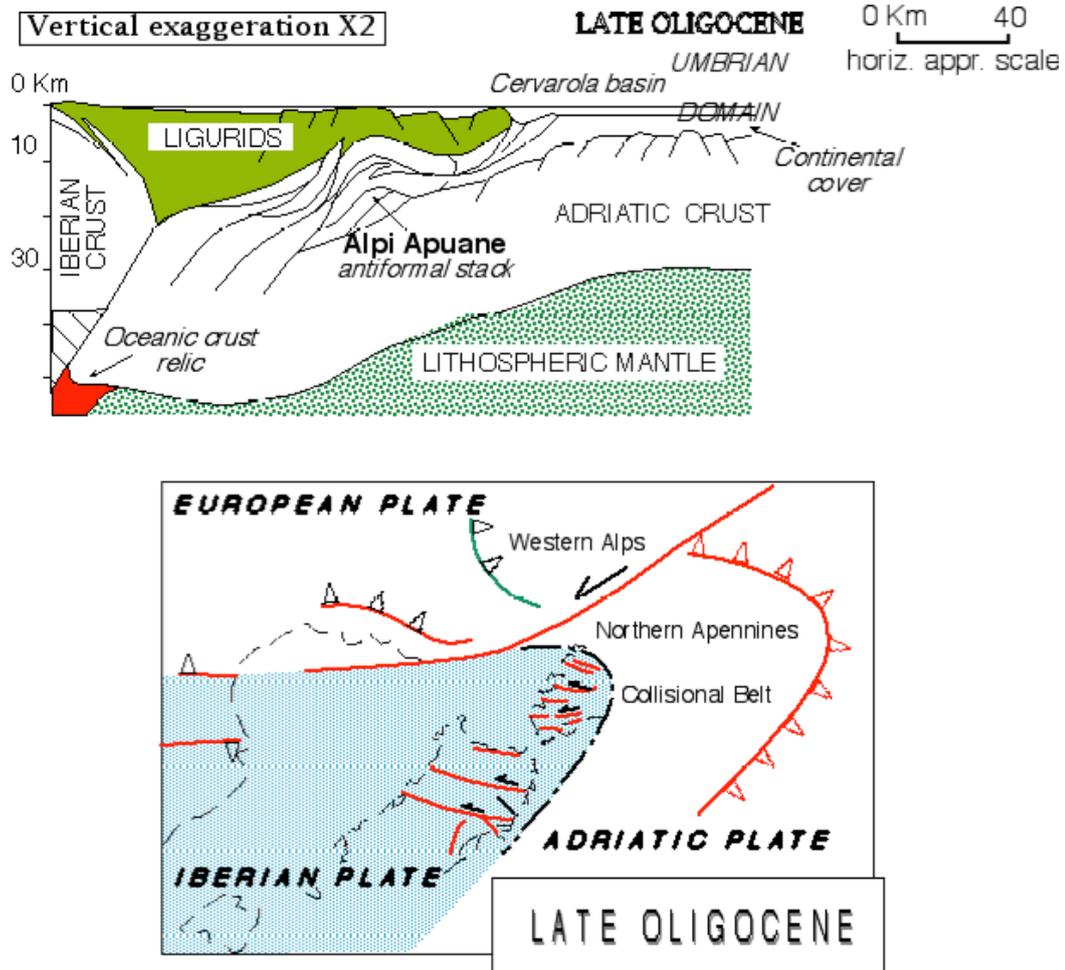


Figura 6 - Schema della fase collisionale con sviluppo della zona di taglio ensialica con sviluppo della fase tettonica D1 del Complesso metamorfico apuano.

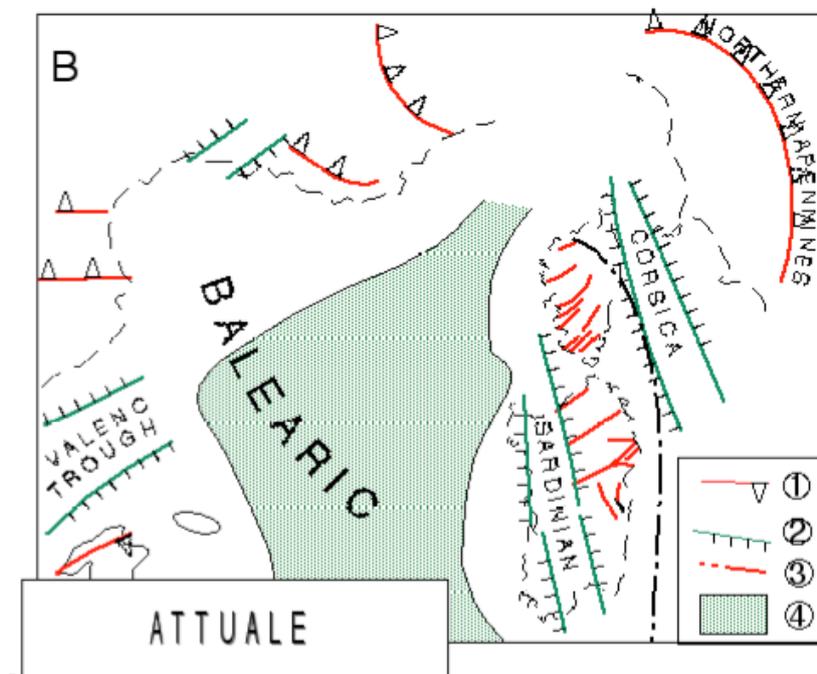
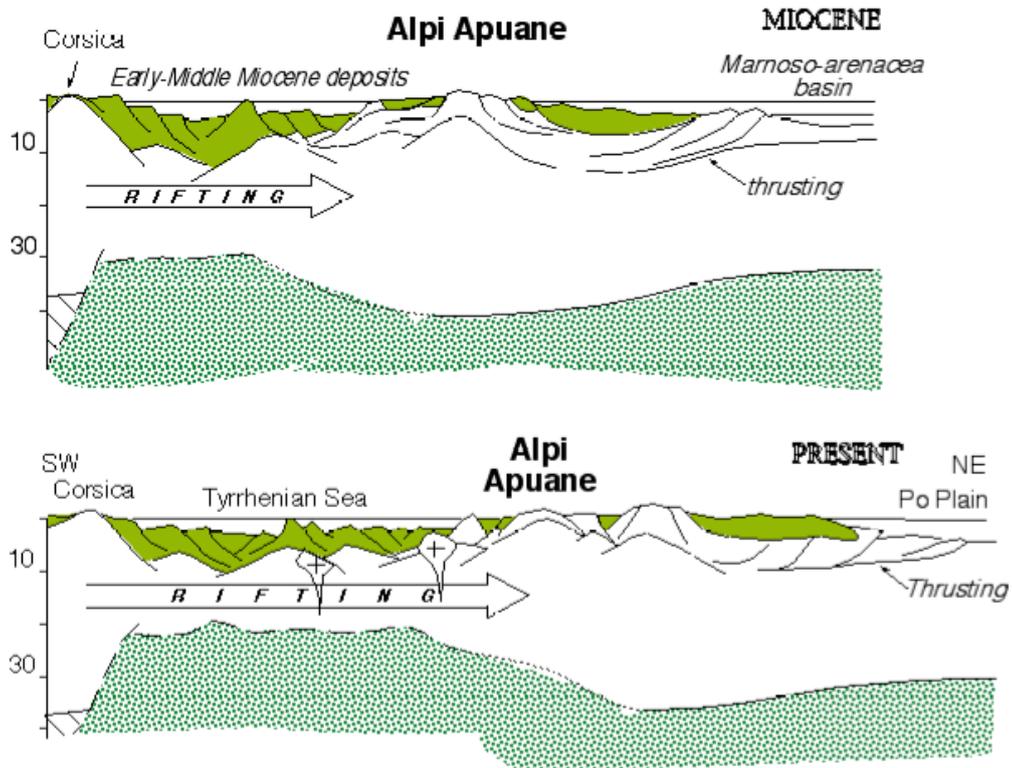


Figura 7 - Fase estensionale con apertura del Bacino Tirrenico, esumazione del complesso metamorfico apuano (Fase D2 e D3).

Nel massiccio apuano la fase D1 viene ritenuta responsabile della formazione di pieghe isoclinali plurichilometriche con vergenza adriatica. Strutture estensionali, formatesi durante successive fasi deformative denominate "fase D2" e "fase D3" nel Mio-Pliocene, si sono sovrainposte alle strutture precedentemente realizzate durante la tettonica compressiva nell'edificio appenninico a falde. Ne deriva la natura polideformata delle rocce metamorfiche del massiccio apuano con generazione di una mega antiforme di scistosità di dimensioni paragonabili all'intero massiccio. Le due fasi tettoniche hanno interessato oltre all'Autoctono Auc., in corrispondenza di un livello crostale più superficiale, anche l'Unità tettonica della Falda Toscana e le Liguridi. Contribuirono a questa nuova fase dello sviluppo della geologia apuana vari autori, tra cui: CARMIGNANI & GIGLIA (1975a,b, 1977, 1979), CARMIGNANI et alii (1978b, 1981), KLIGFIELD (1979), BOCCALETTI & GOSSO (1980), KLIGFIELD et alii (1981), BOCCALETTI et alii (1983) e CARMIGNANI & GIGLIA (1984).

**Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici**

L'individuazione dell'assetto geometrico molto complicato sopra descritto ha permesso di risolvere il problema della doppia vergenza, ad esempio nella zona di Arni, inquadrando l'area nel contesto della complessa storia polifasica sopra descritta (CARMIGNANI & GIGLIA, 1983). Una sintesi dal punto di vista cartografico dei progressi inerenti alla geologia strutturale nell'area apuana in questo periodo sono sintetizzati nella "Carta geologico strutturale del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane (Foglio Nord)" in scala 1:25.000 (CARMIGNANI, 1985). CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) proposero in seguito una similitudine fra l'evoluzione dell'area Appennino-Alpi Apuane e i core complex nordamericani (Figura 8).

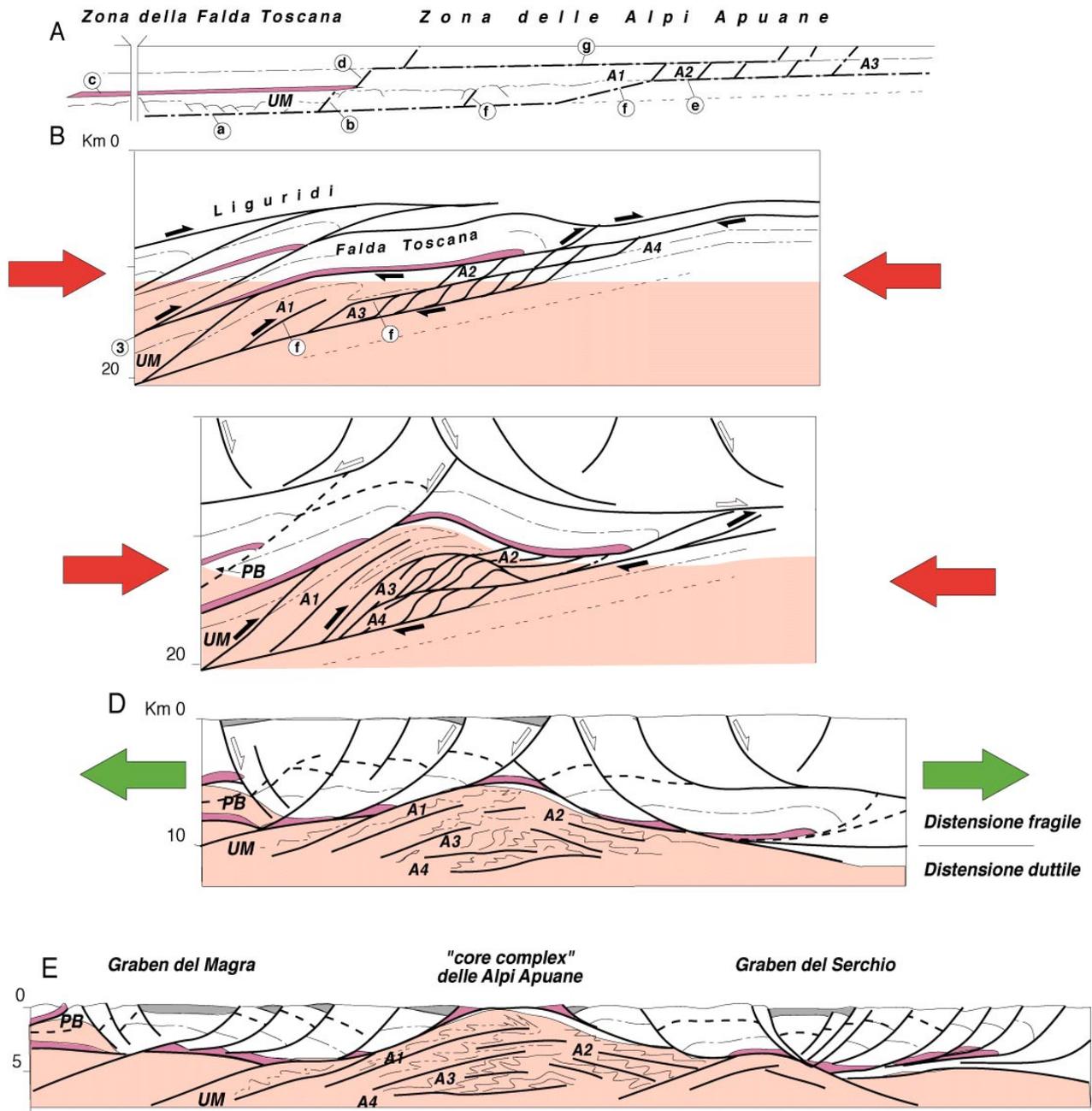


Figura 8 - Schema dell'evoluzione tettonica compressiva (a, b, c) e distensiva (d, e) delle Alpi Apuane, da CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). (a) Geometria pre-collisione con le tracce restaurate dei principali accavallamenti. (b) Sviluppo del core complex apuano (? Oligocene superiore). (c) Sviluppo di antiformal stack nel Complesso Metamorfo e possibile inizio della tettonica distensiva a livelli alto-crosta (Miocene inferiore). (d) Individuazione del core complex apuano. Il thrust di base della Falda Toscana è riattivato come detachment; esso separa settori estesi principalmente mediante faglie listriche e rotazione di blocchi (Falda Toscana e Liguridi s.l.) da settori estesi mediante zone di taglio duttile sinmetamorfiche (Complesso Metamorfo delle Alpi Apuane) la cui giacitura è controllata dalle precedenti strutture compressive (Miocene medio-superiore). (e) Esposizione delle metamorfite del core complex per

Successivamente alla cartografia monumentale di D. ZACCAGNA sono stati numerosi i contributi di cartografia geologica di cui si è avvantaggiata la conoscenza geologica delle Alpi Apuane. Oltre alla già citata "Carta geologico strutturale del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane (Foglio Nord)" in scala 1:25.000 (CARMIGNANI, 1985) che comprende tutte le Apuane metamorfiche centrali e settentrionali; ricordiamo:

- Geologic Map of Pania della Croce - Pania Secca Area (MAXWELL, 1956);
- Carta Geologica dei Monti di Carrara ad Ovest di Monte Sagro (VALDUGA, 1957);
- Carta Geologica della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (NARDI, 1961);
- Carta Geologica della zona tra Vinca, Gorfigliano e il Monte Tambura (NARDI, 1962a);
- Carta Geologica delle Alpi Apuane - Tav. M. Altissimo (GIGLIA, 1967);
- Geological Map of the northwestern Apuane Alps between Campo Cecina and Monzone (BODE, 1979);
- Carta Geologica delle Alpi Apuane Centro-Settentrionali (SGUAZZONI, 1981);
- Carta Strutturale del bacino marmifero di Orto di Donna (Alpi Apuane) (COLI et alii, 1987);
- Carta Geologico-Strutturale dell'area di Gorfigliano (MORATTI et alii, 1989);
- Carta Strutturale del Bacino Marmifero di Boana (Alpi Apuane) (COLI, 1992);
- Carta Geologica dell'area M. Sagro-Morlungo (COLI et alii, 1992)
- I marmi del Carrarese: carta geologico-strutturale delle varietà merceologiche (MECCHERI, 2000);
- Carta geologico-strutturale dei marmi del M. Altissimo (MECCHERI et alii, 2007b).

La Tavola QC13 - Carte geologiche storiche riporta una collezione abbastanza completa della cartografia geologica dell'area del Comune di Massa.

A conclusione di questo capitolo occorre ricordare anche i vari studi sul metamorfismo delle unità tettoniche dell'Appennino settentrionale (BONATTI, 1938; WUNDERLICH, 1960; WACHSMUTH, 1966; GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; AZZARO et alii, 1977; CERRINA FERONI et alii, 1983; FRANCESCHELLI et alii, 1984, 1986; KLIGFIELD et alii, 1986; FRANCESCHELLI et alii, 1989) in cui viene evidenziato che le rocce dell'Unità tettonica Autoctono Auctt. sono caratterizzate da paragenesi tipiche delle zone a clorite e biotite della facies degli scisti verdi ed è confermata una brusca discontinuità del grado metamorfico fra l'Unità tettonica Autoctono Auctt. e l'Unità tettonica di Massa con la soprastante Falda Toscana.

Durante gli ultimi anni il numero di studi inerenti alla geologia dell'area apuana è cresciuto in maniera esponenziale avvalendosi di recenti tecniche quali l'analisi microstrutturale e l'analisi delle inclusioni fluide. Le principali tematiche d'approfondimento sono rivolte sia alla comprensione di problematiche locali sia al tentativo d'interpretare geometria e cinematica delle strutture di rilevanza regionale con particolare riferimento ai possibili meccanismi di esumazione del massiccio ed al contesto tettonico in cui le strutture plicative delle diverse fasi riconosciute si sono formate. Tra i contributi segnaliamo i lavori di COLI (1989b), ABBATE et alii (1994), CELLO & MAZZOLI (1996), COLI (1996), SCHULTZ (1996), DEL TREDICI et alii (1997), BARSOTTELLI et alii (1998), JOLIVET et alii (1998), CORTECCI et alii (1999), COSTAGLIOLA et alii (1999), FRANCESCHELLI & MEMMI (1999), MOLLI & HEILBRONNER PANOZZO (1999), BARONI et alii (2000), LEISS & WEISS (2000), MOLLI & MECCHERI (2000), MOLLI et alii (2000a), MOLLI et alii (2000b), OTTRIA & MOLLI (2000), CARMIGNANI et alii (2001b), CAROSI et alii (2002a,b), MOLLI et alii (2002), PANDELI (2002), COLI et alii (2003), FRAN- CESCHELLI et alii (2003), LEISS & MOLLI (2003), CARMIGNANI et alii (2004), CAROSI et alii (2004), CONTI et alii (2004), CAROSI et alii (2005), MOLLI & VASELLI (2006), FELLIN et alii (2007), MECCHERI et alii (2007b), OESTERLING et alii (2007), CANTISANI et alii (2009) MOLLI et alii (2010) THOMSON et alii (2010), MOLLI & MALAVIEILLE (2011), PATACCA et alii (2011), MOLLI & MECCHERI (2012), VASELLI et alii (2012) e PATACCA et alii (2013).

### **3. LE ALPI APUANE E L'APPENNINO SETTENTRIONALE**

La catena a falde che costituisce l'Appennino settentrionale (Figura 9) è originata dalla deformazione cretacico-terziaria di unità derivate dal Dominio oceanico ligure e dal margine continentale Apulo (BOCCALETTI et alii, 1971a; ELTER, 1973; ALVAREZ et alii, 1974; KLIGFIELD, 1979; SCANDONE, 1979; DERCOURT et alii, 1986; STAMPFLI et alii, 2001).

Dal Cretacico superiore l'avvicinamento fra la Placca europea (Blocco Sardo- corso) e la Placca africana (Microplacca adriatica) ha determinato il coinvolgimento del Dominio oceanico ligure in un cuneo d'accrescimento (TREVES, 1984) (Figura 10). A partire dalla fine dell'Oligocene la collisione fra la Placca europea e la Microplacca adriatica ha prodotto la definitiva consunzione della crosta oceanica, determinando l'accavallamento delle unità ofiolitiche e delle loro coperture sul paleomargine continentale apulo e generando una catena a pieghe e sovrascorrimenti con senso di trasporto tettonico verso NE, con sviluppo di metamorfismo sin-cinematico, in facies degli scisti verdi, nelle unità più profonde oggi affioranti. Il sistema catena-avanfossa- avampaese appenninico realizza una progressiva migrazione spazio-temporale verso i quadranti nordorientali.

Attualmente la zona d'avampaese dell'Appennino settentrionale è ubicata nell'area padana e nel Mare Adriatico. Nella porzione interna della catena le strutture compressive sono state interessate da un'importante tettonica distensiva contemporanea all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale. Dal Miocene inferiore la tettonica distensiva ha coinvolto l'area toscana con intensità crescente verso le zone meridionali. La sismicità attuale testimonia il perdurare di un regime compressivo nel margine adriatico e distensivo nell'area tirrenica. Nelle Alpi Apuane e nei suoi dintorni affiorano sia i terreni metamorfici più profondi della catena dell'Appennino settentrionale sia le unità tettoniche liguri strutturalmente più superficiali (Figura 11). Soprattutto nel Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane sono conservati e ben esposti gli assetti derivati dall'interferenza a livelli medio-crosta tra la tettonica compressiva e la successiva tettonica distensiva (Figura 9, Figura 10, Figura 11, Figura 12).

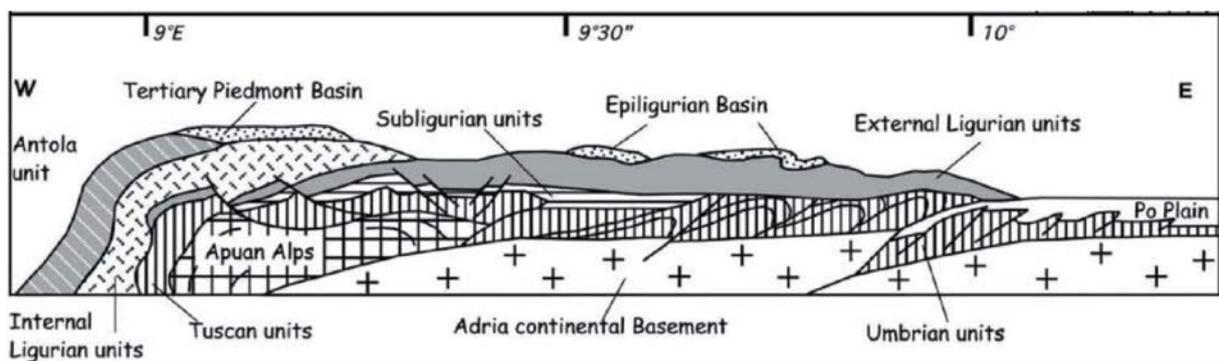
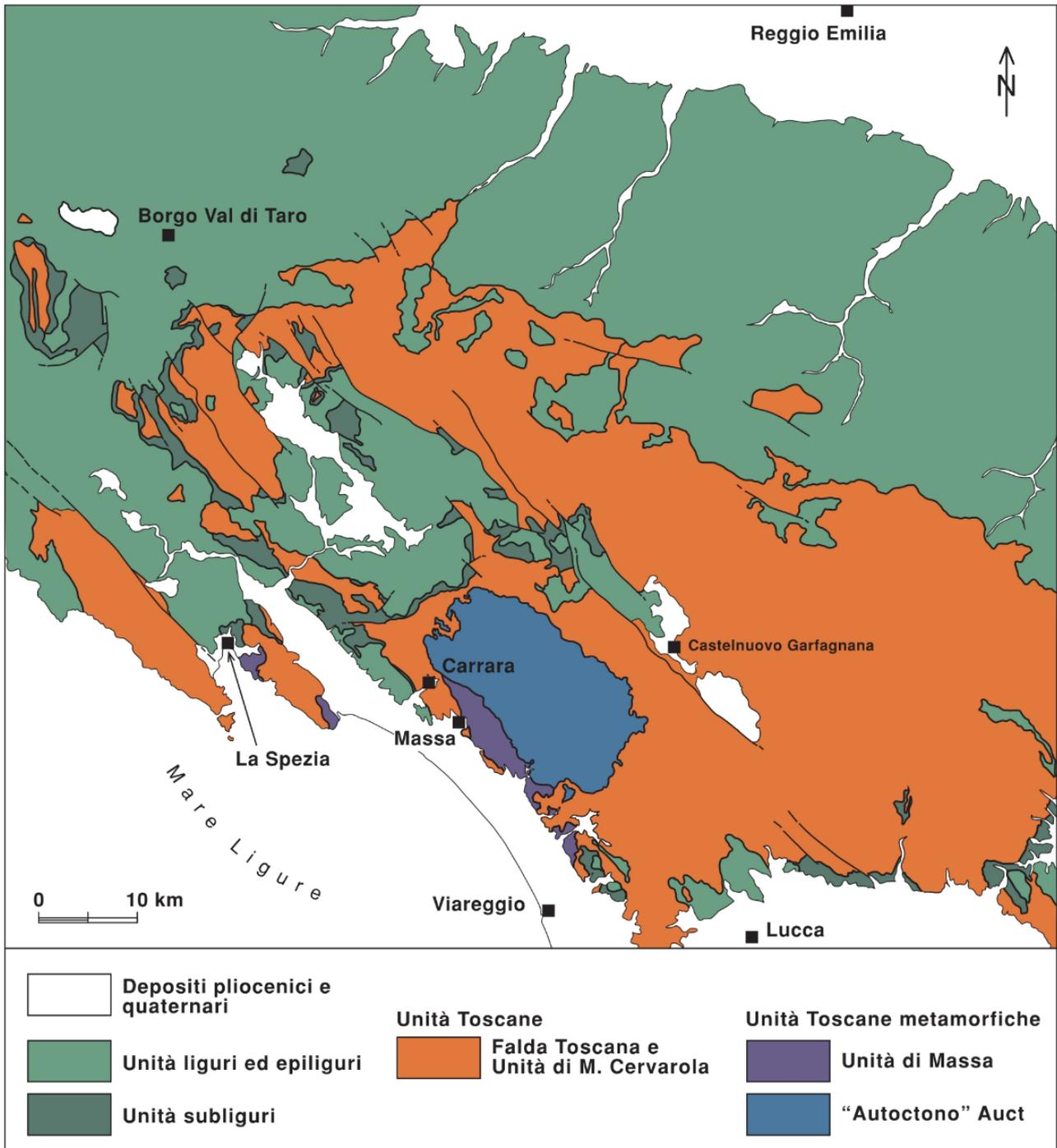


Figura 9 - In Alto schema tettonico dell'Appennino settentrionale. In basso sezione schematica interpretativa.

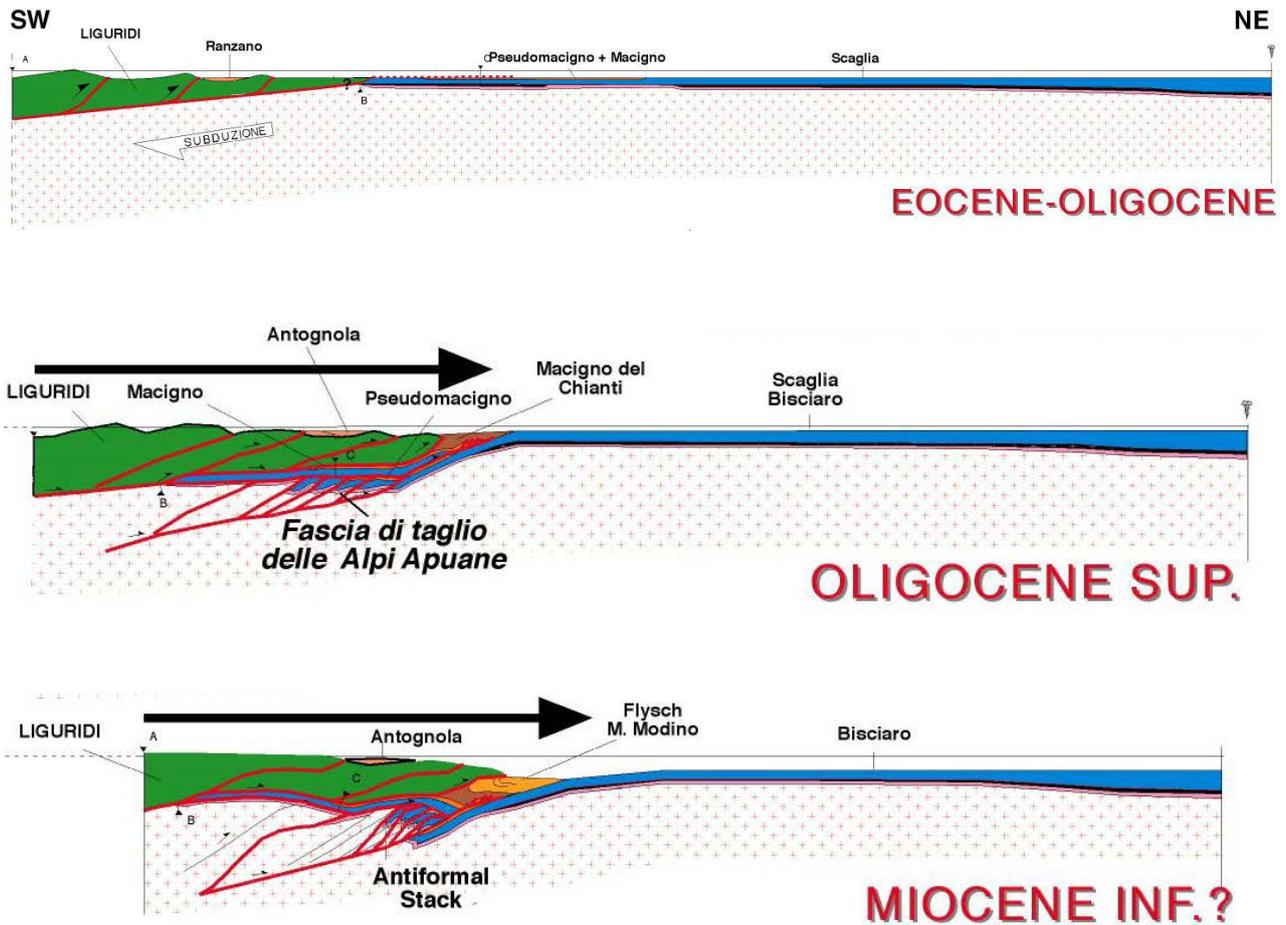


Figura 10 - Schema evolutivo della fase di subduzione della catena appenninica con sviluppo di una fascia di taglio ensialica in corrispondenza del Dominio Toscano Esterno (Fase D1 del Complesso metamorfico delle Apuane). Il seppellimento della zona delle Alpi Apuane (Fase D1) è posto all'Oligocene superiore sulla base dell'età del metamorfismo (27 Ma) proposta da Kligfield 1986. Dati stratigrafici più recenti (Patacca et alii 2013) posticipano il seppellimento (Fase D1) al Miocene Inferiore.

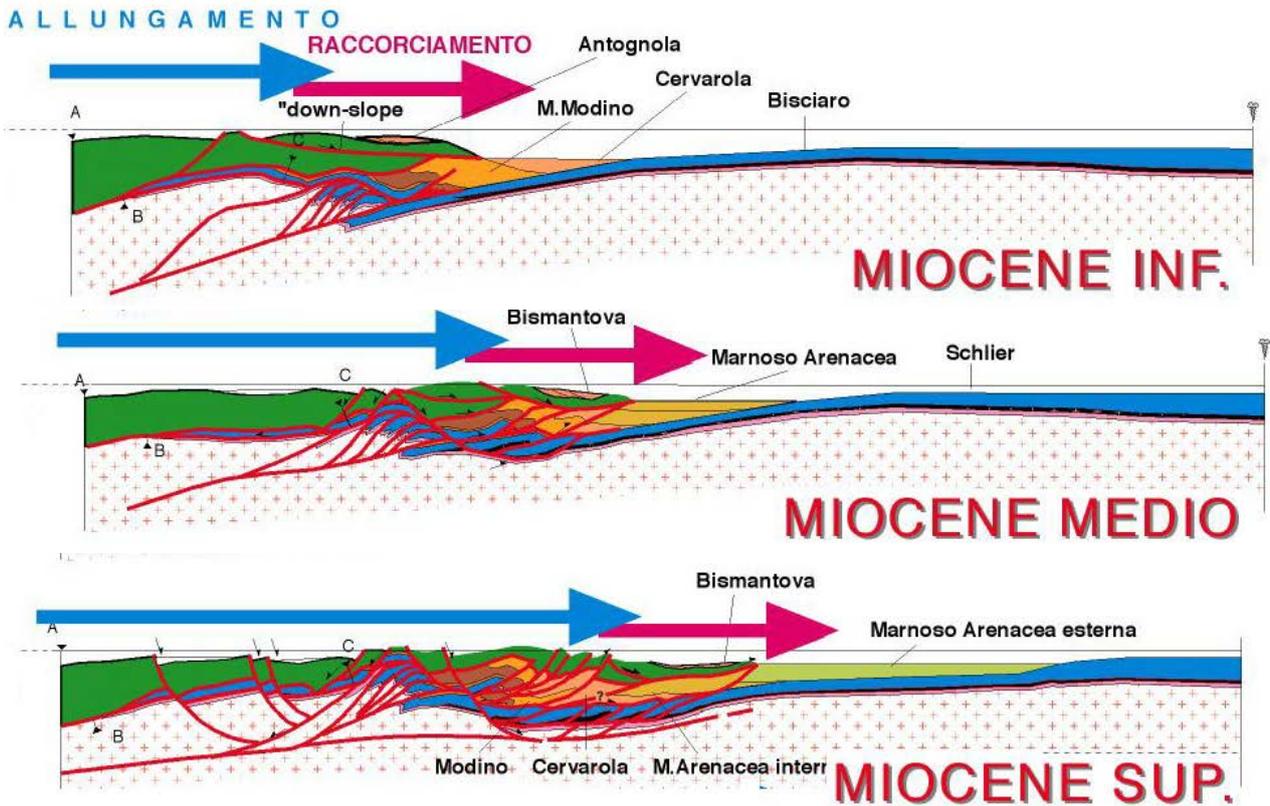


Figura 11 - Schema evolutivo della fase di esumazione del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane (Fase D2 e Fase D3).

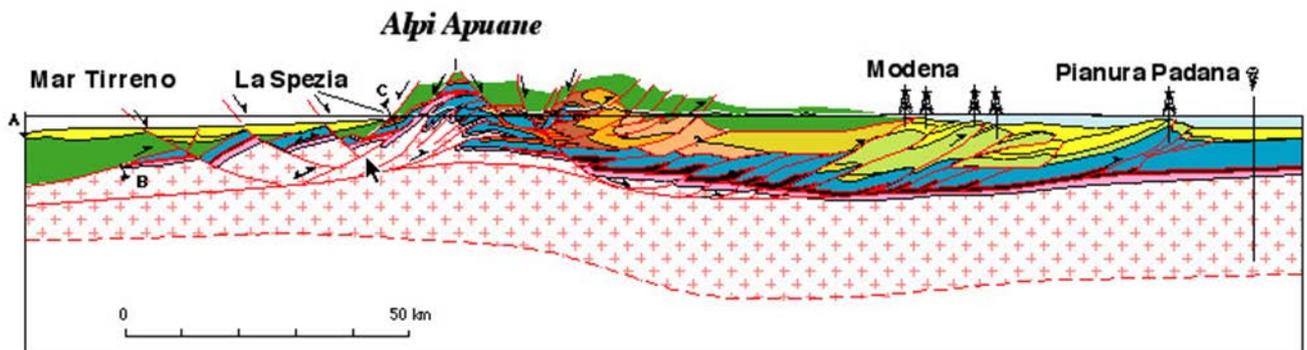


Figura 12 - Sezione schematica interpretativa dell'Appennino settentrionale sulla trasversale delle Alpi Apuane.

### 3.1 I domini paleogeografici

Nella zona delle Alpi Apuane sono tradizionalmente distinti dall'alto verso il basso due gruppi di unità tettoniche: le Unità Liguri, derivanti da un dominio a crosta oceanica e a crosta continentale assottigliata (Dominio Ligure) e le Unità Toscane derivanti dal margine continentale più interno della Placca Adria (Dominio Toscano). Tra i due gruppi di unità tettoniche si interpongono le Unità Subliguri appartenenti a un dominio intermedio a crosta continentale assottigliata (Figura 13).

Il Dominio Ligure è suddiviso in Dominio Ligure Interno e Dominio Ligure Esterno (MARRONI & PANDOLFI, 2007; MARRONI et alii, 2010, cum biblio):

- il *Dominio Ligure Interno* rappresentato dalle ofioliti con la classica copertura sedimentaria costituita dalle formazioni dei Diaspri (Calloviano-Titonico), dei Calcari a Calpionella (Berriasiano-Valanginiano) e delle Argille a palombini (Cretacico inferiore post Valanginiano), e da flysch cretacico-paleocenici scollati dal loro substrato (Arenarie di Monte Gottero). Nell'area delle Alpi Apuane il Dominio Ligure Interno è rappresentato solo dalle Arenarie di M. Gottero;
- il *Dominio Ligure Esterno* è costituito da successioni cretacico-eoceniche comprendenti mélanges con elementi di ofioliti (es. Complesso di Casanova) e flysch a dominante calcarea (Flysch ad Elmintoidi Aucutt.) anch'essi completamente scollati dal loro substrato. Nell'area delle Alpi Apuane il Dominio Ligure Esterno è rappresentato dalla Unità tettonica di Ottone e dall'Unità del M. Antola.
- Il *Dominio Subligure* è rappresentato da una successione paleogenica (Unità tettonica di Canetolo: ZANZUCCHI, 1963a; ELTER et alii, 1964) intensamente tettonizzata, deposta in un'area di transizione tra il Dominio Ligure e il Dominio Toscano.

Il Dominio Toscano (DALLAN NARDI & NARDI, 1972), suddiviso in Dominio Toscano Interno e Dominio Toscano Esterno, comprende le seguenti unità tettoniche rappresentate da successioni deformate a livelli strutturali differenti:

- l'Unità tettonica della *Falda Toscana*, appartenente al Dominio Toscano Interno, è rappresentata da formazioni di età comprese tra il Triassico Superiore e il Miocene inferiore, da anchimetamorfiche a non metamorfiche;
- l'*Unità tettonica di Massa*, interposta tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica dell'"Autoctono" Aucutt., è costituita da un basamento paleozoico e da una copertura sedimentaria che si estende con ampie lacune dal Permiano Superiore a parte del Triassico Medio e Superiore. Anche questa unità, derivata da un dominio paleogeografico intermedio tra il Dominio Toscano Interno ed il Dominio Toscano Esterno, è interessata da metamorfismo in facies scisti verdi.
- l'Unità tettonica dell'"Autoctono" Aucutt., appartenente al Dominio Toscano Esterno, è rappresentata da una copertura mesozoico-terziaria che poggia in non conformità su un basamento

ercinico costituito da formazioni paleozoiche; basamento e copertura sono entrambi interessati da metamorfismo in facies scisti verdi;

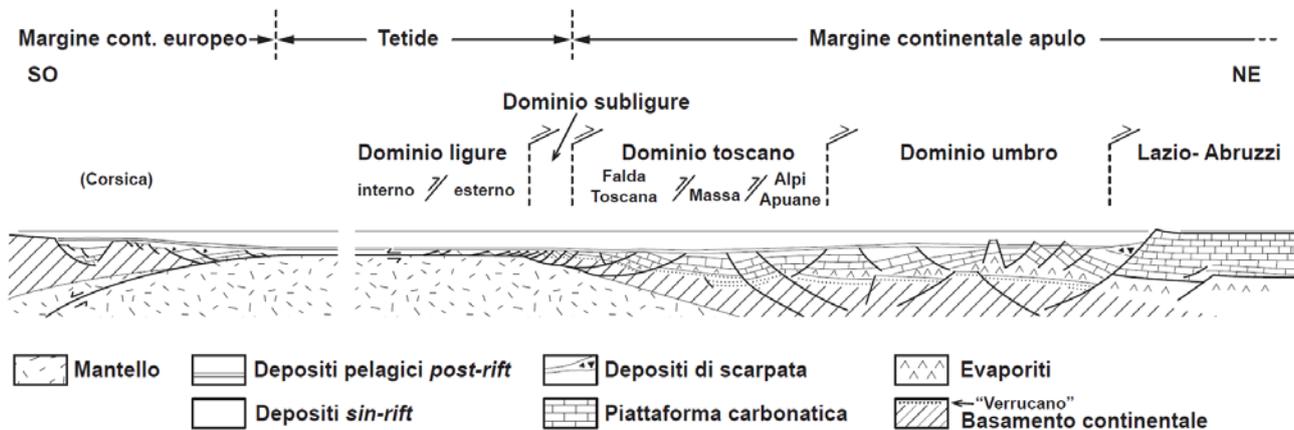


Figura 13 - Domini paleogeografici dell'Appennino settentrionale.

Nella letteratura geologica corrente non esiste un accordo generale sulla ricollocazione palinspastica della Falda Toscana rispetto al Complesso Metamorfico Apuano. Per la grande maggioranza degli autori il dominio paleogeografico della Falda Toscana (Dominio Toscano Interno) occupava una posizione occidentale rispetto al dominio di appartenenza delle unità metamorfiche (Dominio Toscano Esterno), con il Dominio Toscano Esterno adiacente al Dominio Umbro-Marchigiano (Figura 13).

A questa ricostruzione "classica" si contrappone un modello proposto verso la fine degli anni settanta che vede l'Unità della Falda Toscana provenire non da occidente ma da oriente, cioè da un dominio paleogeografico adiacente al Dominio Umbro- Marchigiano (Dallan Nardi & Nardi, 1978; Boccaletti et al., 1980). In quegli stessi anni veniva proposto anche un altro modello più complesso ed articolato (Ciarapica & Passeri, 1980, 1982), riproposto anche successivamente in Ciarapica & Passeri (2005), secondo il quale una parte dell'Unità tettonica della Falda Toscana *p.p.* ("Falda Nord" o "Falda di La Spezia" in Ciarapica & Passeri, 1994 e Unità di La Spezia in Ciarapica & Passeri, 2005) avrebbe avuto le sue radici ad ovest della Zona di Massa-Punta Bianca mentre un'altra parte della stessa Falda Toscana ("Falda Sud" o "Unità Monte Orsaro-Monte Cetona" in Ciarapica & Passeri, 1994 e "Unità Toscane" in Ciarapica & Passeri, 2005) avrebbe avuto radici ad est delle Apuane. Questo modello, basato essenzialmente sulla distribuzione delle facies dei depositi carbonatici del Triassico Superiore e del Giurassico Inferiore, veniva criticato poco dopo la sua iniziale formulazione da Montanari & Rossi (1983) perché non ritenuto coerente con il quadro paleogeografico relativo all'Oligocene superiore, ricostruito attraverso i dati biostratigrafici provenienti dal Macigno e dallo Pseudomacigno, depositi di avanfossa appartenenti rispettivamente alla Falda Toscana e all'Unità dell' "Autoctono" *Auctt.*. A sostegno della provenienza interna della Falda Toscana rispetto all'Unità dell' "Autoctono" *Auctt.* è infatti opportuno considerare l'intero sistema catena-avanfossa-avampaese. A questo proposito è molto indicativo prendere in esame la coppia Macigno-Pseudomacigno che testimonia l'esistenza di un cuneo clastico di depositi di avanfossa aperto verso occidente, con facies più prossimali nell'area di La Spezia e facies più distali nella zona delle Apuane.

La nostra principale critica al modello della doppia provenienza riguarda la totale assenza di evidenze tettoniche di terreno che confermino la ricostruzione geometrica e cinematica proposta. Un modello con opposti sensi di trasporto richiede l'esistenza di una zona di svincolo delineata da rampe laterali. Questa zona di svincolo dovrebbe trovarsi in corrispondenza della valle della Turrîte Secca (vedi discussione in CIARAPICA & PASSERI, 1982, pp. 206-207). Il rilevamento geologico di dettaglio di quest'area, tuttavia, ha mostrato una sostanziale integrità dell'Unità tettonica della Falda Toscana a nord e a sud della supposta zona di svincolo e questa integrità non si accorda con un modello che postula lo smembramento dell'Unità tettonica della Falda Toscana in due unità aventi diversa area di origine ed opposta direzione di trasporto. Riteniamo pertanto di dover scartare il modello della doppia provenienza.

Restano il modello "classico" e il modello con provenienza dell'Unità tettonica della Falda Toscana da oriente nella sua totalità. In questo elaborato seguiremo il modello "classico" per motivi sia strutturali sia stratigrafici dal momento che una ricollocazione palinspastica della Falda Toscana, nella sua interezza, in un dominio posto ad occidente del Dominio Toscano Esterno è perfettamente coerente con la distribuzione spaziale delle facies mesozoiche e terziarie (FAZZUOLI et alii, 1994), anche a livello di Triassico.

L'area di interesse del Piano Attuativo del Comune di Massa si trova esclusivamente all'interno del Dominio Toscano, rappresentato nel dettaglio dall'Unità tettonica della Falda Toscana, non metamorfica, e dalle unità metamorfiche dell'"Autoctono" *Auctt.* e dell'"Unità di Massa". I depositi della Falda Toscana non sono stati interessati da metamorfismo pur avendo subito una diagenesi molto spinta, fino alla media-alta anchizona, come suggeriscono i caratteri della deformazione e come dimostrano i risultati degli studi sulla cristallinità dell'illite (Cerrina Feroni et al., 1983;

Carosi et al., 2003) tutti i giacimenti di pietre ornamentali delle Alpi Apuane si trovano nelle unità metamorfiche.

Le successioni stratigrafiche del Dominio Toscano documentano l'evoluzione alpina di un'area continentale ercinica con sedimentazione prevalentemente clastica tra il tardo Carbonifero-Permiano e il Triassico e che a partire dal Norico è sede di una sedimentazione carbonatica tidale testimoniante un ampio shelf epeirico con tasso di subsidenza costantemente compensato dalla velocità di sedimentazione.

I caratteri di questa sedimentazione, che perdura fino a quasi tutto l'Hettangiano, sono controllati soprattutto dalle variazioni eustatiche del livello del mare a scala globale. A partire dal Sinemuriano una tettonica estensionale legata alle prime fasi di apertura dell'Atlantico Centrale porta allo smembramento e al successivo completo annegamento dell'ampio shelf continentale. Dal Sinemuriano superiore (Lotharingiano) p.p. - Pliensbachiano superiore (Domeriano) p.p. l'intero Dominio Toscano corrisponde ad un ambiente pelagico sottoalimentato, con il fondo del mare posto al di sopra del limite di compensazione dell'aragonite. La morfologia del fondo doveva essere molto irregolare, con aree caratterizzate da sedimentazione condensata ed aree caratterizzate da potenti accumuli di materiale di mare basso risedimentato da aree di piattaforma. Durante tutto il Giurassico l'evoluzione sedimentaria del Dominio Toscano indica un progressivo approfondimento del fondo marino con una sedimentazione che, ancora controllata dai più importanti eventi climatici globali, a partire dal Giurassico Medio e per tutto il Giurassico Superiore indica profondità ben superiori al limite di compensazione della calcite. Tutto ciò in concomitanza con la definitiva apertura dell'Atlantico Centrale segnata dall'anomalia magnetica "Blake Spur". Nel corso del Cretacico e per gran parte del Paleogene le irregolarità morfologiche del fondo marino, irregolarità ancora esistenti nel Cretacico Inferiore, vengono progressivamente livellate finché l'intero Dominio Toscano diventa un unico ampio bacino che risente sempre dei maggiori eventi climatici globali. Nell'Oligocene superiore l'intero Dominio Toscano diventa un bacino d'avanfossa come testimonia l'improvviso e consistente apporto di materiale silicoclastico extrabacinale.

La Figura 14 è una ricostruzione palinspastica dei domini appenninici riferita al Campaniano medio (a circa 80 Ma). In grassetto sono evidenziati i domini deposizionali da cui derivano le unità presenti anche nell'area delle Alpi Apuane. Nella figura non compare il Dominio Subligure perché impostatosi nel Paleogene. Nella figura la posizione a 80 Ma delle linee di costa di Capo Bon, della Sicilia meridionale, della Puglia e dell'Istria, considerati elementi africani, deriva dalla ricostruzione della traiettoria di spostamento dell'Africa rispetto all'Europa fornita in ROSENBAUM et alii (2002). La posizione del Blocco Sardo-Corso rispetto all'Europa stabile, invariato tra 80 e 30 Ma, prima dell'apertura del Bacino Balearico, segue PATACCA & SCANDONE (2011), cum biblio. Nella figura è riportato anche il percorso tra 80 e 30 Ma di alcuni elementi, quali la costa veneto-istriana e il margine settentrionale dell'avampaese sudalpino, considerati come semplici elementi di riferimento. La posizione di questi elementi, derivata anch'essa dai dati di ROSENBAUM et alii (2002), permette di ricostruire e seguire indirettamente la traiettoria di movimento del Dominio Toscano nell'intervallo temporale compreso tra il Campaniano e l'Oligocene inferiore, prima di evolvere in bacino di avanfossa ed essere coinvolto nella deformazione appenninica. Si noti che nella ricostruzione palinspastica di Figura 14 il Dominio Ligure Interno fronteggia il tratto sardo del margine europeo e non la Corsica come comunemente riportato in letteratura (vedi tra gli altri MARRONI et alii, 2010; MOLLI & MALAVIEILLE, 2011).

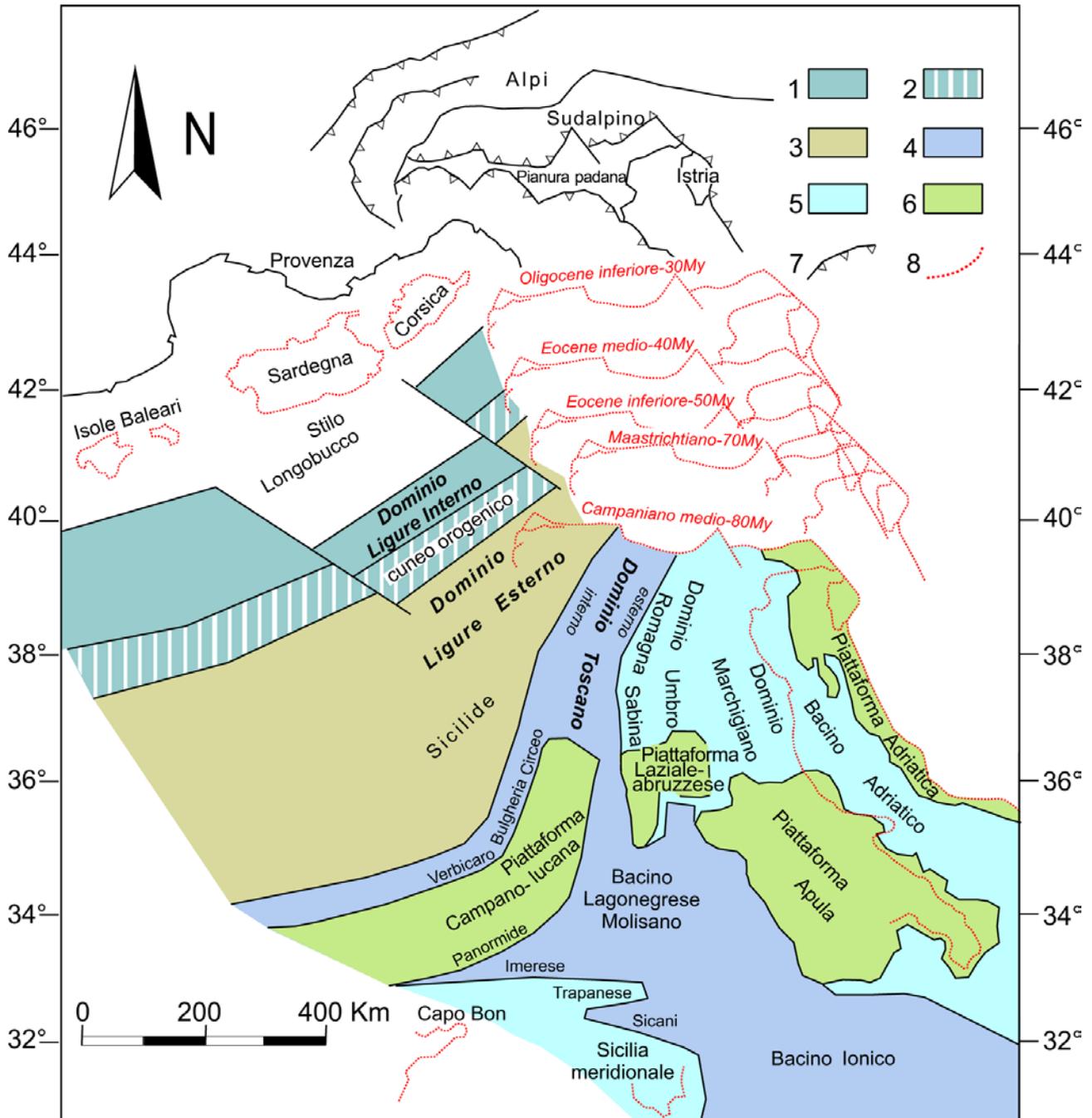


Figura 14 - Ricostruzione palinspastica dei domini appenninici al Campaniano medio (a circa 80 Ma). 1) aree a crosta oceanica caratterizzate da risedimenti torbiditici a composizione mista carbonatico-siliciclastica. 2) cuneo orogenico eoalpino. 3) aree bacinali a crosta assottigliata o transizionale caratterizzate, nelle aree prossime al cuneo orogenico, da imponenti accumuli gravitativi con blocchi di crosta oceanica e continentale e nelle aree distali da risedimenti torbiditici a composizione mista. 4) aree bacinali con profondità prossima alla CCD, caratterizzate da risedimenti torbiditici intrabacinali. 5) aree bacinali e altotondi sottomarini al di sopra della CCD, a sedimentazione calcarea prevalentemente emipelagica. 6) aree di mare basso o emerse. 7) fronti di sovrascorrimento, anche sepolti, selezionati come elementi di riferimento attuali. 8) Elementi di riferimento che evidenziano il movimento relativo dell’Africa rispetto all’Europa tra 80 e 30 Ma e la posizione delle Baleari e del Blocco Sardo-Corso prima dell’apertura del Bacino Balearico.

### 3.2 L'evoluzione tettonica

Le Alpi Apuane costituiscono una finestra tettonica nell'Appennino settentrionale in cui affiorano le unità più profonde della catena (Figura 9 e Figura 12). Diverse fasi tettoniche, note in letteratura come D1,D2,D3, (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975b, 1977; CARMIGNANI,GIGLIA & KLIGFIELD 1978), hanno portato alla strutturazione dell'edificio a falde così come oggi ci appare.

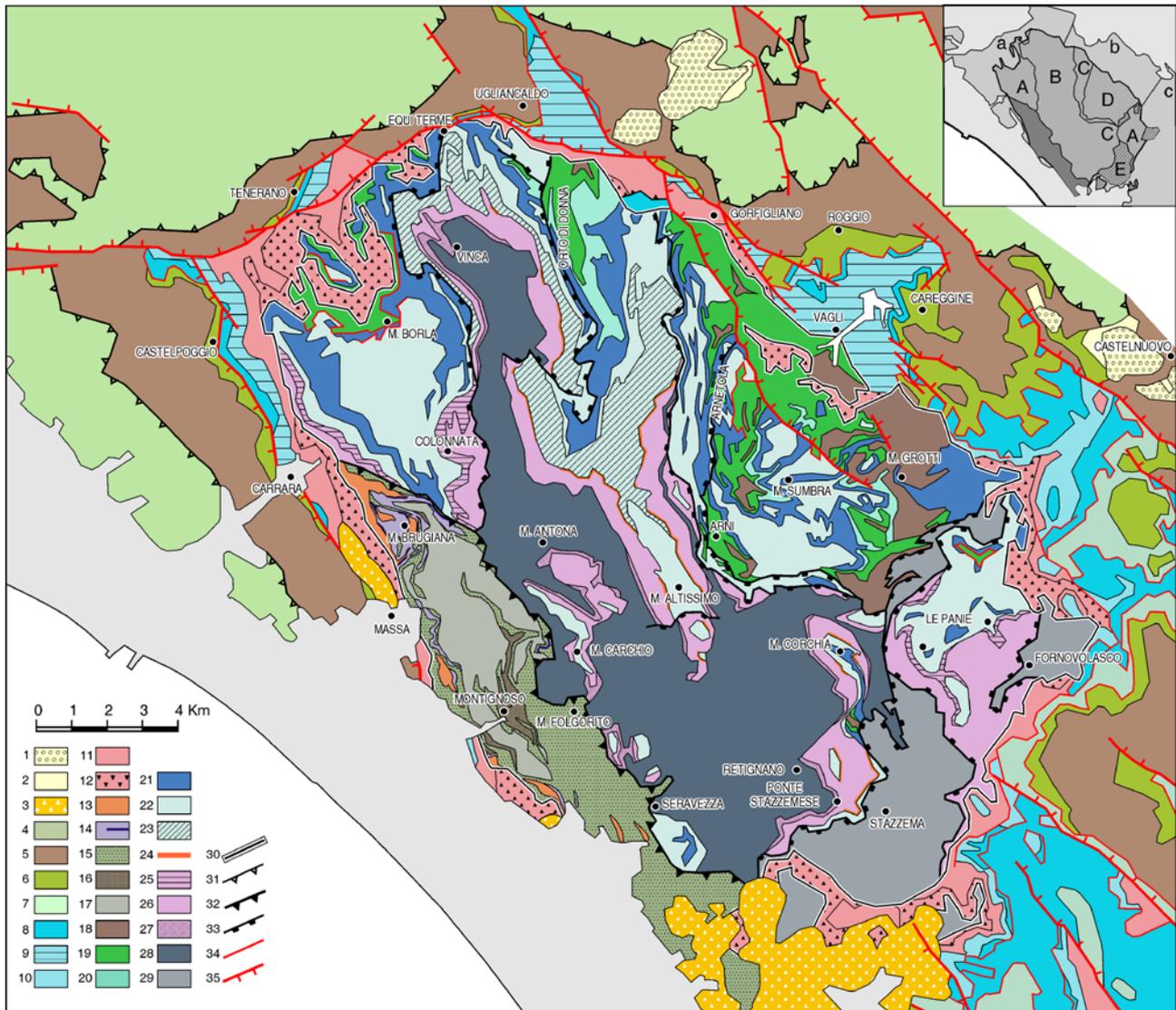


Figura 15 - Carta geologica semplificata della regione apuana mostrante le relazioni geometriche tra la Falda Toscana, l'Unità di Massa e l'Unità delle Apuane assieme alle principali strutture tettoniche all'interno di queste unità. Nel riquadro in alto a destra le lettere A-D e a-c indicano rispettivamente aree isopiche all'interno dell'Unità delle Apuane (esclusa la "Zona a Scaglie" dello Stazzemese, indicata con E) e all'interno della Falda Toscana. 1-2: depositi fluvio-lacustri villafranchiani (1 conglomerati; 2 argille, sabbie e ghiaie). 3: Megabrecce di Pietrasanta (pseudocarniole). 4: Unità Subliguri e Liguri. 5-11: Falda Toscana (5 Macigno; 6 Scaglia Toscana; 7 Maiolica e Diaspri; 8 Calcari e Marne a Posidonomya, Calcare Selcifero e Rosso Ammonitico; 9 Calcare ad Angulata; 10 Dolomie e Calcari Dolomitici di Monte La Pizza e Calcare a Rhaetavicula contorta; 11 Calcare Cavernoso). 12-16: Unità di Massa (12 Scisti di San Terenzo e Gruppo del Verrucano; 13 Gruppo del Monte Brugiana con, in blu, i principali affioramenti di metabasiti; 14 Formazione del Monte Folgorito; 15 Formazione di Montignoso; 16 Basamento ercinico). 17-28: Unità delle Apuane (17 Pseudomacigno; 18 Scisti Sericitici; 19 Metacalcari ad Entrochi e Metaradiolariti; 20 Calcescisti e Metacalcari con Selce; 21 Marmo Zebrino e Marmo di Carrara; 22 Marmi Dolomitici; 23 Breccie di Serravezza e Scisti a Cloritoide; 24 Nero di Colonnata e Marmi a Megalodontidi; 25 Grezzoni; 26 Formazione di Vinca; 27 Basamento ercinico; 28 "Zona a Scaglie" di basamento e di copertura dello Stazzemese). 29: Superficie di accavallamento delle Unità Subliguri e Liguri sulla Falda Toscana. 30: Superficie di

*contatto tra la Falda Toscana e le sottostanti Unità di Massa e Unità delle Apuane. 31: Superficie di accavallamento dell'Unità di Massa sull'Unità delle Apuane. 33: Sovrascorrimenti e retroscorrimenti minori all'interno dell'Unità delle. 34: Superfici di scollamento e faglie dirette a basso angolo. 35: Faglie dirette e a luoghi (es. margine nord delle Apuane) faglie trascorrenti.*

ELTER et alii (1964) e successivamente altri autori individuano una fase tettonica compressiva precoce denominata "Fase Ligure" (Cretacico Superiore - Eocene medio) che ha interessato solamente le Unità Liguri interne e successivamente quelle esterne. Ne deriva la formazione di una catena a vergenza alpina in corrispondenza di un sistema "cuneo di accrezione-piano di subduzione" (BOCCALETTI et alii, 1971a,b; TREVES, 1984) con coinvolgimento di crosta oceanica e relativa copertura. Durante questa fase tettonica si registrano più eventi deformativi nel Dominio Ligure Interno (ELTER & MARRONI, 1991; MARRONI, 1994) e si determina il generale rovesciamento di tutta la successione del Flysch di Ottone appartenente al Dominio Ligure Esterno (ELTER et alii, 1964; ELTER & MARRONI, 1991). La fase Ligure si conclude nell'Eocene superiore-Oligocene come testimoniato dai depositi post-orogenici trasgressivi del Bacino terziario piemontese sulle Unità Liguri Interne e dalla Successione Epiligure sulle Unità Liguri Esterne.

Successivamente, nel Miocene, si realizzano le fasi compressive denominate "Toscane" (fase D1) durante le quali le Unità Liguri già strutturate nel ciclo precedente si accavallano sul Dominio Toscano (Figura 8).

Il senso generale di trasporto orogenico di tutte le unità tettoniche durante la fase D1 è "top-NE". Durante questa fase l'Unità tettonica della Falda Toscana è deformata ed interessata da metamorfismo anchizonale (CERRINA FERONI et alii, 1983; REUTTER et alii, 1983; CAROSI et alii, 2003), la sottostante Unità tettonica dell'"Autoctono" Auctt. è intensamente deformata con pieghe isoclinali chilometriche e raggiunge un metamorfismo in facies scisti verdi (DI PISA et alii, 1985; FRANCESCHELLI et alii, 1986; JOLIVET et alii, 1998; MOLLI et alii, 2000b, 2002) (Figura 17).

A partire dal Miocene superiore un'importante tettonica estensionale caratterizzata da faglie dirette a basso e ad alto angolo a livelli alto-crosta e da zone di taglio duttili e fragili-duttili associate a grandi pieghe coricate a livelli medio-crosta, interessa tutto il margine interno dell'Appennino settentrionale.

In questo contesto si realizza anche l'esumazione del complesso metamorfico apuano, legata al collasso del cuneo orogenico collisionale, al sollevamento isostatico ed erosione. Questa fase "esumativa" inizia con una grandiosa "inversione tettonica" in cui le strutture D1 con trasporto tettonico "top-NE" sono deformate dalla Fase D2 con trasporto "top-SW". Nel Complesso metamorfico questa fase è caratterizzata da grandi strutture plicative rovesciate verso SW e con fianchi rovesciati chilometrici (es. struttura di Arni, Figura 17). La deformazione avviene ancora a livello di crosta media con metamorfismo sincinemico epizonale (Figura 17). Strutture analoghe si ritrovano anche a livello delle coperture nella falda Toscana e nelle liguridi (es. piega di Castelpoggio – Tenerano, Figura 18, piega di La Spezia, pieghe di Pescaglia, ecc.). In sintesi sembra che l'esumazione delle Apuane inizi con una grandiosa tettonica di retroscorrimento accompagnata da deformazioni penetrative duttili nel complesso metamorfico (CARMIGNANI & GIGLIA, 1979; CARMIGNANI et alii, 1993) e da deformazioni da duttili-fragili a fragili in quello anchimetamorfico. Questa fase deformativa, descritta per la prima volta nella Valle di Arni (CARMIGNANI & GIGLIA, 1979) è stata successivamente riconosciuta in tutto il Complesso Metamorfico (Fondone – Cerignano, M. Altissimo-Cervaiolo, Monte Sumbra – Fatonero, Monte Corchia – Stazzema). È nota in letteratura come "Fase D2" e come la Fase D1, è associata a metamorfismo sincinemico epizonale (Figura 18).

Fino dai primi studi di analisi strutturale del complesso metamorfico (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975b) fu evidenziato come le grandi pieghe rovesciate sin-metamorfiche della fase D2 fossero ovunque seguite da una successiva fase deformativa da duttile- fragile fino a fragile senza rilevante metamorfismo caratterizzata da zone di taglio e nuove strutture plicative a piccola scala nel complesso metamorfico e da faglie dirette ad alto angolo nella Falda toscana e nelle Liguridi che portano allo sviluppo, ai due lati delle Apuane, del "graben" del Serchio e del Bacino di Viareggio e contribuiscono notevolmente al sollevamento del nucleo metamorfico, che, come dimostra l'intensa sismica storica, è ancora in corso.

Fino ad anni recenti, i geologi non hanno dato alla fase D3 grande importanza, solo recentemente soprattutto grazie ai rilievi aereofotogrammetrici ad alta risoluzione effettuati con il velivolo leggero del Centro di GeoTecnologie dell'Università di Siena (Figura 16) è stato possibile approfondire questo tema.



Figura 16 - Fotointerpretazione dell'area della cava Caldia (Comune di Massa). In nero: limiti formazionali tra Selcifero e Marmi; in rosso e in blu fratture. In alto velivolo leggero del CGT per riprese fotogrammetriche ad alta risoluzione.

I risultati sono stati sorprendenti e stanno consentendo di chiarire molti punti ancora oscuri della struttura delle Apuane. Non è questa la sede per una approfondita discussione su queste ricerche ancora in sviluppo, ma proprio per le implicazioni che la D3 questa sembra avere sulla struttura dei maggiori giacimenti di marmi e sullo sviluppo di varietà di marmi assai pregiati ne faremo un cenno.

L'essenziale della deformazione D3 si manifesta con zone di taglio e faglie duttili fragili con giaciture da sub orizzontali a molto inclinate che possono essere seguite per molti chilometri attraverso tutto il massiccio. Queste zone di taglio sono associate a ristrutturazione milonitica delle rocce per spessori decametri e ettometrici che possono nei litotipi marmorei o filladici traporre completamente ogni struttura precedente. I marmi interessati da questa tettonica mostrano una struttura milonitica con riduzione di grana e forte miglioramento delle caratteristiche meccaniche. Alcune varietà di marmi pregiate, come gli arabescati e le breccie rosse di Vagli e alti tipi di marmi brecciati si ritiene si sviluppino lungo queste fasce di taglio della D3.

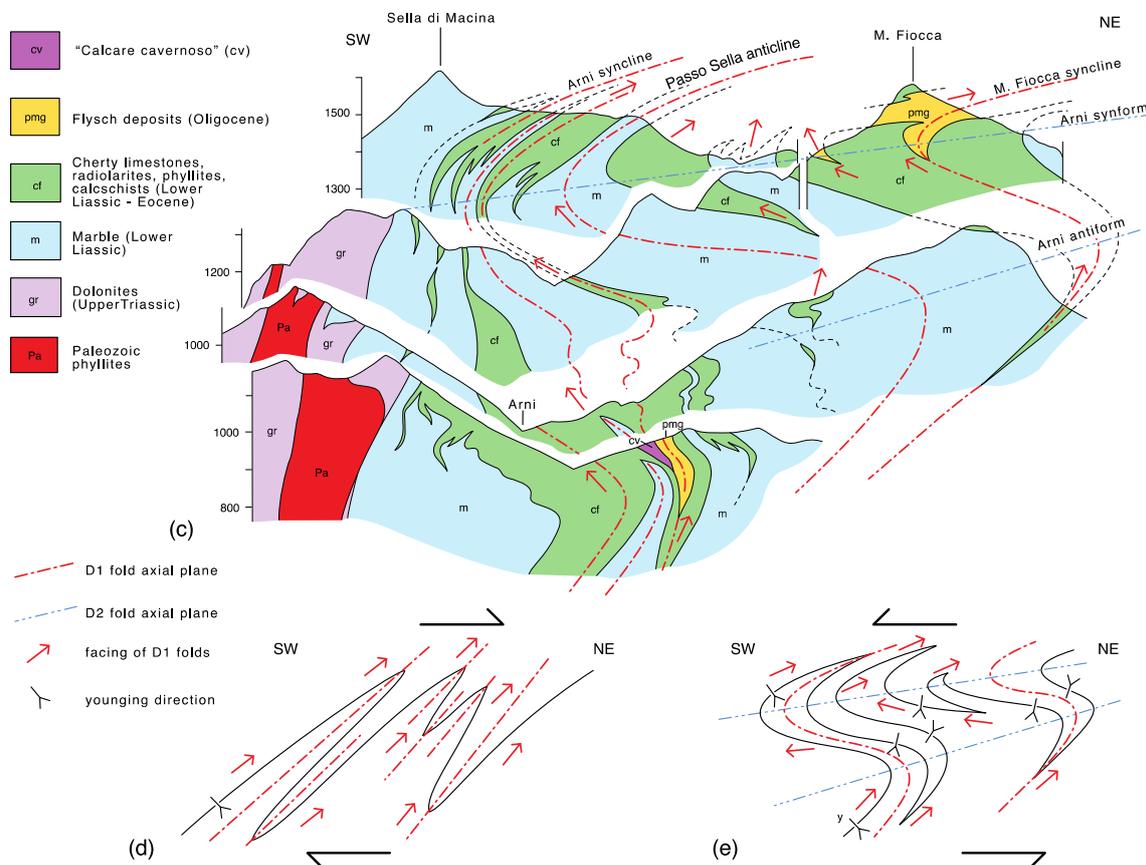


Figura 17 - Sezioni geologiche attraverso la valle di Arni. Si noti come pieghe isoclinali rovesciate verso NE (Fase tettonica D1) sono completamente ripiegate secondo pieghe rovesciate verso SW (Fase tettonica D2). Pa: Filladi paleozoiche; gr: Grezzoni (Trias sup.); m : Marmi (Lias inf.) cf: Metacalari selciferi, Metaradiolariti, Scisti (Lias medio – Eocene).

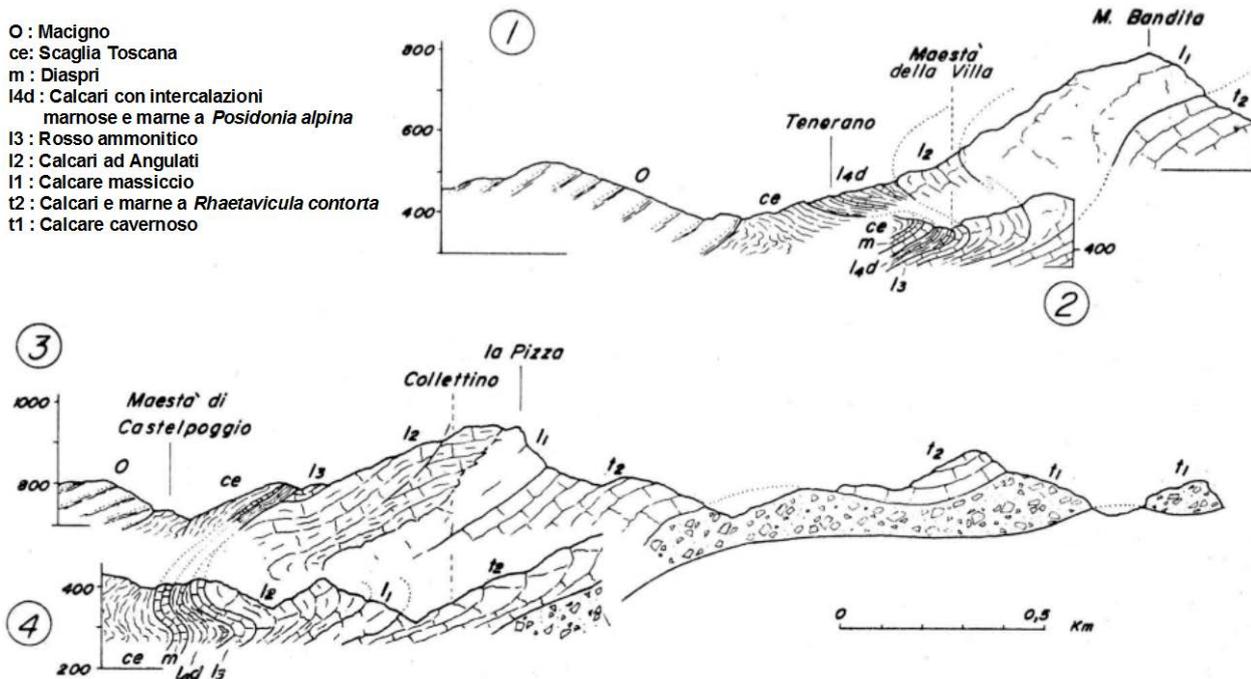


Figura 18 - Pieghe della fase estensionale D2 nelle zone di Castelpoggio e di Tenerano (Decandia & Giglia 1968).

L'età dell'inizio del sollevamento è stimata attorno a 10-13 Ma (FELLIN et alii, 2007; ABBATE et alii, 1994; BALESTRIERI et alii, 2003; THOMSON et alii, 2010; BALESTRIERI et alii, 2011). Il sollevamento nell'Unità tettonica dell'"Autoctono" Auctt. si realizza prevalentemente mediante le zone di taglio duttili della fase D3 la cui giacitura è spesso controllata dalle precedenti strutture compressive; nell'Unità tettonica della Falda Toscana e nelle Unità Liguri si realizza mediante faglie dirette e rotazione di blocchi. I due complessi (Falda Toscana e Complesso Metamorfico Apuano) sono separati da un orizzonte continuo di cataclasiti costituite da elementi metamorfici e non, da vari autori incluse nel Calcare Cavernoso, come ad esempio nel Foglio 104-Pisa (TREVISAN et alii, 1968) e nel Foglio 96-Massa (TREVISAN et alii, 1971b) in scala 1:100.000, che ha funzionato come superficie di thrust NE-vergente durante le fasi compressive e come superficie di scollamento durante la tettonica estensionale (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

L'esumazione del complesso metamorfico è un fenomeno complesso il cui studio è ancora in corso. Esso inizia attorno a 10 – 13 milioni di anni fa (opere citate) e prosegue ancora, specialmente nella parte settentrionale del massiccio altamente sismica. L'esumazione inizia con la fase D2, che rappresenta un enorme fase di denudazione tettonica con movimento generalizzato verso i quadranti occidentali (Figura 18). Nell'"Autoctono" il movimento è associato a grandi pieghe rovesciate W-vergenti, tipo quella della valle di Arni, che spesso si sviluppano in corrispondenza dei fianchi rovesciati delle maggiori anticlinali di prima fase. Il movimento verso i quadranti occidentali coinvolge sia le unità metamorfiche che la Falda Toscana e le unità liguri e inverte il movimento lungo i contatti tettonici tra le unità alloctone. Queste deformazioni D2 è probabile derivino dal collasso gravitativo del cuneo orogenico collisionale africa-vergente della catena nord-appenninica. In questa interpretazione sembra probabile che la fase D2 si possa essere sviluppata a livelli medio e alto crostali quando in profondità continuava il raccorciamento e l'accrescimento del cuneo collisionale.

La "concentrazione" del sollevamento che ha portato alla individuazione dell'alto strutturale apuano, il cosiddetto "Ellissoide apuano" degli autori di fine ottocento o "Core Complex apuano" secondo una più moderna terminologia (Carmignani & Kligfield, 1990), è avvenuta essenzialmente durante la fase D3 e imputabile congiuntamente alla risposta isostatica dell'ispessimento crostale

sin collisionale della fase D1 e alla denudazione gravitativa della fase D2 e al mutamento del quadro geodinamico generale del Mediterraneo occidentale che determina l'apertura dei bacini balearico e tirrenico.

Opinioni differenti esistono sui dettagli della cronologia di esumazione, sui movimenti differenziali durante l'esumazione tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e il Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane e sull'età del sollevamento dell'area delle Alpi Apuane.

Per una completa discussione si vedano i lavori di BARTOLINI & BORTOLOTTI (1971); FEDERICI (1973); CALISTRI (1974); RAGGI (1985); COLI (1989a); ABBATE et alii (1994); BERNINI & PAPANI (2002); BALESTRIERI et alii (2003); PICCINI et alii (2003); MOLLI (2005); PICCINI (2005); MOLLI & VASELLI (2006); FELLIN et alii (2007); COLTORTI et alii (2008); THOMSON et alii (2010); BALESTRIERI et alii (2011); PATACCA et alii (2013).

### **3.3 Evoluzione metamorfica**

Le unità tettoniche che formano il Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane già distinte nella cartografia a scala 1:100.000 del Servizio Geologico Nazionale (TREVISAN et alii, 1971b), cioè l'Unità tettonica di Massa e l'Unità tettonica dell'"Autoctono" Auctt., sono deformate e metamorfosate in facies scisti verdi, ma mostrano condizioni ed evoluzione metamorfica differenti inquadrabili all'interno di una storia di deformazione progressiva sviluppata attraverso gli stadi collisionali e post-collisionali che hanno caratterizzato l'evoluzione tettonica delle porzioni interne dell'Appennino Settentrionale.

L'Unità tettonica di Massa è caratterizzata da una paragenesi a cianite, cloritoide e muscovite fengitica. Già COCCHI (1864) e (ZACCAGNA, 1932) avevano notato che i micascisti di Ripa e quelli del canale di Bedizzano (appartenenti all'Unità di Massa) si caratterizzavano per la presenza e particolare abbondanza di staurolite e distene (cianite). Le condizioni di picco del metamorfismo stimate da DI PISA et alii (1985) con T di 420 - 460 °C e P attorno a 0,4 GPa furono confermate da FRANCESCHELLI et alii (1986). JOLIVET et alii (1998) indicano valori più alti sia per quanto riguarda la temperatura (450 - 480 °C) sia per quanto riguarda la pressione, con valori di P pari a 0,9 GPa. Questi valori furono in seguito confermati da FRANCESCHELLI & MEMMI (1999) che ottennero temperature comprese nell'intervallo 460 - 560 °C e pressioni tra 0,6 - 0,8 GPa. Più recentemente MOLLI et alii (2000b) stimano valori di T attorno a 455 °C e P > 0,8 GPa, all'interno del campo di stabilità del Mg-cloritoide e della cianite, seguiti poi da un decremento delle condizioni termobariche fino a 430 - 400 °C e 0,8 GPa (campo di stabilità della pirofillite).

L'Unità tettonica dell'"Autoctono" Auctt. è caratterizzata da una paragenesi a pirofillite, cloritoide, clorite, muscovite fengitica, epidoto e aragonite. DI PISA et alii (1985) indicano per questa associazione valori di picco di T attorno a 420 °C e pressioni di 0,3 GPa. Successivamente KLIGFIELD et alii (1986) ottennero valori di temperatura tra 300 e 450 °C, con pressioni di 0,3 GPa, sostanzialmente confermati da FRANCESCHELLI et alii (1986). Valori più elevati sono indicati da JOLIVET et alii (1998), con temperature comprese tra 390 e 410 °C e pressione di 0,8 GPa. MOLLI et alii (2000b, 2002) stimano condizioni di T comprese tra 350 e 450 °C e P tra 0,4 e 0,6 GPa. Valori di temperatura più bassi (circa 350 - 370 °C) e pressione di circa 0,8 GPa sono stati segnalati da DI SABATINO et alii (1977) per la zona della Panie.

I dati di letteratura concordano nell'attribuire alla Unità di Massa un metamorfismo leggermente più elevato rispetto all'autoctono e un percorso P-T-t leggermente diverso (Figura 20).

Sull'Unità tettonica delle Panie esistono pochi dati quantitativi sul metamorfismo. Il minore grado di ricristallizzazione dei termini litologici di questa unità è risultato evidente a tutti i geologi che si

sono occupati delle Alpi Apuane (ZACCAGNA, 1932; NARDI, 1961) e ha costituito elemento di discussione per l'attribuzione o meno di questa unità al complesso metamorfico. Il metamorfismo di questa unità è stato al centro anche di un acceso dibattito sulla idoneità dei marmi delle Panie ad essere utilizzati come pietra ornamentale al pari degli altri marmi apuani (ZACCAGNA, 1932).

Nonostante le differenti stime indicate dai vari autori, esiste un sostanziale accordo sul fatto che:

- le paragenesi indicano un maggior seppellimento dell'Unità tettonica di Massa rispetto all'Unità tettonica dell'"Autoctono" Auctt.;
- le due unità tettoniche hanno subito un'evoluzione termobarica seguendo percorsi P-T differenti (FRANCESCHELLI et alii, 1997; JOLIVET et alii, 1998; MOLLI et alii, 2000b; DINI et alii, 2001; MOLLI et alii, 2002);
- per quanto non esistano studi esaustivi sull'unità tettonica delle Panie, nessuno negli ultimi decenni ha messo in dubbio l'appartenenza di questa unità al complesso metamorfico apuano.

Queste interpretazioni sono state essenzialmente confermate anche dallo studio delle inclusioni fluide in vene sintettoniche condotto da BENVENUTI et alii (1990); BORSELLI (1984); COSTAGLIOLA (1987, 1992); COSTAGLIOLA et alii (1992, 1990, 1994, 1998, 1999); DINI et alii (1995, 2001); MONTOMOLI et alii (2005); ORBERGER (1985).

### **3.3.1 Relazioni tra metamorfismo e deformazione**

Le relazioni tra blastesi, deformazione e metamorfismo sono state investigate da vari autori, soprattutto per quanto riguarda minerali indice quali cloritoide e cianite (Figura 19). Per quanto riguarda l'Unità tettonica di Massa FRANCESCHELLI et alii (1986), CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) e FRANCESCHELLI & MEMMI (1999) ipotizzano una blastesi essenzialmente tra le fasi D1 e D2. Secondo DI PISA et alii (1987) la crescita di cloritoide e cianite avviene esclusivamente durante la fase D2, mentre per MOLLI et alii (2002) la crescita di cloritoide avviene durante la fase D1 e possibilmente sin-cinematica anche durante la fase D2 e la crescita di cianite durante la fase D1.

Nell'Unità tettonica dell'"Autoctono" Auctt. BOCCALETTI & GOSSO (1980) e BOCCALETTI et alii (1983) segnalano la crescita di cloritoide su una foliazione precedente quella principale legata alla fase D1. Per CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) il cloritoide cresce in modo analogo a quanto visto nell'Unità tettonica di Massa, cioè tra l'evento D1 e i primi stadi dell'evento D2, per DI PISA et alii (1987) durante la fase D2. Crescita del cloritoide con relazioni sin-tettoniche e post-tettoniche sia con la fase D1 che con la fase D2 sono testimoniate da FRANCESCHELLI et alii (1997), FRANCESCHELLI & MEMMI (1999) e MOLLI et alii (2002).

Nei livelli strutturali più elevati (es: Campo Cecina) il cloritoide in genere pre-data il clivaggio di crenulazione, mentre nei livelli geometricamente più profondi (es: valle di Forno) esso mostra chiare relazioni sin-e post-cinematiche rispetto alla foliazione tardiva. Questo esempio testimonia come in differenti posizioni geometriche all'interno della stessa unità tettonica sia possibile osservare una diversa storia termica.

### **3.3.2 Età del Metamorfismo**

Circa l'età del metamorfismo del Complesso Metamorfico Apuano GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO (1970) riportano età K/Ar di 14 Ma per l'Unità tettonica di Massa e di 11 Ma per

L'Unità tettonica dell' "Autoctono" Auctt., includendo in quest'ultima anche la cosiddetta "Zona a scaglie" dello Stazzemese. In un lavoro più recente KLIGFIELD et alii (1986) riportano età K/Ar e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  che vanno da 28 a 8 Ma con concentrazioni intorno a 27, 12 e 8-10 Ma. Queste concentrazioni sono state interpretate come età rappresentative della prima fase deformativa (27 Ma), della seconda e terza fase (intorno a 12 Ma) e della chiusura del sistema (8-10 Ma). Sulla scia di questi risultati nella letteratura geologica corrente viene comunemente riportato come fatto accertato che la storia metamorfica delle Alpi Apuane sia iniziata 27 milioni di anni fa e sia terminata 8-10 milioni di anni fa. Esiste però una palese contraddizione tra il "dato" numerico radiometrico e le informazioni di carattere stratigrafico in corrispondenza della trasversale apuana. Questi indicano infatti che i depositi più recenti della Falda Toscana e dell' "Autoctono" Auctt. (rispettivamente la formazione del Macigno e dello Pseudomacigno) hanno un'età compresa tra l'Oligocene superiore (Chattiano) e il Miocene inferiore (Aquitano) ovvero tra circa 26 e 21 Ma secondo la Scala dei Tempi di GRADSTEIN et alii (2012), sarebbero quindi più giovani dell'età di metamorfismo comunemente accettata in letteratura. Per una discussione sul problema dell'età di metamorfismo del Complesso Metamorfico Apuano si veda PATACCA et alii (2013).

La storia più recente di esumazione del Complesso metamorfico apuano è data dalle tracce di fissione in zirconi (ZFT) e apatite (AFT) e dalle analisi (U-Th)/He (ZHe) sui minerali stessi (Abbate et al., 1994; Balestrieri et al., 2003). Questi dati indicano l'intersezione con l'isograda di 70 °C tra i 5 e i 2 Ma ad una profondità stimabile, in base al gradiente geotermico supposto, ad una profondità di 4-5 km (Figura 20).

Da 2 Ma all'attuale, le Alpi Apuane e le aree circostanti dell'Appennino settentrionale sono oggetto della fase morfogenetica più significativa, caratterizzata da movimenti verticali di importanza regionale che, nella sua articolazione dinamica spazio-temporale, sono registrati nei record sedimentari dei bacini della Lunigiana, della Garfagnana e della Versilia (Bartolini, 2003; Argnani et al., 2003; Perilli et al., 2004) e nei sistemi carsici apuani (Piccini, 1994) dove sono stati recentemente datati speleotemi più vecchi di circa 1 Ma (Zanchetta et al., 2005).

Unità tettonica di Massa			
		S1	S2
Franceschelli <i>et alii</i> , 1986	Cld	—————	—————
	Ky	.....	.....
Di Pisa <i>et alii</i> , 1987	Cld		—————
	Ky		—————
Carmignani & Kligfield, 1990	Cld	—————	—————
	Ky	—————	—————
Franceschelli & Memmi, 1999	Cld	.....	—————
	Ky	.....	—————
Molli <i>et alii</i> , 2002	Cld	—————	.....
	Ky	—————	

Unità tettonica Autoctono <i>Auctt.</i>				
		pre-S1	S1	S2
Boccaletti & Gosso, 1980; Boccaletti <i>et alii</i> , 1983	Cld	—————		
	Ky			
Di Pisa <i>et alii</i> , 1987	Cld			—————
	Ky			
Carmignani & Kligfield, 1990	Cld		—————	—————
	Ky		—————	—————
Franceschelli <i>et alii</i> , 1997; Franceschelli & Memmi, 1999	Cld		.....	—————
	Ky		.....	—————
Molli <i>et alii</i> , 2002	Cld		—————	.....
	Ky		—————	

Figura 19 - Minerali indice e cronologia della cristallizzazione metamorfica secondo i differenti autori.

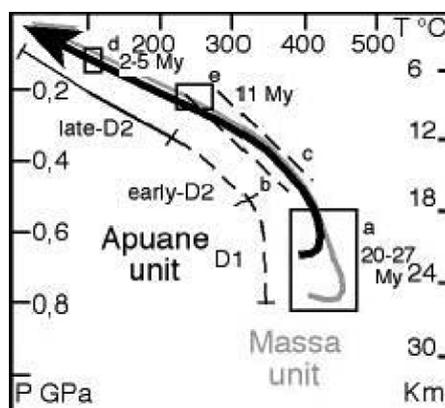


Figura 20 - P-T-t path nel Complesso metamorfico delle Alpi Apuane. Il percorso per l'Unità di Massa è riportato in grigio, mentre per l'Autoctono *Auctt.* è indicato in nero. Da Molli & Vaselli, 2006; Kligfield *et al.*, 1986; Abbate *et al.*, 1994; Balestrieri *et al.*, 2003; Molli *et al.*, 2000; Molli *et al.*, 2002

## **4. STRATIGRAFIA (QC4a, QC4b)**

Nel Comune di Massa affiorano unicamente formazioni paleogeograficamente appartenenti al dominio Toscano (Figura 13).

L'area di interesse del Piano Attuativo di Massa comprende solo alcune formazioni del Dominio Toscano interno (Unità "Falda Toscana") limitatamente al bordo sud-occidentale della tavola QC4b e quasi tutte le formazioni del Dominio Toscano esterno (Unità "Autoctona" Auct. e Unità di Massa). I marmi affiorano ovviamente solo nelle unità metamorfiche (Unità "Autoctona" Auct. e Unità di Massa), ciò nonostante sarà data una sintetica descrizione anche delle formazioni del Dominio Toscano interno (Falda Toscana) in quanto rappresentano l'equivalente non metamorfico delle formazioni del Dominio Toscano esterno e perciò spesso costituiscono l'unica opportunità di attribuzione cronostratigrafica delle formazioni metamorfiche, molto più povere di resti fossili, e di conoscere i protoliti delle formazioni metamorfiche del Dominio Toscano esterno.

Le unità litostratigrafiche affioranti nell'area, raggruppate per unità tettoniche di appartenenza, sono descritte partendo dalle più antiche. Le unità tettoniche, a loro volta raggruppate secondo i domini paleogeografici di provenienza, seguiranno l'ordine geometrico di sovrapposizione partendo dalle più alte che sono le più interne dal punto di vista paleogeografico.

Nel testo le formazioni sono individuate da sigle costituite da tre lettere maiuscole secondo la recente normativa del Servizio Geologico Nazionale. Le stesse sigle sono usate nelle figure nel testo e nelle tavole QC4a e QC4b.

### **4.1 Dominio Toscano**

Come già introdotto precedentemente, il Dominio Toscano è rappresentato dall'Unità tettonica della Falda Toscana e dalle Unità metamorfiche di Massa e dell'"Autoctono" Auctt. I depositi della Falda Toscana non sono stati interessati da metamorfismo pur avendo subito una diagenesi molto spinta, fino alla media-alta anchizona, come suggeriscono i caratteri della deformazione e come dimostrano i risultati degli studi sulla cristallinità dell'illite (CERRINA FERONI et alii, 1983; CAROSI et alii, 2003).

In Figura 15 è riportato uno schema tettono-stratigrafico semplificato della regione apuana con accorpamenti stratigrafici significativi. Nel riquadro in alto a destra della figura i poligoni circoscrivono aree con lo stesso tipo di successione sedimentaria. Le lettere minuscole si riferiscono alle successioni che caratterizzano la Falda Toscana, quelle maiuscole alle successioni metamorfiche dell'"Autoctono" Auctt. Le lettere sono quelle riportate negli schemi cronostratigrafici di Figura 21, Figura 22 e Figura 23 e negli schemi di correlazione stratigrafica di Figura 24, Figura 25 e Figura 26.

**Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici**

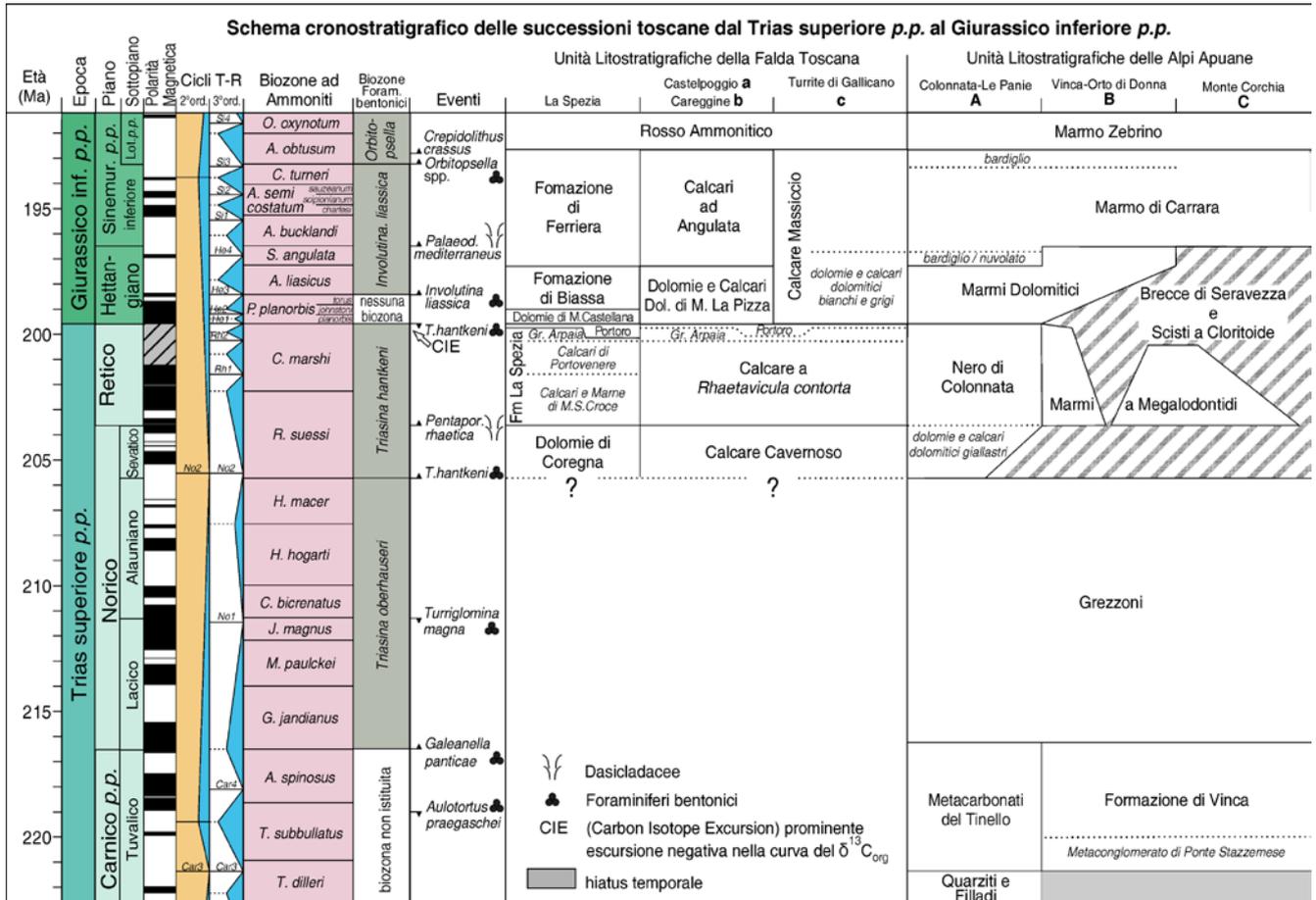


Figura 21 - Schema cronostratigrafico delle successioni della Falda Toscana e dell'“Autoctono” Auctt. dal Triassico Superiore p.p. al Giurassico Inferiore p.p. (vedi spiegazioni nel testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano). Le lettere minuscole e maiuscole in corrispondenza delle colonne relative alle unità litostratigrafiche si riferiscono alle aree indicate nel riquadro in alto a destra di Figura 15 e alle colonne stratigrafiche di Figura 24, Figura 25 e Figura 26. I nomi delle formazioni distinte cartograficamente nelle tavole del Piano attuativo sono in maiuscolo.

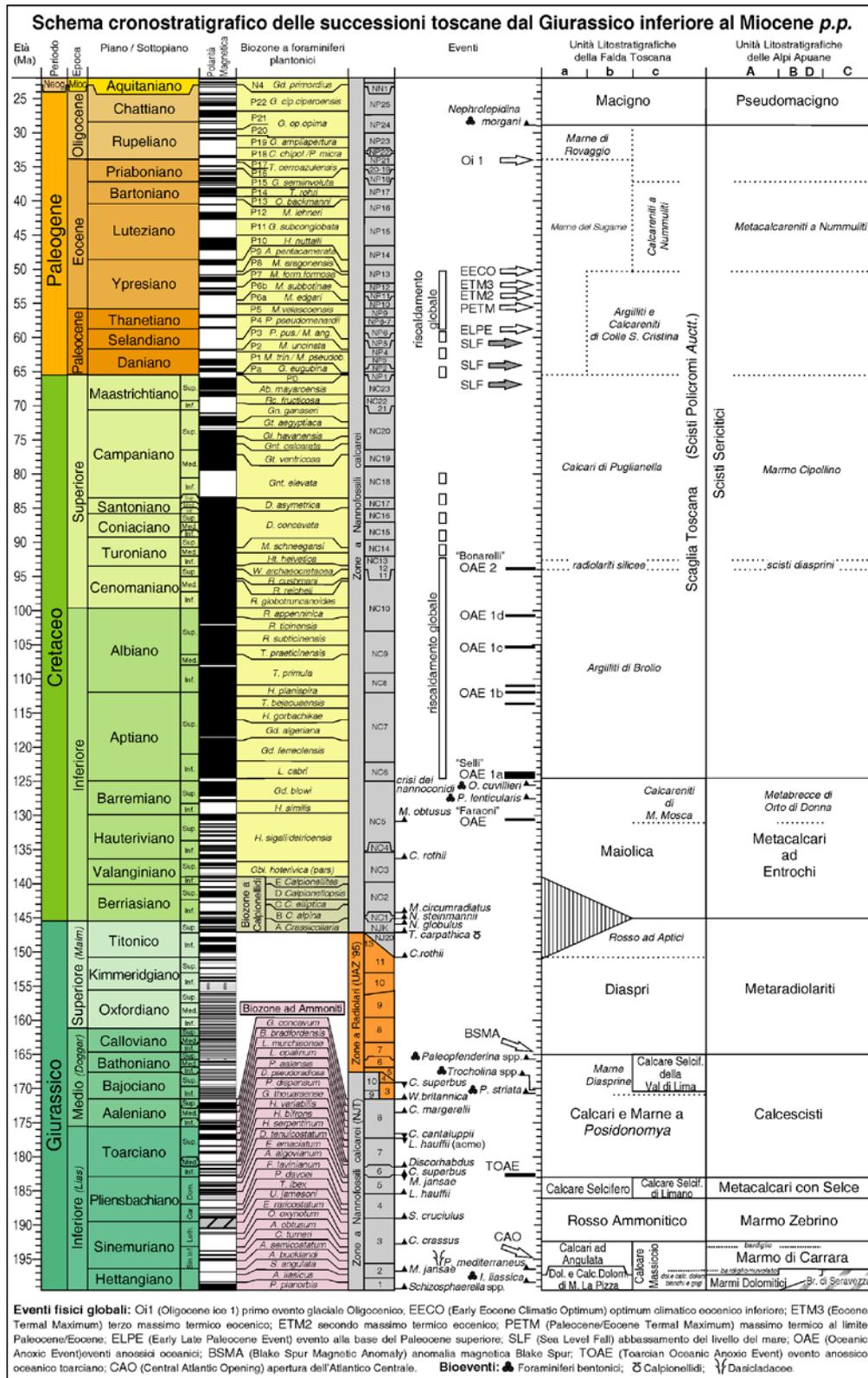


Figura 22 - Schema cronostratigrafico delle successioni della Falda Toscana e dell' "Autoctono" Auctt. dal Giurassico Inferiore al Miocene Inferiore p.p. (vedi spiegazioni in testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano). Le lettere minuscole e maiuscole in corrispondenza delle colonne relative alle unità litostatigrafiche si riferiscono alle aree indicate nel riquadro in alto a destra di Figura 15 e alle colonne stratigrafiche di Figura 24, Figura 25e Figura 26. I nomi delle formazioni distinte cartograficamente nelle tavole del Piano attuativo sono in maiuscolo (da Conti et alii, in stampa).

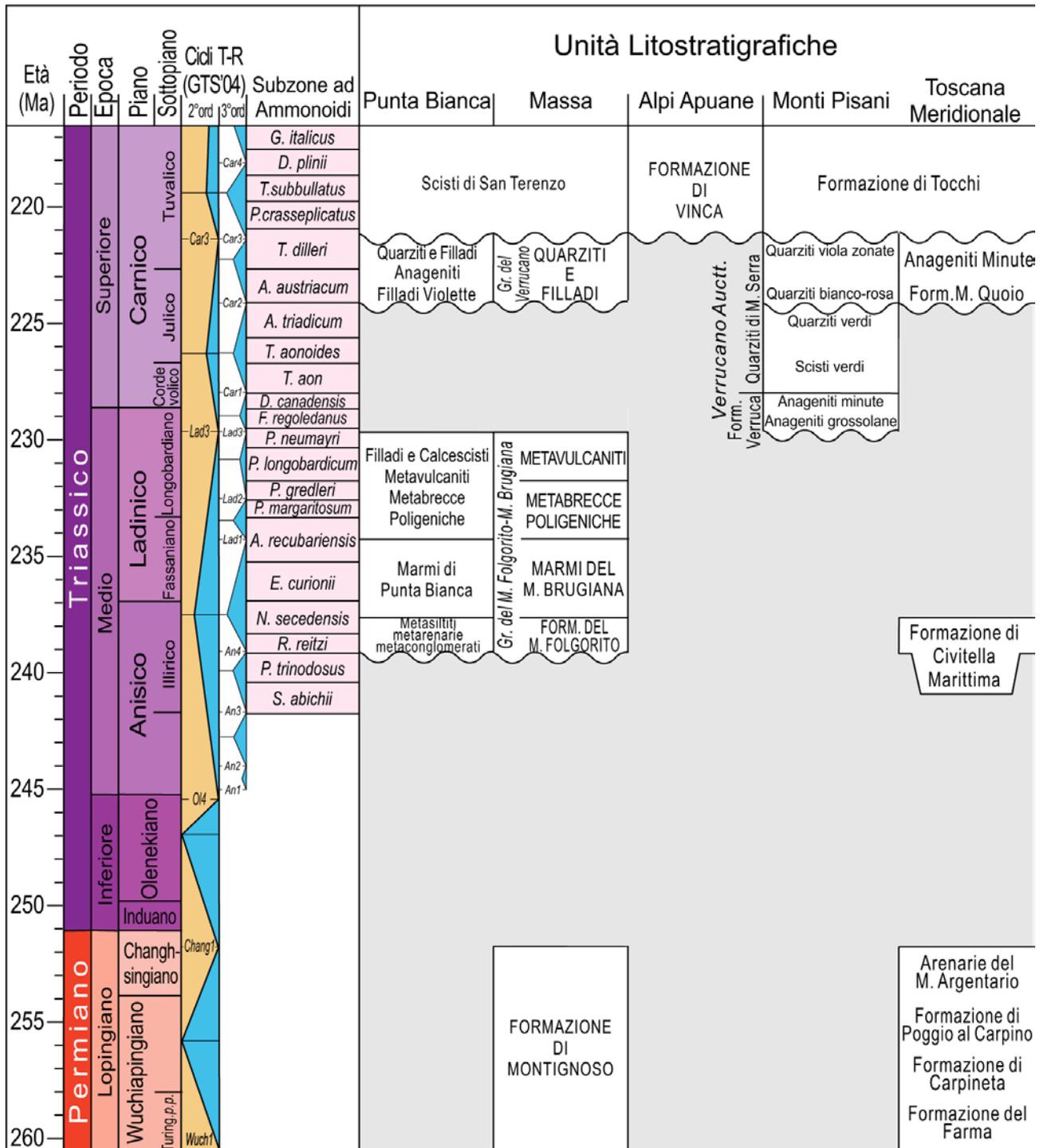


Figura 23 - Schema cronostratigrafico della successione dell'Unità di Massa dal Permiano superiore al Triassico Superiore p.p. e correlazione con analoghe successioni metamorfiche della Toscana e di Punta Bianca (vedi spiegazioni in testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano) (da Conti et alii, in stampa).

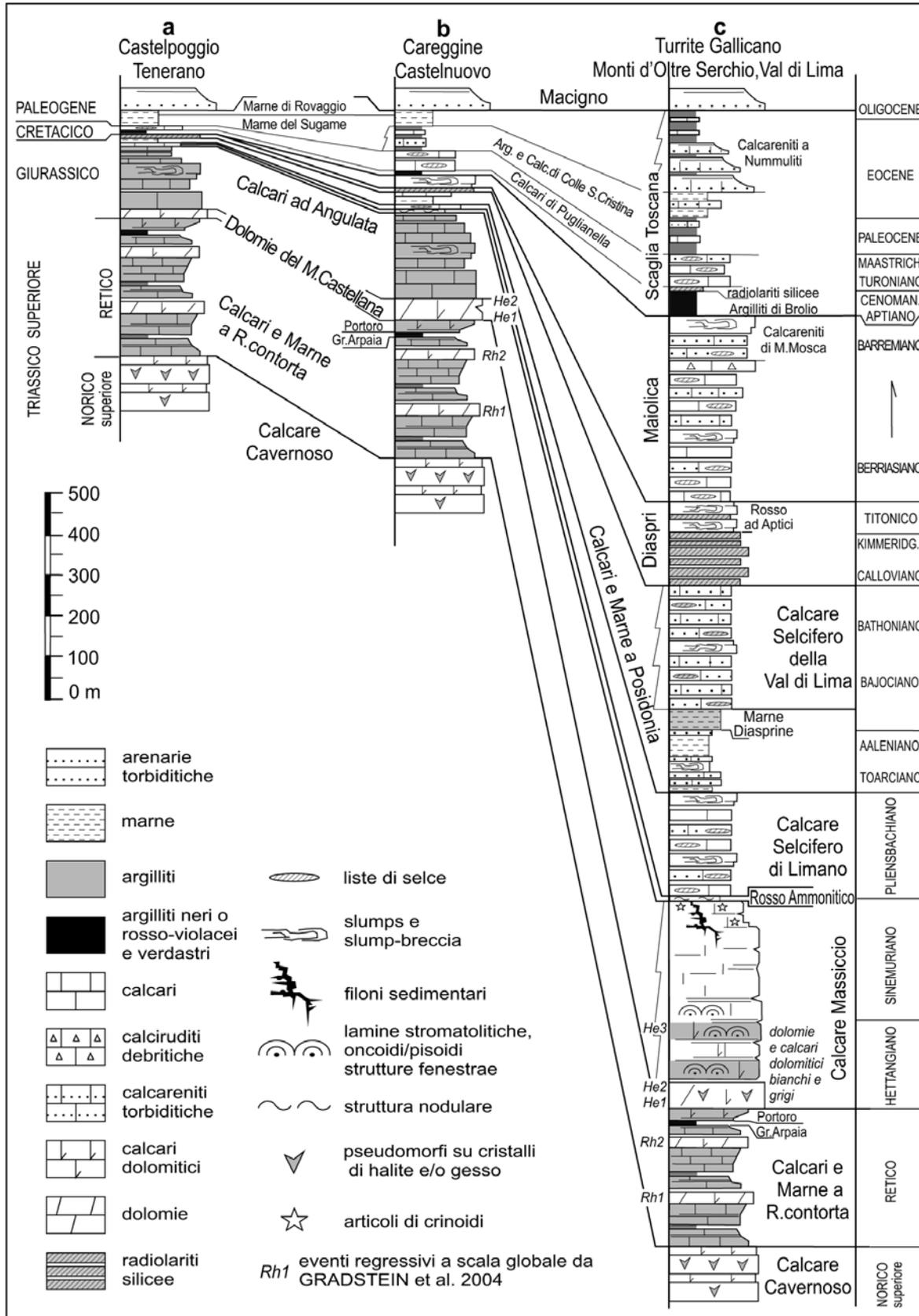


Figura 24 - Schema di correlazione tra le successioni sedimentarie che caratterizzano la Falda Toscana nell'area delle Alpi Apuane ed aree limitrofe. Le lettere minuscole in corrispondenza delle sezioni colonnari si riferiscono alle aree indicate nel riquadro in alto a destra di Figura 15 (vedi spiegazioni in testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano) (da Conti et alii in stampa).

**Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici**

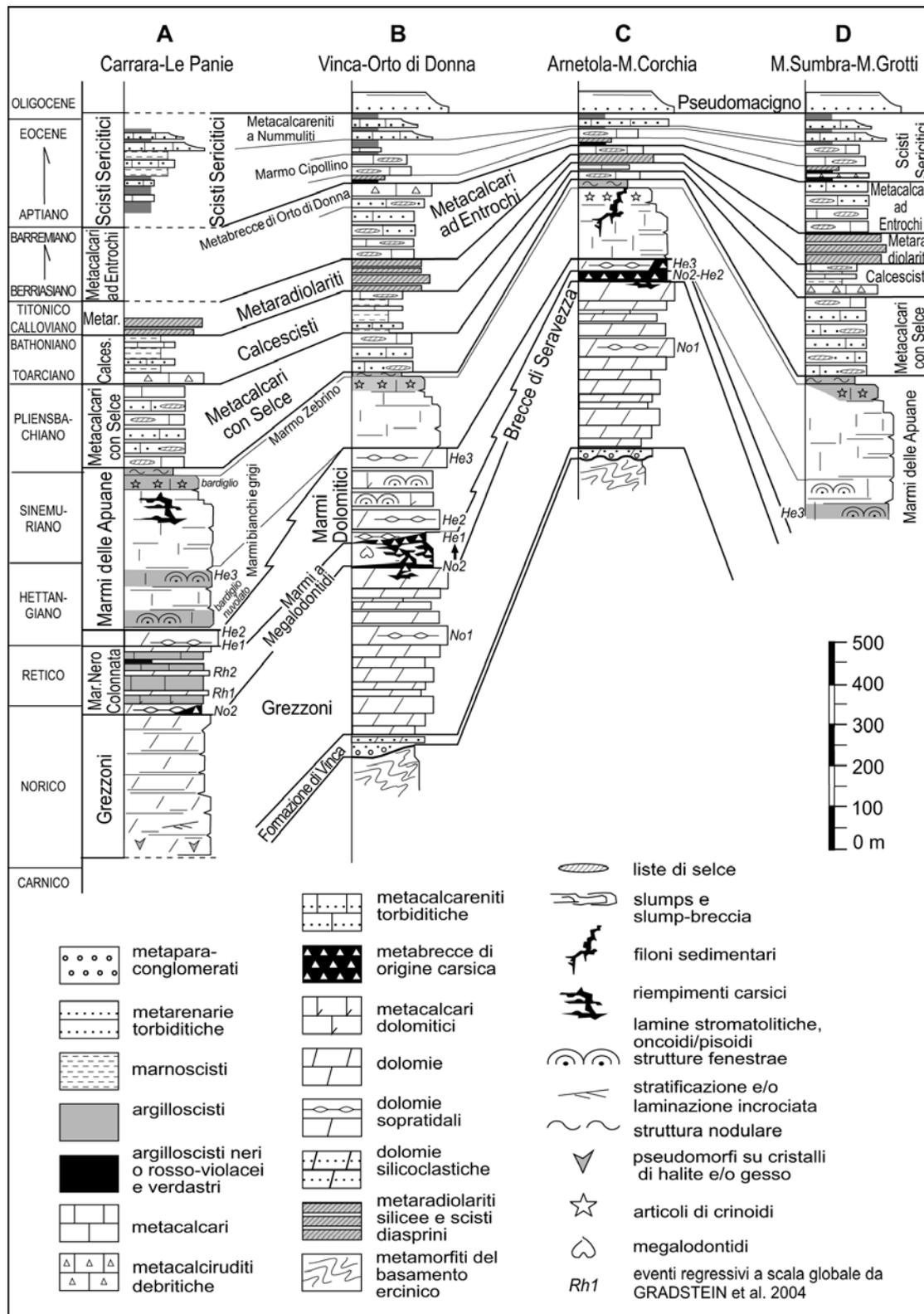


Figura 25 - Schema di correlazione tra le successioni sedimentarie che caratterizzano l'Unità tettonica dell' "Autoctono" Auclt. Le lettere maiuscole in corrispondenza delle sezioni colonnari si riferiscono alle aree indicate nel riquadro in alto a destra di Figura 15 (vedi spiegazioni in testo, nel paragrafo introduttivo alla stratigrafia del Dominio Toscano) (da Conti et alii, in stampa).

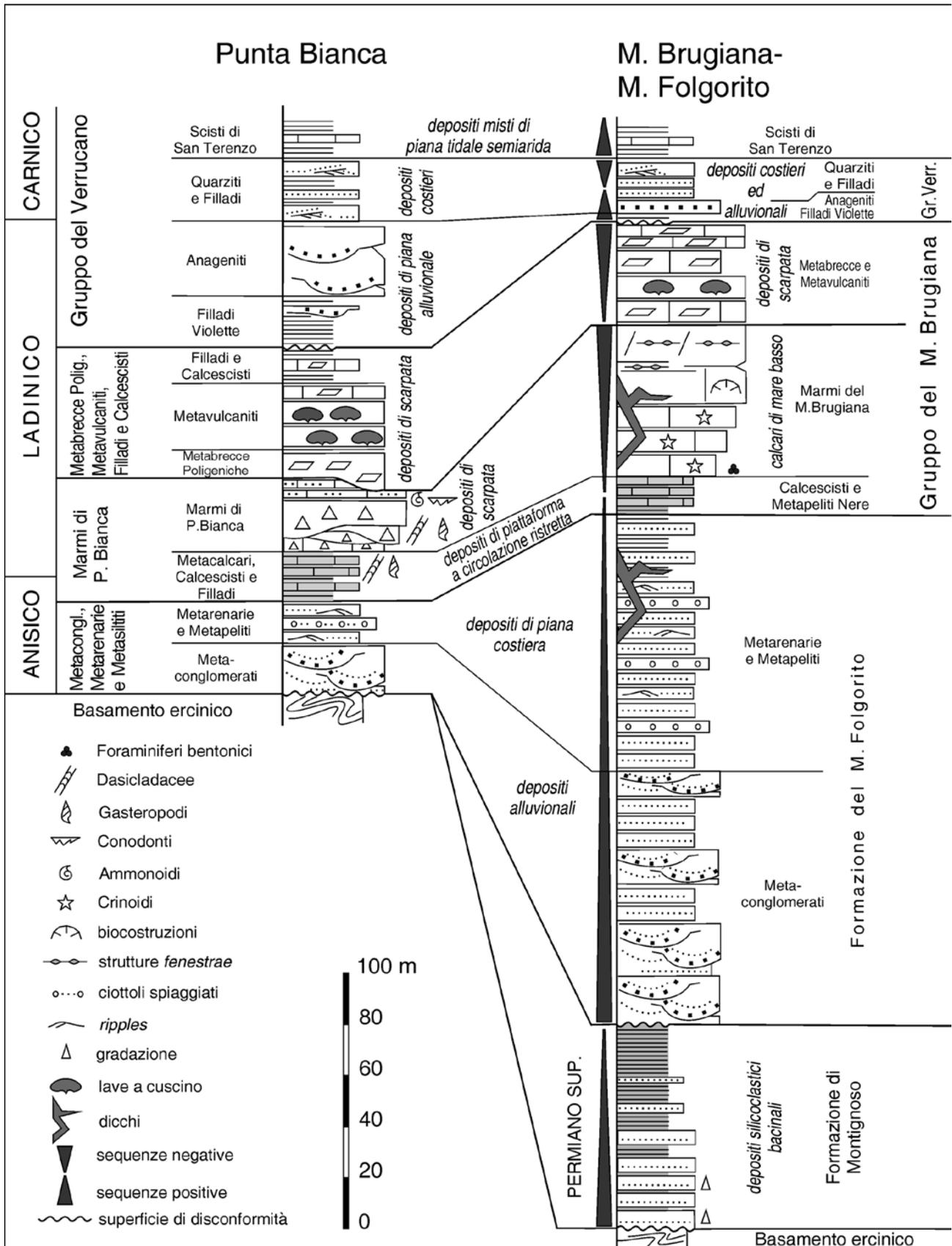


Figura 26 - Sezioni colonnari composite della successione post-ercinica dell'Unità tettonica di Massa e sua correlazione con la successione di Punta Bianca (La Spezia). I nomi delle unità litostratigrafiche della successione di Punta Bianca derivano dal Foglio 248-La Spezia (da Conti et alii, in stampa).

La Figura 21, Figura 22 e Figura 23 forniscono uno schema cronostratigrafico delle successioni toscane metamorfiche e non metamorfiche affioranti nella zona delle Alpi Apuane.

In particolare, Figura 21 e Figura 22 si riferiscono alle successioni stratigrafiche della Falda Toscana e dell'“Autoctono” Auctt. che coprono un intervallo temporale compreso tra il Triassico Superiore p.p. e il Miocene inferiore p.p. La Figura 23 inquadra temporalmente la successione dell'Unità tettonica di Massa, di cui si conoscono termini esclusivamente permo-triassici, correlandola con successioni metamorfiche analoghe affioranti nel resto della Toscana e in Liguria. Nella Figura 21 e Figura 22 le lettere minuscole e maiuscole in corrispondenza delle colonne delle unità litostratigrafiche della Falda Toscana e dell'“Autoctono” Auctt. si riferiscono ai poligoni nel riquadro della Figura 15 che delimitano aree con la stessa successione stratigrafica. È da precisare che le lettere a e b nel riquadro di Figura 15 e negli schemi cronostratigrafici si riferiscono alle successioni della Falda Toscana caratterizzate da spessori ridotti e da una sedimentazione estremamente condensata a partire dal Pliensbachiano (Figura 24). La figura mostra come la successione della Falda Toscana sia caratterizzata da successioni condensate (Castelpoggio, Tenerano, ecc.) rappresentate nelle colonne a e b (Figura 24), e successioni sedimentarie spesse centinaia di metri con potenti accumuli sedimentari gravitativi rappresentate nella colonna c (Turrice di Galliciano, Val di Serchio e Val di Lima). Queste successioni sono qui introdotte sia per definire meglio l'attribuzione temporale delle unità litostratigrafiche del Complesso metamorfico sia, soprattutto, per facilitare le correlazioni con le equivalenti successioni metamorfiche dell'“Autoctono” Auctt...

Negli schemi cronostratigrafici di Figura 22 e Figura 23 sono indicati anche gli eventi fisici globali e/o i bioeventi utilizzati per la definizione temporale delle unità litostratigrafiche delle successioni toscane. Da GRADSTEIN et alii (2004) deriva la calibratura degli eventi oceanici anossici (OAE) e quella della gran parte degli eventi biologici.

Gli eventi di riscaldamento globale sono tratti da BRALOWER et alii (2002, 2006), LOURENS et alii (2005), PETRIZZO (2005), AGNINI et alii (2007) e WESTERHOLD et alii (2008). Da SAHABI et alii (2004), LABAILS et alii (2009) e LABAILS et alii (2010) deriva infine l'età dell'inizio dell'apertura dell'Oceano Atlantico Centrale e della anomalia magnetica Blake Spur lungo il margine continentale americano, che marca l'inizio della accelerazione della velocità di spreading oceanico.

Le sigle alfanumeriche che marcano gli eventi regressivi derivano dai limiti di sequenza riconosciuti nelle regioni alpine (vedi in proposito GRADSTEIN et alii, 2004) e calibrate con le zone ad ammoniti da DE ZANCHE et alii (1993); GIANOLLA et alii (1998); GIANOLLA & JACQUIN (1998).

Qui di seguito sintetizzeremo gli eventi e le correlazioni a scala regionale che ci hanno guidato nella definizione temporale dei limiti formazionali delle unità toscane. Questa definizione è ovviamente intesa in età relativa dal momento che una definizione in termini di età assoluta è fortemente condizionata dalla scala adottata, soprattutto in intervalli temporali critici quali il Triassico (la Scala dei Tempi adottata è quella di GRADSTEIN et alii, 2004).

Lo schema cronostratigrafico di Figura 21 sintetizza l'attribuzione cronologica assegnata alle diverse unità stratigrafiche dell'“Autoctono” Auctt. e della Falda Toscana relativamente all'intervallo temporale Triassico Superiore-Giurassico Inferiore. Dallo schema risulta che il termine più antico appartiene alle successioni metamorfiche ed è rappresentato dalla Formazione di Vinca. La base della formazione è stata fatta coincidere con l'inizio del tratto trasgressivo del ciclo di 2° ordine Car3-No2, corrispondente al ciclo 3b in GIANOLLA & JACQUIN (1998). La trasgressione alla base di questo ciclo infatti è rappresentata nei domini tetidei da facies carbonatico-terrigene di piana costiera/mare basso deposte in condizioni di relativa aridità (facies “raibiane” Auctt.) che evolvono verso l'alto agli spessi ed omogenei depositi di piattaforma carbonatica peritidale di età norica rappresentati nelle Alpi Settentrionali e Meridionali dalla Dolomia Principale e nelle Apuane dai Grezzoni. L'età norica dei Grezzoni è documentata dalla presenza di *Worthenia contabulata* in DE STEFANI (1922), *Turbo solitarius* in DE STEFANI (1880a), *Worthenia escheri* in MERLA (1951) e, fin dalla base, da associazioni a microforaminiferi bentonici con *Aulotortus*, *Gandinella* e *Triasina oberhauseri*. L'età del tetto dei Grezzoni è fissata dall'età del Marmo Nero di Colonnata che contenendo *Triasina hantkeni* deve essere attribuito al Norico superiore-Retico. Tra i Grezzoni e il Marmo Nero di Colonnata è presente un intervallo di 4-5 metri costituito da dolomie e metacalcarei dolomitici giallastri con strutture di disseccamento sostituite lateralmente da breccie carbonatiche intraformazionali e livelli arrossati indicativi di temporanee, ripetute emersioni. A questo episodio regressivo, correlabile con l'evento No2, seguono condizioni marine prevalentemente subtidali e scarsamente ossigenate, rappresentate dai metacalcarei del Marmo Nero di Colonnata. All'evento regressivo No2 e agli eventi del tardo Retico (Rh1-Rh2) e dell'Hettangiano (He1-He3) sono da attribuire le Breccie di Seravezza. Questi eventi regressivi di 3° ordine molto ravvicinati nel tempo possono dar luogo ad un'unica ampia lacuna che si estende dal Norico superiore a quasi tutto l'Hettangiano. È da sottolineare che breccie carbonatiche pedogenetiche e paleosuoli rossi simili, a parte il metamorfismo, alle Breccie di Seravezza caratterizzano anche il tetto della Dolomia Principale del margine occidentale del Bacino Lombardo e della Piattaforma Veneta. In questi settori delle Prealpi, così come nelle Apuane, ripetuti episodi di emersione sono registrati dal Norico superiore/Retico all'Hettangiano (GAETANI et alii, 1998; JADOUL et alii, 2005; DAL PIAZ et alii, 2007; BERRA et alii, 2010). Breccie di emersione e terre rosse si rinvengono infatti interposte tra la Dolomia Principale (equivalente dei Grezzoni) e il soprastante Calcare di Zu (equiparabile al Marmo Nero di Colonnata), all'interno del Calcare di Zu e alla base dei calcari di piattaforma più o meno dolomitizzati dell'Hettangiano/Sinemuriano equiparabili ai Marmi Dolomitici e ai Marmi delle Apuane.

Nell'Unità tettonica della Falda Toscana non sono conosciuti termini più vecchi del Norico superiore (Sevatico), come testimonia la presenza di *Triasina hantkeni* nella parte basale delle Dolomie di Coregna (La Spezia) e del Calcare Cavernoso nei dintorni di Roggio (Foglio 249-Massa Carrara), le prime attribuite comunemente in letteratura al Carnico-Norico inferiore (ABBATE et alii, 2005), il secondo al Norico-Retico p.p. (TREVISAN et alii, 1968, 1971a,b; DALLAN NARDI & NARDI, 1978) e da alcuni anche al Carnico (CITA SIRONI et alii, 2006). L'età del tetto delle Dolomie di Coregna è vincolata dalla presenza di *Griphoporella curvata* (= *Pentaporella rhaetica* in BARATTOLO et alii, 1993) rinvenuta alla base della Formazione di La Spezia. L'insieme delle Dolomie di Coregna-Formazione di La Spezia del Foglio 248-La Spezia e l'insieme Calcare

Cavernoso-Calcarei e Marne a Rhaetavicula contorta del Foglio 249-Massa Carrara sono quindi perfettamente coevi ed evidenziano nel complesso una architettura deposizionale in approfondimento, identificabile con il tratto trasgressivo del ciclo di 2° ordine limitato alla base dall'evento regressivo No2. Una analisi sedimentologica condotta nei Calcarei e Marne a Rhaetavicula contorta affiorante a nord e ad est del nucleo metamorfico apuano ha permesso il riconoscimento degli episodi regressivi di 3° ordine Rh1 e Rh2 che caratterizzano il tratto retico di questa trasgressione. Nella parte alta dei Calcarei e Marne a Rhaetavicula contorta è presente un orizzonte argillitico nero correlabile con gli "Strati di Grotta Arpaia" (Portovenere - La Spezia) espressione di un evento anossico conosciuto a scala globale in prossimità del limite Reticico-Hettangiano (HESSELBO et alii, 2007; MCROBERTS et alii, 2007; BONIS et alii, 2010; RIGO et alii, 2013). Questo evento coincide con una forte escursione negativa nell'andamento del  $\delta^{13}C$ , nota come "Latest Triassic CIE" (Carbonate Isotope Excursion), e con una altrettanto forte sottosaturazione in  $CaCO_3$  delle acque oceaniche che determina una crisi nel potenziale di biocalcificazione e una minore produttività di carbonati nelle piattaforme. Questa sottosaturazione delle acque marine viene comunemente associata all'intensa attività vulcanica che ha dato luogo alla Provincia Magmatica Centro-Atlantica (CAMP in HESSELBO et alii, 2007). È molto probabile che gli "Strati di Grotta Arpaia" rappresentino il massimo approfondimento (maximum flooding surface) del ciclo di 3° ordine Rh2-He1 (Figura 21). Le Dolomie del M. Castellana, caratterizzate come nell'area tipo (Foglio 248-La Spezia) da cicli inter-sopratidali con frequenti episodi di emersione sono attribuibili all'Hettangiano p.p., un intervallo temporale caratterizzato a livello globale da cicli T-R di 3° ordine estremamente ravvicinati nel tempo (OGG et alii, 2016). Da calcari dolomitici biancastri sovrastanti i "Calcarei a Rhaetavicula contorta" proviene l'esemplare di Arietites (Alsasites) liasicus D'ORBIGNY rinvenuto presso Tenerano da Savi nel 1833 (MERLA, 1951; TREVISAN, 1959), esemplare che definisce l'omonima biozona dell'Hettangiano. Allo stesso intervallo temporale devono essere assegnati parte dei Marmi Dolomitici dell'"Autoctono" Auctt. per l'eccezionale ritrovamento di Caloceras sp. rinvenuto in marmi oncoidici di mare basso affioranti a Poggio Troncone presso Vinca (TREVISAN, 1959). Il genere Caloceras infatti comprende la parte alta della Zona Planorbis e la Zona Liassicus. La Formazione del Calcere Massiccio (colonna c in Figura 24) permette di fissare l'età dei Marmi delle Apuane che ne rappresentano l'equivalente metamorfico. A partire dalla Turrite di Gallicano e spostandosi verso sud, il Calcere Massiccio comprende una porzione inferiore costituita da dolomie e calcari dolomitici prevalentemente grigi e una porzione superiore costituita da calcari bianchi (NARDI, 1961). Nello schema cronostratigrafico da noi proposto la porzione inferiore è correlata nella successione metamorfica con i Marmi Dolomitici in parte con le Dolomie del M. Castellana, la porzione superiore è correlata con la parte alta dei Calcarei ad Angulata e, nella successione metamorfica, con la parte dei Marmi delle Apuane che comprende i Marmi bianchi e grigi e la varietà bardiglio localmente presente al tetto che rappresentano la quasi totalità dei marmi coltivati come pietra ornamentale sulle Alpi Apuane. La gran parte del Calcere Massiccio bianco è attribuito al Sinemuriano inferiore perché contiene comunemente Thaumatoporella parvovesiculifera, Aeolisaccus duningtoni e Palaeodasycladus mediterraneus (FAZZINI et alii, 1968) mai associati ad Orbitopsella praecursor o ad altri foraminiferi bentonici con endoscheletro complesso quali hauranidi e lituoseptidi che compaiono nel Sinemuriano superiore (Lotharingiano). A testimoniare i rapporti di eteropia tra i Calcarei ad Angulata (Formazione di Ferriera nel Foglio 248-La Spezia) e la parte alta del Calcere Massiccio è la presenza di Asteroceras sp. e di Catulloceras (Angulaticeras) dumortieri nella parte alta dei Calcarei ad Angulata affioranti a La Spezia (FEDERICI, 1968) e di Kammerkaroceras guidonii, Partschiceras partschi e Cymbites laevigatus al tetto del Calcere Massiccio, in facies encrinitica, affiorante nelle Colline di Campiglia e di Gerfalco in Toscana meridionale (DE STEFANI, 1874-75, 1877) indicative, ambedue le associazioni, della Zona Obtusum. L'eteropia tra le due formazioni era già stata messa in evidenza da SIMONELLI (1883) che attribuisce una associazione a gasteropodi e lamellibranchi rinvenuta nel Calcere Ceroide (= Calcere Massiccio) di Campiglia alla Zona Angulata. L'eteropia tra le due formazioni è confermata comunque dal fatto che ambedue sono sormontate dal Rosso Ammonitico, un corpo isopico a sedimentazione pelagica e condensata, deposto in tutto il Dominio Toscano a partire dal Sinemuriano superiore (Lotharingiano), Zona Obtusum p.p..

Lo schema cronostratigrafico di Figura 23 definisce la posizione stratigrafica e l'età delle unità litostratigrafiche dell'Unità di Massa fornendo anche una correlazione con la successione di Punta Bianca (Foglio 248-La Spezia) e con altre successioni metamorfiche affioranti in Toscana. Nello schema, al Permiano superiore è attribuita la successione elastica che costituisce la base della copertura post-ercinica dell'Unità di Massa che, avendo affinità litologiche con la Formazione del Farma della Toscana meridionale, recentemente attribuita al Permiano superiore da ALDINUCCI et alii (2008a,b), potrebbe rappresentare il ciclo sedimentario di 2° ordine compreso tra gli eventi Wuch1 e Chang1. A partire dal ciclo di 2° ordine medio triassico delimitato dagli eventi Ol4 e Lad3 è attribuibile la successione a composizione mista silicoclastico-carbonatica appartenente al Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana. Questa attribuzione si basa sulla presenza nel Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana di metacalcari (Marmi del M. Brugiana) perfettamente correlabili con i metacalcari affioranti nel contiguo Foglio 248-La Spezia (Marmi di Punta Bianca) attribuiti all'Anisico superiore-Ladinico inferiore sulla base di numerosi reperti fossiliferi includenti alghe, ammonoidi e conodonti (ABBATE et alii, 2005). L'evento di emersione che deve necessariamente limitare i depositi marini mediotriassici (a Punta Bianca e nell'Unità di Massa) dai sovrastanti depositi continentali del Gruppo del Verrucano è stato correlato con il picco regressivo di 2° ordine Lad3 che rappresenta un importante abbassamento del livello del mare a scala globale. Questo evento nei domini tetidei occidentali e in particolare nel Sudalpino è testimoniato dalle profonde incisioni paleocarsiche al tetto delle piattaforme medio triassiche che indicano una generalizzata diminuzione nel tasso di subsidenza dei bacini e prolungati episodi di emersione (GIANOLLA & JACQUIN, 1998; GAETANI et alii, 1998; FEIST BURKHARDT et alii, 2008). Nelle Alpi Giulie questo evento, testimoniato dalla presenza di un paleosuolo bauxitico spesso fino a due metri al tetto della Dolomia dello Sciliar, è stratigraficamente molto ben vincolato da un'associazione a conodonti rinvenuta nei depositi sovrastanti il paleosuolo che contiene Paragondolella inclinata, la cui comparsa coincide con la base della Subzona ad ammoniti Frankites regoledanus (JADOUL et alii, 2002). Questo comporta che la base del Gruppo del Verrucano è prossima al limite Ladinico-Carnico. L'età degli Scisti di San Terenzo è basata sulla correlazione con la Formazione di Tocchi affiorante in Toscana meridionale la cui età carnica è basata su dati micropaleontologici (COSTANTINI et alii, 1980).

Nella Figura 24 e Figura 25 sono riportate alcune sezioni colonnari composite rappresentative delle diverse successioni sedimentarie della Falda Toscana (a-c) e dell'"Autoctono" Auctt. (A-D). La sezione colonnare (c) in Figura 24, rappresentativa delle potenti successioni affioranti nella Turrite di Gallicano, in Val di Serchio e in Val di Lima (Figura 15), è stata inclusa perché oltre a rappresentare l'equivalente non metamorfico delle successioni che caratterizzano l'Unità dell'"Autoctono" Auctt., permette di evidenziare le notevoli differenze di facies e spessore esistenti nelle successioni del Dominio Toscano.

Dettagli sulla copertura post-ercinica dell'Unità tettonica di Massa sono forniti nella Figura 26 nella quale viene anche proposta una correlazione tra le successioni stratigrafiche composite dell'Unità di Massa e la successione di Punta Bianca.

In Figura 27 sono riportate le correlazioni tra le successioni sedimentarie delle tre unità tettoniche del Dominio Toscano.

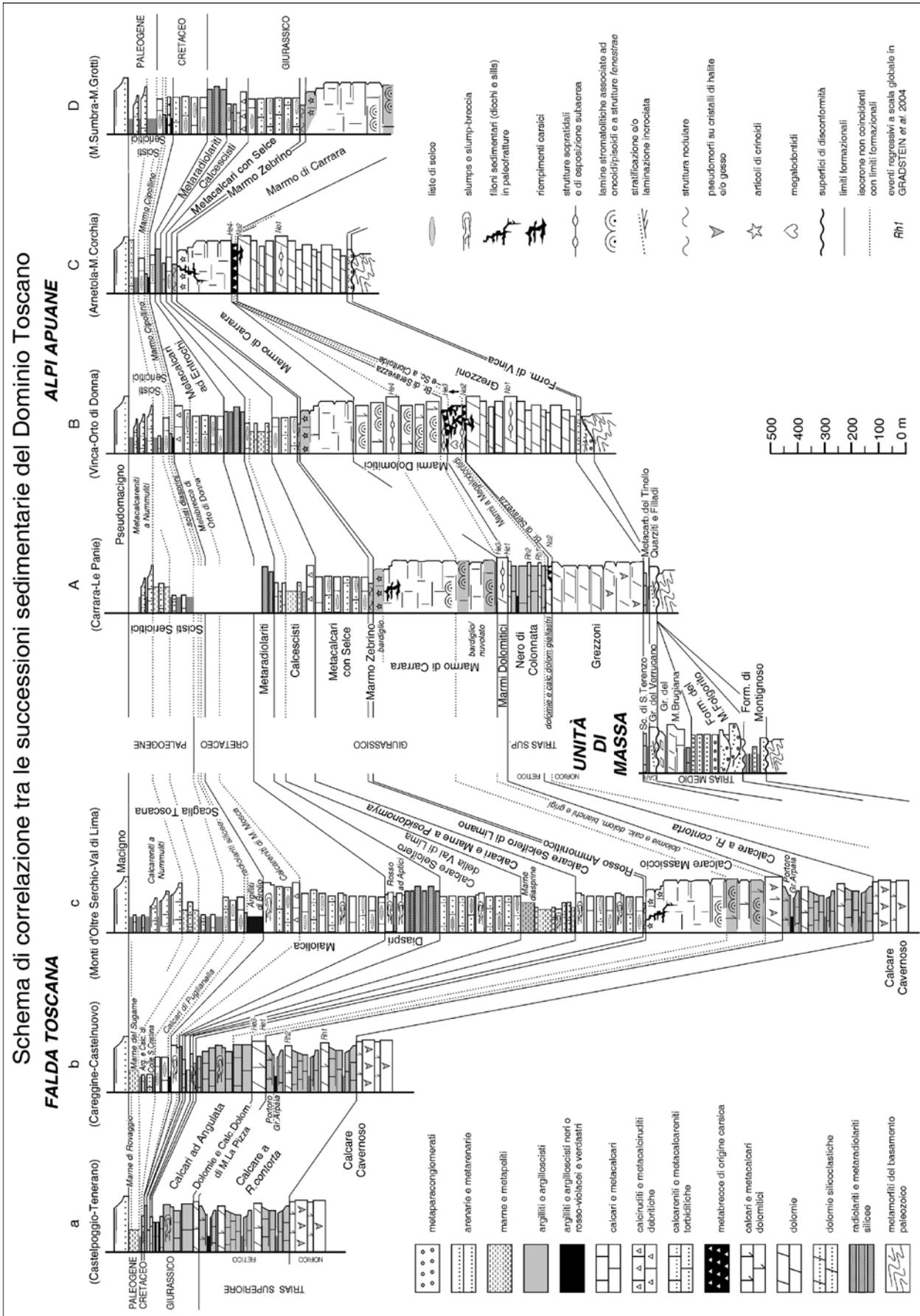


Figura 27 - Correlazione tra le successioni delle unità tettoniche del dominio toscano.

### 4.1.1 Unità tettonica della falda toscana

L'Unità tettonica della Falda Toscana affiora ampiamente intorno al nucleo metamorfico delle Alpi Apuane ed è rappresentata da una successione stratigrafica che si estende dal Triassico Superiore p.p. (formazione del Calcare Cavernoso) a parte del Miocene inferiore (formazione del Macigno). La successione è spesso tagliata da importanti faglie dirette a basso angolo (LANF, Low-Angle Normal Faults) che hanno determinato localmente l'elisione di importanti porzioni di successioni (Figura 15). Le superfici di taglio maggiori, riconosciute alla base della Scaglia, portano l'insieme Scaglia-Macigno direttamente a contatto con i Calcari ad Angulata (es. nella zona di Uglianaldo e lungo il versante sinistro orografico della Valle dell'Edron a sud di Careggine), con la totale elisione della porzione di successione compresa tra la parte bassa della Scaglia Toscana e il Rosso Ammonitico. Filtrando le riduzioni di spessore imputabili ad elisioni tettoniche nell'area periapuana si riconoscono tre tipi di successioni stratigrafiche che presentano caratteristiche di facies diverse a partire dall'Hettangiano p.p. (Figura 21, Figura 22, Figura 24, Figura 25):

- a) successioni caratterizzate da depositi carbonatici intertidali dell'Hettangiano p.p. (Dolomie del M. Castellana) seguiti da depositi di rampa carbonatica distale dell'Hettangiano p.p.-Sinemuriano superiore (Lotharingiano) p.p. (Calcari ad Angulata) e quindi da depositi emipelagici più o meno condensati (Rosso Ammonitico). È la successione tipo a che caratterizza la Falda Toscana nella zona a ovest e a nord delle Apuane (Figura 21 e Figura 25);
- b) successioni come le precedenti ma meno condensate a partire dal Rosso Ammonitico e che nella porzione cretacico superiore-eocenica inferiore contengono risedimenti con abbondante materiale derivato da piattaforme di mare basso. È la successione di tipo b che caratterizza in parte la zona est del nucleo metamorfico apuano (Figura 22 e Figura 24);
- c) successioni caratterizzate da depositi di piattaforma carbonatica intertidale fino al Lotharingiano p.p. (Calcare Massiccio) seguiti dal Rosso Ammonitico e quindi da spessi depositi bacinali con risedimenti gravitativi a partire dal Pliensbachiano superiore (Domeriano) p.p. e con consistenti apporti di materiale di mare basso a partire dal Bajociano p.p.. È la successione di tipo c che caratterizza parte delle aree a est e soprattutto a sud delle Apuane (Figura 21, Figura 22 e Figura 24).

Le caratteristiche deposizionali dei Calcari ad Angulata e la loro distribuzione areale suggeriscono una debole flessura della piattaforma infraliassica verso nord ovest guidata da faglie dirette o transtensive molto probabilmente cieche per la assenza di importanti risedimenti grossolani indicativi di scarpate di faglia attiva. L'annegamento generalizzato dello shelf carbonatico verificatosi successivamente, nel corso del Lotharingiano, è stato invece accompagnato da sistemi di frattura che hanno lasciato la loro impronta di fagliazione superficiale al tetto del Calcare Massiccio e che sono rappresentati dai filoni sedimentari riempiti di sedimenti calcarei pelagici equivalenti del Rosso Ammonitico (FAZZUOLI et alii, 2002). È da notare a questo proposito che l'annegamento della piattaforma infraliassica del Dominio toscano coincide grosso modo con le fasi di rifting dell'Atlantico centrale posto tra 190 e 195 Ma (Figura 22). Anche il successivo drastico cambio di sedimentazione che avviene nel Dominio toscano, quello che si manifesta con la sedimentazione biosilicea delle radiolariti (Diaspri) è in concomitanza drastico aumento della velocità di espansione dell'Atlantico Centrale verificatosi tra il Bajociano/inizio Calloviano (età della anomalia magnetica Blake Spur) e la base del Titonico (SAHABI et alii, 2004; LABAILS et alii, 2009, 2010).

La Falda Toscana affiora solo al limite sud-occidentale della Tavola QC4b si tratta di lenbi disarticolati lungo le faglie che limitano a meridione il Complesso metamorfico apuano. Delle formazioni della Falda Toscana sarà data una descrizione sintetica utile solo per un inquadramento generale e limitata alle sole formazioni affioranti al limite sud-occidentale della tavola QC4b. In questa area affiorano solo alcune delle formazioni della successione della Falda Toscana, si tratta di affioramenti discontinui profondamente tettonionizzati dalle faglie dirette e trascorrenti che, in quest'area limitano i terreni metamorfici dell'"Autocono" Auct.. Perciò le considerazioni riportate di seguito si basano prevalentemente su quanto riportato in altre aree della Toscana settentrionale e della Liguria dove affiorano con migliori esposizioni e con maggiore continuità.

- **Calcare Cavernoso (CCA)**

Il Calcare Cavernoso è sviluppato tutt'intorno alla finestra tettonica delle Alpi Apuane alla base dell'Unità della Falda Toscana. Il termine "Calcare Cavernoso" si riferisce a calcari grigi vacuolari caratterizzati dalla presenza di cavità poligonali legate alla dissoluzione di originari cristalli di sale (Figura 28 e Figura 29). Queste cavità sono spesso obliterate da una pervasiva dissoluzione differenziale che dà luogo ad una struttura a cellette (*boxwork structure*) rappresentata da un reticolo grossolano di cavità irregolari. Nelle *facies* non vacuolari sono localmente presenti all'interno della roccia plaghe irregolari e sferule millimetriche di color bianco o giallo oro che risaltano nella massa del calcare grigio scuro. Il Calcare Cavernoso è classicamente considerato derivare dalla trasformazione di una originaria alternanza di dolomie ed anidriti trasformata a seguito di fenomeni di idratazione, dedolomitizzazione, brecciatura (autoclastica e non) e successiva dissoluzione dei solfati (Burckhardt, 1946; Merla, 1951; Trevisan, 1955; Vighi, 1958; Trevisan et al., 1971).

Nella cartografia geologica corrente sono state spesso incluse nel Calcare Cavernoso breccie monogeniche e poligeniche, caratterizzate anch'esse da un aspetto vacuolare ma contenenti clasti provenienti dalle successioni non metamorfiche della Falda Toscana e dalle sottostanti successioni metamorfiche dell'“Autoctono” *Auctt.*. A queste breccie sono state date interpretazioni molto diverse, da depositi discordanti sulle unità metamorfiche prima della messa in posto della Falda Toscana (Dallan Nardi & Nardi, 1973; Patacca et al., 1973; Federici & Raggi, 1974; Sani, 1985; Pagliuzzi et al., 1994) a breccie cataclastiche sviluppate alla base del calcare Cavernoso della falda Toscana (Trevisan et al., 1968, 1971; Carmignani & Kligfield, 1990), successivamente rimaneggiato da fenomeni carsici più o meno recenti (Cerrina Feroni et al., 1976). Per questo tipo di depositi, di età compresa tra il tardo Neogene e il Quaternario, Alberto et al. (2005, 2007) hanno istituito il termine di “pseudocarniole”, proponendo anche una loro classificazione genetica in base alle diverse *facies* e ai differenti rapporti giacitureali che esse hanno con il substrato.

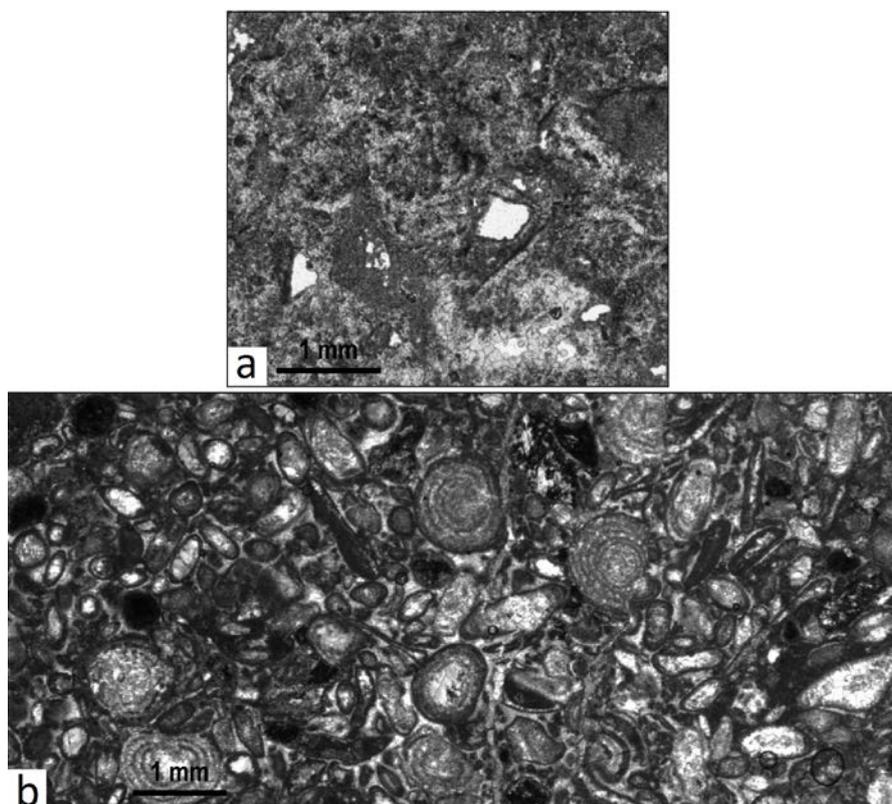
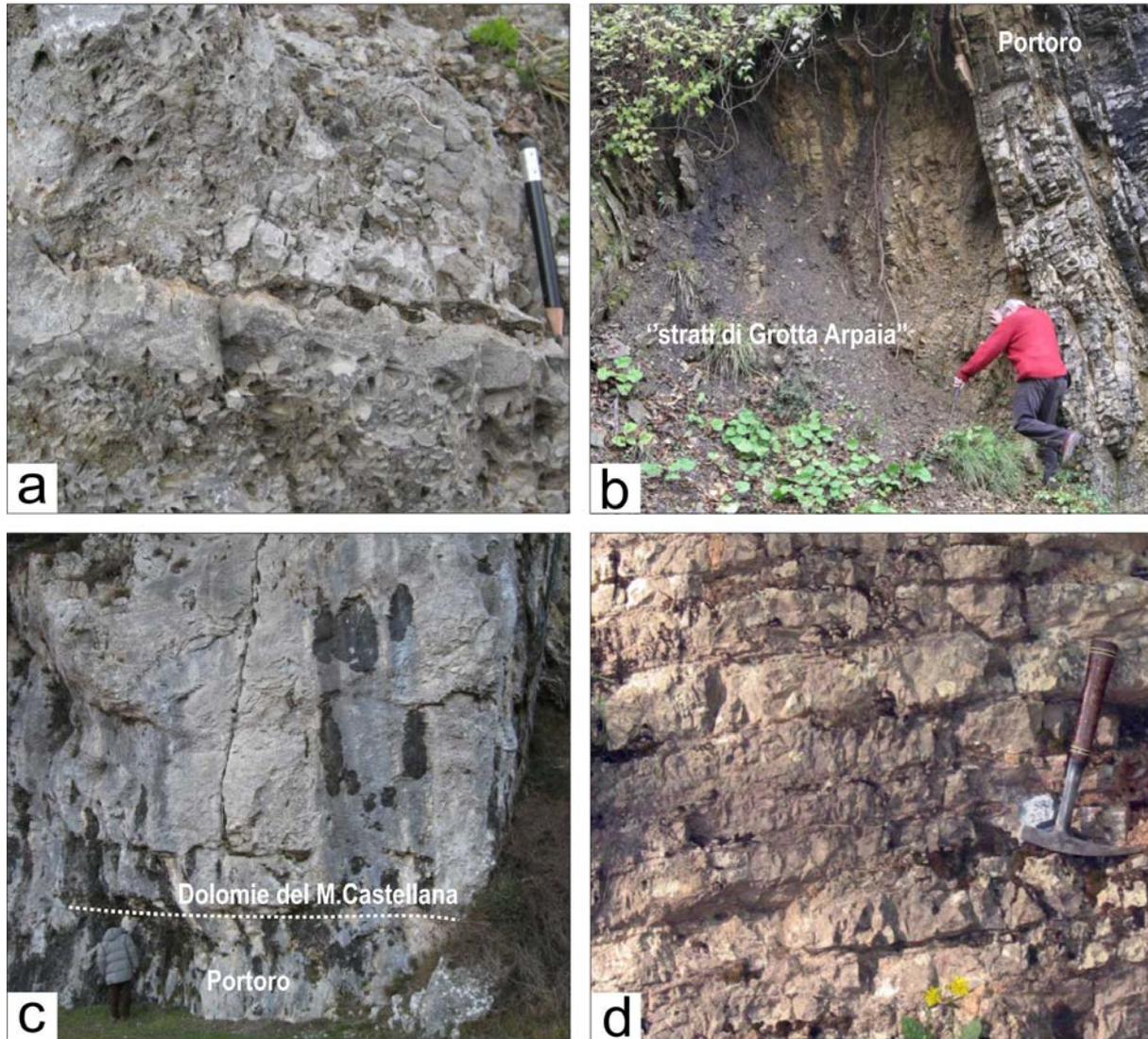
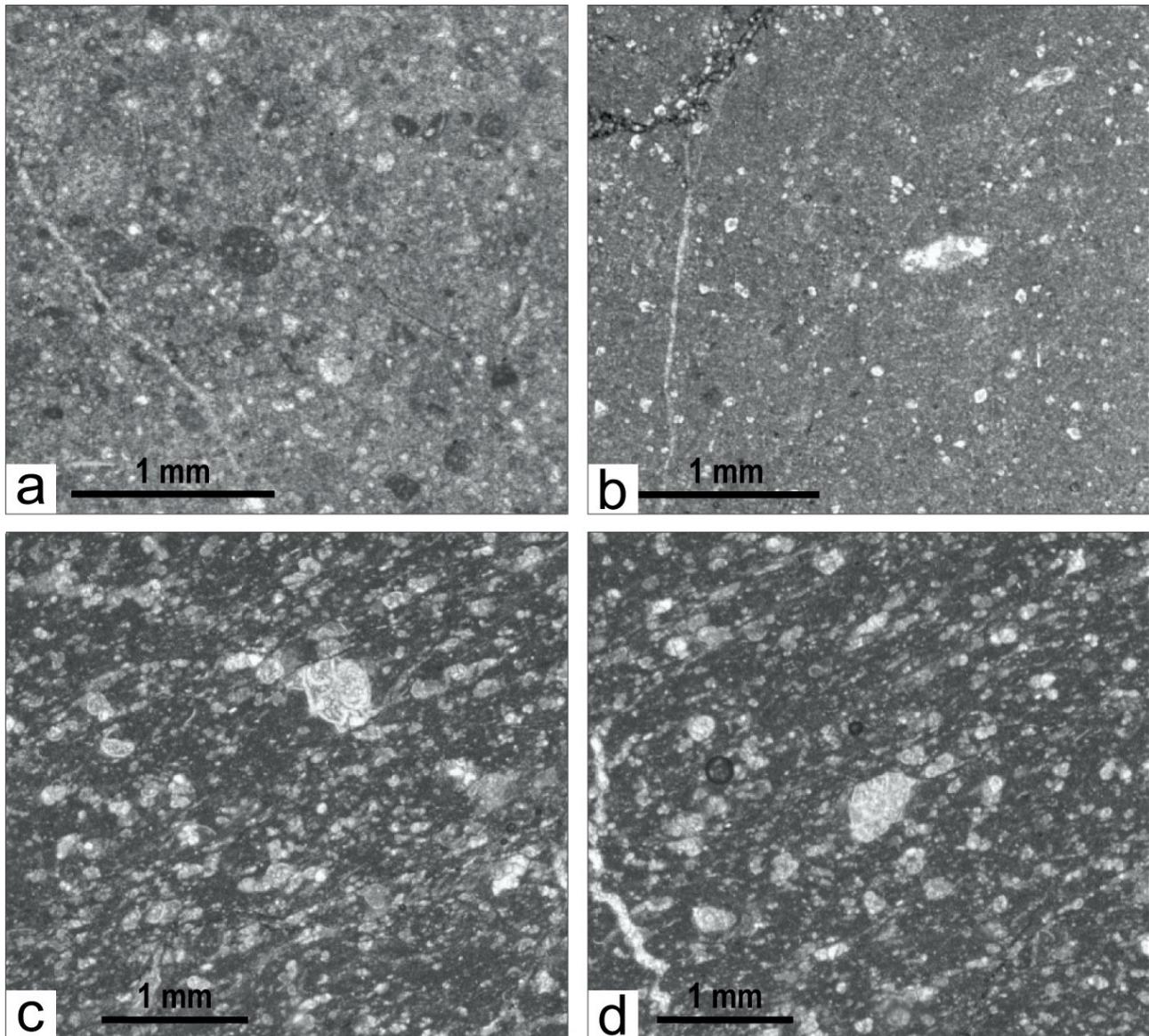


Figura 28 - Falda Toscana. a) Calcare Cavernoso, Monte Tontorone a sud-est di Gorfigliano: *facies* vacuolare con cavità da dissoluzione di sali parzialmente riempite da micrite; b) Calcare Cavernoso, Monte Tontorone a sud-est di Gorfigliano: packstones ricristallizzati con *Triasina hantkeni*.



*Figura 29 - Falda Toscana. a) Calcare Cavernoso, Monte Tontorone: dolomie vacuolari con livelli discontinui di calcilutiti e dololutiti; b) Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta (parte alta) a SSE di Ugliancaldo; c) contatto tra i Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta e Calcare Massiccio (= Dolomie del M. Castellana), versante sud-orientale di M. La Pizza; d) Rosso Ammonitico a est di Castelpoggio.*



*Figura 30 - Falda Toscana. a) Calcare Massiccio (parte alta), sud-est di Ugliancaldo: wackestone con radiolari e coproliti; b) Calcare Massiccio (parte alta), sud-est di Ugliancaldo: mudstone con un esemplare ricristallizzato di Involutina liassica di piccole dimensioni; c, d) Scaglia Toscana (Marne del Sugame), La Maestà di Castelpoggio: wackestones con foraminiferi planctonici paleocenici ed esemplari rimaneggiati di Globotruncana arca (al centro delle foto).*

Agli iniziali processi di idratazione e dissoluzione dei depositi evaporitici infatti fanno seguito, in tempi anche piuttosto recenti, clastizzazione anche tettonica, cementazione, fenomeni di trasporto gravitativo e/o selettivo fino agli innumerevoli e diversi processi carsici e di esposizione subaerea.

Spessori modesti di breccie monogeniche e poligeniche (pseudocarniole detritiche) di sicura origine paleocarsica sono frequentissime e ben esposte lungo tutto il margine settentrionale del nucleo metamorfico all'interno del Calcere Cavernoso. Queste breccie presentano cavità con diverse generazioni di riempimento costituito da silt vadoso e calcareniti a luoghi gradate e/o con laminazione piano- parallela e incrociata. Si tratta certamente di un carsismo non molto recente dal momento che queste breccie risultano fagliate e vistosamente deformate. Importanti spessori di "pseudocarniole" affiorano invece lungo il margine occidentale della finestra tettonica apuana dove a limitati affioramenti di breccie cataclastiche interposte tra il nucleo metamorfico e la soprastante Falda Toscana si associano molto più estesi affioramenti di "pseudocarniole" autoclastiche, residuali e in gran parte detritiche. Queste ultime, ben riconoscibili per la presenza di strutture sedimentarie indicative di trasporto gravitativo o selettivo ad opera di correnti trattive subacquee epigee ed ipogee, giacciono non solo sull'unità metamorfica dell'"Autoctono" Auctt., ma anche sulla Falda Toscana.

La formazione del Calcere Cavernoso comprende quindi sia calcari dolomitici grigio scuri con tipica struttura a cellette spesso associate a breccie da dissoluzione e collasso di originarie successioni carbonatico- evaporitiche del Norico superiore (Calcere Cavernoso), sia un complesso eterogeneo di breccie monogeniche e poligeniche di origine cataclastica ed in gran parte sedimentaria ("pseudocarniole"). Queste ultime deposte attraverso vari meccanismi di trasporto e deposito in ambiente carsico e/o subaereo durante e successivamente l'esumazione del nucleo metamorfico apuano, hanno un'età da tardo neogenica a quaternaria.

Lo spessore massimo del Calcere Cavernoso, osservato lungo il margine nord-occidentale della finestra delle Apuane è di oltre 200 m (Torre di Monzone).

In sezione sottile il Calcere Cavernoso appare per lo più come una microsparite, talora con relitti di lamine algali attraversate da numerose cavità da dissoluzione di cristalli di gesso e halite in parte riempite da microsparite o sparite. Le facies non vacuolari in sezione sottile appaiono come microspariti con dispersi aggregati e sferule di ankerite in piccola parte sostituite da calcite (Figura 29).

Il Calcere Cavernoso è limitato alla base da un prominente contatto tettonico sui terreni metamorfici dell'"Autoctono" Auctt. e passa superiormente con gradualità alla formazione dei Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta. L'unità corrisponde per età e posizione stratigrafica alle Dolomie di Coregna, affioranti nell'area di La Spezia.

L'età Norico superiore attribuita in letteratura si basa sulla presenza di *Triasina hantkeni* associata a *Triasina oberhauseri* e per la posizione stratigrafica sotto i Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta di età retica sin dalla base (Figura 28).

- Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta (RET)

L'unità affiora estesamente lungo tutto il bordo della finestra delle Apuane, con le migliori esposizioni lungo il margine nord-occidentale e il margine nord-orientale. La formazione è costituita da calcari e calcari marnosi ben stratificati grigio-scuri e neri, fetidi alla percussione (Figura 30). La successione è divisibile in tre intervalli corrispondenti ad altrettanti cicli trasgressivo-regressivi. In ogni ciclo l'intervallo corrispondente al maximum flooding è marcato da 10-15 metri di calcari marnosi e marne subtidali grigio-scuri sottilmente stratificati, mentre il tratto di stazionamento alto è rappresentato da un set di unità deposizionali shallowing-upward culminanti con dolomie biancastre inter-sopratidali.

La porzione regressiva del terzo ciclo è rappresentata da un livello di 4-5 metri di spessore in facies simile al Portoro (Figura 29) cavato presso La Spezia in quanto costituita da calcilutiti da grigio-scare a nere fortemente bioturbate, grossolanamente stratificate ed attraversate da un fitto reticolo di stiloliti giallastre. In quest'ultimo intervallo sono sporadicamente presenti lumachelle a gasteropodi. A differenza delle porzioni regressive dei due cicli precedenti, i caratteri deposizionali della facies tipo Portoro indicano una persistente sedimentazione in ambiente subtidale.

Dove l'unità si presenta completa, lo spessore è di 300-350 metri così distribuiti: 100-130 metri per il primo ciclo, 120-130 metri per il secondo ciclo e 80-90 metri per il terzo ciclo.

I Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* passano in basso gradualmente al Calcere Cavernoso e in alto bruscamente al Calcere Massiccio (Figura 29). L'ambiente deposizionale è quello di una rampa carbonatica epeirica prevalentemente subtidale, da scarsamente ossigenata ad anossica.

La base e il tetto dei Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* coincidono con lo sviluppo di facies ben conosciute in molte regioni della Tetide occidentale perchè sono il riflesso di drastici cambi climatici avvenuti a scala globale. La base, coincidente con l'inizio di *litofacies* calcareo-marnose scure, è legata ad un cambio climatico (da arido a umido) avvenuto in prossimità del limite Norico/Retico (Berra et al., 2010); le argilliti nere al tetto, indicano la prossimità del limite Triassico-Giurassico.

- Calcere Massiccio (MAS)

Dolomie e calcari dolomitici bianco-giallastri e rosati, massivi nella parte bassa e grossolanamente stratificati nella parte alta ove compaiono calcilutiti grigio-scare che finiscono con il prevalere al

tetto dell'unità (Figura 29 e Figura 30). La porzione inferiore, caratterizzata da dolomie intersopratidali con strutture di disseccamento, pseudomorfi di sparite/microsparite su gesso e halite, brecce di dissoluzione e livelli arrossati dovuti ad episodi di emersione, deve aver registrato eventi regressivi ravvicinati nel tempo. Nella porzione superiore, costituita da calcilutiti e dololutiti grossolanamente stratificate sono localmente presenti brecce di canali tidali.

La Formazione presenta spessori da 25-30 metri ad un massimo di una cinquantina di metri, al di fuori dell'area di interesse.

La formazione giace in conformità con contatto piuttosto netto sui Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* e passa gradualmente in alto ai Calcari ad Angulata ed è composta dai prodotti della deposizione in ambiente di rampa carbonatica interna soggetta a sporadici fenomeni di evaporazione, evolvente a rampa distale al passaggio con i soprastanti Calcari ad Angulata.

L'attribuzione di età è basata sulla posizione stratigrafica e sulla presenza dell'esemplare di *Arietites (Alsasites) liasicus* D'ORBIGNY rinvenuto da Savi nel 1833 presso Tenerano (Merla, 1951; Trevisan, 1959) e sulla presenza di *Involutina liassica* nella parte alta della formazione. Poiché il passaggio Calcare Massiccio-Calcari ad Angulata esprime un *trend* in approfondimento il limite tra queste due unità deposizionali deve essere compreso nel tratto trasgressivo dell'Hettangiano

- Rosso Ammonitico (RSA)

Si tratta di calcilutiti e calcari marnosi nodulari rossi, rosati e subordinatamente giallastri, in strati decimetrici, con interstrati millimetrici di marne verdastre nella parte bassa e interstrati più spessi, fino a decimetrici, di marne argillose e argilliti rosse nella parte alta (Figura 29). Sporadicamente sono presenti selci da bianche a rosse e rosate. Frequenti sono le deformazioni sinsedimentarie da slumping. Lo spessore della formazione non è mai maggiore di 6-7m.

In sezione sottile i calcari appaiono come wackestones con resti di ammoniti, piccoli gasteropodi, articoli di crinoidi, ostracodi a guscio sottile, radiolari, abbondanti calcisphaerulidi, numerosi e ben preservati esemplari di *Globochaeta alpina* e rari microforaminiferi a guscio ialino tra i quali *Spirillina* sp. e *Lingulina tenera*. In via del tutto subordinata sono presenti packstones bioclastici con frammenti di echinodermi e crinoidi.

L'ambiente di formazione è quello di rampa carbonatica distale/bacino pelagico con profondità massima sopra il lisoclino dell'aragonite.

La formazione è stata datata al Sinemuriano superiore (Lotharingiano) p.p.- Pliensbachiano superiore (Domeriano) p.p..

L'attribuzione al Lotharingiano, Zona Obtusum p.p.-Domeriano, Zona Lavinianum, si basa sulle numerose ammoniti rinvenute nel Rosso Ammonitico toscano. Esempari di ammoniti indicativi del Lotharingiano-Carixiano all'interno del Rosso Ammonitico erano note sin dalla seconda metà dell'800 (DE STEFANI, 1874-75, 1877) sia in Toscana settentrionale (Sassorosso presso Corfino, Monti d'Oltre Serchio) sia in Toscana meridionale (Campiglia Marittima, Gerfalco). Il primo importante elenco di forme significative, provenienti da varie località della Toscana (Corfino, Sassorosso, Gerfalco, Campiglia) e riferibili ai generi *Arnioceras*, *Asteroceras*, *Hypasteroceras*, *Microderoceras*, *Lytoconites*, *Paltechioceras* e *Oxinotoceras*, si deve a FUCINI (1898) che riconosce *Arietites (Arnioceras) ceratitoides* (QUENSTEDT), *Arietites (Asteroceras) stellaris* (SOWERBY), *Arietites (Hypasteroceras) montii* (MENEHINI), *Arietites (Microderoceras) oosteri* (DUMORTIER), *Microderoceras nothum* (MENEHINI), *Microderoceras basispinatum* (GEYER), *Microderoceras keindeli* (EMMRICH), *Arietites (Lytoconites) hierlatzicus* (HAUER), *Arietites (Paltechioceras) tardecrescens* (HAUER), *Oxynotoceras janus* GEYER e *O. driani?* (DUMORTIER) che indicano un intervallo di età compreso tra la Zona Obtusum e la Zona Oxinotum (Lotharingiano p.p.), nonché forme più recenti che includono *Platyleuroceras brevispina* (SOWERBY), *Tropidoceras masseanum* (D'ORBIGNY) e *Acanthopleuroceras maugenesti* (D'ORBIGNY) che documentano le Biozone ad *Uptonia jamesoni* e *Tragophylloceras ibex* (Carixiano p.p.). La presenza di queste ultime biozone nel Rosso Ammonitico toscano è riconfermata da FUCINI (1908) in un lavoro dell'inizio del '900 nel quale sono riportate *Tropidoceras masseanum* (D'ORBIGNY), *Catriceras campiliense* (FUCINI), *Acanthopleuroceras maugenesti* (D'ORBIGNY) e *Acanthopleuroceras (Tropidoceras) actaeon* (D'ORBIGNY). In tempi più recenti FEDERICI (1967a) ha documentato per il Rosso Ammonitico della zona di La Spezia un'età che va dal Lotharingiano, Biozona *Asteroceras obtusum* per la presenza del fossile guida, al Carixiano, parte alta della Biozona *Uptonia jamesoni* per la presenza di *Coeloceras (Cetonoceras) psiloceroides* (FUCINI) e alla parte più bassa del Domeriano, Biozona *Fuciniceras lavinianum* per la presenza di *Fuciniceras gr. portisi* (FUCINI). Lo stesso autore, inoltre, segnala nella parte più alta della formazione la presenza di *Protogrammoceras* sp., genere che si estende dal Carixiano, Biozona *Tragophylloceras ibex*, alla base del Toarciano inferiore, Biozona *Dactyloceras tenuicostatum*. La presenza del Domeriano inferiore anche nella parte alta del Rosso Ammonitico affiorante in Toscana meridionale è stata riconosciuta inoltre da WIEDENMAYER (1980) che ha ringiovanito il tetto

della formazione rispetto alle precedenti datazioni di FISCHER (1971, 1972) il quale, nelle stesse aree, attribuiva al Rosso Ammonitico un'età compresa tra la Zona Obtusum e la Zona lbex. Le datazioni di FEDERICI (1967a) e di WIEDENMAYER (1980) sono in accordo con PASSERI & VENTURI (2005) che riportano anche per la zona del Monte Cetona i generi *Amioceras* e *Oxinotoceras* del Sinemuriano, *Coeloceras* del Carixiano inferiore e infine *Fucinoceras* e *Protogrammoceras* che indicano la parte alta del Carixiano e la parte più bassa del Domeriano.

- Scaglia Toscana (STO)

La Scaglia Toscana è una successione bacinale potente fino a diverse centinaia di metri costituita da argilliti più o meno silicee policrome e marne prevalentemente rosse con intercalazioni più o meno frequenti di calcilutiti e calcareniti torbiditiche. Il rapporto percentuale tra litotipi calcarei e litotipi argillosi varia arealmente in funzione della paleobatimetria del bacino di sedimentazione, della fluttuazione nel tempo della lisoclina della calcite (fluttuazione controllata da importanti eventi climatici a scala globale) e soprattutto dell'entità degli apporti di materiale carbonatico risedimentato a mezzo di correnti di torbida. Una caratterizzazione e definizione architettonica della successione in termini di unità deposizionali valida per l'intero Dominio Toscano Interno è resa problematica da una serie di fatti che includono:

- esistenza di forti variazioni di *facies*, soprattutto nel rapporto argille/calcarei, sia in senso orizzontale che verticale a causa della inevitabile irregolare distribuzione nel tempo e nello spazio dei corpi torbiditici calcarei che impedisce una corretta correlazione delle unità deposizionali sia a scala locale che regionale;
- estrema povertà di fossili nei depositi argillitici intertorbiditici, spesso depositi in prossimità del lisocline della calcite o addirittura sotto la CCD e frequente rimaneggiamento delle associazioni microfaunistiche nei litotipi calcarei, di norma risedimentati da correnti gravitative, che impediscono una attendibile determinazione di età;
- severe deformazioni della successione in corrispondenza di zone di taglio che hanno generato una pervasiva foliazione con trasposizione dell'originaria stratificazione;
- presenza di faglie normali a basso angolo che, spesso non riconosciute come tali, causano localmente l'elisione di significative porzioni di successione, erroneamente attribuite in letteratura a lacune deposizionali.

La chiave di lettura per decifrare l'architettura deposizionale e stratigrafica della Scaglia Toscana, identificandone in tal modo i membri, è la presenza nella successione di due intervalli costituiti in prevalenza da argilliti silicee deposte in aree bacinali, sotto il limite di compensazione della calcite, durante periodi più o meno prolungati di riscaldamento globale causato da forti emissioni di CO<sub>2</sub>. Il primo di questi livelli è datato Aptiano-Turoniano basale, mentre il secondo nel Paleocene-Eocene inferiore. Questi intervalli argillitici chiave, prevalentemente scuri i primi, policromi i secondi, si riconoscono molto bene nella regione periapuana così come in tutto il Dominio Toscano sia nelle successioni condensate sia in quelle più spesse e più ricche in risedimenti gravitativi.

In generale questa Formazione affiora lungo il margine nord-occidentale, settentrionale e nord-orientale del nucleo metamorfico apuano. È da ricordare che nell'area periapuana la Scaglia Toscana è quasi dappertutto limitata in basso da importanti faglie dirette a basso angolo che elidono porzioni più o meno significative di successione.

Nelle sezioni più complete lo spessore è di circa 150 metri; il contatto con la sovrastante Formazione del Macigno è graduale.

L'ambiente di deposizione è quello marino bacinale sotto la profondità di compensazione della calcite nell'Aptiano-Turoniano inferiore e successivamente entro il lisocline della calcite.

La parte basale della Formazione è attribuita all'Aptiano-Turoniano basale (Cretacico inferiore), mentre la parte alta al Paleocene medio-Eocene superiore fino all'Oligocene superiore *p.p.*, abbondanti foraminiferi planctonici (Figura 30)

- **Macigno (MAC)**

Il Macigno è sviluppato lungo il margine sud-occidentale dell'area di interesse (Monte di Pasta). Si tratta di arenarie torbiditiche quarzo- feldspatiche grigie, ocracee all'alterazione, in strati di spessore da pluridecimetrico a metrico, questi ultimi sviluppati soprattutto nella parte bassa della formazione. Lo spessore è difficilmente valutabile a causa delle cattive esposizioni; ma comunque non inferiore ad alcune centinaia di metri. Il contatto con la sottostante Scaglia Toscana è graduale. Si tratta dei tipici depositi di bacino di avanfossa.

Sulla base di associazioni a nannoflore calcaree Catanzariti & Perilli (2009) attribuiscono la base del Macigno all'Oligocene superiore (Chattiano), mentre la parte alta è attribuita al Miocene inferiore (Aquitano p.p.) per correlazione a scala regionale.

#### **4.1.2 Unità tettonica di Massa**

L'Unità tettonica di Massa, affiorante in corrispondenza del versante sudoccidentale del massiccio apuano, alle spalle della città di Massa, è rappresentata da un basamento ercinico costituito da metasedimenti e metavulcaniti acide e da una copertura epimetamorfica post-ercinica rappresentata da depositi terrigeni e carbonatici associati a subordinate vulcaniti basiche. Al complesso metamorfico che costituisce il basamento ercinico è attribuita un'età compresa tra il Cambriano e l'Ordoviciano e alla copertura post-ercinica un'età compresa tra il Permiano superiore e il Carnico. Sono sconosciuti nell'Unità di Massa termini più recenti del Triassico Superiore. Tutta la successione è interessata da un metamorfismo di basso grado in facies scisti verdi (FRANCESCHELLI & MEMMI, 1999; MOLLI et alii, 2000b). Gli effetti di questo metamorfismo, unitamente ad importanti elisioni tettoniche tardo-post metamorfiche, hanno reso problematico sia il riconoscimento degli originari rapporti stratigrafici tra i vari termini della successione sia la loro valutazione in termini di spessore. Diversi autori fin dall'800 hanno sottolineato le analogie litologiche fra i terreni metamorfici affioranti nella zona occidentale delle Alpi Apuane e la successione affiorante tra Punta Bianca e Capo Corvo presso La Spezia (PILLA, 1845; MURCHISON, 1849; COCCHI, 1864; ZACCAGNA, 1928, 1932, 1935; ELTER et alii, 1966b; PASSERI, 1985; RAU et alii, 1985; ABBATE et alii, 2005). A MURCHISON (1849) e successivamente a CAPELLINI (1864) si deve una prima valida e corretta descrizione della successione affiorante tra Punta Bianca e Capo Corvo. Nel Foglio geologico 96-Massa a scala 1:100.000 la successione metamorfica dell'Unità di Massa, così come quella di Punta Bianca, è considerata la base stratigrafica delle "Formazioni di tipo Toscano" ovvero dell'unità non metamorfica della "Falda Toscana". Nelle relative note illustrative (TREVISAN et alii, 1971b) la copertura metamorfica dell'Unità di Massa viene attribuita al complesso delle "Scaglie Parautoctone" mentre non è chiara l'appartenenza della successione epimetamorfica di Punta Bianca. Questa infatti nel paragrafo riguardante la stratigrafia apparterebbe alla Falda Toscana mentre nel paragrafo riguardante la tettonica apparterebbe alle "Scaglie Parautoctone metamorfiche". Sempre nel Foglio 96-Massa la successione affiorante alle spalle della città di Massa (Unità di Massa) sarebbe rappresentata da un insieme eterogeneo denominato "Verrucano s.l." di età Ladino-Carnico contenente lenti carbonatiche e ortoprasiniti come nella successione di Punta Bianca.

## BASAMENTO ERCINICO

Esiste una sostanziale affinità litologica fra le unità che costituiscono il basamento ercinico dell'Unità di Massa e quelle che costituiscono l'"Autoctono" Auctt., che offre le migliori esposizioni. Il basamento dell'Unità tettonica di Massa si distingue da quello dell'"Autoctono" Auctt. per presentare un grado di metamorfismo relativamente più elevato (CARMIGNANI et alii, 1987; MOLLI et alii, 2002). L'assenza di fossili nel basamento ercinico dell'Unità di Massa ha indotto vari autori ad attribuire un'età sulla base di analogie litologiche con le successioni del basamento ercinico della Sardegna sudorientale (CARMIGNANI et alii, 1977; BAGNOLI et alii, 1979; GATTIGLIO et alii, 1989).

- **Filladi Inferiori (FAF)**

**AFFIORAMENTI TIPICI:** la formazione delle Filladi Inferiori (BARBERI & GIGLIA, 1965) affiora estesamente e con le migliori esposizioni nella valle del Fiume Frigido presso la città di Massa.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** la formazione è rappresentata da filladi quarziticomuscovitiche grigio-verdastre e grigio-scure alternate a livelli, di spessore variabile dal centimetro al metro, di quarziti grigio-chiare. La parte filladica è localmente predominante.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** lo spessore affiorante delle Filladi inferiori dell'Unità tettonica di Massa è valutabile intorno a 250 metri.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Cambriano-Ordoviciano inferiore sulla base di analogie litologiche con successioni del basamento ercinico della Sardegna sudorientale (CARMIGNANI et alii, 2001a).

- **Porfiroidi e Scisti Porfirici (PRS)**

**AFFIORAMENTI TIPICI:** i migliori affioramenti dell'unità dei Porfiroidi e Scisti Porfirici (BARBERI & GIGLIA, 1965) sono in corrispondenza del versante meridionale del Monte Brugiana.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** la formazione è costituita da quarziti e filladi quarzifere di colore grigio-chiaro e verde-chiaro, caratterizzate dalla presenza di abbondanti granuli di quarzo ialino (di dimensioni massime attorno al centimetro) e di feldspato immersi in una matrice quarzoso-muscovitica, subordinatamente cloritica.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** lo spessore affiorante non supera il centinaio di metri.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Ordoviciano medio sulla base di correlazioni con le formazioni vulcaniche del basamento ercinico sardo (CARMIGNANI et alii, 2001a).

## COPERTURA POST-ERCINICA

Prima del rilevamento del Foglio 249-Massa Carrara la successione stratigrafica della copertura post-ercinica dell'Unità di Massa era scarsamente conosciuta. In uno dei pochi lavori a carattere stratigrafico, pubblicato negli Atti del Symposium sul Verrucano del Settembre 1965, ELTER et alii (1966b) descrivono per la zona occidentale delle Alpi Apuane (Unità di Massa Auctt.) una successione metamorfica che comprende, alla base metacalcri attribuiti al Ladinico su basi paleontologiche, depositi clastici grossolani equiparati alle "Anageniti grossolane" del Verrucano dell'area tipo (Monti Pisani). La successione stratigrafica ricostruita dagli Autori e correlata con la successione di Punta Bianca, si è rivelata tuttavia sostanzialmente errata dal momento che i depositi clastici equiparati dagli Autori alle "Anageniti grossolane" ed attribuiti al Ladinico sono in realtà più vecchi. Nell'Unità tettonica di Massa, come nella successione di Punta Bianca, i depositi clastici coevi del Verrucano sono invece quelli che costituiscono la parte alta della successione e che ricoprono in disconformità i metacalcri ladinici. In realtà già COCCHI (1864) riteneva che "...i marmi della Punta Bianca (Spezia) della Brugiana (Massa)...e di Strettoia" (appartenenti alla "zona marmorea inferiore" dell'Autore) fossero "...sottostanti alle rocce del Verrucano propriamente detto" poiché "...quei calcri sono ricoperti dalla formazione delle Quarziti, degli Scisti, delle

Anageniti...". Nel Convegno dell'ottobre 1985 in memoria di GIOVANNI CAPELLINI, centrato sugli aspetti geologici dell'area di La Spezia, PASSERI (1985) e RAU et alii (1985) mettono in discussione l'attribuzione al Verrucano dei metasedimenti terrigeni sottostanti i marmi di Punta Bianca, attribuzione che d'altronde era già stata messa in discussione da CAPELLINI nel 1864. CAPELLINI (1864) infatti riconosce che nella successione affiorante a La Spezia tra Capo Corvo e Punta Bianca (riferita dai suoi contemporanei ad un generico Verrucano) solamente la "anagenite superiore" che poggia sul "calcare ceroide" corrisponde alla "Anagenite" del Verrucano affiorante alla Verruca dei Monti Pisani ed attribuita al Triassico. La "massa schistosa...ricca di noccioli quarzosi" sottostante il "calcare ceroide" è invece attribuito al Paleozoico. Questi depositi, molto immaturi dal punto di vista composizionale e tessiturale, sono attualmente considerati far parte di un ciclo sedimentario più antico, ciclo che secondo PASSERI (1985) sarebbe molto ben rappresentato arealmente nella zona di Massa (Gruppo del Monte Folgorito). La mancanza di successioni stratigraficamente continue, unita alla complessità delle deformazioni tettoniche ed alle pessime condizioni di esposizione, ha reso alquanto difficile la ricostruzione della successione stratigrafica che costituiva originariamente la copertura post-ercinica dell'Unità di Massa. Tuttavia lo studio di dettaglio dei termini metasedimentari e metavulcanici affioranti nelle zone di Montignoso (a E della città di Massa), al Monte Folgorito (a ESE di Massa) e al Monte Brugiana (a N di Massa), ancorché discontinui e interessati da severe deformazioni, ha permesso durante il recente rilevamento del foglio CARG 1/50.000 Massa, di ricostruire l'ordine dell'originaria successione stratigrafica (Figura 23 e Figura 26). La base della copertura post-ercinica, riconosciuta nella zona di Montignoso, è rappresentata da una successione di metarenarie torbiditiche e di metapeliti, denominata Formazione di Montignoso. Questa è a sua volta sormontata in disconformità da una potente successione clastica di piana da alluvionale a costiera (Formazione del Monte Folgorito) affiorante estesamente poco più a sud di Montignoso, al Monte Folgorito. Al Monte Brugiana è preservato il tetto della Formazione del Monte Folgorito con il passaggio graduale ai sovrastanti termini carbonatici, il corpo principale dei marmi del M. Brugiana e le sovrastanti metabrecce polimittiche e metavulcaniti basiche. Questo insieme litologico, compreso tra due importanti discontinuità stratigrafiche che individuano un ciclo 2° ordine a scala globale (Figura 23), è stato denominato Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana. La porzione più alta della successione, rappresentata dal Verrucano e dagli Scisti di San Terenzo, si rinvia alla cima e a nord-est del M. Brugiana e in piccoli affioramenti sparsi lungo il margine sud-occidentale dell'Unità tettonica di Massa, tra Massa e Strettoia, alla base della Falda Toscana.

Uno schema cronostratigrafico riassuntivo è fornito nella Figura 23. La Figura 26 mostra due sezioni colonnari composite della successione post-ercinica dell'Unità di Massa e la loro correlazione con la successione di Punta Bianca.



Figura 31 - Unità di Massa. Formazione di Montignoso a est di Montignoso.

Le successioni stratigrafiche ricostruite testimonierebbero in sostanza tre cicli sedimentari di 2° ordine (Figura 23):

- a) la Formazione di Montignoso, caratterizzata da una architettura deposizionale testimoniante un ciclo trasgressivo-regressivo, rappresenta molto verosimilmente il ciclo sedimentario di 2° ordine del Permiano superiore (Lopingiano) date le analogie litologiche con alcune formazioni della Toscana meridionale attribuite su base paleontologica al Permiano superiore;
- b) il Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana (costituito dai depositi clastici della Formazione del Monte Folgorito seguiti verso l'alto dai Marmi del Monte Brugiana, dalle Metabrecce Poligeniche e dalle Metavulcaniti) rappresenta il ciclo trasgressivo-regressivo di 2° ordine del Triassico Medio bruscamente interrotto, nel tardo Fassaniano, da un evento tettonico

trastensivo/estensionale. La successione del Gruppo del Monte Folgorito-Monte Brugiana, costituita da depositi clastici trasgressivi cui seguono metacalcari e metapeliti nere rappresentativi della massima trasgressione e infine metacarbonati regressivi con crinoidi e resti algali ha molte analogie con la successione sedimentaria rappresentativa del Ciclo Anisico-Ladinico che caratterizza il bordo occidentale del Bacino Lombardo (sequenza A2-L1 in GAETANI et alii, 1998).

c) il Gruppo del Verrucano, costituito dalla formazione delle Quarziti e Filladi con alla base a al tetto sottili e discontinui livelli di anageniti rappresentano la porzione finale del ciclo di 2° ordine Ladino-Carnico.

#### - Formazione di Montignoso (NGN)

**SINONIMI:** la formazione di Montignoso, riconosciuta e distinta in carta per la prima volta nella Toscana settentrionale in occasione del rilevamento del Foglio Massa 1/50.000 del progetto CARG (in stampa), è correlata, per le spiccate analogie litologiche e l'intera architettura deposizionale, con la Formazione del Farma e le sovrastanti formazioni di Carpineta - Poggio alle Pigne e con la Formazione di Poggio al Carpino dell'Unità di Monticiano-Roccastrada in Toscana meridionale (ALDINUCCI et alii, 2008a,b). La parte medio-alta della Formazione di Montignoso viene inoltre correlata con la formazione delle Arenarie di Monte Argentario, sempre in Toscana meridionale, per la cui età si veda CIRILLI et alii (2002) e LAZZAROTTO et alii (2003).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** dintorni di Montignoso, in particolare lungo la strada che da Montignoso sale verso il Monte Belvedere, poco dopo il bivio per Vietina. In questa sezione gli strati hanno giacitura da sub-verticale a rovesciata con direzione compresa tra N-S e NNO-SSE (Figura 31). L'alto stratigrafico, evidenziato dalla presenza di gradazione all'interno della metarenarie, è rivolto verso oriente.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** l'unità si estende verso Nord fino al Monte Brugiana e verso sud fino alla zona del Castello Aghinolfi a SSE di Massa.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** la successione è costituita da una alternanza di metarenarie grigie, brune all'alterazione, e di metapeliti grigio-scure e nere a luoghi carboniose. L'insieme, organizzato in una megasequenza inizialmente fining-upward e successivamente coarsening-upward costituisce un ciclo unico trasgressivo-regressivo. Il tratto trasgressivo, rappresentato dalla porzione fining-upward, occupa più di due terzi dell'intera formazione ed è costituito da metarenarie gradate in strati di spessore decimetrico alternate a livelli centimetrici di metapeliti; nelle arenarie sono spesso presenti clay chips. A questi seguono metapeliti con sottili intercalazioni di metasiltiti testimoniando il massimo approfondimento (Figura 32) che passano gradualmente verso l'alto ad arenarie di spessore massimo decimetrico.



*Figura 32 - Formazione di Montignoso ad est di Montignoso. Particolare della facies più sottilmente stratificata.*

**CARATTERI DI LABORATORIO:** in sezione sottile le metarenarie sono rappresentate da metawackes a matrice carbonatica con prevalente quarzo monocristallino e muscovite, rari granuli di feldspati molto alterati e subordinati litici carbonatici e metamorfici. Sono localmente presenti lamine arricchite in tormaline e zirconi detritici. Le metapeliti sono costituite da letti lepidoblastici a muscovite e subordinata clorite con disseminati minuti granuli di quarzo. Tanto nelle metarenarie quanto nelle metasiltiti, sono riconoscibili, all'interno di pieghe intrafoliari, relitti di S1 trasposti assieme all'S0 in una S2 che in tutti gli affioramenti costituisce la scistosità principale.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** lo spessore apparente massimo osservato si aggira sui 70-80 metri.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** la Formazione di Montignoso poggia in disconformità sulle metamorfiti del basamento ercinico ed è ricoperta in non conformità dai metaconglomerati della Formazione del Monte Folgorito. Si noti che la scistosità principale (S2), molto penetrativa, simula localmente contatti conformi a letto ma la disconformità ha buone evidenze cartografiche alla scala regionale.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** marino bacinale.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Permiano superiore (Lopingiano) -?Triassico inferiore.

L'età attribuita alla Formazione di Montignoso deriva dalla correlazione con la Formazione del Farma della Toscana meridionale alla quale è stata recentemente assegnata un'età turingiana (a cavallo tra il Permiano medio e il superiore) da (ALDINUCCI et alii, 2008a,b) e con le Arenarie del Monte Argentario attribuite da CIRILLI et alii (2002) al Permiano superiore-Triassico Inferiore. Se l'architettura stratale della Formazione di Montignoso rappresenta, come è verosimile supporre, un intero ciclo sedimentario, e la sua età sarebbe confinata al Lopingiano (Permiano Superiore) tra i picchi regressivi del 2° ordine Wuch1 e Chang1 (Figura 23).

## GRUPPO DEL MONTE FOLGORITO-MONTE BRUGIANA

- Formazione del Monte Folgorito (MGC)

SINONIMI: "Schisto talcoso noduloso" (CAPELLINI, 1864); "Scisti quarzosi sericitici" (ZACCAGNA, 1932); "Anageniti e Scisti Arenacei con livelli di Scisti a Cloritoide" (ELTER et alii, 1966b); "Gruppo del Monte Folgorito" (CIARAPICA & PASSERI, 1982); "Formazione conglomeratica basale" della successione di Punta Bianca e "Gruppo del Monte Folgorito" (PASSERI, 1985); "Unità A e B" del primo ciclo sedimentario di Punta Bianca (MARTINI et alii, 1986); "Metaconglomerati, metarenarie e metasiltiti" del ciclo sedimentario medio triassico di Punta Bianca (ABBATE et alii, 2005).

La Formazione del Monte Folgorito è correlabile per caratteristiche litologiche, architettura deposizionale e posizione stratigrafica alla Formazione di Civitella Marittima (Figura 23) affiorante in Toscana meridionale (LAZZAROTTO et alii, 2003; ALDINUCCI et alii, 2003, 2005, 2008a).

AFFIORAMENTI TIPICI: cresta del Monte Folgorito che con andamento SO-NE divide la vallata di Montignoso-Vietina dalla vallata di Strettoia.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: l'unità affiora ampiamente in tutta l'area di estensione dell'Unità tettonica di Massa, dal M. Brugiana alla zona di Pietrasanta.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la successione, organizzata secondo una architettura stratale fining-upward, è costituita da metarenarie grigie e verdastre a granulometria media e localmente grossolana alternate a metapeliti grigie e verdastre che diventano prevalenti e gradualmente più scure verso l'alto. Nella parte medio-alta della successione le metarenarie preservano localmente fantasmi di laminazione da ripples e stringhe di ciottoli ben arrotondati di quarzo spiaggiato. Nella parte basale della formazione affiorano dei "metaconglomerati" (MFGa). Si tratta di meta-paraconglomerati a matrice metapelitica grigia con subordinate intercalazioni di metarenarie grigie e verdastre caratterizzate da granuli di quarzo ialino e abbondante matrice filladica grigia. I ciottoli dei metaconglomerati hanno diametro da centimetrico a decimetrico e sono costituiti prevalentemente da epimetamorfiti riferibili al basamento ercinico e da quarzo di vena bianco latte. La parte sommitale della successione, che fa transizione ai soprastanti Marmi del Monte Brugiana, è costituita da metapeliti nere con intercalati sottili livelli di metarenarie fini e metasiltiti scure. Le strutture sedimentarie presenti nella Formazione del Monte Folgorito, le caratteristiche litologico-petrografiche e l'intera architettura deposizionale, testimoniano un approfondimento dell'ambiente di sedimentazione, da continentale a marino costiero, e sono perfettamente correlabili con la successione clastica basale del ciclo sedimentario medio-triassico di Punta Bianca (Figura 26).

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile le metarenarie appaiono sempre ricche in quarzo policristallino e monocristallino, sia di origine plutonica che riolitica. Al quarzo, prevalentemente arrotondato o subarrotondato, si associano subordinati granuli di feldspati molto alterati e rarissimi litici rappresentati da cloritoscisti e micascisti. La tessitura delle metarenarie della parte medio-bassa della successione è per lo più matrice-sostenuta e i granuli appaiono sempre mal classati. Si tratta infatti di metaquartzwackes con matrice argillosa ricristallizzata prevalentemente in muscovite e subordinatamente in clorite. È molto frequente il cloritoide, presente a più altezze stratigrafiche in crescita sia sin-cinematica che post-cinematica, quest'ultima chiaramente diastolica sulla scistosità principale.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: lo spessore originario è difficilmente valutabile se si considerano le numerose pieghe isoclinali responsabili della scistosità principale. Nella zona del Monte Folgorito, tuttavia, è stato possibile valutare uno spessore non inferiore ai 150 metri.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** l'unità giace in disconformità sulle metamorfite del basamento ercinico e sulla Formazione di Montignoso; superiormente fa passaggio graduale ai calcescisti e alle metapeliti nere che sono alla base dei Marmi del Monte Brugiana.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** da piana alluvionale, rappresentata dalla parte bassa, conglomeratica, della Formazione del Monte Folgorito a marino costiero (parte alta della formazione).

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Anisico superiore (Illirico) p.p..

L'età si basa sulla correlazione con la porzione clastica basale della successione di Punta Bianca, attribuita all'Anisico da MARTINI et alii (1986) e sulla correlazione con il ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo di 2° ordine delimitato dai picchi regressivi Ol4-Lad3 (Figura 23). L'utilizzo della cronostratigrafia sequenziale di 2° ordine permette di precisare meglio l'età del tetto della Formazione del Monte Folgorito che non andrebbe oltre l'Anisico terminale (tra 237 e 238 Ma secondo la calibratura di GRADSTEIN et alii, 2004) ma non permette di precisare l'età della base che comunque deve necessariamente ricadere nel tratto trasgressivo del ciclo Ol4-Lad3. L'età della base della Formazione del Monte Folgorito si precisa meglio se si utilizza la scansione temporale delle sequenze di 3° ordine. Infatti poiché il tratto trasgressivo del ciclo di 2° ordine Anisico-Ladinico Ol4-Lad3 contiene 4 sequenze di 3° ordine (GIANOLLA & JACQUIN, 1998; GRADSTEIN et alii, 2004) l'età del limite di sequenza della più recente di esse (siglato con An4 in GIANOLLA & JACQUIN, 1998; GRADSTEIN et alii, 2004) dovrebbe molto verosimilmente corrispondere all'età della base della Formazione di Monte Folgorito che ricadrebbe quindi nel tardo Illirico, a circa 239 Ma secondo la calibratura di GRADSTEIN et alii (2004).

- Marmi del Monte Brugiana (CND)

Marmi, calcescisti e peliti nere (CND)

**SINONIMI:** "Marmi della Brugiana" Aucutt; "Calcescisti carboniosi e calcari saccaroidi bianchi con Crinoidi" (ELTER et alii, 1966b).

Sono eteropici dei "Marmi di Punta Bianca" del ciclo sedimentario medio- triassico di Punta Bianca (ABBATE et alii, 2005).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** cresta del M. Brugiana; cave del versante occidentale del M. Brugiana, versante nord-orientale del M. Brugiana tra il paese di Bergiola Foscina e la cava di "Marmo Verdello".

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** dalla zona del M. Brugiana a Montignoso, attraverso San Carlo Terme (Massa). Spostandosi da nord a sud si nota un progressivo assottigliamento dell'unità, assottigliamento che potrebbe essere legato a fatti sedimentari piuttosto che a laminazioni tettoniche.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** la formazione dei Marmi del M. Brugiana è costituita da due unità metasedimentarie (Figura 33).

Dal basso verso l'alto si distinguono:

- "Calcescisti e metapeliti nere": alternanza regolare di metacalcilutiti più o meno marnose grigio-scure, foliate, di spessore da centimetrico a decimetrico, intercalati a metasiltiti ocracee e metapeliti nere di spessore centimetrico che si diradano verso l'alto fino a scomparire del tutto (Figura 34). I metacalcari contengono localmente resti di echinodermi e rarissimi embrioni di ammoniti, ben visibili ad occhio nudo. Questa parte della successione è particolarmente ben esposta all'ingresso della cava di "Marmo Verdello" che si trova sul versante nord-orientale del M. Brugiana ed è facilmente raggiungibile da Bergiola Foscina. Nell'area del Monte Folgorito la componente calcarea diminuisce e questo intervallo è rappresentato prevalentemente da metapeliti e metasiltiti nere, bioturbate.
- "Metacalcari a crinoidi": metacalcari bianchi e grigio-chiari da foliati a massivi che preservano, soprattutto nell'unità inferiore, abbondanti articoli di crinoidi (Figura 34). Nella parte bassa di questo intervallo i marmi hanno un aspetto foliato e un colore screziato crema e verdognolo per la presenza di lamine diffuse ed irregolari di metapeliti ocracee e letti lepidoblastici con muscovite e clorite (Marmo Verdello). Nella porzione medio-alta dei

marmi, che appare invece piuttosto massiva, sono localmente riconoscibili fantasmi di cavità tipo “stromatactis” con riempimento interno geopetale e rivestimento di calcite a drusa. Queste strutture, visibili solo nei tagli di cava, (ad esempio nelle cave della Rocchetta lungo il versante nord-orientale del M. Brugiana) presuppongono l’esistenza di “carbonate mud mounds”, ovvero di rilievi di fango carbonatico spesso colonizzati e stabilizzati da crinoidi (RIDING, 2002; SCHMID et alii, 2001; AUBRECHT et alii, 2009). Tutta la successione, ma soprattutto la parte alta, preserva concrezioni e bande mineralizzate ad ankerite e subordinata calcopirite associate ad una pervasiva dolomitizzazione. La presenza nelle porzioni dolomitizzate di ampie cavità lentiformi bordate a drusa da grossi cristalli di ankerite insieme a dolomie a struttura zebrata testimoniano una circolazione di fluidi idrotermali in sovrappressione.



*Figura 33 - Contatto tra la Formazione del Monte Folgorito (angolo inferiore destro della foto) e i Marmi del Monte Brugiana, versante sud del Monte Brugiana.*

#### CARATTERI DI LABORATORIO:

- i "Calcescisti e metapeliti nere" sono caratterizzati da fitte pieghe intrafoliari che deformano le originarie superfici di stratificazione e le superfici di una prima scistosità sub-parallela alla S0. Alle pieghe intrafoliari che deformano la S1 è associata una scistosità di piano assiale S2 fortemente penetrativa che simula una stratificazione. Le metapeliti risultano costituite da un aggregato finissimo di quarzo e sericite con una abbondante quantità di sostanze carboniose. Le porzioni più calcaree in sezione sottile risultano essere delle microspartiti o spartiti localmente ricche in materiale carbonioso la cui presenza contribuisce a preservare localmente la tessitura originaria. Sono stati infatti riconosciuti abbondanti molluschi, radioli di echinidi, articoli di crinoidi e vertebre di ofiuridi associati a meno frequenti resti di diplopore, embrioni di ammoniti e foraminiferi bentonici tra i quali forme attribuibili molto probabilmente al genere Endotriadella (Figura 35).



*Figura 34 - Unità di Massa. a) Marmi del Monte Brugiana, Cave della Rocchetta (versante nord-orientale del M. Brugiana): passaggio graduale tra Calcescisti e metapeliti nere e soprastanti Metacalcari a crinoidi; b) Metacalcari a crinoidi al M. Brugiana; c) Metacalcari a crinoidi (parte alta), Cave della Rocchetta: porzione dolomitizzata con cavità mineralizzate ad ankerite; d) Metabreccie Poligeniche a Cave della Rocchetta.*

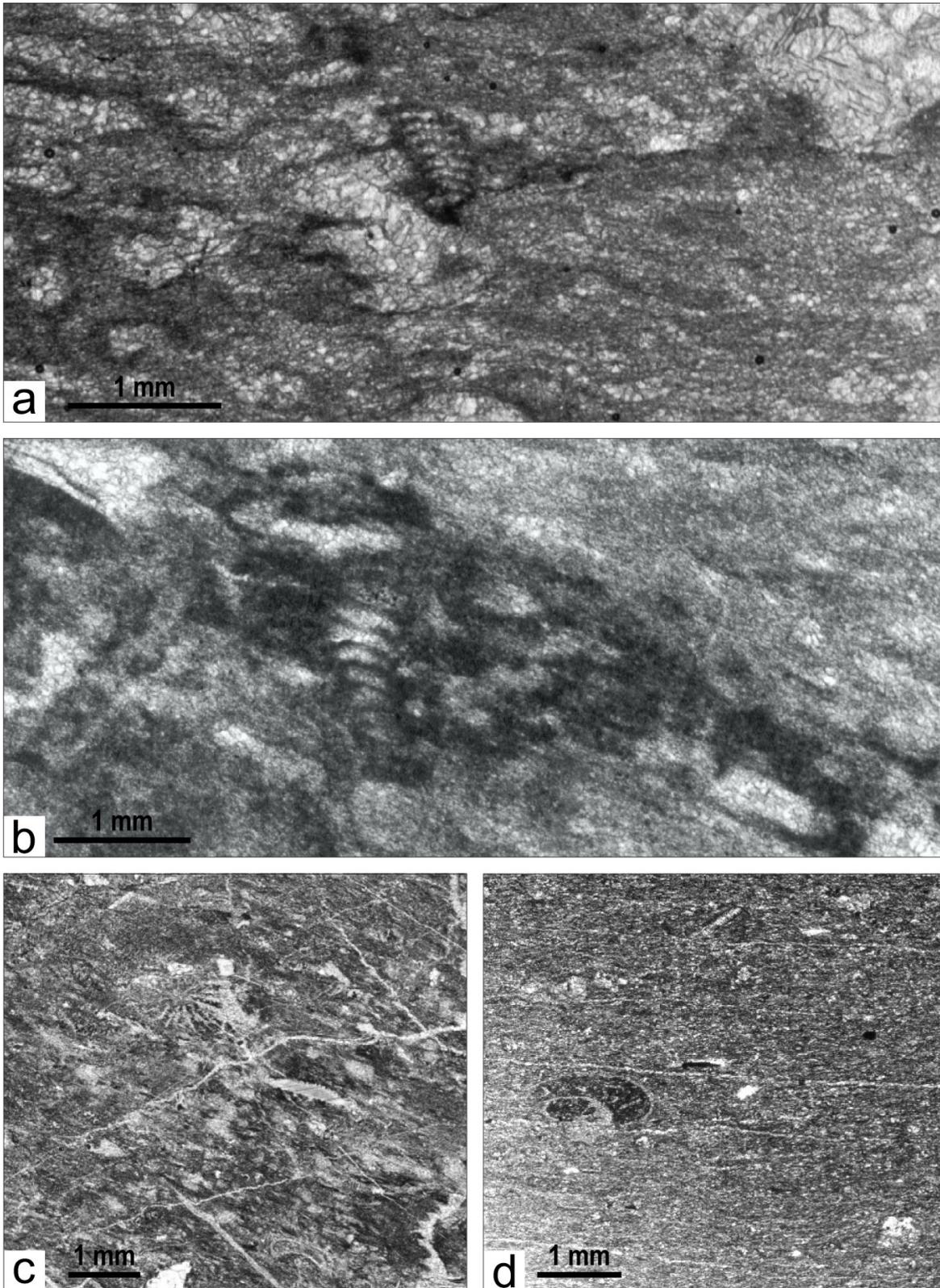


Figura 35 - Unità di Massa. Marmi del Monte Brugiana - Calcescisti e metapeliti nere, versante nord-orientale del M. Brugiana a, b) esemplari deformati e parzialmente ricristallizzati di *Endotriadella*; c) wackestone ricristallizzato: al centro un corallo isolato e subito sotto a destra una sottile spina di echinide; d) mudstone ricristallizzato, sulla sinistra al centro residuo di embrione di ammonoide.

- i "Metacalcari a crinoidi", massivi, scarsamente foliati e privi di impurezze, in sezione sottile mostrano un mosaico granoblastico da equigranulare a inequigranulare con cristalli di calcite ben sviluppati e regolarmente geminati. La tessitura deposizionale, completamente obliterata dalla ricristallizzazione preserva solo articoli di crinoidi e, localmente, fantasmi di biocostruzioni algali.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** al M. Brugiana lo spessore varia in poco spazio in relazione ad ispessimenti o laminazioni tettoniche. Considerando le sezioni meno deformate, gli spessori apparenti sono di 10-15 m per l'intervallo inferiore, di 50-60 m per l'intervallo superiore. Spostandosi da nord verso sud (zona di San Carlo Terme-Massa) e tra i paesi di Cerreto e Montignoso i "Marmi del Monte Brugiana" tendono ad assottigliarsi fino a chiudersi.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** in basso l'unità fa passaggio graduale alla Formazione del Monte Folgorito. Il contatto con le soprastanti Metabrecce Poligeniche è invece brusco.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** shelf epeirico da scarsamente ossigenato (Calcescisti e metapeliti nere) a ben ossigenato (Metacalcari a crinoidi).

Riferendoci alla correlazione con la successione di Punta Bianca (Figura 26) la successione della Brugiana rappresenta lo shelf dal cui margine derivano le megabrecce dei Marmi di Punta Bianca s.s.. Il rapporto di eteropia tra la parte alta dei metacalcari a crinoidi del Monte Brugiana e le metabrecce calcaree dei Marmi di Punta Bianca è testimoniato dalla presenza in queste ultime di blocchi di metacalcari chiari mineralizzati ad ankerite identici a quelli che caratterizzano la parte alta dei Marmi del Monte Brugiana.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Triassico medio p.p. (Anisico terminale- Ladinico inferiore p.p.).

L'attribuzione cronologica dei Marmi del Monte Brugiana è basata sulla correlazione con i "Marmi di Punta Bianca" (Figura 23 e Figura 26) descritti in ABBATE et alii (2005) ed attribuiti su base paleontologica all'Anisico superiore-Ladinico inferiore. In particolare l'intervallo dei "Calcescisti e metapeliti nere" della Brugiana trovano corrispondenza nella porzione inferiore, anossica, dei "metacalcari, calcescisti e filladi di Punta Bianca", la porzione superiore più calcarea, invece, contenente gasteropodi ladinici e diplopore, è il corrispondente in posizione di distalità della parte inferiore dei Marmi del M. Brugiana. Le metabrecce calcaree bianche ("marmi di Punta Bianca" s.s. in ABBATE et alii, 2005) con crinoidi e diplopore deriverebbero dallo smantellamento dei "mounds" a crinoidi parzialmente dolomitizzati e mineralizzati individuati nella parte alta dei Marmi del M. Brugiana. L'attribuzione cronologica dei Marmi del M. Brugiana può essere precisata meglio se la si inquadra nel ciclo sedimentario di 2° ordine O14-Lad3. I calcescisti e le metapeliti nere dell'intervallo inferiore infatti rappresentano i depositi di massimo approfondimento all'interno del Gruppo del M. Folgorito-M. Brugiana e sarebbero quindi confinati al tetto dell'Anisico superiore, in coincidenza con il momento di massima trasgressione del ciclo O14-Lad3 (Figura 23). Questi depositi anossici corrispondono alla Formazione di Besano (Grenzbitumenzone) dell'Anisico sommitale, la nota formazione fossilifera costituita da peliti nere ricche di vertebrati, che nella successione del Bacino Lombardo Occidentale (Varesotto) rappresenta il massimo approfondimento della sequenza anisico-ladinica A2-L1 riconosciuta da GAETANI et alii (1998). I metacalcari a crinoidi dell'intervallo superiore, invece, rappresentando il tratto regressivo della successione sarebbero del Ladinico inferiore (Figura 23). In questo quadro i metacalcari a crinoidi dei Marmi del Monte Brugiana coinciderebbero con il momento di impostazione e massimo sviluppo delle piattaforme carbonatiche del Sudalpino e in particolare della regione dolomitica come testimoniato dalla Formazione dello Sciliar (GIANOLLA et alii, 1998; GIANOLLA & JACQUIN, 1998; FEIST BURKHARDT et alii, 2008).

- Metabrecce Poligeniche (CNDa)

**SINONIMI:** "Brecce ad elementi calcarei" (ELTER et alii, 1966b).

Questa unità litologica è l'equivalente delle "Metabrecce Poligeniche" descritte nella successione di Punta Bianca da ABBATE et alii (2005).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** cresta del Monte Brugiana; cave del versante occidentale del M. Brugiana; versante nord-orientale del M. Brugiana, tra i paesi di Bergiola e Bergiola Maggiore.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** dal M. Brugiana a Strettoia attraverso Castello Aghinolfi (Massa).

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** metabrecce poligeniche (Figura 34) a matrice filladica e metasiltitica fine, verdognola e violetta nella parte bassa e crema nella parte alta. I clasti, fortemente appiattiti, sono costituiti da metacalcari bianchi, nerastri, rosati e violacei e da dolomie ankeritiche giallastre. Il diametro dei clasti varia da qualche centimetro a qualche decimetro. In via

del tutto subordinata, sono presenti ciottoli di quarzo di vena ben arrotondati per lo più di color bianco latte. A est della città di Massa, tra San Carlo Terme e il Castello Aghinolfi, sono presenti metabrecce a matrice calcarea associate a metacalcareniti più o meno silicoclastiche color crema e metarenarie calcaree caratterizzate dalla presenza di abbondante ankerite. Le metabrecce e le metacalcareniti sono interpretate come detriti deposte al piede di scarpate sottomarine.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** le metabrecce poligeniche hanno una S2 ben sviluppata sulla quale sono trasposte la S0 e la S1. Localmente, tuttavia, è possibile riconoscere cerniere di micropieghe che deformano la S1, soprattutto dove è abbondante la matrice filladica delle breccie.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** lo spessore di questa unità, a meno di cause tettoniche, è di circa una quindicina di metri a nord; tende ad assottigliarsi a sud (zona Castello Aghinolfi-Strettoia) dove le metabrecce sono associate o sostituite da metacalcareniti grossolane che raggiungono soltanto qualche metro di spessore.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** a nord, dove i rapporti stratigrafici sono preservati, le Metabrecce Poligeniche poggiano con contatto brusco sui Metacalcari a crinoidi. A sud di Massa, nella zona del Castello Aghinolfi, le metabrecce calcaree poggiano direttamente sulla Formazione del Monte Folgorito. Non è chiaro se il contatto diretto Metabrecce Poligeniche-Formazione del Monte Folgorito, senza l'interposizione dei Metacalcari a crinoidi, sia dovuto ad elisione tettonica di questi ultimi o se sia stratigrafico. In quest'ultimo caso le Metabrecce Poligeniche sostituirebbero lateralmente, con originari rapporti di eteropia, i Metacalcari a crinoidi. Il contatto con le soprastanti metavulcaniti è netto.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** bacino antistante scarpate. **ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Ladinico p.p.

L'età attribuita alle Metabrecce Poligeniche si basa sulla correlazione con le "metabrecce poligeniche" della successione metamorfica di Punta Bianca attribuite al Ladinico p.p. (ABBATE et alii, 2005). Da sottolineare che la presenza di queste metabrecce, stratigraficamente sopra i metacalcari a crinoidi della Brugiana, testimoniano un drastico e improvviso annegamento della piattaforma ladinica. Questa attività è documentata all'inizio del Longobardiano (Ladinico superiore) in gran parte delle piattaforme ladiniche nell'area dolomitica (GIANOLLA et alii, 1998; STEFANI et alii, 2004).

- Metavulcaniti (PRA)

**SINONIMI:** "prasinite epidotica" (ZACCAGNA, 1879-93).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** versante occidentale del M. Brugiana.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** lungo i versanti occidentali ed orientali del M. Brugiana, dove i Metacalcari a crinoidi e le Metabrecce Poligeniche raggiungono la massima estensione e il massimo spessore.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** si tratta di metabasiti verdognole da massive a foliate con probabili relitti di varioliti e strutture a cuscino, riconducibili ad effusioni sottomarine. Le metabasiti sono associate anche a cloritoscisti e metapeliti quarzifere verdastre.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** metavulcaniti costituite da plagioclasio, clorite ed epidoto, localmente è presente un anfibolo monoclinico (actinolite). Nelle cave presenti lungo il versante occidentale del M. Brugiana i metabasalti presentano una tessitura vescicolare con vescicole riempite da quarzo, clorite e raro epidoto associati a sparsi glomerocristalli di plagioclasio zonato, spesso cloritizzato. La pasta di fondo è costituita da un aggregato finissimo da intersertale a intergranulare di quarzo, plagioclasio, clorite e femici epidotizzati.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** 15-20 metri nell'area di Bergiola Foscaina, a ovest del M. Brugiana, 4-5 metri nel versante orientale del M. Brugiana. **RAPPORTI STRATIGRAFICI:** contatto netto con l'unità sottostante (Metabrecce Poligeniche) e con quella soprastante (Gruppo del Verrucano).

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Ladinico superiore (Longobardiano) p.p..

L'età ladinica delle Metavulcaniti è basata sulla posizione stratigrafica e sulle analogie litologiche con la successione di Punta Bianca (ABBATE et alii, 2005). È molto probabile che le metabasiti di Punta Bianca e dell'Unità di Massa siano l'espressione della attività vulcanica sottomarina responsabile dei potenti accumuli di basalti a cuscino e dei depositi ialoclastici conosciuti nel Sudalpino centro-orientale e attribuiti al Longobardiano medio (Subzona Longobardicum) (GIANOLLA et alii, 1998; NERI & STEFANI, 1998; BOSELLINI et alii, 2003; STEFANI et alii, 2004; FEIST BURKHARDT et alii, 2008).

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** marino bacinale.

È da sottolineare che la profondità del bacino doveva essere in ogni caso molto modesta, tale cioè da non impedire la colmatazione della depressione prima che l'evento regressivo Lad3 (Figura 23) portasse all'esposizione subaerea generalizzata di tutta l'area. La successione di Punta Bianca è stata interpretata come espressione di un rift abortito da RAU et alii (1985) e da MARTINI et alii (1986), in accordo con l'interpretazione data da BECHSTÄDT et alii (1978) ad analoghe coeve successioni vulcano-sedimentarie affioranti nel Sudalpino. La stessa interpretazione è stata data anche nelle Dinaridi alle successioni caratterizzate dalla presenza di vulcaniti mediotriassiche (VELIC' et alii, 2002). A noi sembra invece che l'estensione a Punta Bianca dei modelli di tettonica trascorrente proposti per il Sudalpino negli anni ottanta da DOGLIONI (1984), BLENDINGER (1985) e MASSARI (1986) giustifichi meglio i rapporti volumetrici tra sedimenti e vulcaniti (con queste ultime nettamente subordinate) nonché il modesto sviluppo delle aree bacinali, poco profonde, scarsamente subsidenti e rapidamente colmate, tanto da subire esposizione subaerea nel corso dell'evento regressivo Lad3.

## GRUPPO DEL VERRUCANO

I depositi che costituiscono il Gruppo del Verrucano dell'Unità di Massa sono rappresentati solo da qualche decina di metri al massimo di quarziti e filladi associate a bancate di anageniti. Il termine "Verrucano" fu introdotto in geologia da (SAVI, 1832a,b) per indicare quarziti e anageniti quarzose affioranti nei Monti Pisani. Con questo nome si indicava l'anagenite proveniente dal Monte della Verruca presso Calci, utilizzata come pietra da macine (SAVI & MENEGHINI, 1850). La gran parte del Verrucano s.l. cartografato nel Foglio 96-Massa a scala 1:100.000 con la sigla vr1c, nel versante occidentale delle Apuane, comprende il basamento ercinico, la Formazione di Montignoso e i metasedimenti del Gruppo del Monte Folgorito- Monte Brugiana. Il Gruppo del Verrucano dell'Unità di Massa occupa la stessa posizione stratigrafica del Gruppo del Verrucano di Punta Bianca (ABBATE et alii, 2005), quest'ultimo correlato da MARTINI et alii (1986) con la successione della località tipo dei Monti Pisani che comprende dal basso la Formazione della Verruca e la Formazione delle Quarziti del Monte Serra (RAU & TONGIORGI, 1974; TONGIORGI et alii, 1977). ELTER et alii (1966b) consideravano il Gruppo del Verrucano dell'Unità di Massa coevo solo della parte superiore del Gruppo del Verrucano di Punta Bianca. Nello schema da noi proposto in Figura 23 anche il Verrucano di Punta Bianca è correlato con la parte alta del Verrucano dei Monti Pisani, ovvero con i depositi di piattaforma deltizia rappresentati dalle Quarziti bianco-rosa e dalle sovrastanti Quarziti viola zonate (RAU & TONGIORGI, 1974). In questa correlazione, che giustificherebbe tra l'altro la notevole differenza di spessore del

verrucano dei Monti Pisani (più di 700 metri) rispetto anche a quello affiorante a Punta Bianca-Capo Corvo (100-150 metri), le successioni di Punta Bianca e dell'Unità di Massa, in accordo con i principi e i metodi di correlazione stratigrafico-sequenziale, rappresenterebbero depositi fluvio-deltizi più interni rispetto a quelli della successione dei Monti Pisani. Per questioni di scala tutte le litofacies del Gruppo del Verrucano sono state attribuite ad una unica formazione denominata Quarziti e Filladi, essendo queste le litologie dominanti. Sempre per questioni di scala e di affioramenti molto limitati, il Gruppo del Verrucano comprende cartograficamente anche la formazione degli Scisti di San Lorenzo, una unità sedimentaria che per caratteristiche litologiche, deposizionali e di sequenzialità stratigrafica appartiene in realtà al ciclo sedimentario successivo caratterizzato da una sedimentazione prevalentemente carbonatica.

- Quarziti e Filladi; Scisti di San Terenzo (VEU)

Dato il loro esiguo spessore con la sigla VEU sono riportate assieme in carta, accorpate, la formazione delle Quarziti e Filladi e la formazione degli Scisti di San Terenzo.

#### Quarziti e Filladi

SINONIMI: "Quarzite e anagenite superiore" (CAPELLINI, 1864); "Anageniti e Quarziti superiori" (COCCHI, 1864); "Puddinghe quarzose bianche e rosee con tormalite (anageniti) e quarziti biancastre, bionde e grigiastre" (ZACCAGNA, 1879- 93). Corrispondono alle "Quarziti verdastre, violacee e bianco-rosate" in ELTER et alii (1966b); sono correlabili con le "Quarziti e Filladi" della parte alta del Gruppo del Verrucano affiorante nei dintorni di La Spezia (ABBATE et alii, 2005) e con la parte alta delle Quarziti di Monte Serra dei Monti Pisani (RAU & TONGIORGI, 1974; TONGIORGI et alii, 1977).

AFFIORAMENTI TIPICI: M. Brugiana, in particolare in corrispondenza della cresta che da SE conduce alla cima.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: da Bedizzano a Seravezza, lungo una stretta fascia prossima al contatto tra l'Unità tettonica di Massa e l'Unità tettonica della Falda Toscana.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: dal basso verso l'alto della formazione si riconoscono:

- "Filladi violette": metapeliti e metasiltiti rosso-violacee ricche in clorite, muscovite ed ossidi di ferro, con rare intercalazioni di quarziti fini grigio-chiare.
- "Anageniti": metaconglomerati oligomittici a granulometria da fine a medio- grossolana con scarsissima matrice arenitica, caratterizzati dalla presenza di quarzo bianco e rosa e di tormalinolite. Raramente la matrice si arricchisce in pelite e solo in questi casi i banchi di metaconglomerato assumono un accenno di stratificazione con foliazione più o meno marcata in concomitanza con la crescita di clorite e mica bianca. Lo spessore delle bancate anagenitiche non supera in genere il mezzo metro. La litofacies delle "Anageniti" e delle "Filladi violette" sono riportate assieme in carta con la sigla QFLa.
- "Quarziti e Filladi": metaquarzareniti biancastre e verdastre, giallognole all'alterazione, con elevata maturità tessiturale e compositiva, alternate a metasiltiti e metapeliti quarzose verdastre, ricche in muscovite. Le quarziti hanno granulometria da medio-fine a medio-grossolana, spessore da centimetrico a decimetrico, e presentano localmente piuttosto ben preservate strutture sedimentarie rappresentate da laminazione incrociata planare e laminazione ondulata da ripples. Nella parte alta delle quarziti, come ad esempio nei pressi del Castello Aghinolfi, alle quarzareniti si intercalano bancate pluridecimetriche di microanageniti.

CARATTERI DI LABORATORIO: le metapeliti e metasiltiti appaiono al microscopio fortemente foliate, con una scistosità principale sulla quale si sviluppano muscovite e clorite. Alle lamine

fillosilicatiche si alternano letti per lo più millimetrici di granuli di quarzo contenenti lamelle sparse di clorite e muscovite. Le quarziti hanno sempre originari caratteri di alta maturità sia tessiturale (assenza di matrice, granuli arrotondati e ben classati) sia mineralogica (granuli costituiti quasi esclusivamente da quarzo).

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** nella zona del M. Brugiana il Gruppo del Verrucano raggiunge complessivamente 20-25 metri di spessore. Spostandosi verso sud lo spessore si riduce a pochi metri, ma non è chiaro se ciò avviene per ragioni sedimentarie o (più probabilmente) per ragioni tettoniche.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** i metasedimenti del Gruppo del Verrucano giacciono con evidenti rapporti di disconformità sui diversi termini del Gruppo del M. Folgorito-M. Brugiana e sono ricoperti stratigraficamente dagli Scisti di San Terenzo.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** piana deltizia. **ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Carnico p.p..

L'attribuzione al Carnico p.p. (non più recente del Tuvalico inferiore, vedi Figura 23) deriva dalla correlazione con il Gruppo del Verrucano di La Spezia e della parte alta delle Quarziti di Monte Serra della successione dei Monti Pisani, questi ultimi correlati con la sequenza di 3° ordine delimitata dagli eventi regressivi Car2-Car3.

Scisti di San Terenzo

**SINONIMI:** L'unità corrisponde alla Formazione di Tocchi della Toscana meridionale (SIGNORINI, 1946; COSTANTINI et alii, 1980).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** Castello Aghinolfi.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** piccoli affioramenti sparsi tra il Castello Aghinolfi e Strettoia. Questa unità affiora più estesamente nella zona di Lerici del contiguo Foglio 248-La Spezia (ABBATE et alii, 2005).

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** alternanze decimetriche di meta- carbonati silicoclastici giallastri e ocrei, bruni all'alterazione, e di metapeliti verdognole, presenza di subordinati sottili livelli di quarziti biancastre a matrice carbonatica.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** in sezione sottile i metacarbonati sono rappresentati sia da dolospariti ankeritiche con dispersa mica bianca e granuli di quarzo, sia da metacalcari costituiti da un mosaico granoblastico irregolare di cristalli appiattiti di calcite e quarzo, con piccoli romboedri di ankerite dispersa o concentrata in plaghe e lamine. Le quarziti sono rappresentate da metawackes con granuli di quarzo plutonico mono e policristallino, quarzo metamorfico e clasti di carbonati feriferi dispersi in una matrice carbonatica costituita da ankerite e subordinata calcite. Le metapeliti sono rappresentate da una alternanza di letti millimetrici lepidoblastici con muscovite e clorite e letti granoblastici costituiti esclusivamente da quarzo.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** una decina di metri al massimo. **RAPPORTI STRATIGRAFICI:** l'unità poggia stratigraficamente sulle Quarziti e Filladi del Gruppo del Verrucano, superiormente è troncata dalla Falda Toscana. **AMBIENTE DI FORMAZIONE:** piana tidale in ambiente semiarido.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Carnico superiore (Tuvalico) p.p..

L'attribuzione di età deriva dalla correlazione, per analogia di facies e posizione stratigrafica, con la Formazione di Tocchi della Toscana meridionale attribuita al Carnico su base micropaleontologica da COSTANTINI et alii (1980).

### 4.1.3 Unità Tettonica "Autoctono" Auctt.

#### BASAMENTO ERCINICO

Il complesso metamorfico che costituisce il substrato della copertura metasedimentaria dell'"Autoctono" Auctt. (qui denominato "basamento ercinico") è attribuito al "Verrucano s.l." da TREVISAN et alii (1971b). Questo complesso litologico comprende un insieme inferiore costituito da filladi, scisti gneissici di età paleozoica e un insieme superiore rappresentato da porfiroidi e scisti porfirici, filladi, quarziti e lenti di dolomie scistose ad orthoceratidi attribuiti al Permiano-Triassico Medio. I nomi delle unità del basamento ercinico distinti derivano in gran parte da BARBERI & GIGLIA (1965) e da ELTER et alii (1966b).

- Filladi Inferiori (FAF)

SINONIMI: "Formazione filladica inferiore e gneiss albitici e quarziti sericitiche ad albite" (BARBERI & GIGLIA, 1965); "Formazione Filladica inferiore" (ELTER et alii, 1966b); "Verrucano s.l." p.p. (vra in TREVISAN et alii, 1971b); "Quarziti e Filladi inferiori" (GATTIGLIO et alii, 1989).

Le Filladi Inferiori sarebbero correlabili con le Filladi e Quarziti Listate di Buti affioranti nei Monti Pisani (TREVISAN et alii, 1971a; GATTIGLIO et alii, 1989).

AFFIORAMENTI TIPICI: la formazione delle Filladi Inferiori (BARBERI & GIGLIA, 1965) affiora estesamente lungo le valli del F. Frigido e del T. Giardino.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: le migliori esposizioni si trovano lungo la strada di fondovalle che dalla città di Massa conduce agli abitati di Forno e Casette (Via Bassa Tambura) e lungo Via d'Arni che sale dal paese di Ruosina verso la galleria del Cipollaio. Rocce filoniane basiche ("metabasiti", FAFa) si trovano nella valle del Giardino, ben visibili anche lungo la strada provinciale per Arni con spessori fino ad alcuni metri.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: la formazione è costituita da filladi quarziticomuscovitiche da grigio-scure a grigio-verdastre alternate a livelli di spessore variabile dal centimetro al metro di quarziti di colore da grigio-chiaro a verde-chiaro ricche in albite, molto compatte e con sottili listature muscovitiche ("Quarziti sericitiche ad albite" di BARBERI & GIGLIA, 1965). Spesso la componente quarzitica può diventare prevalente, fino a formare livelli di alcuni metri di spessore di quarziti a granulometria arenitica grossolana. Le alternanze composizionali rappresentano l'originaria stratificazione; inoltre non è raro notare nei livelli più quarzitici delle strutture che potrebbero essere tracce residue di laminazioni ondulate e gradazioni. Molto diffuse sono vene di quarzo, spesso boudinate.

Per quanto riguarda le "metabasiti" (FAFa), si tratta di rocce omogenee massive di colore verde o grigio-verde. In alcuni casi si riscontra la presenza di sottili alternanze di livelli chiari quarzoso feldspatici e livelli cloritici. Nel passato alcuni autori indicavano per le metabasiti un protolite di origine sedimentaria ("scisto gneissico a clorite" BONATTI, 1938; "gneiss albitici" BARBERI & GIGLIA, 1965). Successivamente BAGNOLI et alii (1979) ne individuano un'origine magmatica indicandole come "Metabasiti della valle del Giardino". GIANELLI & PUXEDDU (1979) sulla base di indagini geochimiche propongono come protolite rocce basaltiche di intraplacca ad affinità debolmente tholeiitica.

CARATTERI DI LABORATORIO: l'analisi petrografica ha confermato la presenza di una sottile alternanza di livelli lepidoblastici a muscovite e clorite e livelli granoblastici quarzosi; diffuso è il plagioclasio albitico, accessorio abbondante il rutilo, scarsa è la presenza di tormalina, apatite,

epidoto e zirconio. Per quanto riguarda le metabasiti l'analisi petrografica ha evidenziato due distinti motivi tessiturali: blastoporfirico e blastofitico. In entrambi i casi la paragenesi è costituita da plagioclasio sodico in fenocristalli distribuiti in una pasta di fondo costituita da clorite, epidoto, mica bianca, calcite e quarzo neoblastico (CONTI et alii, 1988). Nella tessitura blastoporfirica è sempre abbondante l'ilmenite in bacchette spesso sostituite da leucoxene. La presenza di clorite conferisce alla roccia il caratteristico colore verde. Sovente si rinvencono spessori metrici di quarziti grigio-chiare

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** lo spessore delle Filladi inferiori non è valutabile in quanto la base non affiora; lo spessore massimo varia dai circa 600 metri sul versante orientale di M. Carchio ai 400 metri nella zona di Forno. Le metabasiti sono caratterizzate da uno spessore medio variabile da alcuni decimetri a 15-20 metri. Fa eccezione la lente ad est delle Cervairole che raggiunge uno spessore massimo di oltre 100 metri.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Cambriano-Ordoviciano inferiore.

L'età si basa su analogie litologiche con successioni metasedimentarie del basamento ercinico della Sardegna sud-orientale. Questa formazione è stata infatti correlata con le potenti successioni torbiditiche silicoclastiche della Sardegna sud-orientale (Arenarie di San Vito, Formazione di Solanas, "Post-gotlandiano" Auctt.), deformate dalla "Fase sarda" e sormontate in discordanza dalle vulcaniti dell'Ordoviciano medio (CARMIGNANI et alii, 1977; BAGNOLI et alii, 1979; GATTIGLIO et alii, 1989; CONTI et alii, 1993).

- Porfiroidi e Scisti Porfirici (PRS)

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** i migliori affioramenti della formazione dei Porfiroidi e Scisti Porfirici (BARBERI & GIGLIA, 1965) sono ubicati nella valle del Fiume Frigido lungo la strada che dalla città di Massa conduce al Passo del Vestito.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** la formazione è costituita prevalentemente da metarioliti e metariodaciti (BARBERI & GIGLIA, 1965) associate ad epiclastiti metamorfiche derivanti dal loro disfacimento. Il colore varia da grigio-chiaro a verde-chiaro e sono caratterizzate dalla presenza di abbondante quarzo ialino con dimensioni massime attorno al centimetro e di feldspati immersi in una matrice quarzoso-muscovitica, subordinatamente cloritica. In molti affioramenti la roccia presenta un patina di alterazione giallastra o bruno-ocracea. In accordo con BONATTI (1938) e BARBERI & GIGLIA (1965) alla scala dell'affioramento è possibile distinguere i due litotipi che rappresentano i termini estremi delle varietà litologiche di questa formazione. I porfiroidi (ovvero le metavulcaniti) rappresentano i litotipi più massicci, con numerosi fenocristalli di quarzo vulcanico e feldspato immersi in subordinata matrice, gli scisti porfirici (ovvero le metawackes prodotte originariamente dal disfacimento ed alterazione di vulcaniti) rappresentano i litotipi più foliati in cui i feldspati sono del tutto assenti e il quarzo è scarso nell'abbondante matrice quarzo-filladica. Non è generalmente possibile porre un limite cartografico tra i porfiroidi e gli scisti porfirici a causa dei complessi rapporti tra questi litotipi, probabilmente dovuti a originarie variazioni laterali ulteriormente complicate durante le deformazioni dell'orogenesi ercinica e terziaria.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** in sezione sottile è possibile osservare che il quarzo e i feldspati sono primitivi fenocristalli di origine vulcanica con evidenze di rispettivamente riassorbimento magmatico e strutture mirmekitiche; i feldspati sono rappresentati da cristalli di albite e microclino solitamente sericitizzati o con strutture peciloblastiche.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** lo spessore affiorante è di circa 150 metri.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Ordoviciano medio.

I Porfiroidi e gli Scisti Porfirici vengono riferiti all'Ordoviciano medio sulla base di correlazioni con i porfiroidi del basamento ercinico della Sardegna sud-orientale (GATTIGLIO et alii, 1989; CONTI et alii, 1991; CARMIGNANI et alii, 2001c).

- Quarziti e Filladi Superiori (MRQ)

**SINONIMI:** "Metarenarie, quarziti e filladi" (GATTIGLIO & MECCHERI, 1987; CONTI et alii, 1991, 1993); "Metarose e metarenarie" (GATTIGLIO et alii, 1989). **ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** questa formazione affiora nel versante settentrionale del M. Antona, ad est della città di Massa, e presso foce di Mosceta nel settore sudorientale del Foglio.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** si tratta in prevalenza di quarziti in bancate massive di colore variabile dal grigio-verde al grigio scuro, con alternati sottili e discontinui livelli di filladi grigie e subordinate metarenarie. In affioramento è possibile riconoscere una tessitura granulosa sostenuta con abbondanti granuli di quarzo arrotondati di origine vulcanica, di dimensioni da millimetriche a submillimetriche. L'apporto di quarzo di origine vulcanica e la scarsità di feldspati e materiale filladico permettono di attribuire a questa formazione l'originario significato di un sedimento derivato dallo smantellamento dei precedenti edifici vulcanici ordoviciani.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** in sezione sottile i litotipi più diffusi risultano essere quarzareniti caratterizzate dalla presenza di abbondante tormalina e plaghe di carbonati ferriferi; più rare sono le metarose, con dominanti granuli di quarzo associati a subordinati feldspati (plagioclasti) completamente albitizzati; i livelli filladici hanno composizione muscovitico-cloritica.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** lo spessore massimo affiorante, valutato a sud del M. Corchia, è di circa 250 metri.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Ordoviciano superiore.

Questo complesso viene attribuito all'Ordoviciano superiore sulla base di analogie litologiche con successioni del basamento sardo (GATTIGLIO et alii, 1989; CONTI et alii, 1991).

- Scisti neri e Dolomie a Orthoceras (OTH)

**SINONIMI:** "Scisti grafici a Graptoliti" (GORTANI, 1933), "Dolomie scistose" (BARBERI & GIGLIA, 1965); "Dolomie scistose a Orthoceras p.p." (ELTER et alii, 1966b); "Dolomie e calcari dolomitici ad Orthoceras" (GATTIGLIO et alii, 1989). **ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** gli affioramenti più estesi si trovano presso Foce di Mosceta nel settore sud-orientale delle Apuane metamorfiche.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** la formazione è costituita da filladi nere e grigio scure ricche in grafite cui si intercalano localmente livelli da decimetrici a metrici di metacalcari e metacalcari dolomitici più o meno scistosi e dolomie grigio scure massive, caratterizzate da una patina di alterazione ocracea. All'interno delle dolomie sono sporadicamente presenti livelli centimetrici di metarenarie grigio scure e più raramente intercalazioni di quarziti biancastre a grana fine. Nella parte bassa di questa unità sono localmente presenti livelli di quarziti nere ("liditi" Auctt.) associati a filladi quarzifere nere (OTHa in carta).

**CARATTERI DI LABORATORIO:** l'analisi petrografica ha evidenziato che i livelli filladici hanno una composizione quarzítico-muscovitica con abbondante grafite e ossidi, mentre la porzione carbonatica contiene granuli di quarzo.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** il contatto con le sottostanti Quarziti e Filladi superiori è graduale, si passa in pochi decimetri di spessore dall'alternanza di metarenarie e filladi a

dolomie e metacalcari dolomitici con intercalate metarenarie. La formazione ha uno spessore apparente di una decina di metri.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Siluriano superiore.

Nelle filladi grafittiche non sono stati rinvenuti fossili. Le uniche segnalazioni sono resti indeterminabili di graptoliti nella zona di Vinca e a Foce di Mosceta da parte di GORTANI (1933). Una documentazione paleontologica è invece presente nei livelli carbonatici. Le dolomie oltre ai resti di *Orthoceras* ed abbondanti articoli di crinoidi (MENEGHINI, 1880b; GORTANI, 1933; ZACCAGNA, 1932) contengono una fauna a conodonti del Ludlowiano (Siluriano superiore) (VAI, 1972; BAGNOLI & TONGIORGI, 1979).

- Calcescisti (LCS)

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** la formazione affiora solo presso Foce di Mosceta nell'area sud-orientale della Apuane metamorfiche.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** si tratta di calcescisti grigio-chiari con intercalazioni di filladi carbonatiche cloritico-muscovitiche, di colore variabile da grigio-chiaro a verde. Localmente sono presenti livelli di dolomie scistose da chiare a grigio chiare, attraversate da fitte vene di quarzo e metacalcari grigio scuro con abbondanti resti di crinoidi. In località Franchino presso foce di Mosceta (M. Corchia) questi litotipi, variamente associati alle dolomie a orthoceratidi, formano la quasi totalità dell'imponente balza di rocce brune e scure che si contrappone ai carbonati mesozoici grigio-chiari del versante sud-orientale del M. Corchia. Altri affioramenti di calcescisti, doloscisti e scisti appartenenti a questa unità si trovano poco a nord del Rifugio Del Freo presso il Canale delle Verghe e lungo il versante settentrionale del massiccio delle Panie ad est di Colle Teverone.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** l'analisi microscopica ha messo in evidenza quantità variabili di quarzo micro-cristallino concentrato in orizzonti nei livelli carbonatici.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Siluriano - Devoniano?.

Mancano per questa formazione dati paleontologici, ma per la posizione stratigrafica, per la composizione litologica e per correlazioni con facies analoghe che contraddistinguono molte catene erciniche circummediterranee (BAGNOLI & TONGIORGI, 1979; BOURROUILH, 1981; GATTIGLIO et alii, 1989; PANDELI et alii, 1994), questa unità viene attribuita ad un probabile Siluriano-Devoniano.

## COPERTURA POST-ERCINICA

La copertura post-ercinica dell'Unità tettonica "Autoctono" Auctt. è rappresentata da una successione metamorfica in facies scisti verdi di età compresa fra il Carnico superiore (Tuvalico) p.p. e l'Oligocene superiore-Miocene inferiore. La presenza di termini più antichi di quelli rappresentati nell'Unità tettonica della Falda Toscana, dove la registrazione sedimentaria parte dal Norico superiore-Retico, ci permette di ricostruire quantomeno nel Dominio Toscano Esterno i principali caratteri della paleogeografia nel Carnico superiore e nel Norico. A partire dal Retico, è possibile poi analizzare comparativamente le caratteristiche deposizionali del Dominio Toscano Esterno e del Dominio Toscano Interno. I diagrammi cronostratigrafici di Figura 21 e Figura 22 sintetizzano la correlazione temporale tra le successioni che caratterizzano la Falda Toscana e quelle che caratterizzano l'"Autoctono" Auctt.. Le relative sezioni colonnari sono riportate in Figura 25. Come nell'Unità tettonica della Falda Toscana, anche nell'Unità dell'"Autoctono" Auctt. sono presenti importanti faglie dirette a basso angolo alcune delle quali riprese in zone di taglio con

caratteri di deformazione duttile e pertanto attive in ambiente metamorfico, prima della definitiva esumazione del nucleo apuano (Figura 36 e Figura 37).



*Figura 36 - "Autoctono" Auctt. a) contatto tettonico (faglia diretta) tra Scisti Sericitici e Marmi delle Apuane, Canale d'Abbia a ovest di Campocecina: il riquadro in alto a destra indica la posizione della foto sottostante; b) particolare del contatto Scisti Sericitici-Marmi delle Apuane in Figura 36a: le frecce indicano un precedente contatto tettonico tra Scisti Sericitici e Marmi delle Apuane.*

In varie località (es. zona di Canale d'Abbia presso Campocecina, Monte Pallerina in destra orografica della Valle dell'Arnetola) queste faglie a basso angolo hanno portato le metapeliti del Cretacico-Paleogene (Scisti Sericitici) direttamente sui metacalcari liassici (Marmi delle Apuane), con elisione dei Metacalcari ad Entrochi, delle Metaradiolariti, dei Calcescisti e dei Metacalcari con Selce. In alcuni casi i termini elisi sono ancora osservabili nel blocco di tetto, tagliati obliquamente dalla faglia. Un esempio spettacolare è visibile al Morlungo nel Carrarese, tra Campocecina e le cave di Castelbaito, dove a tetto dei Marmi delle Apuane una superficie di taglio a basso angolo tronca obliquamente una successione bacinale che comprende dai Metacalcari con Selce agli Scisti Sericitici. Presso le Cave di Castelbaito la troncatura degli strati del blocco di tetto, costituita da Calcari Selciferi, contro i marmi a letto del contatto tettonico a basso angolo è stata interpretata e descritta in letteratura come un originario appoggio stratigrafico con geometria di tipo onlap dei Metacalcari con Selce (Calcari Selciferi Aucutt.) su una paleoscarpata sviluppata al margine di un alto strutturale rappresentato dai Marmi delle Apuane (COLI & FAZZUOLI, 1992; COLI et alii, 1992; COLI & FAZZUOLI, 1994) (Figura 37).





*Figura 37 - Contatto tettonico a basso angolo tra calcari selciferi e marmi presso la cava di Castelbaito (Campocecina), in alto vista panoramica, in basso dettaglio del contatto.*

Un altro esempio interessante di faglia normale a basso angolo è osservabile al Monte Pallerina in un taglio di cava della Cooperativa Apuana Vagli dove gli Scisti Sericitici poggiano direttamente sui Marmi delle Apuane o sui risedimenti grossolani che caratterizzano la base dei Calcescisti (Figura 38). Questa situazione è stata interpretata in letteratura come rappresentativa di alto strutturale con sedimentazione lacunosa (CARMIGNANI et alii, 1987). In realtà tra la Cava Minerva e il fondovalle dell'Arnetola sono conservati nel blocco di letto, troncati obliquamente da una faglia normale a basso angolo, tutti i termini compresi tra i Metacalcari con Selce e le Metaradiolariti e si può vedere che non si tratta di originari depositi condensati e lacunosi in corrispondenza di alti strutturali bensì di depositi bacinali caratterizzati dalla presenza di risedimenti gravitativi più o meno grossolani localmente interessati da vistosi fenomeni di slumping.

Nel riquadro della Figura 21 sono indicate, in corrispondenza del nucleo apuano, zone caratterizzate da successioni di tipo diverso (Figura 26, Figura 41), tre con facies bacinali (A, B,D) e una con facies condensate (C). Nelle pagine che seguono verranno descritte per ogni unità litostratigrafica le principali caratteristiche litologiche mettendo in evidenza le differenze esistenti tra le facies condensate e le facies bacinali a partire dai Metacalcari con Selce.

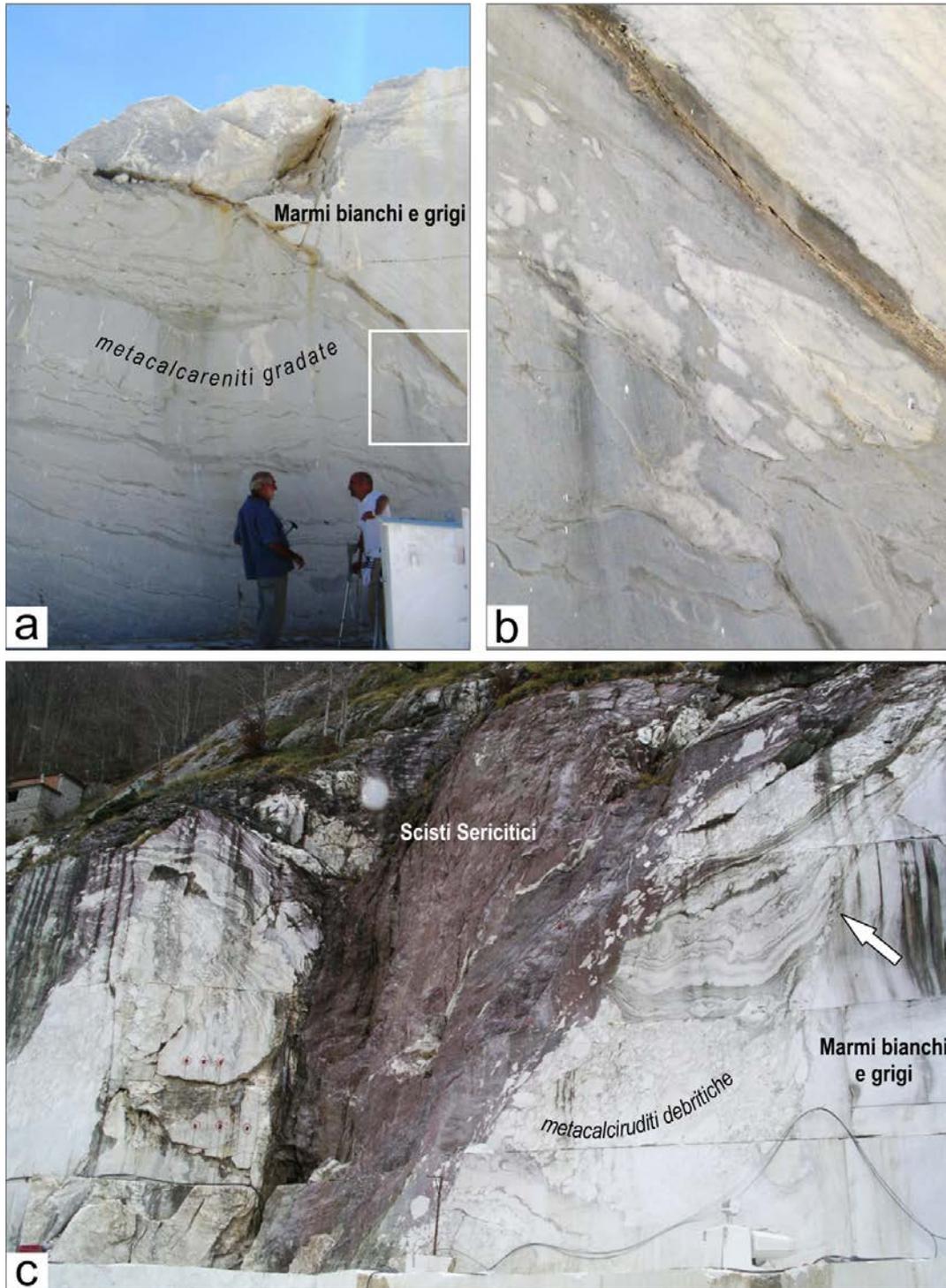


Figura 38 - "Autoctono" Auctt. a) contatto tettonico tra Marmi delle Apuane (Marmi bianchi e grigi) e la parte bassa dei Calcescisti caratterizzata, nelle successioni bacinali, da metacalcareniti risedimentate, Cave Castelbaito a est di Campo Cecina; il riquadro a destra indica la posizione della foto di lato; b) particolare del contatto nel riquadro di Figura 38a: la foto evidenzia i clasti di marmo inglobati tettonicamente nei Calcescisti; c) contatto tettonico con deformazione duttile tra gli Scisti Sericitici e le metacalciruditi debritiche alla base dei Calcescisti delle successioni bacinali, Cave Cooperativa Apuana Vagli, Monte Pallerina, in destra orografica della Valle di Arnetola: nella foto è ben visibile la breccia tettonica con deformazione duttile tra gli Scisti Sericitici e le debritiche, indicato dalla freccia, il contatto tettonico tra questi e i Marmi delle Apuane (Marmi bianchi e grigi).

- **Formazione di Vinca (VIN)**

SINONIMI: "Anageniti talcose biancastre e rosee" e "Breccie policrome alla base dei grezzoni" (ZACCAGNA, 1879-93); "Conglomerato poligenico a cemento scistoso-dolomitico" (IPPOLITO, 1950); "Anageniti" (NARDI, 1962a); "Conglomerati alla base del grezzone" e "Conglomerati anagenitici" (ELTER et alii, 1966b); "Verrucano s.l." p.p. (TREVISAN et alii, 1971b); "Verrucano e Formazione di Vinca" (CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI et alii, 2000; COLI et alii, 2003).

In qualche caso (BONATTI, 1938) la Formazione di Vinca è stata denominata Mischio, alla stregua del Mischio di Stazzema (=Breccia di Seravezza in queste note) con il quale può condividere l'abbondanza di cloritoide, pur essendone stata riconosciuta la giacitura "anomala" tra il Basamento e i Grezzoni.

AFFIORAMENTI TIPICI: fianco occidentale e fianco orientale dell'anticlinale di Vinca, ove è stata istituita la formazione (NARDI, 1967); Monte Corchia; in località La Risvolta a est di Retignano.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: la Formazione di Vinca è diffusa in tutta l'area apuana centrale, dalla Valle del Lucido (nord) allo Stazzemese (Foglio 260-Viareggio) costituendo affioramenti discontinui e di spessore modesto.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: pur presentando variazioni laterali di facies di un certo rilievo, la Formazione di Vinca può essere divisa in tre intervalli (Figura 39).

L'intervallo inferiore (intervallo 1, VINa in carta) è costituito da metaparaconglomerati polimittici con matrice filladico-metapsammitica scistosa, di colore grigio-scuro, verdastro e da metarenarie quarzitiche medio-grossolane, tessituralmente immature, biancastre e verdognole contenenti dispersi ciottoli eterometrici da angolosi ad arrotondati di quarzo bianco e subordinatamente rosato. Tra i clasti sono anche presenti metamorfiti di basso grado (soprattutto filladi quarzifere verdastre e quarziti), vulcaniti acide, rare dolomie ankeritiche giallastre e rosate (noduli rimaneggiati di "caliches"), metapeliti rossastre e violacee (frammenti di croste lateritiche) e rarissime dololutiti biancastre. La parte più alta dell'intervallo 1 è frequentemente costituita da metarenarie più o meno scistose che contengono abbondante cloritoide in grossi cristalli ben visibili anche ad occhio nudo (es. M. Corchia). Questo intervallo, rappresentativo di depositi silicoclastici continentali di piana alluvionale, è nella gran parte dei casi identificato in letteratura come Verrucano (NARDI, 1967; CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI et alii, 2000; COLI et alii, 2003) l'intervallo 1 è considerato parte della sovrastante formazione dei Grezzoni da BRANDI et alii (1967); SGUAZZONI (1968b); CIARAPICA & PASSERI (1982) ed è infine distinto come parte inferiore della Formazione di Vinca da PELLEGRINI (1985).

L'intervallo intermedio (intervallo 2, VINb in carta) è costituito da dolomie silicoclastiche gialle e rosate alternate localmente a metarenarie a matrice carbonatica con stratificazione incrociata planare a basso angolo. Il contatto con il sottostante intervallo è graduale. In questa parte della formazione sono presenti anche metaparaconglomerati a matrice carbonatica (es. Monte Antona) e dolomie silicoclastiche caratterizzate da abbondanza di granuli ben classati di quarzo con dispersi ciottoli sovradimensionati e molto ben arrotondati di quarzo bianco di vena e feldspato potassico (es. Vinca).

A Retignano questo intervallo è rappresentato da dolomie rosse e rosate fittamente straterellate, caratterizzate dalla presenza di strutture di tipo "stromatactis" (Figura 39) e di sottili livelli millimetrici irregolari di filladi verdastre.

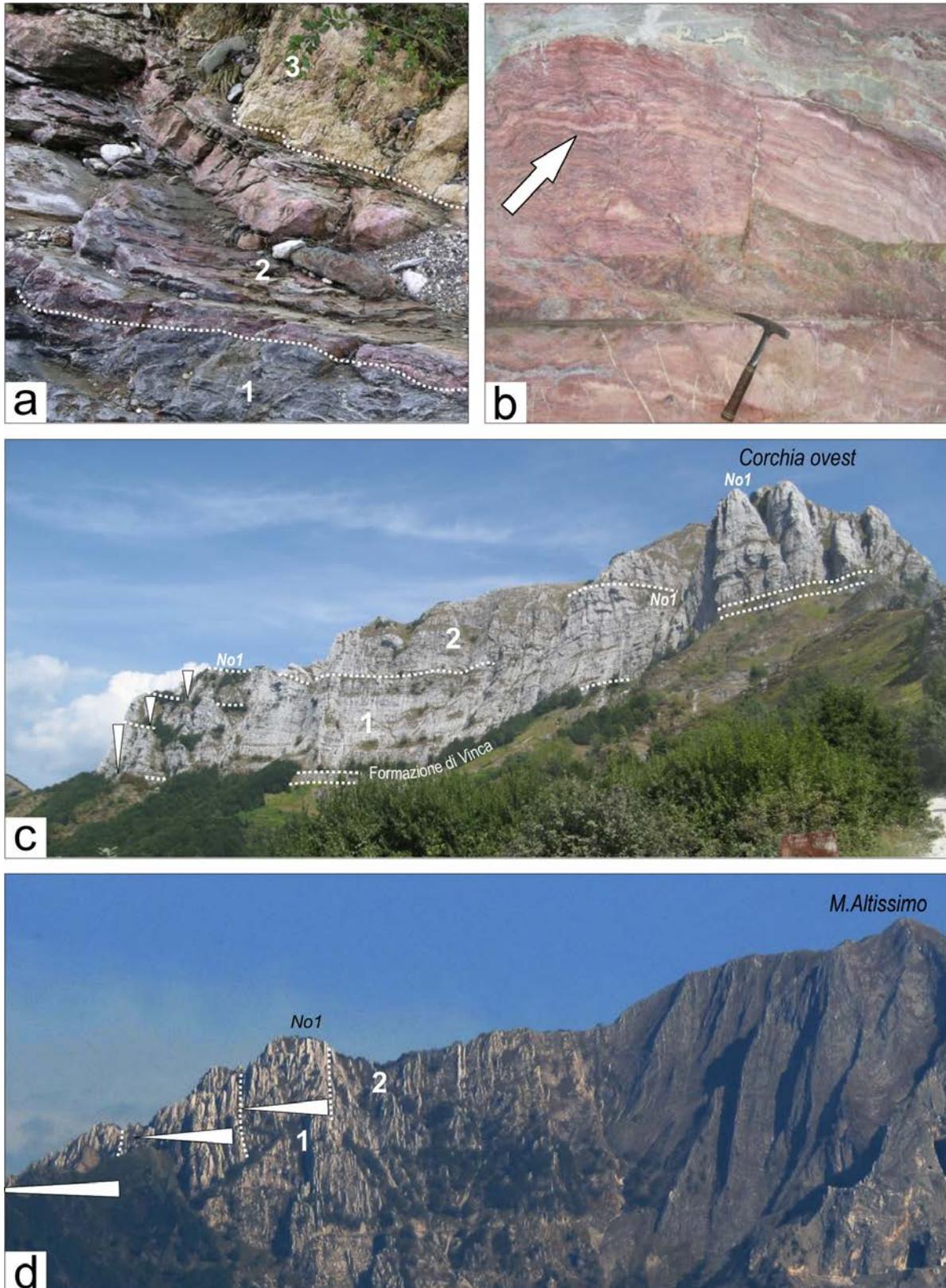


Figura 39 - "Autoctono" Auctt. a) Formazione di Vinca, Ponte Stazzemese: i numeri arabi indicano gli intervalli distinti nel testo; b) Formazione di Vinca, cava abbandonata in località La Risvolta a SSE di Retignano: la freccia indica strutture di tipo "stromatactis"; c, d) Grezzoni, versante ovest e sud-ovest rispettivamente del M. Corchia e del M. Altissimo: i triangoli indicano sequenze di facies "shallowing-up" e No1 l'evento regressivo alla sommità del Norico inferiore (vedi Figura 22).

Le dolomie rossastre passano verso l'alto a dolomie da crema a rosate, fortemente nodulari, con livelli discontinui da centimetrici a subdecimetrici di metapeliti verdi ricchissime di cloritoide (spessore complessivo: 7-8 metri). In letteratura le dolomie rosse e rosate, in passato cavate come pietra ornamentale con il nome commerciale di "Rosso Rubino", sono state erroneamente attribuite al Devoniano e considerate parte del Basamento ercinico (BAGNOLI & TONGIORGI, 1979; PANDELI et alii, 2004). La parte altissima dell'intervallo 2 è costituita ovunque, tranne che a Vinca, da dolomie sopratidali fortemente arrossate ed ematizzate testimoniando ripetuti episodi di emersione in clima semiarido. Abbiamo correlato questi episodi di emersione con l'evento regressivo Car4 (Figura 22). Questo intervallo intermedio, caratterizzato da depositi misti carbonatico-silicoclastici preservanti localmente le caratteristiche deposizionali tipiche di barre tidali è quello che in letteratura viene identificato come Formazione di Vinca (NARDI, 1967; TREVISAN et alii, 1971b; CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI et alii, 2000) e che costituisce la parte centrale della Formazione di Vinca descritta da PELLEGRINI (1985).

L'intervallo superiore della Formazione di Vinca (intervallo 3), che ha un contatto piuttosto brusco con l'intervallo sottostante ed è sviluppato soprattutto nella parte settentrionale delle Apuane, è rappresentato da dololutiti giallastre e subordinatamente grigie, con ben preservati cicli intersopratidali di spessore metrico. Sono presenti anche breccie intraclastiche rappresentative di riempimenti di canali tidali e la frazione silicoclastica è limitata a sporadici letti con dispersi granuli di quarzo ben arrotondati. L'episodio regressivo tra l'intervallo 2 e 3, da noi correlato con l'evento Car4, non si riconosce nella zona di Vinca dove l'ambiente di sedimentazione appare essere stato più francamente marino, con barre tidali molto ben sviluppate. In quest'area l'intervallo superiore è infatti costituito da dolomie grigie e grigio-scure in bancate pluridecimetriche, con evidente laminazione incrociata planare a basso angolo. La presenza di livelli arricchiti in fillosilicati conferisce alle dolomie che caratterizzano questo intervallo un aspetto scistoso. L'intervallo superiore, rappresentato da depositi carbonatici tidali con scarsissimi apporti silicoclastici, è a seconda degli autori attribuito alla soprastante Formazione dei Grezzoni o alla parte alta della Formazione di Vinca (PELLEGRINI, 1985; COLI et alii, 2003).

A differenza di quanto riportato in gran parte della letteratura, noi riteniamo che le quarzareniti e i metaconglomerati quarzosi dell'intervallo 1 per l'immatùrità composizionale e tessiturale che le caratterizza e per l'evidente passaggio graduale con i sovrastanti intervalli carbonatici misti, rappresentino la base del ciclo T-R di 2° ordine Carnico superiore-Norico (Car3-No2), cui appartengono anche i sovrastanti Grezzoni, piuttosto che al ciclo Ladino-Carnico (Lad3-Car3) cui appartiene il Gruppo del Verrucano.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** i metaparaconglomerati dell'intervallo 1 e le metarenarie sono caratterizzate dalla presenza di granuli di quarzo (metamorfico e vulcanico), di subordinato feldspato (sia potassico che albitico) e di granuli litici metamorfici; la matrice, sempre abbondante, è costituita da un aggregato di quarzo e sericite. In via del tutto subordinata nelle metarenarie sono presenti anche minerali accessori quali tormalina, zircone e apatite. A luoghi, (es. M. Corchia, Retignano e Ponte Stazzemese) nella parte alta dell'intervallo 1 sono presenti bande centimetriche e decimetriche arricchite in fillosilicati contenenti altissime concentrazioni di cloritoide post-cinematico.

Le dolomie silicoclastiche dell'intervallo 2, il cui colore rosato deriva dall'abbondanza di ankerite, appaiono in sezione sottile come dolomicrospariti e dolomicriti con frequenti strutture di disseccamento e locali glomeruli di aghi di anidrite. A Retignano le dolomie dell'intervallo 2 preservano relitti di strutture stromatolitiche cui si associano noduli costituiti da un aggregato di pseudomorfi di dolomite su piccoli cristalli di gesso. Il materiale silicoclastico presente nelle dolomie di questo intervallo è rappresentato, oltre che da quarzo plutonico e vulcanico, da granuli litici metamorfici (metarenarie, filladi, scisti quarzatici e micascisti). A Vinca le dolospariti silicoclastiche dell'intervallo 2 contengono sporadiche *Gyroporella* sp. e un fantasma di *Turriglomina* (Figura 40).

Sempre a Vinca, le dolospariti silicoclastiche della parte altissima dell'intervallo 3 hanno rivelato la presenza di sporadici ooidi e granuli rivestiti, di un *Aulotortus* sp. e di un esemplare di *Galeanella*

panticae (Figura 40), la cui comparsa coincide con il limite Carnico-Norico. Sempre a Vinca nell'intervallo 3 sono presenti dolomicriti peloidiche ed ooidiche con dispersi pseudomorfi di grossi cristalli di gesso e halite (Figura 40).

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** lo spessore complessivo della Formazione di Vinca va da pochi metri nelle aree più meridionali del Foglio ad un massimo di una cinquantina di metri nella zona di Vinca e al M. Sagro. L'intervallo 1 varia da un minimo di 25-30 centimetri a Ponte Stazzemese a 7-8 metri al M. Corchia, fino ad una ventina di metri circa nella zona del Pizzo d'Uccello. Nella zona di Vinca non supera il metro. L'intervallo 2 varia da meno di un metro a Ponte Stazzemese ad una quindicina di metri nella zona di Vinca. L'intervallo 3 ha uno spessore costante di 4-5 metri nelle aree meridionali mentre nella zona di Vinca si ispessisce fino a 20-25 metri.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** La Formazione di Vinca giace in discordanza su vari termini del basamento ercinico. In alto passa gradualmente alla Formazione dei Grezzoni. Il contatto Formazione di Vinca-Grezzoni è particolarmente ben esposto a Ponte Stazzemese, a Retignano e al M. Corchia lungo la strada per l'Antro del Corchia. PANDELI et alii (2004) correlano la Formazione di Vinca ai "Metacalcari del Tinello" che affiorano nella zona di Fornovolasco alla base dei Grezzoni dell'Unità delle Panie (Figura 21) e che contengono microforaminiferi bentonici ad affinità ladino-carnica (CIARAPICA & ZANINETTI, 1983). Anche in questa zona affiorano quarziti e metaconglomerati immaturi, analoghi a quelli presenti alla base della Formazione di Vinca, che passano in alto a metapeliti con intercalazioni carbonatiche caratterizzate dalla presenza di vacuoli poligonali derivati dalla dissoluzione di sali. La Formazione di Vinca è correlabile, per analogia di facies e posizione stratigrafica, anche con la formazione degli "Scisti di San Terenzo" e con la Formazione di Tocchi affioranti rispettivamente nella zona di La Spezia e in Toscana meridionale ed attribuite al Carnico (PELLEGRINI, 1985; COLI et alii, 2003; ABBATE et alii, 2005).

**AMBIENTE DI FORMAZIONE:** da un iniziale ambiente continentale di tipo alluvionale ad una piana tidale a sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica, in condizioni di clima semiarido, parzialmente evaporativo.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Carnico superiore (Tuvalico) p.p.-base Norico.

Il limite inferiore della Formazione di Vinca è stato fatto coincidere con quello del ciclo trasgressivo-regressivo di 2° ordine, successivo al picco regressivo Car3; pertanto alla base della formazione può essere attribuita un'età più recente ma non più vecchia di quella attribuita da GRADSTEIN et alii (2004) al picco regressivo Car3. Questa attribuzione è avvalorata dal fatto che litofacies indicative di ampie piane costierotidali a sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica, in condizioni semiaride e parzialmente evaporitiche, come quelle della Formazione di Vinca, caratterizzano nelle Alpi meridionali la nota formazione tuvalica di Rai- bl/Travenanzes (STEFANI et alii, 2004; HORNUNG et alii, 2007; LUCAS et alii, 2007; FEIST BURKHARDT et alii, 2008; STEFANI et alii, 2010; ZANFERRARI et alii, 2011). Questa unità deposizionale, deposta dopo l'evento regressivo Car3, precede la deposizione della Dolomia Principale/Hauptdolomit (DE ZANCHE et alii, 1993; GIANOLLA et alii, 1998; GIANOLLA & JACQUIN, 1998) considerata classicamente l'equivalente dei "Grezzoni" dell'area apuana. La sommità della Formazione di Vinca può essere attribuita alla base del Norico per la presenza di Galeanella panticae.

- Grezzoni (GRE)

**SINONIMI:** "Grezzone" (COCCHI, 1864); "Dolomie massicce e stratificate; Calcari dolomitici" (TREVISAN et alii, 1971b). Il termine "Grezzone", originariamente utilizzato a Seravezza per indicare "pietra senza alcun valore" era sostituito a Carrara dal termine "Tarso" (COCCHI, 1864).

MASINI (1937) specifica che il termine "Grezzone" deriva "da grezzo o rozzo, in confronto alla roccia marmorea che vi sta sopra".

**AFFIORAMENTI TIPICI:** Grondilice; Monte Altissimo; Canale di Renara a est di Gronda; M. Corchia. Affioramenti e caratteristiche tipiche dei Grezzoni sono descritti in BRANDI et alii (1967); SGUAZZONI (1968b); CIARAPICA & PASSERI (1978).

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** la Formazione dei Grezzoni è sviluppata in tutta l'area apuana, dalla Valle del Lucido (a nord) allo Stazzemese (a sud).

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** nelle aree B, C e D del riquadro di Figura 25 la formazione, interamente costituita da dolomie peritidali, è divisibile in due parti separate da un evento regressivo da noi correlato con l'evento No1 (Figura 22). Nei principali rilievi carbonatici, dal M. Grondilice alla zona di Forno e soprattutto in corrispondenza dei versanti occidentali del M. Altissimo e del M. Corchia, il limite tra le due porzioni è ben espresso da uno stacco morfologico in corrispondenza di una cengia piuttosto prominente che separa l'unità inferiore della successione, con profilo acclive, dalla superiore, che ha un profilo morfologico più dolce (Figura 39). La porzione inferiore, organizzata in tre sequenze shallowing-upwards, rappresenta la parte regressiva del ciclo di 3° ordine limitat al tetto dell'evento regressivo No1 (Figura 22). Questa è infatti costituita da dolomie prevalentemente inter-sopratidali con lamine stromatolitiche e strutture fenestrae associate frequentemente a brecce di disseccamento e superfici arrossate da episodi di emersione. La porzione superiore dei Grezzoni, caratterizzata da un andamento stratale prima trasgressivo e quindi regressivo, rappresenta nel complesso l'intera sequenza di 3° ordine No1-No2 (Figura 22). La metà inferiore è infatti caratterizzata da una stratificazione più sottile, che diventa molto fitta ad una settantina di metri dalla base dove dololutiti grigio-scure subtidali fortemente laminate rappresentano l'episodio di massimo approfondimento. Seguono dolomie biancastre e rosate in strati più spessi all'interno delle quali sono riconoscibili, come nella megasequenza inferiore, episodi di emersione. Nella parte superiore della successione è presente *Worthenia contabulata* (= *Worthenia escheri* = *Turbo solitarius*) racchiusa in dolomie biancastre (DE STEFANI, 1880a, 1922; MERLA, 1951).

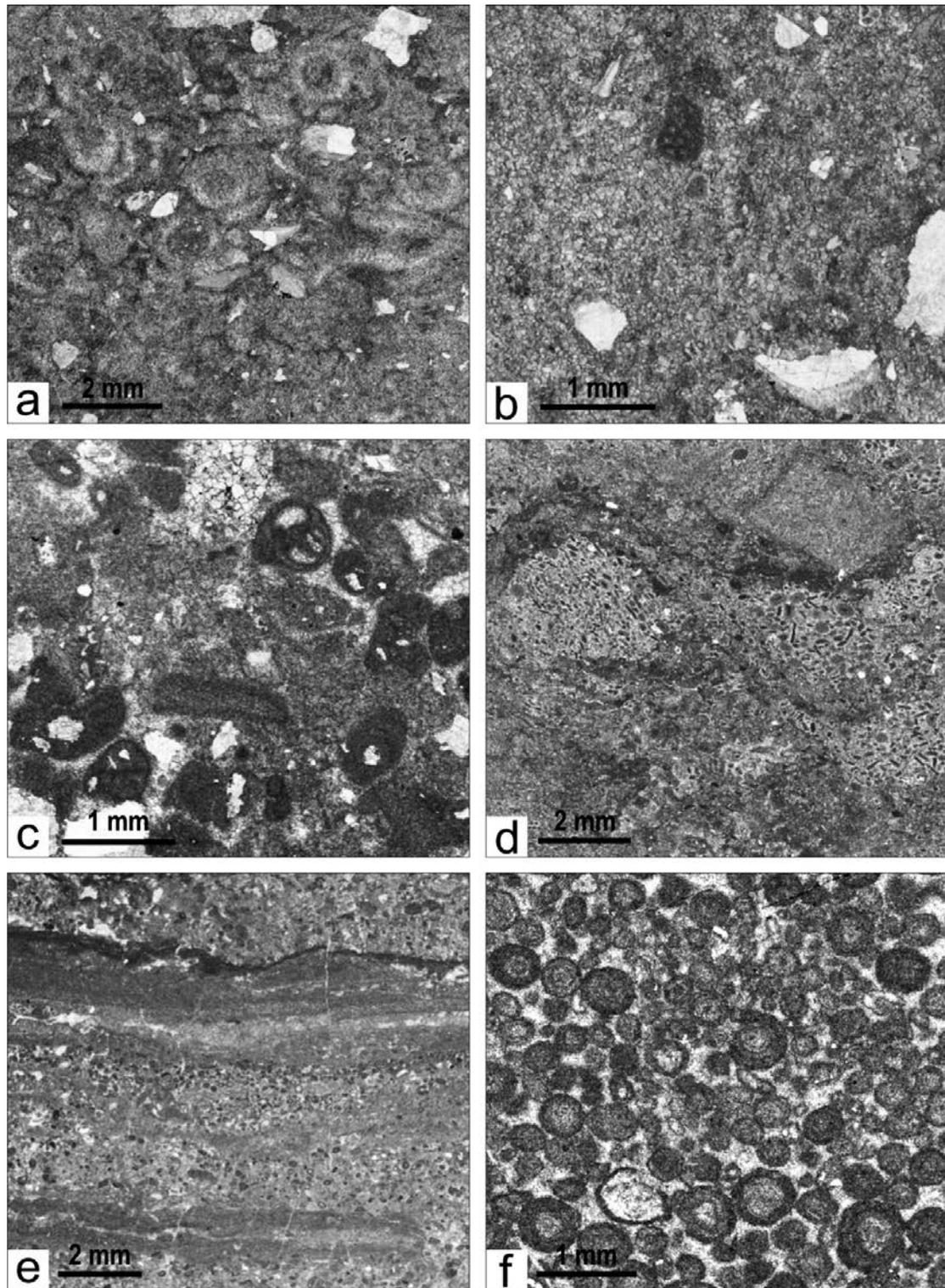


Figura 40 - "Autoctono" Auctt. a, b) Formazione di Vinca - intervallo 2, Vinca: packstones ricristallizzati con granuli di quarzo, Gyroporella (a) e Turriglomina (b); c, d) Formazione di Vinca - intervallo 3, Vinca: c) packstone ricristallizzato con granuli di quarzo, ooidi, granuli rivestiti e Galeanella panticae (in alto quasi al centro), d) pseudomorfi di microsparite peloidica e micrite su cristalli di halite parzialmente disciolti; e) Grezzoni, Canale di Renara: microcicli peritidali costituiti dall'alternanza di lamine peloidiche e lamine criptalgali interrotte da strutture fenestrate; f) Grezzoni, nord-est di Ponte Stazzemese: packstone-grainstone ooidico con un esemplare piuttosto ben preservato di Triasina oberhauseri (al centro della foto).

Nel Carrarese e alla Pania della Croce (area A in Figura 21) la base dei Grezzoni è costituita da dololutiti biancastre grossolanamente stratificate alternante a bancate di dolomie e calcari dolomitici grigi vacuolari, nei quali sono preservati modelli esterni di cristalli di sali (GREa). Questa porzione della successione è ben esposta in corrispondenza del fianco rovescio della sinclinale di Carrara lungo la strada Ponti di Vara-Miseglia. È molto probabile che questa porzione, analogamente alle facies miste carbonatico-evaporitiche raibliane, passi lateralmente alla Formazione di Vinca. Sempre nel Carrarese i Grezzoni, ben esposti ad esempio a Casette, sono costituiti da dolomie scure di ambiente prevalentemente lagunare e da bancate plurimetriche di brecce di canale tidale. Sporadicamente sono presenti a più altezze calcareniti ooidiche con laminazione incrociata, indicative di temporanei episodi di alta energia. Nella zona di Colonnata, sempre nel Carrarese, nella parte alta dei Grezzoni bianco-rosati compaiono livelli ricchi di cavità romboedriche e cubiche derivanti dalla dissoluzione di piccoli cristalli di gesso e halite.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** dolomicriti e dolospariti con tessitura deposizionale comunemente obliterata dalla ricristallizzazione e dalla dolomitizzazione e caratterizzate dalla frequente presenza di cristalli di albite neogenica. Ove la tessitura originaria della roccia è ben preservata come nei livelli subtidali, sono riconoscibili wackestones e packstones con rari e mal preservati coproliti, peloidi ed ostracodi; wackestones e packstones/grainstones con ooidi, Triasina oberhauseri (Figura 40), Gandinella appenninica, Glomospira sp., Aulotortus tumidus e calcitornellidi. SGUAZZONI (1968b) riporta la presenza di *A. cfr. sinuosus*, Glomospirella cfr. friedli (attualmente sinonimo di Aulotortus friedli) e una forma possibilmente riferibile a Triasina sp. (che tuttavia dalla foto non appartiene sicuramente a questo genere). CIARAPICA & PASSERI (1978) riconoscono *Ophtalmidium triadicum*, *Agathammina austroalpina*, *Glomospirella parallela*, *Aulotortus tenuis* e *A. friedli*. Nei livelli sopratidali sono sporadicamente preservati aggregati di aghi di anidrite. **SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** da un massimo di circa 400 metri nelle aree settentrionali e centrali del Foglio, a un minimo di 250-300 metri a sud. Nelle aree settentrionali e centrali lo spessore della porzione inferiore è di circa 250 metri ripartiti in 80, 70 e 100 metri per i tre sets di sequenze shallowing-upwards. Lo spessore della porzione superiore è di circa 150 metri ripartiti in circa 70 metri per la porzione rappresentativa del tratto trasgressivo, circa 20 metri per l'episodio di maximum flooding e circa 50 metri per il tratto regressivo. Spessori molto minori, come al Monte Carchio dove i Grezzoni non raggiungono i cento metri, sono legati a fatti tettonici piuttosto che a fatti sedimentari.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** la Formazione dei Grezzoni poggia con contatto conforme e graduale sulla Formazione di Vinca. Nel Carrarese e alla Pania della Croce (successione tipo A in Figura 22 e Figura 26) il contatto con il sovrastante Marmo Nero di Colonnata è alquanto brusco, marcato da un orizzonte di dolomie giallastre indicative di sporadiche emersioni. In tutte le altre aree del nucleo metamorfico apuano i Grezzoni sono limitati al tetto da brecce carsiche e terre residuali (Brecce di Seravezza) indicative di emersioni più prolungate.

**AMBIENTE DI FORMAZIONE:** piana tidale appartenente ad una ampia rampa epeirica a sedimentazione carbonatica.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Norico p.p. (Lacico-Alauniano).

L'attribuzione di età è basata sul contenuto fossilifero delle dolomie e in particolare sulla presenza di *Worthenia contabulata* e di una diversificata associazione a microforaminiferi bentonici del genere *Aulotortus* quali *Aulotortus friedli*, *A. tumidus* e *A. tenuis* associati a *Triasina oberhauseri*. Inoltre la posizione stratigrafica dei Grezzoni, al di sopra della Formazione di Vinca (alla cui sommità abbiamo rinvenuto *Galeanella panticae*) e al di sotto del Marmo Nero di Colonnata (che contiene una microfauna dominata da *Aulotortus* in associazione con *Pentaporella rhaetica* e *Triasina hantkeni*), confina l'attribuzione dei Grezzoni al Norico inferiore e medio. I "Grezzoni" sono perfettamente correlabile per facies ed età con la "Dolomia Principale" affiorante nelle prealpi lombarde dove la "Dolomia Principale", che si estende fino al Norico medio, è sormontata da calcari scuri di ambiente riducente del Norico superiore-Retico attraverso una superficie di emersione (CITA SIRONI et alii, 2005; JADOUL et alii, 2005; BERRA et alii, 2010).

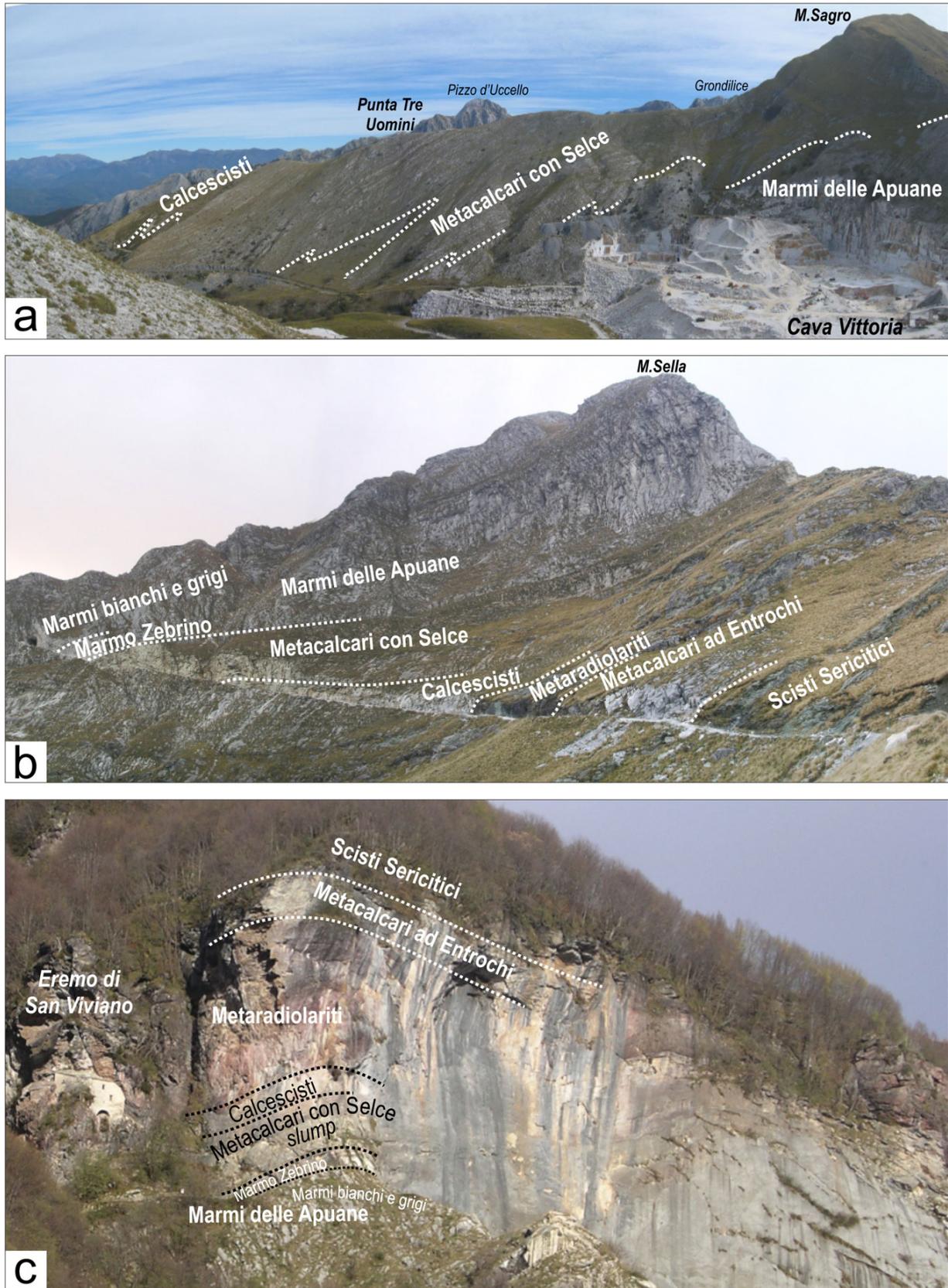


Figura 41 - "Autoctono" Auctt. a) panoramica sulla successione bacinale della zona di Carrara (A in Figura 21, Figura 23 e Figura 26), dalle pendici orientali di M.Borla; b) successione condensata a Passo Sella (C in Figura 21, Figura 23 e Figura 26); c) successione condensata in sinistra orografica della Valle di Arnetola (C in Figura 21, Figura 23 e Figura 26).

- Marmi a Megalodontidi (MMG)

SINONIMI: "Grezzoni" p.p. (SGUAZZONI, 1968b); "Marmi a Megalodonti" (CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI et alii, 2000); "Marmo scistoso" p.p. (COLI & FAZZUOLI, 1992).

AFFIORAMENTI TIPICI: pendici del Monte Grondilice salendo da Orto di Donna; Canale di Renara a est di Gronda.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: i Marmi a Megalodontidi affiorano discontinuamente in tutto il nucleo metamorfico, da Pizzo d'Uccello al Monte Corchia (successioni B e C in Figura 22) e con più continuità ai due lati della sinclinale di Orto di Donna-Monte Altissimo (versante orientale di Cresta Garnerone).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metacalcri ceroidi biancastri, carnicini, crema e rosati, talora debolmente dolomitizzati, con cicli tidali ben sviluppati riconoscibili dalla presenza di ben preservate strutture fenestrate, interrotte localmente da banchi con grossi Megalodon. Splendidi Marmi a Megalodontidi, con grosse valve di Megalodon in gran parte disarticolate e accumulate a formare bancate metriche, vengono estratti a Cava Caprara (Figura 42), nel versante settentrionale del M. Focoraccia (Comune di Massa). La presenza di lamelle sparse di mica, ben visibili anche ad occhio nudo, conferisce talora ai metacalcri un accenno di scistosità. In località Biforco (a nord-est di Forno) sono presenti anche metacalcri grigio-scuri (GIGLIA & TREVISAN, 1966) depositi in ambiente piuttosto riducente. Nel Canale di Renara i Marmi a Megalodontidi presentano inequivocabili segni di emersione dal momento che si presentano fortemente arrossati e caratterizzati dallo sviluppo di ripetute strutture di disseccamento ed emersione cui si associa un reticolo di dicchi e sills riempiti di materiale bruno violaceo e verdastro ricco di cloritoide.

CARATTERI DI LABORATORIO: in sezione sottile i metacalcri mostrano un mosaico granoblastico disequigranulare da micro a mesocristallino interrotto da bande arricchite in fillosilicati nelle quali sono disperse lamelle isorientate di muscovite e clorite. Queste ultime, pur non arrivando a creare una vera tessitura lepidoblastica conferiscono tuttavia alla roccia una marcata foliazione che giustifica il termine "Marmo scistoso" talora usato in letteratura (COLI & FAZZUOLI, 1992). La porzione granoblastica mesocristallina è costituita da cristalli di calcite localmente associata a minuti cristalli di quarzo; la calcite si presenta sempre limpida ad estinzione retta e con bordi sempre suturati e fittamente compenetrati.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: massimo 50-60 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: i Marmi a Megalodontidi sostituiscono lateralmente in parte il Marmo Nero di Colonnata affiorante nel Carrarese e nel gruppo delle Panie e sono separati dai sottostanti Grezzoni da una lacuna stratigrafica marcata da depositi continentali (Brecce di Seravezza p.p.). Un'altra lacuna, anch'essa marcata da depositi continentali (Brecce di Seravezza p.p. e Scisti a Cloritoide), separa i Marmi a Megalodontidi dai soprastanti Marmi Dolomitici o dai Marmi delle Apuane, ove i Marmi Dolomitici sono assenti. Localmente (es. M. Corchia) i Marmi a Megalodontidi possono mancare e in questo caso al tetto dei Grezzoni, sormontati direttamente dai Marmi delle Apuane, si sviluppa un'unica ampia lacuna stratigrafica marcata dalle Brecce di Seravezza, che si estende dalla base del Norico superiore (Sevatico) a quasi tutto l'Hettangiano (Figura 22).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: rampa carbonatica peritidale, soggetta a ripetute e prolungate emersioni.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Retico per posizione stratigrafica.

A prescindere dal metamorfismo, facies equiparabili ai Marmi a Megalodontidi dell'"Autoctono" Auctt. caratterizzano nelle Prealpi orientali il Calcere del Dachstein, calcari di piattaforma scarsamente subsidente costituiti da una alternanza di calcari intertidali con fenestrate e calcari subtidali ricchi in megalodontidi di grandi dimensioni, accumulati a costituire bancate di spessore metrico (ZANFERRARI et alii, 2011). Il Calcere del Dachstein ha la stessa posizione stratigrafica dei Marmi a Megalodontidi delle Apuane dal momento che poggia sulla Dolomia Principale (equivalente

dei Grezzoni) e, contenendo Aulotortidi e Triasina hantkeni, è eteropico dei depositi subtidali scuri del Calcarea di Zu del Bacino Lombardo (corrispondente del Marmo Nero di Colonnata).

- **Brecce di Seravezza e Scisti a Cloritoide (BSE)**

**SINONIMI:** "Mischio o Brecciato di Seravezza" in SAVI (1830) (fide D'ACHIARDI, 1887); "Brecce", "Persichino" (COCCHI, 1864); "Breccia africana", "Breccia o Mischio ottrelitico" (D'ACHIARDI, 1887); "Brecce policrome tra i marmi ed i grezzoni", "Brecce policrome-ferrifere" (ZACCAGNA, 1879-93); "Mischio di Stazzema" (BONATTI, 1938); quando i clasti sono rari o mancano del tutto il termine "Brecce di Seravezza" è sostituito dal termine "Scisti a Cloritoide" con i sinonimi di "Ottrelitifero" (D'ACHIARDI, 1887) e "Scisti Ottrelitici" (ZACCAGNA, 1879-93).

Con il termine "Mischio" nel gergo dei cavaatori viene intesa una breccia con clasti policromi a colori vivi che si confondono con la matrice, mentre con "Brecciato" viene intesa una roccia analoga ma con clasti poco colorati e ben distinti dalla matrice. Le Brecce di Seravezza sono conosciute commercialmente anche con il nome di "Breccia Medicea" e una varietà di aspetto nodulare e colore rosato è nota come "Fior di Pesco".

**AFFIORAMENTI TIPICI:** nord-nordest di Forno (subito a nord della sorgente del Frigido in località Biforco), Canale di Renara a est di Gronda, al M. Corchia e a sud di Colonnata, lungo la strada che da Casette conduce a Cave La Rocchetta.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** le Brecce di Seravezza e gli associati Scisti a Cloritoide affiorano in tutto il nucleo metamorfico da Pizzo d'Uccello al Monte Altissimo e al M. Corchia ove raggiungono il massimo spessore. Affioramenti limitati sono quelli alle pendici di M. Alto (Comune di Stazzema) e nel versante settentrionale del M. Focoraccia. Le Brecce di Seravezza sono scarsamente rappresentate o del tutto assenti nella zona di Colonnata e alle Panie. Le Brecce di Seravezza interposte tra i Grezzoni e il Marmo Nero di Colonnata o tra i Grezzoni e i Marmi a Megalodontidi, sono meno sviluppate ed arealmente più circoscritte delle Brecce di Seravezza comprese tra i Marmi a Megalodontidi e i Marmi Dolomitici (Figura 42), oppure tra i Marmi a Megalodontidi e i Marmi delle Apuane, ove i Marmi Dolomitici sono assenti (Figura 22).

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** metabrecce in filoni sedimentari all'interno dei Marmi a Megalodontidi e in ammassi irregolari tra i Grezzoni in basso, e il Marmo Nero di Colonnata o i Marmi Dolomitici o i Marmi delle Apuane in alto. Le brecce sono costituite in gran parte da clasti di marmo ceroidale e subordinatamente saccaroide di dimensioni da centimetriche a decimetriche (raramente metriche) con bande e macchie di alterazione pigmentate da ossidi di ferro (ematite e limonite), bordi frastagliati e di colori diversi dall'avorio al giallo crema, al rosso, al grigio e al nero. Subordinati sono i clasti dolomitici derivanti dai Grezzoni, anche questi con bordi arrossati da ematite. I clasti sono immersi in una matrice massiva criptocristallina o scistosa, pigmentata per la presenza di ematite o limonite e sempre ricca di cloritoide. La matrice scistosa può diventare localmente il litotipo prevalente e in questo caso si parla di "Scisti a Cloritoide". Gli Scisti a Cloritoide ("Scisti ottrelitici" Auctt.) caratterizzano la parte delle Brecce di Seravezza compresa tra i Marmi Dolomitici (o i Marmi delle Apuane ove questi sono assenti) e i Marmi a Megalodontidi (es. tra Pizzo d'Uccello e il Grondilice) mentre sono assenti o scarsamente rappresentati nelle Brecce di Seravezza tra i Marmi a Megalodontidi e i Grezzoni (vedi Figura 22). GIGLIA & TREVISAN (1966) hanno dimostrato la natura continentale della matrice delle brecce che in origine doveva essere formata da terre residuali di tipo lateritico fortemente arricchite in titanio, ferro e allumina formatesi in clima caldo umido (FRANCESCHELLI et alii, 1996, 1998, 2003).

**CARATTERI DI LABORATORIO:** i clasti delle brecce, prevalentemente calcarei e in misura minore dolomitici, presentano una forte ricristallizzazione che impedisce il riconoscimento della tessitura originaria. I clasti calcarei sono rappresentati da microsparti con cavità interne e bordi disciolti, cariati e pigmentati da ematite o limonite (marmi ceroidali) e da sparti da meso- a

macrocristalline, disequigranulari, costituiti da cristalli di calcite a geminazione polisintetica, estinzione netta e bordi finemente suturati e compenetrati (marmi saccaroidi). In questi clasti l'alterazione esterna è resa più evidente dalla presenza di uno spesso bordo irregolare di microsparite pigmentata da ossidi di ferro con colori che sfumano verso l'interno del clasto. La matrice, quando massiva, è calcareo ferrifera ed appare come un fitto aggregato di micrite ed ossidi di ferro, a volte quasi interamente coperta da cristalli di cloritoide statico. Dove invece la matrice appare foliata, il cloritoide mostra una crescita sin-cinematica e forma insieme alla sericite, alla clorite ed alla mica bianca sottili letti lepidoblastici secondo la foliazione principale della roccia. Alla crescita sin-cinematica ha fatto comunque seguito una crescita di cloritoide statico con evidente tessitura diablastica. Sono presenti anche quantità subordinate di quarzo, epidoto, calcite, ematite e minerali accessori quali apatite, zircone e titanite.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** da zero ad una quindicina di metri.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** contatti netti di originaria inconformità diastemica alla base e al tetto. Le Breccie di Seravezza sono limitate superiormente dalla superficie di trasgressione dei Marmi Dolomitici o dei Marmi delle Apuane (come di regola a sud del M. Altissimo) e in basso da una superficie di disconformità, modellata dal paleocarsismo, sui Marmi a Megalodontidi o direttamente sui Grezzoni.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** continentale con clima caldo umido.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** dove più episodi continentali si fondono dando luogo ad un'unica ampia lacuna stratigrafica, le Breccie di Seravezza e gli associati Scisti a Cloritoide hanno un'età compresa fra il Norico superiore (Sevatico) e quasi tutto l'Hettangiano pre-picco regressivo He3 (Figura 22).

Gli episodi di continentalità sono stati correlati con l'evento regressivo No2 e con gli eventi Rh1, Rh2 ed He1-He3 di GRADSTEIN et alii (2004) (Figura 22). Importanti episodi di esposizione subaerea legati agli eventi regressivi che si sono verificati intorno al limite Triassico-Giurassico sono noti anche in altri domini della Tetide occidentale, dal Bacino Lombardo alle Alpi Calcaree Settentrionali (MCROBERTS et alii, 1997; GAETANI et alii, 1998; JADOUL et alii, 2005; BERRA et alii, 2010).

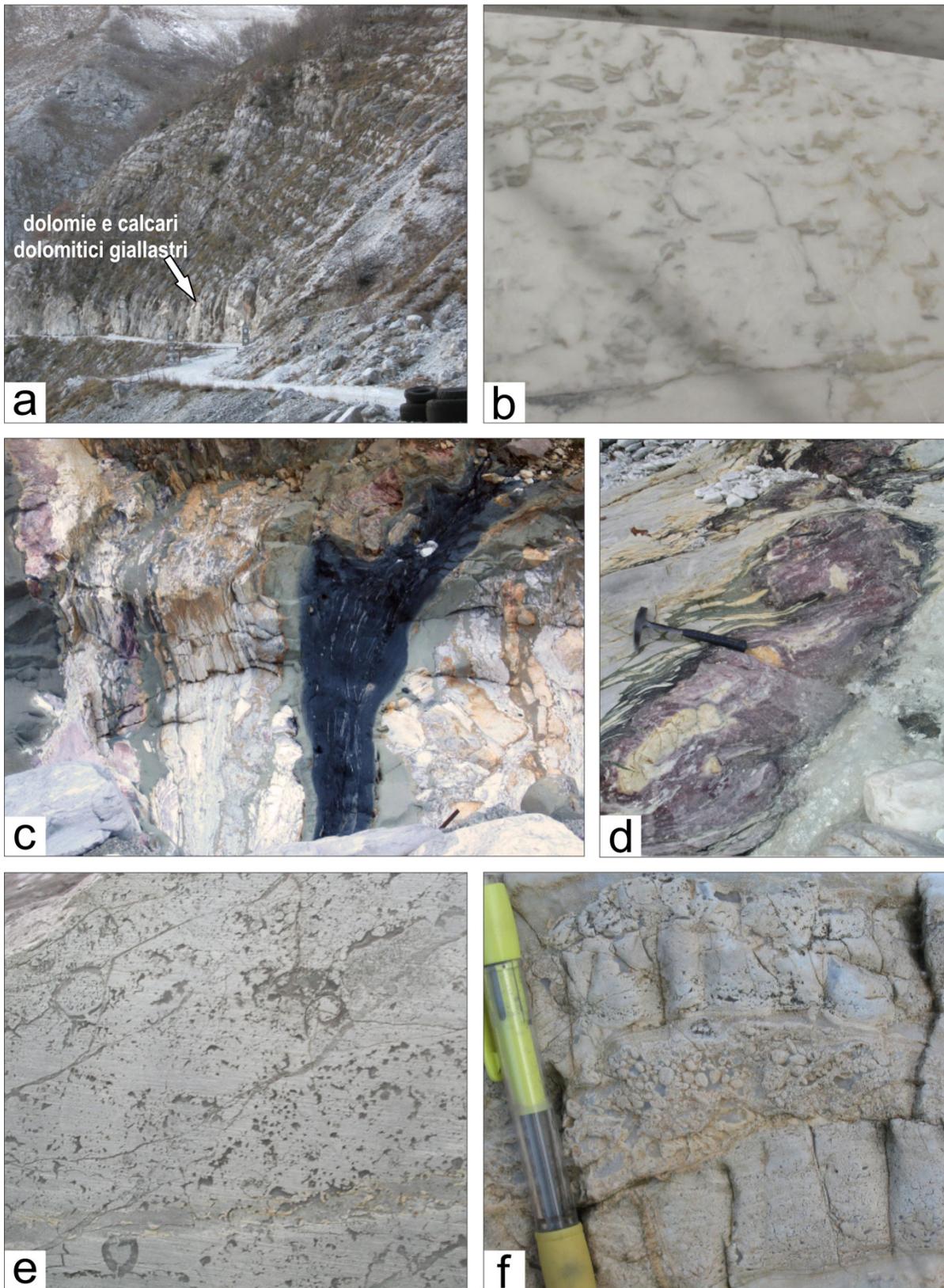
- **Marmi Dolomitici (MDD)**

**SINONIMI:** "Calcere cristallino di apparenza dolomitica" (COCCHI, 1864); "Dolomite con Lithothamnium (Evinospongia)" (DE STEFANI, 1881a); "Dolomie cristalline associate ai marmi" (ZACCAGNA, 1879-93); "Marmi dolomitici e dolomie cristalline" (CARMIGNANI, 1985); "Marmo dolomitico" (COLI & FAZZUOLI, 1992).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** Canale di Renara a est di Gronda e a nord-nordest di Forno.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** i Marmi Dolomitici affiorano estesamente dal margine settentrionale del nucleo apuano fino alla zona del Monte Altissimo, ai lati della sinclinale di Orto di Donna. Affioramenti molto più limitati e circoscritti sono quelli della zona di Colonnata nel Carrarese e del M. Corchia.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** metacalcarei dolomitici grigio chiari e raramente biancastri nei quali sono spesso ben preservati, proprio grazie ai processi pervasivi di dolomitizzazione, cicli loferitici prevalentemente inter-sopratidali associati a strutture stromatolitiche. Sulla superficie erosa della roccia sono frequenti e ben riconoscibili pisoidi, e oncoidi e bioclasti di vario genere, con prevalenza di bivalvi e gasteropodi (Figura 42). Le strutture fenestrae, talora con chiara polarità geopetale, sono molto ben sviluppate.



*Figura 42 - "Autoctono" Auctt. a) Marmo Nero di Colonnata, strada per Cave Ravalunga e Tagliatelle a NNW di Colonnata: la freccia indica il livello di dolomie e calcari dolomitici presenti alla base, al contatto con i sottostanti Grezzoni; b) Marmi a Megalodontidi, Cava Caprara (versante nord del M. Focoraccia); c) Breccie di Seravezza, nord-nordest di Forno in località Biforco; d) Breccie di Seravezza, Canale di Renara a est di Gronda; e) Marmi Dolomitici, versante nord di Pizzo d'Uccello; f) Marmi Dolomitici, Canale di Renara.*

Alla base dei Marmi Dolomitici soprastanti il Marmo Nero di Colonnata è sempre presente e ben evidente un livello di 2-3 metri al massimo di spessore di dolomie variegata da giallo ocrea a rosate, con sottili e discontinui livelli di dolosiltiti arrossate e strutture paleocarsiche, testimoniando molto verosimilmente gli eventi regressivi He1 e He2 alla base del Giurassico Inferiore.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** spariti mesocristalline, equigranulari con cristalli di calcite a geminazione polisintetica, estinzione netta, margini frequentemente rettilinei con giunzioni triple. Le strutture sedimentarie e gli allochimici, quando preservati, si riconoscono perché disegnati da allineamenti ed aggregati compatti di romboedri di dolomite opaca.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** da 250-300 metri nelle aree settentrionali a pochi metri a sud del Monte Altissimo.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** ricoprono in concordanza stratigrafica, con contatto piuttosto brusco, il Marmo Nero di Colonnata e poggiano, in trasgressione, sulle Brecce di Seravezza e gli associati Scisti a Cloritoide. Verso l'alto passano in conformità ai Marmi delle Apuane.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** piana tidale a sedimentazione carbonatica, scarsamente subsidente ed emersa verso sud.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Hettangiano.

L'attribuzione di età si basa sulla posizione stratigrafica tra il Marmo Nero di Colonnata e i Marmi delle Apuane e sull'esemplare di *Caloceras* sp. rinvenuta a Poggio Troncone presso Vinca (TREVISAN, 1959) che ha una distribuzione stratigrafica che comprende la parte alta della Zona Planorbis e la Zona Liasicus.

- **Marmi delle Apuane (MAA)**

Sotto il nome "Marmi delle Apuane" sono stati riuniti gli equivalenti metamorfici di parte del Calcere Massiccio e del soprastante Rosso Ammonitico (Figura 22), due unità litostratigrafiche con significato deposizionale e caratteristiche litologiche molto diverse ma non cartografabili separatamente per ragioni di scala e non sempre facilmente identificabili per ragioni di metamorfismo e forte trasposizione del contatto originario. Per evidenziare e facilitare le correlazioni stratigrafiche tra le successioni metamorfiche dell'"Autoctono" Auctt. e quelle non metamorfiche della Falda Toscana, negli schemi stratigrafici le due unità sono state distinte con i nomi di "Marmi bianchi e grigi" e "Marmo Zebrino" equivalenti metamorfici rispettivamente del Calcere Massiccio e del Rosso Ammonitico.

#### Marmi bianchi e grigi

**SINONIMI:** "Calcere salino" (SAVI & MENEGHINI, 1850); "Calcere saccaroide" (COCCHI, 1864); "Marmi bianchi, venati, statuari e bardigli" (ZACCAGNA, 1879- 93); "Calcari saccaroidi (marmi)" in TREVISAN et alii (1971b); "Marmi Auctt." (CARMIGNANI, 1985); "Marmi s.l." (COLI & FAZZUOLI, 1994).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** zona di Carrara.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** oltre che nel Carrarese, i Marmi bianchi e grigi affiorano estesamente in tutto il nucleo apuano dal Solco d'Equi al Monte Altissimo e, verso sud, fino a Seravezza.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** metacalcarei saccaroidi bianchi e grigi massivi. I marmi grigi (bardigli in termini commerciali) sono maggiormente diffusi nella parte inferiore dei marmi

affioranti nel Carrarese e costituiscono il cosiddetto bardiglio nuvolato, una varietà merceologica di marmo grigio caratterizzato da "macchie" irregolari più chiare fino a biancastre (Figura 43). Queste sono spesso associate a relitti di strutture intertidali, preservate da una debolissima dolomitizzazione, in cui si riconoscono cavità "fenestrate" riempite di silt vadoso ocraceo, oncoidi e pisoidi (Figura 43). Marmi grigi più omogenei e compatti di colore uniforme o con bande di tonalità di grigio diverse, quasi sempre punteggiati da relitti di articoli di crinoidi (Figura 43), danno luogo ai bardigli della parte alta dei marmi affioranti nella zona di Carrara, nella sinclinale di Vinca-Orto di Donna (a nord di Pizzo d'Uccello) e nella struttura del M. Sumbra (successioni stratigrafiche A, B e D in Figura 26). Rarissime strutture ciclotemiche dolomitizzate, con chiare cavità da disseccamento nei livelli inter-sopratidali e fantasmi di gasteropodi e lamellibranchi nei livelli subtidali, sono presenti anche nei marmi bianchi a indicare originarie superfici deposizionali. Nella parte alta dei marmi bianchi sono spesso presenti cavità paleocarsiche sottolineate da orli di calcite a drusa e riempimenti anche geopetali di silt vadoso da ocraceo a rossastro. Ai Marmi bianchi e grigi appartengono, oltre ai bardigli, numerose altre varietà merceologiche quali il "bianco ordinario", lo "statuario", il marmo "bianco P" (quest'ultimo dal nome dell'industriale belga Puissant che per primo lo estrasse in grandi quantità e lo mise in commercio), il "venato" e l'"arabescato" (CARMIGNANI et alii, 2007; MECCHERI et alii, 2007c,b). È molto frequente nei marmi apuani la presenza di metabrecce monogeniche con clasti e blocchi eterometrici di marmo bianco in matrice carbonatica criptocristallina più o meno abbondante, di varie tonalità di grigio e grigio-verde. I clasti, a spigoli vivi e margini spesso riaccostabili sono indicativi di trasporto nullo. Queste metabrecce, tessitualmente assimilabili alle breccie di faglia del tipo "crackle breccia" e "mosaic breccia" sensu WOODCOCK & MORT (2008), riprese successivamente in regime deformativo duttile (Figura 43), rappresentano la gran parte dei marmi apuani noti commercialmente come marmo "venato" e marmo "arabescato". Nelle successioni condensate (successione stratigrafica C in Figura 26) il tetto dei marmi è rappresentato da marmi saccaroidi bianchi ricchi di articoli di crinoidi.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** i Marmi bianchi e grigi presentano una tessitura granoblastica molto variabile, da un mosaico regolare di cristalli di calcite a complesse microstrutture con foliazione più o meno evidente legata a ricristallizzazione dinamica. Descrizioni dettagliate delle microstrutture e delle tessiture sono contenute in MOLLI et alii (2000a), LEISS & MOLLI (2003) e OESTERLING et alii (2007).

Il marmo bianco è caratterizzato da una tessitura granoblastica tendenzialmente equigranulare, mesocristallina, con cristalli di calcite da subedrali ad euedrali, a geminazione polisintetica, estinzione netta e margini rettilinei con giunzioni triple. Il marmo bardiglio è in genere rappresentato da tessiture granoblastiche più fini, variabili da equigranulari a disequigranulari, con cristalli di calcite anedrali e bordi suturati e compenetrati; nel mosaico granoblastico sono spesso disseminate sostanze carboniose insieme a piccolissimi cristalli di pirite, quarzo, muscovite e albite. Nei litotipi encrinotici si individuano anche grossi monocristalli di calcite con bordi di ricristallizzazione sintassiale che rappresentano resti di articoli di crinoidi. Nel bardiglio nuvolato e spesso anche nel marmo bianco le originarie tessiture deposizionali sono preservate come livelli granoblastici microcristallini di calcite, con dispersa dolomite e muscovite, alternati a livelli granoblastici mesocristallini. Solo in casi rarissimi nei livelli dolomicrosparitici, dove il metamorfismo non ha completamente distrutto la originaria tessitura deposizionale, sono riconoscibili fantasmi di lamine stromatolitiche e strutture "fenestrate" evidenziate da concentrazioni di limonite e aggregati di piccolissimi cristalli di pirite.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** da un minimo di 100-150 metri a un massimo di 300-350 metri, gli spessori originari non sono valutabili, la deformazione provoca grandi variazioni di spessore in questa formazione.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** i Marmi bianchi e grigi ricoprono in conformità i Marmi Dolomitici o poggiano in trasgressione sulle Breccie di Seravezza con associati Scisti a Cloritoide.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** rampa carbonatica di ambiente peritidale, in condizioni iniziali di parziale anossia (bardiglio inferiore, nuvolato) e successivamente ben ossigenata (marmi bianchi), che evolve verso l'alto a rampa esterna permanentemente sottotidale con scarsa circolazione delle acque (bardiglio superiore).

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Hettangiano p.p.-Sinemuriano superiore (Lotharingiano) p.p. per correlazione con la porzione superiore del Calcarea Massiccio della Falda Toscana.

- Marmo Zebrino (MRZ)

**SINONIMI:** "Calcari rosati" della zona del Monte Sagro-Morlungo (COLI et alii, 1992; FAZZUOLI et alii, 1994).

Il termine "zebrino" deriva da una varietà merceologica di marmo colorato caratterizzato da una alternanza piuttosto regolare di livelli chiari più spessi e livelli rosati o verdastri più sottili ad andamento subparallelo. Varietà commerciali di marmi derivanti dal metamorfismo del Rosso Ammonitico sono il "Crema delicato".

**AFFIORAMENTI TIPICI:** strada da Carrara a Colonnata in corrispondenza dell'incrocio con la strada per Cava Fantiscritti; Valle della Turrite Secca, località Campaccio (Figura 44); Eremo di San Viviano nella Valle di Arnetola; versante orientale del Solco di Equi (a nord di Pizzo d'Uccello).

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** il Marmo Zebrino è presente quasi ovunque a tetto dei Marmi bianchi e grigi.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** metacalcari da crema a rosati talora nodulari, più spesso listati in bande parallele alla scistosità principale, separate da sottilissimi veli metapelitici rossi e verdastri (Figura 44). Localmente nella parte alta sono presenti interstrati millimetrici marnoscistosi e rare selci rosate e rosse. Nella successione condensata di San Viviano nella Valle di Arnetola (successione C in Figura 25), la parte bassa del Marmo Zebrino è sostituito da qualche metro di metacalcari encrinetici di colore più tenue. La varietà commerciale "Zebrino" è l'equivalente metamorfico della parte medio alta del Rosso Ammonitico, più regolarmente stratificato, in cui si alternano strati calcarei rosati di spessore da pluridecimetrico a decimetrico e letti metapelitici rossi o verdastri subcentimetrici. La varietà "Crema Delicato" bianco avorio con fasce e venature rosate e verde chiaro e tessitura prevalentemente afanitica, rappresenta l'equivalente metamorfico della parte bassa, più calcarea, del Rosso Ammonitico. Al piede del versante nordorientale del Monte Pisanino nei Marmi delle Apuane sono documentati filoni sedimentari riempiti da più generazioni di materiale riferibile ad un originario Rosso Ammonitico (FAZZUOLI & SGUAZZONI, 1981). Il materiale che riempie i filoni è in effetti costituito da metacalcari rosati con resti di crinoidi ed ammoniti e da breccie con clasti di metacalcari bianchi di dimensioni decimetriche chiaramente provenienti dalla roccia incassante e clasti di dimensioni centimetriche di metacalcari rosati con resti di ammoniti. La matrice delle breccie, microspartita di colore crema e rosato, è parzialmente dolomitizzata e silicizzata. I filoni sedimentari sono suturati da qualche metro di metacalcari rosati foliati litologicamente simili a quelli che riempiono i filoni sedimentari di dimensioni da decimetriche. Questi metacalcari rosati passano in alto stratigraficamente ai Metacalcari con Selce. Anche se riconosciuta con sicurezza in un solo affioramento (un secondo affioramento è segnalato nella zona di Campocecina, vedi FAZZUOLI & COLI, 1992), la presenza nei Marmi bianchi e grigi di filoni sedimentari riempiti di un equivalente del Rosso Ammonitico è una chiara testimonianza dell'attività tettonica di carattere estensionale che nel Sinemuriano superiore portò al definitivo annegamento della piattaforma carbonatica di mare

basso infraliassica nel Dominio Toscano (MOLLI & MECCHERI, 2012). È da ricordare infatti che fuori dalle Apuane FAZZUOLI et alii (2002) documentano al tetto del Calcere Massiccio della Falda Toscana filoni sedimentari riempiti di materiale riferibile al Rosso Ammonitico sia in aree che dopo l'annegamento sono diventate sede di sedimentazione bacinale (Val di Lima) sia in aree che hanno costituito altofondi pelagici quantomeno per tutto il Giurassico (Pania di Corfino).

**CARATTERI DI LABORATORIO:** i livelli chiari sono costituiti da letti granoblastici costituiti da cristalli anedrali di calcite fortemente appiattiti che conferiscono alla roccia un aspetto foliato, alternati a sottilissimi letti lepidoblastici a clorite e mica bianca. I letti più scuri corrispondono a livelli microspartiti con bande pigmentate da ossidi di ferro. Caratteristica è la presenza di trame sottili di stiloliti con concentrazioni di sericite e minerali opachi (limonite, ematite, magnetite, pirite) e localmente epidoto. Nei livelli granoblastici sono spesso dispersi cristalli idiomorfi di quarzo e romboedri di dolomite. In corrispondenza dell'interfaccia metacalcere-metapelite sono ben riconoscibili relitti di superfici S0 e S1 tra loro subparallele, trasposte su una superficie S2 che in affioramento corrisponde alla scistosità principale e che coincide con la superficie di foliazione nei metacalcari.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** massimo 10-15 metri.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** il Marmo Zebrino ricopre stratigraficamente i Marmi bianchi e grigi e passa in alto in conformità ai Metacalcari con Selce. Un contatto stratigrafico tra Marmo Zebrino e sottostanti bardigli encrinitici è esposto nelle cave lungo il versante occidentale di M. Baldozzana (a nord di Pizzo d'Uccello) mentre un contatto graduale con marmi bianchi encrinitici è osservabile a Passo Sella. Un passaggio stratigrafico ben esposto tra Marmo Zebrino e soprastanti Metacalcari con Selce in facies bacinale è osservabile lungo la Turrite Secca (in località Campaccio), in giacitura rovescia; un contatto con Metacalcari con Selce in facies condensata è ad esempio molto ben preservato a Passo Sella e a San Viviano.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** marino pelagico.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Sinemuriano superiore (Lotharingiano) p.p. - Pliensbachiano superiore (Domeriano) p.p.

L'attribuzione di età deriva dalla correlazione con il Rosso Ammonitico dell'Unità tettonica della Falda Toscana. In un lavoro su una fauna ad ammoniti rinvenuta nei Calcari Selciferi metamorfici delle Alpi Apuane (che include il Marmo Zebrino) SGUAZZONI (1963) elenca numerose ammoniti raccolte non in posto in varie località. Tra le ammoniti elencate provengono con ogni probabilità dal Marmo Zebrino: *Rhacophyllites planispira* (*Juraphyllites planispiroides*) (REYNÈS), *Rhacophyllites* (*Paradasyceras*) *stella* (SOWERBY), *Pleuracanthites biformis* (SOWERBY), *Deroceras* (*Cruciloboceras*) *evolutum* (FUCINI), *Deroceras* (*Cruciloboceras*) cfr. *gemmaaroi* (LEVI), *Harpoceras* (*Tropidoceras*) *galatense* (GEMMELLARO) e *Coeloceras pettos* (QUENSTEDT). Queste ammoniti indicano le biozone comprese tra la Zona Oxynotum e la Zona Ibex incluse: ovvero le biozone del Lotharingiano-Carixiano che definiscono l'età del Rosso Ammonitico nella Falda Toscana.

- Metacalcari Selciferi (CLF)

I Metacalcari Selciferi rappresentano l'equivalente metamorfico del Calcere Selcifero dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

**SINONIMI:** "Calcari grigi stratiformi con liste e noduli di selce" (ZACCAGNA, 1879-93); "Calcari listati con selce" (BONATTI, 1938); "Calcere selcifero" (NARDI, 1962a); "Calcari grigi con liste di selce" (TREVISAN et alii, 1971b); "Calcari selciferi" (CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI et

alii, 2000); "Calcari e marne del Sagro" p.p. in COLI et alii (1992); "Calcere Selcifero ad Ammoniti" (FAZZUOLI et alii, 1994).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** Eremo di San Viviano (nella valle di Arnetola) e a Passo Sella per le successioni condensate (successione C in Figura 26); Monte Sagro e versante sud-est di M. Grotti per le successioni bacinali (rispettivamente A e D in Figura 26).

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** i Metacalcari con Selce sono rappresentati in tutto il nucleo metamorfico apuano.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** nelle successioni condensate, metacalcilutiti da crema a grigio-chiare a verdastre, in strati di spessore da centimetrico a decimetrico con intercalazioni di metapeliti verdastre di spessore millimetrico. La presenza di noduli e liste di selce chiara, anche di spessore centimetrico (Figura 44), le differenzia dai cipollini. All'Eremo di San Viviano la parte bassa si presenta più massiva per la presenza di deformazioni da "slumping". A Passo Sella nella parte alta dei Metacalcari con Selce sono presenti anche alcuni livelli di metacalcareniti gradate grigio-scuro con selci violacee. Nelle successioni bacinali, come ad esempio quelle affioranti al M. Sagro (nella sinclinale di Carrara) e alle pendici sud-orientali di M. Grotti (a est di Capanne di Careggine), i metacalcari con selce sono rappresentati da metacalcari grigi in strati di spessore decimetrico e pluridecimetrico con regolari intercalazioni di metapeliti grigio-scure. Nei metacalcari è caratteristica la presenza di liste di selce chiara ben sviluppate e continue e di stiloliti pigmentate da limonite. Presenza di frequenti metacalcareniti grigio-scure torbiditiche e rare debriti di spessore metrico.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** spariti e microspariti pigmentate da un finissimo detrito di materia organica associata a siderite parzialmente limonitizzata, concentrato anche in stringhe irregolari. Nelle lamine microsparitiche sono a volte riconoscibili fantasmi di radiolari spumellidi preservati in sparite o micro-quarzo, appiattiti secondo la superficie di scistosità principale. Nelle successioni bacinali le lamine sparitiche mostrano frequentemente una gradazione nelle dimensioni dei cristalli e i livelli metacalcarenitici grossolani preservano spesso allochimici micro- sparitizzati insieme a grossi articoli di crinoidi e spine di echinidi, ben riconoscibili per la caratteristica ricristallizzazione sintassiale (Figura 45). I letti metapelitici sono costituiti da un fine aggregato di sericite, clorite, materia organica, subordinato quarzo e scarsa mica bianca. Nei livelli granoblastici più grossolani la calcite può essere in parte sostituita da quarzo anche concentrato in plaghe.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** da 5-6 metri a un massimo di 20 metri nelle successioni condensate; 150-200 metri nelle successioni bacinali.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** i Metacalcari con Selce poggiano in conformità stratigrafica sul Marmo zebrino e passano gradualmente in alto alla formazione dei Calcescisti. Il passaggio ai Calcescisti avviene attraverso un progressivo infittimento degli interstrati metapelitici e attraverso una progressiva riduzione dello spessore degli strati calcarei che assumono un aspetto lastroide. Questo passaggio graduale è osservabile sia nelle successioni bacinali affioranti al M. Sagro, a Orto di Donna e a est di Capanne di Careggine sia nelle successioni condensate come quelle dell'Eremo di San Viviano (nella Valle di Arnetola) e a Passo Sella.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** da altofondo pelagico a bacino.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Pliensbachiano superiore (Domeriano) p.p..

L'attribuzione di età è basata sulla correlazione con il Calcere Selcifero dell'Unità tettonica della Falda Toscana e per le ammoniti elencate da SGUAZZONI (1963).

Ricordiamo che le ammoniti elencate da SGUAZZONI (1963) provengono da erratici di calcari selciferi sensu lato che includono, oltre ai Metacalcari con Selce, il Marmo Zebrino e i Calcescisti contemplati in queste note. Escludendo le ammoniti indicative delle biozone tra la Zona Oxynotum e la Zona Ibex, che quasi sicuramente provengono dal Marmo Zebrino e gli esemplari indicativi del Toarciano, che noi pensiamo provengano dai Calcescisti, equivalenti metamorfici dei Calcari e Marne a Posidonia, l'elenco fornito da SGUAZZONI (1963) comprende sia ammoniti con una distribuzione stratigrafica ampia che si estende tra il Sinemuriano e il Toarciano, sia ammoniti confinate temporalmente nel Domeriano. Tra le prime

figurano: Rhacophyllites (Harpophylloceras) eximius (HAUER), Rhacophyllites (Juraphyllites) libertus (GEMMELLARO), Phylloceras (Parschiceras) partschi (STUR), Phylloceras (Zetoceras) zetes (D'ORBIGNY), Phylloceras (Zetoceras) cfr. perzetes MONESTIER, Phylloceras (Zetoceras) bonarellii (BETTONI), Phylloceras frondosum (REINÈS), Phylloceras hebertinum (REINÈS), Phylloceras GEMMELLARO, Phylloceras microgonium GEMMELLARO, Phylloceras (Tragophylloceras) cfr. loscombi (D'ORBIGNY). Tra le ammoniti indicative del Domeriano figurano: Grammoceras (Leptaleoceras) sublaeve (MONESTIER), Grammoceras (Leptaleoceras) affricense (REINÈS), Harpoceras (Protogrammoceras) isseli (FUCINI), Hildoceras (Fucineras) falciplicatum (FUCINI), Hildoceras (Arietoceras) perspiratum (FUCINI), Amaltheus actaeonoides (SAVI e MENEGHINI), Amaltheus sp. aff. striatus (HOWARTH), Paltopleuroceras (Pleuroceras) solare (PHOLLIPS), Paltopleuroceras (Pleuroceras) spinatum (BRUGUIÈRE), Paltopleuroceras (Pleuroceras) sp. aff. apyrenum (BUCKMAN) e Coeloceras (Cetonoceras) incertum (FUCINI).

- **Calcescisti (LCT)**

La Formazione dei Calcescisti rappresenta l'equivalente metamorfico dei Calcari e Marne a Posidonia dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Un'equivalenza tra i Calcescisti ("argiloscisti filladici grigio-giallastri talora calcariferi, passanti a filladi con straterelli calcarei grigi") e i Calcari e Marne a Posidonia dell'Unità tettonica della Falda Toscana era già stata riconosciuta da VALDUGA (1957) nella zona del Monte Sagro.

**SINONIMI:** "Cipollini zonati" (NARDI, 1962a); "Calcari e marne del Sagro" p.p. in COLI et alii (1992); "Calcescisti e Cipollini" (FAZZUOLI et alii, 1994). **AFFIORAMENTI TIPICI:** Eremo di San Viviano (nella Valle di Arnetola) e Passo Sella per le successioni condensate; Orto di Donna, strada Capanne di Careggine- Colli (versante sud-orientale di M. Grotti) e zona del Morlungo-M. Sagro (sinclinale di Carrara) per le successioni bacinali.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** i Calcescisti sono presenti in tutto il nucleo apuano, ma per ragioni di scala generalmente non vengono distinti cartograficamente e sono accorpati sottostanti Metacalcari con Selce.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** nelle successioni condensate, metacalcilutiti listate e sottilmente stratificate da crema a rosate, con veli filladici verdi e intercalazioni di sottili livelli marnoscistosi rossi. Presenza di rare e sottili liste di selce rosata. Nelle successioni bacinali, fitta alternanza di metacalcari foliati, marnoscisti e metapeliti grigio-verdi, giallastri all'alterazione (Figura 44), nei quali sono spesso riconoscibili originarie calcareniti gradate, di spessore da centimetrico a decimetrico, parzialmente silicizzate. Alla base (Figura 44) sono presenti spessi banchi debritici (es. cornice del Morlungo nella zona di Campocecina-Monte Borla; strada di fondo valle dell'Arnetola in corrispondenza del bivio per Cava Minerva).

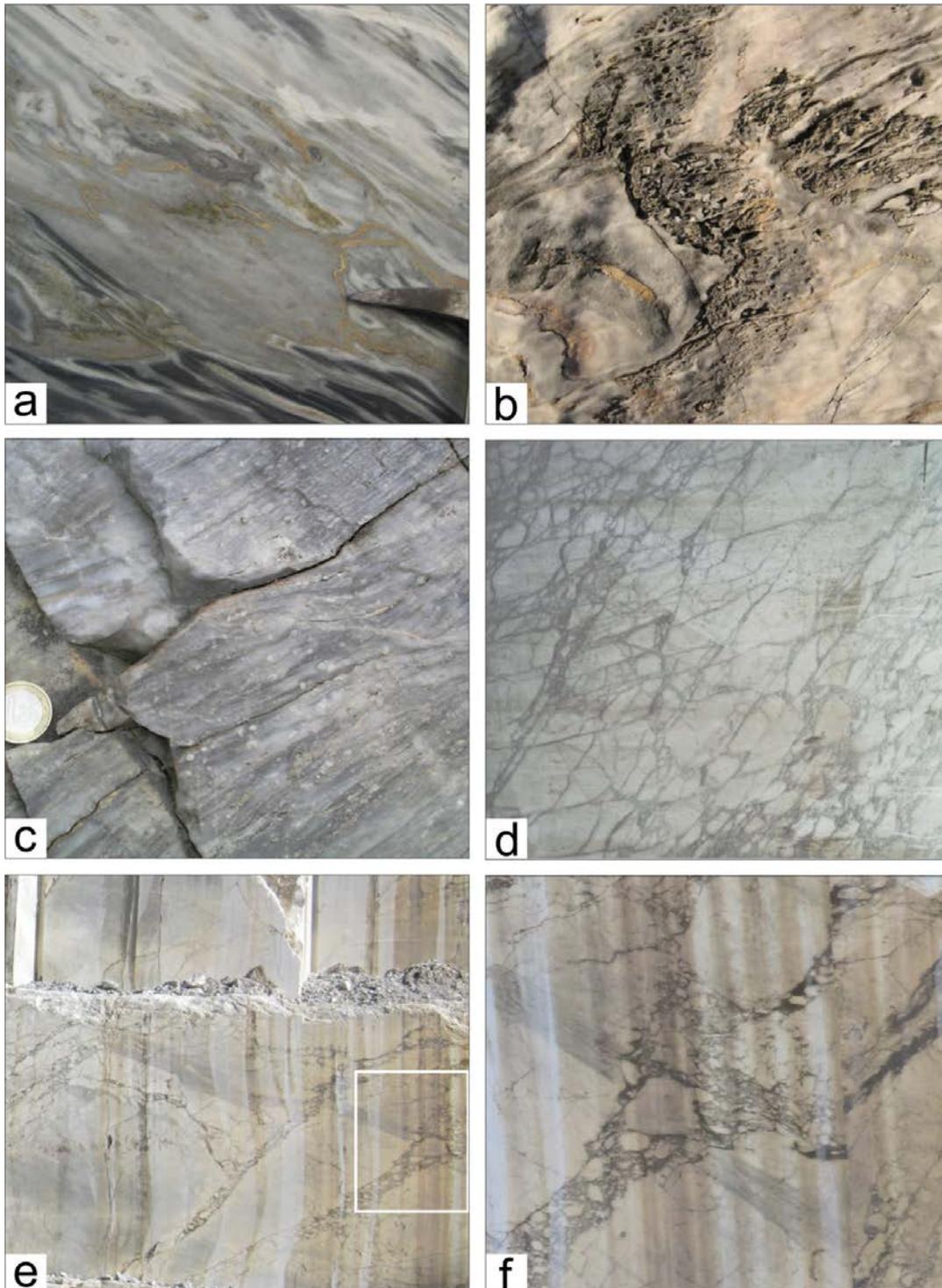
**CARATTERI DI LABORATORIO:** nelle successioni condensate, microsparti debolmente foliate con lamelle disperse e isorientate di sericite, muscovite e localmente clorite. Nelle successioni bacinali fitte alternanze (da centimetriche a submillimetriche) di letti granoblastici di calcite disequigranulare da micro a mesocristallina, appiattita e localmente sostituita da quarzo, e letti lepidoblastici a clorite, sericite e mica bianca, con dispersa subordinata calcite microcristallina. E' frequente la presenza di stringhe con concentrazioni di sostanze carboniose, pirite ed ossidi di ferro. In pochi casi dove la ricristallizzazione è meno spinta sono riconoscibili originari wackestones con filamenti calcitici, resti di lamellibranchi pelagici (Figura 45).

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** A Orto di Donna, a sud-est di M. Grotti e all'Eremo di San Viviano i Calcescisti passano gradualmente in basso ai Metacalcari con Selce e in alto alle Metaradiolariti. Se le sovrastanti Metaradiolariti sono rosse (come a sud-est di M. Grotti e all'Eremo di San Viviano) i Calcescisti tendono ad assumere verso l'alto una colorazione più rosata.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** da altofondo pelagico a bacino. **ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Toarciano-Bathoniano.

L'attribuzione di età è basata sulla correlazione con i Calcari e Marne a Posidonia dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Tra le ammoniti riconosciute da SGUAZZONI (1963) in materiale non in posto Juraphyllites cfr. mimatensis (D'ORBIGNY), Phylloceras doederleinianum (CATULLO), Lytoceras cfr. cornucopiae (YOUNG & BIRD), Grammoceras (Protogrammoceras)

alternans (GEMMELLARO) e *Cotteswoldia* cfr. *distans* (BUCKMAN), essendo forme esclusive del Toarciano, potrebbero provenire dai Calcescisti.



*Figura 43 - "Autoctono" Auctt. Marmi delle Apuane - Marmi bianchi e grigi. a) bardiglio nuvolato, Canale d'Abbia a ovest di Campocecina: le macchie irregolari con bande concentriche bianche e grigie sono fantasmi di oncoidi; b) versante sud di M. Borla in località Morlungo: sono ancora visibili oncoidi e pisoidi appiattiti secondo la superficie di scistosità principale; c) bardiglio al tetto dei Marmi bianchi e grigi, versante nord di Pizzo d'Uccello: i punti bianchi che emergono dal fondo grigio sono relitti di articoli di crinoidi; d) breccia tettonica (classificabile come "crackle breccia") nei Marmi bianchi e grigi, Cave Cooperativa Apuana Vagli, Monte Pallerina, in destra orografica della Valle di Arnetola; e, f) reticolo di fratture estensionali riempite da breccie cataclastiche, riprese in regime di deformazione duttile. Le fratture tagliano una scistosità precedente (vedi dettaglio in f), Cave Cooperativa Apuana Vagli.*

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** da 6-7 metri nelle successioni condensate a un centinaio di metri nelle successioni bacinali.

- **Metaradiolariti (MDI)**

Questa formazione rappresenta l'equivalente metamorfico dei Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

**SINONIMI:** "Scisti diasprini e diaspri verdi e rossi con radiolarie" (ZACCAGNA, 1879-93); "Diaspri e scisti diasprini" (NARDI, 1962a); "Diaspri, scisti diasprini, calcescisti e cipollini" in TREVISAN et alii (1971b); "Diaspri Aucet." in CARMIGNANI (1985); "Diaspri e Scisti Diasprini" (FAZZUOLI et alii, 1994).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** Eremo di San Viviano per le successioni condensate; Orto di Donna e versante sud-orientale di M. Grotti per le successioni bacinali.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** le Metaradiolariti sono diffuse e ben riconoscibili in tutto il nucleo metamorfico apuano alla base dei Metacalcari ad Entrochi. Spesso mancano per laminazione tettonica.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** nelle successioni condensate, un paio di metri di metaradiolariti calcaree rosse sottilmente stratificate, con selci rosso fegato, seguite da metaradiolariti silicee rosse di spessore centimetrico con sottili interstrati metapelitici verdi e rossi. Nelle successioni bacinali, metaradiolariti da verdi a grigio-verdi a ocre, ma anche a tratti rosse (come a M. Grotti) sottilmente stratificate, spesso foliate, talora nodulari, con interstrati di metapeliti silicee grigio-verdi più frequenti e spesse nella parte bassa della formazione (Figura 44).

**CARATTERI DI LABORATORIO:** quarziti a tessitura microcristallina e aggregati microcristallini di quarzo e calcite, con aghi dispersi di sericite ed ossidi di ferro (originari packstones) contenenti radiolari spumellidi e rari nasellidi preservati in microquarzo e più raramente in sparite. I radiolari contenuti nei livelli metapelitici e calcareo-silicei sono sempre appiattiti secondo i piani di scistosità principale. Sottili livelli lepidoblastici arricchiti in sericite, clorite e subordinata mica bianca.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** da una quindicina di metri nelle successioni condensate a una cinquantina di metri nelle successioni bacinali.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** le Metaradiolariti passano in basso gradualmente ai Calcescisti. Il contatto con i soprastanti Metacalcari ad Entrochi, quando è preservato, come all'Eremo di San Viviano, e ad Orto di Donna è piuttosto brusco.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** marino, nel lisocline della calcite nella parte bassa e sotto la CCD nella parte alta della formazione nelle successioni condensate; sotto la CCD sin dalla base nelle successioni bacinali.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Calloviano-Titonico.

L'età è attribuita per correlazione con i Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

- **Metacalcari ad Entrochi (ENT)**

La formazione rappresenta l'equivalente metamorfico della Maiolica dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

**SINONIMI:** "Calcari selciferi a entrochi" (NARDI, 1962a; CARMIGNANI, 1985; CARMIGNANI et alii, 2000); "Calcari Selciferi ad Entrochi" e "Cipollini" (FAZZUOLI et alii, 1994).

**AFFIORAMENTI TIPICI:** Passo Sella ed Eremo di San Viviano per le successioni condensate; Orto di Donna per le successioni bacinali.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** i Metacalcari ad Entrochi sono diffusi in tutto il nucleo apuano, tranne nella zona di Carrara dove importanti faglie a basso angolo, riprese in zone di taglio con deformazione duttile, elidono porzioni notevoli di successione bacinale mettendo a contatto gli "Scisti Sericitici" del Cretacico- Paleogene con i vari termini giurassici fino ai marmi hehtangiano-sinemuriani.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** nelle successioni condensate, metacalcilutiti rosate e verde chiaro fino a bianche con letti filladici verdastri e con selci bianche o violacee al passaggio con le sottostanti Metaradiolariti. Nelle successioni bacinali, metacalcilutiti bianche e rosate, spesso foliate, e metacalcareniti grigio- chiare gradate, di spessore da decimetrico a pluridecimetrico con ben sviluppate e spesse liste di selce bianca. Sono abbastanza comuni gli articoli di crinoidi che diventano più frequenti nella metà superiore dell'unità. Nella parte più alta, metacalcareniti grossolane gradate in bancate plurimetriche amalgamate e metabrecce calcaree (debriti) in bancate grossolane (Metabrecce di Orto di Donna) con sottili interstrati di metapeliti grigio-verdi (Figura 44). Le Metabrecce di Orto di Donna rappresentano l'equivalente metamorfico delle Calcareniti di Monte Mosca presenti nella parte alta della Maiolica bacinale dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Figura 23).

**CARATTERI DI LABORATORIO:** le metacalcilutiti, ricristallizzate in microsparite, presentano una debolissima foliazione per la presenza di sericite e di sottili lamelle di mica chiara disperse o concentrate in veli discontinui ad andamento subparallelo. Nelle metacalcareniti a grana fine è tipica la ricristallizzazione con tessitura granoblastica da fine a grossolana, con cristalli di calcite per lo più fortemente appiattiti, quarzo autigeno anche concentrato in plaghe e sparsi, rari "romboerdi" di ankerite. Le metacalcareniti più grossolane, mai ricristallizzate del tutto, mostrano la loro derivazione da packstones lito-bioclastici (Figura 45) contenenti abbondanti e ben preservati articoli di crinoidi (rappresentati da placche sia brachiali che colonnali) e subordinate spine di echinidi, vertebre di ofiuridi, aptici e frammenti di inoceramidi. Molto raramente tra i bioclasti si individuano anche alcuni esemplari di microforaminiferi bentonici preservati nel cemento sintassiale che avvolge i resti di echinodermi; tra questi sono stati riconosciuti Spirillina sp., Conicospirillina basiliensis e Neotrocholina valdensis (Figura 45), indicativi del Berriasiano-Valanginiano. In queste metacalcareniti la tessitura dei litoclasti, in genere carbonatici, è di norma obliterata dalla ricristallizzazione. In alcuni casi sono ancora riconoscibili dolospariti ankeritiche, microspariti con fantasmi di radiolari o bivalvi pelagici e litici calcarei di piattaforma con fantasmi di tessitura ooidica.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** da 10-12 metri nelle successioni condensate a 150-200 metri nelle successioni bacinali.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** i Metacalcari ad Entrochi passano in basso alle Metaradiolariti e in alto gradualmente agli Scisti Sericitici come è osservabile lungo la strada per Orto di Donna. Frequentemente, al contatto con le Metaradiolariti, la base dei Calcari ad Entrochi è marcata da un livello di slump breccia come ad esempio, sempre lungo la strada per Orto di Donna, subito dopo il rifugio Donegani.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** da altofondo pelagico a bacino.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Berriasiano - Barremiano. L'età è attribuita per correlazione con la formazione della Maiolica dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

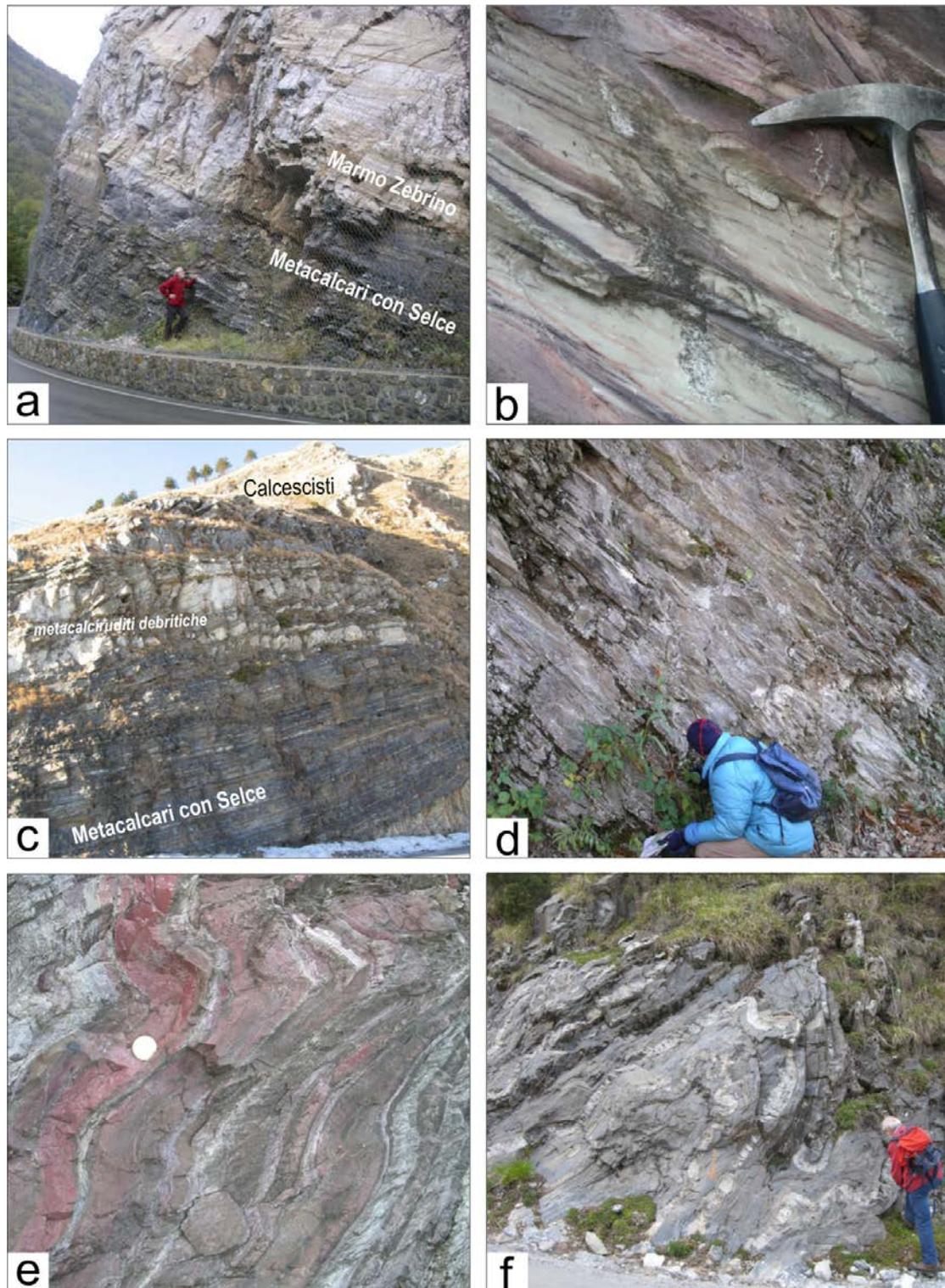


Figura 44 - "Autoctono" Auctt. a) contatto tra Marmo Zebrino (parte alta dei Marmi delle Apuane) e Metacalcari con Selce in successione rovesciata, Valle della Turrite Secca in località Campaccio; b) Marmo Zebrino, Cava di Poggio di Sante alla base della parete nord di Pizzo d'Uccello; c) contatto tra Calcescisti e Metacalcari con Selce delle successioni bacinali, Punta Tre Uomini (a nord-nordovest di M. Sagro): alla base dei Calcescisti spessi livelli di metacalciruditi debritiche; d) Calcescisti lungo il sentiero per Cava di Poggio di Sante, alla base della parete nord di Pizzo d'Uccello; e) Metaradiolariti, Passo Sella; f) Metacalcari ad Entrochi, strada per Orto di Donna a sud di Minucciano.

- Scisti Sericitici (SSR)

La formazione degli Scisti Sericitici è l'equivalente metamorfico della Scaglia Toscana e come questa presenta al suo interno vari membri: il Marmo Cipollino, equivalente metamorfico dei "Calcari di Puglianella", e le Metacalcareniti a Nummuliti, equivalente metamorfico delle "Calcareniti a Nummuliti" (Figura 23 e Figura 26).

SINONIMI: "Scisti filladici grigi, rossi e verdicci" (ZACCAGNA, 1879-93); "Scisti sericitici verdi e rossastri" (NARDI, 1961); "Scisti sericitici varicolori" (NARDI, 1967); "Scisti sericitici grigi, rossi e verdi" in TREVISAN et alii (1971b); "Scisti Sericitici Varicolori con Cipollini" e "Calcareniti a Nummuliti" (FAZZUOLI et alii, 1994).

AFFIORAMENTI TIPICI: Campocecina e sinclinale di Orto di Donna per gli Scisti Sericitici; Isola Santa e Monte Fiocca per il Marmo Cipollino; fianco sud-occidentale del Monte Tontorone per le Metacalcareniti a Nummuliti (vedi NARDI, 1962b).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: la Formazione degli Scisti Sericitici è rappresentata in tutto il nucleo Apuano; il Marmo Cipollino è anch'esso molto esteso ma non è rappresentato nelle Apuane nord-occidentali probabilmente perché eliso dalle faglie a basso angolo largamente presenti nell'area; le Metacalcareniti a Nummuliti sono state riconosciute soltanto lungo il margine nord-orientale del nucleo metamorfico e in piccoli affioramenti lungo la Turrite Secca.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: metapeliti verdi e rosso-violacee con intercalazioni di metacalcari frequentemente foliati e metacalcareniti che preservano localmente relitti di strutture torbiditiche (Figura 46). Nel Serchio di Gramolazzo, lungo la strada per Orto di Donna, nella parte più bassa della successione sono stati riconosciuti 5-6 metri di scisti neri e rosso violacei con sottili intercalazioni di metacalcareniti grigio-scure a grana fine, probabilmente correlabili con le Argilliti di Brolio nonché con gli Scisti a Fucoidi della successione umbro-marchigiana. Nella parte medio-inferiore dell'unità è localmente riconoscibile un intervallo, di pochi metri di spessore, costituito da marnoscisti e scisti silicei associati a metaradiolariti rosso-brune e verdastre sottilmente stratificate correlabile con il livello di radiolariti silicee turoniane presenti nella Scaglia Toscana (Scisti diasprini in Figura 23 e Figura 26). Nella parte media della formazione prevalgono i metacalcari, in genere chiari, che possono presentare anche sporadici noduli di selce, nella parte alta prevalgono invece le metapeliti, in prevalenza verdastre, con intercalazioni di metacalcareniti grigie a grana media e grossolana. Nella zona di Vagli-Arnetola e localmente anche nella Valle di Arni, sotto l'orizzonte di metaradiolariti rosso-brune e verdastre, sono presenti metabrecce calcaree policrome (Figura 46) contenenti clasti e blocchi di marmo bianco con relitti di oncoidi e strutture di disseccamento, di metacalcari dolomitici grigi, di metacalcari rosati e giallastri con abbondanti articoli di crinoidi, di metacalcilutiti rosse, di subordinate metaradiolariti rosse e di rare selci rosso-fegato. La matrice è costituita da metapeliti, scisti e marnoscisti silicei prevalentemente rossi ma anche verdi con ben evidenti lamelle di clorite. Riteniamo che queste metabrecce, rappresentative di originarie breccie di talus e detriti, debbano essere messe in relazione alla presenza di scarpate di faglia lungo le quali era esposta l'intera originaria successione dal Calcare Massiccio alla Maiolica. Nella successione non metamorfica metabrecce analoghe, occupanti la stessa posizione stratigrafica sotto l'orizzonte radiolaritico della Scaglia Toscana e attribuite al Cenomaniano da GÜNTHER (1966), GÜNTHER & REUTTER (1966), GÜNTHER & WACHSHUT (1969) sono conosciute nella zona di Mommio, Soraggio e Corfino.

Marmo Cipollino (SSR1): il membro del Marmo Cipollino, correlabile con l'intervallo turoniano-maastrichtiano della Scaglia Toscana ricco in livelli conturritici e calcitorbiditici fini (Membro dei Calcari di Puglianella), rappresenta la parte media, prevalentemente calcarea, della formazione degli Scisti Sericitici.

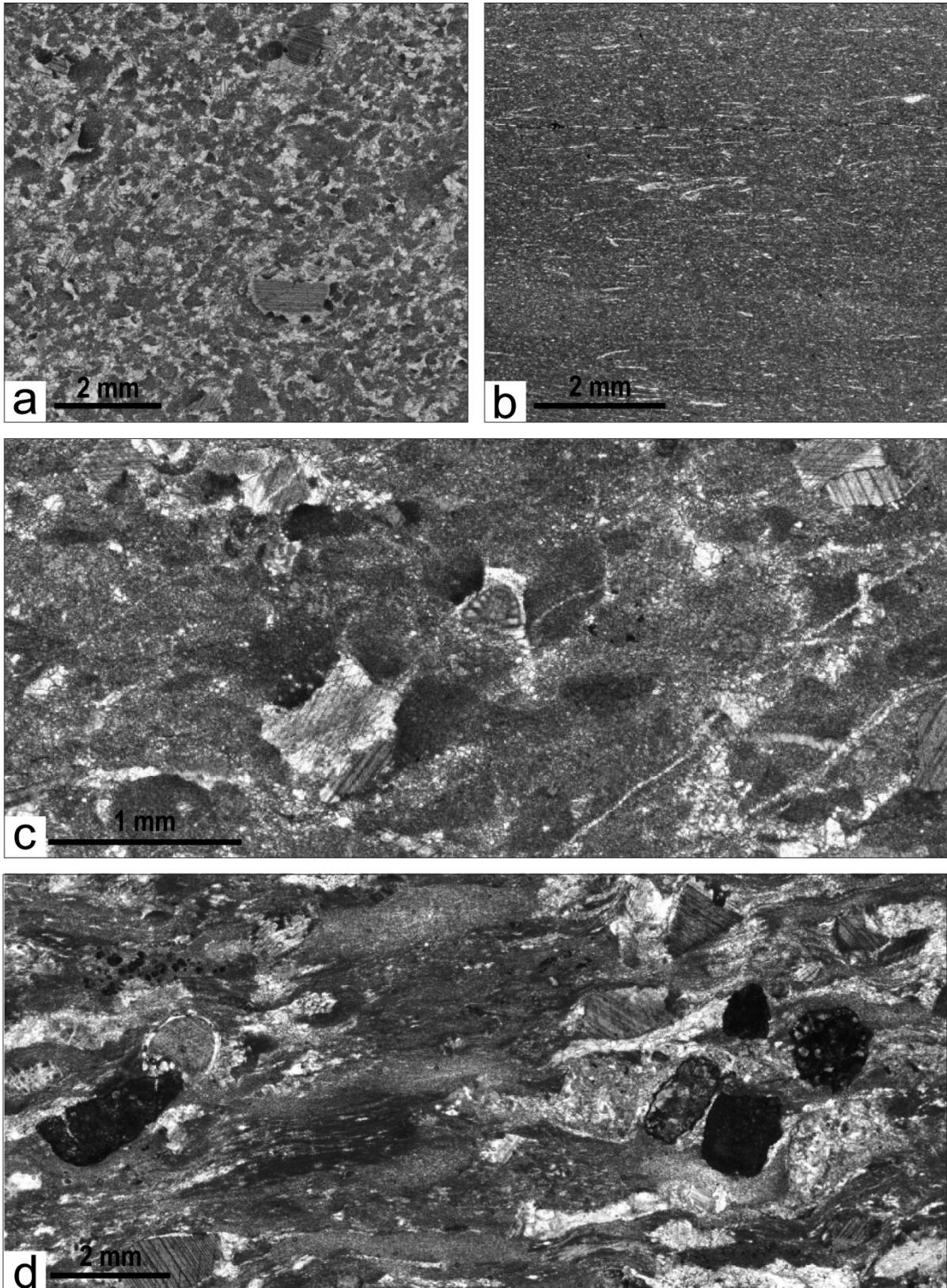


Figura 45 - "Autoctono" Auctt. a) Metacalcari con Selce, M. Sagro: packstone peloidico con matrice ricristallizzata in sparite in crescita sintassiale sugli articoli di crinoidi; b) Calcescisti, M. Sagro: wackestone con frammenti di bivalvi pelagici; c, d) Metacalcari ad Entrochi, strada per Orto di Donna a sud di Minucciano: packstones lito-bioclastici con articoli di crinoidi ed altri resti di echinodermi, in c) esemplare di *Neotrocholina valdensis* preservato nella calcite sintassiale al centro della foto.

L'unità è caratterizzata da una alternanza regolare di metacalcari chiari di spessore da centimetrico a decimetrico e metapeliti più o meno marnose verdi e subordinatamente rosso-brune (Figura 46). I metacalcari, compatti o foliati, sono caratterizzati da bande di colore grigio-chiaro e verdastro. Localmente sono presenti anche sottili livelli quarziticci bianchi derivanti da originarie liste di selce che rendono il Marmo Cipollino difficilmente distinguibile dalla porzione inferiore dei Metacalcari ad Entrochi. Per la difficoltà di separare i due intervalli litologici in affioramenti isolati e in situazioni in cui non è chiara la originaria posizione stratigrafica è probabile che una parte delle rocce cartografate come Marmo Cipollino appartengano in realtà ai Metacalcari ad Entrochi. In questo intervallo sono presenti anche sottili livelli di metacalcareniti fini grigio-chiare con interstrati filladici verdi a clorite e mica bianca.

Metacalcareniti a Nummuliti: costituiscono la parte alta degli Scisti Sericitici. Sono rappresentati da metacalcareniti grigio-scure a grana media e grossolana, in bancate anche metriche, e subordinate metacalcilutiti silicee grigio- verdastre con livelli decimetrici di metapeliti cloritiche verdi. Nelle metacalcareniti è frequentemente preservata la originaria gradazione granulometrica.

**CARATTERI DI LABORATORIO:** in sezione sottile le metapeliti risultano costituite da fitte alternanze di letti lepidoblastici di sericite, clorite e scarsa mica bianca e letti finemente granoblastici con calcite, quarzo e dispersa sericite. Il colore deriva dalla presenza, spesso abbondante, di ossidi di ferro o di plaghe con elevate concentrazioni di fibre di clorite. Gli scisti nero-violacei nella parte basale degli Scisti Sericitici, al passaggio con i sottostanti Metacalcari ad Entrochi, sono costituiti da un aggregato di microquarzo e sostanze carboniose con ben preservati gusci di radiolari. I marnoscisti silicei associati alle metaradiolariti sempre nella parte bassa degli Scisti Sericitici al microscopio si rivelano costituiti da una alternanza millimetrica o sub-millimetrica di letti lepidoblastici con sericite, clorite e subordinata mica e letti granoblastici costituiti da calcite microcristallina, spesso silicizzata, e dispersa sericite. È frequente nei livelli granoblastici la presenza di relitti ricristallizzati o silicizzati di radiolari e di probabili planctonici con caratteristiche ombre di pressione. Nelle metacalcareniti sono sempre riconoscibili originari packstones bioclastici con frammenti di echinodermi rappresentati quasi esclusivamente da spine e placche di echinidi.

Marmo Cipollino (SSR1): microscopicamente i metacalcari sono caratterizzati da una tessitura granoblastica in cui si alternano lamine con dimensioni cristalline diverse da medio-fini a medio-grossolane. I cristalli di calcite, localmente sostituiti da quarzo, sono fortemente appiattiti sulla superficie di scistosità principale. Nei livelli granoblastici sono presenti in quantità variabile albite neogenica, aghi di sericite e clorite isorientati e minerali opachi spesso concentrati in radii veli subparalleli, irregolari e discontinui. Sono frequenti le suture stilolitiche in cui sono concentrati minerali argillosi, ossidi di ferro, clorite, epidoto e scarse lamelle di muscovite. Ai letti calcitici si intercalano con frequenza variabile letti lepidoblastici verdi costituiti da abbondante clorite e mica bianca. La scistosità principale è sempre una superficie S2, come mostrato dai frequenti relitti di superfici S0 e S1, tra loro sub-parallele, preservati nelle cerniere di micropieghe con fianchi trasposti in S2.

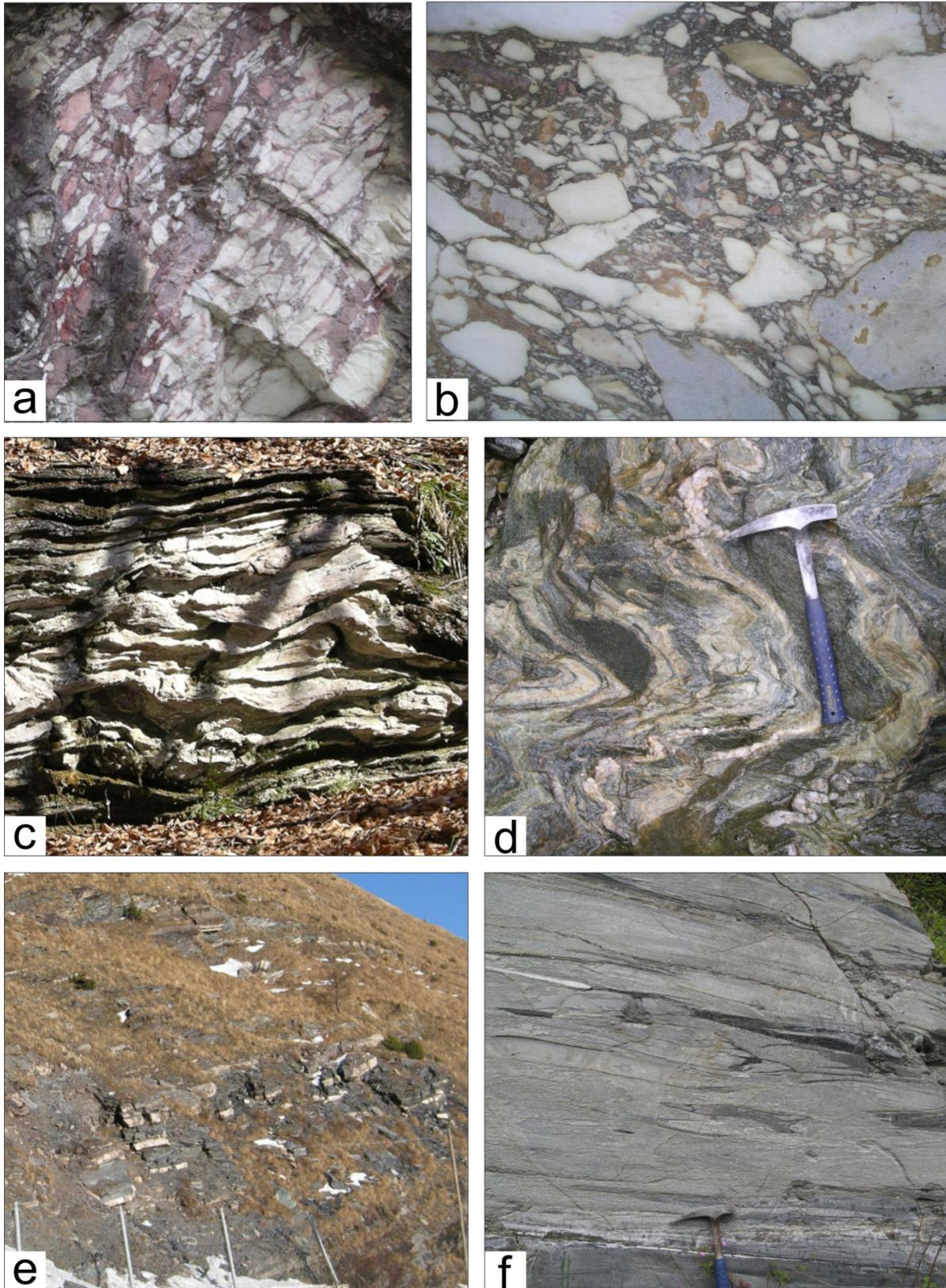


Figura 46 - "Autoctono" Auctt. a, b) Scisti Sericitici, Monte Pallerina (cava abbandonata in destra orografica della Valle di Arnetola): breccia ad elementi di marmo bianco e matrice di scisti sericitici rossi; c) Scisti Sericitici - Marmo Cipollino, Eremo di San Viviano in sinistra orografica della Valle di Arnetola; d) Scisti Sericitici - Marmo Cipollino, cava abbandonata a sud-ovest di Isola Santa in destra orografica della Turrite; e) Scisti Sericitici, Campocecina; f) Pseudomacigno, Cardoso.

Metacalcareniti a Nummuliti: in sezione sottile le metacalcareniti si presentano come packstones lito-bioclastici parzialmente ricristallizzati con matrice preservata in microsparite/sparite e litici calcarei, in genere micritizzati, appiattiti secondo la scistosità principale. Molto raramente si riconoscono tra i litici calcari di piattaforma con fantasmi di ooidi e dolospariti ankeritiche. Tra i bioclasti si riconoscono sempre grosse placche e spine di echinidi e, nella Valle del Serchio di Gramolazzo, anche sporadici fantasmi di rotalie, frammenti di nummulitidi, amphistegine e foraminiferi bentonici milioliformi. Al Monte Tontorone nelle metacalcareniti più grossolane sono presenti esemplari piuttosto ben preservati appartenenti ai generi Nummulites, Amphistegina, Operculina, Assilina, Discocyclina ed Alveolina insieme a frammenti di alghe rosse e gusci di ostreidi (Figura 47). Nella Valle del Serchio di Gramolazzo nelle metacalcareniti associate alle metacalcareniti sono stati rinvenuti alcuni esemplari di foraminiferi planctonici appartenenti al genere Catapsidrax (Figura 47) che, in assenza di forme riferibili a morozovellidi, testimonia un'età non più vecchia dell'Eocene superiore. È da ricordare come CANAVARI (1887) e SILVESTRI (1939) pur avendo riconosciuto per primi la presenza di Nummulitidi nelle Metacalcareniti a Nummuliti metamorfiche delle Alpi Apuane, attribuiscano le calcareniti al Triassico per la loro posizione geometrica (NARDI, 1962b), istituendo anche una nuova specie per giustificare la differenza di età.

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** nella zona di Campocecina- Monte Borla, dove gli Scisti Sericitici sono molto ben sviluppati, lo spessore complessivo è non inferiore a 150-200 metri. Lo spessore del Marmo Cipollino così come quello dei Metacalcari a Nummuliti è al massimo di una cinquantina di metri. **RAPPORTI STRATIGRAFICI:** gli Scisti Sericitici passano in basso ai Metacalcari ad Entrochi e in alto allo Pseudomacigno con contatti stratigrafici originariamente conformi.

**AMBIENTE DEPOSIZIONALE:** marino bacinale.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Aptiano - Oligocene superiore (Chattiano) p.p.

L'attribuzione di età è basata sulla correlazione con la Scaglia Toscana.

- Pseudomacigno (PSM)

La formazione rappresenta l'equivalente metamorfico del Macigno dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

**SINONIMI:** "Arenarie (Pseudomacigno) grigie, scisti grigi fogliettati e scisti ardesiaci" (ZACCAGNA, 1879-93); "Arenarie e scisti ardesiaci" (NARDI, 1961).

Il termine "pseudomacigno" fu coniato da SAVI (1863) per indicare le arenarie scistose della zona di Stazzema.

**AFFIORAMENTI TIPICI:** terminazione settentrionale della sinclinale di Orto di Donna; zona tra Campocatino e San Viviano; Valle della Turrite Secca a oriente di Isola Santa, Capanne di Careggine; Cardoso.

**ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI:** lo Pseudomacigno affiora lungo tutto il margine orientale del nucleo metamorfico apuano.

**CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO:** metarenarie quarzoso-feldspatiche grigio-scuere (Figura 46), scistose, in bancate da pluridecimetriche a metriche soprattutto nella parte bassa della successione. Lo spessore degli strati tende a diminuire nella parte alta dell'unità, dove diventano frequenti e più spesse le intercalazioni metapelitiche e metasiltitiche ("ardesie" Auctt.). Nelle bancate arenacee grigio- scure, scistose, a granulometria medio-grossolana è di solito ben preservata

la gradazione. Frequenti i "clay chips". Nella zona di Stazzema, adiacente all'area di interesse, sono presenti olistostromi di materiale ligure (PATACCA et alii, 2013).

**CARATTERI DI LABORATORIO:** metawackes feldspatolitiche con matrice costituita da un aggregato di calcite e più o meno abbondante sericite con qualche lamella di muscovite. Tra i granuli: quarzo (in prevalenza plutonico), feldspato (rappresentato da albite, ortose, microclino, pertiti e rarissimo plagioclasio zonato), mica chiara e scura, abbondanti litici e minerali accessori quali apatite, zircone e tormalina. I litici sono rappresentati principalmente da rocce metamorfiche di basso grado (quarziti, aggregati di quarzo e mica chiara, calcescisti, cloritoscisti, filladi e micascisti più o meno quarziferi) e localmente (ad esempio nella Valle del Serchio di Gramolazzo, lungo la strada per Orto di Donna) da abbondanti frammenti di vulcaniti basiche con relitti di tessitura intersertale data da microliti di plagioclasio immersi in vetro cloritizzato. I livelli metapelitici e metasiltitici appaiono come alternanze da millimetriche a centimetriche di letti granoblastici fini a quarzo e albite e letti lepidoblastici costituiti da calcite, clorite e mica bianca con disperse più o meno abbondanti sostanze carboniose. Descrizioni petrografiche dettagliate sono contenute in BONATTI (1938) e in FERRINI & PANDELI (1985).

**SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI:** lo spessore dello Pseudomacigno è generalmente dell'ordine di alcune decine di metri. Spessori di gran lunga maggiori sono presenti nella zona di Cardoso, ma si tratta certamente di ispessimenti legati alle numerose e vistose pieghe isoclinali presenti nell'area.

**RAPPORTI STRATIGRAFICI:** lo Pseudomacigno passa in basso stratigraficamente agli Scisti Sericitici.

**AMBIENTE:** bacino d'avanfossa.

**ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA:** Oligocene superiore (Chattiano p.p.) - Miocene inferiore (Aquitano p.p.).

L'età si basa sulla presenza di *Nephrolepidina morgani* (NARDI, 1963b; DALLAN NARDI, 1976; MONTANARI & ROSSI, 1983) e sulla correlazione con la formazione del Macigno dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

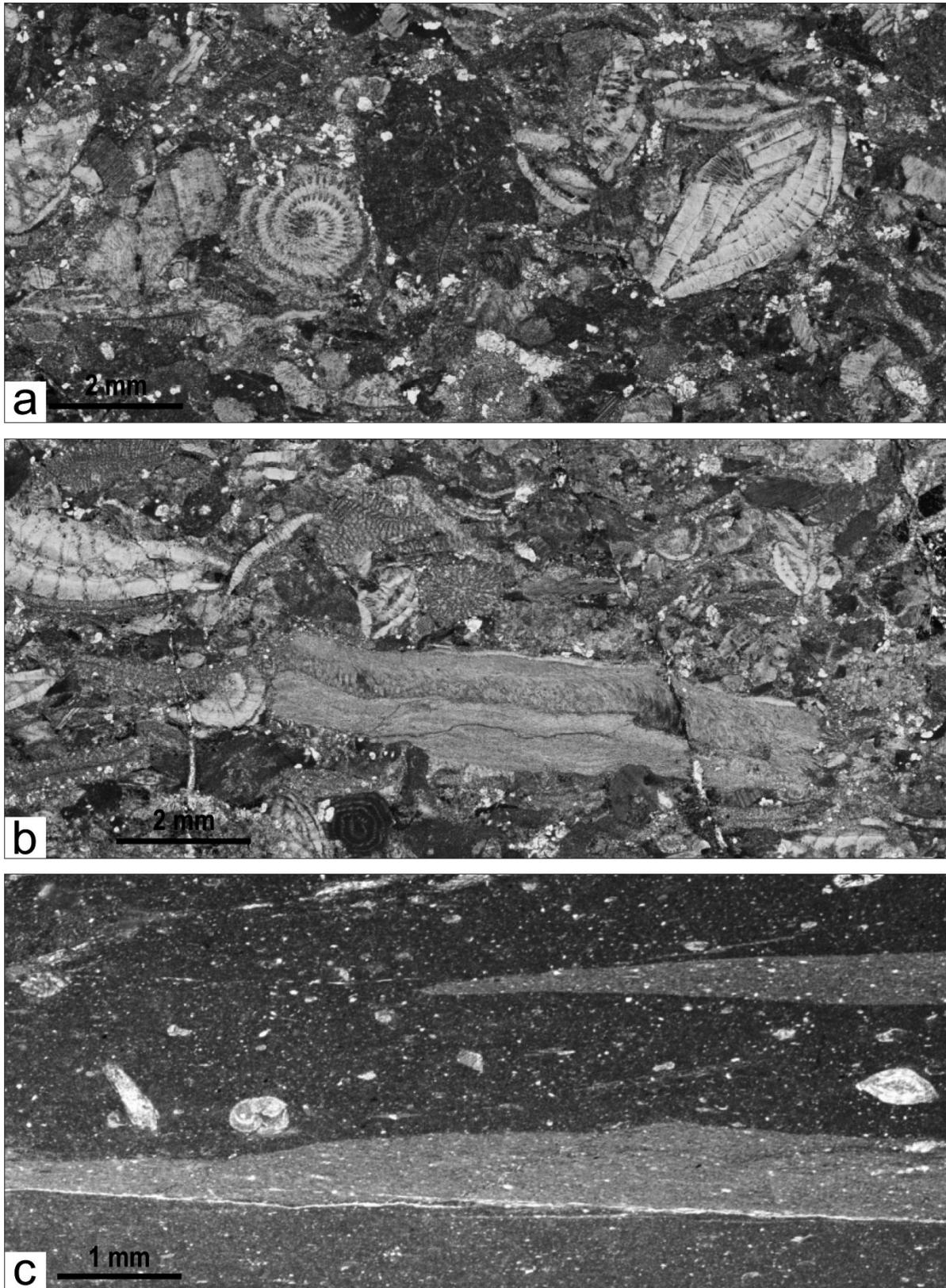


Figura 47 - "Autoctono" Auctt. a, b) Scisti Sericitici - Metacalcareniti a Nummuliti, M. Tontorone: packstones bioclastici con nummuliti ed anfistegine; in b) discocicline e un esemplare di alveolina (in basso a destra) e grossi frammenti di gusci di ostreidi; c) Scisti Sericitici - Metacalcareniti a Nummuliti, Valle del Serchio di Gramolazzo: wackestone con *Catapsidrax* (a sinistra) ed *Amphistegina* (estrema destra).

## **5. DEPOSITI QUATERNARI (QC4a, QC4b, QC5a e QC5b)**

### DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI

Nelle aree collinari e montuose delle Apuane sono presenti coperture di limitata estensione legate per lo più ad ambienti alluvionali, all'attività dei ghiacciai pleistocenici, all'azione della gravità e del ruscellamento, e all'attività antropica.

#### Depositi del Pleistocene Medio – Superiore

- Depositi di versante periglaciali (C8b)

Si tratta di depositi stratificati clasto-sostenuti, da moderatamente a ben cementati, disposti lungo i versanti in livelli di spessore decimetrico con inclinazione circa uguale a quella dei versanti stessi (éboulis ordonné), costituiti da alternanze di elementi calcarei da angolosi a sub-angolosi con granulometria delle ghiaie medie, con materiale più fine. Gli affioramenti più estesi si trovano alla base delle pareti sudoccidentali della Pania della Croce raggiungendo presumibilmente uno spessore massimo di una decina di metri. Questi depositi, documentati da FEDERICI (1981b) nella Valle di Renara (Massa), sono da riferirsi ad un periodo glaciale o tardo-glaciale e per questo vengono attribuiti genericamente al Pleistocene.

- Till indifferenziato (c1b)

Con questo termine si indicano depositi con scarso o nullo grado di elaborazione connessi al trasporto ed alla sedimentazione ad opera dei ghiacciai. Tali depositi si presentano privi di strutture interne, costituiti da materiale fine (limi e sabbie) inglobante clasti e blocchi subangolosi ed angolosi, anche di dimensioni plurimetriche. Il loro rinvenimento è collegato senza dubbio a contesti morfologici di modellazione glaciale, dove tali depositi assumono talora forme tipiche.

Nell'area di Vagli di Sopra il potente corpo di detrito, anche a grossi blocchi, che interessa il versante prospiciente l'omonimo lago artificiale, è in connessione con l'area di Campocatino, un piccolo ma caratteristico circo glaciale dove si osservano inconfondibili forme di sovrascavazione e di deposito (cordoni morenici laterali). Nell'area di Gorfigliano e nella valle di Gramolazzo i depositi morenici frontali, riferibile ad una fase stadiale i primi e terminale i secondi, hanno sbarrato il deflusso superficiale andando a creare dei laghetti estinti a seguito dello sfondamento della soglia. Nel complesso il till indifferenziato costituisce corpi di limitata estensione e spessore, ma di notevole importanza per il significato paleoclimatico e per la determinazione dell'estensione massima e delle fasi di ritiro dei ghiacciai apuani durante l'ultima glaciazione. Lo spessore raramente supera la decina di metri, fa eccezione il deposito di Campocatino in cui si raggiungono alcune decine di metri di spessore. Per la datazione di questi depositi non sono disponibili analisi polliniche o datazioni radiometriche, indirettamente sono riferibili al periodo di massima espansione glaciale (Würm III).

#### Pleistocene superiore

- Depositi alluvionali terrazzati (bnb)

I sedimenti alluvionali più antichi (bn2) si ritrovano sia nell'area apuana e periapuana, in forma di corpi deposizionali relativamente poco estesi lungo i versanti dei principali solchi vallivi, o in vaste aree in prossimità delle aste fluviali dei maggiori corsi d'acqua, in genere in corpi terrazzati incisi e notevolmente sollevati rispetto agli alvei attuali. Sono depositi alluvionali di spessore di alcuni metri costituiti prevalentemente da conglomerati e ghiaie, sovente monomittici (ad elementi di Macigno e, più raramente, di calcari marnosi riferibili in genere al Flysch ad Elmintoidi delle unità liguri s.l.) eterometrici e mal classati, sia clasto- che matrice-sostenuti. I depositi alluvionali

terrazzati più recenti (bn1) sono presenti lungo i corsi dei principali fiumi provenienti dalle Alpi Apuane (Carrione, Frigido, Aulella, Lucido, ecc.).

Sulla piana costiera lunense-versiliense i depositi alluvionali antichi hanno costruito le ampie e piatte conoidi pedemontane, nonché le conoidi di deiezione minori. Le prime sono caratterizzate da materiale non classato, con blocchi di dimensioni fino a metriche frammisti a materiale più fine tipicamente poligenico, mentre le conoidi minori mostrano una bassa variabilità litologica in funzione del loro ridotto bacino alimentatore.

Pleistocene medio-superiore-Olocene

- Depositi Olocenici

Per i depositi Olocenici si veda la descrizione sulla legenda delle tavole QC4a, QC4b, QC5a e QC5b.

## **6. TETTONICA (QC4a, QC4b)**

Come già illustrato in precedenza, l'assetto strutturale di questa porzione di Appennino settentrionale è il risultato di:

- fasi deformative del Cretacico-Eocene medio che hanno interessato esclusivamente il Dominio oceanico ligure ("Fasi Liguri"), i cui effetti nell'area circostante le Apuane si ritrovano nell'Unità tettonica Ottone, avvenute durante le fasi di convergenza legate alla subduzione della crosta oceanica ligure e alla chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese (ELTER et alii, 1964; ELTER, 1973; ZANZUCCHI, 1980);
- fasi deformative mioceniche legate alla subduzione della crosta continentale adriatica, con messa in posto delle Unità Liguri sul Dominio Toscano e delle Unità Toscane su domini più esterni (Unità di M. Cervarola, ecc.). La messa in posto del cuneo d'accrezione (Unità Liguri e Subliguri) sul Dominio toscano interno (Falda Toscana) è vincolata dall'età del tetto del Macigno (Aquitaniense). Recentemente olistostromi di formazioni liguri sono state riconosciute anche all'interno della formazione dello Pseudomacigno (PATACCA et alii, 2013). Questo dato pone all'Aquitaniense il limite superiore per la messa in posto del Dominio toscano interno (Falda Toscana) sul Dominio toscano esterno ("Autoctono" Auctt.), modificando sensibilmente l'età del metamorfismo e raccorciamento all'interno delle unità metamorfiche, che in base a dati radiometrici (KLIGFIELD et alii, 1986) è stata per lungo tempo riferita all'Oligocene superiore (27 Ma);
- successive fasi deformative legate all'esumazione delle varie unità tettoniche.

In questo elaborato tutte le fasi deformative che si sviluppano nelle Unità Toscane durante la messa in posto delle Unità Liguri e durante la subduzione e underthrusting delle Unità Toscane, sono indicate come "Fase D1".

Nel capitolo dedicato alla Stratigrafia spesso sono descritte le foliazioni riconoscibili in affioramento e in sezione sottile; in questi casi le foliazioni sono descritte sulla base dei rapporti di sovrapposizione realmente osservabili, utilizzando le sigle S1, S2, S3. In questo capitolo "Tettonica" le sigle S1, S2, S3 e i termini Fase D1, Fase D2 e Fase D3 sono utilizzati invece per descrivere superfici metamorfiche ed eventi correlabili alla scala dell'intero Complesso Metamorfico Apuano e attribuiamo ad esse un significato tettonico regionale e geodinamico. Per quanto riguarda la simbologia i contatti tra le unità tettoniche principali sono indicati come sovrascorrimenti, anche se comunemente tali contatti sono riattivati come faglie normali a basso ed alto angolo. Nelle unità metamorfiche la forte deformazione interna delle rocce porta a continui

fenomeni di boudinage di intere formazioni ed elisioni di serie per varie centinaia di metri. In tutti questi casi, e su vaste aree, i contatti tra le varie formazioni sono di natura tettonica, ma per motivi di migliore leggibilità della carta si è deciso di indicare ugualmente tutti questi contatti con la simbologia del contatto stratigrafico.



*Figura 48 - Pieghe D1 nella formazione del Marmo zebrino. Bacino marmifero di Betogli, Carrara (foto V. Prayer).*

## **FASI TOSCANE (FASE D1)**

Le Apuane comprendono le migliori esposizioni delle Unità toscane metamorfiche dell'Appennino settentrionale, oggetto di numerosissimi studi fino da metà ottocento. La complessità tettonica delle unità metamorfiche apuane è stata rappresentata già alla fine dell'ottocento nelle famose sezioni geologiche di Zaccagna (Figura 1). Per quanto ovviamente le concezioni di Zaccagna riguardo alla tettonica fossero frutto delle conoscenze geologiche di fine ottocento, è interessante notare come in alcune sezioni geologiche derivate da spaccati naturali in corrispondenza del M. Rasori il fianco rovesciato dell'anticlinale coricata di Vinca sia ripiegato secondo piani assiali molto inclinati. È pure interessante notare come la concezione strutturale di Zaccagna delle Alpi Apuane, caratterizzata dall'idea della “doppia vergenza”, derivata dalle contemporanee sezioni delle Alpi di A. Heim (Figura 2), sia resistita a lungo, tanto che è ancora adottata nel Foglio 96 - Massa della carta geologica a scala 1:100.00 (TREVISAN et alii, 1971b) e ancora successivamente nella carta geologica dell'Appennino settentrionale di BOCCALETTI & COLI (1982). La concezione ottocentesca di Zaccagna era così consolidata sui dati di rilevamento di campagna che è persistita nella letteratura geologica per quasi un secolo. A partire dagli anni Settanta, l'applicazione delle moderne tecniche di analisi strutturale ha consentito una più attendibile ricostruzione della geometria delle unità metamorfiche e, attraverso questa, sono state tentate diverse interpretazioni della cinematica di queste unità e con esse di tutto l'Appennino settentrionale.

Fino dalle prime indagini di analisi strutturale (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975a,b; CARMIGNANI et alii, 1975) furono riconosciute tre fasi deformative caratterizzate da tre distinte scistosità S1, S2 e S3. Successivamente è stata data un'interpretazione geodinamica delle tre fasi deformative attribuendo la prima fase (D1) alla tettonica collisionale responsabile anche della messa in posto delle unità alloctone. Le fasi successive furono invece attribuite al sollevamento ed esumazione del complesso metamorfico che complessivamente danno luogo all'attuale culminazione della finestra tettonica delle Alpi Apuane e che nel 1990 venne assimilato ad una struttura tipo core complex (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

- **FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA “AUTOCTONO” Auctt.**

Nell'Unità tettonica “Autoctono” Auctt. strutture legate a questa fase deformativa sono ben conservate soprattutto nella parte nord-occidentale del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane. La deformazione con trasporto “top-NE” associata a questa fase è evidenziata dalla pervasiva lineazione di estensione e dalla asimmetria e senso di trasporto tettonico (facing) delle pieghe isoclinali.

La fase D1 ha sviluppato pieghe isoclinali di ogni dimensione, da metriche (Figura 48), fino alla scala dell'intera finestra tettonica (Figura 50, Figura 51 e Figura 52), con fianchi rovesciati e associati accavallamenti di dimensioni chilometriche, e una scistosità sin-metamorfica (S1) che generalmente traspone completamente l'originaria stratificazione (Figura 49).

La S1 è parallela al piano assiale di pieghe isoclinali con vario grado di non cilindricità, spesso con geometria “a guaina” i cui assi sono sub-paralleli alla lineazione d'estensione. La deformazione interna (strain) è molto pronunciata in tutti i litotipi con la sola eccezione delle dolomie triassiche e liassiche (formazione dei Grezzoni e dei Marmi dolomitici) che compensano l'estensione con boudinage anche alla scala di tutta la formazione. L'estensione associata a questa scistosità è indicata da una marcata lineazione evidenziata dall'asse maggiore dei clasti nelle litologie conglomeratiche e più spesso dall'orientazione preferenziale di forma dei cristalli di quarzo e calcite: in tutto il Complesso metamorfico la lineazione d'estensione della fase D1 ha orientazione NE-SW.



*Figura 49 - Liste di selce boudinate lungo la foliazione S1 nella formazione dei Metacalcari con selce (capanne di Careggine, Alto corso della Turrite Secca).*

Gli assi delle pieghe e le lineazioni di intersezione della fase D1 hanno invece direzioni variabili: nella parte sud-occidentale del massiccio sono poco inclinati e diretti NW-SE, facendo quindi un angolo di circa 90° con le lineazioni d'estensione. Nella parte nord-orientale e centrale della finestra tettonica gli assi delle pieghe D1 sono invece ovunque orientati NE-SW, paralleli alla direzione d'estensione. Queste variazioni di orientazione degli assi delle pieghe della fase D1 sono state attribuite a una rotazione passiva degli assi delle pieghe verso la direzione di massima estensione in un regime deformativo di taglio semplice progressivo "top- NE" (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). I rapporti angolari tra assi e lineazioni d'estensione e lo stile delle strutture della fase D1 suggeriscono che mediamente lo strain di taglio aumenti da sud-ovest a nord-est, cioè verso le zone strutturalmente più profonde. Le pieghe della zona di Carrara sarebbero quindi pieghe "non ruotate", mentre le pieghe nella parte nord-orientale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane rappresenterebbero le pieghe "ruotate" parallele alla direzione di massima estensione e di trasporto tettonico D1.

Rotazioni orarie e antiorarie degli assi delle pieghe portano inevitabilmente a pieghe a guaina (sheath fold, COBBOLD & QUINQUIS, 1980) cioè pieghe con marcate culminazioni e depressioni assiali. Le culminazioni delle anticlinali e le depressioni delle sinclinali determinano forme d'affioramento chiuse e strutture con direzione di trasporto tettonico (facing) opposte nei due fianchi delle pieghe.

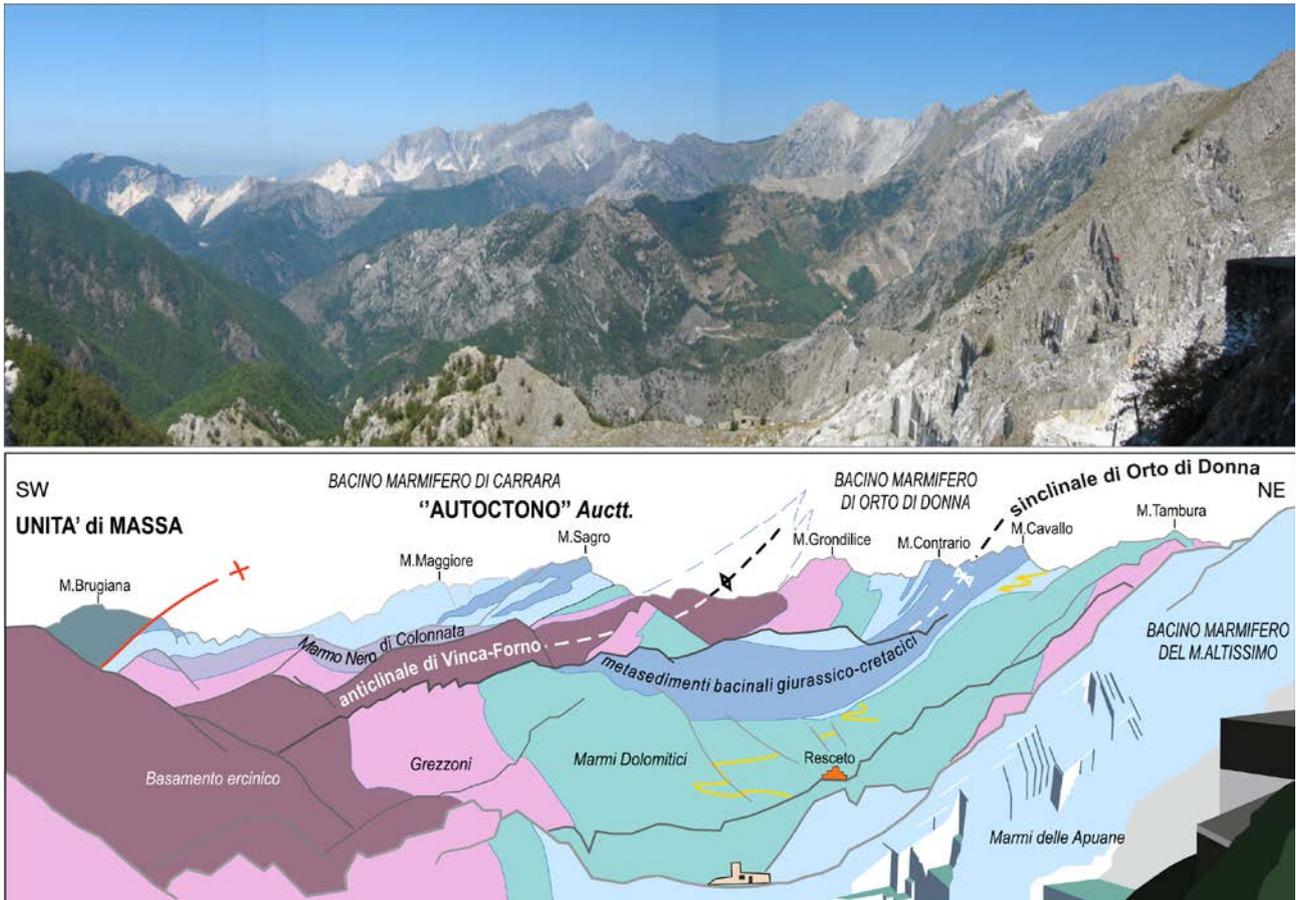


Figura 50 - Vista panoramica della parte settentrionale del Nucleo Metamorfico Apuano dalla strada Antona-Arni, prima della Galleria del Passo del Vestito.

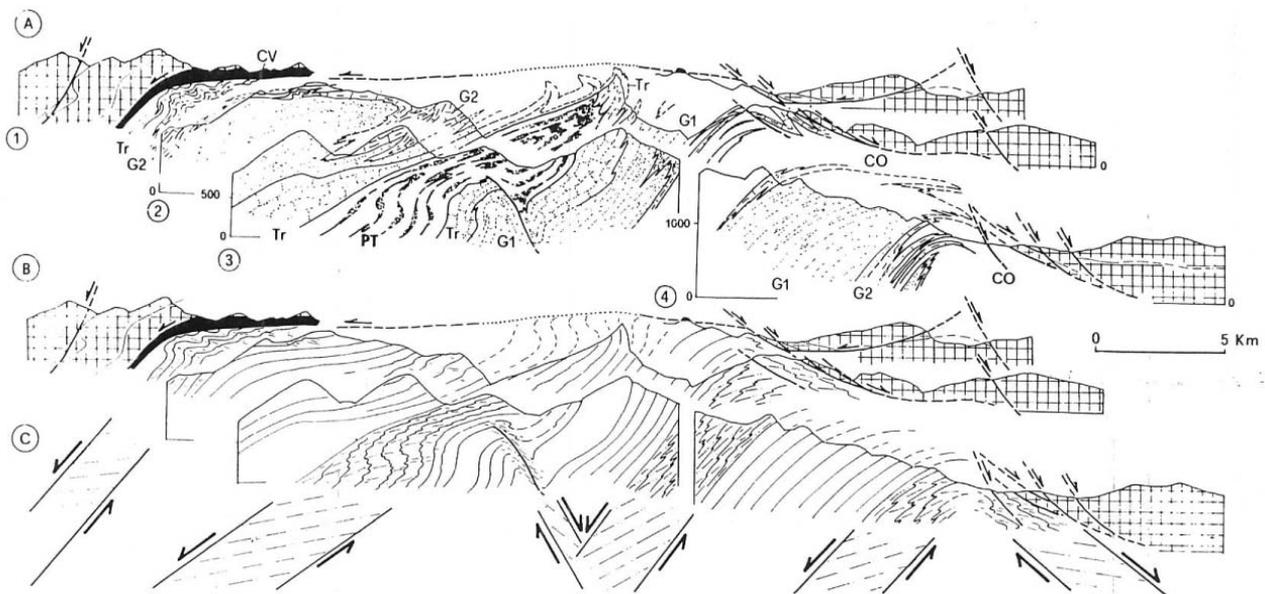


Figura 51 - Sezione geologica attraverso le Alpi Apuane centrali, da CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). (a) Profilo con riportate le formazioni geologiche e l'andamento della stratificazione. (b) Solito profilo con riportato l'andamento della scistosità S1 e S2. (c) Zone di taglio che si sviluppano durante la Fase D2. FT: Falda Toscana; CV: Calcarea cavernoso/cataclasiti. PT: Filladi, metavulcaniti e quarziti (Paleozoico); Tr: dolomie (Triassico superiore); G1: Marmi (Liassico inferiore); G2 : Metacalcari con selce , metaradiolariti, calcescisti (Liassico-Malm); CO: Metacalcari ad Entrochi, metarenarie e filladi (Cretacico – Oligocene). Per le tracce delle sezioni vedi la Figura 58.

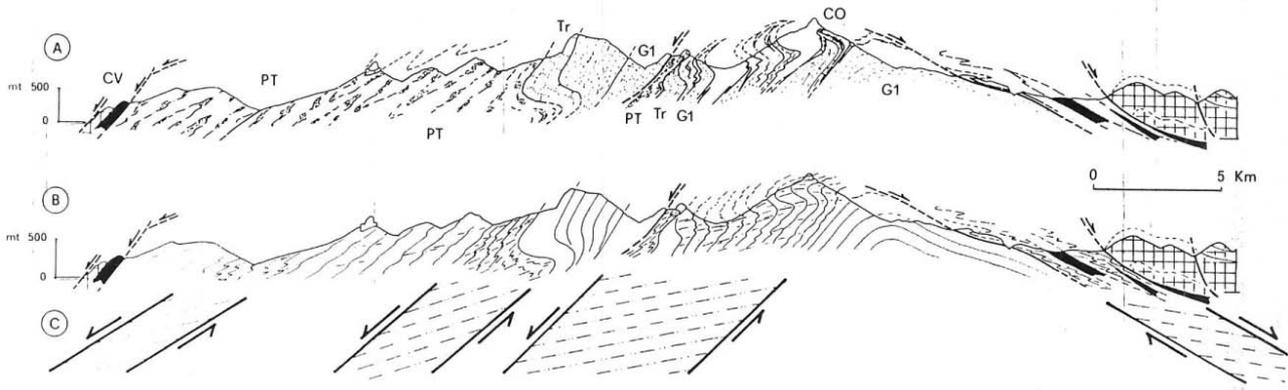


Figura 52 - Sezione geologica attraverso le Alpi Apuane centrali, da CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). (a) Profilo con riportate le formazioni geologiche e l'andamento della stratificazione. (b) Solito profilo con riportato l'andamento della scistosità S1 e S2. (c) Zone di taglio che si sviluppano durante la Fase D2. Per le sigle delle formazioni vedi didascalia della Figura 51, per la traccia vedi Figura 58.

Queste forme d'affioramento sono comuni nelle Apuane centrali e nord-orientali e sono ben esposte a scala dell'affioramento nel Canale di Cerignano e a scala cartografica nelle valli di Ami, Arnetola e Orto di Donna. In zone con pieghe a guaina la direzione assiale delle pieghe è essenzialmente una questione di scala. Mentre a scala dell'affioramento o anche del versante le direzioni assiali sono parallele alla direzione di estensione, a scala regionale l'involuppo della linea di cerniera mantiene la direzione ortogonale alla direzione d'estensione. Questo consente ancora di proiettare la "grande geometria" su profili diretti circa SW-NE (vedi sezioni di Figura 51). Le tracce delle superfici assiali delle principali pieghe della fase D1 sono riportate nello schema tettonico di Figura 53.

Da Sud-Ovest a Nord-Est le strutture principali della Fase D1 sono le seguenti:

- la sinclinale di Carrara;
- l'anticlinale di Vinca;
- la sinclinale di Orto di Donna - M. Altissimo;
- l'anticlinale del M. Tambura.

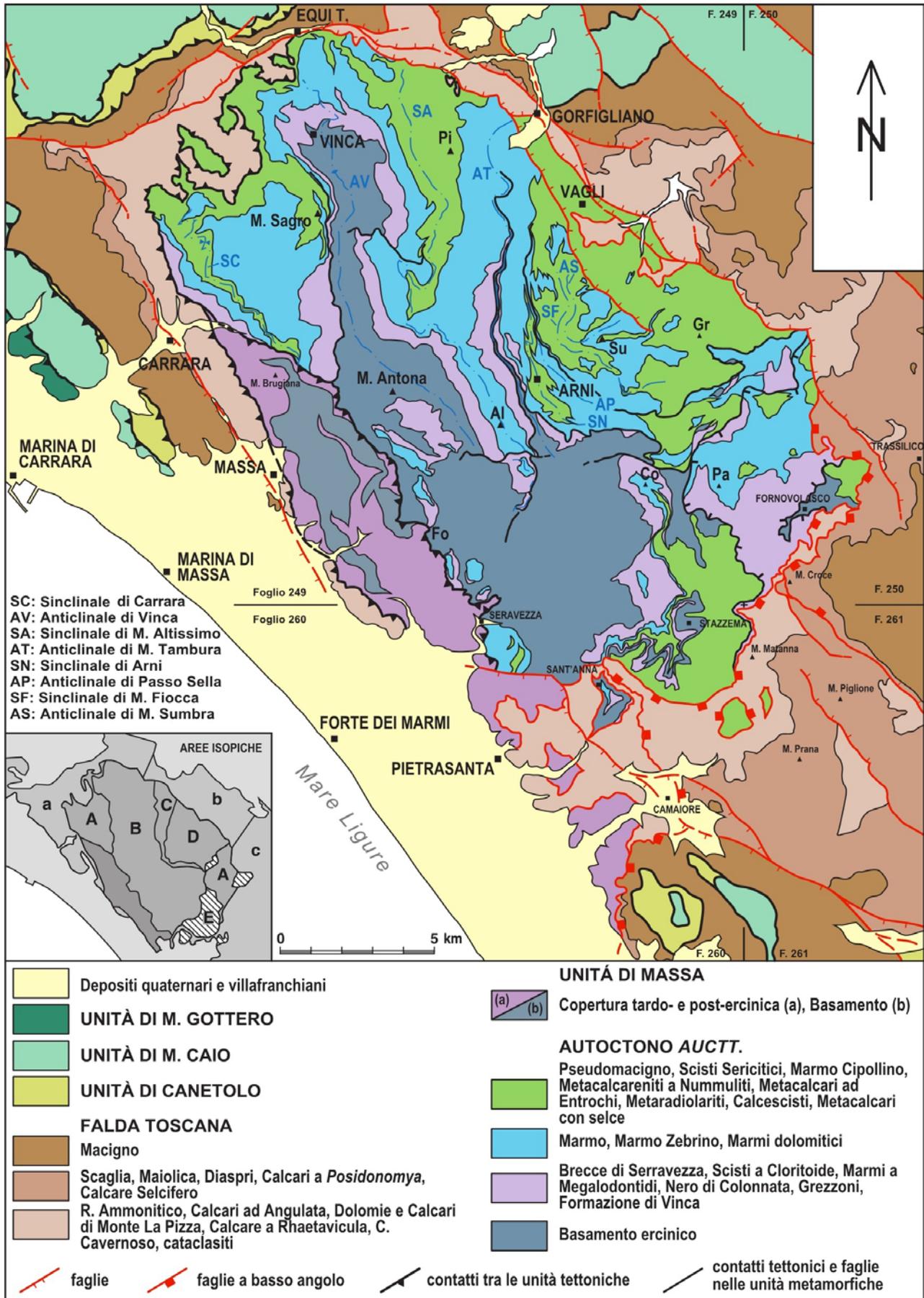


Figura 53 - Schema tettonico delle Alpi Apuane.

### Sinclinale di Carrara

Costituisce la struttura D1 più occidentale dell'Unità tettonica "Autoctono" Auctt. Il fianco diritto è costituito dai Grezzoni di Colonnata e il fianco rovesciato è costituito dai Grezzoni dell'allineamento Miseglia-Torano. La sinclinale di Carrara ha a nucleo la formazione dei Metacalcari selciferi e degli Scisti sericitici. Più a Nord, nella zona di Campo Cecina - M. Sagro, oltre alla Sinclinale di Carrara sono presenti strutture plicative minori sempre riferibili alla fase D1 quali l'anticlinale di Pianza con a nucleo di marmi e le strutture di M. Sagro comprendenti due strette anticlinali di Marmo e due sinclinali di Metacalcari con selce ben esposte sul versante meridionale del M. Sagro. Queste strutture sono delimitate ad est da una zona di taglio diretta orientata Nord-Sud immergente verso Ovest che taglia obliquamente alla base la formazione dei Grezzoni di Colonnata (Figura 53), e a sud ovest dal contatto tettonico di base dell'Unità di Massa anch'esso attivato come zona di taglio diretta nella fase D3. Quest'ultimo contatto tettonico a sud ovest tronca obliquamente tutta la sinclinale di Carrara dal suo fianco rovescio fino al suo fianco dritto. Tutte queste strutture plicative sono state attribuite alla fase D1 (CARMIGNANI, 1985). Questa attribuzione è stata successivamente confermata da ulteriori numerosi lavori (MECCHERI, 2000; MOLLI & MECCHERI, 2000, 2012). Questa interpretazione è mantenuta nel presente elaborato. Alcune pieghe minori nei Metacalcari con selce del nucleo della Sinclinale di Carrara ripiegano però una precedente scistosità e le relative lineazioni d'estensione (rapporti osservabili in affioramento e in sezione sottile); queste osservazioni potrebbero far pensare ad una evoluzione polifasica durante la fase D1 oppure ad uno sviluppo di strutture plicative locali durante la fase D2.

### Anticlinale di Vinca

Insieme alla contigua sinclinale di Orto di Donna - M. Altissimo costituisce la principale struttura della fase D1 nel Complesso metamorfico apuano. Il fianco rovesciato di questa struttura si sviluppa per una lunghezza di quasi quindici chilometri, dall'altezza del paese di Vinca fino al M. Cervaiolo. A nucleo affiorano le formazioni delle Filladi Inferiori e dei Porfiroidi e Scisti Porfirici. Le prime affiorano alla base dei Grezzoni del fianco dritto a partire dall'altezza di Colonnata fino al paese di Vinca, mentre i Porfiroidi sono in contatto con il fianco rovesciato per tutta la sua estensione da Vinca fino al M. Cervaiolo. Restaurando la deformazione della Fase D1 la formazione dei Grezzoni poggia quindi stratigraficamente su due formazioni erciniche differenti, questa è la più vistosa manifestazione della discordanza alla base del ciclo alpino nota nell'Appennino. Il contatto fra i Grezzoni e le filladi paleozoiche del fianco dritto è interessato da una zona di taglio diretta che da sud verso nord taglia progressivamente la formazione dei Grezzoni, che è ridotta ad una decina di metri sulla trasversale del M. Sagro. La zona di cerniera dell'Anticlinale di Vinca affiora a nord del paese di Vinca tra il Pizzo d'Uccello e il torrente Lucido ed è complicata da una serie di pieghe minori della fase D1 in cui il Verrucano o i Porfiroidi si insinuano profondamente dentro ai Grezzoni della zona di cerniera. Il fianco rovesciato è ben esposto al M. Grondilice e sul versante occidentale di M. Altissimo. Nella alta valle del F. Frigido il fianco rovesciato è complicato da una grande struttura plicativa della fase D2 e da zone di taglio tardive che saranno descritte più avanti.

### Sinclinale di Orto di Donna – M. Altissimo

La traccia del piano assiale di questa struttura può essere seguita per circa 20 km, da Orto di Donna fino a sud di M. Altissimo, dove è tagliata obliquamente da una zona di taglio diretta della fase D3 che da Gorfigliano si segue fino alla Valle del Giardino. Il nucleo della sinclinale è costituito da formazioni di età cretacea ed affiora estesamente nella valle di Orto di Donna, nella parte più settentrionale a nucleo della sinclinale affiorano anche alcuni lembi di Pseudomacigno. Nella valle

di Orto di Donna il fianco rovesciato della struttura è complicato da una anticlinale ed una sinclinale di secondo ordine che si possono seguire per una lunghezza di circa 5 chilometri. All'altezza del paese di Resceto il nucleo della sinclinale è deformato dalla struttura D2 dell'alta vale del Frigido e da una zona di taglio della fase D3. Verso sud la struttura è completamente tagliata dalla già citata zona di taglio D3 Gorfigliano - M. Cervaiolo. La restaurazione della fase D2 e delle fasi D3 consente di seguire il fianco dritto della struttura della sinclinale Orto di Donna - M. Altissimo nei rilievi carbonatici che dal M. Corchia arrivano a Ponte Stazzemese e quindi ai Pizzi del Bottino (Foglio 260 Viareggio).

#### Anticlinale del M. Tambura

È la seconda anticlinale, dopo l'Anticlinale di Vinca, con a nucleo rocce del Basamento ercinico. Il fianco dritto dell'anticlinale è costituito da tutte le formazioni dell'“Autoctono” Auctt., ben conservate. La superficie assiale dell'anticlinale è testimoniata da un esiguo spessore di Basamento paleozoico che si segue con direzione N-S dal M. Tambura fino al T. Renara. Più a sud la struttura cambia progressivamente di direzione partecipando alla “virgazione di Arni”. Il sottile spessore del nucleo di rocce paleozoiche di questa struttura contrasta con l'ampio affioramento di basamento che costituisce il nucleo dell'Anticlinale di Vinca qualche chilometro più a Ovest. È possibile che questo sia dovuto ad una forte riduzione di spessore causato da una zona di taglio normale “top-W” che dalla zona immediatamente a est del M. Pisanino prosegue a sud del M. Cervaiolo fino alla località Piastra Nera troncando completamente la sinclinale di M. Altissimo. Infatti, a sud del M. dei Ronchi, a letto di questa zona di taglio diretta il nucleo di rocce del Paleozoico si apre bruscamente a costituire il più grande affioramento di basamento delle Alpi Apuane, occupando tutta la Valle del Giardino. La prosecuzione a sud del M. dei Ronchi dell'anticlinale del M. Tambura è assai complicata dalle fasi D2 e D3. La comprensione delle strutture D1 a sud della Turrite Secca (Alpi Apuane meridionali) è ovviamente legata alla restaurazione delle strutture plicative rovesciate chilometriche della fase D2 e delle zone di taglio dirette e trascorrenti della fase D3. Ci limiteremo qui a sottolineare come il fianco rovesciato di questa struttura si possa seguire a est del M. dei Ronchi con direzione N80E fino al M. Freddone. Tra il M. Freddone e il M. Corchia questo fianco è intensamente deformato da fasce di taglio dirette/sinistre orientate circa NE-SW e dirette/destre orientate NW-SE e prosegue con direzione NE-SW sul versante in sinistra idrografica del Canale delle Verghe.

Le strutture D1 sottostanti all'Anticlinale di M. Tambura sono costituite da una serie di strette pieghe isoclinali spesso con struttura “a guaina” che arrivano a comprendere a nucleo delle sinclinali la formazione dello Pseudomacigno, mentre il nucleo delle anticlinali è costituito dalla formazione del Marmo e probabilmente solo della sua parte superiore poiché non affiora più la formazione dei Marmi Dolomitici. Ad est dell'Anticlinale del M. Tambura la formazione dei Grezzoni è nota sola nella grotta dei Draghi Volanti a nord del M. Sumbra, 300 metri al di sotto del piano di campagna (COLI, 1992). Tra le strutture D1 più importanti (a nucleo di Pseudomacigno) segnaliamo la Sinclinale di Gorfigliano, che dal paese omonimo si segue verso sud lungo il versante orientale del M. Tambura dove è trasposta secondo una fascia di taglio che costituisce la caratteristica zona milonitica bene esposta sul versante orientale del M. Tambura (“Le Cintole”). Alla sinclinale di Gorfigliano segue verso est l'Anticlinale del M. Rocchandagia e quindi la sinclinale a nucleo di Pseudomacigno di San Viviano che verso sud prosegue nella Sinclinale di Arni dove assume direzione circa E-W fino al Puntato, dove comprende il vasto affioramento di Pseudomacigno affiorante fin quasi alla Turrite Secca. Ancora più a Est al di sotto di questa sinclinale si riconoscono strutture fortemente deformate dalle fasi successive, ma che si possono seguire con una buona continuità dalla zona di Vagli fino alla valle della Turrite Secca: l'anticlinale a nucleo di marmi di M. Pallerina - Passo Sella che prosegue partecipando alla “virgazione” di Arni nella valle della turrite Secca e la sinclinale a nucleo di Pseudomacigno del M. del Gallone – M.

Fiocca che probabilmente prosegue nello Pseudomacigno di Capanne di Careggine - M. Grotti - M. La Cima.

Per quanto la strutturazione della fase D1 sia stata profondamente deformata nelle fasi successive, tutti i caratteri esposti finora permettono di ritenere che l'Unità tettonica "Autoctono" Auctt. sia stata deformata in una zona di taglio compresa tra l'Unità di Massa e unità inferiori non affioranti provenienti da zone più esterne sulle quali presumibilmente si accavalla.

## **FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA DI MASSA**

L'Unità tettonica di Massa rispetto all'Unità tettonica "Autoctono" Auctt. occupa una posizione paleogeograficamente più interna e caratterizzata da un grado metamorfico maggiore, è coinvolta precocemente nella deformazione e raggiunge profondità e condizioni P-T maggiori durante le fasi collisionali. Tutte le litologie in questa unità tettonica mostrano una forte deformazione interna e una complessa evoluzione polifasica e polimetamorfica. Questo risulta sia in affioramento sia in sezione sottile nello sviluppo di varie superfici di scistosità tra loro sovrapposte, con orientazione differente e vari sistemi di pieghe con orientazione assiale variabile. Vari autori hanno effettuato studi di dettaglio nell'Unità tettonica di Massa e queste varie superfici di scistosità sono state differenziate e caratterizzate (MOLLI et alii, 2000b, 2002; PATACCA et alii, 2011; MONTOMOLI et alii, 2014). Anche lo studio in sezione sottile effettuato per il rilevamento di questo Foglio ha mostrato sistematicamente che la superficie di scistosità più evidente in campagna è una S2 e questo anche nelle formazioni triassiche. Questa strutturazione microscopica può dare luogo a due interpretazioni: a) la scistosità principale dell'Unità tettonica di Massa è riferibile alle fasi estensionali che hanno profondamente trasposto la scistosità della fase collisionale; b) la scistosità più evidente è una foliazione derivata da una elevata deformazione associata alla fase collisionale che ha sviluppato una foliazione composita completamente trasposta secondo il piano assiale di pieghe isoclinali chilometriche.

A scala cartografica l'Unità tettonica di Massa è costituita essenzialmente da una anticlinale rovesciata chilometrica, con direzione di trasporto tettonico verso Nord-Est, con a nucleo le formazioni del Basamento ercinico (Filladi Inferiori e Porfiroidi e Scisti Porfirici) che si estende dal paese di Bedizzano fino alla valle di Montignoso. Si tratta di una piega isoclinale il cui fianco rovesciato è estremamente laminato e complicato da numerose pieghe parassite e zone di taglio. Il piano assiale della piega e la foliazione principale associata riconoscibile in campagna immergono costantemente verso SW. L'immersione generale della scistosità verso SW è uno dei caratteri generali dell'Unità tettonica di Massa, giaciture differenti si ritrovano solo localmente, in corrispondenza di strutture dove la scistosità principale è ripiegata da strutture plicative tardive rovesciate verso sud ovest anche di dimensioni chilometriche, esempio nella zona di San Carlo. Alla scistosità principale è associata una lineazione di estensione costantemente orientata NE-SW.

Attualmente il contatto tettonico di base dell'Unità tettonica di Massa è rappresentato da una zona di taglio normale D3 "top-SW" che la mette a contatto con l'unità tettonica dell'"Autoctono" Auctt. tranciando obliquamente tutta la struttura della Sinclinale di Carrara, dal suo fianco dritto a quello rovesciato, mentre il contatto a tetto è rappresentato da faglie dirette fortemente immergenti verso Sud-Ovest (ad "alto angolo") che la mettono in contatto con l'Unità tettonica della Falda Toscana.

## **FASE D1 NELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA**

La Falda Toscana è chiaramente sovrapposta tettonicamente all'Unità di Massa e all'Autoctono Auctt. ed è caratterizzata da un grado metamorfico inferiore rispetto alle due unità precedenti. Il contatto di base dell'Unità tettonica della Falda Toscana sul versante occidentale del massiccio delle Alpi Apuane avviene prevalentemente con l'Unità di Massa tramite faglie dirette ad alto

angolo del bacino di Viareggio. A nord ovest tra il M. La Pizza ed il paese di Equi Terme tra i calcari retici della Falda toscana e l'Autoctono Auctt. si interpone un grosso spessore di Calcare cavernoso. Ad Est di Equi Terme fino quasi alla valle della Turrice Secca il contatto tra la successione metamorfica e quella della Falda Toscana è costituito da faglie dirette destre orientate circa E-W, sismicamente attive, e più a Sud da faglie dirette poco inclinate particolarmente ben esposte nella zona di Vianova.

Durante questa fase deformativa nella Falda Toscana non si ha sviluppo di pieghe a scala regionale o sovraccorrimenti importanti, da segnalare sono solo locali contatti tettonici paralleli alla stratificazione in prossimità del contatto tra formazioni a differente competenza (es. contatto Scaglia Toscana-Macigno). L'unico diffuso indizio di questo evento tettonico è una foliazione S1, solitamente un clivaggio di dissoluzione o uno slaty cleavage, che si sviluppa soprattutto nelle litologie a dominante argillitica e marnosa. I rapporti tra foliazione, stratificazione e senso di ringiovanimento degli strati indicano costantemente un senso di trasporto "top-NE" per questo evento tettonico (PERTUSATI et alii, 1977). Pieghe ettometriche e decametriche legate a questa fase sono comunque localmente presenti, come quelle segnalate da DEL TREDICI (1996) nella zona di Pulica. Cerniere isolate di pieghe isoclinali sono talvolta osservabili nella formazione della Scaglia Toscana. Il metamorfismo è di grado molto basso tra l'anchizona e i primi stadi dell'epizona (CERRINA FERONI et alii, 1983)

### **FASI DI ESUMAZIONE (FASE D2 e FASE D3)**

Le modalità di esumazione del Complesso metamorfico apuano sono state oggetto di vari lavori a partire dagli anni novanta e già descritti nel capitolo introduttivo. I rilevamenti recenti hanno portato un ulteriore significativo contributo a questo tema. Per quanto infatti le analisi strutturali alla scala mesoscopica e microscopica definissero nel Complesso metamorfico apuano tre fasi deformative fino dagli anni settanta (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975b, 1977), le successive ricostruzioni delle modalità di esumazione anche secondo il modello dei core complex prevedevano un'evoluzione relativamente semplice caratterizzata da un collasso post-orogenco della crosta ispessita secondo modelli di taglio puro (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) o di taglio semplice (JOLIVET et alii, 1998). Rilevamenti recenti e in gran parte inediti hanno mostrato un quadro più complesso in cui l'esumazione avviene secondo due fasi successive: fase D2 e fase D3.

La fase D2 è testimoniata sia nel Complesso metamorfico che nella Falda Toscana da zone di taglio dirette a basso angolo "top-SW" associate a pieghe rovesciate chilometriche con la medesima direzione di trasporto tettonico (vergenza) (Figura 55). Sembra probabile che l'accoppiamento delle successioni metamorfiche con quelle non metamorfiche si sia realizzato durante questa fase attraverso un importante detachment diretto che ha giustapposto le unità alto crostali direttamente con le unità medio crostali con una interposizione di uno spessore di rocce deformate per flusso cataclastico, costituite da elementi carbonatici provenienti dalla successione metamorfica e non metamorfica, che costituiscono i Calcari cavernosi s.l., probabilmente derivati dall'alternanza originaria di evaporiti e dolomie triassiche (TREVISAN, 1955).

La fase D3 sviluppa sia nel complesso metamorfico che nelle unità sovrastanti zone di taglio a basso angolo e faglie ad alto angolo sia ancora "top-SW" sia "top-NE" secondo il classico schema di CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). Queste zone di taglio e faglie a basso angolo dirette sono associate a complicati sistemi di trasferimento sia destri che sinistri che complessivamente determinano l'immersione assiale verso NE del complesso metamorfico nelle Apuane settentrionali e verso SW nelle Alpi Apuane meridionali.

Durante queste fasi cristallizzano fengite e clorite. Cianite e cloritoide sono post tettonici rispetto alla fase D1 e sintettonici con l'inizio della fase D2 (BOCCALETTI & GOSSO, 1980; DI PISA et alii, 1985) e suggeriscono un picco termico posteriore alla fase D1 e contemporaneo all'inizio della

fase D2. L'evento deformativo D2, come già detto, ha carattere polifasico e mostra caratteristiche geometriche differenti in varie aree dell'Unità tettonica "Autoctono" Auctt. . Molto probabilmente anche dal punto di vista cronologico questa fase deformativa si sviluppa in tempi diversi in aree differenti.

*Figura 54 - Pieghe minori post fase D1.*

**LE STRUTTURE PRINCIPALI DELLA FASE D2**

Le strutture plicative D2 hanno dimensioni chilometriche e si sviluppano per lunghezze anche di alcune decine di chilometri. Seguire l'andamento della traccia del piano assiale di queste strutture è però estremamente complesso in quanto deformate e rigettate in modo complesso dalle zone di taglio dirette e trascorrenti della fase D3.

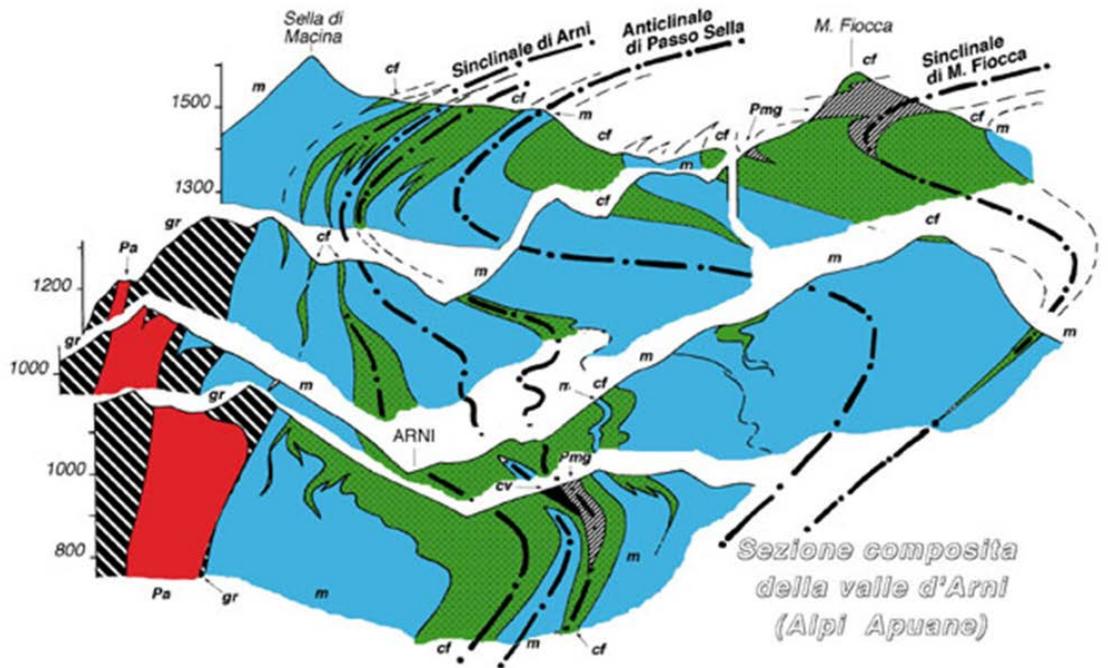


Figura 55 - Sezioni composte attraverso la valle di Arni. Strutture della fase D1 (Sinclinale di Arni, Anticlinale di Passo Sella, Sinclinale di Monte Fiocca) sono ripiegate secondo due strutture della fase D2 (Sinforme di Arni e Antiforme di Arni).

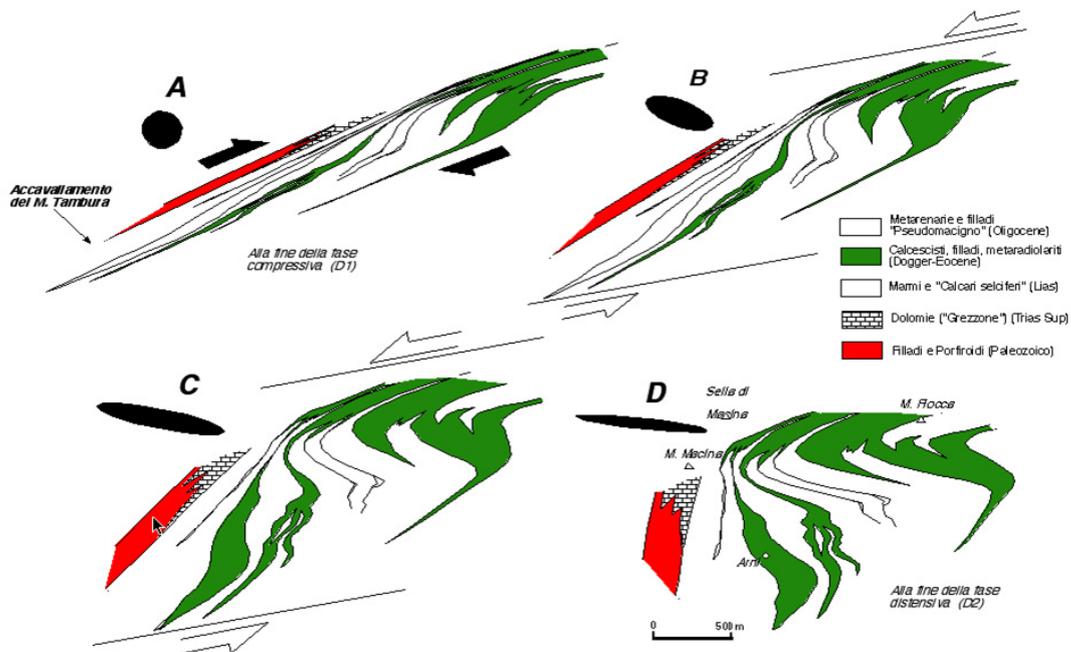


Figura 56 - Restaurazione della struttura di Arni. La struttura di Arni è compatibile con una fase deformativa associata a strutture NE vergenti (A), deformate da una successiva fase tettonica SW vergente (B, C e D).

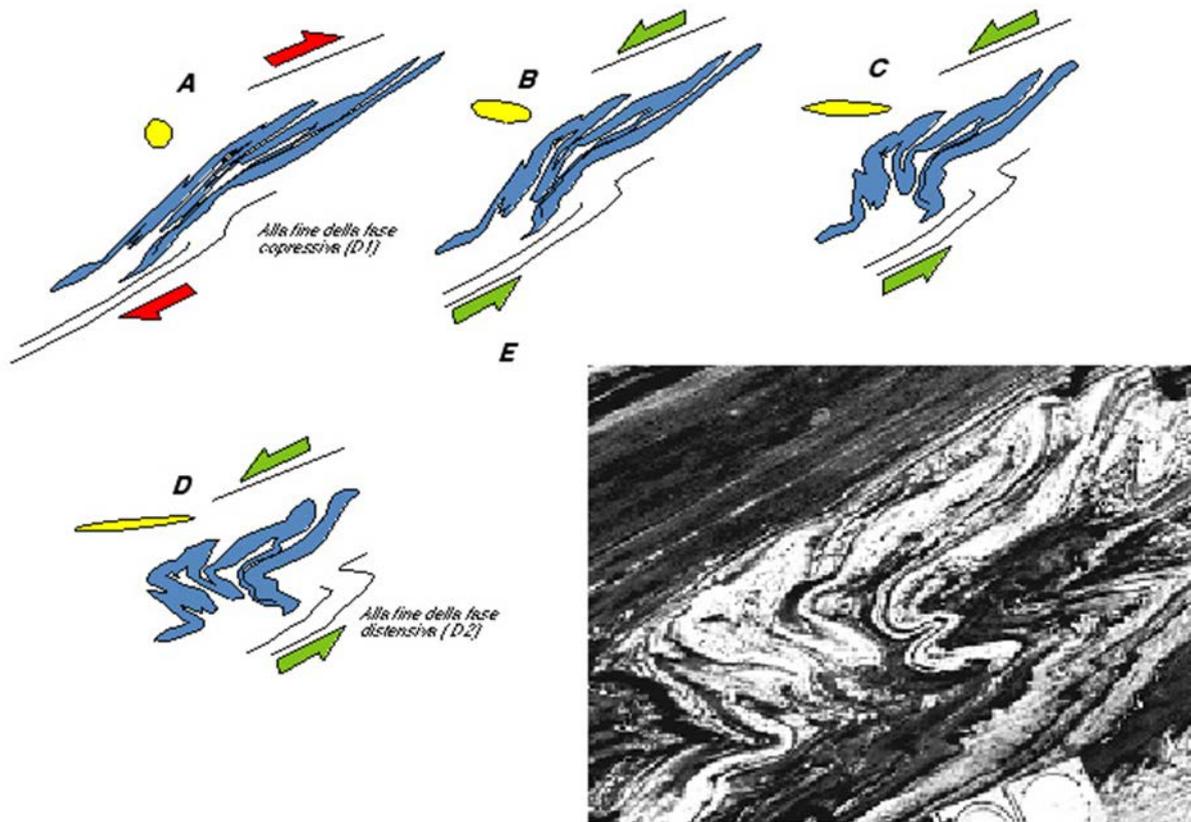


Figura 57 - Metacalcari con selce del Canale di Cerignano. Strutture decimetriche isoclinali della Fase D1 ripiegate dalla D2. In alto restaurazione della struttura, compatibile con una fase compressiva (A) seguita da una fase distensiva (D2). Si noti la stretta analogia di questa struttura decimetrica con la struttura chilometrica della Valle di Arni di Figura 55.

La struttura D2 più studiata è senz'altro quella di Arni (LOTTI, 1881; ZACCAGNA, 1898b, 1932; CARMIGNANI & GIGLIA, 1979, 1983; MOLLI & VASELLI, 2006, Figura 55, Figura 56 e Figura 57). In quest'area le strutture principali della fase D1 sono costituite da due sinclinali isoclinali principali a nucleo di Pseudomacigno: la Sinclinale di Arni e la Sinclinale del M. Fiocca, separate dall'Anticlinale a nucleo di marmi di Passo Sella. Esse sono ripiegate durante la fase D2 da una sinforme ed una antiforme chilometriche (Sinforme ed Antiforme di Arni) che viste da sud realizza il classico profilo a "S" che si ritrova in tutte le pieghe D2. Per quanto riguarda la struttura di Arni essa si segue dalla zona di San Viviano (vicino all'abitato di Vagli) fino alla zona di Arni - M. Fiocca; in questo primo tratto la linea di cerniera ha una direzione circa N-S e una debole immersione verso Nord. A partire dall'altezza di Arni la direzione della struttura cambia gradualmente fino a disporsi NW-SE con leggera immersione verso SE realizzando quella che è nota in letteratura come "Virgazione di Arni" (GIGLIA, 1967). La traccia del piano assiale della sinforme di Arni passa presso la cima del M. Fiocca e corre con direzione circa E-W lungo tutta la cresta del M. Sumbra. La traccia della superficie assiale della sottostante Antiforme di Arni corre poco ad ovest e a sud della precedente e si può seguire fino alla zona del Campaccio. Il fianco rovesciato che affiora sul versante orientale della valle di Arni ha una larghezza misurata ortogonalmente all'asse di circa 1 km. Nota la vergenza della fase D1 la geometria di questa struttura come di tutte le strutture plicative di seconda fase in tutto il Foglio indica una direzione di trasporto variabile da E verso W, a NNE verso SSW. Queste variazioni di direzione suggeriscono un meccanismo di dispersione degli assi delle pieghe sul proprio piano assiale come avviene in modo più esasperato per le pieghe a guaina della fase D1 (MOLLI & VASELLI, 2006).

Più a Est della struttura di Arni nell'angolo sudorientale del Foglio si sviluppa una struttura con il tipico profilo a S già visto per la struttura di Arni ma con piani assiali mediamente immergenti verso W o NW. Si tratta della Sinforme del M. Corchia sormontata dall'Antiforme della Crepata. Il nucleo dell'Antiforme della Crepata è costituito dal nucleo paleozoico dell'anticlinale di prima fase della Tambura che affiora estesamente tra Mosceta e il paese di Cardoso. Il nucleo della sottostante sinforme del M. Corchia è costituito dalle formazioni paleozoiche che affiorano a Nord del M. di Stazzema, riferibile al nucleo paleozoico dell'Anticlinale di Vinca. È interessante sottolineare come questa struttura D2 ripieghi entrambe le principali anticlinali D1 del Complesso metamorfico. Il piano assiale si segue agevolmente dal M. Stazzema fino al versante settentrionale di M. Corchia dove è rigettato da una serie di faglie dirette sinistre e destre, per proseguire sul versante in destra orografica del Canale delle Verghe fino al versante meridionale del M. Grotti. Lo sviluppo complessivo di questa struttura è di oltre dieci chilometri.

A Ovest della struttura di Arni si sviluppa una terza piega della fase D2 che dal M. Rasori arriva fino all'altezza del M. Cervairole. Anche in questo caso la struttura è assai complicata da zona di taglio dirette della fase D3 sia immergenti verso SW che a NE, comunque il suo fianco rovesciato è bene espresso in destra idrografica del torrente di Renara tra il M. Girello e Casania.

Nell'Unità tettonica della Falda Toscana sono ben note due strutture con il solito profilo, ordine di grandezza e senso di rovesciamento di quelle appena descritte nel metamorfico e che chiaramente ripiegano la scistosità S1. Si tratta dei noti affioramenti di rocce mesozoiche di Castelpoggio e Tenerano (ZACCAGNA, 1932; VALDUGA, 1957; DECANDIA et alii, 1968; CARMIGNANI et alii, 1991; DEL TREDICI et alii, 1997; CAROSI et alii, 2002b, Figura 54). Le due pieghe, come già prospettato da DECANDIA et alii (1968), derivano da un'unica struttura D2 separate da una faglia D3 con una componente di rigetto destra di almeno 5 chilometri (Figura 18).

A Nord-Ovest e a Sud-Est delle Apuane sono note pieghe D2 di dimensioni ancora maggiori (piega di La Spezia: Foglio 248 - La Spezia, e piega di Pescaglia: Foglio 261 - Lucca).

## **LE STRUTTURE PRINCIPALI DELLA FASE D3**

Fino a pochi anni fa, la fase D3 del complesso metamorfico è stata rilevata a livello di micro- e meso-strutture ma ignorata o decisamente sottostimata a livello di grandi strutture cartografabili. È emerso invece che essa origina importanti strutture sia nel Complesso metamorfico che nella Falda Toscana. Questa fase sviluppa zone di taglio dirette e faglie dirette a basso ed alto angolo. Queste strutture estensionali immergono verso NW e verso SW rispettivamente sui versanti nord-orientale e sud-occidentale del nucleo metamorfico. Queste strutture distensive con direzione variabile tra N-S e NW-SE passano a direzioni variabili tra NW-SE e NE-SW, attivando meccanismi di trasferimento sia destri che sinistri sempre con forte componente diretta, che controllano l'immersione assiale sia verso NW che verso SE del nucleo metamorfico. Alla fine, la caratteristica forma ellissoidica del nucleo metamorfico già notata fin dai primi lavori di geologia apuana ("ellissoide apuano", SAVI, 1863) è determinata proprio dalle geometrie delle strutture della fase D3. Le strutture trascorrenti spesso tagliano ad alto angolo le pieghe della fase D2 in modo tale da rendere possibile ricostruire l'andamento delle tracce dei piani assiali di queste pieghe attraverso tutto il Complesso metamorfico solo dopo che sono state riconosciute e restaurate le faglie trascorrenti di trasferimento della fase D3.

Il limite nord-orientale tra Complesso metamorfico e la Falda Toscana è costituita da un sistema di faglie a basso angolo immergenti verso NE che a partire dal paese di Gorfigliano si dirige verso NW e verso W e che passa da Equi Terme fino ad arrivare all'abitato di Monzone. Questo cambio di direzione è stato interpretato come la transizione tra una faglia diretta inclinata verso Nord-Est ad una faglia di trasferimento destra inclinata verso Nord (BONCIO et alii, 2000; DI NACCIO et alii, 2013). Il sistema di trasferimento prosegue verso SW tagliando la struttura D2 di Tenerano e di

Castelpoggio. La zona di trasferimento citata è una delle zone sismicamente più attive della Toscana (SOLARINO et alii, 2002, cum biblio). Il tracciato attivo è secondo la maggior parte degli autori connesso verso W con le faglie dirette sempre inclinate verso NW che fuori dal Foglio bordano il versante destro del Fiume Serchio (DI NACCIO et alii, 2013).

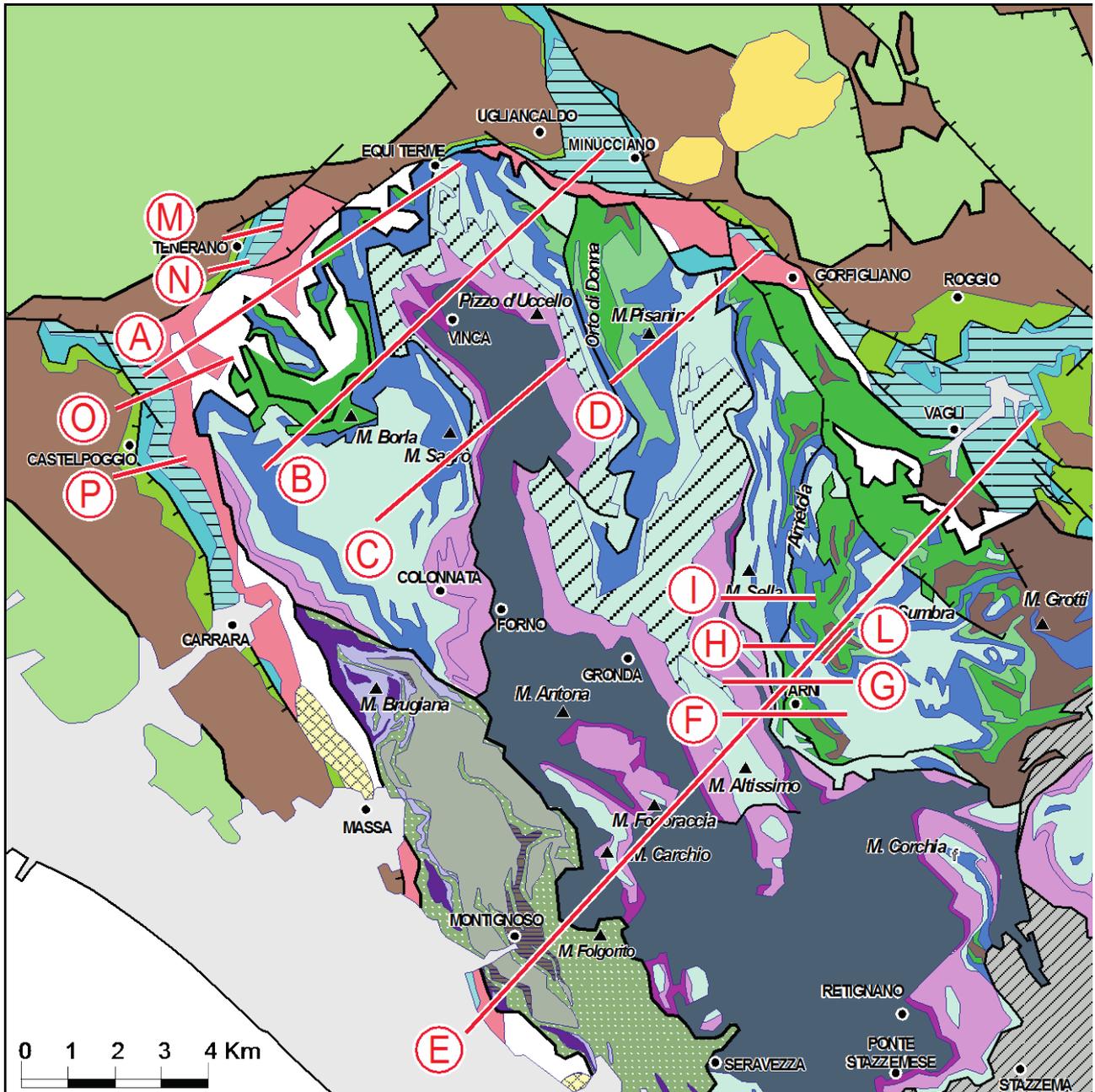


Figura 58 - Tracce delle sezioni geologiche riportate in questo elaborato. A-D: Tracce delle sezioni di Figura 51; E: Traccia della sezione in Figura 52; F-L: Tracce delle sezioni in Figura 17; M-P: Tracce delle sezioni in Figura 18. Per la legenda dello schema tettonico vedi la Figura 15.

Per quanto riguarda le zone di taglio entro al Complesso metamorfico l'attuale stato di avanzamento della ricerca porta a distinguere una serie di fasce di taglio in base alla loro giacitura e al loro stile deformativo. Cominciando da quelle che sembrano le più antiche oggi riteniamo di distinguere:

- Fasce di taglio dirette (con Componente trascorrente?) originariamente poco inclinate. Sono attribuite a questo gruppo la Zona di taglio del Monte Pallerina presso Vagli, che taglia la sommità della Cava Quinta portando a contatto gli scisti sericitici del Cretacico superiore – Oligocene con i marmi del Lias inferiore e la Zona di taglio di Campo Cecina, anch'essa porta a contatto scisti sericitici e marmi e si segue sia sul versante SW che NE di Campo Cecina.
- Fasce di taglio dirette con forte componente trascorrente sinistra con orientazione compresa tra N70 e N90, immersione verso SSE e con inclinazione elevata. L'esempio più grandioso di questo tipo di zona di taglio è la "Linea del Freddone" che mette a contatto i marmi del Monte Freddone con il basamento paleozoico. Ha un rigetto orizzontale sinistro di circa 4 chilometri e ha spostato verso E le formazioni mesozoiche del Monte Altissimo a costituire gli attuali rilievi del Monte Corchia. Fasce di taglio parallele a questa interessano tutto il versante meridionale del monte Sumbra e hanno condizionato la direzione dell'alto corso della Turrice Secca. Queste strutture sono bruscamente interrotte dalla successiva serie di zone di taglio che con direzione NS segue il nucleo paleozoico della Anticlinale del Monte Tambura, ma si riconoscono ancora a W di questa linea alle Cervaiole e sul versante W di Monte Altissimo.
- Fasce di Taglio dirette con componente trascorrente sinistra, direzione circa NS e attualmente molto inclinate verso W sul versante occidentale del massiccio e verso E su quello orientale. Il contatto tettonico tra la struttura del Monte Corchia e l'Unità della Pania è probabilmente una linea di questo gruppo che immerge verso E. Immergono invece verso W una fascia di taglio diretta con componente sinistra che segue il nucleo di filladi dell'Anticlinale del Monte Tambura e più a S prosegue nel basamento paleozoico del Monte Cavallo fino ad arrivare ai Pizzi del Bottino, dove ospita la mineralizzazione a solfuri misti della Miniera del Bottino. Più a W, una linea tettonica parallela alla precedente segue il contatto tra i Grezzoni di Colonnata e il basamento dell'Anticlinale di Vinca (Figura 59).
- Faglie dirette, probabilmente anch'esse con componente sinistra, sono orientate NW – SE e immergenti a SW sul versante occidentale del massiccio e NE su quello orientale. Queste ultime costituiscono la gradinata di faglie a SW del "graben" del Serchio. A N si raccordano con le faglie dirette - trascorrenti destre della zona di Tenerano ed Equi e che limitano a N il complesso metamorfico e a S sembra che si raccordino con una serie di faglie orientate mediamente NE-SW dirette – destre che a NW di Fornovolasco abbassano l'Unità delle Panie e poco più a S limitano a SE il complesso metamorfico tra Fornovolasco e la Finestra di Sant'Anna. Sul versante Occidentale del massiccio un'altra serie di questo sistema degrada verso il Bacino di Viareggio. La faglia della Foce è una delle più note di queste faglie. Questo sistema NW-SE interessa ancora anche il complesso metamorfico con strette zone di taglio o faglie con caratteri duttili-fragili, hanno una inclinazione assai elevata verso SW e sembrano estendere verso NE la gradinata di faglie del margine orientale del bacino di Viareggio. Quella cartograficamente più evidente mette a contatto l'Unità di Massa con l'"Autoctono". Una seconda con rigetto assai meno importante e importante componente sinistra taglia con direzione NW-SE tutto il nucleo metamorfico dalla dal versante sinistro della Valle del Lucido presso Vinca, segue il canale del Fondone, taglia la Sinclinale di Orto di donna tra la zona a S del Monte Girello, la Zona del Passo del Vestito, per proseguire lungo il nucleo di filladi dell'anticlinale della Tambura lungo il versante NE del Monte Altissimo. La struttura prosegue più a SE tagliando tutto il basamento della valle del Veza fino al versante SW del monte Corchia e ancora più a SE.

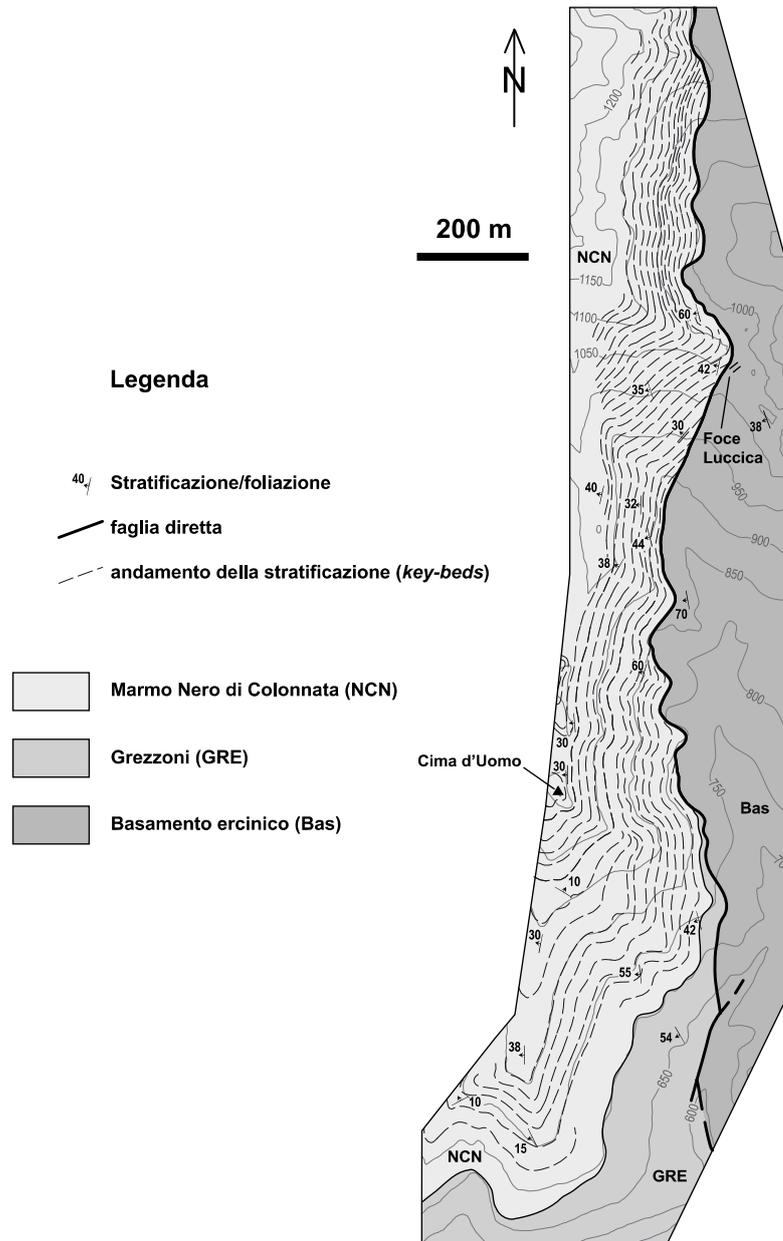


Figura 59 - Linee di forma della stratificazione (*key-beds*) nella formazione dei Grezzoni e del Marmo Nero di Colonnata nell'area di Cima d'Uomo-Vergheto-Foce Luccica, a nord-est di Colonnata (da MARGHERITI, 2008, modificato). La stratificazione è tagliata ad alto angolo dal contatto con il Basamento ercinico sottostante, indicando così la natura tettonica del contatto.

Come mostra la Figura 60, la Carta geologico-strutturale di inquadramento del Pabe del Comune di Massa a scala 1: 10.000 (tavole QC4a e QC4b) comprende le maggiori strutture tettoniche della fase D1 delle Apuane. Da E verso W:

- L'Anticlinale di Passo Sella
- La Sinclinale di Arni
- L'Anticlinale del Monte Tambura
- La Sinclinale del Monte Altissimo
- L'Anticlinale di Vinca
- La Sinclinale di Carrara.

A loro volta queste strutture sono spesso complicate da numerose strutture minori.

Le tavole QCb5, QCb6, QCb8, QCb9, QCb11, QCb15, QCb17 a scala 1:5.000 illustrano la struttura geologica dei nove bacini marmiferi del Comune di Massa.

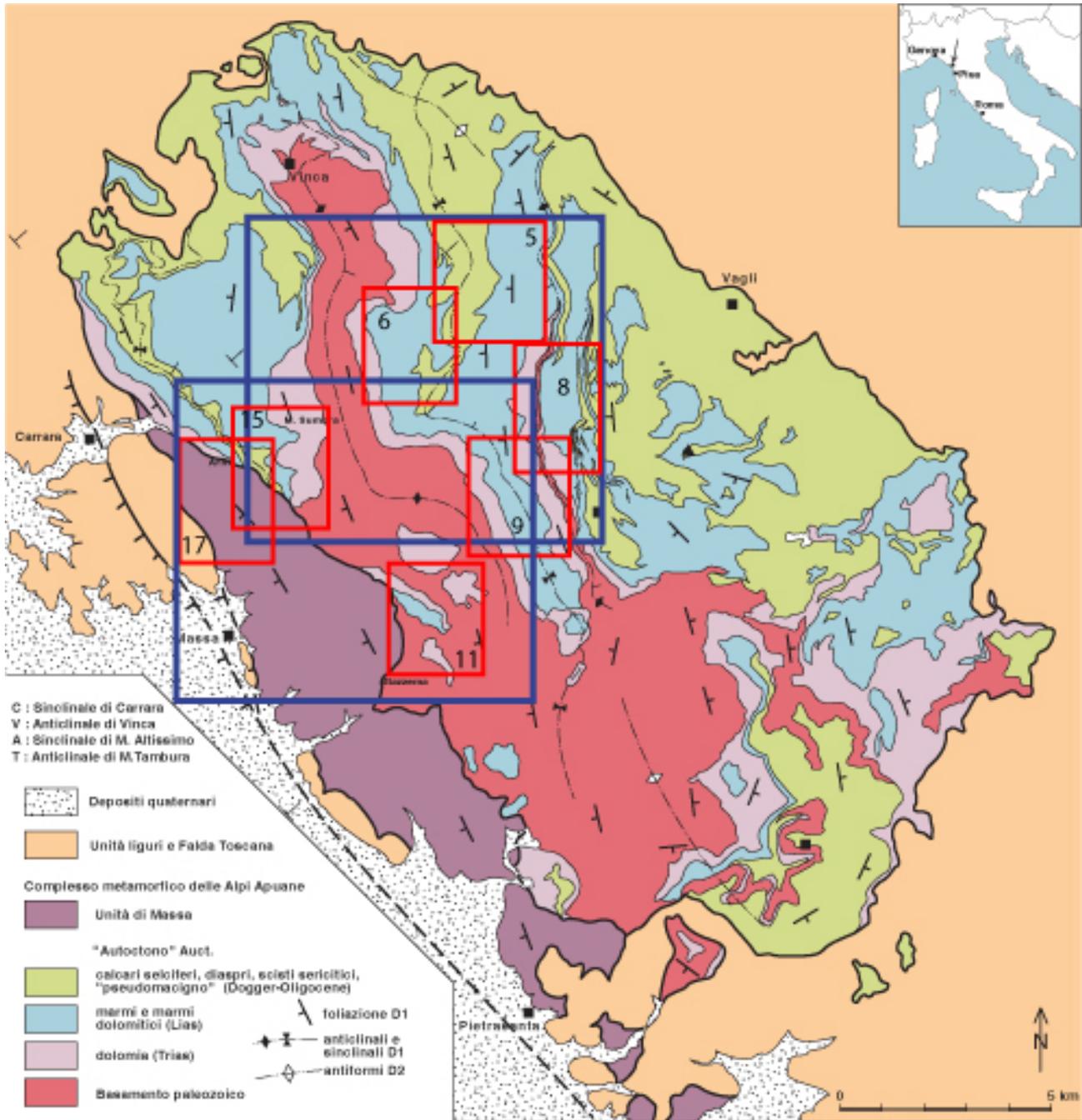


Figura 60 - Schema tettonico delle apuane. In blu è indicato l'ingombro delle Carte geologico-strutturali di inquadramento del Pabe del Comune di Massa a scala 1:10.000 (tavola QC4a e QC4b), in Rosso sono indicati gli ingombri delle Carte geologico-strutturali alla scala 1: 5.000 dei bacini di Monte Cavallo (5), Fondone-Cerignano (6), Piastreta Sella (8), Valsora Giacceto (9), Monte Carchio, Caprara e Madielle (11), Gioia-Rocchetta (15) e Brugiana (17).

## **7. GEOMORFOLOGIA (QC5a, QC5b)**

L'area di interesse del presente Piano Attuativo è caratterizzata da ambienti tipicamente “alpini”, in funzione di tale caratteristica, della recente evoluzione tettonica, dei cambiamenti climatici pleistocenico-olocenici, delle caratteristiche litologiche delle rocce e, non ultimo, dell'impatto delle attività antropiche in tali territori, la zona presenta un'eccezionale concentrazione di forme e processi riferibili ai principali insiemi geomorfologici (dinamico, climatico e strutturale).

L'area montuosa apuana è costituita quasi esclusivamente da formazioni metamorfiche dell'Unità tettonica Autoctono *Auctt.* e dell'Unità tettonica di Massa, nonché da cataclasi cementate originatesi a spese prevalentemente delle formazioni carbonatiche basali della Falda toscana (Calcere cavernoso); ai margini della zona di interesse prevalgono invece le formazioni sedimentarie dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

Il reticolo idrografico è condizionato dalla particolare conformazione geografico-strutturale dell'area: a grande scala mostra un drenaggio centripeto attorno al “duomo” apuano, ed è individuato da tre spartiacque principali che si diramano radialmente a partire dal M. Grondilice, posto nella porzione centro-orientale dell'area.

### **7.1 Unità morfologica montuosa apuana**

Le parti più elevate e con morfologia più aspra dell'area di interesse corrispondono praticamente agli affioramenti delle metamorfite e costituiscono un complesso orografico che ben si distingue dall'usuale paesaggio appenninico sia per la posizione geografica (le sue vette distano pochi chilometri dal mare), sia per le caratteristiche geologiche dei terreni affioranti, sia, infine, per la marcata individualità morfologica. Fu Stoppani (1876) il primo ad introdurle nella letteratura geologica con il nome di “Alpi” Apuane e più recentemente Sestini (1963) a caratterizzarle come una specifica unità di paesaggio (“paesaggio apuano”; Figura 61).

I tratti morfologici di maggior evidenza consistono nell'elevata energia del rilievo dovuta ad un recente ringiovanimento di questo, che si caratterizza per i profili aspri e dirupati e per la presenza di speroni rocciosi ed enormi scarpate, alte anche centinaia di metri che si sviluppano sugli affioramenti di marmo, ad esempio lungo il pendio nord-orientale del Monte Sagro. Il conseguente approfondimento degli alvei ha determinato lo sviluppo di valli incassate tipo canyon o forre, la scarsità di zone pianeggianti, la reincisione ed il terrazzamento dei versanti. Nell'area del PABE del Comune di Massa i drenaggi sono orientati verso sud-ovest e il corso d'acqua principale è il torrente Frigido, il quale raggiunge la piana costiera con i caratteri tipici del torrente intermontano.

Lo sviluppo di versanti con elevate pendenze, lungo i quali si impostano modesti corpi di depositi gravitativi ai limiti della stabilità, è più evidente sul versante sud-occidentale dell'area, dove il crinale apuano, posto ad una quota media di circa 1700 m s.l.m. tra il M. Borla e il M. Contrario, degrada in pochi chilometri fino al livello del mare verso la costa versiliese. Il versante nord-orientale si connette invece con il solco della Garfagnana, lungo un dislivello ben minore del precedente e dando luogo a morfologie meno aspre. Tale asimmetria ha prodotto interessanti differenze nello sviluppo delle morfologie glaciali, di cui oggi sono conservate importanti testimonianze.



Figura 61 - Tipico panorama montuoso delle Alpi Apuane (Valle degli Alberghi).

La fisiografia spiccatamente alpina si caratterizza per la presenza di forme di erosione quali creste in roccia, pinnacoli e scarpate di erosione lungo i profondi solchi vallivi. I depositi sono costituiti per la maggior parte da corpi detritici eterometrici alla base di scarpate in roccia, con forme di falda o cono, locali accumuli per frane di crollo/ribaltamento, da depositi incanalati lungo solchi ad elevata pendenza dove si sviluppano episodi tipo *debris-flow* in occasione dei principali eventi meteorologici o durante lo scioglimento delle nevi, e da pietraie, ma ciò che maggiormente colpisce l'osservatore è l'estensione dei corpi di accumulo dei materiali di scarto delle attività estrattive (denominati "ravaneti"), che in nessun altro luogo al mondo rappresentano un elemento caratterizzante del paesaggio come nell'area apuana.

Connesse all'attività estrattiva nei bacini marmiferi si riscontrano problematiche geomorfologiche specifiche che riguardano sia i versanti che incombono sui piazzali di cava, soggetti a fenomeni di crollo, sia le discariche di detrito, dove possono svilupparsi movimenti di massa tipo *debris-flow* (Baroni et al., 2000, 2001).

I processi morfogenetici che tuttavia più hanno caratterizzato questo peculiare gruppo montuoso sono il già citato glacialismo pleistocenico e il carsismo.

Per quanto riguarda le forme e i depositi presenti all'interno dell'area di interesse si rimanda alla consultazione delle Carte Geomorfologiche Generali QC5a e QC5b.

### **7.1.1 Forme e depositi legate allo scorrimento superficiale delle acque**

I processi erosivi legati allo scorrimento delle acque superficiali sono stati fondamentali per plasmare le forme del paesaggio apuano. Numerose gorge e canali sono state erosi sul versante

sud-occidentale della dorsale compresa tra il Monte Cavallo, il Monte Tambura, l'Alto di Sella e il Monte Sumbra.

Le precedenti direzioni di drenaggio sono indicate da depositi alluvionali che non sono collegati al drenaggio attuale in base alla loro altitudine e posizione. In alcuni casi, queste caratteristiche sono associate a gomiti fluviali che testimoniano bruschi cambi di direzione in risposta a importanti elementi tettonici. I depositi fluviali sono più spessi e diffusi lungo le aree pedemontane, mentre nelle strette vallate interne sono ridotti ad affioramenti puntuali spesso non cartografabili a grande scala. Questi depositi si differenziano per le dimensioni dei grani predominanti (sabbia, ghiaia) e per il loro stato di attività. La zona pedemontana che si affaccia sul mar Tirreno è dominata da numerosi conoidi alluvionali, spesso coalescenti tra loro e che si estendono fino ai bacini fluviali principali (come il Torrente Frigido).

### **7.1.2 Forme e depositi di origine glaciale**

Il glacialismo apuano, le cui tracce sono state per la prima volta individuate nel 1872 da Cocchi & Stoppani (vedi Federici, 2005a), si è sviluppato, nel corso del Pleistocene, essenzialmente sul versante nord-orientale della catena, dove il clima rigido, in combinazione con le abbondanti precipitazioni orografiche e la conformazione del rilievo, hanno permesso lo sviluppo di un certo numero di ghiacciai vallivi, i cui fronti d'avanzamento hanno lasciato tracce a quote eccezionalmente basse, come 600 metri s.l.m. per il ghiacciaio M. Contrario-Orto di Donna e 500 metri s.l.m. per il ghiacciaio Pizzo d'Uccello- Solco di Equi (Merciai, 1912; Suter, 1934; Zaccagna, 1937; Tongiorgi & Trevisan, 1940; Beneo, 1945; Losacco, 1949; Masini, 1969; Braschi et al., 1986; Federici, 2005a).

Circa l'entità del fenomeno, vari autori hanno sostenuto ipotesi contrastanti che vanno dallo sviluppo di imponenti coltri glaciali, alla presenza sporadica di fenomeni glaciali d'importanza marginale anche durante l'Ultimo Massimo Glaciale. Alcune stime, fondate su dati geomorfologici, indicano il ghiacciaio di M. Contrario-Orto di Donna come uno dei più grandi sia in lunghezza (circa 6 km) sia in estensione areale (circa 12 km<sup>2</sup>).

Lungo il versante occidentale del massiccio l'elevata energia del rilievo e l'esposizione a mezzogiorno non hanno permesso la formazione di ghiacciai consistenti, pur in presenza di un glacialismo diffuso di cui riporta notizie Federici (1981); le forme ed i depositi osservabili sono comunque sempre da inserirsi in un contesto di profonde trasformazioni morfologiche che hanno avuto inizio in conseguenza del riadattamento morfo-climatico post-glaciale a cui si è aggiunta, in tempi recenti, l'escavazione dei bacini marmiferi. A tal riguardo merita una segnalazione la sella di trasfluenza di Passo Focolaccia e le rare segnalazioni di rocce montonate, riportate già nella cartografia di Zaccagna e ben conservate sul fondo della Valle di Orto di Donna.

Le forme di erosione più comuni e spettacolari sono i circhi glaciali, spesso composti dall'unione di più cavità, più raramente (Pizzo d'Uccello; Figura 62) costituiti da un'unica grande conca (Federici, 2005b). Sebbene la maggior parte di queste forme erosive non abbiano una forma tipica e non siano ben definite lungo i margini inferiori, Jaurand (1996, 1998) ha contato 84 circhi glaciali all'interno del massiccio, il 23% dei quali rivolto a sud. Lungo alcune vallate sono osservabili forme tipiche del modellamento glaciale, quali sezioni vallive trasversali a "truogolo", talora interessate da fenomeni di sovrimposizione post-glaciale (Val Serenaia, segnalata già da Valduga, 1946) e gradini di valle glaciale (Orto di Donna) rilevati sempre a quote comprese tra 1.300 e 1.500 m s.l.m. Federici (1981) ha riportato altri esempi di circhi sul lato verso mare delle Alpi Apuane: piccoli circhi sono presenti sulle pendici del M. Altissimo e M. Macina e alle teste delle valli sotto M. Spallone, M. Borla e M. Sagro.



*Figura 62 - Parete Nord del Pizzo d'Uccello scolpita dall'erosione glaciale durante il tardo Pleistocene (foto G. Ottria).*

Altre forme erosive di origine glaciale non sono particolarmente comuni. Rocce montonate affiorano sopra Gramolazzo, attorno alla Serenaia e alla Tecchiarella (1031 m). Nelle valli di Arnetola e Orto di Donna sono presenti invece rari casi di valli caratterizzate da forme tipicamente glaciali a U con la presenza sporadica di spalle glaciali.

Numerose sono infine le forme minori quali conche di sovrescavazione sul fondo di alcuni circhi, docce e solchi glaciali, resti di superfici levigate (Merciai, 1912; Zaccagna, 1932; Romagnoli, 1964) e varie tracce di modellamento misto carsico e glaciale (“Catino del Sagro”) e, secondo alcuni autori (Federici et al., 1981), carsico e fluvio-glaciale.

Le Alpi Apuane preservano i depositi glaciali altimetricamente più bassi dell'intera catena appenninica. I depositi e le creste moreniche ben conservate sono presenti in molte valli glaciali. La maggior parte degli autori concorda sul fatto che le morene terminali inferiori a 1000 m possano essere attribuite all'Ultimo Massimo Glaciale (Figura 63) (Tongiorgi & Trevisan, 1940; Braschi & al., 1986; Federici, 2005a, 2005b). Nel nord, vasti complessi morenici consentono la ricostruzione delle antiche posizioni dei ghiacciai durante l'Ultimo Massimo Glaciale e, in alcuni casi, durante le fasi tardo glaciali. Tuttavia, a livello locale, molti depositi glaciali sono stati fortemente rielaborati dalla gravità e dai processi fluviali durante il periodo post-glaciale. A livello locale la grande varietà petrologica degli antichi bacini di accumulazione e la forte impostazione morfostrutturale si riflettono nell'eterogeneità petrologica di molte morene apuane (Federici, 1978, 2010).

L'età della glaciazione apuana viene generalmente stabilita in analogia con l'Appennino settentrionale, dove Federici (1979) segnala resti d'industria del Mesolitico nei circhi più alti e soltanto tre o quattro stadi tardiglaciali di ritiro riconoscibili in campagna. È ragionevole pensare quindi che il ritiro dei ghiacci sia stato estremamente veloce e che le masse glaciali costruite nei 55 mila anni precedenti siano rapidamente scomparse 10 mila anni fa. Sporadiche segnalazioni di depositi morenici cementati pre-würmiani testimoniano fasi glaciali antiche che in alcune occasioni hanno lasciato indizi a quote più basse dei depositi riferibili all'ultimo massimo glaciale (Solco d'Equi: Braschi et al., 1986).

Caratteristica del paesaggio apuano è anche l'interazione tra i processi di modellamento glaciali e quelli carsici. Buoni esempi di depressioni glacio-carsiche sono presenti nei circhi glaciali del Monte Sagro e del Monte Spallone e del pendio della Carcaraia dove i profili originali dei circhi glaciali ereditati dall'erosione glaciale sono oggi fortemente influenzati dai processi carsici.

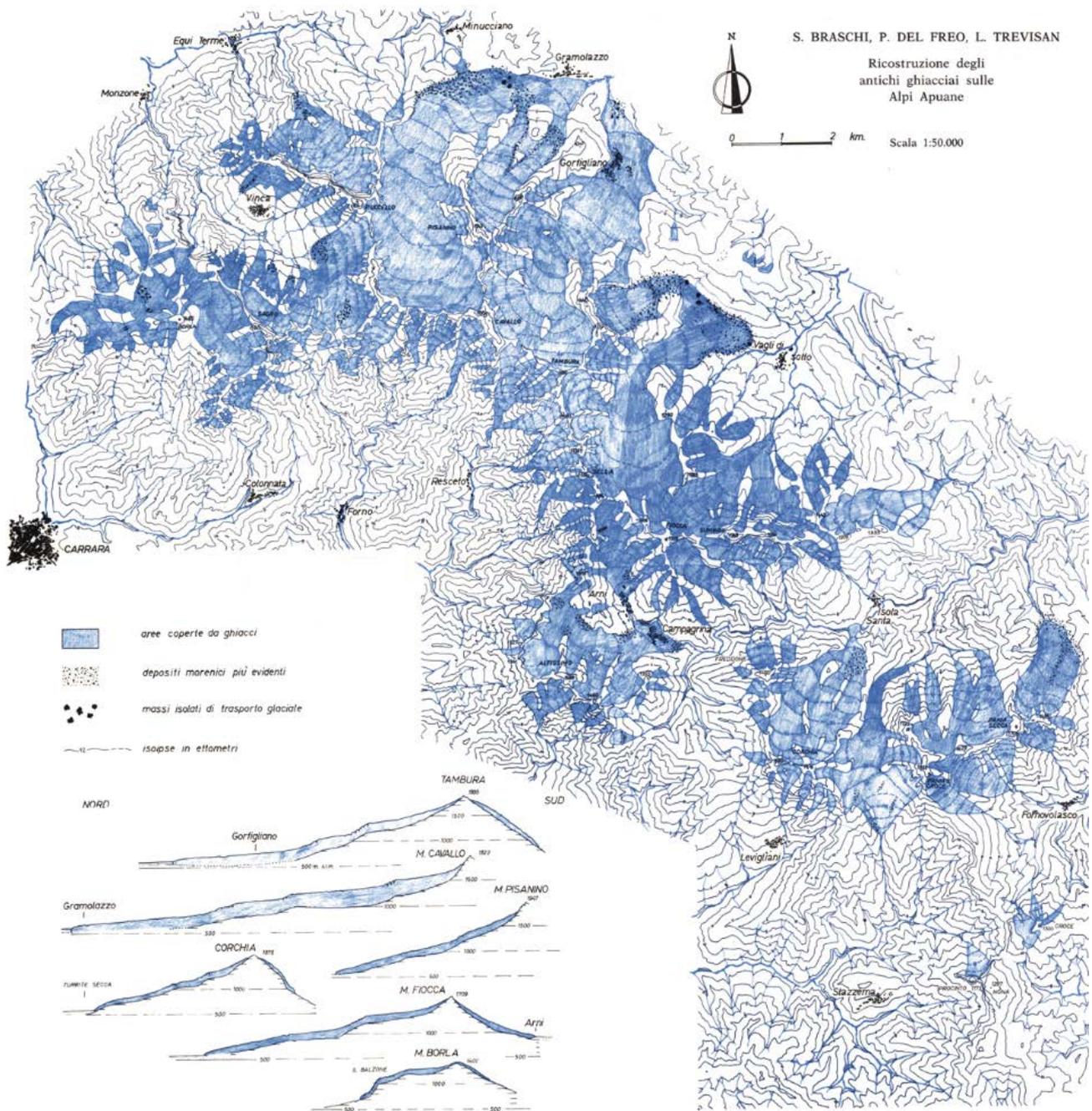


Figura 63 - Ricostruzione dell'estensione massima dei ghiacciai nelle Alpi Apuane, da BRASCHI et alii (1986).

### **7.1.3 Forme di origine carsica**

Le Alpi Apuane rappresentano una delle aree carsiche più importanti d'Italia, con sviluppo di forme di dissoluzione epigea, ma soprattutto di un impressionante sistema di gallerie e pozzi sotterranei tra i maggiori in Europa per sviluppo e profondità. Nell'area di interesse l'importanza di tale fenomeno è da ricondursi principalmente alle formazioni metamorfiche, prevalentemente Grezzoni e Marmi. Per un'esauriente illustrazione dei sistemi carsici ipogei apuani e delle attività speleologiche compiute si rimanda alle numerose pubblicazioni esistenti, tra cui: Federici et al. (1981), Sivelli & Vianelli (1982), Piccini (1991, 1994, 1998, 2001, 2005, 2011), Roncioni (2002), Piccini et al. (2003), Isola et al. (2005), Utili (2010), Zanchetta et al. (2011) e alla bibliografia ivi riportata.

Nelle zone altimetricamente più alte delle Alpi Apuane, le forme carsiche epigee sono spesso elementi dominanti del paesaggio. Il carsismo superficiale si manifesta diffusamente sia con forme di dissoluzione come scannellature, impronte e docce che danno luogo, soprattutto a quote elevate, ai tipici campi solcati (o campi carreggiati, Figura 64 e Figura 65), sia con forme di interfaccia (Myloroie, 1984) quali doline di dissoluzione o crollo (catino del M. Sagro, M. Borla, Carcaraia, M. Pisanino, M. Sumbra), che sono distribuite come elementi isolati (da pochi metri a decine di metri di larghezza) e in piccoli gruppi, e che risultano tuttavia relativamente rare in Apuane, specie sul versante sud-occidentale, per la scarsità di aree a morfologia sub-pianeggiante. La frequenza di queste trova il suo massimo tra i 1450 ed i 1500 metri di quota risultando sede di nivazione prolungata anche in virtù della forma stretta e profonda, fino a diventare veri e propri "pozzi a neve" (Piccini, 2005).

Tali forme si sviluppano in particolare in zone di carso nudo, prive di vegetazione, dove è favorita l'infiltrazione delle acque meteoriche (si stima che nell'area della Carcaraia circa il 90% delle precipitazioni si infiltro nel versante; Piccini, 1989) e in zone a quote elevate dove il manto nevoso può permanere a lungo (da Piccini in AA.VV., 2002a). Non mancano tuttavia anche fenomeni di carsismo coperto (ad esempio doline nella zona del Retrocorgia, Torre di Monzone, M. Matanna, M. Croce e Monte Penna) in cui lo sviluppo delle forme carsiche superficiali è favorito dalla presenza da coltri di suolo ricche di sostanze umiche. La morfologia superficiale e la fratturazione influenzano in maniera importante la distribuzione delle forme carsiche epigee. Altro fattore importante nello sviluppo di forme epigee è la pendenza dei versanti: laddove affiorano rocce carbonatiche e le pendenze sono basse (versante Nordorientale delle Alpi Apuane) si hanno preferenzialmente doline, pozzi a neve o di erosione inversa e campi solcati (Piccini, 1989). Se è presente anche un'intensa fratturazione, è favorita, invece, la formazione di trincee e di carso a blocchi. Sul versante a mare le manifestazioni di carsismo epigeo sono invece più rare: la maggiore acclività favorisce il ruscellamento superficiale e caratteristiche di tali zone sono soprattutto microforme carsiche quali scannellature, kamenitza o vaschette di corrosione, etc.

L'ampia valle situata lungo il versante nord-occidentale del Monte Sagro a circa 1260 m, denominata "Catino del Sagro" (Federici & al., 1981), è allungata NW-SE ed è delimitata da pareti alte circa cinquanta metri. Le rocce sottostanti e la forma ellittica della valle suggeriscono un'origine carsica del bacino, che è anche supportata da numerose microforme. Tuttavia, non si può escludere un importante contributo glaciale alla formazione di queste particolari morfologie.

Le forme carsiche ipogee caratterizzano molte aree del complesso metamorfico delle Alpi Apuane. Gli ingressi delle grotte sono spesso espressioni superficiali di complessi sistemi carsici sotterranei solo in parte conosciuti ed esplorati. Un inventario delle grotte toscane di Fallani & Piccini (2003) comprende oltre 1.500 ingressi di grotte nelle Alpi Apuane (<http://www.speleotoscana.it>), tra cui alcune delle grotte più profonde ed estese dell'intera penisola italiana. In generale le grotte verticali dominano le aree più alte delle Alpi Apuane, mentre le gallerie orizzontali sono l'espressione del carsismo ipogeo nelle aree basse (Piccini, 1996).

Il carsismo profondo caratterizza le zone di affioramento dei marmi e delle dolomie (formazione dei Grezzoni), mentre nelle formazioni non metamorfiche, comunque poco abbondanti all'interno dell'area di interesse, le cavità conosciute sono in numero minore e di minori dimensioni. I sistemi carsici ipogei a sviluppo verticale si snodano principalmente lungo la linea di spartiacque tra il M. Sagro e la Pania della Croce (al di fuori del margine orientale della cartografia allegata) raggiungendo talora valori ragguardevoli per profondità ed estensione. Numerosi ingressi di grotte sono segnalati in particolare lungo i versanti settentrionali del Monte Contrario e del Monte Cavallo e sul versante nord-orientale del Monte Pisanino (quest'ultimo fuori dall'area cartografata). Le cavità a sviluppo orizzontale si collocano ai margini delle strutture carbonatiche, nelle zone di recapito delle acque sotterranee e, in molti casi, funzionano ancora da cavità-sorgenti perenni o di troppo pieno (Piccini, 2005). Il drenaggio sotterraneo svolge un ruolo importante nello sviluppo carsico e controlla fortemente la distribuzione delle principali sorgenti sul versante marittimo della Versilia e sui versanti occidentale e settentrionale delle Alpi Apuane. Limitatamente al versante marino si osservano sorgenti carsiche attestata a quote di 250-350 metri s.l.m. che seguono una recente fase di erosione delle soglie impermeabili dovuta all'abbassamento post-glaciale del livello di base (PICCINI et alii, 2003; PICCINI, 2005, 2011) che ha innescato un processo di riequilibrio verso il mutato assetto idrogeologico ancora in corso di svolgimento attraverso progressive catture sotterranee verso i bacini costieri.

Una ricostruzione precisa delle tappe evolutive del carsismo apuano è argomento assai ampio ed ancora aperto. I processi carsici sono attivi nelle Alpi Apuane almeno dall'inizio del Pleistocene, periodo in cui avviene la denudazione delle rocce metamorfiche carbonatiche del nucleo apuano (Abbate et al., 1994; Balestrieri et al., 2003; Coltorti et al., 2008), come indicato dalla presenza di ciottoli metamorfici di origine apuana in conglomerati fluviali in Garfagnana (Perilli et al., 2004; Coltorti et al., 2008). Vari indizi portano a pensare che i sistemi più antichi (cavità relitte delle aree sommitali della catena) siano da riferirsi al Pliocene superiore. Secondo Piccini (1996, 1998, 2011) e Piccini et al. (2003), sono tre le principali fasi morfogenetiche della speleogenesi plio(?) - pleistocenica nelle Alpi Apuane, e queste sono particolarmente riconoscibili nel sistema carsico del Monte Corchia, uno dei più estesi sistemi carsici d'Europa. Questi autori hanno riconosciuto grotte freatiche relitte a diverse altezze, le più alte a circa 1400 m s.l.m., solo poche centinaia di metri sotto le vette più alte del massiccio. I sedimenti fluviali all'interno di questo sistema freatico sono la prova di fiumi allogeni che raggiungevano le Alpi Apuane. Questa prima fase dell'evoluzione del sistema carsico e lo sviluppo di condotti epi-freatici è stata indicativamente assegnata al Pleistocene inferiore. Altri due sistemi di grotte freatiche relitte sono presenti tra le quote 750-900 m e tra 500-650 m s.l.m. Il primo di questi sistemi è ricollegato ad una fase di arresto tettonico del Pleistocene inferiore, mentre l'ultimo al sollevamento delle Alpi Apuane tra medio e tardo Pliocene.

L'andamento delle cavità carsiche indica l'esistenza di diverse tipologie di cavità (da Piccini in AA.VV., 2005), complesse o polifasiche, o a struttura semplice (verticali od orizzontali). Le prime sono rappresentate soprattutto da sistemi carsici localizzati prevalentemente al centro del nucleo apuano, lungo un allineamento NW-SE (Pizzo d'Uccello-Monte Corchia). Si tratta di grotte che hanno avuto un'evoluzione in più fasi legata a contesti idrologici e morfologici diversi dall'attuale. Le seconde, per quanto riguarda le cavità verticali, invece, sono localizzate in aree carsiche situate lungo l'asse della catena o in prossimità delle vette principali (Valle d'Arnetola, Carcaraia).

Anche per la distribuzione delle forme carsiche profonde si riscontra un legame con l'assetto morfologico delle Alpi Apuane: le cavità verticali sono concentrate nel versante Nord-orientale e costituiscono zone di trasferimento verticale delle acque. La loro genesi è da ricondurre a situazioni idrologico-idrogeologiche simili a quelle attuali. Le cavità orizzontali si ritrovano, invece, al contatto tra le formazioni carbonatiche e le non-carbonatiche, lungo i fondovalle, soprattutto nel versante a mare. In tale versante, le suddette cavità costituiscono zone di recapito delle acque sotterranee, funzionando da cavità sorgenti o da troppo pieno.



*Figura 64 - Altopiano carsico della Pianiza.*



*Figura 65 - Campo carreggiato ben sviluppato, Pania della Croce (foto A. Giuntoli).*

#### **7.1.4 Forme e depositi dovuti alla gravità**

La grande pendenza di molti versanti nelle Alpi Apuane e la fitta rete di fratture che interessa localmente le formazioni rocciose sono fattori che controllano al livello generale lo sviluppo di una grande varietà di processi gravitazionali che favoriscono la mobilitazione di grandi quantità di detriti (APAT, 2007; Federici et al., 2007). I depositi cartografati lungo i versanti e riconducibili a processi morfogenetici gravitativi puri o con il contributo del ruscellamento superficiale.

Enormi frane complesse sono localizzate anche a quote elevate all'interno del massiccio. Tuttavia, molte di queste frane risultano profondamente incise da canali fluviali e non presentano tracce di attività recente. Molti paesi sono collocati sulle contropendenze e o sulle superfici piane di queste frane, in particolare gli abitati di Antona e Casette.

I depositi di versante e di falda costituiscono modeste coltri di ricoprimento laddove la morfologia ne consente l'accumulo, ma nell'insieme non danno luogo a corpi di entità rilevante data la difficoltà di permanenza del materiale sciolto lungo i ripidi pendii.

#### **7.1.5 Forme antropiche**

Il paesaggio apuano mostra gli effetti di migliaia di anni di attività estrattive che hanno modificato in modo evidente le forme del terreno soprattutto laddove affiorano marmi e altre rocce economicamente rilevanti (D'Amato Avanzi & Verani, 1998; Baroni et al., 2000, 2010; Gentili et al., 2011). Le più importanti forme antropogeniche delle Alpi Apuane sono infatti le enormi cave di marmo e i loro depositi di rifiuti e scarti di lavorazione. Le prime tracce di attività estrattive risalgono all'età del ferro (I millennio a.C.) e aumentano notevolmente già in età romana (Bruschi et al., 2004; Baroni et al., 2010). Cave attive e dismesse sono diffuse oggi in tutta la regione apuana e raggiungono la loro massima concentrazione a nord-est di Carrara (bacini di Boccanaglia, Torano, Miseglia e Colonnata). Esistono diversi tipi di cave e all'interno di ognuna di esse possono esserci superfici di lavorazione a diverse altezze; queste superfici riflettono la crescente densità delle cave, che ha costretto l'estrazione ad espandersi verso l'alto lungo il versante o verso il basso a maggiori profondità.

Anche le discariche di cava, chiamate ravaneti, hanno avuto un notevole impatto sul paesaggio e in termini di volume rappresentano circa il 70% del materiale totale estratto (Baroni et al., 2015). Questi scarti vengono scaricati lungo i pendii, in prossimità delle aree di cava, in alcuni casi anche da migliaia di anni e hanno generato di conseguenza la formazione di corpi di detrito costituiti spesso da strati di diverse generazioni. La tessitura dei detriti è correlata con le tecniche di estrazione e fornisce informazioni sullo sviluppo storico dell'estrazione (Fossen, 1886-1887; Baroni et al., 2003, 2010). La classificazione dei ravaneti si basa su dimensione dei grani, forma dei clasti, natura della matrice fine, grado di imbrunimento, essenzialmente dovuto alla crescita di licheni incrostanti e copertura vegetale. In diverse località lo studio della stratificazione dei ravaneti ha consentito di riconoscere scarti pre-romani, romani, medievali, rinascimentali, del XIX secolo e moderni, separati spesso da orizzonti di suolo sepolti indicanti periodiche interruzioni dell'attività estrattiva (Baroni et al., 2010).

## **7.2 Unità Morfologica Collinare Peri-Apuana**

Le aree periferiche al nucleo apuano mostrano i tratti geomorfologico-paesaggistici più tipici dell'Appennino settentrionale, con quote medie e pendenze dei versanti decisamente inferiori a quelli delle aree montuose, e dove i processi morfogenetici in atto risentono fortemente della litologia del substrato, dominata da arenarie e successioni torbiditiche particolarmente favorevoli allo sviluppo di fenomeni gravitativi. Come si osserva nella zona di a monte della città di Massa, il fondovalle inizia a farsi più ampio e si osservano forme e depositi caratteristici dei tratti intermontani dei corsi d'acqua e delle zone di raccordo con le aree di pianura. Le conoidi alluvionali coalescenti che si estendono all'interno dei principali bacini fluviali, costituiscono un elemento geomorfologico dominante soprattutto nell'area pedemontana lungo il versante ligure delle Alpi Apuane.

I depositi cartografati lungo i versanti e riconducibili a processi morfogenetici gravitativi puri o con il contributo del ruscellamento superficiale, sono stati distinti in “depositi di versante”, “detrito di falda”, e “depositi di frane”. Per queste ultime è prevista la classificazione morfo evolutiva in frane con indizi di attività, che comprendono tutte le frane attive o con manifestazioni morfologiche di attività recente, e frane senza indizi di attività, comprendenti le frane quiescenti, stabilizzate e antiche.

I depositi di versante, di falda ed eluvio-colluviali costituiscono modeste coltri di ricoprimento laddove la morfologia ne consente l'accumulo, ma nell'insieme non danno luogo a corpi di entità rilevante date le difficoltà di permanenza del materiale sciolto lungo i ripidi pendii.

Le frane di maggior estensione, stabilizzate o antiche, appartengono quasi sempre al tipo “scorrimento traslazionale” lungo versanti a franapoggio, anche se non mancano esempi di movimento complesso ed evoluzione policiclica. Alcune di queste mostrano ancora una relazione con la morfologia del versante, altre risultano profondamente reincise, sospese o terrazzate dal successivo approfondimento del reticolo idrografico, e sono riferibili ad un quadro morfoclimatico e morfoevolutivo diverso da quello attuale. Il ringiovanimento del reticolo idrografico, con conseguente approfondimento degli alvei, rappresenta sicuramente una delle cause principali della franosità dell'area e, in associazione con l'intensità dei fenomeni meteorologici, ha prodotto in tempi storici episodi catastrofici con gravi danni per le comunità locali e le infrastrutture.

## **8. IDROGEOLOGIA (QC6a, QC6b, QC7a e QC7b)**

L'assetto idrogeologico delle Alpi Apuane è tipicamente un sistema acquifero carbonatico caratterizzato da permeabilità legata a fratturazione e carsismo. Il dominio è classificato dalla normativa della Regione Toscana (DGRT 225/2003) Corpo Idrico Sotterraneo Significativo delle Alpi Apuane il cui studio è stato realizzato dal Centro di GeoTecnologie dell'Università di Siena nell'ambito di una Convenzione con la Regione Toscana (REGIONE TOSCANA 2007).

### **8.1 Inquadramento climatologico e idrografico**

I principali aspetti climatologici dell'area sono legati alla presenza di una pianura sulla quale si innalza, a pochi chilometri dalla linea di costa, il rilievo delle Alpi Apuane. Ciò comporta afflussi meteorici sui rilievi, sia sotto forma di piogge sia di precipitazioni nevose, fino a 3500 mm/anno

(PICCINI, 2002). L'andamento delle precipitazioni è tale per cui si ha un massimo nel periodo primaverile ed uno nel periodo autunnale, il principale, mentre non si può parlare di una vera e propria stagione secca.

Nelle Apuane si individuano tre principali sistemi idrografici il cui recapito è, rispettivamente, nel Mar Ligure, nel Bacino del Fiume Serchio e nel Bacino del Fiume Magra.

La natura carbonatica dei principali complessi idrogeologici unitamente all'assetto orografico e alla diffusa presenza del carsismo superficiale fa sì che il tasso di infiltrazione sia molto elevato. PICCINI et alii (1999) riportano per i complessi dei Marmi delle Apuane e dei Grezzoni un tasso di infiltrazione fino al 75%, per il Calcere cavernoso fino al 65%, e fino al 50% per le formazioni carbonatiche della Falda Toscana.

## **8.2 Il corpo idrico sotterraneo significativo delle Alpi Apuane**

Gli acquiferi fessurati e carsici presenti nelle Alpi Apuane fanno parte del Corpo Idrico Sotterraneo Significativo delle Alpi Apuane (CISS-AP: REGIONE TOSCANA, 2007; Figura 66). La complessità geologico- strutturale di questa area associata all'andamento del rilievo condiziona la circolazione idrica sotterranea e porta all'individuazione di sistemi idrogeologici carbonatici in roccia definiti da complessi idrogeologici a permeabilità secondaria per fratturazione o fratturazione e carsismo. Il carsismo inoltre, determinando un elevato coefficiente di infiltrazione e causando una grande riduzione del ruscellamento superficiale, rappresenta uno dei più importanti fattori di controllo nel sistema idrodinamico in oggetto.

Le principali serie idrogeologiche del Corpo Idrico Sotterraneo Significativo delle Alpi Apuane sono costituite da litotipi carbonatici a permeabilità da alta a media e sono distinte dai complessi idrogeologici non carbonatici della successione metamorfica. La serie idrogeologica dei complessi carbonatici della successione mesozoica e terziaria dell'"Autoctono" Auctt. (costituita da Grezzoni, Marmi Dolomitici, Marmi delle Apuane e Metacalcari con Selce e Calcescisti) è stratigraficamente limitata a letto dai complessi idrogeologici a permeabilità da bassa a molto bassa del ciclo medio-triassico inferiore dell'Unità di Massa e del Basamento Ercinico, e a tetto dai complessi definiti da Metaradiolariti, Scisti Sericitici e Pseudomacigno. Tra i complessi degli Scisti Sericitici e dello Pseudomacigno si individua il complesso a media permeabilità rappresentato dal membro del Marmo Cipollino appartenente alla formazione degli Scisti Sericitici.

La successione idrogeologica costituita dai complessi carbonatici della Falda Toscana comprende le cataclasiti di base (Calcere Cavernoso), che separano l'Unità tettonica della Falda Toscana dalla sottostante successione metamorfica, e i complessi carbonatici mesozoici, rappresentati principalmente dal Calcere Massiccio e dalla Maiolica. Questi ultimi sono divisibili nei complessi della successione giurassica, separati dai Calcari e Marne a Posidonia, dai Diaspri, dalla Maiolica e dai membri carbonatici della Scaglia Toscana. Questa successione è limitata a tetto dai complessi non carbonatici della Falda Toscana (formazione della Scaglia Toscana e del Macigno) e dai complessi idrogeologici delle Unità Liguri e Subliguri.

Nel complesso del Macigno e nei complessi idrogeologici delle Unità Liguri e Subliguri sono compresi locali acquiferi permeabili per fessurazione, costituiti rispettivamente da rocce arenacee e calcareo-marnose. Acquiferi di limitata estensione ed importanza sono individuabili anche nei marmi dell'Unità di Massa. Per quanto riguarda la circolazione idrica nei complessi idrogeologici carbonatici della serie metamorfica, la presenza di strutture a pieghe coricate fa sì che la funzione di substrato impermeabile esercitata dai complessi del Basamento Ercinico non controlli l'andamento del deflusso sotterraneo, se non in aree circoscritte (PICCINI et alii, 1999). Di contro, questi

complessi idrogeologici delimitano lateralmente i sistemi idrogeologici (come ad esempio per i sistemi idrogeologici del bacino di Carrara, del Lucido, di Equi Terme e del Frigido) e svolgono prevalentemente una funzione di soglia per molte sorgenti (si veda ad esempio il caso della sorgente La Polla di M. Altissimo). La circolazione è invece controllata dal livello di base carsico, che si trova a quote diverse nel versante nordorientale e nel versante sudoccidentale del massiccio. Nel versante della valle del Serchio il livello di base carsico è localizzato intorno a 500 m sul livello del mare, mentre sul versante marino è compreso tra i 200 ed i 300 m s.l.m. Tale differenza causa il prevalente deflusso sotterraneo da NE verso SO e la conseguente estensione dei bacini idrogeologici della Versilia sul lato della valle del Serchio (si veda ad es. il caso del Fiume Frigido: MASINI, 1956; PICCINI & PRANZINI, 1989; PICCINI et alii, 2014).

Nel caso invece della circolazione negli acquiferi costituiti dalle formazioni carbonatiche della Falda Toscana, la geometria dei complessi metamorfici a bassa permeabilità guida il deflusso sotterraneo quando questi sono situati al di sopra della quota del livello di base carsico. Scambi idrici tra la serie carbonatica della Falda Toscana e quella della successione metamorfica sono possibili quando al contatto si ritrovano le breccie tettoniche (Calcere Cavernoso). La circolazione nei complessi idrogeologici della Falda Toscana è guidata inoltre dall'andamento e dalle culminazioni assiali delle pieghe ad andamento appenninico e dalla presenza di complessi a permeabilità relativa bassa o molto bassa, quali i Calcari e Marne a Posidonia e la Scaglia Toscana. Localmente i complessi della Maiolica e del Calcere Selcifero, anche se separati da spessori di Diaspri, possono definire acquiferi "sospesi" importanti, dando luogo ad allineamenti di sorgenti al contatto con la formazione dei Calcari e Marne a Posidonia.

Per quanto riguarda la carta della permeabilità, l'ubicazione e tipologia di sorgenti e pozzi all'interno dell'area di interesse si rimanda alla consultazione delle Carte Idrogeologiche Generali QC6a e QC6b.

La Figura 66 presenta un inquadramento idrostrutturale del dominio del CISS-AP in oggetto. Dal basso verso l'alto stratigrafico si possono individuare le seguenti serie idrogeologiche:

- Complessi idrogeologici non carbonatici dell'Unità Toscana Metamorfica;
- Complessi idrogeologici carbonatici dell'Unità Toscana Metamorfica;
- Complessi idrogeologici dell'Unità di Massa;
- Complessi idrogeologici carbonatici della Falda Toscana;
- Complessi idrogeologici non carbonatici della Falda Toscana;
- Complessi idrogeologici delle Unità Liguri e Subliguri.

I Complessi idrogeologici in depositi quaternari e continentali Rusciniati e Villafranchiani presentano una permeabilità primaria molto variabile e sono definiti dai depositi di colmamento del Graben della Versilia, della valle del Serchio e dalle placche di depositi morenici di maggiore estensione.

Due sono le principali serie idrogeologiche carbonatiche del CISS-AP, divise dai complessi idrogeologici non carbonatici dell'Unità Toscana Metamorfica (Figura 66 e Figura 67):

- la serie idrogeologica dei Complessi carbonatici della Successione mesozoica e terziaria dell'Unità Toscana metamorfica (Marmi s.l., MAA, Marmi dolomitici, MDD, Grezzoni, GRE, e Calcari selciferi, CLF), stratigraficamente limitata a letto dai complessi a permeabilità da bassa a molto bassa del Ciclo medio-triassico inferiore e del Basamento Ercinico, e a tetto dai complessi definiti da metadiaspri (DSD), Scisti sericitici (SSR) e Pseudomacigno (PSM). Tra i complessi SSR e PSM si individua il complesso a media permeabilità dei Marmi Cipollini (MCP);
- la serie idrogeologica costituita dai Complessi carbonatici della Falda Toscana in cui sono comprese le cataclasi di base (CCA), che separano la Falda Toscana non

metamorfica da quella metamorfica (Calcare Cavernoso Auctt.; Breccie Poligeniche, Sani, 1985) e i complessi carbonatici mesozoici della Falda Toscana non metamorfica (principalmente Calcare Massiccio, MAS, e Maiolica, MAI). Questi ultimi sono divisibili nei complessi della successione giurassica, separati dalle Marne a Posydonomia (POD), e dai Diaspri (DSD), dai complessi della Maiolica (MAI) e dai membri carbonatici della Scaglia Toscana (prevalentemente Calcareniti di Montegrossi, STO3). Questa serie è limitata a tetto Complessi non carbonatici della Falda Toscana (Formazione della Scaglia, STO, e del Macigno, MAC) e dai Complessi idrogeologici delle Unità Liguri e Subliguri.

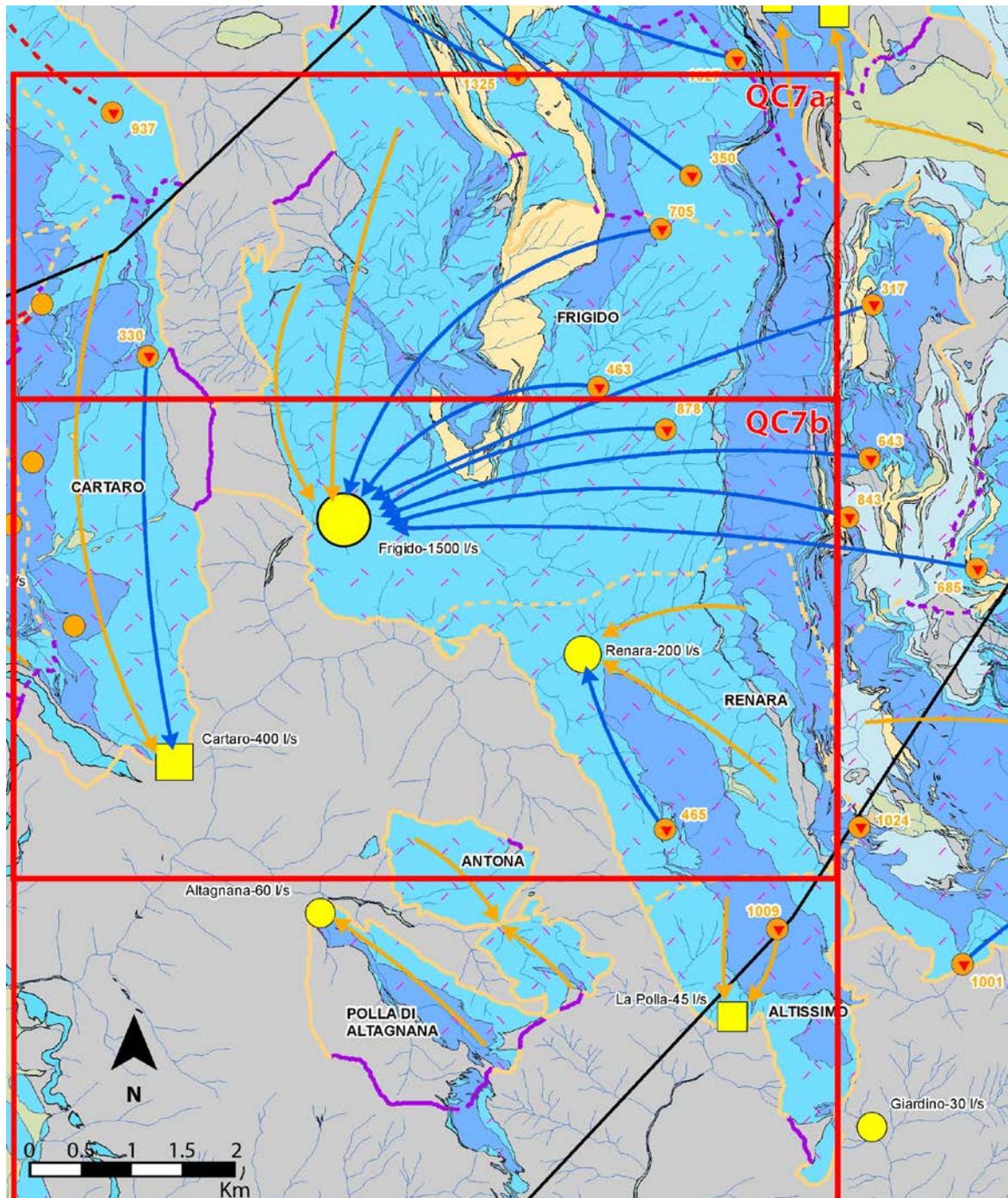


Figura 66 - Inquadramento idrostrutturale del Corpo Idrico Significativo delle Alpi Apuane. Le sigle QC7a e QC7b fanno riferimento alle Tavole della cartografia prodotta, a cui si rimanda per la legenda della carta.

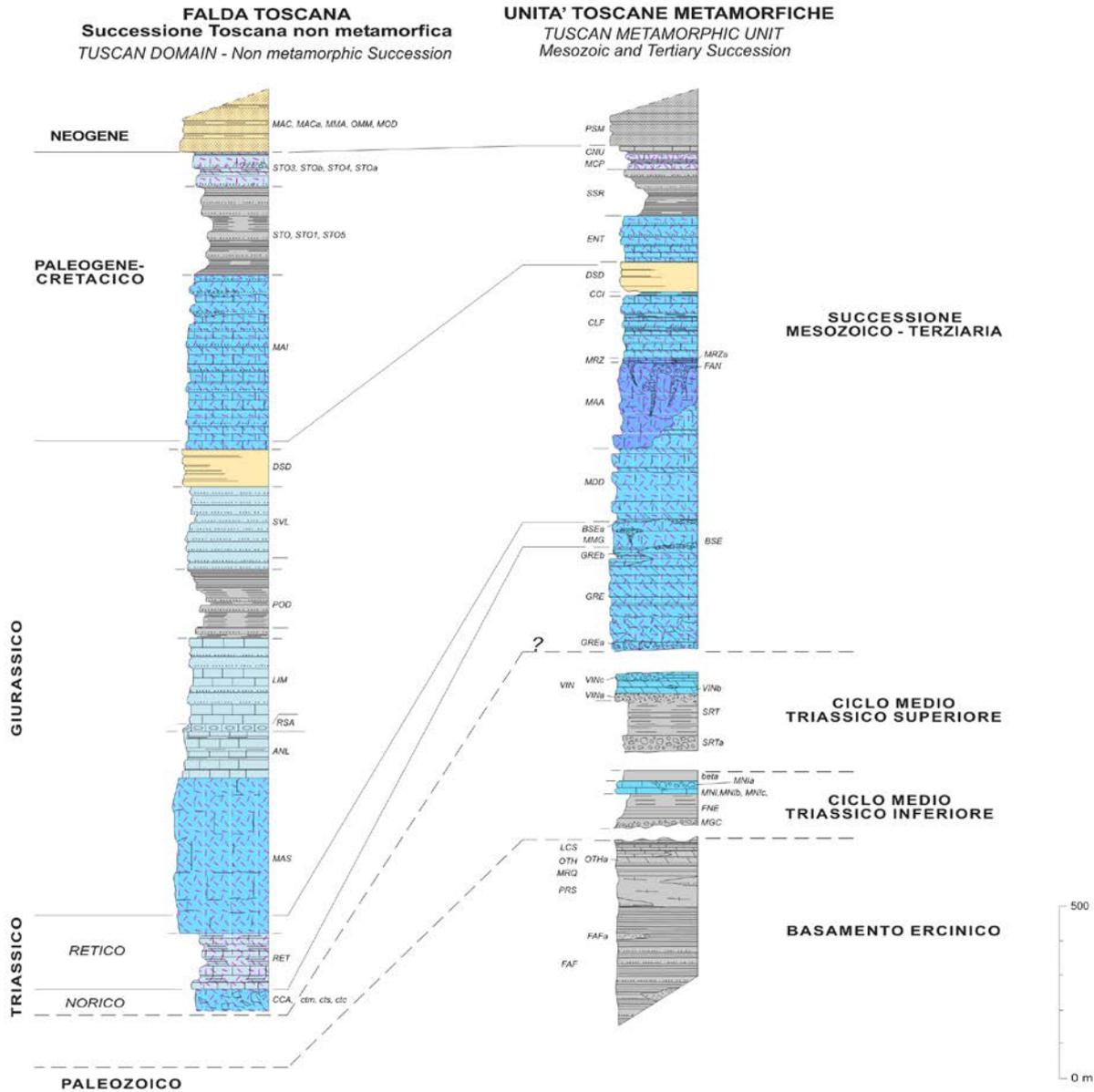


Figura 67 – Colonne idrostratigrafiche relative alle serie idrogeologiche principali presenti nel CISS-AP (per le sigle formazionali si vedano le Tavole QC4a e QC4b).

La differenziazione tra i complessi idrogeologici è data dal grado di permeabilità relativa, indipendentemente dal tipo. Ogni complesso idrogeologico carbonatico e non carbonatico, è stato quindi attribuito ad una classe di permeabilità relativa.

Ai fini della definizione del comportamento idrodinamico dei complessi idrogeologici e della conseguente attribuzione, sono state effettuate una serie di considerazioni basate sia sull'analisi della letteratura pregressa, sia su analisi di tipo statistico riguardanti la distribuzione della densità di drenaggio e delle cavità carsiche superficiali.

Le condizioni di affioramento, giaciture, strutturali e di fratturazione possono infatti condizionare la permeabilità relativa di un litotipo dà luogo a luogo, sì da rendere difficile e incerta una generalizzazione della permeabilità del complesso idrogeologico ad uno dei sei gradi proposti. Inoltre, si ritiene che sia preferibile evitare la definizione “complessi idrogeologici impermeabili”

accorpare il grado “impermeabile” al grado “permeabilità da bassa a molto bassa”. Per tali motivi, e in accordo con quanto espresso in letteratura, dove sono comunemente riportate classificazioni secondo 4 gradi di permeabilità, si propone la riduzione dei gradi di permeabilità relativa da 6 a 5. Si individuano pertanto i seguenti gradi di permeabilità:

I Permeabilità da bassa a molto bassa

II Permeabilità medio-bassa

III Permeabilità media

IV Permeabilità medio-alta

V Permeabilità alta

Di seguito in Tabella 1 verranno elencate le formazioni litologiche affioranti nell’area di interesse del PABE del Comune di Massa, suddivise per Unità, di cui verranno riportate la tipologia di relatività relativa e il grado di permeabilità.

*Tabella 1 Classificazione dei complessi idrogeologici per tipo e grado di permeabilità relativa.*

<b>Sigla</b>	<b>Descrizione Sigla</b>	<b>Unità</b>	<b>Carbonatico (c)/non carbonatico (nc)</b>	<b>Tipo Permeabilità</b>	<b>Legenda Permeabilità relativa</b>
<b>Successione toscana non metamorfica ("Falda Toscana")</b>					
<b>MAC</b>	Macigno. Arenarie quarzoso-feldspatico-micacee gradate, in strati di potenza variabile, con livelli più sottili di argilliti siltose. Oligocene sup. - Miocene inf.	Successione toscana non metamorfica ("Falda Toscana")	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>II</b>
<b>STO</b>	Scaglia toscana. Argilliti, argilliti siltose e marnose con sottili Intercalazioni di calcilutiti silicee e calcareniti; rare radiolariti. Cretacico inf.? - Paleogene	Successione toscana non metamorfica ("Falda Toscana")	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>RSA</b>	Rosso ammonitico. Calcari nodulari rosati, rossi o giallastri, ben stratificati con sottili interstrati marnosi e rare selci rosse. Lias inf. - medio	Successione toscana non metamorfica ("Falda Toscana")	<b>c</b>	<b>PF</b>	<b>III</b>
<b>MAS</b>	Calcere massiccio. Calcari e calcari dolomitici grossolanamente stratificati e massicci. La parte inferiore comprende calcilutiti grigie talvolta con sottili orizzonti giallastri in corrispondenza dei giunti di strato. Lias inf.	Successione toscana non metamorfica ("Falda Toscana")	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>IV</b>
<b>RET</b>	Calcari e marne a Rhaetavicula contorta. Calcari, calcari dolomitici e dolomie con sottili intercalazioni di marne. Retico	Successione toscana non metamorfica ("Falda Toscana")	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>III</b>
<b>CCA</b>	Calcere cavernoso. Calcari dolomitici e dolomie grigie brecciate con struttura a cellette e dolomie cariate (carniole). Trias. Sup.	Successione toscana non metamorfica ("Falda Toscana")	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>IV</b>

<b>Unità toscane metamorfiche – Unità di Massa</b>					
<b>VEU</b>	Filladi quarzítico muscovitiche grigio chiare o grigio-verdi, talora violacee, con intercalazioni di metaconglomerati e filladi scure. (Formazione della Verruca). Ladinico sup.-Carnico	Unità toscane metamorfiche- "Autoctono" Auctt. - Ciclo mediotriassico superiore (Ladinico p.p.- Norico; Verrucano Auctt.)	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>PRA</b>	Metabasiti ad albite, clorite, epidoto e quarzo, verdi, grigio-verdi e grigie, talvolta alternate a livelli di filladi e di metaconglomerati. (Prasiniti) Ladinico	Ciclo medio-triassico inferiore (Anisico-Ladinico p.p.)	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>CND</b>	Marmi con rari livelli dolomitici a patina d'alterazione rosso-bruna, abbondanti resti di crinoidi. (Anisico sup.-) Ladinico	Ciclo medio-triassico inferiore (Anisico-Ladinico p.p.)	<b>c</b>	<b>PF</b>	<b>IV</b>
<b>MGC</b>	Filladi muscovitiche e muscovitiche quarzítiche grigio-scure, spesso grafitiche, localmente con livelli di metarenarie grigie a patina d'alterazione giallastra e metaconglomerati. (Filladi nere e quarziti). Anisico?	Ciclo medio-triassico inferiore (Anisico-Ladinico p.p.)	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>PRS</b>	Porfiroidi e scisti porfirici. Metavulcaniti a composizione riolitico-riodacítica verdi chiare o grigie, con relitti millimetrici di fenocristalli di quarzo e feldspati in matrice quarzítico-muscovítica-cloritica. Intercalazioni di metarcosi e filladi muscoviticocloritiche. Ordoviciano medio?	Unità toscane metamorfiche "Autoctono" Auctt.-Basamento ercinico	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>FAF</b>	Filladi quarzítico-muscovitiche e cloritiche, grigio-scure o grigio-verdastre, alternate a quarziti grigio-chiare. (Filladi inferiori, Filladi e quarziti di Buti). Cambriano? - Ordoviciano?	Unità toscane metamorfiche "Autoctono" Auctt.-Basamento ercinico	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>Unità toscane metamorfiche – "Autoctono" Auctt.</b>					
<b>PSM</b>	Pseudomacigno. Metarenarie quarzoso-feldspatico-micacee, alternate a filladi più o meno quarzítiche grigio-scure. Oligocene sup. - ?Miocene inf.	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>SSR</b>	Scisti sericitici. Filladi muscovitiche verdastre, rosso-violacee e grigie, con rari e sottili livelli di filladi carbonatiche, marmi a clorite e metaradiolariti rosse. Cretacico inf. - Paleogene	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>ENT</b>	Calcari Selciferi a Entrochi. Metacalcilutiti grigio chiare e avorio con liste e noduli di selci. Titoniano sup.-Cretacico inf.	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>IV</b>

**Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici**

<b>MDI</b>	Diaspri. Metaradiolariti rosse, violacee, verdastre, sottilmente stratificate, con interstrati di filladi quarzitiche. Malm	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>II</b>
<b>LCT</b>	Calcescisti. Calcescisti grigio-verdastri, a patina di alterazione marrone chiaro, con sottili intercalazioni di filladi carbonatiche. Lias sup.	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>c</b>	<b>PF</b>	<b>IV</b>
<b>CLF</b>	Calcarei selciferi. Metacalcilutiti grigio scure, con liste e noduli di selci e rari livelli di metacalcareniti, in strati di potenza variabile, spesso alternati con strati più sottili di calcescisti e filladi carbonatiche grigio scure con tracce di pirite e ammoniti piritizzate. Lias medio - sup.	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>IV</b>
<b>MRZ</b>	Marmo zebrino. Marmi metacalcari rosati e metabrecce con matrice rosata con sporadiche selci. Lias inf. (- medio?)	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>V</b>
<b>MAA</b>	Marmi. Marmi bianchi, grigi e color avorio. Con sottili livelli di marmi a muscovite e più raramente, di calcescisti grigio verdasti, localmente livelli di filladi carbonatiche, dolomie e marmi dolomitici. Lias inf.	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>V</b>
<b>MDD</b>	Marmi dolomitici e dolomie cristalline. Marmi dolomitici alternati a livelli di dolomie grigio chiare o rosate, più o meno ricristallizzate. Frequenti alghe, gasteropodi, brachiopodi e lamellibranchi. Spesso presenti dolomie cristalline massicce grigio chiare. Lias inf.	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>IV</b>
<b>BSE</b>	Brecce di Seravezza. Brecce poligeniche metamorfiche a elementi marmorei e subordinatamente dolomitici. Retico - ?Lias inf.	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>IV</b>
<b>MMG</b>	Marmo a Megalodonti. Marmi saccaroidi, massicci o grossolanamente stratificati, con scarsa muscovite e clorite lungo i giunti di strato. Frequenti molluschi, brachiopodi e lumachelle a megalodonti. Retico	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>IV</b>
<b>GRE</b>	Grezzoni. Dolomie e dolomie ricristallizzate grigio-scure, con limitate modificazioni tessiturali metamorfiche. La parte inferiore è generalmente costituita da brecce a elementi dolomitici, la parte intermedia da dolomie grigio chiare e grigio scure stratificate, la parte alta da dolomie a patina d'alterazione giallastra con tracce di filladi lungo i giunti di strato. Norico	Unità toscane metamorfiche - "Autoctono" Auctt. - Successione mesozoica e terziaria	<b>c</b>	<b>PFC</b>	<b>IV</b>

**Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici**

<b>VINa</b>	Formazione di Vinca. Filladi grigio-verdastre, quarziti e metaconglomerati. Carnico - ?Norico	Unità toscane metamorfiche- "Autoctono" Auctt. - Ciclo mediotriassico superiore (Ladinico p.p.- Norico; Verrucano Auctt.)	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>LCS</b>	Calcescisti e filladi carbonatiche, cloritico-muscovitiche. Siluriano sup.? - Devoniano inf.?	Unità toscane metamorfiche "Autoctono" Auctt.-Basamento ercinico	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>OTHa</b>	Filladi grafitose nere, liditi e metarenarie. Siluriano sup.? - Devoniano	Unità toscane metamorfiche "Autoctono" Auctt.-Basamento ercinico	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>OTH</b>	Filladi e dolomie.	Unità toscane metamorfiche "Autoctono" Auctt.-Basamento ercinico	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>MRQ</b>	Metarose, quarziti e quarziti filladiche grigio chiare, alternate a filladi e filladi quarzitiche grigio scure. Ordoviciano sup.?	Unità toscane metamorfiche "Autoctono" Auctt.-Basamento ercinico	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>PRS</b>	Porfiroidi e scisti porfirici. Metavulcaniti a composizione riolitico-riodacitica verdi chiare o grigie, con relitti millimetrici di fenocristalli di quarzo e feldspati in matrice quarziticomuscovitica-cloritica. Intercalazioni di metarosi e filladi muscoviticocloritiche. Ordoviciano medio?	Unità toscane metamorfiche "Autoctono" Auctt.-Basamento ercinico	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>FAF</b>	Filladi quarziticomuscovitiche e cloritiche, grigio-scure o grigio-verdastre, alternate a quarziti grigio-chiare. (Filladi inferiori, Filladi e quarziti di Buti). Cambriano? - Ordoviciano?	Unità toscane metamorfiche "Autoctono" Auctt.-Basamento ercinico	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>
<b>FAFa</b>	Rocce ignee a composizione basica. (Metabasiti). Cambriano? - Ordoviciano?	Unità toscane metamorfiche "Autoctono" Auctt.-Basamento ercinico	<b>nc</b>	<b>PF</b>	<b>I</b>

**8.3 Principali sistemi idrogeologici (QC7a, QC7b)**

Per sistema idrogeologico si intende l'insieme dei complessi idrogeologici carbonatici ed il loro assetto geometrico le cui acque hanno come recapito una sorgente od un gruppo di sorgenti (puntuali o lineari). La parte superficiale dei complessi carbonatici con le relative aree di ricarica allogena costituisce l'area di alimentazione di un sistema idrogeologico. Per una dettagliata discussione della estensione delle aree di alimentazione di ciascun sistema idrogeologico si rimanda a REGIONE TOSCANA (2007).

Di seguito, sono brevemente descritti i principali sistemi idrogeologici. La denominazione dei sistemi idrogeologici è basata sul principale recapito sorgivo o sul principale elemento idrologico presente nel dominio.

Per quanto riguarda le aree di alimentazione e le principali direttrici di deflusso sotterraneo nei sistemi idrogeologici, si rimanda alla consultazione delle Carte Idrologiche Generali QC7a e QC7b.

### **8.3.1 Sistemi idrogeologici dei bacini costieri della Versilia**

I principali sistemi idrogeologici il cui recapito è verso i bacini costieri della Versilia sono il sistema di Carrara, il sistema del Cartaro, il sistema del Fiume Frigido, il sistema di Linara, il sistema del Monte Altissimo, il sistema idrogeologico di Renara ed il sistema del M. Antona.

Il sistema idrogeologico di Carrara (19,8 km<sup>2</sup>) corrisponde in gran parte con il bacino idrografico del Torrente Carrione; le sue emergenze sono concentrate prevalentemente nell'area di Torano e nei pressi di Miseglia. Il sistema è impostato prevalentemente sui Grezzoni, Marmi delle Apuane e Metacalcari con Selce e Calcescisti della sinclinale di Carrara. Una soglia di permeabilità definita dai complessi a bassa permeabilità dell'Unità di Massa limita il sistema a sud e crea le condizioni per la presenza delle sorgenti del gruppo di Torano e delle Canalie. Il sistema idrogeologico è suddiviso in quattro sottosistemi (SPANDRE et alii, 2003; BALDI, 2004; DOVERI, 2005):

- il sottosistema Carbonera-Tana dei Tufi (sorgenti Carbonera, Q<sub>media</sub>=50 l/s, e Tana dei Tufi, Q<sub>media</sub>=60 l/s);
- il sottosistema Gorgoglio-Pizzutello (sorgenti Gorgoglio, Q<sub>media</sub>=40 l/s, Pizzutello, Q<sub>media</sub>=30 l/s, e Sponda 2, Q<sub>media</sub>=45 l/s);
- il sottosistema delle Canalie (sorgenti Ratto Superiore e Ratto Inferiore, ciascuna con Q<sub>media</sub>=180 l/s, Pero Inferiore, Q<sub>media</sub>=40 l/s, Polla della Martana, Q<sub>media</sub>=40 l/s, Ospedale Superiore, Q<sub>media</sub>=10 l/s e Ravenna, Q<sub>media</sub>=10 l/s);
- il sottosistema della sorgente Pero Superiore.

Ad ovest del sistema idrogeologico di Carrara è localizzato il sistema del gruppo delle sorgenti di Linara (4,8 km<sup>2</sup>; Q<sub>media</sub>=133 l/s).

Di seguito verranno descritti i sistemi idrogeologici presenti all'interno dell'area interessata dal PABE del Comune di Massa (Figura 68).

#### **Sistema idrogeologico delle sorgenti del Cartaro**

L'area di alimentazione del sistema idrogeologico delle sorgenti del Cartaro (sezioni CTR della Regione Toscana 249060, 249070, 249100 e 249110) ha un'estensione di circa 9 Km<sup>2</sup> e comprende il settore medio-alto del Canale di Colonnata compreso tra le cime del M. Campanile, Il Serrone, M. Maggiore, M. La Faggiola, M. Sagro, M. Spallone, Cima delle Serre e Foce Luccica, fino alla zona compresa tra il M. La Rocchetta, Cima Gioia, M. Tamburone e Cima d'Uomo. L'estensione del bacino, limitato ad Est dalle Filladi inferiori (FAF) del Basamento Ercinico, è stata determinata in base a considerazioni idrostrutturali (Piccini e Pranzini, 1989; Doveri 2005) e grazie ad una prova di colorazione effettuata in una cavità carsica presente nel settore NE del bacino (Buca di F. Luccica, T/MS 330, Becattini e Piccini, 1989). L'idrostruttura è compresa nei complessi della Successione metamorfica dei Marmi, MAA, e dei Grezzoni, GRE del fianco diritto della sinclinale di Carrara.

I corsi d'acqua principali che la attraversano sono, per il versante carrarese, il T. Carrione e alcuni dei suoi affluenti (Fosso del Maggi, Canale della Freddona), mentre nel versante massese vi ricadono il Fosso delle Casette e il Fosso della Rocchetta, affluenti di destra del F. Frigido.

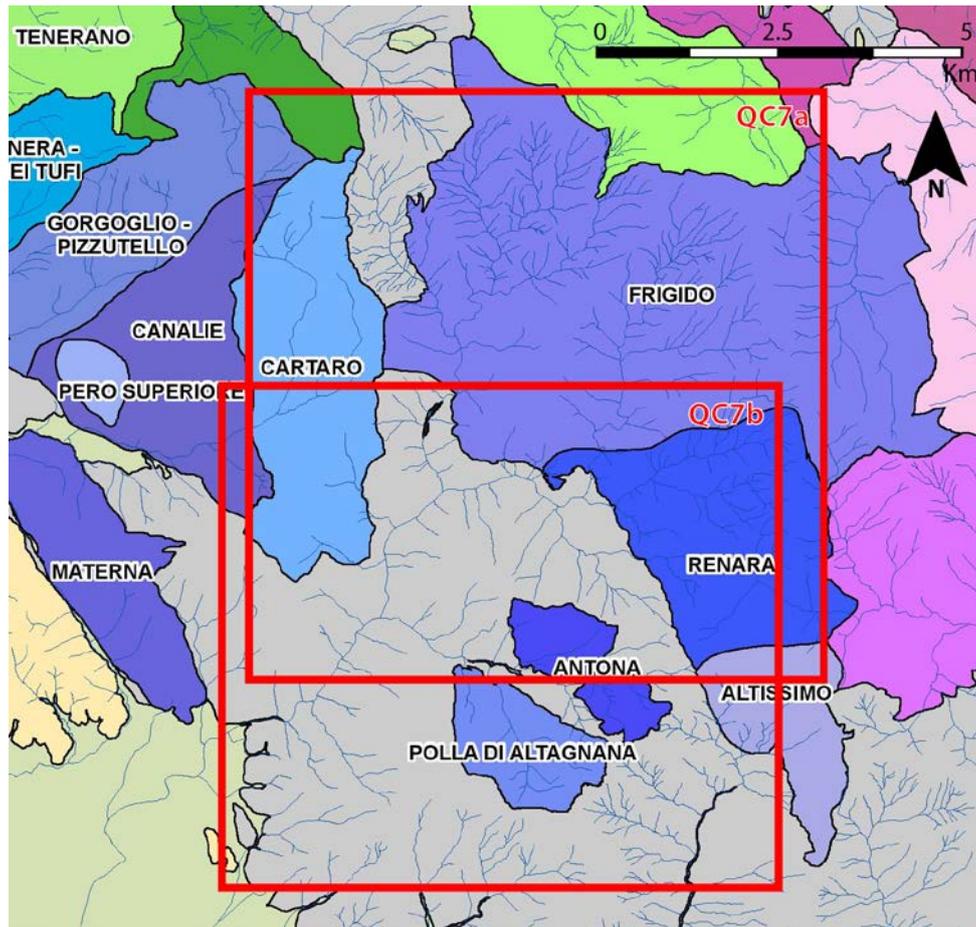


Figura 68 - Inquadramento geografico sintetico delle aree di alimentazione individuate nel dominio del CISS-AP.

Le sorgenti del Cartaro sono costituite da due emergenze carsiche, captate a scopo idropotabile, situate lungo il Fosso della Rocchetta, situate a quota 205 m s.l.m. e sono denominate rispettivamente Cartaro Piccola e Cartaro Grande. Quest'ultima è la più importante ed ha una portata annuale media di circa 400 L/s (con punte, in condizioni di piena, prossime ad 1 m<sup>3</sup>/s; Piccini in AA.VV., 2002a); la sorgente Cartaro Piccola ha, invece, una portata di un ordine di grandezza inferiore. La sorgente Cartaro Grande appartiene alla rete di monitoraggio qualitativo (codice MAT-S036) dell'ARPAT.

Le due sorgenti hanno caratteri idrochimici e regimi diversi che sembrano indicare una loro alimentazione da sistemi idrogeologici distinti: la Cartaro Grande ha una risposta immediata agli eventi di piena con un forte intorbidamento delle acque; la S. Cartaro Piccola, invece, non presenta queste problematiche (Drysdale et. al., 2001).

Oltre alle due sorgenti principali, nel bacino si rinvencono una serie di piccole sorgenti (di portata minore a 2 L/s) situate nella zona di Colonnata per il versante carrarese, e alcune emergenze di scarsa importanza nella zona di Massa. Modesti acquiferi sono individuabili nel complesso delle Breccie Marmoree (MNI, MNIa, MNIb) che, limitato dai complessi del Verrucano (SRT e SRTa), localmente origina piccole sorgenti, la maggiore delle quali è la sorgente Freddana (Q<sub>media</sub>=6 L/s).

Nel bacino sono censite 18 cavità carsiche, tra cui la più importante è la Buca di Foce Luccica (T/MS 330), il cui ingresso è situato a quota 985 m s.l.m., presso l'omonima località. La cavità presenta un andamento prevalentemente verticale, con un dislivello di 442 m, spingendosi in direzione S-SW al di sotto di Cima d'Uomo fino ad una quota di circa 540 m s.l.m. Sul fondo della cavità è presente un sifone la cui natura non è chiara: non è stato determinato se tale sifone

rappresenta la quota del livello freatico o se costituisce il livello di una falda pensile. Nel 1987 (Becattini e Piccini, 1989) nella cavità è stata effettuata una colorazione che ha dato positività alle sorgenti del Cartaro. La prova è stata effettuata immettendo nel torrente interno 3 Kg di fluoresceina ed è risultata positiva sei giorni dopo l'immissione del tracciante.

### **Sistema idrogeologico della sorgente del Fiume Frigido**

L'area di alimentazione di questo sistema idrogeologico (sezioni CTR della Regione Toscana 249070, 249080, 249110, 249120) della sorgente del Frigido ha un'estensione di circa 30 Km<sup>2</sup> e prende il nome dal Fiume Frigido, principale corso d'acqua del versante a mare del bacino, che nasce dall'omonima, sorgente situata presso il paese di Forno nel Comune di Massa (MS). I limiti dell'area di alimentazione sono stati oggetto di studio a causa delle importanti portate della sorgente di Forno a partire dagli inizi del 1900 (Perrone, 1912; Masini, 1958; Piccini, 1987, 1994, 2001; Piccini e Pranzini, 1989; Forti et al., 1993; Piccini et al., 1999) fino alla fine del secolo scorso. L'esistenza di numerose prove con traccianti e la caratterizzazione dell'idrostruttura ne permette la delimitazione con una certa attendibilità rispetto al sistema di Equi, dell'Aiarone e della Pollaccia. Tra le colorazioni effettuate che hanno permesso di delimitare l'area di alimentazione si ricordano quelle effettuate nell'Abisso P. Roversi, Buca della Pompa (T/LU 317), Abisso della Tambura (T/MS 463), Abisso dello Gnomo (T/LU 843), Buca del Paleri (T/MS 878), Abisso F. Simi (T/LU 859 e 860), e Buca Go Fredo (T/LU 685) (Roncioni in AA.VV. 2002; Federazione Speleologica Toscana, 2006).

Il limite occidentale è definito dai complessi a bassa permeabilità del Basamento Ercinico (FAF), mentre quello meridionale con il sistema idrogeologico della sorgente di Renara è incerto (come definito in Piccini et al., 1997). La maggior parte del bacino è costituita dai complessi carbonatici della successione triassica dell'Autoctono Apuano caratterizzati da permeabilità per fratturazione e carsismo da media a molto elevata (prevalentemente Marmi, MAA, Grezzoni, GRE, Marmi dolomitici, MDD, e Calcari selciferi, CLF).

Tra i corsi d'acqua principali che lo attraversano, oltre al F. Frigido e ai suoi affluenti nel versante a mare, si ricorda il Fosso Tambura, che scende verso la Garfagnana nel settore settentrionale del bacino.

La sorgente principale del sistema, nonché delle Alpi Apuane, è la sorgente di Forno, meglio nota come sorgente del Frigido. Questa importante emergenza è posta ad una quota di 235 m s.l.m. a monte del contatto tra i Porfiroidi (PRS) ed i Grezzoni (GRE) ed il punto di recapito delle acque infiltrate nell'area di alimentazione. Tale sorgente è inserita nella rete di monitoraggio qualitativo dell'ARPAT (codice MAT-S038) e proposta per il monitoraggio quantitativo (come già effettuato in passato fino al 1995; Piccini in AA.VV., 2002a).

La portata media della sorgente del Frigido è di 1550 L/s (Forti et al., 1993) con picchi di piena che superano i 4 m<sup>3</sup>/s (Piccini, 1987) e minimi estivi compresi tra i 400-500 L/s. La sorgente attualmente è captata a scopi idropotabili per servire l'abitato di Forno; in passato e fino al 1942 le acque sono state derivate per la produzione dell'energia elettrica necessaria per il fabbisogno di un cotonificio (Piccini in AA.VV., 2002a). La sorgente del Frigido mostra repentine impennate di portata in concomitanza di precipitazioni non necessariamente rilevanti. A monte dell'emergenza principale (500 m) si rinviene una sorgente di "troppo pieno", nota come "Bucone di Forno" (T/MS 271), che entra in funzione quando le portate superano i 4 m<sup>3</sup>/s (Piccini in AA.VV., 2002a).

Numerose sono le piccole sorgenti che si trovano nell'area: se ne contano diverse decine, alcune delle quali captate a scopi acquedottistici. La portata media di queste emergenze è limitata a poche decine di L/s.

Oltre 200 sono le cavità registrate dalla Federazione Speleologica Toscana (2006) che si aprono nella sola zona del Frigido. Lungo il versante settentrionale del M. Tambura è situata la zona carsica della Carcaraia, tra le più importanti sulle Apuane. Quest'area presenta un'elevata concentrazione di forme carsiche superficiali ed ipogee, comprendendo tra l'altro alcune delle cavità più profonde della Toscana e d'Italia, tra le quali si registra la grotta più profonda d'Italia (Abisso P. Roversi, T/LU 705, ingresso 1710 m s.l.m., 1250 m di dislivello).

### **Sistema idrogeologico della sorgente di Renara**

L'area di alimentazione del sistema idrogeologico della sorgente di Renara (sezione CTR della Regione Toscana 249110) ha un'estensione di circa 8.2 Km<sup>2</sup> ed è separata a Nord da un limite incerto dal sistema del Frigido (Piccini et al., 1989), mentre a Ovest è circoscritta dai complessi a bassa permeabilità del basamento (prevalentemente Porfiroidi, PRS). A Sud il limite con il sistema della Polla del M. Altissimo è definito con una certa attendibilità sulla base di prove con traccianti; ad Est la suddivisione con il sistema della sorgente della Pollaccia è incerta. Piccini et al. (1999) ritengono che tale limite si estenda sino al versante occidentale del M. Sella fino quasi a raggiungere i complessi metamorfici a bassa permeabilità di Arni e Campagrina. Grezzoni e Marmi sono i complessi idrogeologici più estesi.

Il recapito principale è costituito dal gruppo delle sorgenti di Renara, che danno il nome al sistema. L'emergenza principale è una risorgenza carsica (T/MS 229) ed ha una portata media di circa 200 L/s (con un'alta variabilità; Piccini in AA.VV., 2002a) e fa parte della rete di monitoraggio qualitativo dell'ARPAT (codice MAT-S037).

Questa zona è particolarmente ricca di cavità alcune delle quali profonde diverse centinaia di metri: tra le più importanti il Complesso del Monte Pelato (-708 metri) e l'Abisso Tripitaka (T/LU 1024, -680 metri di dislivello totale). Nella Buca di Monte Pelato è stata effettuata una colorazione (T/LU 465, Roncioni in AA.VV., 2002a) che ha dimostrato la connessione tra la zona del Monte Pelato e la sorgente di Renara.

### **Sistema idrogeologico del Fosso di Antona**

L'affioramento di Grezzoni del Monte Antona e del Monte Focoraccia (sezione CTR della Regione Toscana 249110 e 249150) definisce un sistema idrogeologico circoscritto dai complessi del Basamento Ercinico. L'area di alimentazione (sezioni CTR della Regione Toscana 249110) è estesa circa 2 Km<sup>2</sup>. Sono presenti ai limiti della idrostruttura sorgenti di portata limitata (delle quali la principale e la sorgente Darola) ed emergenze lineari lungo il Fosso di Antona, principale recapito del sistema (Piccini et al., 1999).

Nell'area non sono presenti cavità carsiche riportate nel catasto della Federazione Speleologica Toscana (2006).

### **Sistema idrogeologico della Polla di Altagnana o delle Madielle**

L'area di alimentazione del sistema idrogeologico delle Polla di Altagnana (sezioni CTR della Regione Toscana 249150 e 249110) ha un'estensione di circa 2.6 Km<sup>2</sup> e comprende per oltre metà della propria area affioramenti di metamorfiti a bassa permeabilità che recano le acque di

ruscellamento ai complessi carbonatici (prevalentemente Grezzoni, GRE, e Marmi, MAA). I limiti dell'area di alimentazione sono definiti da Filladi inferiori, FAF, e Porfiroidi, PRS. L'unico recapito sorgivo è costituito dalla Polla di Altagnana ( $Q_{media}=60$  L/s; proposta per il monitoraggio qualitativo del sistema), mentre i corsi d'acqua che la attraversano sono il Fosso della Polla e il Fosso della Polla di Altagnana, affluenti di sinistra del Fosso di Antona.

Sono presenti sorgenti con portate medie di pochi L/s localizzate nelle Filladi inferiori (FAF) che si presentano in questa zona fortemente deformate e scompagnate con una coltre di alterazione molto importante (10-20 m; Cavazza, 1986). Da queste sorgenti, localizzate lungo il versante settentrionale del Monte Belvedere, fuoriescono acque oligominerali alcune delle quali commercializzate (Fontana Morosa o Amorosa).

Quattro cavità, situate in prossimità della Polla di Altagnana a quote comprese tra i 325 e i 375 metri, di limitata estensione e profondità (al massimo 20 metri), sono registrate nel catasto della Federazione Speleologica Toscana (2006).

## **9. I MARMI DELLE ALPI APUANE**

### **9.1 Breve storia dell'estrazione dei marmi sulle Apuane**

I marmi delle Alpi Apuane rappresentano certamente i materiali lapidei più conosciuti al mondo.

Durante gli oltre duemila anni di storia, l'attività estrattiva nella regione apuana è stata caratterizzata sia da periodi di sfruttamento intensivo della risorsa (Età imperiale, Rinascimento), alternati a momenti di limitata attività e/o ripresa dell'escavazione (periodo Pre-romano/Età repubblicana), sia da fasi di forte rallentamento e/o stasi della coltivazione (Medioevo).

L'attività estrattiva è di grande impatto nel territorio apuano che attualmente è interessato da più di 100 cave attive con produzione totale attuale maggiore di 1.400.000 ton/anno di marmi tra blocchi e informi. La maggior parte delle cave sono a cielo aperto e vengono coltivate attraverso uno o più gradoni (Figura 69). Soprattutto a partire dagli anni novanta però, le moderne tecniche di taglio e le sempre più importanti esigenze ambientali stanno determinando il rapido aumento delle coltivazioni in sotterraneo (Figura 80 e Figura 81).

Nella regione apuana l'estrazione di pietre ornamentali è caratterizzata da una storia secolare, con produzione di una grande varietà di marmi che non trova eguali altrove.

In base alle molte testimonianze della presenza etrusca nelle aree limitrofe (Versilia, Pisa e Volterra) e alle analisi mineralogiche e petrografiche condotte sui numerosi manufatti funerari in marmo (i cosiddetti "cippi") rinvenuti lungo la valle del fiume Versilia, è possibile, secondo recenti studi (Cantisani et al., 2003), far risalire all'epoca preromana i primi impieghi dei marmi apuani. In particolare, la concentrazione di questi reperti archeologici nel territorio versiliese depone a favore di uno sfruttamento dei marmi locali sin dal VI e II secolo a.C., così come la datazione, con il metodo del  $^{14}\text{C}$  di un livello di paleosuolo all'interno di un ravaneto in località Carbonera (Bruschi et al., 2003), indica che anche i marmi del bacino di Carrara erano conosciuti ed utilizzati in quell'epoca.

Mentre per il periodo preromano non si hanno testimonianze dirette dello sfruttamento delle cave di marmo delle Alpi Apuane, l'attività estrattiva è ben documentata in epoca romana oltre che dai numerosi ritrovamenti archeologici (tagliate romane, blocchi riquadrati, capitelli, basi, rocchi di

colonna, spesso dotati di marchi di cava) anche da diverse fonti letterarie (Dolci, 1980; Dolci, 1985; Dolci, 2003) (Figura 70).



*Figura 69 - Cava a cielo aperto nel bacino di Carrara (Cava Betogli-Calocara).*



Figura 70 - Dettaglio di tagliata romana a “formelle” (Carrara, foto A. Criscuolo)

Famosa è la descrizione di Plinio il Vecchio (*Naturalis historia*, XXXVI, 48) circa l'utilizzo del marmo lunense per la costruzione della casa romana di Mamurra, risalente al 48 a.C.: “*primum totis aedibus nullam nisi e marmore columnam habuisse et omnes solidas e Carystio aut Luniensi*” (“[Mamurra] fu il primo nella cui casa non c’era una sola colonna che non fosse di marmo – ed erano tutte di marmo pieno, di Caristo o di Luni”: A. Corso, R. Mugellesi, G. Rosati, cit. bibl.). In epoca romana la colonia di Luni (fondata nel 177 a.C., vicino all’antica linea di costa e a circa 5 km ad Est dell’attuale città di Carrara) rappresentava un porto di mare in posizione strategica per il trasporto e commercio dei marmi provenienti dai vicini giacimenti, tanto che, nella letteratura classica, questi materiali sono indicati con il nome di “marmi lunensi”. Oggi questo termine è utilizzato esclusivamente in senso storico in riferimento ai marmi estratti al tempo dei romani, prevalentemente nel bacino marmifero di Carrara. Durante il I secolo a.C., infatti, in conseguenza di un forte rinnovamento dell’architettura pubblica e privata di Roma ci fu un notevole incremento della produzione di marmo che veniva estratto, per la maggior parte, da cave poste presso i fondivalle dei quattro principali bacini marmiferi del carrarese (Bacino di Boccanaglia, di Torano, di Miseglia e di Colonnata). All’epoca tutte le fasi dell’attività estrattiva erano già accuratamente programmate e pianificate: il materiale estratto subiva una prima lavorazione direttamente in cava, mentre i detriti di scarto erano adoperati per costruire le “vie di lizza” sulle quali venivano fatti scendere a valle i blocchi di marmo. Le tecniche di escavazione si basavano sullo sfruttamento delle principali linee di fatturazione presenti nel marmo: utilizzando martelli e scalpelli metallici venivano eseguiti nella roccia dei tagli a trincea (“*cesurae*”) che successivamente venivano allargati per mezzo di cunei di ferro o legno. Quest’ultimi erano continuamente bagnati in modo tale che la spinta generata dal rigonfiamento del legno determinasse il distacco del blocco. I marmi lunensi erano molto apprezzati soprattutto per le opere di architettura e solo successivamente furono utilizzati per la scultura. In epoca romana i materiali più ricercati erano il marmo “bianco” e l’

“azzurro variegato”, materiali oggi commercializzati, rispettivamente, con i nomi di bianco Carrara e bardiglio o nuvolato. La caduta dell’Impero Romano e la conseguente crisi economica e sociale che caratterizzò il Medioevo determinarono una forte contrazione dell’attività estrattiva che proseguì rimanendo di fatto solo un’attività locale.

Dal XII secolo ci fu una moderata ripresa dell’attività estrattiva ma solo in epoca rinascimentale si assistette nuovamente ad una netta ripresa della produzione (Dolci, 1985). In particolare, a partire dalla seconda metà del XV secolo, l’attività estrattiva fu allargata anche ai bacini marmiferi più interni, come quello della Versilia, dove vennero aperte nuove cave nelle zone di Trambiserra, del Monte Altissimo e Ponte Stazzemesse, e dove furono scoperti nuovi materiali non presenti nei bacini marmiferi di Carrara, quali brecce policrome (es: Brecce di Seravezza), marmi statuari e bardigli fioriti. Soprattutto dal tardo Rinascimento in poi, a seguito del rinnovamento culturale ed artistico, questi lapidei “colorati” furono largamente adoperati sia nelle ristrutturazioni di edifici religiosi e arredi sacri che nei rivestimenti e decori dei palazzi dell’epoca. L’attività estrattiva, tuttavia, si avvaleva ancora di tecniche tradizionali manuali (Figura 71) ed era condotta in modo artigianale e gestita a livello familiare o di comunità (Figura 72).



*Figura 71 - Tagliata a mano dei primi dell'800 (Cava Messette; M. Alto).*



*Figura 72 - Cava addossata ad una zona intensamente fratturata (“Finimento”) dei primi del ‘900 (Carrara).*

Il trasporto al piano dei blocchi era effettuato anch’esso manualmente, tramite dei lunghi piani inclinati (“vie di lizza” Figura 73 e Figura 74).



*Figura 73 - Via di lizza.*

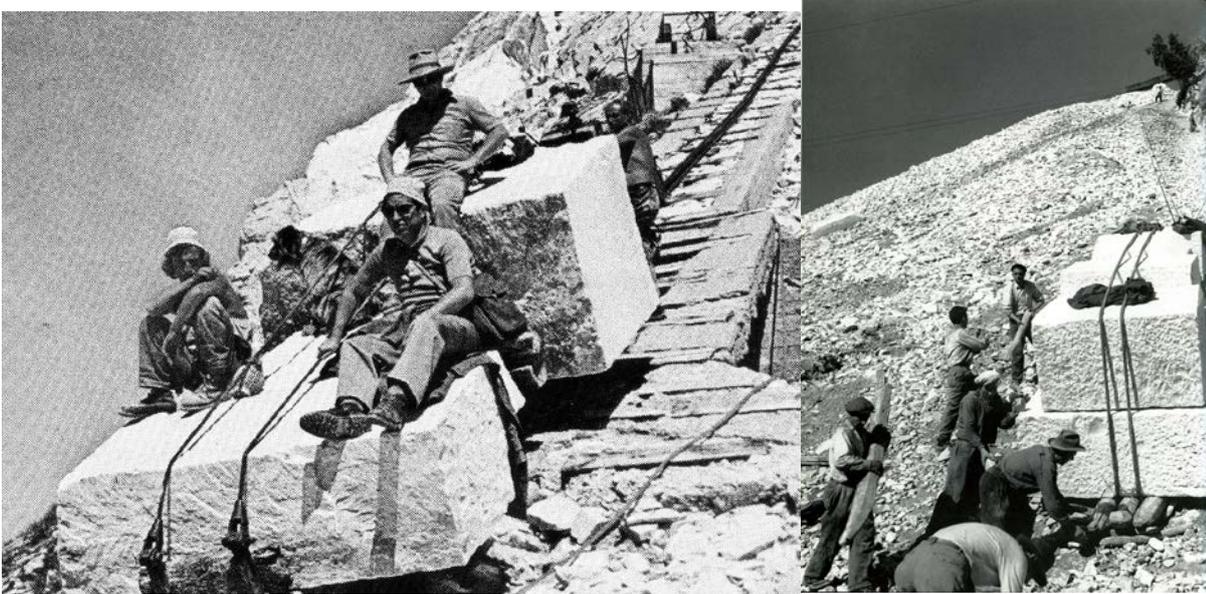


Figura 74 - “Lizzature” di “Cariche” di marmo.

Il risultato di questo periodo storico fu una fortissima frammentazione fondiaria che portò spesso a coltivare giacimenti di spessore molto ridotto e scarsa continuità laterale, con modesti, risultati produttivi. L'introduzione nel XVIII secolo dell'esplosivo nelle tecniche estrattive se, da un lato, aveva il pregio di velocizzare l'estrazione al monte e di alleviare le fatiche del cavatore, dall'altro non prendeva in considerazione né i problemi ambientali, né i danni che venivano arrecati al materiale ancora da estrarre o il gran quantitativo di detriti prodotti. Questa tecnica determinò un enorme incremento dei volumi di scarto, con il conseguente aumento dei ravaneti che andarono a ricoprire (e coprono ancora oggi) aree potenzialmente sfruttabili, dando così inizio al sostanziale mutamento paesaggistico delle Alpi Apuane (Figura 75).

Nella seconda metà del XIX secolo anche il territorio della Garfagnana, grazie soprattutto al miglioramento dei collegamenti e delle infrastrutture, venne coinvolto nel processo di industrializzazione del marmo e della ricerca estrattiva, con le prime attività estrattive nei bacini marmiferi dell'Acquabianca a Gorfigliano. In questo periodo in tutti i bacini marmiferi apuani si assistette alla concentrazione di un gran numero di cave gestite da alcune grosse società italiane ed estere (Nord-Carrara poi Montecatini poi IMEG, Henraux, Walton). Questo fatto, unitamente alle maggiori richieste del mercato sia nazionale che estero ed al supporto di nuove tecnologie (filo elicoidale e linee ferroviarie, Figura 76 e Figura 77), portò ad una rapida ascesa della quantità del materiale prodotto e nel 1872 la produzione di blocchi di marmo raggiunse le 150.000 tonnellate (Pinna, 1999). In questi anni il marmo cominciò ad essere visto come un materiale industriale a cui dedicare studi sia geologici, per prospezione mineraria, sia ingegneristici per innovazioni tecnologiche.

Questa tendenza proseguì fino agli anni precedenti la seconda guerra mondiale, quando ragioni belliche quasi azzerarono l'attività estrattiva del marmo.

Negli anni successivi alla seconda guerra mondiale l'attività estrattiva nell'area apuana andò sempre più espandendosi sia arealmente sia come volumi di materiali estratti. Il trasporto per via di lizza fu sostituito gradualmente, ma definitivamente, da trasporto su camion dapprincipio utilizzando soprattutto gli abbondanti residuati bellici dell'esercito americano (i famosi “treassi”, Figura 77).



*Figura 75 - Cave e ravaneti nella valle di Torano (Carrara).*

Le moderne tecniche di taglio introdotte nell'ultimo ventennio, basate principalmente sull'utilizzo del filo diamantato o tagliatrici a catene diamantate (Figura 78, Figura 79 e Figura 80) azionate da macchinari capaci di lavorare sia in piano che secondo angoli prestabiliti, hanno completamente rivoluzionato il lavoro in cava.



*Figura 76 - Taglio con filo elicoidale e torbida di sabbia (bacino marmifero di Carrara).*



*Figura 77 - Nel secondo dopoguerra le vie di lizza furono gradualmente abbandonate.*

In particolare, la sempre più spinta meccanizzazione del lavoro ha portato ad una progressiva riduzione del numero degli addetti all'attività estrattiva. Il numero degli addetti, stimabile agli inizi del '900 intorno alle 9.000 unità, è sceso al disotto delle 1.000 unità dei giorni nostri.

Allo stesso tempo la produzione di marmo è assai aumentata: agli inizi degli anni ottanta viene superato il milione di tonnellate annue e a metà degli anni novanta il milione e mezzo. Queste produzioni fanno del comprensorio apuano la maggiore realtà italiana nel campo estrattivo dei lapidei ornamentali. Ancor più accentuata è la crescita della produttività, essendo passata dalle 70 t/anno per addetto del dopo guerra a le oltre 1.000 t/anno per addetto attuali (Pinna, 1999).

Questo vertiginoso aumento della produttività e delle quantità di materiali estratti unito ad un aumentata sensibilità ambientale dei cittadini e soprattutto la istituzione del Parco regionale delle Alpi Apuane avvenuta nel 1985 ha portato a una forte regolamentazione sia delle aree estrattive, sia delle tecniche di coltivazione. Il grande incremento negli ultimi anni delle coltivazioni in sottosuolo è stato stimolato proprio dalla necessità di diminuire l'impatto ambientale e paesaggistico delle coltivazioni (Figura 80 e Figura 81).



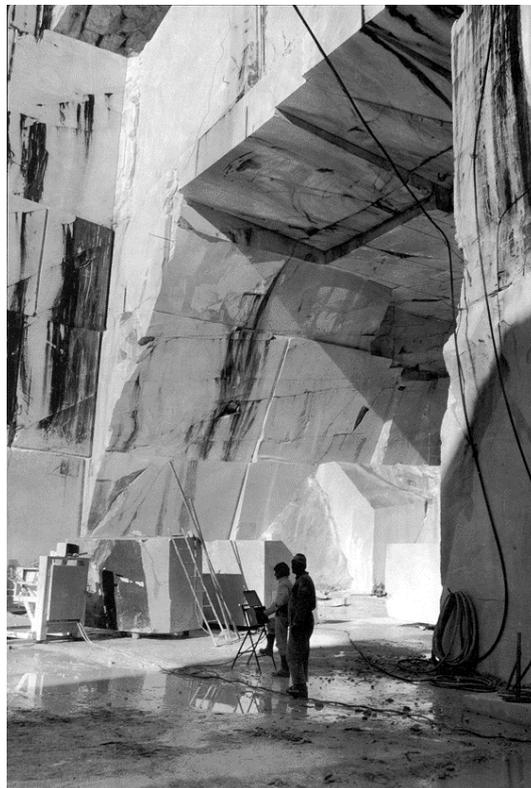
*Figura 78 - Tagliatrici a catena posizionate per il taglio orizzontale delle bancate.*



*Figura 79 - Tagliatrice a filo diamantato utilizzata dalla fine degli anni '70 per il taglio al monte dei blocchi e per riquadrare gli informi sul piazzale di cava*



*Figura 80 - Tagliatrice a catena per sotterraneo.*



*Figura 81 - Cava di marmo in sotterraneo.*

## **9.2 I siti e i materiali ornamentali storici del Comune di Massa**

Il Piano Regionale Cave (PRC) A Capo IV – Tutela dei materiali ornamentali storici Art. 32 Criteri per la tutela e la coltivazione delle cave per il reperimento dei materiali ornamentali storici, prevede tre tipologie di siti di reperimento di materiali ornamentali storici:

- a) “Quelli riconosciuti come siti che rivestono un elevato valore storico/culturale dai quali non è consentito alcun prelievo di materiale”. Nelle Apuane non sono individuati siti di questo tipo.
- b) “Quelli nei quali è possibile prelevare materiale ai fini del restauro di monumenti ai sensi dell’articolo 49 della l.r. 35/2015”.
- c) “Quei siti di cava coltivabili ordinariamente o in cui vi è la presenza di attività estrattiva in esercizio in cui è riconosciuta la presenza di un materiale comune o diffuso e rinvenibile nelle aree di giacimento”.

Al Punto 4 dello stesso Art. 32 prevede che: “Il Comune recepisce nel piano conoscitivo del piano strutturale la ricognizione dei siti di reperimento di materiali ornamentali storici effettuata dal PRC ed individua ove possibile, attraverso appositi approfondimenti, quei siti che possono fornire anche saltuariamente le quantità di materiale che risultassero utili al restauro monumentale o al recupero edilizio di manufatti di valore storico culturale”.

Al punto 5 prevede inoltre che: “Il Comune in sede di redazione del piano strutturale o di sue varianti, può individuare ulteriori siti di reperimento dei materiali ornamentali storici rispetto a quelli riconosciuti dal PRC”.

In base a quanto previsto dal PRC è stato effettuato un esame dei siti di materiali storici indicati dal PRC per l’area del Comune di Massa.

Il PRC nell’Allegato B indica due siti di reperimento di materiali storici schedati con classe di tutela b) (siti “nei quali è possibile prelevare materiale ai fini del restauro di monumenti ai sensi dell’articolo 49 della l.r. 35/2015”):

Codice - 0904501001MOS. Località: Colle delle Scope – Grotta Figaro

Codice - 0904501002MOS. Località: Renara.

Entrambi le schede riguardano siti dismessi sulla Formazione delle Breccie di Seravezza (BSE) e sono indicate come cave storiche e perimetrare sulla tavola del PABE QCBX.12, secondo quanto previsto dalla scheda del PRC. Il sito con Codice 0904501001MOS è indicato su detta tavola come cava “Grotta Figaro”, e così sempre è denominata nel presente PABE, perché è nota localmente con questo nome e per evitare confusioni con la cava dismessa di Breccia di Seravezza “Colle delle Scope” che si trova poco più a Sud.

Nello stesso Allegato il PRC riporta per il Comune di Massa sette siti di reperimento di materiali storici, per i quali è indicata anche la varietà merceologica e per i quali il PRC richiede approfondimenti nel Piano Attuativo comunale:

Banditello, Varietà merceologica: Bardiglio.

Campaccio, Varietà merceologica: Zebrino.

Caprara, Varietà merceologica: Breccia di Caprara.

Colle delle Rose – Renara. Varietà merceologica: Fior di pesco.

Colle delle Scope, Varietà merceologica: Fior di pesco.

Granarola, Varietà merceologica: Bardiglio brecciato.

Maligio, Varietà merceologica: Fior di pesco.

A una ricognizione effettuata su tutti questi siti è risultato che cinque di questi sette siti:

- Caprara,
- Colle delle Rose,
- Colle delle Scope,
- Granarola,
- Maligio,

sono ubicati sulla formazione della Breccia di Seravezza (BSE) (Figura 85). Per la Granarola il PRC indica come varietà merceologica Bardiglio brecciato che è un nome locale di una varietà della Formazione Breccia di Seravezza (BSE) e per il sito Caprara indica come varietà merceologica Breccia di Caprara che è un nome commerciale che in questa cava è dato alla Breccia di Seravezza (BSE), per gli altri siti è indicata la varietà Fior di Pesco, anch'essa una varietà commerciale della Formazione della Breccia di Seravezza (BSE). Per quanto riguarda la cava di Colle delle Scope, anch'essa è caratterizzata dalla presenza della Formazione delle Breccie di Seravezza (BSE), ma sopralluoghi effettuati nel corso della realizzazione del presente PABE non hanno evidenziato la presenza di varietà merceologiche pregiate (Fior di Pesco) e gran parte delle rocce affioranti in questa cava è costituita da marmi bianchi (presumibilmente riferibili alla Formazione dei Marmi a Megalodonti, benchè non siano stati rinvenuti resti fossili).

Solo due di questi sette siti

- Banditello,
- Campaccio,

ricadono sulla formazione dei Marmi.

Il PRC riporta per il sito Campaccio la varietà merceologica Zebrino. Sulle Apuane questa varietà affiora sempre al contatto tra i marmi e la sovrastante formazione dei Metacalcari Selciferi (Figura 83). Nella località Campaccio non affiora mai questo contatto e a un sopralluogo è stato verificato che nel sito affiorano marmi venati, molto comuni nelle cave della zona.

Per il sito Banditello il PRC riporta varietà Bardiglio. Sui tagli di cava del Banditello affiorano vari tipi di venati, marmi grigi e anche bardigli. Ma si tratta di varietà di marmi molto comuni nel vicino bacino delle Madielle

Il perimetro dei siti storici è riportato sulla Tavola del PABE QCBX.12.

Dall'esame dell'elenco di siti storici proposti dal PRC risulta chiaramente che i materiali storici più importanti affiorante nel Comune di Massa sono senz'altro varietà della formazione della Breccia di Seravezza (BSE).

Dai rilievi effettuati per il PABE è risultato che esistono numerosi siti del comune in cui affiora questa formazione che ha un notevole sviluppo nella parte montana del comune (Cfr. Tavole QC4a e QC4b). Oltre a quelli indicati dal PRC, proponiamo altri quattro siti dismessi idonei al reperimento di Fior di pesco ed altre varietà di marmi ordinari e di marmi della Formazione della Breccia di Seravezza:

- Colle dei Botticini (o Bitticini)
- Canal Bertone (o Castrone)
- Albrghi
- Al Fior di Pesco (Renara) (Figura 82)

Questi tre siti sono stati perimetrati sulle tavole del PABE QCB 6.12 e QCB 9.12 e inseriti tra i siti idonei al reperimento di materiali ornamentali storici.



*Figura 82 - Sito Al Fior di Pesco presso Renara.*

La Formazione delle Breccie di Seravezza e le sue varietà sono praticamente gli unici materiali ornamentali storici di qualche rilievo del Comune di Massa.

GIGLIA & TREVISAN (1966) hanno dimostrato la natura continentale della matrice delle breccie che in origine doveva essere formata da terre residuali di tipo lateritico fortemente arricchite in titanio, ferro e allumina (FRANCESCHELLI et alii, 1996, 1998, 2003) formatesi per emersione della piattaforma carbonatica triassica in clima caldo umido.

Sono ben noti in tutta l'area mediterranea vari eventi regressivi con emersioni e lacune nel tardo Retico/Hettangiano. Questi eventi regressivi molto ravvicinati nel tempo possono dar luogo ad un'unica ampia lacuna che si estende dal Norico superiore a quasi tutto l'Hettangiano.

Anche sulle Apuane la lacuna dovuta a emersione ha estensione variabile da una zona ad un'altra. Come ben illustra Figura 83 la lacuna forse manca e comunque non affiorano Breccie di Seravezza nell'area isopica di Colonnata e delle Panie, mentre la lacuna è molto estesa nella zona del Monte Corchia dove le Breccie di Seravezza poggiano direttamente sui Grezzoni e sono ricoperte dai marmi liassici rappresentando così un intervallo temporale molto lungo che dalla base del Retico arriva a comprendere parte dell'Hettangiano (Figura 83). La zona isopica di Vinca - Orto di Donna che comprende tutta l'area del Massese presenta una successione ancora diversa e internamente più differenziata. In questa area la lacuna è generalmente minore. Le Breccie di Seravezza sono ricoperte dai Marmi dolomitici hettangiani e poggiano sulla formazione dei Marmi a Megalodontidi del Retico. Solo localmente la lacuna comprende anche questi ultimi e le Breccie di Seravezza poggiano direttamente sui Grezzoni (Figura 83).

È da sottolineare che breccie carbonatiche pedogenetiche e paleosuoli rossi simili, a parte il metamorfismo, alle Breccie di Seravezza caratterizzano anche il tetto della Dolomia Principale del margine occidentale del Bacino Lombardo e della Piattaforma Veneta. In questi settori delle Dolomiti, così come nelle Apuane, ripetuti episodi di emersione sono registrati dal Norico superiore/Retico all'Hettangiano (GAETANI et alii, 1998; JADOUL et alii, 2005; DAL PIAZ et alii, 2007; BERRA et alii, 2010). Breccie di emersione e terre rosse si rinvengono infatti interposte tra la Dolomia Principale (equivalente dei Grezzoni) e il soprastante Calcere di Zu (equiparabile al Marmo Nero di Colonnata), all'interno del Calcere di Zu e alla base dei calcari di piattaforma più o meno dolomitizzati dell'Hettangiano/Sinemuriano equiparabili ai Marmi Dolomitici e ai Marmi delle Apuane.

Queste rocce sono conosciute da molto tempo sia ai geologi che ai cavaatori e sono note con diversi nomi: "Mischio o Brecciato di Seravezza" in SAVI (1830) (fide D'ACHIARDI, 1887); "Breccie", "Persichino" (COCCHI, 1864); "Breccia africana", "Breccia o Mischio ottrelitico" (D'ACHIARDI, 1887); "Breccie policrome tra i marmi ed i grezzoni", "Breccie policrome-ferrifere" (ZACCAGNA, 1879-93); "Mischio di Stazzema" (BONATTI, 1938); quando i clasti sono rari o mancano del tutto il termine "Breccie di Seravezza" è sostituito dal termine "Scisti a Cloritoide" con i sinonimi di "Ottrelitifero" (D'ACHIARDI, 1887) e "Scisti Ottrelitici" (ZACCAGNA, 1879-93).

Con il termine "Mischio" nel gergo dei cavaatori viene intesa una breccia con clasti policromi a colori vivi che si confondono con la matrice, mentre con "Brecciato" viene intesa una roccia analoga ma con clasti poco colorati e ben distinti dalla matrice. Le Breccie di Seravezza sono conosciute commercialmente anche con il nome di "Breccia Medicea" e una varietà di aspetto nodulare e colore rosato è nota come "Fior di Pesco".

Le Breccie di Seravezza e gli associati Scisti a Cloritoide affiorano in tutto il nucleo metamorfico da Pizzo d'Uccello al Monte Altissimo e al M. Corchia ove raggiungono il massimo spessore. Affioramenti limitati sono quelli alle pendici di M. Alto (Comune di Stazzema) e nel versante settentrionale del M. Focoraccia.

Le Breccie di Seravezza, interposte tra i Grezzoni e il Marmo Nero di Colonnata o tra i Grezzoni e i Marmi a Megalodontidi, sono meno sviluppate ed arealmente più circoscritte delle Breccie di Seravezza comprese tra i Marmi a Megalodontidi e i Marmi Dolomitici (oppure tra i Marmi a Megalodontidi e i Marmi delle Apuane, ove i Marmi Dolomitici sono assenti (Figura 83).

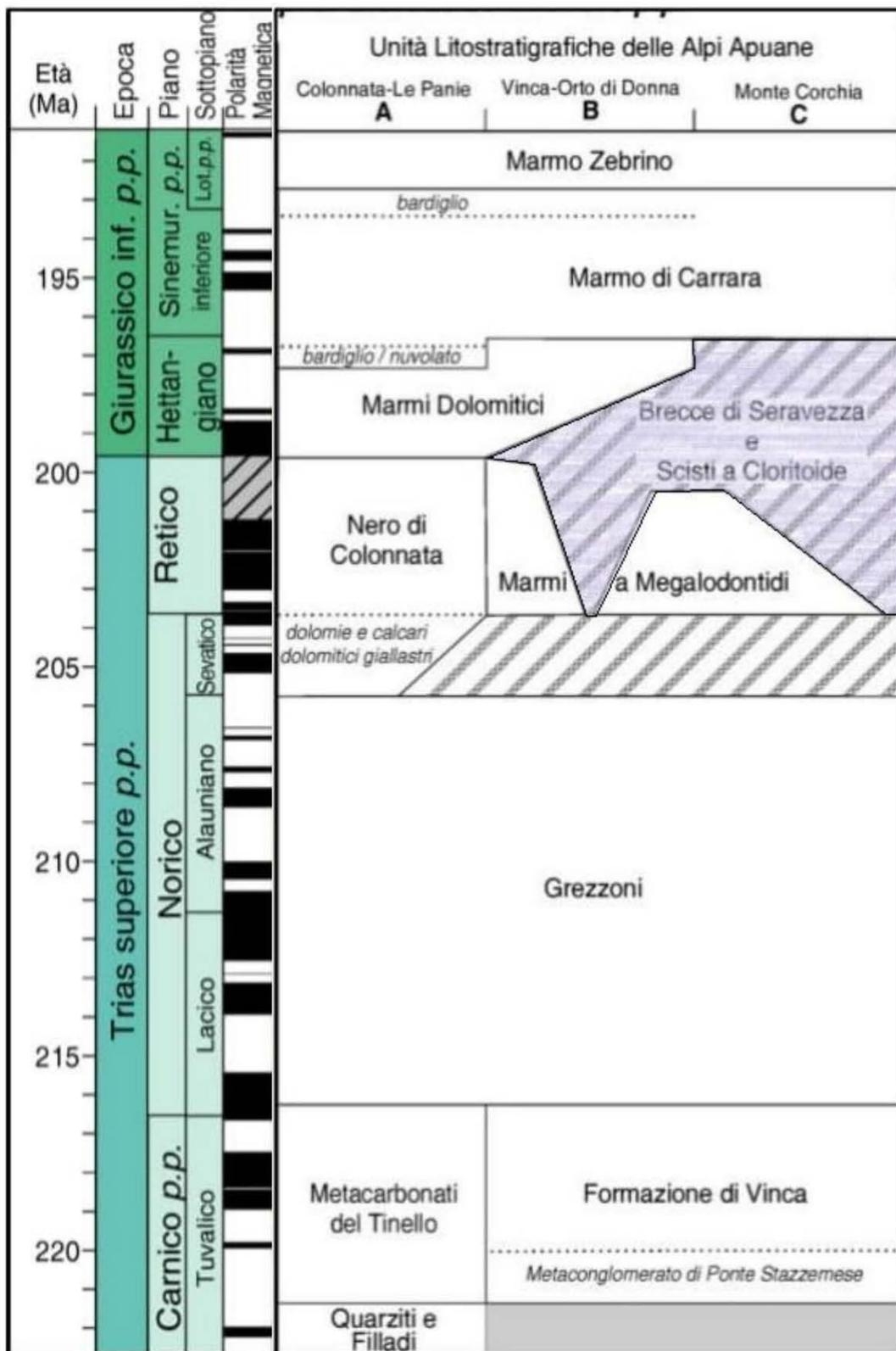


Figura 83 - Schema cronostratigrafico delle successioni dell'“Autoctono” Auct. dal Triassico Superiore p.p. al Giurassico Inferiore p.p. Le lettere maiuscole A, B e C in alto a destra indicano le aree isopiche all'interno dell'“Autoctono” Auct. La Zona isopica B (Vinca – Orto di Donna) comprende quasi tutta l'area del Comune di Massa. In questa area la formazione delle breccie di Seravezza è compresa tra i marmi a Megalodontidi e la formazione dei Marmi dolomitici. Quando i Marmi a Megalodontidi mancano per lacuna stratigrafica, la formazione delle Breccie di Seravezza è compresa tra i Grezzoni e i Marmi dolomitici.

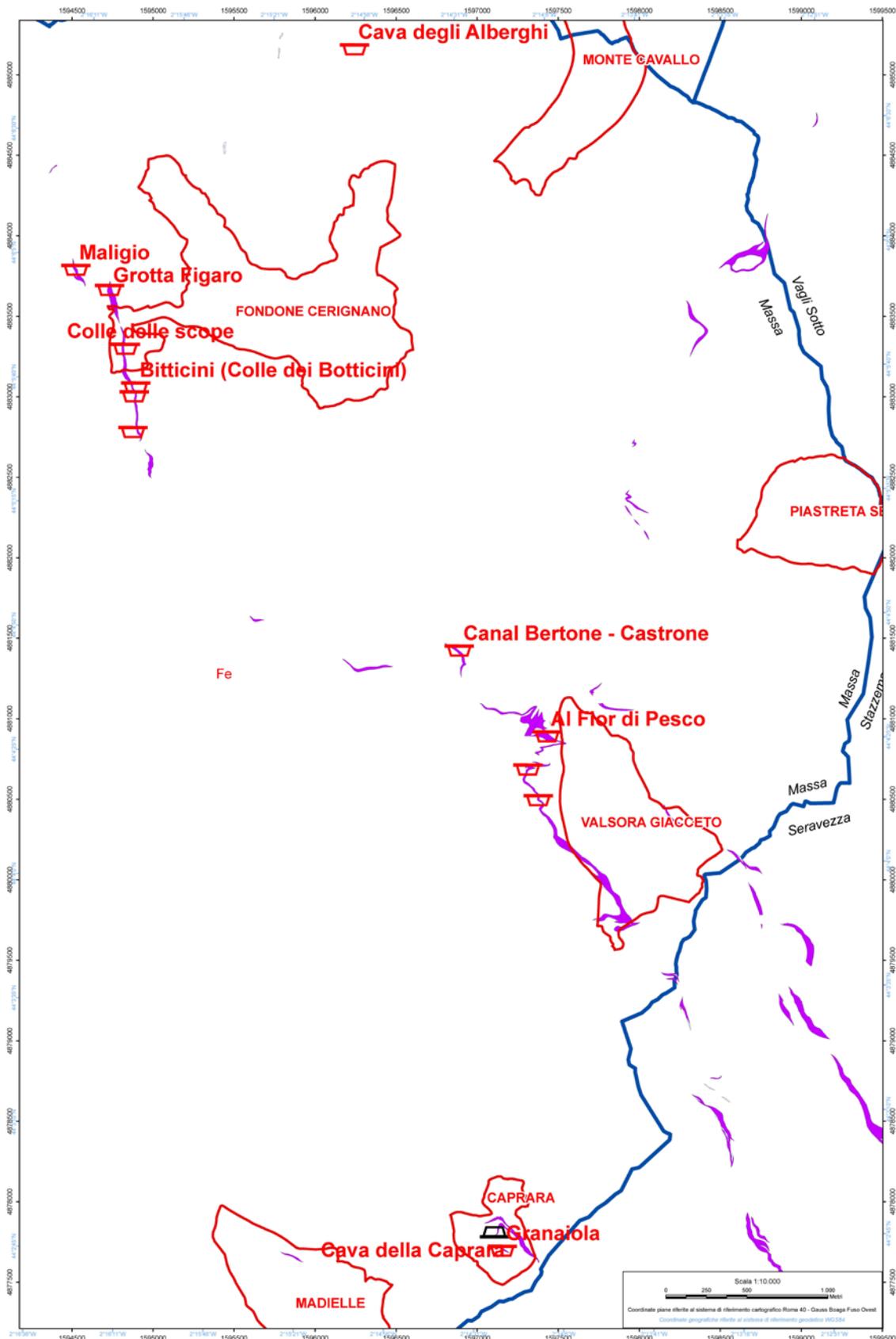
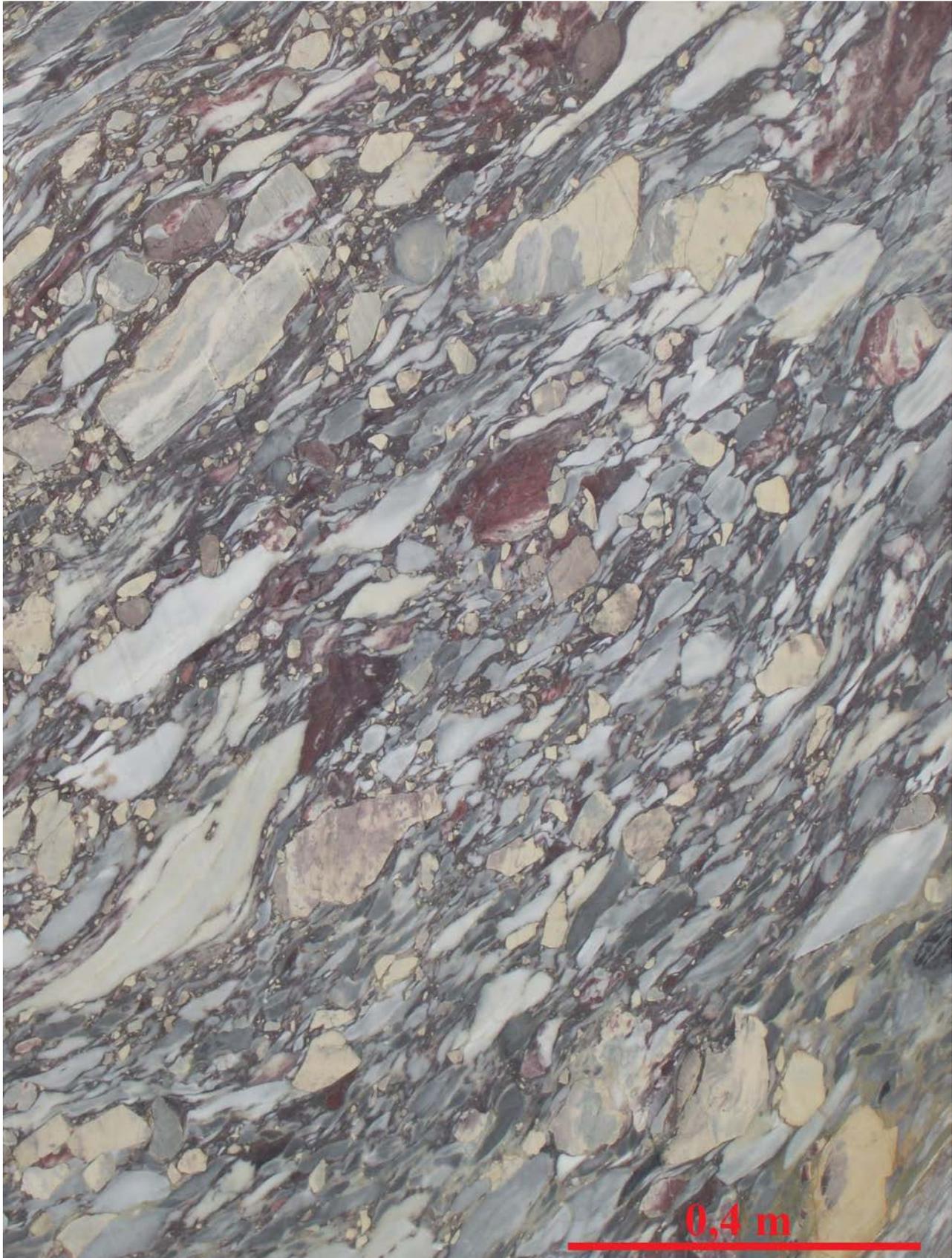


Figura 84 - In viola i principali affioramenti della Formazione delle Breccie di Seravezza del comune di Massa. La figura riporta solo gli affioramenti con spessori cartografabili.

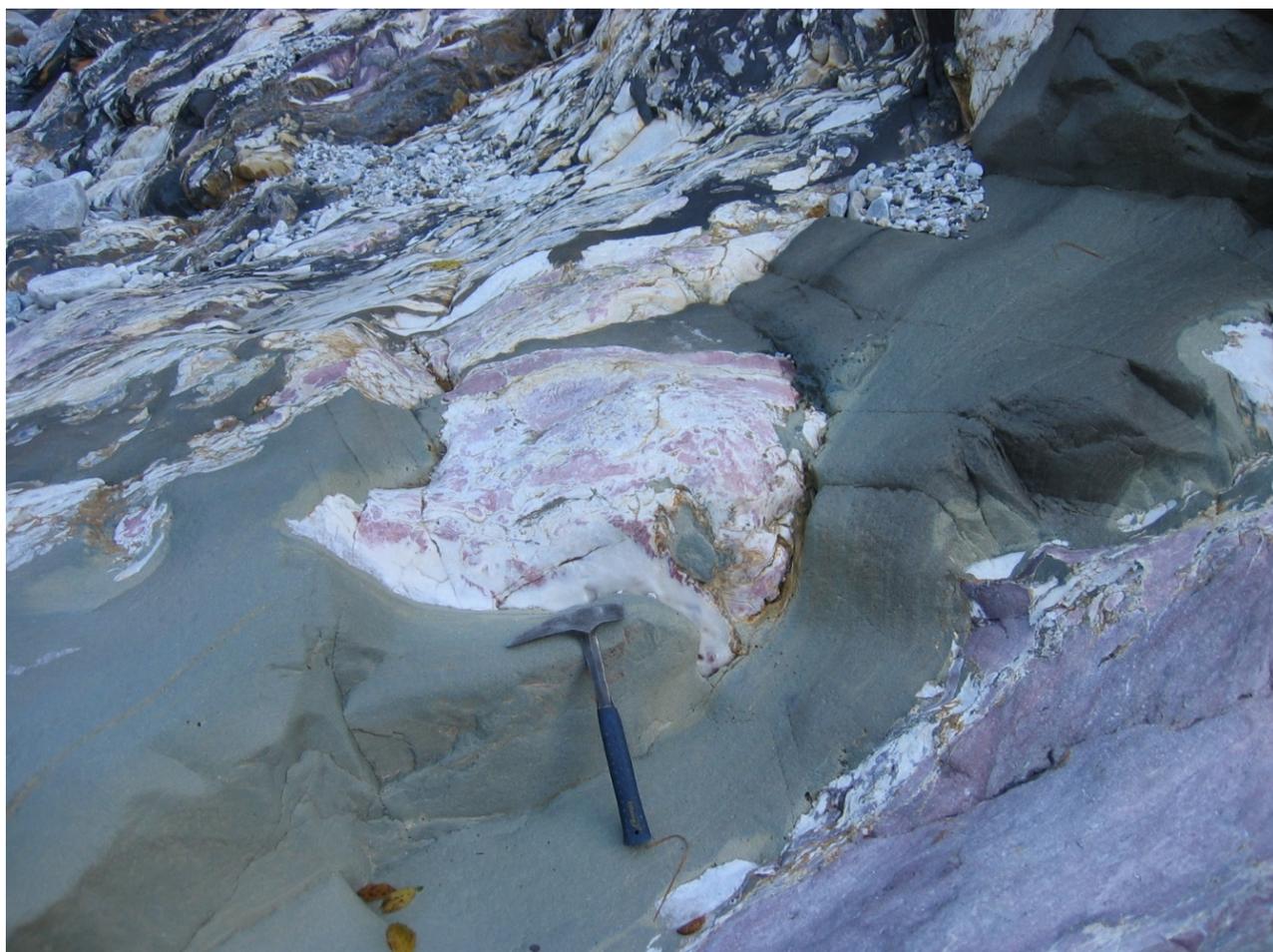


*Figura 85 - Taglio di cava della Breccia di Seravezza al M. Corchia.*

Le principali aree di affioramento nel Comune di Massa (Figura 84) sono:

- al margine occidentale del Bacino Fondone Cerignano dove comprende i siti storici: Maligio, Grotta Figaro (Figura 86), Colle Botticini ed alcuni altri antichi siti e saggi di cui si è persa l'originaria denominazione,
- al margine occidentale del Bacino Valsora Giacceto dove comprendono i siti storici del Canal Bertone – Castrone e Al Fior di Pesco, in prossimità della Sorgente di Renara, numerosi altri antichi siti estrattivi e saggi di cui si è persa la denominazione seguono gli affioramenti di Breccie di Seravezza a S del Fosso di Renara e ancora più a SE fino al Versante Occidentale di M. Altissimo in Comune di Seravezza.
- nel Bacino Caprara dove comprende la cava Caprara (Figura 91) e la cava dismessa Granaiola.
- sul versante SE del crinale M. Sella – M. Tambura, dove a causa della poca accessibilità dei luoghi non ha mai dato luogo a coltivazioni significative.

Nel Comune di Massa complessivamente la formazione affiora per una lunghezza di circa quindici chilometri e uno spessore che varia da pochi metri a quindici. Ammassi più grandi sono dovuti a complicazioni tettoniche locali Figura 89.



*Figura 86 - Affioramenti di Breccia di Seravezza e Scisti a Cloritoide Valle di Forno (Fondovalle sotto Cave Colle delle Scope, Massa).*

Le Breccie di Seravezza sono costituite in gran parte da clasti di marmo ceroide e subordinatamente saccaroide di dimensioni da centimetriche a decimetriche (raramente metriche) con bande e macchie di alterazione pigmentate da ossidi di ferro (ematite e limonite), bordi frastagliati e di colori diversi dall'avorio al giallo crema, al rosso, al grigio e al nero (Figura 85). Subordinati sono i clasti dolomitici derivanti dai Grezzoni, anche questi con bordi arrossati da ematite. I clasti sono immersi in una matrice massiva criptocristallina o scistosa, pigmentata per la presenza di ematite o limonite e sempre ricca di cloritoide. La matrice scistosa può diventare localmente il litotipo prevalente e in questo caso si parla di "Scisti a Cloritoide" (Figura 86). Gli Scisti a Cloritoide ("Scisti ottrelitici" Auctt.) caratterizzano la parte delle Breccie di Seravezza compresa tra i Marmi Dolomitici (o i Marmi delle Apuane ove questi sono assenti) e i Marmi a Megalodontidi (es. tra Pizzo d'Uccello e il Grondilice) mentre sono assenti o scarsamente rappresentati nelle Breccie di Seravezza tra i Marmi a Megalodontidi e i Grezzoni.

All'analisi al microscopio i clasti delle breccie, prevalentemente calcarei e in misura minore dolomitici, presentano una forte ricristallizzazione che impedisce il riconoscimento della tessitura originaria. I clasti calcarei sono rappresentati da microspariti con cavità interne e bordi disciolti, cariati e pigmentati da ematite o limonite (marmi ceroidi) e da spariti da meso- a macrocristalline, disequigranulari, costituiti da cristalli di calcite a geminazione polisintetica, estinzione netta e bordi finemente suturati e compenetrati (marmi saccaroidi). In questi clasti l'alterazione esterna è resa più evidente dalla presenza di uno spesso bordo irregolare di microsparite pigmentata da ossidi di ferro con colori che sfumano verso l'interno del clasto. La matrice, quando massiva, è calcareo ferrifera ed appare come un fitto aggregato di micrite ed ossidi di ferro, a volte quasi interamente coperta da cristalli di cloritoide statico. Dove invece la matrice appare foliata, il cloritoide mostra una crescita sin-cinematica e forma insieme alla sericite, alla clorite ed alla mica bianca sottili letti lepidoblastici secondo la foliazione principale della roccia. Alla crescita sin-cinematica ha fatto comunque seguito una crescita di cloritoide statico con evidente tessitura diablastica. Sono presenti anche quantità subordinate di quarzo, epidoto, calcite, ematite e minerali accessori quali apatite, zirconio e titanite.

Dove più episodi continentali si fondono dando luogo ad un'unica ampia lacuna stratigrafica, le Breccie di Seravezza e gli associati Scisti a Cloritoide hanno un'età compresa fra il Norico superiore (Sevatico) e quasi tutto l'Hettangiano (Figura 83).

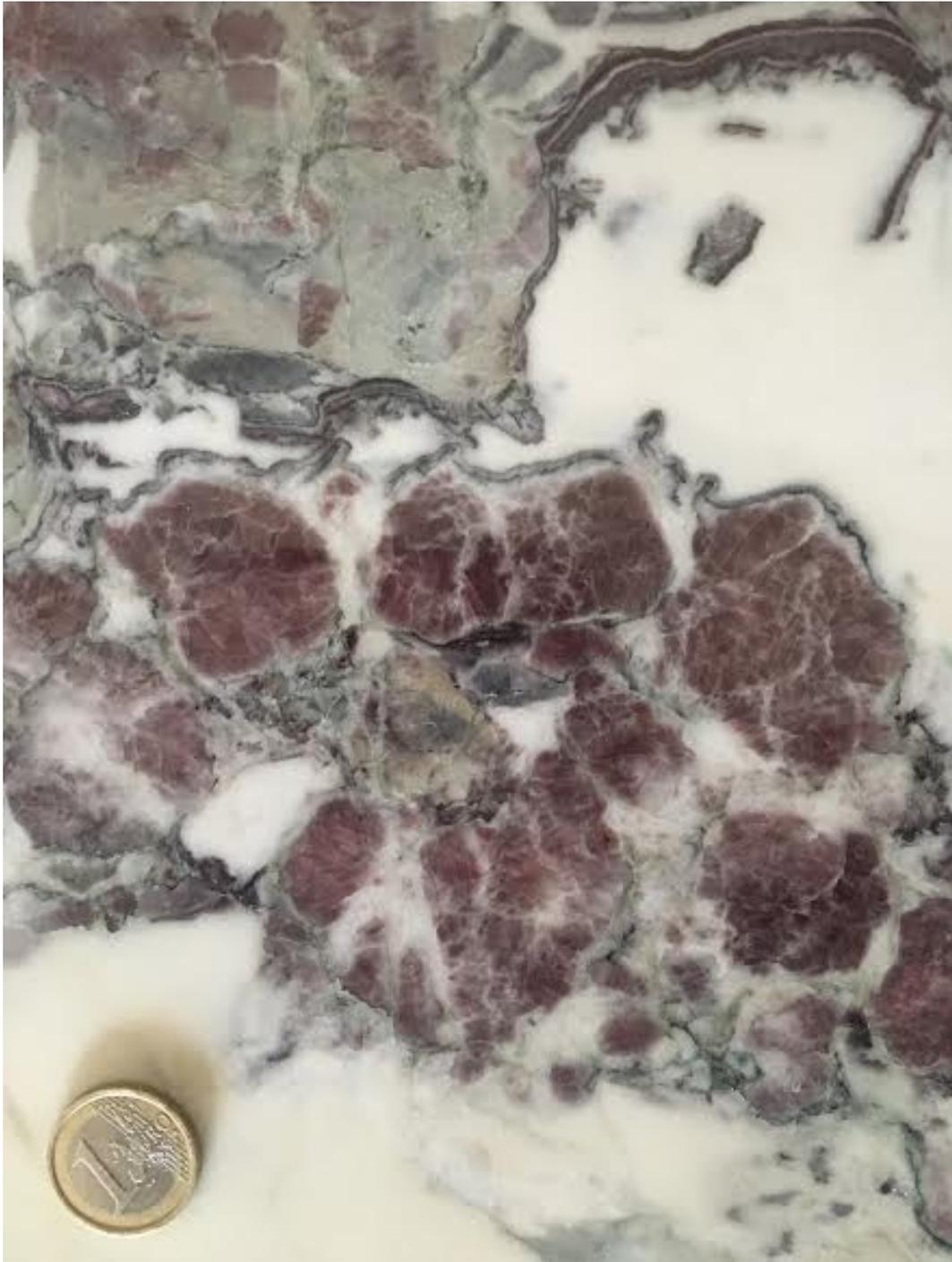
I marmi estratti dalla formazione delle Breccie di Seravezza, note commercialmente con vari nomi (es. Breccia Africana o Africano di Stazzema, Breccia Capraia, Breccia Medicea, Breccia Fior di Pesco o Fior di Pesco, Breccia di Stazzema, Breccia Persichina, Breccia Montalto, Breccia Giallo-Viola ed altri ancora), sono stati utilizzati in modo intensivo tra il XVI ed il XX secolo.

Tutte queste varietà non sono affatto definite con precisione, spesso con lo stesso nome si identificano materiali commercialmente e petrograficamente differenti oppure hanno nomi differenti materiali praticamente identici che provengono da cave o zone differenti delle Apuane. Si contano sulle Apuane molte decine di cave abbandonate di queste breccie sparpagliate dalla estremità meridionale del Complesso metamorfico (Stazzemese) fino alle sue propaggini più settentrionali (Solco di Equi). Esso rappresenta il più importante marmo colorato delle Apuane dove, come noto, prevalgono i marmi da bianchi a grigi.

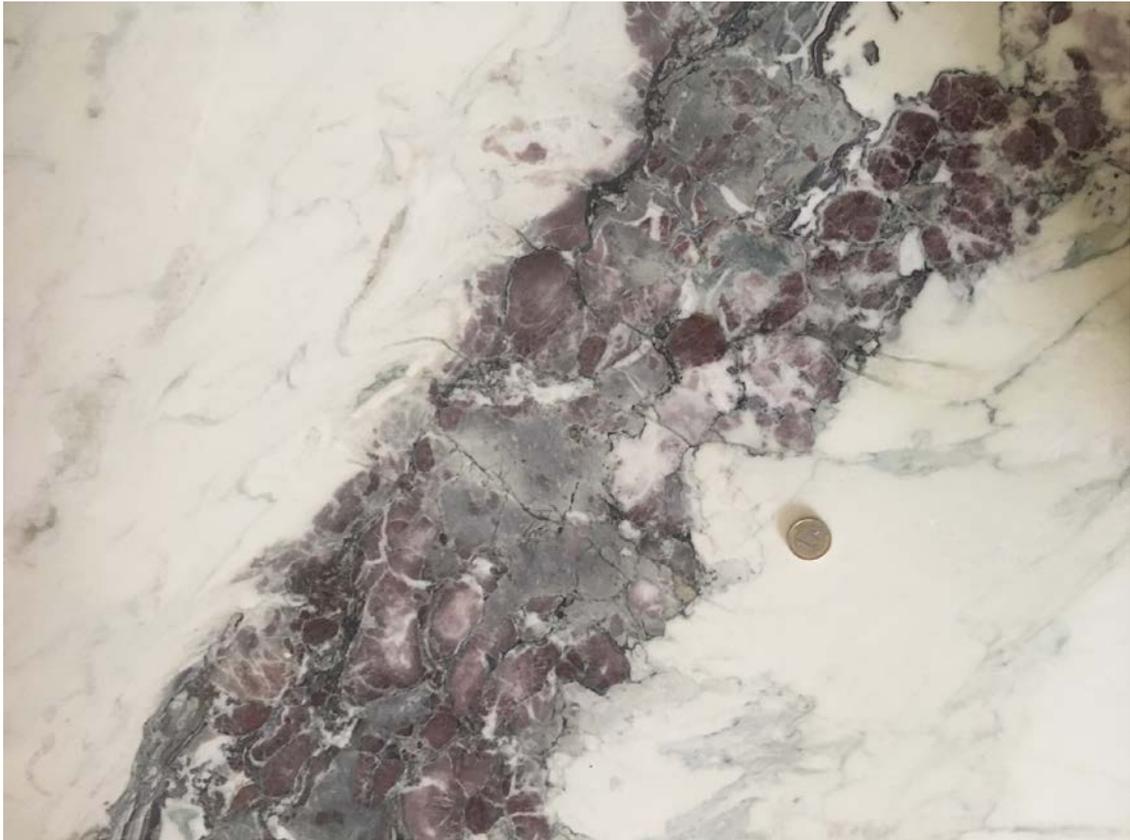
Una varietà spesso citata come marmo storico è il Fior di Pesco. Il Fior di Pesco in senso stretto (il cosiddetto Fior di Pesco classico) è un marmo caratterizzato da noduli centimetrici di colore da rosa a viola in matrice bianca o rosa chiaro (Figura 88) che costituisce livelli dello spessore che raramente superano alcune decine di centimetri spesso compresi tra marmi bianchi (Figura 88), ammassi maggiori possono aversi in zone di complicazioni tettoniche (Figura 89). Con lo stesso nome, per ragioni di opportunità commerciale sono chiamati anche materiali assai differenti che hanno clasti o parti della matrice di colore rosa o viola. In Figura 90 è riportato un manufatto

attribuito al Fior di Pesco che mostra tutta la variabilità dei materiali che sono compresi in questa varietà commerciale.

Le foto allegate mostrano la grande variabilità dei marmi scavati dalla formazione delle Breccie di Seravezza. Questa è la forza è la debolezza di questi materiali. Se infatti la grande variabilità di strutture e colori permette di realizzare una grande varietà di manufatti di pregio e rivestimenti di alta marmeria a “macchia aperta”, allo stesso tempo non consente grandi produzioni di materiali omogenei atti alla produzione di marmette per pavimenti o a grandi rivestimenti.



*Figura 87 – Struttura nodulare della varietà Fior di Pesco classico.*



*Figura 88 - Livello di Fior di Pesco nodulare classico (Cava Capraia).*



*Figura 89 - Livelli del "Fior di Pesco" della cava Al Fior di Pesco presso Renara (Massa).*



*Figura 90 - Balaustra in "Fior di Pesco" (Chiesa del Santuario dei Quercioli, Massa).*



*Figura 91 - Lastre di Breccie di Seravezza varietà commerciale Breccia Capraia (Cava Capraia, Bacino Capraia, Massa).*

Come detto la formazione delle Breccie di Seravezza (BSE) con tutte le sue varietà costituiscono gli unici marmi storici del Comune di Massa.

A questo proposito si deve rilevare che generalmente con il termine “marmi storici” ci si riferisce a marmi che devono avere due caratteristiche fondamentali:

1 - che siano stati utilizzati in passato in opere di particolare rilevanza artistica, architettonica e storica;

2 - che oggi siano rari ed infrequenti in affioramento.

Sicuramente la Breccia di Seravezza è stata usata a partire dal rinascimento in molte opere architettoniche e manufatti di grande pregio. Il primo sviluppo della coltivazione di questa pietra si deve infatti proprio alla famiglia Medici.

La seconda condizione per quanto detto sopra non è invece il caso di questa formazione che costituisce un preciso livello stratigrafico che affiora su decine di chilometri e del quale sono ben note decine e decine di siti dismessi.

Per estensione degli affioramenti riportati anche sulle carte geologiche a scala 1:10.000 della Regione Toscana e per numero di cave dismesse la Breccia di Seravezza non può certamente essere definito un materiale raro. Anzi si può dire che esso è piuttosto comune. Inoltre, al contrario di altri marmi pregiati (Arabescati, Calacatta, ecc.) che essendo legati a fenomeni tettonici e/o idrotermali non è facile prevederne l’ubicazione, le Breccie di Seravezza essendo collocate ad un preciso livello stratigrafico della serie, è facilissimo per un geologo individuarne gli affioramenti.

Attualmente all’interno del Comune di Massa l’unica varietà merceologica appartenente ai marmi storici ancora cavata è la Breccia di Seravezza, estratta sotto il nome di Breccia Capraia presso la Cava Capraia (Bacino Caprara).

Dall’esame dei materiali ornamentali provenienti da questa formazione e in base a quanto previsto all’Art. 32 del PRC abbiamo distinto per il Comune di Massa due tipologie di siti di reperimento di materiali storici della Formazione della Breccia di Seravezza (Tabella 2):

Gruppo 1 - “Siti nei quali è possibile prelevare materiale ai fini del restauro di monumenti ai sensi dell’articolo 49 della l.r. 35/2015”;

Gruppo 2 – “Quei siti di cava coltivabili ordinariamente o in cui vi è la presenza di attività in esercizio in cui è riconosciuta la presenza di un materiale comune o diffuso e rinvenibile nelle aree di giacimento”.

Gruppo 1 Siti dove è possibile prelevare materiale ai fini del restauro di monumenti ai sensi dell’articolo 49 della l.r. 35/2015”.	Gruppo 2 Cave coltivabili ordinariamente o in cui vi è la presenza di attività estrattiva in esercizio in cui è riconosciuta la presenza di un materiale comune o diffuso e rinvenibile nelle aree di giacimento
Colle delle Rose - Renara	Caprara (Bacino Caprara)
Granarola	Colle delle Scope (Bacino Fondone - Cerignano)
Maligio	

Colle dei Botticini (o Bitticini)	
Canal Bertone (o Castrone)	
Al Fior di Pesco (Renara)	

*Tabella 2 - Distinzione nel Comune di Massa di due tipologie di siti di reperimento di materiali storici della Formazione della Breccia di Seravezza.*

Il Gruppo 1 comprende esclusivamente Siti dismessi fuori dai bacini estrattivi.

Il Gruppo 2 comprende una cava attiva (cava Capraia) e una cava dismessa (Colle delle Scope) comprese entro bacini estrattivi e servite da strade.

Concludendo dalle cave di Breccia di Seravezza vengono estratte una grande varietà di marmi e brecce differenti per colore della matrice, composizione litologica e dimensione dei clasti, tessitura, variabilità della dimensione dei clasti e, ecc. Tra tutti questi marmi il Fior di Pesco rappresenta uno o più livelli di dimensioni decimetriche generalmente molto subordinate quantitativamente rispetto alle altre varietà, per esempio nelle cave Capraia e di Colle delle Scope la percentuale è valutabile nel 5%.

La Formazione delle Brecce di Seravezza e tutte le sue varietà non sono materiali rari, anzi sono presenti affioramenti di molte decine di chilometri di lunghezza e decine di cave inattive. La scarsità di cave attive di questo materiale dipende dal fatto che questo tipo di marmo, scavato intensamente dal Rinascimento fino all'inizio del secolo scorso, non ha trovato in tempi moderni sufficienti applicazioni architettoniche a causa della sua grande variabilità che lo rende poco adatto a rivestimenti standard di grandi dimensioni tramite marmette. Attualmente esistono nel comune di Massa solo due cave (cava Capraia e cava di Colle delle Scope) che, interessando giacimenti di discrete dimensioni e che essendo servite da strade potrebbero fornire quantità più che sufficienti alle necessità attuali del mercato e del restauro. Il vero problema che questo materiale oggi presenta è che attualmente è scavato in una sola cava (cava Capraia). In caso di chiusura di questa cava reperire materiali da restauro di tutte le varietà della Breccia di Seravezza potrebbe divenire problematico.

L'obiettivo del presente PABE è quindi di favorire la continuazione della coltivazione in questa cava in quanto solo in questo modo è possibile garantire a costi ragionevoli tutti i materiali da restauro necessari. Una cautela per garantire la pronta disponibilità dei materiali da restauro è la prescrizione prevista nelle Norme Tecniche di garantire, da parte della società concessionaria della cava Capraia, il deposito di un quantitativo minimo di circa 80 tonnellate di Breccia di Seravezza comprendente anche livelli di Fior di Pesco sempre a disposizione e riservato a opere di restauro.

### **9.3 Caratteristiche geologico-strutturali dei marmi apuani**

La vasta gamma di pietre ornamentali estratte nella regione apuana è rappresentata da marmi, metabrecce, calcescisti, metarenarie ed ardesie appartenenti a diverse formazioni delle successioni metamorfiche. Nell'Unità tettonica dell'"Autoctono" Auctt. litologie marmoree (marmi, metabrecce mono o poligeniche) caratterizzano, infatti, sia formazioni triassiche (Formazione di Vinca, Brecce di Seravezza, Marmi a Megalodonti) ma soprattutto formazioni del Lias inferiore (Marmi Dolomitici, Marmo e Marmo Zebrino), mentre marmi impuri, metabrecce poligeniche e calcescisti si trovano in formazioni del Dogger e del Cretacico (Calcescisti, Cipollini, ecc.). Dalla formazione

dello Pseudomacigno dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore derivano invece le metareniti e le ardesie. Nell'Unità tettonica di Massa litologie marmoree (marmi impuri e metabrecce) sono costituite unicamente dalla formazione dei Marmi del Monte Brugiana di età triassica.

Dal un punto di vista puramente litologico i marmi apuani possono essere suddivisi in quattro principali tipologie (CARMIGNANI et alii, 2002, 2007):

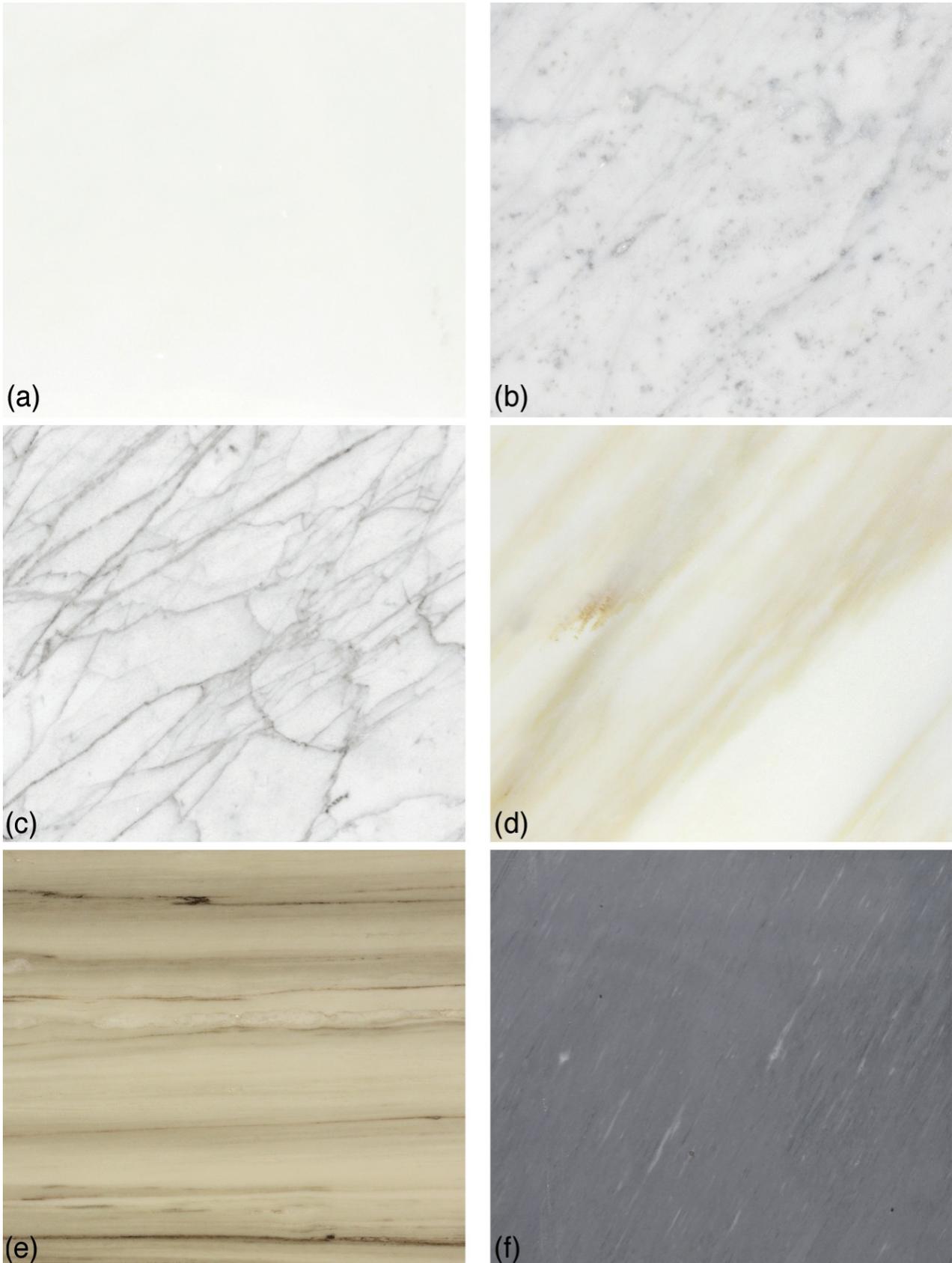
- marmi bianchi: marmi da bianchi a bianco-perlacei, in genere massicci e piuttosto uniformi o con venature, lenti o macchie grigio chiare o scure;
- marmi venati e grigi: marmi bandati, da bianchi a grigio chiari, con venature più scure molto irregolari e marmi da grigio-chiari a grigio-scuri con o senza venature bianche o grigio-scure;
- marmi brecciati: metabrecce, da clasto- a matrice-sostenute, a prevalenti elementi di marmo con matrice colorata di vari toni di grigio e più raramente di toni dal verde al rosso-violaceo;
- calcescisti: calcescisti e marmi ricchi in clorite di colore da verde a rosso- violaceo con venature verde-scuro e vene di calcite biancastre.

All'interno di queste quattro principali tipologie di marmo vengono tradizionalmente distinte numerose "varietà merceologiche" che determinano il valore commerciale della pietra, es. Marmo Ordinario, Venato, Statuario, Nuvolato, Bardiglio, Zebrino, Arabescato, Calacatta, Fior di Pesco, Breccia Rossa, Cipollino, ecc. e che saranno descritte meglio più avanti (Figura 92 e Figura 93).

Come già sottolineato, le Alpi Apuane rappresentano una delle aree chiave per la comprensione dei processi geodinamici che hanno portato alla formazione dell'Appennino Settentrionale. In quest'area infatti affiora l'infrastruttura profonda di questa catena rappresentata dalle unità metamorfiche (Unità di Massa e "Autoctono" *Auctt.*) deformate e metamorfosate a livelli strutturali medio-profondi che, più direttamente di quelle superficiali (Falda Toscana e Unità Liguri), possono dare utili informazioni circa il contesto geodinamico che le ha prodotte.

In particolare, i marmi apuani hanno avuto un ruolo fondamentale nei processi di deformazione crostale di questo settore della catena appenninica: le rocce carbonatiche infatti sono capaci di accomodare elevate quantità di deformazione interna (*strain*) e di deformarsi in modo plastico anche in condizioni di basse pressioni e temperature. In molte catene orogenetiche (es: Alpi) le principali zone di taglio si sviluppano all'interno di rocce carbonatiche con conseguente formazione di miloniti.

Lo studio delle caratteristiche tessiturali e microstrutturali di rocce carbonatiche deformate in modo duttile permette di ricavare la cinematica, il regime di *stress* e *strain* e i meccanismi di deformazione attivi all'interno di tali *shear zones* e la loro evoluzione nel tempo. I marmi apuani per questi motivi e per la loro particolare composizione (rocce quasi monomineraliche) sono stati oggetto in passato di diversi studi di carattere geologico, mineralogico e petrografico (Zaccagna, 1932; Bonatti, 1938; Crisci et al., 1975; Cortecci et al., 1999) e di numerosi studi sperimentali di deformazione delle rocce (Rutter, 1972; Casey et al., 1978; Spiers, 1979; Schmid et al., 1980; Schmid et al., 1987; Wenk et al., 1987; Fredrich et al., 1989; De Bresser, 1991; Rutter, 1995; Covey-Crump, 1997; Pieri et al., 2001; Pinna, 1999).



*Figura 92 - Principali varietà merceologiche dei marmi delle Alpi Apuane. a) Bianco P, b) Bianco ordinario, c) Venato, d) Calacatta, e) Zebrino, f) Bardiglio.*

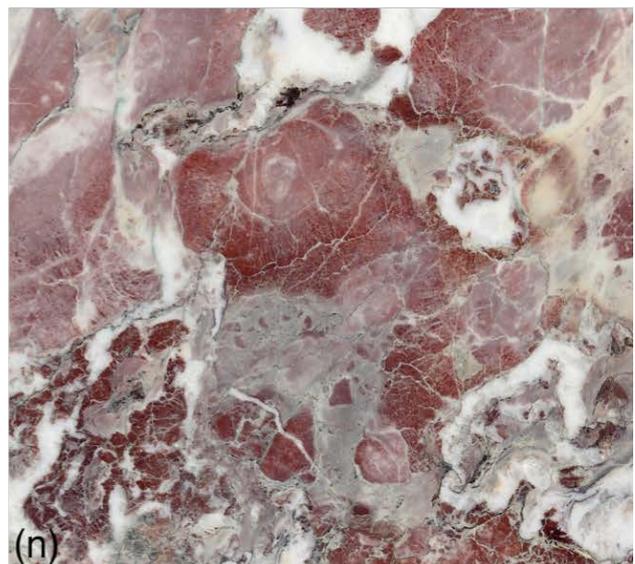
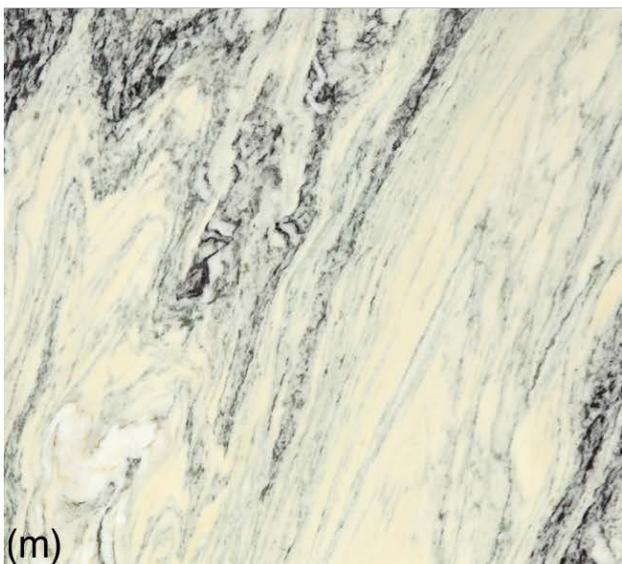
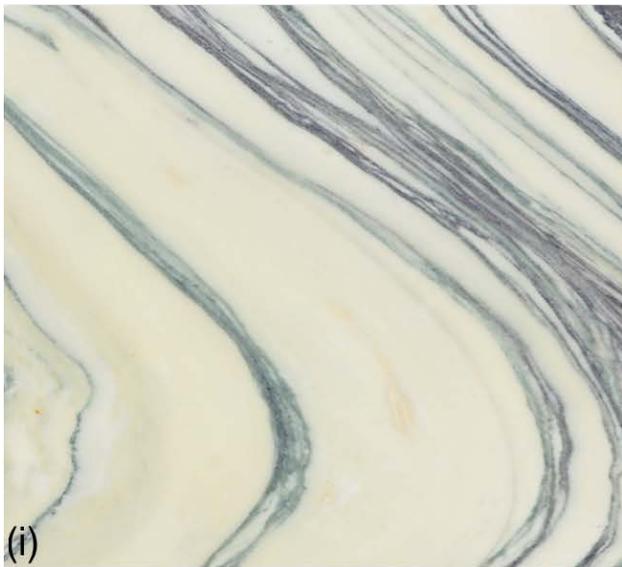
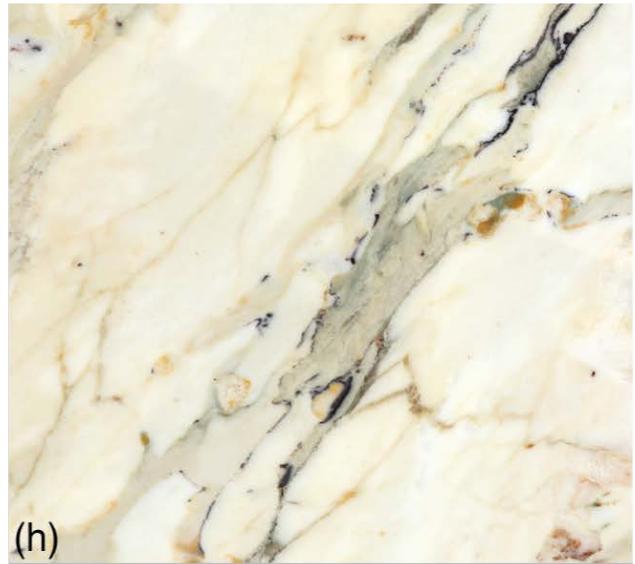
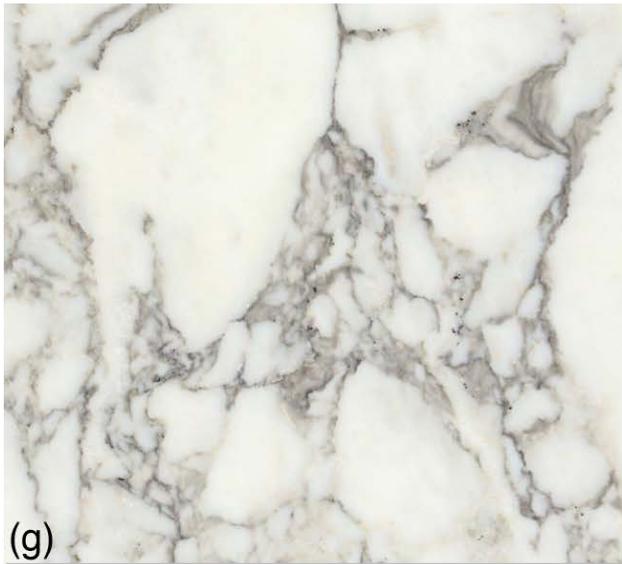
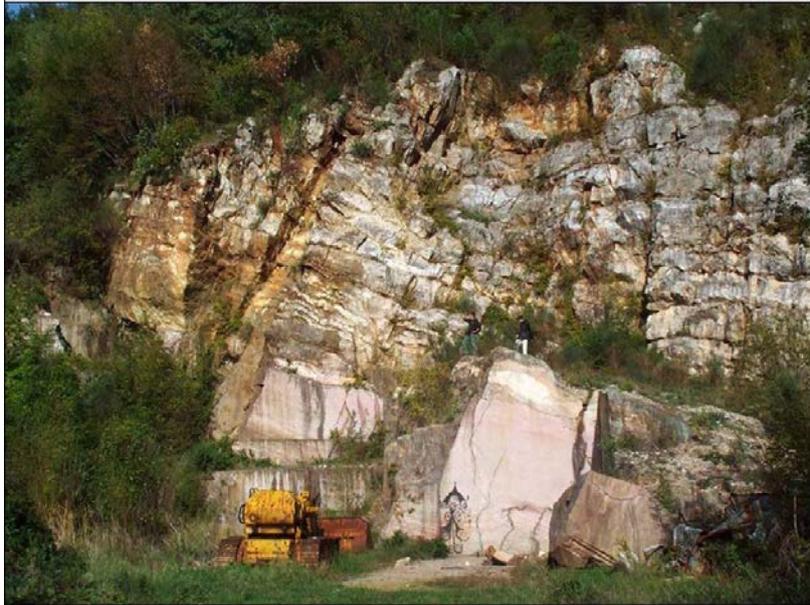


Figura 93 - (continua) g) Arabescato, h) Breccia caprara, i) Fantastico, l) Cipollino, m) Crema, n) Fior di pesco.



*Figura 94 - Cava abbandonata nella Formazione di Vinca (Carnico superiore p.p.- base Norico) in località La Risvolta (Stazzema). Pochi metri sopra i fronti di coltivazione abbandonati contatto con la sovrastante formazione dei Grezzoni. Varietà merceologica coltivata: rosso rubino.*

I marmi presenti nelle sequenze metasedimentarie del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane derivano da differenti orizzonti stratigrafici. All'interno dell'Autoctono *Auctt.* litologie marmoree (marmi e metabrecce mono o poligeniche) caratterizzano sia formazioni triassiche (Formazione di Vinca, Breccie di Seravezza, Marmi a Megalodonti; Figura 94) che formazioni del Giurassico inferiore (Formazione dei Marmi Dolomitici, Marmi s.s. e Marmo Zerbino; Figura 95). Litotipi marmorei più o meno puri, metabrecce poligeniche e calcescisti si trovano in diverse formazioni della copertura mesozoico-terziaria (Calcescisti, Formazione di Arnetola e Cipollini). Nell'Unità di Massa litologie marmoree caratterizzano invece la Formazione dei Marmi a Crinoidi.



*Figura 95 - Cava attiva nella formazione dei marmi Dolomitici (Lias inf.) in località orto di Donna (Minucciano). Varietà merceologica coltivata: ordinario.*

In seguito alla L.R. n.65/1997 e alla L.R. n.73/2009 del Piano di Indirizzo Territoriale (PIT), con valenza di Piano Paesaggistico Regionale (PPR), sono stati distinti 21 comprensori estrattivi (“Schede”, elencate di seguito), ciascuno dei quali comprende uno o più “Bacini estrattivi” per un Totale di 41 bacini (Figura 96).

Schede del PPR:

1. Bacino Solco d’Equi e Bacino Cantonaccio
2. Bacino Orto di Donna Valserenaia
3. Bacino Acqua Bianca e Bacino Carcaraia
4. Bacino Monte Sagro Morlungo e Bacino Monte Borla
5. Bacino Monte Cavallo
6. Bacino Fondone Cerignano
7. Bacino Colubraia e Bacino Monte Pallerina
8. Bacino Piastreta Sella e Bacino Monte Macina
9. Bacino Valsora Giacceto
10. Bacino Monte Pelato, Bacino Retro Altissimo e Bacino Canale delle Gobbie
11. Bacino Monte Carchio, Bacino Caprara e Bacino Madielle
12. Bacino Tacca Bianca, Bacino Mossa e Bacino Monte Altissimo Est
13. Bacino Monte Corchia e Bacino Borra Larga
14. Bacino Piscinicchi e Bacino Pescina Boccanaglia Bassa
15. Bacini di Carrara e Bacino di Massa
16. Bacino Fontana Baisa
17. Bacino Combratta e Bacino Brugiana
18. Bacino Tre Fiumi
19. Bacino Canale delle Fredde
20. Bacino La Risvolta e Bacino Mulina Monte di Stazzema
21. Bacino Cardoso Pruno, Bacino La Penna, Bacino Ficaio, Bacino Buche Carpineto e Bacino La Ratta

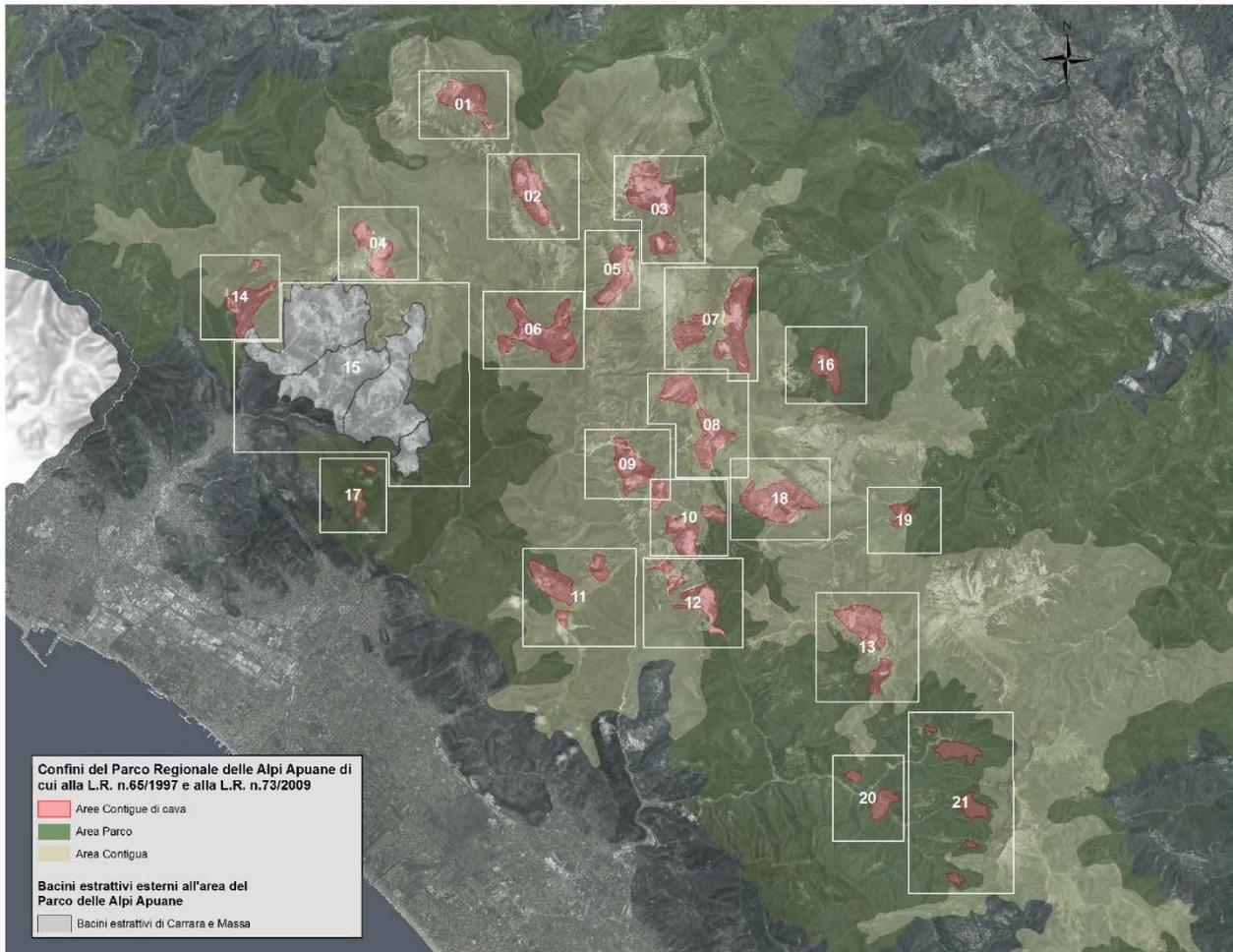


Figura 96 - Quadro d'unione delle 21 schede di bacino delle Alpi Apuane, in rosso sono indicati i 40 bacini estrattivi compresi nell'area del Parco regionale e che corrispondano ad altrettante "Aree contigue di cava" delimitate dal Parco per le attività estrattive. Con il colore grigio chiaro e il numero 15 sono indicati i tre bacini di Carrara e un bacino di Massa esterni all'area del parco.

I due principali eventi deformativi che caratterizzano il Complesso metamorfico delle Alpi Apuane generano sistemi di pieghe e zone di taglio che nell'insieme compongono un *pattern* deformativo eterogeneo. I marmi apuani risultano quindi essere coinvolti in complesse geometrie di deformazione che possono determinare la loro totale elisione tettonica o raddoppi del loro originario spessore.

Come è possibile osservare in Figura 53, tutte le principali strutture plicative D1 interessano le formazioni marmoree delle Alpi Apuane:

- la Sinclinale di Carrara presenta al proprio nucleo marmi in prevalenza appartenenti alla Formazione dei Marmi. Nel Carrarese lo spessore dei marmi (500-600 m) è dovuto a ripetizioni tettoniche, come è dimostrabile osservando le strutture presenti nell'alta valle di Colonnata. In questa zona, infatti, almeno tre chiusure di pieghe isoclinali D1 sono evidenziate da altrettanti nuclei di Calcari Selciferi. Questa strutturazione determina un considerevole spessore apparente dei sottostanti marmi, causato da perlomeno cinque ripetizioni tettoniche dell'originario spessore;
- l'anticlinale di Vinca-Forno è caratterizzata in prossimità della sua terminazione settentrionale da marmi appartenenti prevalentemente alla Fm. dei Marmi Dolomitici. Nella sua prosecuzione meridionale, invece, una serie di pieghe minori di dimensioni pluri-ettometriche coinvolgono marmi e metabrecce delle Fm. delle Breccie di Seravezza e dei Marmi;

- c) la sinclinale di Orto di Donna - M. Altissimo - M. Corchia, estendendosi in direzione N-S per oltre 15 Km, interessa tutte le formazioni marmoree dell'Autoctono *Auctt.* In particolare, in prossimità del M. Altissimo e del M. Corchia le formazioni delle Breccie di Seravezza, dei Marmi a Megalodonti e dei Marmi risultano coinvolte in numerose pieghe a geometria complessa con diverse strutture minori e ripetizioni tettoniche;
- d) il fianco rovesciato dell'Anticlinale della Tambura è caratterizzato da un notevole spessore di marmi appartenenti prevalentemente alla formazione dei Marmi. Questi marmi tuttavia sono interessati da zone di taglio di spessore variabile che coinvolgono anche calcescisti e metabrecce della copertura mesozoico-terziaria (Formazione di Arnetola, Calcescisti e Cipollini);
- e) le strutture del settore nord-orientale del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane sono caratterizzate da complesse geometrie di interferenza tra le pieghe dell'evento D1 e quelle della fase deformativa D2. In quest'area i marmi sono caratterizzati da pattern di affioramento molto complicati e in genere di forma lenticolare in conseguenza delle opposte terminazioni laterali di pieghe fortemente non cilindriche (*sheath fold*). I litotipi marmorei affioranti, prevalentemente metabrecce mono- e poligeniche e calcescisti, appartengono alla parte alta della formazione dei Marmi e alle Formazione di Arnetola e dei Cipollini.

## 9.4 Caratteristiche microstrutturali dei marmi apuani

In numerosi studi sperimentali di deformazione delle rocce sono stati utilizzati campioni di marmo provenienti dalla Alpi Apuane. Questo perché i marmi apuani sono comunemente considerati, dal punto di vista microscopico, come un esempio di materiale naturale che ha subito un completo processo di *annealing* cioè di ricristallizzazione statica post-deformazione. A questo processo è dovuta la tipica struttura granoblastica poligonale con debole o assente orientazione cristallografica preferenziale (Figura 97a).

All'interno di questo tipo di *fabric* microscopico è però possibile evidenziare una certa variabilità, già notata da Zaccagna (1932) e da successivi autori (Crisci et al., 1975; Di Pisa et al., 1985; Coli, 1989; Cantisani et al., 2003), collegata ad un aumento nella granulometria media che passa da 80-100  $\mu\text{m}$  nelle porzioni orientali e centrali a 150-300  $\mu\text{m}$  nelle porzioni più occidentali del complesso metamorfico. Questa variabilità granulometrica è stata associata (Di Pisa et al., 1985) ad un aumento delle temperature calcitedolomite che passano dai 340-360 °C delle zone orientali ai 430-450 °C di quelle occidentali. Solo recenti studi (Molli & Heilbronner Panozzo, 1999; Molli et al., 2000) hanno messo in evidenza la presenza all'interno dei marmi apuani di microstrutture collegabili a processi deformativi e di ricristallizzazione dinamica. In particolare, è possibile riconoscere tre principali microstrutture (*microfabric* tipo-A, tipo-B e tipo-C) che rappresentano i termini estremi di una vasta gamma di tipologie intermedie in molti casi osservabili in relazioni di chiara sovrapposizione l'una sull'altra.

### 9.4.1 Microfabric Tipo-A

Questo tipo di *microfabric* è caratterizzato da una microstruttura granoblastica poligonale (“*foam microstructure*”), ovvero da un aggregato di cristalli equigranulari con limiti granulari diritti o leggermente curvi che terminano in punti tripli con angoli prossimi a 120°. Gli assi cristallografici c dei cristalli di calcite sono privi di una orientazione preferenziale.

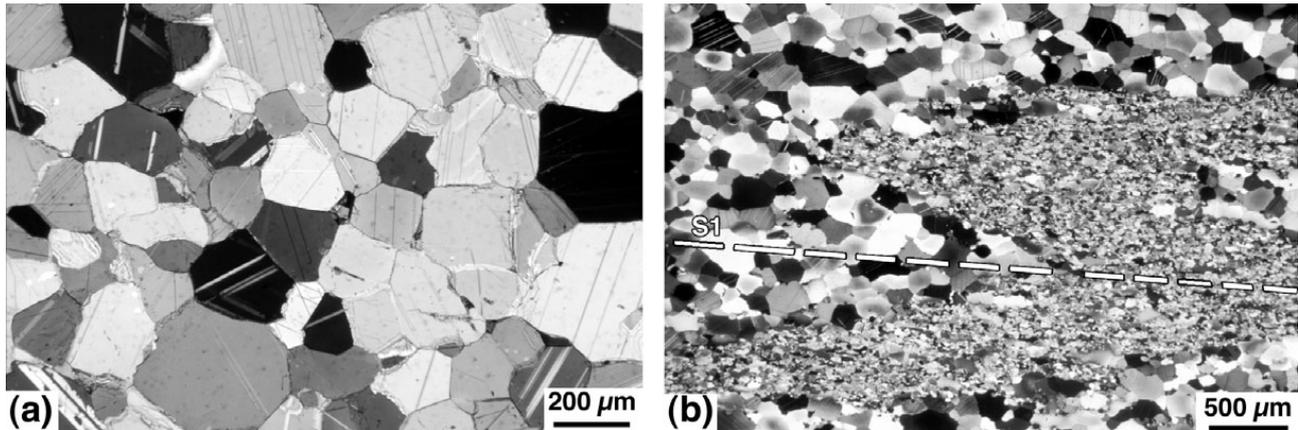


Figura 97 - (a) Esempio di microstruttura granoblastica nel marmo delle Alpi Apuane. Notare i limiti tra i granuli che formano tra loro angoli di circa  $120^\circ$  (Carrara). (b) Piega isoclinale nei marmi. I cristalli di calcite hanno una microstruttura statica non orientata.

Queste microstrutture sono osservabili in livelli di marmo coinvolti in pieghe isoclinali plurichilometriche D1 e relative pieghe minori di dimensioni da metriche a millimetriche. La presenza di *microfabric* di tipo-A in simili contesti strutturali dimostra che la principale fase di ricristallizzazione metamorfica della calcite avviene dopo la principale fase di piegamento D1 e oblitera le precedenti microstrutture ad essa associate (Figura 97b). Tuttavia, in alcuni casi è stato possibile riconoscere microstrutture collegate alla storia di deformazione *pre-annealing* (Leiss & Molli, 2003).

I marmi con *microfabric* di tipo-A sono comunemente osservabili in tutti i bacini marmiferi apuani e, come già sottolineato, mostrano una variazione delle dimensioni medie dei cristalli di calcite che passa dai 300-150  $\mu\text{m}$ , nei settori occidentali, ai 100-80  $\mu\text{m}$ , nei settori centro-orientali.

#### 9.4.2 Microfabric Tipo-B

All'interno di questo *microfabric* è possibile riconoscere due principali tipologie:

- Microfabric* tipo-B1: microstrutture con cristalli di calcite con limiti granulari molto irregolari (saturati) e da una forte orientazione preferenziale di forma (sub-parallela alla foliazione principale osservabile in campagna) e cristallografica (Figura 98 a e b);
- Microfabric* tipo-B2: microstrutture caratterizzate da un'associazione di cristalli di calcite in genere più minuti e con limiti granulari dritti o debolmente curvi, dalla quale spiccano cristalli di maggiori dimensioni. Anche in questo caso è evidente una forte orientazione preferenziale di forma e cristallografica (Figura 98 c, d e f).

Questi due tipi di microstrutture possono essere collegate a processi di ricristallizzazione dinamica in condizioni di alta temperatura (350-400  $^\circ\text{C}$ ) ed alti tassi di *strain*. In particolare, mentre i fenomeni di ricristallizzazione per migrazione dei limiti granulari (*grain boundary migration recrystallisation*) possono essere invocati per i *microfabric* di tipo-B1, rotazione di *sub-grain* (*sub-grain rotation*) e ricristallizzazione dei limiti granulari svolgono un ruolo importante nei *microfabric* di tipo-B2.

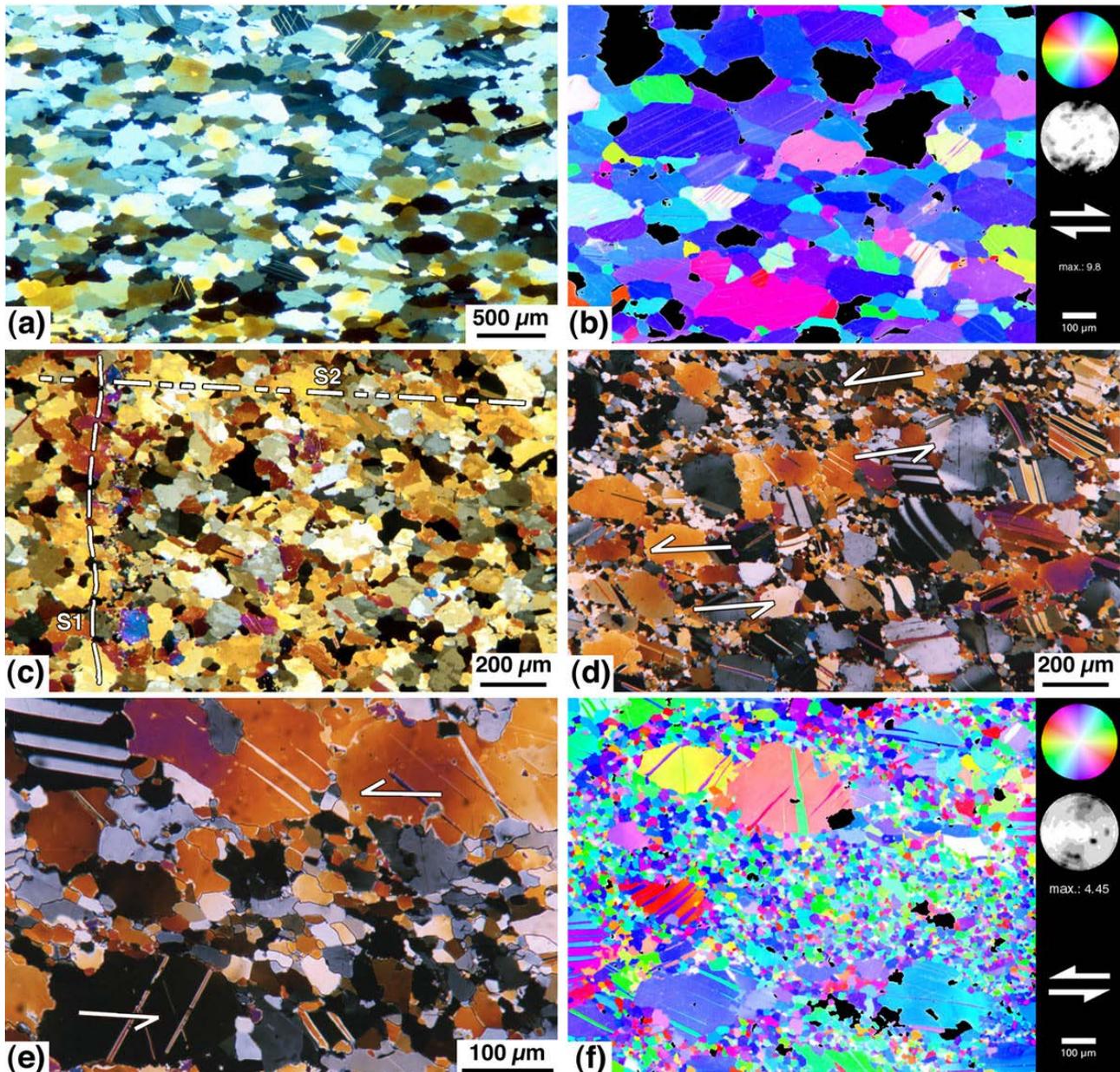


Figura 98 - (a) Marmi con orientazione preferenziale della forma dei grani (Arni). (b) Orientazione cristallografica preferenziale nel solito campione. (c) Marmo con grani allungati parallelamente alla foliazione S2 e ortogonali alla foliazione S1 (Arni). (d) e (e) marmo con livelli ricristallizzati per rotazione dei grani (Colonnata). (f) Orientazione cristallografica preferenziale in marmo ricristallizzato per rotazione (Colonnata). Da Molli et al., 2000.

### 9.4.3 Microfabric Tipo-C

Questo terzo tipo di *microfabric* è collegato a meccanismi di deformazione cristallo-plastica che si realizzano in condizioni di temperatura molto bassa. Esso è caratterizzato dalla presenza di strette e rettilinee lamelle di geminazione che in genere si sviluppano all'interno dei cristalli di maggiori dimensioni, in quanto lo sviluppo e crescita dei geminati è ostacolato dai limiti granulari.

Il *microfabric* di tipo-C si sviluppa in molti marmi apuani alla fine della storia deformativa e caratterizza in realtà buona parte di marmi andando di fatto a sovrapporsi alle precedenti microstrutture.

## 9.5 Evoluzione delle microstrutture dei marmi apuani

Questa variabilità microstrutturale è stata associata a strutture geologiche (pieghe e zone a deformazione localizzata) ed inserita all'interno di un modello tettonico evolutivo (Figura 99).

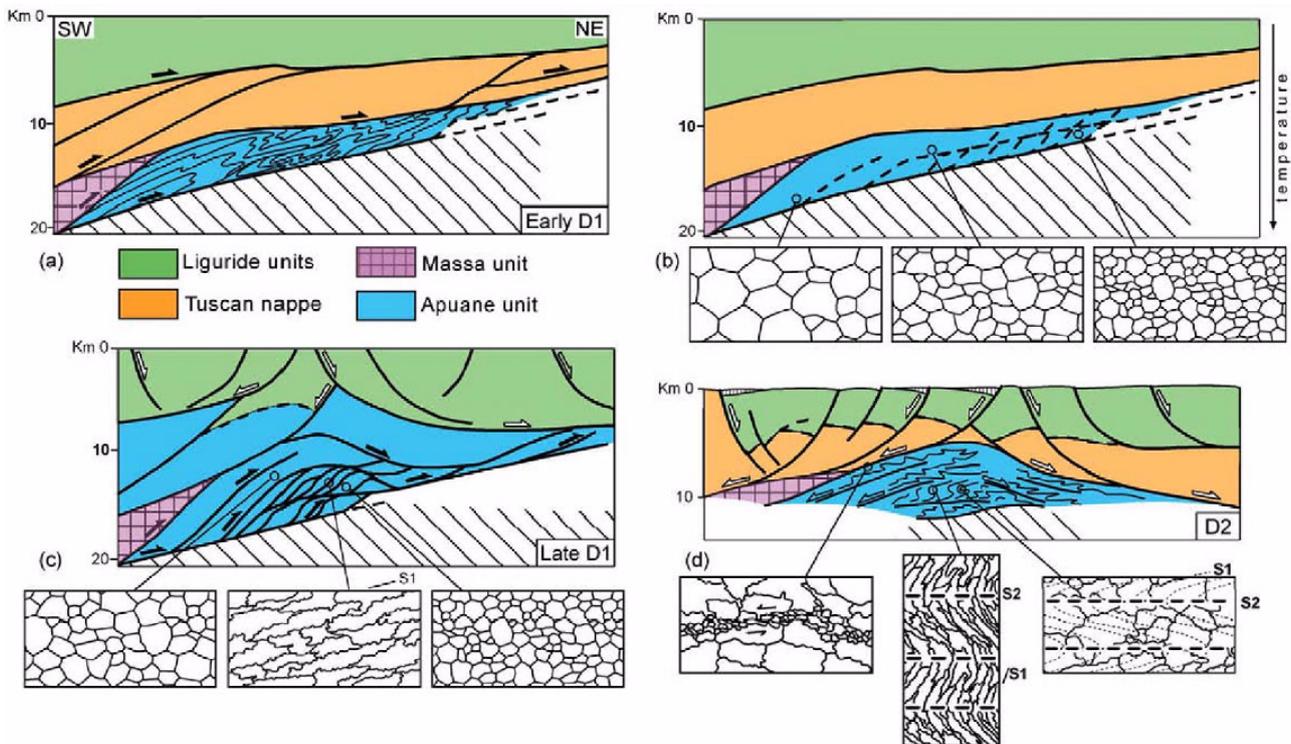


Figura 99 - Modello tettonico evolutivo delle microstrutture dei marmi apuani. a) Fase deformativa D1 con formazione di pieghe isoclinali di dimensioni chilometriche e sviluppo della foliazione metamorfica principale.; b) In conseguenza del riequilibrio termico all'interno del prisma di accrezione, fenomeni di ricristallizzazione statica obliterano all'interno dei marmi le precedenti microstrutture dinamiche. Si ha in questa fase sviluppo di microfabric di tipo-A caratterizzati da una variazione delle dimensioni medie dei cristalli di calcite lungo la trasversale E-W; c) Fasi finali della deformazione D1 con rielaborazione in zone di taglio "top-to-the-NE" delle microstrutture di tipo-A e sviluppo del microfabric di tipo-B1; d) Sviluppo di zone di taglio D2 e relative microstrutture di tipo-B2.

Durante la prima fase deformativa (D1) si ha la messa in posto delle unità tettoniche, con conseguente sviluppo di *microfabric* dinamici (Figura 99a). Dopo gli stadi iniziali della deformazione, in conseguenza del riequilibrio termico all'interno del prisma di accrezione e/o diminuzione del tasso di *strain*, fenomeni di ricristallizzazione statica determinano nei marmi la formazione di *microfabric* di tipo-A (Figura 99b). Nel Complesso metamorfico delle Alpi Apuane i marmi appartenenti a livelli strutturali più profondi (settori occidentali) sviluppano cristalli di calcite di dimensioni maggiori e mostrano temperature di equilibrio Ca/Do più alte rispetto agli analoghi litotipi in posizioni geometriche più elevate (settori orientali).

Durante gli stadi finali della fase deformativa D1 (Figura 99c) l'individuazione di zone di alta deformazione (*shear zone*), di dimensioni da metriche a pluridecametriche, determina lo sviluppo di marmi con *microfabric* di tipo dinamico e la parziale rielaborazione delle precedenti microstrutture statiche. Queste *shear zone* sono probabilmente collegate alla iniziale esumazione e trasporto dei livelli strutturali occidentali più profondi verso NE, ovvero, verso livelli strutturali più superficiali.

Alla storia di deformazione D2 è associata la completa esumazione e il metamorfismo retrogrado dell'Autoctono *Auctt.* In particolare, all'interno di *shear zone* legate alle principali strutture plicative della D2, le temperature di ricristallizzazione più basse registrate producono ancora processi di ricristallizzazione dinamica che determinano lo sviluppo di una seconda generazione di miloniti di marmo con *microfabric* di tipo-B (Figura 99d). La differenza di temperatura durante l'evento D2 (380 °C nei settori orientali e 340 °C in quelli occidentali) può essere spiegata considerando la posizione strutturale più profonda dei settori orientali negli stadi iniziali della fase deformativa in questione. Nella sequenza metasedimentaria che caratterizza l'Unità dell'Autoctono *Auct.* sono presenti, a differenti livelli stratigrafici, marmi, metabrecce e calcescisti dai quali vengono estratti la vasta gamma delle pietre ornamentali della regione apuana.

Le litologie marmoree (marmi e metabrecce mono o poligeniche) caratterizzano sia formazioni triassiche (Formazione di Vinca, Breccie di Seravezza, Marmi a Megalodonti) che formazioni del Giurassico inferiore (Marmi Dolomitici, Marmi s.s. e Marmo Zebrino). Marmi impuri, metabrecce poligeniche e calcescisti si trovano in diverse formazioni del Giurassico superiore e del Cretaceo (Calcescisti e Cipollini) (Figura 100).



Figura 100 - Foto di lastra lucidata di Marmo Cipollino (Nome Commerciale Verde Luana), Vagli, località Boana. Si noti la complessa deformazione post-fase D1.

Durante l'evoluzione tettonica delle Alpi Apuane i marmi hanno avuto un ruolo fondamentale nei processi di deformazione crostale. Le rocce carbonatiche infatti sono capaci di deformarsi in modo plastico anche in condizioni di bassa temperatura. In relazione ai due principali eventi deformativi D1 e D2 i marmi apuani risultano coinvolti in complesse strutture deformative che possono determinarne, nei casi più semplici, un raddoppio del loro originario spessore o una loro totale elisione tettonica.

## **9.6 Le varietà commerciali dei marmi delle Alpi Apuane**

La prima rappresentazione moderna dell'attività estrattiva dei marmi delle Alpi Apuane è una carta manoscritta scala 1:25000 dell'area di Carrara di D. Zaccagna databile, in base al contenuto e allo stile del disegno, tra la fine del XIX secolo e gli inizi del '900 e conservata nell'Archivio storico del Servizio Geologico d'Italia (Figura 101). Su questa carta le diverse tipologie di marmo appartenenti alla formazione marmifera risultano cartograficamente indistinte. Esse, infatti, facevano tutte parte della cosiddetta Zona dei Marmi, descritta come “Marmi bianchi, statuari e bardigli; dolomie saccaroidi”, mentre le cave sono distinte in cave di “marmo bianco comune”, “marmo statuario”, “marmo bardiglio comune” e “marmo brecciato o mischio (paonazzetto)”. Inoltre, in questa carta vengono riportati l'andamento dei principali filoni e giacimenti metalliferi, la ferrovia marmifera e i piani inclinati.

Malgrado il grande valore socioeconomico dei marmi apuani nella regione e l'interesse che da sempre le Alpi Apuane suscitano nel mondo scientifico, è singolare osservare come fino alla metà degli anni '70 nessuno studio abbia avuto come obiettivo quello di distinguere cartograficamente i diversi materiali presenti all'interno della formazione dei marmi.

In quegli anni mancava ancora qualsiasi strumento di pianificazione dell'attività estrattiva e la profonda crisi economica che stava attraversando l'intero settore spinse la Regione Toscana, attraverso l'ERTAG, (Ente Regionale Toscano Assistenza Tecnica e Gestionale) ad avviare un progetto interdisciplinare, l'allora Progetto Marmi, con lo scopo di contribuire allo sviluppo e alla razionalizzazione dell'industria marmifera. Il Progetto Marmi non è stato solo un progetto di ricerca, ma prevedeva tutta una serie di azioni finalizzate allo sviluppo dell'industria del marmo che andavano dalla sicurezza del lavoro, alla formazione professionale, alla promozione e ricerca di mercato in Italia e all'estero, all'attuazione delle quali furono impiegati gli Enti Pubblici, le forze sociali e la Fiera Internazionale Marmi e Macchine di Carrara. Dal 1974 al 1979 vennero quindi svolte ricerche di base finalizzate ad approfondire le conoscenze geologiche e geologico-economiche dell'intero bacino estrattivo. In particolare, nell'ambito dello studio geologico-giacimentologico e dell'analisi dell'attività estrattiva, furono svolti rilevamenti geologico-strutturali con delimitazione delle varietà merceologiche dei marmi, individuazione dei principali sistemi di fatturazione ed indicazione dei siti con tensioni residue, caratterizzazione fisico-meccanica e chimico-mineralogica delle diverse tipologie di marmo e censimento delle cave attive ed inattive attraverso apposite schede.

Sempre all'interno di questo progetto vennero poi elaborate diverse cartografie tematiche quali carte geologico-strutturali della formazione dei marmi, carte delle varietà merceologiche (Figura 102), carte dell'acclività, carte della scistosità e carte delle fratture e furono inoltre raccolte in una pubblicazione le schede tecniche delle diverse varietà merceologiche (ERTAG, 1980).

Il Progetto marmi dell'ERTAG rappresentò soprattutto il primo intervento di pianificazione economica applicato al settore estrattivo apuano: lo scopo principale del progetto era quello di individuare attraverso il confronto tra dati geologico-giacimentologici e socioeconomiche ed infrastrutturali aree omogenee dal punto di vista dell'organizzazione del ciclo produttivo (dall'escavazione al trasporto e lavorazione). Furono quindi definite 33 aree o “Comparti” all'interno dei quali vennero individuate e progettate le diverse tipologie di intervento volte allo sviluppo dell'attività estrattiva. La frammentazione del bacino marmifero apuano in Comparti, se da un lato si dimostrò un efficace strumento per la pianificazione territoriale, dall'altro comportò l'utilizzo di una vasta gamma di nomi per le diverse tipologie di marmo (eredità storica delle diverse aree estrattive), nomi che in molti casi risultavano differenti per omologhe varietà merceologiche, oppure, uguali per materiali diversi in differenti Comparti.

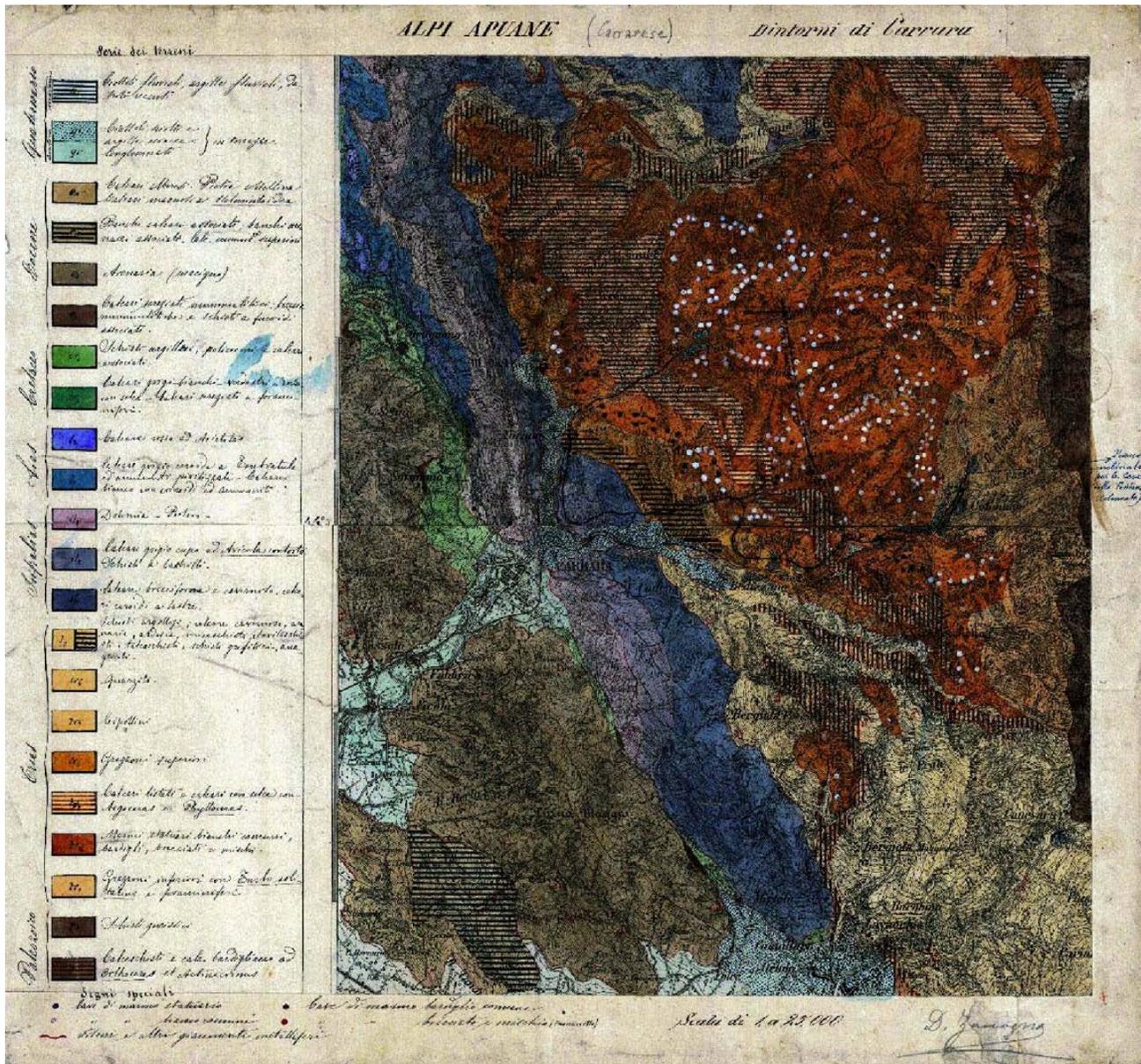


Figura 101 - Carta geologica manoscritta del bacino marmifero di Carrara a cura di Domenico Zaccagna. data di realizzazione sconosciuta (fine 1800 - inizio 1900), dall'Archivio storico del Servizio Geologico Italiano, Roma.

La Carta Geologico-Strutturale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane (Foglio Nord) pubblicata da Carmignani nel 1985 (Carmignani, 1985) rappresenta, dal punto di vista cartografico, la sintesi a scala 1:25.000 delle ricerche scientifiche condotte fino ad allora e dei risultati ottenuti dagli studi promossi dall'ERTAG. All'interno della formazione dei marmi in questa carta sono state distinte tre varietà merceologiche:

- marmi brecciati: arabescato, breccia rossa, Calacatta, fantastico;
- marmi bianchi: ordinario, statuario, venato;
- marmi grigi: bardiglio, bardiglietto e nuvolato.

Questa suddivisione è resa in carta con leggeri sovrassegni e sigle differenti su uno stesso colore di fondo, senza limiti certi fra le varietà merceologiche (Figura 103).

Successivamente carte di dettaglio delle varietà merceologiche dei marmi sono state realizzate da Coli et al. (1987) per la valle di Orto di Donna (Minucciano) e da Coli (1992) per la zona di Boana.



Nei primi anni 2000 (CARMIGNANI et alii, 2007), Il Centro di GeoTecnologie dell’Università di Siena, nell’ambito di una convenzione con la Regione Toscana ha prodotto Banca dati dei marmi apuani con una nuova acquisizione di campagna alla scala 1:10.000 da cui sono state derivate: la Carta Giacimentologica degli Agri Marmiferi (Figura 104 e Figura 105), la Carta Strutturale degli Agri Marmiferi e le Carta delle Tipologie Merceologiche dei Ravaneti.

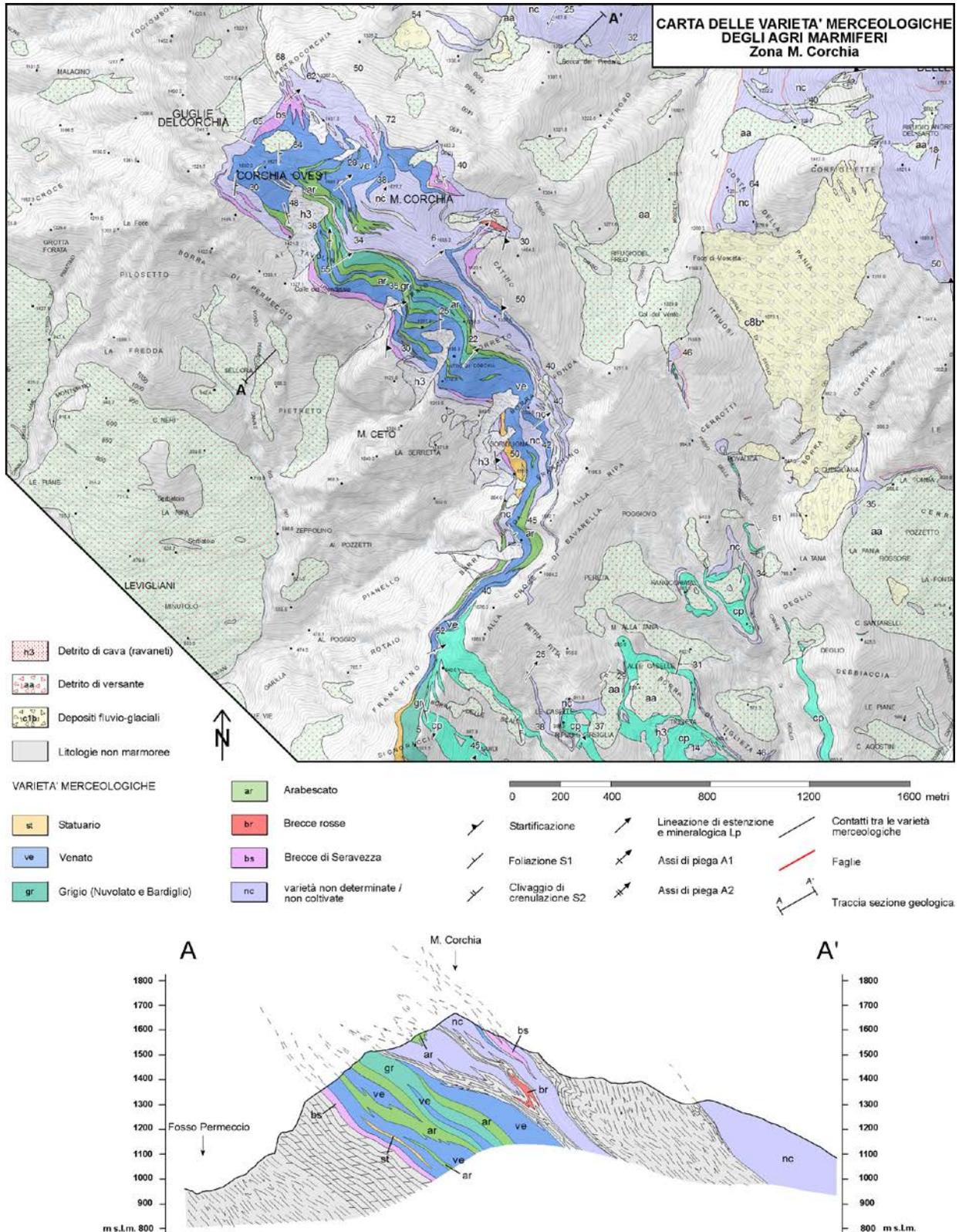


Figura 104 - Carta delle varietà merceologiche dei marmi del Monte Corchia (CARMIGNANI et alii 2007).

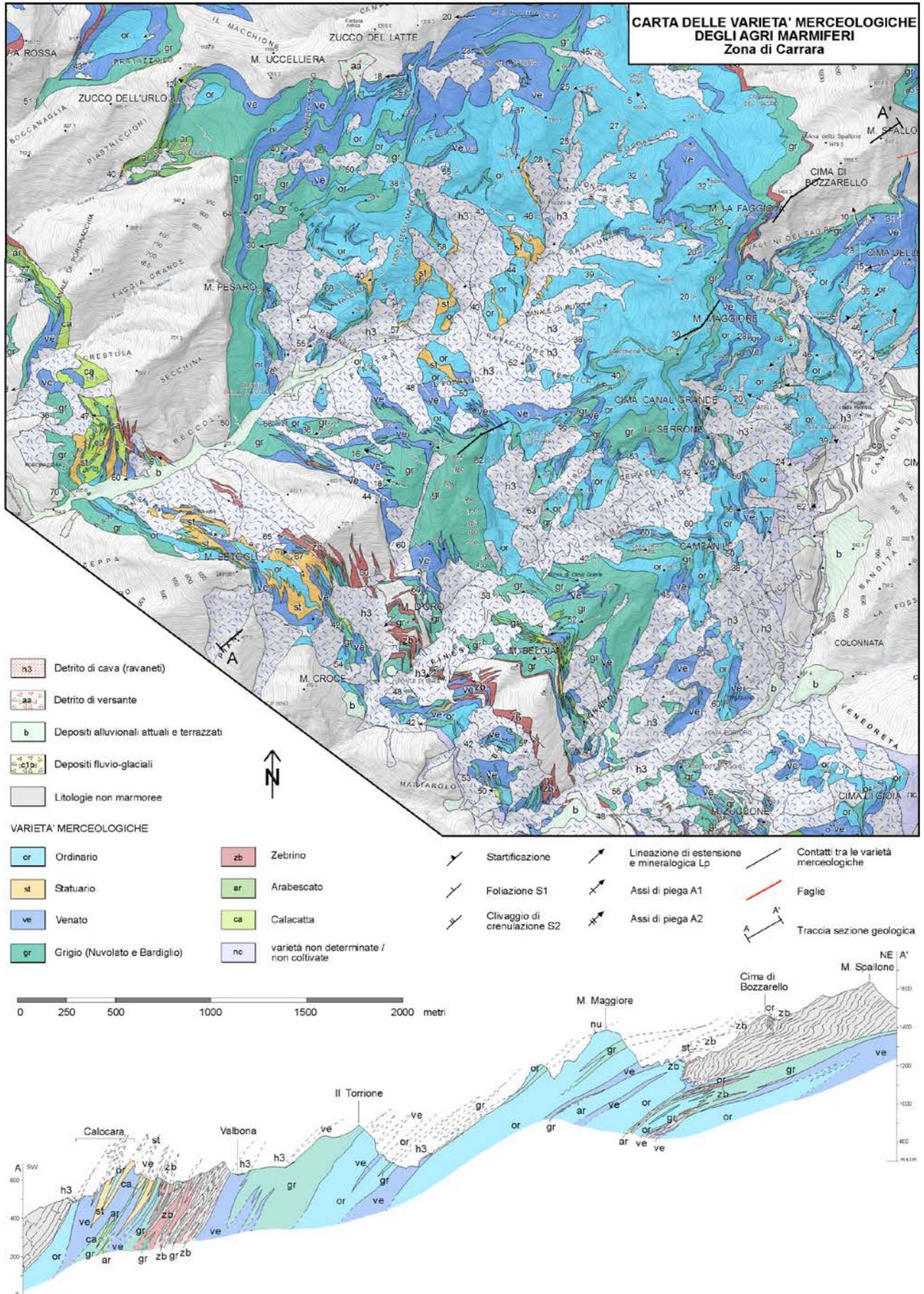


Figura 105 - Carta delle varietà merceologiche dei marmi di Carrara (CARMIGNANI et alii 2007).

Infine, recentemente è pubblicata da Meccheri et al., la Carta Geologico-Strutturale dei Marmi del Monte Altissimo (Alpi Apuane centrali, Toscana) (2007b).

In generale in queste carte finora pubblicate il problema del riconoscimento dei litotipi presenti all'interno dei marmi apuani è affrontato da un punto di vista più strettamente geologico. I caratteri litologici, stratigrafici e mineralogici vengono infatti considerati non solo a scopo classificativo, ma anche al fine di definire una successione stratigrafica delle diverse varietà merceologiche individuate. Le differenti tipologie di marmo sono state da alcuni correlate con altrettante variazioni litostratigrafiche primarie che caratterizzavano la piattaforma carbonatica del Lias Inferiore del dominio toscano. In particolare, per le varietà arabescato, calacatta, paonazzo, etc., sono stati ipotizzati, come originari protoliti, breccie sedimentarie derivate da accumuli di clasti calcarei, di dimensioni eterometriche, alla base di scarpate e piani di faglia sin-sedimentarie. In alcuni casi è stata proposta una loro origine da corpi filoniani sin-sedimentari, interessati da processi di tipo carsico (es: *silt* vadosi, fantasmi di pisoliti, ecc.), riconducibili a sistemi di fratturazione della piattaforma carbonatica (Figura 106) (Fazzuoli, 1980; Fazzuoli & Sguazzoni, 1981; Coli & Fazzuoli, 1992; Boccaletti et al., 1981). Il problema dell'origine di molte varietà di marmi (differenze dovute a differenze dell'originario protolite, ovvero differenze acquisite durante la deformazione e metamorfismo) è da considerare ancora per lo più aperto. Allo scopo sono senza dubbio necessarie nuove ricerche.



Figura 106 - Filone breccioide che taglia ad alto angolo la stratificazione (Cava la Mossa; SW di M. Altissimo).

I caratteri litologici generalmente presi in considerazione per la caratterizzazione delle varietà merceologiche dei marmi riguardano il litotipo predominante (es: marmo, marmo impuro, metabreccia mono- o poligenica, calcescisto etc.), la microstruttura (es: dimensione media dei cristalli di calcite), la struttura della roccia (es: roccia omogenea o anisotropa), la composizione mineralogica e, nel caso di metabreccie, il rapporto tra clasti e matrice (tessiture *grain-supported* o *matrix-supported*).

I parametri estetici presi in considerazione sono invece rappresentati dal colore e dal disegno. Il colore risulta molto spesso un fattore discriminante e, nei marmi, è in genere dovuto alla presenza di microcristalli di ematite (colorazione dal rosa al rosso vivo), ossidi di manganese (dal rosso scuro al viola), idrossidi di ferro (dall'arancione al giallo), clorite (toni del verde) etc., omogeneamente diffusi all'interno della roccia o concentrati nella matrice. Il disegno è definito dalla dimensione, forma, orientazione e disposizione relativa degli elementi che sostituiscono il materiale ed è un parametro molto importante ai fini di una classificazione merceologica.

I marmi apuani, infatti, sono stati sottoposti durante la loro storia geologica ad intense deformazioni, con conseguente sviluppo di strutture lineari o planari (superfici di clivaggio o di scistosità, lineazioni mineralogiche e di estensione) che conferiscono alla roccia un *fabric* orientato. In funzione del tipo ed entità della deformazione subita, tutti gli elementi costituenti il marmo sono stati quindi deformati e ruotati parallelamente a queste strutture, ovvero parallelamente al piano XY e all'asse X dell'ellissoide della deformazione finita (Figura 107).

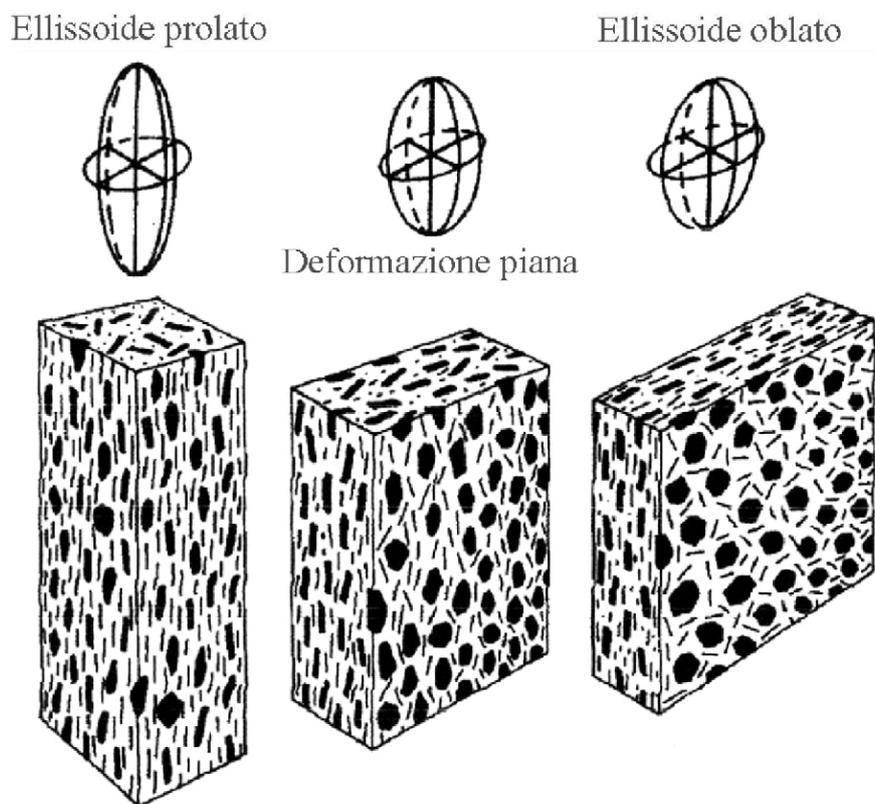


Figura 107 - Tre differenti tipi di deformazione (strain) e fabric risultante. I blocchi sono stati ottenuti attraverso dei tagli orientati parallelamente alle superfici principali dell'ellissoide della deformazione finita (XY, XZ, ZY). È evidente la differenza di aspetto delle diverse superfici di taglio conseguente alla deformazione subita. Poiché ogni ellissoide della deformazione finita ha almeno due sezioni circolari (superfici sulle quali la deformazione finita è nulla) dovranno esistere sempre almeno due sezioni sulle quali la roccia mostrerà gli elementi costituenti con la loro forma iniziale pre-deformazione.

Questo è particolarmente evidente nel caso delle metabrecce marmoree (es: arabescati, calacatta, breccie rosse, etc.) dove i clasti risultano tipicamente appiattiti e allungati sulla foliazione metamorfica principale. Questo fatto determina la possibilità di ottenere dallo stesso blocco di marmo lastre con disegni ed ornamentazioni molto differenti, semplicemente variando la direzione del taglio rispetto a quella dell'ellissoide della deformazione finita (Figura 108). In alcuni casi le differenze del disegno ed ornamentazione possono essere tali da determinare la possibilità di

ottenere distinte varietà merceologiche tagliando lo stesso materiale con diverse orientazioni ( *Figura 109*).



*Figura 108 - Tagli diversamente orientati in marmo arabescato. Il taglio sulla sinistra è orientato all'incirca parallelamente alla superficie XZ dell'ellissoide della deformazione finita e mostra i clasti della breccia fortemente appiattiti e allungati secondo una direzione preferenziale (parallelamente alla foliazione principale e alla lineazione di estensione). Il taglio sulla destra invece non mostra un'evidente orientazione preferenziale della forma dei clasti di marmo e la natura clastica del protolite è facilmente ancora riconoscibile. Da un punto di vista merceologico questi tagli sono quelli sui quali si ottiene la migliore "fioritura" del materiale, cioè un'ornamentazione all'incirca priva di orientazioni preferenziali di clasti e della matrice. Dato che per questa tipologia di marmo un taglio secondo la migliore fioritura ha maggior valore commerciale, grande cura è dedicata ad individuare questa orientazione sia in cava che fase di segagione del blocco in segheria.*



*Figura 109 Arabescato, Cava Cervaiolo. Si noti il netto cambiamento di ornamentazione su tagli diversamente orientati.*

Sull'origine delle differenti varietà di marmi il dibattito è ancora aperto. Non c'è dubbio che tutti i marmi hanno subito profonde modificazioni dovute alla deformazione e al metamorfismo. Ma il dibattito è aperto sull'importanza che hanno le differenze tra gli originari protoliti.

Le differenti tipologie di marmo sono state da alcuni correlate con altrettante variazioni litostratigrafiche primarie che caratterizzavano la piattaforma carbonatica del Lias Inferiore del dominio toscano. In particolare, per le varietà arabescato, calacatta, paonazzo, etc., sono stati ipotizzati, come originari protoliti, breccie sedimentarie derivate da accumuli di clasti calcarei, di dimensioni eterometriche, alla base di scarpate e piani di faglia sin-sedimentarie. In alcuni casi è stata proposta una loro origine da corpi filoniani sin-sedimentari, interessati da processi di tipo carsico (es: *silt* vadosi, fantasmi di pisoliti, ecc.), riconducibili a sistemi di fratturazione della piattaforma carbonatica (Figura 106) (Fazzuoli, 1980; Fazzuoli & Sguazzoni, 1981; Coli & Fazzuoli, 1992; Boccaletti et al., 1981).

I marmi bianchi (es: ordinari) vengono fatti generalmente corrispondere dai precedenti autori a settori della piattaforma carbonatica caratterizzati da condizioni ottimali (acque ben ossigenate e pulite) per la crescita degli organismi biocostruttori e dove risultano molto scarsi gli apporti di materiale pelitico. In particolare, i litotipi più omogenei e puri (es: bianco P, statuario) sono riferiti a sistemi di barre oolitiche di ambiente marginale o a canali di marea. I marmi venati rappresenterebbero depositi di ambiente inter-sottotidale caratterizzati dallo sviluppo di strutture di disseccamento ("*fenestrae*") e cavità carsiche in conseguenza a fasi di locale emersione.

Infine, i marmi grigi (es: bardiglio e nuvolato) coinciderebbero con aree di piattaforma contraddistinte da condizioni relativamente riducenti, nelle quali il materiale organico poteva essere più facilmente preservato dai processi di ossidazione. Queste condizioni si possono realizzare nella parte più interna, a circolazione ristretta delle acque, della piattaforma carbonatica, oppure all'esterno in zone più depresse al di sotto del livello di base dell'onda.

In questo quadro, tuttavia, non mancano ipotesi circa l'origine tettonica di alcune varietà merceologiche di marmo. Secondo Coli (1989), alcune varietà di marmo (es: arabescato, nuvolato, fantastico, fior di pesco etc.) possono essere fatte corrispondere a zone di laminazione od interdigittazione tettonica duttile originatesi in seguito agli eventi deformativi sin-metamorfici (fasi D1 e D2) che caratterizzano il Complesso metamorfico delle Alpi Apuane. In particolare, la varietà nuvolato sarebbe derivata da nuclei di ultrasinclinale di metacalcari selciferi (Formazione dei Calcari Selciferi) più o meno sradicati e trasposti all'interno della formazione dei Marmi e oggetto di una sorta di amalgamazione meccanica con i litotipi più chiari della formazione marmorea stessa.

Riteniamo che sull'origine di molte varietà di marmi vi sia ancora molta incertezza.

Il tentativo di assimilare a determinate *facies* sedimentarie le diverse tipologie di marmo presenti all'interno della successione metamorfica apuana ha portato, in realtà, all'utilizzo di una nomenclatura per le diverse varietà merceologiche estremamente disomogenea che spesso si allontana dai termini "classici" in uso nel commercio di questi materiali. Questo, associato al fatto che spesso non viene seguito un univoco criterio di classificazione delle diverse tipologie di materiali presenti all'interno dei marmi apuani conduce a:

- a) nomi uguali che indicano varietà merceologiche diverse in aree differenti delle Alpi Apuane;
- b) nomi differenti che indicano lo stesso tipo di marmo estratto in aree diverse delle Alpi Apuane.

È interessante sottolineare come la situazione sopra descritta sia anche in parte legata alla lunga storia di estrazione e commercio che ha interessato questi materiali. Il primato dei marmi apuani nella produzione lapidea italiana è infatti frutto di una storia secolare durante la quale gli imprenditori del marmo si sono sempre inevitabilmente scontrati con i mutevoli orientamenti del

mercato: gusti e mode di ogni tempo hanno avuto riflessi immediati sulle quantità dei materiali estratti e soprattutto sul rinvenimento, sull'abbandono e sulla riscoperta di varietà merceologiche spesso non più coltivate da secoli.

Questo fatto, unito oggi alla crescente concorrenza in un mercato sempre più aperto verso nuove frontiere (e quindi alla presenza di nuovi materiali), ha determinato da parte degli imprenditori e commercianti del marmo una corsa verso la ricerca di nomi e termini commerciali da utilizzare per identificare e valorizzare oltre modo i propri prodotti. Soprattutto negli ultimi anni quindi sono stati introdotti e/o riscoperti nomi a volte piuttosto fantasiosi e accattivanti (es: Bianco Extra, Corallo Rosa, Bleu Venato d'Italia, Cipollino Capriccioso Verde Tirreno Classico, etc.) altre volte molto simili ai termini tradizionalmente adoperati (es: Arabescato Cervaiolo; Bianco Fondone, Bianco Moschettato, etc.), allo scopo di differenziare i prodotti provenienti da un determinato bacino marmifero o una certa cava dagli analoghi materiali presenti nel commercio e ritagliarsi così una propria fetta di mercato. È nata in questo modo una vasta nomenclatura commerciale di questi materiali all'interno della quale gli studiosi e gli stessi addetti ai lavori trovano non poche difficoltà nell'orientarsi. Inoltre, in molti casi si sono adoperati in modo improprio termini "classici" ormai universalmente riconosciuti per identificare materiali che in realtà non possiedono tali requisiti, determinando così incomprensioni e difficoltà nelle operazioni di mercato.

Dalla cartografia geologica e merceologica sopra citata si può calcolare che nel Complesso metamorfico delle Apuane gli affioramenti di marmo oggetto di coltivazione o potenzialmente coltivabili raggiungono un'estensione totale di circa 44 km<sup>2</sup> dei quali il 41% è rappresentato da marmi bianchi, il 36% da marmi venati e/o grigi, il 16% da marmi cipollini, il 7% da marmi brecciati. I marmi bianchi si trovano in quasi tutti i principali bacini marmiferi apuani. In particolare, al loro interno la varietà merceologica Ordinario costituisce giacimenti di considerevole spessore e continuità laterale ed è estensivamente coltivato nel bacino marmifero di Carrara (Figura 101). Le varietà Statuario e Bianco (o Bianco P), caratterizzate da affioramenti di modesto spessore e con continuità laterale dell'ordine di poche centinaia di metri, sono invece localizzate, rispettivamente, nei bacini di Carrara, del M. Altissimo, di Forno e del M. Corchia (Figura 102), ed in corrispondenza di una fascia centrale a cavallo dei bacini del M. Altissimo, di Forno, di Orto di Donna e di Gorfigliano. Anche i marmi venati e/o grigi sono diffusi in tutti i principali bacini marmiferi, con la varietà merceologica Venato (o Bianco venato, o Venatino) che si concentra prevalentemente nel settore centro-settentrionale e sud-orientale delle Apuane metamorfiche, mentre le varietà Nuvolato e Bardiglio si trovano sia nei bacini marmiferi occidentali che in quelli orientali. La varietà Zebrino è localizzata in prevalenza nel settore occidentale del bacino di Carrara e nelle aree nord-orientali delle Alpi Apuane.

Tra i marmi brecciati la varietà Arabescato, oltre ad essere la più rappresentata, è anche quella distribuita in modo più omogeneo nei diversi bacini marmiferi. In particolare, nei settori centro-orientali e sud-orientali, questo materiale costituisce giacimenti di notevole spessore e con una discreta continuità laterale. I principali "corsi" della varietà Calacatta caratterizzano, invece, il bacino marmifero di Carrara e quello di Arni-Vagli, mentre quelli delle varietà Breccia Rossa e Fantastico risultano confinati quasi esclusivamente nel bacino di Arni-Vagli. Le metabrecce estratte dalla formazione delle Breccie di Seravezza, note commercialmente con vari nomi (es. Breccia Africana o Africano di Stazzema, Breccia Capraia, Breccia Medicea, Breccia Fior di Pesco, Breccia di Stazzema, Breccia Persichina, Breccia Montalto, Breccia Giallo-Viola ed altri ancora), sono state utilizzate in modo intensivo tra il XVI ed il XX secolo. Tale materiale è di grande valore commerciale per impieghi in restauri ed arredamenti. Queste metabrecce sono oggi coltivate in una sola cava in sotterraneo (Cava Capraia) ubicata sul versante nordoccidentale del M. Focoraccia, nel bacino marmifero delle Madielle (MASSA et alii, 2013). Cave abbandonate, per lo più di piccole o piccolissime dimensioni sono diffuse in tutto il complesso metamorfico lungo il contatto tra i

Grezzoni e i Marmi dalla zona meridionale del Complesso metamorfico (Stazzemese) alla estremità settentrionale (Solco di Equi).

Affioramenti di calcescisti e marmi a clorite (es. varietà merceologica Cipollino, Verde Apuano, Verde imperiale) caratterizzano i settori orientali e sudorientali del massiccio apuano, costituendo giacimenti di notevole spessore ed estensione. Anche in questo caso la coltivazione di tale materiale, in passato molto apprezzato, è oggi limitata ad una sola cava a cielo aperto localizzata nel bacino marmifero di Boana, a sud di Vagli di Sotto.

Tra marmi oggi non più oggetto di coltivazione vale la pena di ricordare il Marmo Nero di Colonnata ed il Rosso Rubino (o Breccia Arlecchiana) caratterizzati da affioramenti di limitata estensione e confinati, rispettivamente, nell'alta Valle di Colonnata e nella zona di Ponte Stazzemese.

Per ulteriori informazioni sui marmi e sulle varietà merceologiche dei marmi delle Alpi Apuane si rimanda alle varie pubblicazioni esistenti, tra le quali: CRI- SCI et alii (1975), ERTAG - REGIONE TOSCANA (1980), COLI et alii (1988), COLI (1989a), D'AMATO AVANZI & VERANI (1998), PINNA (1999), MOLLI et alii (2000a), BARONI et alii (2001), COLI et alii (2002), BRUSCHI et alii (2003), MECCHERI et alii (2007c,b), MASSA et alii (2013) e alle carte geologiche, merceologiche e geomorfologiche pubblicate: CARMIGNANI (1985), COLI et alii (1987), COLI (1992), MECCHERI (1996), CARMIGNANI et alii (2002), MECCHERI et alii (2004a,b) MECCHERI et alii (2007a), CORTOPASSI et alii (2008), BARONI et alii (2010).

## **9.7 Definizione di “varietà merceologica”**

In questo elaborato per varietà merceologica è considerata una “unità litostratigrafica informale” come definita dall'*International Stratigraphic Guide* (Salvador, 1994) a pag. 36.

Per unità litostratigrafica formali (supergruppo, gruppo, formazione, membro, strato) si intendono corpi rocciosi definiti sulla base delle loro caratteristiche litologiche e della loro posizione stratigrafica. Le unità litostratigrafiche informali invece rappresentano corpi rocciosi distinguibili e separabili da quelli adiacenti in funzione di una generale omogeneità litologica ma anche per la presenza di altri caratteri peculiari, quali per esempio la loro utilità o interesse economico (es: acquiferi, sabbie petrolifere, livelli carboniosi, giacimenti minerali, ecc). Una certa varietà merceologica di marmo può infatti essere completamente descritta, riconosciuta e separata da quelle adiacenti in base a caratteri che sono, da un lato, strettamente litologici (es: metacalcare, metabreccia, calcescisto ecc.), dall'altro propriamente commerciali-estetici (es: colore e disegno), a prescindere dal significato geologico o cronostratigrafico attribuibile ad una certa tipologia di marmo. Il concetto cronostratigrafico, infatti, gioca in generale un ruolo minore nell'identificazione di un'unità litostratigrafica e dei suoi limiti: i caratteri litologici di una roccia sono comunemente legati, più che all'età, alle modalità di formazione della roccia stessa; similari tipi di rocce sono ripetuti nel tempo e nelle sequenze stratigrafiche e i limiti di quasi tutte le unità litostratigrafiche tagliano attraverso le isocrone quando vengono tracciati lateralmente (Salvador, 1994).

Le varietà merceologiche di marmo vengono quindi trattate in questo elaborato come “unità litostratigrafiche informali”. Questo ha come diretta conseguenza il fatto che una stessa varietà merceologica può trovarsi in diverse posizioni stratigrafiche all'interno della successione metamorfica apuana, ovvero, la stessa varietà merceologica di marmo può essere riconosciuta e distinta all'interno di formazioni che, pur presentando caratteristiche litologiche simili, si trovano in differenti posizioni nella colonna stratigrafica dell'Autoctono *Auctt.* (Figura 112).

Sono 14 le unità litostratigrafiche informali che rappresentano le diverse varietà merceologiche riconosciute e cartografate all'interno dei marmi delle Alpi Apuane (CARMIGNANI et alii 2007); esse sono riportate nella Tabella 3.

Queste 14 varietà merceologiche possono essere raggruppate in base alle loro caratteristiche comuni in 5 gruppi:

- marmi brecciati
- marmi bianchi
- marmi grigi e venati
- marmi cipollini
- marmi storici

Le zone cartografate come aree nelle quali le varietà merceologiche non sono determinate e/o aree non interessate storicamente da un'importante attività estrattiva, sulle carte sono indicate con la sigla "nc".

*Tabella 3 - Classificazione delle varietà merceologiche dei marmi apuani, da (Carmignani et al., 2007).*

<b>Tipo di marmo</b>	<b>Varietà merceologica</b>	<b>Sigla</b>
MARMİ BIANCHI	ORDINARIO	or
	STATUARIO	st
	BIANCO	bi
MARMİ GRIGI E VENATI	GRIGIO	gr
	VENATO	zb
	ZEBRINO	ve
MARMİ BRECCIATI	ARABESCATO	ar
	CALACATTA	ca
	BRECCIA ROSSA	fa
	FANTASTICO	br
MARMİ CIPOLLINI	CIPOLLINO	cp
MARMİ STORICI	BRECCIA DI SERAVEZZA	bs
	ROSSO RUBINO	rb
	NERO DI COLONNATA	co
	VARIETA' NON DETERMINATA/ NON COLTIVATI	nc
		MARMİ

Con il termine Marmi bianchi si intendono tutti quei litotipi marmorei di composizione estremamente omogenea e colori molto uniformi che variano dal bianco al bianco avorio, dal bianco perlaceo al grigio chiaro. I marmi bianchi vengono suddivisi in: ordinario, statuario e bianco.

i) Marmo Ordinario: si tratta di marmi a grana media, di colore da bianco perlaceo a grigio chiaro in genere piuttosto uniforme o variamente punteggiato da macchie grigie di dimensioni centimetriche dai limiti sfumati, probabilmente dovute a presenza di pirite microcristallina. Raramente si osservano irregolari trame di vene di colore grigio chiaro o scuro (Figura 110A).

ii) Marmo Statuario: costituito da metacalcare a grana grossa, di colore bianco-avorio, a volte tendente al giallo-beige molto chiaro, e generalmente assai uniforme. Queste colorazioni sono date da tracce di muscovite microcristallina omogeneamente distribuita nella prevalente matrice carbonatica. Localmente sono presenti macchie grigie, dovute a deboli concentrazioni di pirite e fillosilicati, che si possono organizzare in sottili vene anastomizzate.

iii) Marmo Bianco: caratterizzato da una grana fine o media, estremamente omogeneo e di colore dal bianco puro al bianco perlaceo. Risultano privi di qualsiasi ornamentazione e solo localmente presentano macchie scure isorientate o piccole vene di calcite (Figura 110B).

Al gruppo dei Marmi grigi e venati appartengono quei materiali caratterizzati da un colore di fondo da bianco a bianco perlaceo e venature grigie e marmi da grigio chiari a grigio scuri con vene più chiare o scure.

iv) Marmo Grigio: a grana fine o media, di colore da grigio chiaro a grigio scuro attraversato da vene da grigio scuro a bianche. L'ornamentazione risulta estremamente variabile pur rimanendo all'interno di un tipo generale denominato grigio, si può infatti passare da litotipi con aspetto molto eterogeneo e variegato, dato da alternanze più o meno irregolari di livelli da grigi a grigio chiari (Nuvolato), a materiali molto omogenei con colori che vanno dal grigio-bluastro al grigio scuro con sottili venature più scure (Bardiglio) (Figura 110C). Il colore scuro più o meno uniforme dell'insieme è dato da pirite microcristallina e/o pigmento carbonioso. Sono talvolta presenti masse e/o strati dolomitici più o meno regolari e continui e livelli ocrei con pirite.

v) Marmo Venato: caratterizzato da grana media, di colore da bianco a bianco perlaceo, con venature più scure da molto regolari ad anastomizzate e di spessore in media da millimetrico a centimetrico. Non sono rare macchie grigie di forma irregolare talvolta caratterizzate da una certa isorientazione. Questa varietà è caratterizzata da un'ampia gamma di ornamentazioni determinata dalla diversa orientazione, frequenza e spessore delle vene e delle macchie grigio scuro (Figura 110D).

vi) Marmo Zebrino: costituito da metacalcare a grana da medio-fine a medio-grossa, in genere da bianco-avorio a beige, caratterizzato dalla presenza di livelli filladici di colore grigio-verde.

Nel gruppo dei Marmi brecciati ricadono gran parte delle metabrecce di composizione prevalentemente carbonatica presenti in diverse posizioni stratigrafiche nella successione metamorfica apuana. In genere sono rappresentate da metabrecce clasto-sostenute ad elementi di marmo e matrice variamente colorata dal grigio al verde e dal rosso al viola. A causa della deformazione subita, i clasti hanno assunto una forma fortemente appiattita e allungata sulla foliazione metamorfica principale, determinando la possibilità da parte di questi materiali di assumere aspetti completamente differenti su tagli di cava diversamente orientati.

vii) Marmo Arabescato: costituito da metabrecce clasto-sostenute ad elementi eterometrici di marmo in matrice di colore da grigio a verde scuro. I clasti sono tipicamente di colore da grigio chiaro a bianco e in funzione della loro taglia, disposizione relativa e rapporto con la matrice circostante, determinano un'ampia gamma di aspetti e ornamentazioni (Figura 110G);

viii) Marmo Calacatta: caratterizzato da metabrecce a clasti eterometrici di marmo da bianchi a bianco-avorio, talora con deboli colorazioni verde-chiaro in matrice di colore da giallo-ocra a grigio-verde. In genere la scarsa percentuale di matrice rende poco evidente la natura clastica del materiale;

ix) Breccia rossa: caratterizzato da metabrecce poligeniche, da clasto a matrice-sostenute, a prevalenti clasti di marmo e subordinate selci da grigio chiaro a rosse, con matrice di colore dal rosso scuro al rosso-violaceo. I clasti di marmo, da bianchi a grigio-chiari, da giallo-beige a rosa sono spesso ricchi in articoli di crinoidi e frammenti di belemniti (Figura 110E);

x) Marmo Fantastico: costituito da metabrecce poligeniche a prevalenti clasti di marmo e subordinate selci da grigio chiaro a rosse, con matrice di colore dal rosso scuro al rosso-violaceo. I clasti di marmo, da bianchi a grigio-chiari, da giallo-beige a rosa si presentano tipicamente piegati e deformati in modo tale da determinare un caratteristico disegno nei blocchi estratti (Figura 110F e Figura 111).

I Marmi cipollini sono costituiti da litotipi marmorei impuri (con fillosilicati), presenti prevalentemente nella parte alta della successione litostratigrafica dell' "Autoctono" *Auct.* In genere si tratta di calcescisti caratterizzati da un'ampia gamma di colorazioni e disegni.

xi) Cipollino: costituito da calcescisti di colore da grigio-verde a verde o da rosso a rosso-violaceo con livelli di filladi carbonatiche e filladi muscovitiche di colore da verde scuro a rosso violaceo. Sono frequentemente presenti numerose vene di calcite variamente deformate e piegate (Figura 110I). Le variazioni cromatiche, i differenti rapporti tra le componenti filladica e carbonatica, il diverso disegno dato dalle vene di calcite e quarzo, determinano per questa varietà un'ampia gamma d'aspetti e ornamentazioni di solito ben apprezzabili anche nei tagli di cava.

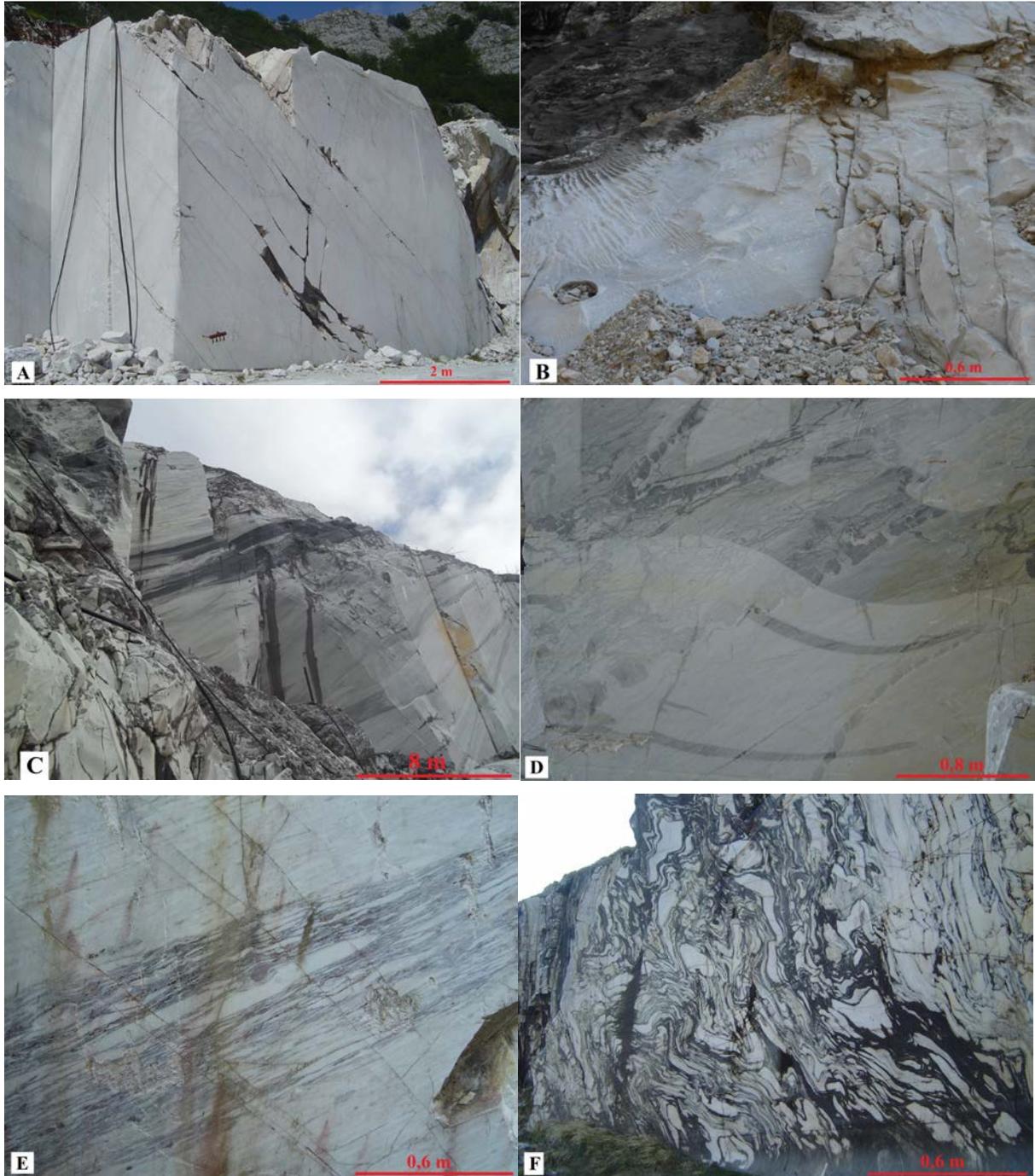
Con il termine Marmi storici ci si riferisce a marmi con peculiari caratteristiche cromatiche e di disegno oggi non più oggetto di coltivazione, ad eccezione delle Breccie di Seravezza.

xii) Breccia di Seravezza: si presentano clasto-sostenute, a prevalenti elementi di marmo di colore variabile da bianco a grigio chiaro e subordinati clasti di dolomia da grigia a giallo-arancio e rare selci. La matrice, di composizione fillosilicatica, mostra un'ampia gamma di colorazioni che vanno dal grigio-verde al verde scuro, dal rosso mattone al rosso-violaceo e localmente arricchite in cristalli di cloritoide (Figura 110H);

xiii) Rosso Rubino: caratterizzato da marmi e marmi dolomitici di colore da rosso scuro a rosso violaceo con sottili livelli filladici verdi di spessore millimetrico. Localmente sono presenti metabrecce clasto-sostenute con elementi di marmo e/o dolomia da bianchi a giallo-arancio da rosa a viola e matrice colorata dal giallo al rosso fino al rosso scuro-viola (Figura 110L);

xiv) Nero di Colonnata: marmi grigio scuri o neri a grana fine caratterizzati da livelli giallo-arancio di spessore da millimetrico a centimetrico e interstrati di dolomia da grigia a grigia scura.

In Figura 92 e Figura 93 sono riportate foto di marmette lucidate di alcune varietà merceologiche.



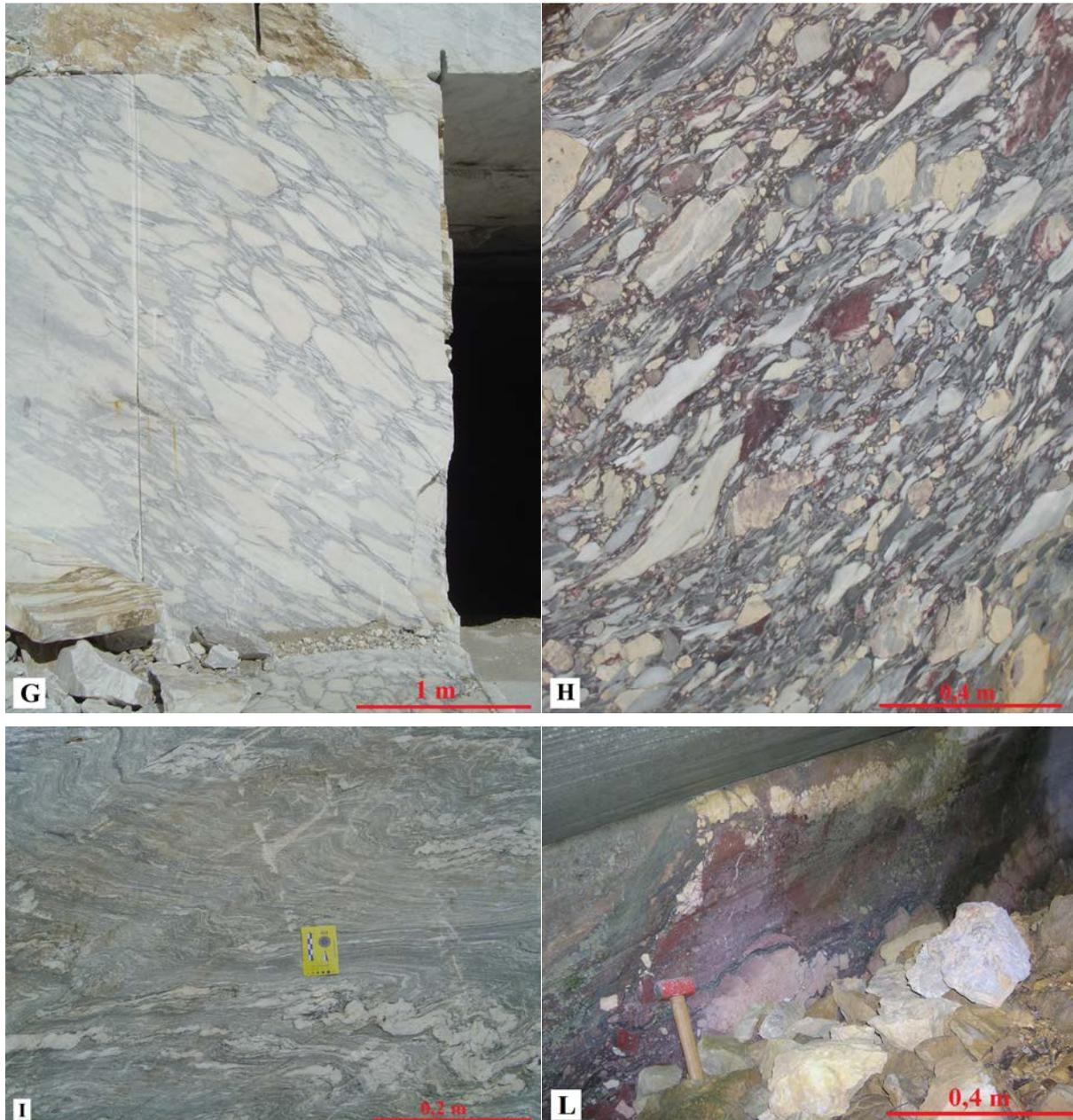


Figura 110 - Varietà merceologiche dei marmi delle Alpi Apuane: A) Fronti di coltivazione in marmo Ordinario (Cava Buca, Monte Altissimo); B) Affioramento di marmo Bianco (Cava Romana, Forno); C) Livello di marmo Grigio (Bardiglio) all'interno di marmi Ordinari (Cava Piastreta, Monte Sella); D) Taglio di cava in marmo Venato (Cava Madielle Marianna, Madielle); E) Fronte di coltivazione in Brecce Rosse (Cava Biteto II, Arnetola); F) Tagli di cava in marmo Fantastico (Cava Collettino Vagli; Arni); G) Fronte di coltivazione in marmo Arabescato (Cava Tavolini A, Monte Corchia); H) Saggio di cava in Brecce di Seravezza (Monte Corchia); I) Taglio di cava in marmo Cipollino (Cava Pendia Tana, Isola Santa); L) Fronte di coltivazione marmo Rosso Rubino (Cava Fornetto, Ponte Stazzemese).



*Figura 111 - Blocco della varietà Fantastico (Arni)*

Nelle Alpi Apuane gli affioramenti di marmo raggiungono un'estensione totale di poco superiore a 71 km<sup>2</sup> dei quali il 27% è rappresentato da marmi bianchi, il 24% da marmi grigi e/o venati, il 10% da marmi cipollini, il 2,5% da marmi brecciati e da meno dell'1% da marmi storici. Le aree restanti (34%) sono fondamentalmente costituite da affioramenti di marmo su pareti tecnicamente inaccessibili o da marmi debolmente ricristallizzati o caratterizzati da un'intensa dolomitizzazione secondaria che non presentano alcun interesse da un punto di vista commerciale.

All'interno dei marmi bianchi la varietà merceologica più rappresentata è l'Ordinario, il quale costituisce il 98,5% degli affioramenti, mentre le varietà Statuario e Bianco assieme raggiungono solo il 1,5%. La varietà Ordinario si trova in quasi tutti i principali bacini marmiferi apuani: bacini di Carrara, del M. Costa, del M. Altissimo - Alberghi e di Arni - Arnetola e lungo l'allineamento M. Sella - M. Tambura - M. Roccandagia. Le varietà Statuario e Bianco risultano molto meno diffuse e caratterizzate, in genere, da affioramenti dello spessore di pochi metri (2-10 m) e continuità laterale dell'ordine delle centinaia di metri (200-300 m). Corsi di Statuario sono localizzati nei bacini di Carrara, del M. Altissimo - Alberghi e del M. Corchia, mentre la varietà Bianco affiora nei bacini del M. Altissimo - Alberghi, di Orto di Donna e di Gorfigliano. All'interno del gruppo dei marmi grigi e/o venati i litotipi grigi rappresentano il materiale predominante (60%). Essi si trovano in tutti i principali bacini marmiferi apuani, costituendo affioramenti di notevole spessore ed estensione prevalentemente nei settori orientali e sud-orientali. Anche i marmi venati (38%) risultano ampiamente diffusi nei settori centrali e orientali. La varietà Zerbino (2%) è rappresentata da corsi di modesto spessore (massimo 10 metri) localizzati in prevalenza nel settore occidentale del bacino di Carrara e nelle aree nord-orientali delle Alpi Apuane. Tra i marmi brecciati la varietà Arabescato, oltre ad essere la più rappresentata (40%), è anche quella distribuita in modo più omogeneo; inoltre è possibile osservare come, nei settori centro orientale e sud-orientale, questo materiale raggiunga

notevoli spessori ed una maggiore continuità laterale. I principali corsi della varietà Calacatta (11%) caratterizzano in prevalenza il bacino di Carrara e quello di Arni - Arnetola, mentre quelli delle varietà Breccia Rossa e Fantastico risultano confinati quasi esclusivamente nel bacino di Arni - Arnetola. I marmi cipollini contraddistinguono i bacini marmiferi orientali e sud-orientali costituendo risorse marmifere di notevole spessore ed estensione.

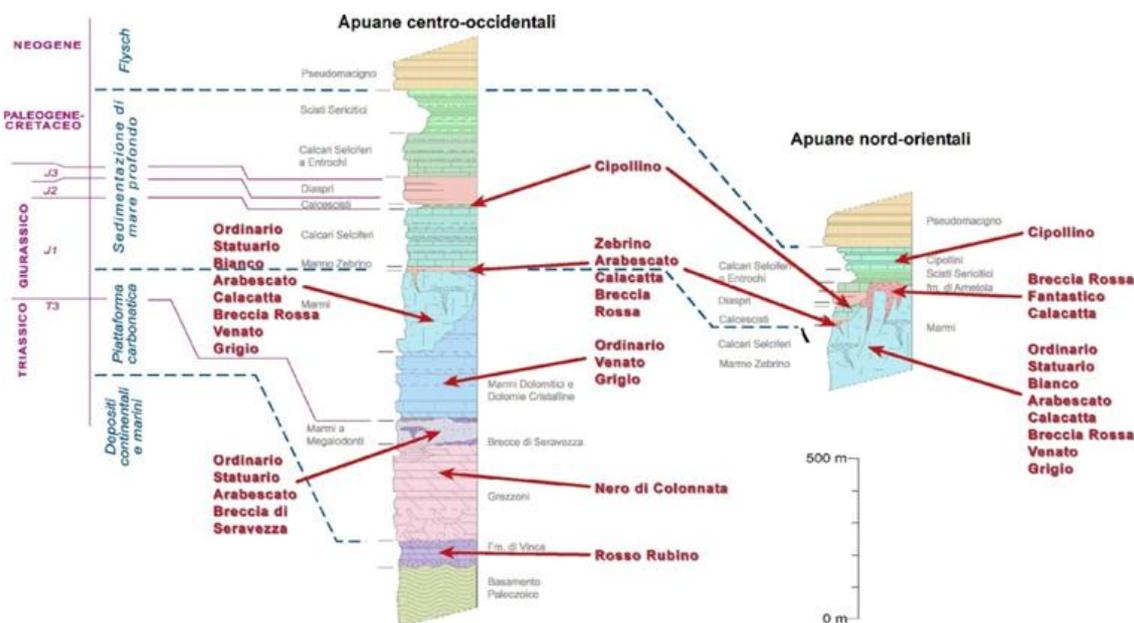


Figura 112 - Le varietà merceologiche dei marmi (in rosso) nella successione metamorfica delle Alpi Apuane.

### 9.8. Varietà merceologiche dei marmi nel Comune di Massa

Nel territorio del Comune di Massa non affiorano tutte le varietà merceologiche comprese nella categoria dei marmi storici non sono rappresentati il Rosso Rubino ed il Nero di Colonnata, così come non sono presenti in affioramento i Marmi Cipollini e le varietà Statuario, Fantastico e Breccia Rossa (Tabella 4).

Tabella 4 - Varietà merceologiche dei marmi apuani rappresentate nel territorio del Comune di Massa.

Tipo di marmo	Varietà merceologica	Nomenclatura utilizzata in questo documento
MARMİ BIANCHI	BIANCO	Bianco, Bianco P, Bianco Piastramarina
	ORDINARIO	Bianco C, Bianco C/D, Bianco D, Bianco Grecato
MARMİ VENATI	VENATO	Venato C, Venato C/D, Venato D
	ZEBRINO	Calacatta Luccicoso
MARMİ GRIGI	NUVOLATO	Nuvolato

	BARDIGLIO	Bardiglio, Bardiglio Imperiale
MARMI BRECCIATI	ARABESCATO	Arabescato, Brouilles, Biancospino
	CALACATTA	Calacatta Caldia
	BRECCIA DI SERAVEZZA	Breccia Capraia, Arabescato Type, Fior di Pesco

La terminologia utilizzata nella Tabella 4 è stata leggermente modificata nel corso del presente progetto al fine di adattarla il più possibile alla nomenclatura in uso dalle maestranze locali durante le fasi di coltivazione, lavorazione e commercio del marmo. Alcuni termini riferiti a tipologie di marmo estratte nelle cave del territorio massese sono entrati nell'utilizzo corrente da parte degli esperti del settore come ad esempio: Calacatta Luccicoso, Biancospino, Breccia Capraia ed altri. I marmi Bianchi ordinari vengono spesso ulteriormente distinti sulla base del colore di fondo preponderante: Bianco C, caratterizzato da un fondo tendente al bianco perla; Bianco C/D, il cui colore di fondo sfuma verso il grigio chiaro e Bianco D il cui fondo tende al colore grigio. Il Bianco P indica invece una varietà di marmo in cui sono assenti trame di venature grigie in un fondo uniforme di colore bianco perlaceo.

Nel Bacino di Forno sono rappresentati i marmi del fianco rovesciato della Sinclinale di Monte Altissimo. È qui coltivata presso le cave Sottovettolina e Borre Mucchietto, la varietà Calacatta Luccicoso, marmo "calacattoide" che ricorda per colore di fondo e trama la pregiata varietà Calacatta estratta principalmente nel Comune di Carrara. Si tratta di un livello di marmo posto a nucleo di una stretta piega isoclinale, fasciato nei due fianchi dalla formazione dei Metacalcri Selciferi. L'orizzonte stratigrafico della massa marmorea in oggetto può quindi essere riferito alla formazione alla porzione superiore della formazione marmifera. L'aspetto brecciato della varietà Calacatta Luccicoso è conferito dal fatto che viene tagliato in lastre con un angolo di una decina di gradi rispetto alla superficie della scistosità principale.

Nei contigui sottobacini di Gioia e di Rocchetta sono coltivati i marmi del fianco dritto della porzione meridionale della Sinclinale di Carrara. Vengono estratti in quest'area marmi di buona qualità sia bianchi che venati che grigi ed alcune particolari tipologie di breccie denominate "Brouillé" affioranti presso il confine comunale fra Massa e Carrara. Una piccola porzione dei marmi del fianco rovesciato della Sinclinale di Carrara viene coltivata presso la cava Rocchetta - Caldia in cui affiora, in un taglio al monte, il nucleo della sinclinale costituito da Metacalcri Selciferi. La cava Rocchetta - Calacatta è impostata nella formazione dei Marmi a Crinoidi dell'Unità tettonica di Massa in cui viene estratto un particolare marmo brecciato/venato conosciuto con il nome di Biancospino (Figura 113).



*Figura 113 - Sottili vene boudinate caratteristiche del marmo "Biancospino".*

I marmi del Bacino delle Madielle sono rappresentati principalmente dalla varietà Venato e da limitate percentuali di marmi brecciati e grigi. Presso la cava Capraia vengono coltivate principalmente due varietà merceologiche dell'orizzonte delle Breccie di Seravezza note dal punto di vista commerciale come Breccia Capraia e Fior di Pesco, quest'ultimo rappresentato dal punto di vista quantitativo in bassa percentuale. Recentemente nella porzione orientale della cava è stata intercettata la formazione fossilifera dei Marmi a Megalodonti.

I marmi dei Bacini di Piastreta Sella e Valsora Giacceto appartengono al fianco rovesciato della Sinclinale di Monte Altissimo (Valsora) e al fianco rovesciato dell'Anticlinale della Tambura (Piastreta). Presso Valsora sono rappresentati marmi bianchi e venati con locali e limitate lenti di marmo bianco particolarmente puro. Nella cava Piastreta vengono estratte diverse tipologie di marmo quali ad esempio metabrecce di Arabescato e Calacatta, marmi bianchi di particolare pregio ed una particolare varietà di breccie che ricorda come disegno il marmo "Brouillé" ma a differenza di quest'ultimo è caratterizzato da un fondo che tende al colore grigio con conseguenza perdita di pregio del materiale.

I marmi del Bacino Monte Cavallo appartengono al fianco dritto della Sinclinale del Monte Altissimo e nella cava omonima vengono principalmente estratti un marmo dal fondo grigio (Bardiglio), dei bianchi caratterizzati da un grado di purezza medio alto (Bianco C e Bianco P) e dei marmi venati (Venatini tipo Orto di Donna).

Di seguito sono brevemente descritte le varietà merceologiche affioranti all'interno dell'area del Comune di Massa, oggetto del Piano Attuativo.

### **9.8.1. Marmi bianchi**

Con il termine marmi bianchi s'intendono tutti quei litotipi marmorei di composizione estremamente omogenea e colori molto uniformi che variano dal bianco al bianco avorio, dal bianco perlaceo al grigio chiaro.

#### **Ordinario**

Marmi a grana fine o media-grossa, di colore bianco perlaceo fino a grigio chiaro, in genere piuttosto omogenei o variamente punteggiati da macchie grigie più o meno ampie e sfumate dovute a presenza di pirite microcristallina. Raramente si osservano irregolari trame di vene di colore grigio chiaro o scuro. L'aspetto più comune è quindi quello di una roccia massiva e compatta priva di distribuzioni preferenziali degli elementi che la compongono (Figura 114).



*Figura 114 - Blocchi di marmo ordinario (Cava Padulello, Bacino Monte Cavallo).*

#### **Bianco**

Marmi a grana fine o media, estremamente omogenei e di colore dal bianco puro al bianco perlaceo. In genere risultano privi o quasi di qualsiasi ornamentazione, tuttavia localmente presentano macchie scure più o meno isorientate o piccole vene e plaghe più chiare riempite da calcite micritica (Figura 115).

### **9.8.2. Marmi grigi e venati**

A questo gruppo appartengono tutti quei materiali caratterizzati da un colore di fondo da bianco a bianco perlaceo e venature grigie, di dimensioni che vanno dai pochi mm a decine di cm e marmi da grigio chiari a grigio scuri con vene più chiare o scure.

## **Grigio**

Marmi a grana fine o media, di colore da grigio chiaro a grigio scuro attraversati da vene grigie più scure o più chiare fino a biancastre.

L'ornamentazione risulta estremamente variabile pur rimanendo all'interno di un tipo generale: si può infatti passare da litotipi con aspetto molto eterogeneo e variegato, dato da alternanze più o meno irregolari di livelli grigi e biancastri, a materiali molto omogenei, con colori che vanno dal grigio-blauastro al grigio scuro con sottili venature più scure. Il colore scuro più o meno uniforme dell'insieme è dato da pirite microcristallina e/o pigmento carbonioso. Non di rado sono presenti masse e/o strati dolomitici più o meno regolari e continui e livelli ocracei con pirite (Figura 116).



*Figura 115 - Blocco di marmo bianco (Cava Romana, Forno).*

## **Venato**

Marmi a grana media, di colore dal bianco al bianco perlaceo, fino a grigio chiaro, con venature più scure da molto regolari ad anastomizzate e spesse in media dal mm al cm. Non sono rare macchie grigie di forma irregolare talvolta caratterizzate da una certa isorientazione.

Le macchie e le vene sono tipicamente organizzate secondo un sistema di superfici sub-parallele alla foliazione principale, identificate dai cavaatori con il termine “verso di macchia”. L'espressione si è poi estesa anche alle altre varietà merceologiche nei casi in cui queste presentano forti venature. Questa varietà è caratterizzata da un'ampia gamma di ornamentazioni determinata dalla diversa orientazione, frequenza e spessore delle vene e delle macchie grigio scuro (Figura 117).



*Figura 116 - Corso di marmo grigio (Cava Bora, Forno).*



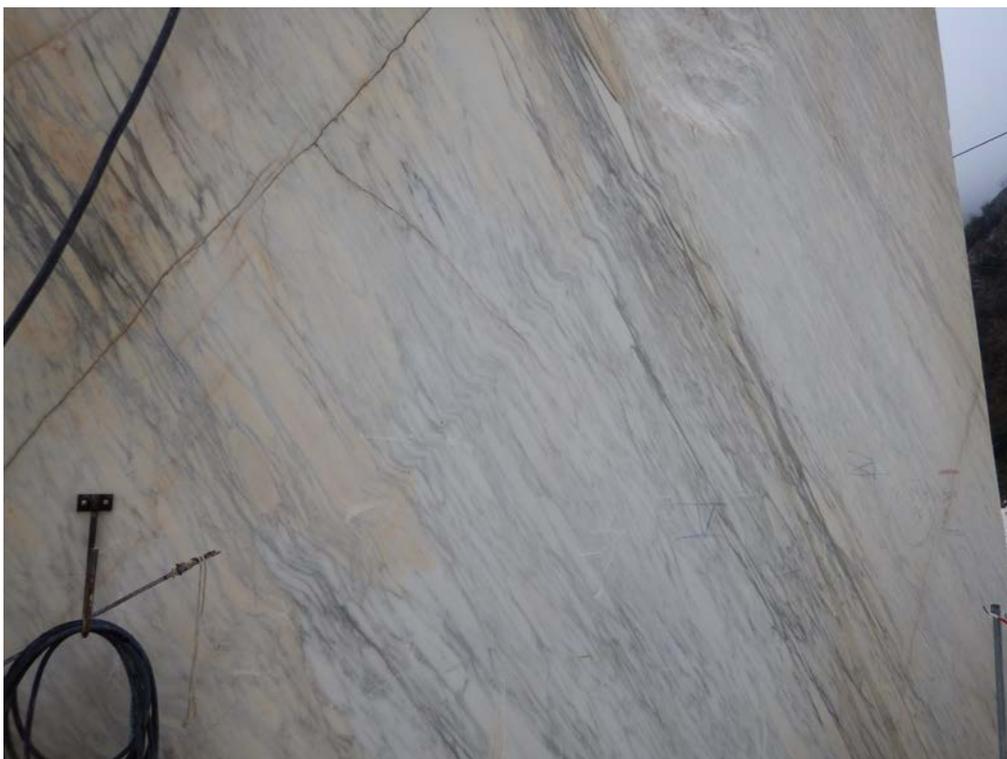
*Figura 117 - Taglio in marmo venato (Cava Padulello, Bacino Monte Cavallo).*

## **Zebrino**

Marmi a grana fine, in genere da biancastri a color avorio, talora leggermente rosati, caratterizzati dalla presenza di interstrati filladici ricchi in fillosilicati, quarzo, pirite e dolomite. Localmente sono rappresentati da marmi grigi o grigio-verdi alternati a livelli di calcescisti verdastri con noduli o liste di selce da chiara a rosata. La varietà è ben nota nel Bacino di Cerignano ma attualmente non sono attive cave che interessino questa varietà merceologica.

### **9.8.3. Marmi brecciati**

In questo gruppo ricadono gran parte delle metabrecce di composizione prevalentemente carbonatica presenti a differenti altezze nella successione litostratigrafia delle Alpi Apuane. In genere sono rappresentate da metabrecce clasto-sostenute ad elementi di marmo e matrice variamente colorata dal grigio al verde, dal rosso al viola. A causa della deformazione subita, i clasti di queste metabrecce hanno assunto una forma fortemente appiattita e allungata sulla foliazione metamorfica principale, determinando la possibilità da parte di questi materiali di assumere aspetti completamente differenti su tagli di cava diversamente orientati.



*Figura 118 - Tagli in marmo arabescato (Cava Rocchetta Caldia, Bacino estrattivo di Massa: Gioia - Rocchetta).*

## **Arabescato**

Metabrecce a clasti eterometrici di marmo immersi in una matrice, di composizione prevalentemente calcarea, di colore dal grigio più o meno scuro al verde scuro. La matrice è in genere nettamente subordinata alla frazione clastica ed è caratterizzata da locali arricchimenti in pirite microcristallina, fillosilicati, dolomite, quarzo, etc., sempre in quantità accessorie rispetto alla calcite. I clasti sono tipicamente grigio chiari-bianchi e in funzione della loro taglia, colore, disposizione relativa e rapporto con la matrice circostante determinano per questa varietà un'ampia gamma di aspetti e ornamentazioni di solito ben esposti nei diversi tagli di cava (Figura 118).

## **Calacatta**

Metabrecce a clasti eterometrici di marmo da bianchi a bianco-avorio, talora con deboli colorazioni verde-chiaro in matrice di colore da giallo-ocra a grigio-verde. In genere la scarsa percentuale di matrice rende poco evidente la natura clastica del materiale (Figura 119).



*Figura 119 - Fronti di coltivazione in marmo calacatta (Cava Rocchetta Caldia, Bacino estrattivo di Massa: Gioia - Rocchetta).*

### **9.8.4. Marmi storici**

Con il termine “marmi storici” ci si riferisce a marmi definiti da due caratteri fondamentali: il primo è che siano stati utilizzati in passato in opere di particolare rilevanza artistica, architettonica e storica; il secondo è che oggi siano rari ed infrequenti in affioramento.

Attualmente all'interno del Comune di Massa l'unica varietà merceologica appartenente ai marmi storici ancora cavata è la Breccia di Seravezza, estratta sotto il nome di Breccia Capraia presso la Cava Capraia (Bacino Caprara).

### **Breccia di Seravezza**

Metabrecce poligeniche a prevalenti clasti di marmo di colore bianco-grigio chiaro e subordinati clasti di dolomia da grigia a giallastra, immersi in una scarsa una matrice filladica (struttura clasto-sostenuta) (

Figura 120). Il colore della matrice varia notevolmente passando dal grigio-verde al verde scuro, dal rosso mattone al rosso violaceo, e la sua composizione è prevalentemente fillosilicatica, con muscovite, clorite, quarzo, epidoto, calcite, ematite e vari minerali accessori. Localmente sono presenti cristalli di cloritoide di dimensioni millimetriche e rare selci.



*Figura 120 - Particolare taglio nella breccia di Seravezza (Cava Capraia, Bacino Caprara).*

### **Nero di Colonnata**

Marmi grigio scuri o neri a grana fine caratterizzati da livelli giallo-arancio di spessore da millimetrico a centimetrico e interstrati di dolomia da grigia a grigia scura. Attualmente all'interno del Comune di Massa non è presente alcuna attività estrattiva che interessi questa varietà merceologica.

## **9.9. I Minerali dei Marmi**

Nelle cave di marmo delle Alpi Apuane sono spesso presenti fratture e cavità (geodi) in cui si rinvenivano numerose e rare specie mineralogiche. Il colore e l'abito di questi minerali nella matrice bianca del marmo rende questi minerali particolarmente ricercati dai collezionisti (Figura 121). Sono qui ricordati perché costituiscono ormai da molti anni un consolidato richiamo di collezionisti

di minerali e rappresentano uno dei tanti aspetti con cui l'attività estrattiva contribuisce al turismo delle Apuane.



*Figura 121 - Cristallo di zolfo su marmo bianco.*

A partire dal secolo XVI si hanno le prime segnalazioni di calcite spatica (luccica) e quarzo (cristalli di rocca) da parte di DEL RICCIO (1597) e alla fine del XIX secolo le specie erano circa una decina (BUSATTI, 1882, 1883; BOMBICCI, 1882; D'ACHIARDI, 1873; VIOLA, 1899; D'ACHIARDI, 1905a, 1897, 1899; ZAMBONINI, 1903; MANASSE, 1904; D'ACHIARDI, 1905b, 1906a,b; ALOISI, 1909; D'ACHIARDI, 1911a,b; PELLOUX, 1919, 1920). Con il passare degli anni le specie riconosciute sono aumentate in modo esponenziale (ORLANDI, 1974a,b; LEONI & ORLANDI, 1975; FRANZINI et alii, 1987; ORLANDI & FRANZINI, 1994).

Attualmente le specie riconosciute sono oltre un centinaio e alcune sono state qui istituite (carraraite, zaccagnaite, zincaustibite, molëoite, ecc.).

I minerali si sono formati nelle cavità del marmo in condizioni chimico-fisiche che variano da quelle immediatamente successive al picco metamorfico a quelle più recenti quasi ambientali, questo ha portato allo sviluppo in varie aree delle Alpi Apuane di associazioni paragenetiche molto interessanti e differenti tra loro. Per ulteriori informazioni si rimanda all'ampia bibliografia esistente sui minerali delle cave di marmo delle Apuane: BOERIS (1923/24), DEL GROSSO (1924/25), ZACCAGNA (1926), DELL'ANNA & QUAGLIARELLA (1967), BONATTI (1969), BOSCARDIN (1974), DE MICHELE (1974), ORLANDI (1974a,b), LEONI & ORLANDI (1975), ORLANDI & BIANCHI (1976), THEY (1977), DEL TREDICI (1978), BRACCI et alii (1978a,b), BRACCI et alii (1980), DEL TREDICI (1980), DUCHI et alii (1981), ORLANDI et alii (1980, 1981), FRANZINI et alii (1982a,b), BOSCARDIN et alii (1983), GRANAI (1985), BRIZZI (1986), FRANZINI et alii (1987), ORLANDI & DEL CHIARO (1989), DINI (1989), DEL CHIARO & LARI (1990), FRANZINI et alii (1992) ORLANDI & FRANZINI (1994), OLMI et alii (1994), ORLANDI et alii (1996), ORLANDI (1997), BELLÈ & SIMONINI (1997), PASSARINO (1998), BOMBARDA et alii (1999), ORLANDI (1999, 2000), MERLINO & ORLANDI (2001), ORLANDI & BELLÈ (2002), ORLANDI et alii (2002b), ORLANDI (2004), BONACCORSI et alii (2007), ORLANDI & CRISCUOLO (2009), BIAGIONI (2009), ORLANDI et alii (2010), ORLANDI et alii (2014) e MORINO & PASSARINO (2016).

## **9.10. Altre cave delle Apuane**

Per completezza citiamo di seguito altri tipi di materiali estratti da cave apuane, questi materiali non interessano sostanzialmente l'area del Comune di Massa (eccezion fatta per le cave di dolomia).

### **9.10.1. Cave di ardesia**

Nelle Apuane meridionali vengono estratte dalla formazione dello Pseudomacigno metarenarie a grana medio-grossolana, di colore grigio-bluastro e filladi nerastre note nel commercio, rispettivamente, con i nomi di Pietra del Cardoso e Ardesia Apuana (CARRIERO, 1978; COLI & LIVI, 2003; OGGERI & VINAI, 2003; MANCINI et alii, 2009). La coltivazione è circoscritta al settore sud-orientale delle Apuane (Stazzemesse), in particolare nei dintorni dell'abitato di Cardoso dove sono attualmente attive 4 cave.



*Figura 122 - Cava di dolomia nella formazione dei Grezzoni in località Serroni, a nord di Forno.*

### **9.10.2. Cave di calcescisti e marmi a clorite**

Nell'area delle Apuane sono presenti numerose cave dismesse di Calcescisti e marmi a clorite appartenenti alla formazione dei Calcescisti Giurassici oppure ai cipollini terziari associati alla formazione degli scisti sericitici. Negli ultimi 40 anni questi materiali, un tempo di successo, hanno

incontrato sempre meno favore del mercato e attualmente è presente un'unica cava attiva di calcescisti e marmi a clorite ubicata in località Boana nel Comune di Vagli. Da questa cava quale vengono estratti calcescisti noti con il nome di "Rosso Luana" e "Verde Luana" (Figura 100). Questi sono litotipi marmorei listati con alternanze da millimetriche a centimetriche ricche in fillosilicati impuri caratterizzati da un'ampia gamma di colorazioni e ornamentazione.

### **9.8.1. Cave di dolomia**

Nel Comune di Massa sono presenti alcune cave, attualmente inattive, nella formazione dei Grezzoni, a monte del paese di Forno (Cava Serroni, Figura 122; Cava Sordola) e in località Renara, dalle quali veniva estratta dolomia che, frantumata e polverizzata in loco, era destinata a polveri per additivi (acciaierie, vetrerie, ceramica) e per cementi. All'inizio degli anni novanta la produzione di pietra dolomitica complessiva era di circa 1 milione di tonnellate.

## **10. I RAVANETI DELLE ALPI APUANE**

### **10.1 Caratteristiche generali dei ravaneti apuani (QC4a, QC4b, QC5a, QC5b)**

In conseguenza di un'attività estrattiva intensa e prolungata nel tempo, i bacini marmiferi apuani sono caratterizzati da enormi volumi di detrito di scarto della coltivazione, i cosiddetti "ravaneti", che vengono riversati lungo i versanti adiacenti alle aree di cava e che costituiscono oramai un elemento tipico del paesaggio delle Alpi Apuane (Figura 123) (D'Amato Avanzi & Verani, 1998).



*Figura 123 - Immagine panoramica dei ravaneti della valle di Colonnata.*

Attualmente il materiale di scarto derivante dall'attività estrattiva rappresenta circa i 2/3 dello scavato a monte; pertanto, a fronte di una produzione totale per l'intero bacino marmifero apuano

che negli ultimi anni si è attestata attorno ai 1.400.000 t/anno di blocchi di marmo, si ha la messa a ravaneto di circa 2.100.000 t/anno.

Tale ingente quantitativo di materiale di scarto della lavorazione costituisce una risorsa primaria di lapideo sciolto di alta qualità ( $\text{CaCO}_3 > 98\%$ ), che trova oggi nel mercato una grande richiesta in ragione di una vasta gamma di applicazioni. Inoltre, il prelievo di tali materiali costituisce una fondamentale operazione di recupero e gestione razionale dei giacimenti stessi che in molti casi risultano totalmente, o in parte, coperti da queste spesse coltri di detrito.

I ravaneti tuttavia rappresentano oggi anche una delle possibili fonti di dissesto idrogeologico che insistono sulle aree estrattive e su alcuni centri abitati. Negli ultimi anni, infatti, molti ravaneti sono stati interessati da fenomeni di frana rappresentati in prevalenza da trasporti in massa di materiale detritico (Figura 124).

In particolare, recenti lavori (Baroni et al., 2000; Baroni et al., 2001) identificano e descrivono questi dissesti come colate di *debris flow*, ovvero, come rapidi movimenti di una miscela di detrito, acqua e aria che si comportano come un fluido viscoso. Lo studio dei dati pluviometrici registrati in concomitanza dei dissesti ha evidenziato come siano sufficienti 60 mm di pioggia in 5 ore, con intensità di soli 14 mm in un'ora, perché si arrivi all'innescò di tali movimenti e quindi come sia molto bassa la soglia per l'attivazione dei *debris flow*.

Inoltre, questi lavori (Baroni et al., 2000; Baroni et al., 2001) mettono in evidenza che l'aumento, negli ultimi anni, della frequenza di questa tipologia di dissesti è collegato all'introduzione di materiale fine all'interno dei ravaneti. In molti casi, infatti, è possibile osservare come il corpo detritico del ravaneto sia costituito dalla sovrapposizione di strati a differente composizione granulometrica e permeabilità. Blocchi grossolani con scarsa matrice sabbiosa e livelli a pezzatura più uniforme costituiscono gli strati più profondi (e quindi più antichi), mentre gli strati più superficiali risultano costituiti, oltre che da blocchi e massi di dimensioni eterogenee, anche da una grande quantità di materiale fine (limi) che diminuisce la permeabilità dell'accumulo (Figura 125).



Figura 124 - Debris flow in un ravaneto.

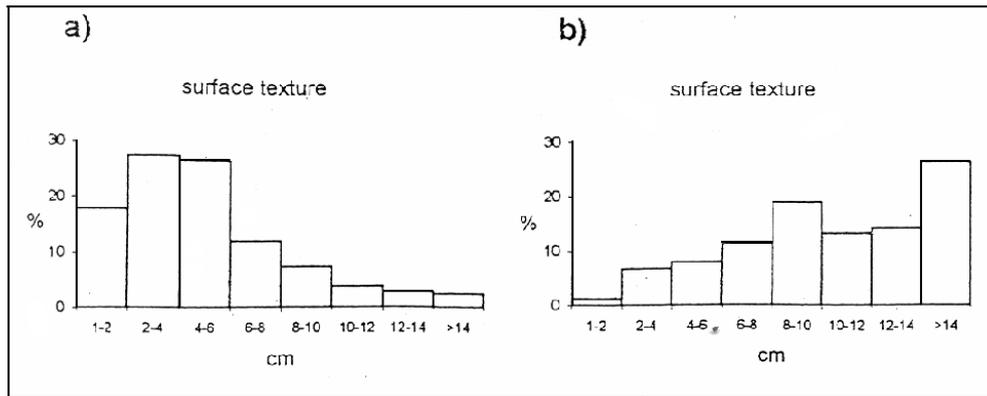


Figura 125 - Distribuzione granulometrica della parte superficiale di un ravaneto attivo (a) e di uno antico (b).

Questa situazione è frutto delle diverse tecniche di estrazione del marmo e di recupero degli scarti della lavorazione che sono state impiegate nel tempo nei bacini marmiferi apuani. L'introduzione del filo diamantato (anni '70) ha determinato infatti la produzione di notevoli quantità di polveri fini (granulometria dei limi), la cosiddetta "marmettola", alle quali, recentemente, si sommano le terre derivanti dalle operazioni di vagliatura dei clasti recuperati per la produzione del carbonato di calcio. Lo strato più superficiale dei ravaneti attivi (circa 2 metri di spessore) rappresenta quindi un livello nel quale l'incremento della frazione fine determina una drastica riduzione della permeabilità e delle caratteristiche geotecniche del materiale favorendo, anche nel caso di piogge non particolarmente intense, la saturazione del corpo detritico e conseguente innesco di dissesti. È quindi evidente come i ravaneti costituiscano per l'industria del marmo una risorsa primaria di indubbia valenza economica, che deve essere opportunamente considerata e valorizzata ma allo stesso tempo rappresentino anche fonte di seri problemi ambientali e di pericolo per la sicurezza gli addetti ai lavori e non solo.

## 10.2 Tipologie Merceologiche dei Ravaneti

Nell'ottica di una corretta pianificazione delle operazioni di recupero e riutilizzo dei materiali di scarto dell'attività estrattiva e di un sistema di prevenzione e mitigazione dei rischi idrogeologici derivanti dalla loro presenza sul territorio, tutti i ravaneti presenti all'interno dei bacini marmiferi del Comune di Massa sono stati cartografati e descritti in base alle loro principali caratteristiche fisico-geologiche e al loro stato di attività all'interno della Carta delle Tipologie Merceologiche dei Ravaneti (Carmignani et al., 2007). In particolare, essi sono stati distinti e classificati in base a 3 principali parametri:

1. **TIPOLOGIA:** in base all'osservazione macroscopica dei clasti costituenti il ravaneto e al litotipo estratto nelle cave che hanno generato il ravaneto medesimo e in accordo con gli attuali criteri di prelievo, è stato possibile distinguere i seguenti litotipi:

- **BIANCHI:** accumuli di materiali costituiti prevalentemente da clasti di marmo di colore da bianco a bianco-avorio, con rare venature grigie, e da clasti di color bianco con venature grigio scure. Questi ravaneti si generano in conseguenza dell'estrazione di varietà merceologiche di marmo tipo bianco, statuaria, ordinario, venato, calacatta e arabescato.
- **GRIGI:** accumuli di materiali costituiti prevalentemente da clasti di marmo di color da grigio a grigio scuro derivanti fondamentalmente dall'estrazione di marmi grigi.

- **COLORATI:** ravaneti costituiti prevalentemente da clasti di marmo di color da bianco a bianco-avorio o grigio, con venature da verdi a rosso-violacee. In questi litotipi la componente filladica presente nell'accumulo è rilevante. Questi ravaneti derivano dalla coltivazione di varietà merceologiche di marmo tipo breccia di Seravezza.

2. **GRANULOMETRIA:** in base alle dimensioni prevalenti dei clasti costituenti i ravaneti sono state definite e riconosciute le seguenti classi granulometriche:

- **INFORMI (I):** blocchi la cui forma irregolare non consente la riquadratura e quindi uno sfruttamento economico; clasti di forma irregolare con volumi maggiori o uguali al m<sup>3</sup>.
- **PEZZAME (P):** clasti con dimensioni medie uniformi comprese tra i 30 cm e 1 m.
- **PEZZAME E SASSI (H):** clasti con granulometria prevalente del pezzame (tra i 30 cm e 1m) e dei sassi (5 e i 30 cm).
- **MISTO (E):** sono presenti due o più classi granulometriche.

3. **GRADO DI RINATURALIZZAZIONE:** in base al grado di rinaturalizzazione rispetto alla colonizzazione di colonie di licheni (cfr. Allegato 2):

- **NON RINATURALIZZATO:** accumuli di materiale che presentano un grado di rinaturalizzazione da basso a molto basso.
- **PARZIALMENTE RINATURALIZZATO:** accumuli di materiale che presentano una colonizzazione dei licheni più o meno vistosa.
- **RINATURALIZZATO:** ravaneti che hanno raggiunto grado di rinaturalizzazione tale che una qualsiasi movimentazione del materiale causerebbe un danno maggiore rispetto al processo di rinaturalizzazione già ampiamente avviato.