

LUIGI CARMIGNANI\*, PAOLO CONTI\*,  
GIOVANNI MASSA\*, LUCA VASELLI\*\*, SERGIO MANCINI\*

## LINEAMENTI GEOLOGICI DELLE ALPI APUANE

**Riassunto** – Le Alpi Apuane e l’Appennino settentrionale appartengono alla medesima catena montuosa a *thrust* e pieghe, originatasi durante l’Era terziaria per l’accavallamento del dominio interno ligure, di origine oceanica (Tetide alpina), sui domini esterni toscani ed umbro-marchigiani. L’evoluzione tettonica dell’area ha messo in luce una prima fase di regime collisionale, seguita da una seconda fase di tipo distensivo, che ha determinato il sollevamento e l’esumazione delle unità strutturali più profonde. Proprio in corrispondenza delle Alpi Apuane si è sviluppata una grande finestra tettonica, che ha esposto un complesso metamorfico costituito, alla base, dalle formazioni dell’ “Autoctono” *Auct.*, sovrastate dall’Unità di Massa. Tra le rocce più significative del complesso apuano si pongono senza dubbio i marmi, che derivano da differenti orizzonti stratigrafici delle sequenze metasedimentarie. I marmi hanno giocato un ruolo fondamentale nei processi di deformazione crostale di questo settore della catena appenninica, grazie alla loro notevole capacità di deformarsi in modo plastico, per cui le fasi deformative riconoscibili a scala dell’intero gruppo montuoso sono ancora leggibili nella microstruttura cristallina di queste rocce.

Fin dai primordi della Geologia, le Alpi Apuane hanno sempre rappresentato l’area chiave per studiare e comprendere i processi geodinamici complessi che hanno portato alla formazione della catena appenninica. Anche per il loro contributo “storico” allo sviluppo delle conoscenze scientifiche in campo geologico, le Alpi Apuane vanno riconosciute, nella loro interezza, come un geosito di valore europeo.

**Abstract** – The Apuan Alps and the Northern Apennines belong to the same mountain range, characterized by thrust and fold belts and originated during the Tertiary period with Internal Liguride Domain of oceanic origin (Tethys Ocean) overlapping External Tuscan Domain and External Umbro-Marche Domain. Tectonic evolution of the area showed a first phase of collision and a second phase of distension which led to the uplift and unearthing of deep structural units.

A large tectonic window opened in the Apuan Alps and exposed a metamorphic complex comprised of the “Autochthonous” *Auct.* formations at its base, over which the Massa Unit lies. One of the most important and typical rocks in the Apuan complex is marble which derives from different stratigraphic horizons of metasedimentary sequences. Marble played a fundamental role in crustal deformation processes in this part of the Apennine range thanks to its ability to deform in a plastic way. Therefore, deformation phases on a large scale are still visible in the crystalline microstructure of the rocks.

Since the origin of Geology as a science the Apuan Alps have always been the key area to study and understand complex geodynamic processes which led to the formation of the Apennine range. The Apuan Alps as a whole must be recognized as an important European geo-site thanks also to their “historical” contribution to the development of knowledge in Geology.

**Key words** – Apuan Alps, metamorphic Complex, Massa Unit, “Autochthonous” *Auct.*, marbles, microfabric

### *Inquadramento geologico delle Alpi Apuane*

#### Le Alpi Apuane e l’Appennino Settentrionale

L’Appennino settentrionale è una catena a *thrust* e pieghe formata durante il Terziario come conseguenza dell’accavallamento da ovest verso est delle Unità Liguri *s.l.* sui domini esterni toscani e umbro-marchigiani (fig. 1).

Le Unità Liguri *s.l.*, caratterizzate dalla presenza di rocce ofiolitiche e dai sovrastanti sedimenti di mare profondo, rappresentano parte dell’Oceano ligure-piemontese (o Tetide Alpina), i domini esterni toscani e umbro-marchigiani costituiscono il margine continentale della microplacca Apula e sono formati da un basamento ercinico e dalla sovrastante copertura mesozoico-terziaria (fig. 2).

\*) Centro di GeoTecnologie dell’Università di Siena – via Vetri Vecchi, 34 – 52027 San Giovanni Valdarno (Arezzo).

\*\*) Istituto di Geoscienze e Georisorse del C.N.R., U.O.S. – via S. Maria, 53 – 56126 Pisa.

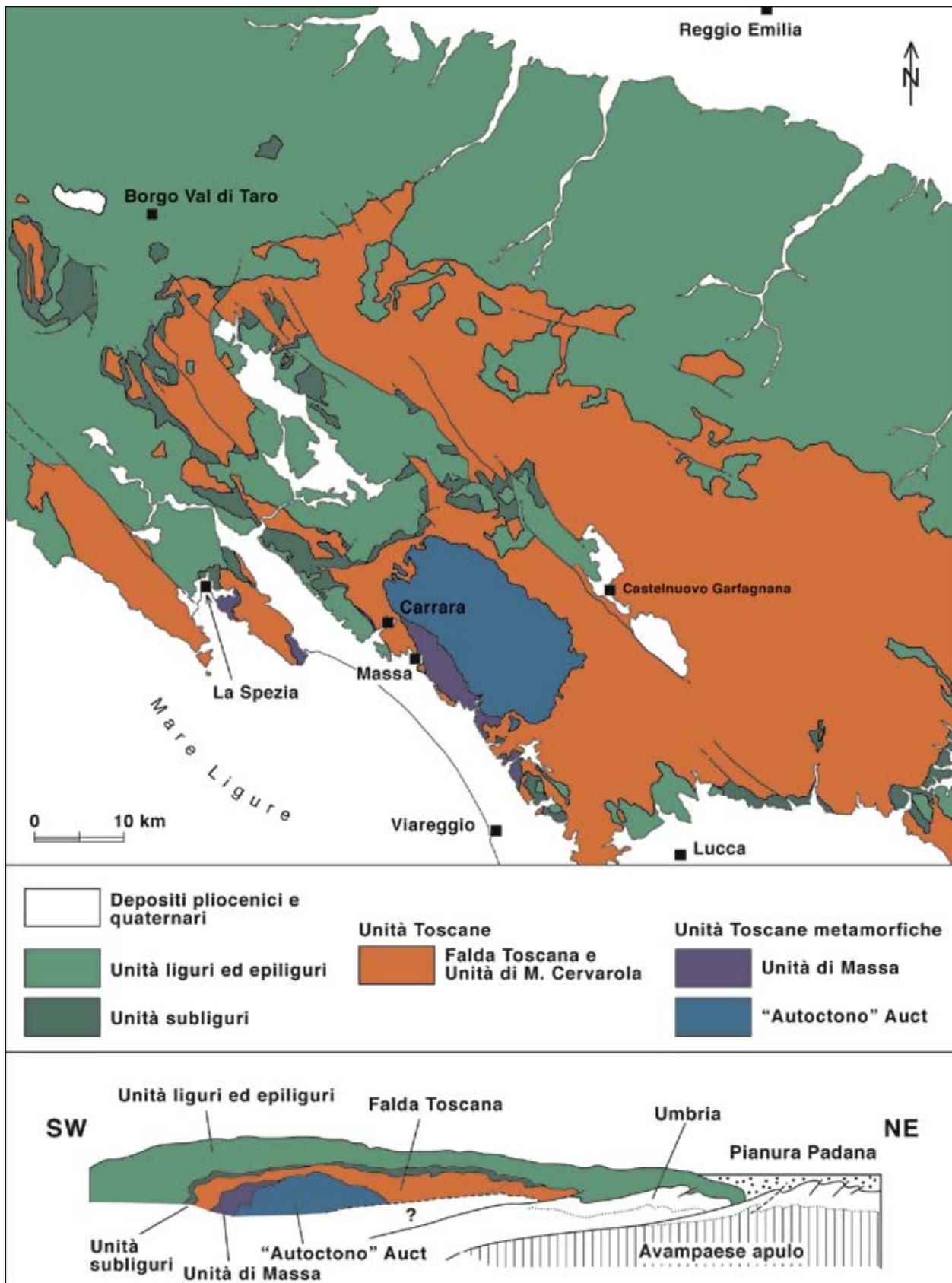


Fig. 1 – Schema tettonico dell'Appennino settentrionale e sezione schematica interpretativa

Nell'Oligocene superiore, il movimento verso est (rispetto alle coordinate attuali) del Microcontinente brianzonese (in origine appartenente alla Placca europea) determina la sua collisione con il Margine apulo e l'individuazione di un piano di subduzione

immergente verso ovest. Durante l'Oligocene-Miocene, la strutturazione dell'Appennino settentrionale avviene quindi in conseguenza della subduzione della litosfera apula al di sotto del Blocco sardo-corso. Successivamente, l'arretramento flessurale dello

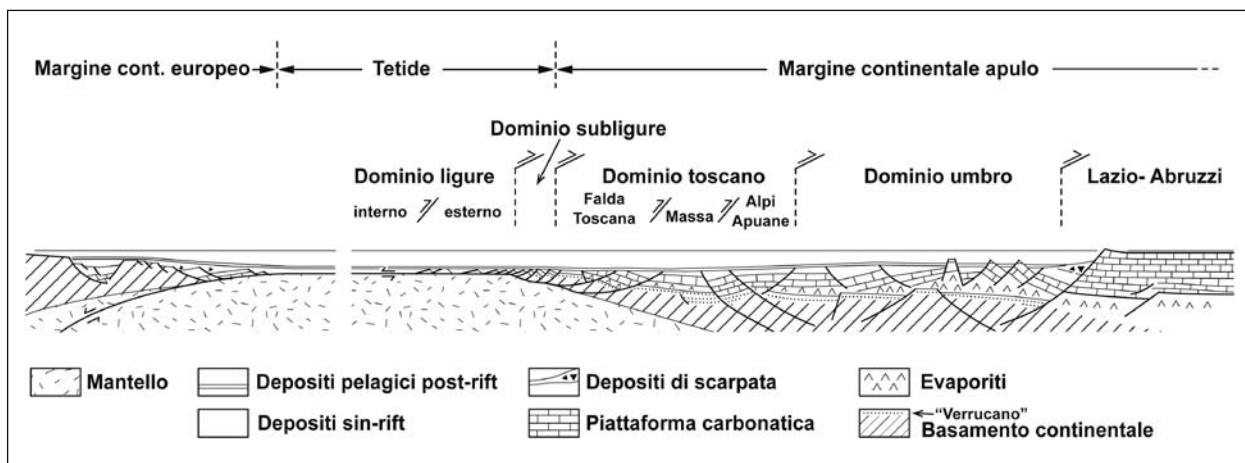


Fig. 2 – Ricostruzione al Giurassico superiore del margine continentale apulo, dell'area oceanica della Tetide e del margine continentale europeo. Le frecce indicano i sovrascorrimenti tra le unità tettoniche principali dell'Appennino settentrionale; sud ovest e nord est sono riferiti alle coordinate attuali. Da Hoogerduijn Strating (1990), Bernoulli (2001), Peybernès et alii (2001), Rossi et alii (2002) e Marroni e Pandolfi (2007), modificato

slab in subduzione determina lo sviluppo di bacini di retroarco e la formazione di crosta oceanica nel Bacino algero-provenzale, prima, e nel Tirreno dopo, contemporaneamente alla migrazione verso est della zona di subduzione e della zona di collisione e deformazione.

Le Unità che compongono l'Appennino settentrionale hanno subito quindi una complessa evoluzione tettonica nella quale, ad una prima fase di deformazione e metamorfismo, inquadrabile all'interno di un contesto geodinamico di tipo collisionale, segue una seconda fase deformativa che si esplica prevalentemente attraverso lo sviluppo di zone di taglio a basso angolo e faglie normali collegate ad un regime tettonico di tipo distensivo e che determinano sollevamento ed esumazione delle unità strutturali più profonde.

### Il Complesso metamorfico delle Alpi Apuane

Il Complesso metamorfico delle Alpi Apuane costituisce uno dei livelli strutturali più profondi (Unità metamorfiche toscane) affioranti nelle porzioni interne dell'Appennino settentrionale e per questo rappresenta un'area chiave per la comprensione dei meccanismi e processi geodinamici che hanno portato alla formazione della catena stessa. In particolare all'interno della finestra tettonica della regione apuana è possibile distinguere due unità tettono-metamorfiche sovrapposte: l' "Autoctono" *Auct.*, in posizione geometricamente inferiore, e la sovrastante Unità di Massa, la quale affiora esclusivamente nella porzione occidentale della finestra tettonica (cfr. fig. 1). All'interno delle sequenze metasedimentarie che caratterizzano le due Unità sono presenti, a differenti livelli stratigrafici marmi, metabrecce marmoree e calcescisti dai quali viene estratta la vasta gamma di pietre ornamentali di questa regione.

### Unità di Massa

L'Unità di Massa è caratterizzata da un basamento paleozoico sul quale poggia in discordanza una spessa sequenza sedimentaria triassica, caratterizzata dalla presenza di metavulcaniti basiche del Trias medio (fig. 3).

Le rocce della copertura mesozoica sono costituite da metaconglomerati quarzosi, granulo-sostenuti, associati a metarenarie, metasiltiti e filladi nere interpretabili come depositi silicoclastici continentali e/o costieri (conglomerati basali e filladi nere e quarziti, in fig. 3). Verso l'alto seguono livelli di rocce prevalentemente carbonatiche (marmi, meta-

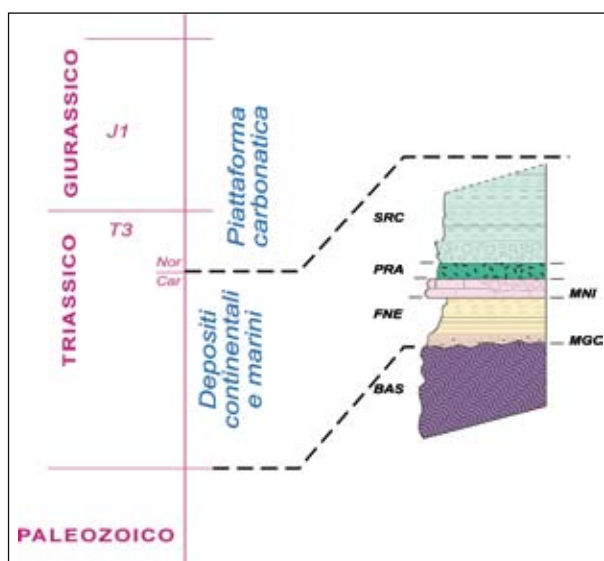


Fig. 3 – Colonna litostratigrafica dell'Unità di Massa: basamento ercinico (BAS); metaconglomerati basali (MGC), filladi nere e quarziti (FNE), marmi a Crinoidi e metabrecce a elementi marmorei (MNI), prasiniti (PRA), filladi sericiti che ed anageniti (SRC)

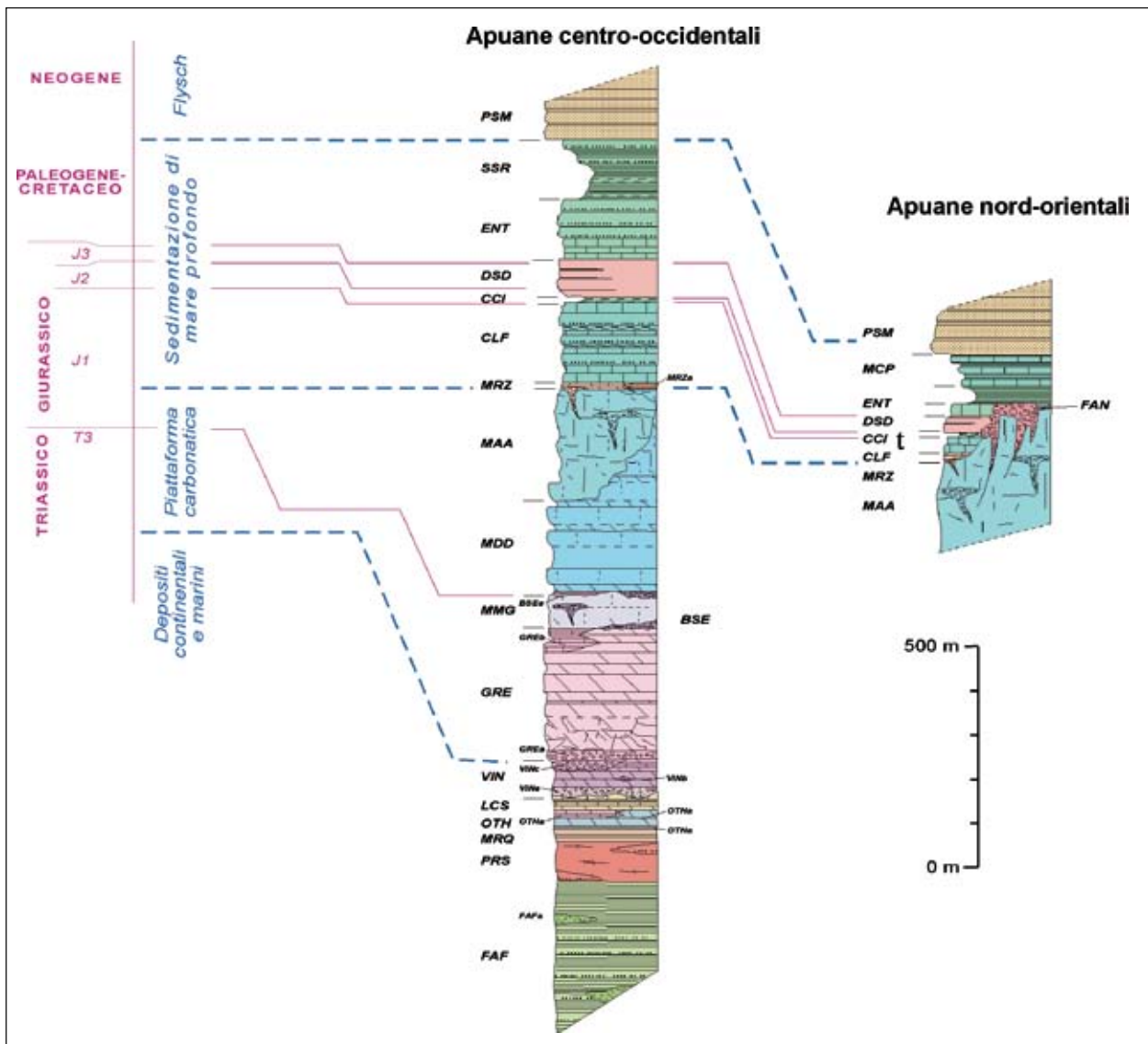


Fig. 4 – Colonna litostratigrafica dell' "Autoctono" Auct.: filladi inferiori (FAF) con intercalazioni di metavulcaniti basiche (FAFa), porfiroidi e scisti porfirici (PRS), quarziti e filladi superiori (MRQ), dolomie ad Orthoceras (OTH) con livelli a predominanti filladi grafitiche nere e quarziti scure (OTHa), dolomie cristalline grigio scure (OTHb) e metacalcari rossi nodulari (OTHc), calcescisti e dolomie scistose (LCS), formazione di Vinca [filladi e meta conglomerati (VINa), dolomie (VINb), marmi (VINc)] grezzoni (GRE), con livelli di dolomie brecciate (GREa) e marmi neri ("Nero di Colonnata") (GREb), marmi a Megalodonti (MMG), breccie di Seravezza (BSE) con livelli di filladi a cloritoide (BSEa), marmi dolomitici (MDD), marmi (MAA), marmo zebrino (MRZ) con livelli di marmi a muscovite e calcescisti (MRZa), formazione di Arnetola (FAN), calcari selciferi (CLF), calcescisti (CCI), diaspri (DSD), calcari selciferi a Entrochi (ENT), scisti sericitici (SSR), cipollini (MCP), pseudomacigno (PSM)

brecce, calcescisti e filladi carbonatiche: formazione dei Marmi a crinoidi) derivate da depositi carbonatici di piattaforma ristretta e da successivi depositi neritico-pelagici con intercalazioni di metabasiti alcaline (prasiniti e scisti verdi). Quest'ultime testimoniano un vulcanismo basico di interplacca legato al *rifting* medio-triassico. La successione si chiude con livelli di metaconglomerati a prevalenti clasti di quarzo, quarziti e filladi di origine continentale-litorale (filladi sericitiche ed anageniti).

La successione è caratterizzata da un metamorfismo alpino con paragenesi di facies scisti verdi di alta pressione (cianite+cloritoide+fengite), mentre le rocce del basamento paleozoico sono interessate

anche da deformazioni e metamorfismo pre-alpino in facies scisti verdi. Le condizioni di pressione e temperatura durante il metamorfismo alpino sono stimate tra 0,6-0,8 GPa e 420-500 °C (Franceschelli *et alii*, 1986; Jolivet *et alii*, 1998; Franceschelli e Memmi, 1999; Molli *et alii*, 2000a).

#### Autoctono

La successione dell' "Autoctono" Auct. è costituita da un Basamento paleozoico sul quale poggia in discordanza una successione metasedimentaria del Trias sup.-Oligocene (fig. 4).

Le rocce del Basamento paleozoico sono del tutto correlabili con quelle presenti nel basamento

dell'Unità di Massa e, analogamente a queste, registrano una deformazione e metamorfismo in facies scisti verdi legato all'orogenesi ercinica.

Le rocce della copertura mesozoica sono rappresentate da metaconglomerati poligenici, metarenarie calcaree e dolomie silicoclastiche con intercalazioni di metabrecce riferibili ad un ambiente deposizionale di tipo transizionale, da continentale a marino costiero (formazione di Vinca), seguiti dalle dolomie della piattaforma carbonatica tardo-triassica dei "Grezzoni".

Verso l'alto seguono i metacalcari micritici fossiliferi dei calcari e marne di Colonnata (membro della formazione dei "Grezzoni") e i marmi localmente muscovitici della formazione dei Marmi a Megalodonti, intercalati a metabrecce poligeniche (Brecce di Seravezza) e scisti a cloritoide. Le metabrecce poligeniche e i livelli di scisti a cloritoide testimoniano episodi di emersione della piattaforma carbonatica con formazione di livelli lateritico-bauxitici e deposizione di *debris flow* ai piedi di scarpate tettonicamente attive.

Marmi più o meno dolomitizzati, dolomie cristalline, marmi e metabrecce monogeniche caratterizzano le sovrastanti formazioni dei Marmi dolomitici e dei Marmi, le quali rappresentano lo sviluppo di una nuova piattaforma carbonatica successiva quella tardo-triassica dei "Grezzoni". Verso l'alto seguono marmi rosati, metacalcari con selci, calcescisti e quarziti (Marmo Zebrino, Calcari selciferi, Calcescisti e Diaspri) riferibili alle fasi di annegamento della piattaforma carbonatica dei marmi e impostazione di una sedimentazione di tipo emipelagico. In analogia con la successione della Falda toscana (Fazzuoli, 1980), possibili sfasamenti cronologici tra i diversi blocchi subsidenti determinano l'istaurarsi di ambienti deposizionali molto diversificati, con successioni lacunose e/o condensate testimoniate dalla presenza di metabrecce poligeniche in prevalente matrice filladica (formazione di Arnetola).

Chiudono la successione metacalcari con liste e noduli di selce, calcescisti, filladi sericitiche e metarenarie quarzo-feldspatiche (Calcari selciferi a Entrochi, Cipollini, Scisti sericitici e Pseudomacigno) riferibili a depositi pelagici e di avanfossa, precedenti la strutturazione dell'area apuana all'interno della catena appenninica.

Il metamorfismo alpino nell' "Autoctono" Auct. è caratterizzato da paragenesi metamorfiche tipiche delle zone a clorite e biotite della facies scisti verdi (Giglia e Radicati di Brozolo, 1970; Carmignani *et alii*, 1978) o, basandosi sui silicati di alluminio, della zona a pirofillite+quarzo (Franceschelli *et alii*, 1986). Le temperature massime sono tra 350-450°C e le pressioni di picco del metamorfismo sono comprese tra 0,4-0,6 GPa (Di Pisa *et alii*, 1985; Franceschelli *et alii*, 1997; Molli *et alii*, 2000a).

Condizioni termiche analoghe sono proposte da Jolivet *et alii* (1998), accompagnate però da condizioni di pressione di circa 0,8 GPa.

## *Evoluzione tettonica del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane*

Le geometrie di deformazione che caratterizzano il Complesso metamorfico delle Alpi Apuane sono il risultato di due principali eventi tettono-metamorfici (fasi D1 e D2 di Carmignani e Kligfield, 1990), inquadrabili all'interno di una storia di deformazione progressiva sviluppatasi attraverso gli stadi collisionali e post-collisionali che hanno caratterizzato l'evoluzione tettonica delle porzioni interne dell'Appennino settentrionale.

Durante l'evento D1 si ha la messa in posto delle unità tettoniche più superficiali non metamorfiche (Unità liguri *s.l.* e Falda Toscana), accompagnata dalla deformazione, *underthrusting* e iniziale esumazione delle unità tettoniche più profonde. Durante la fase D2 le precedenti strutture vengono deformate da differenti generazioni di pieghe alle quali sono associate localizzate zone di taglio ad alta deformazione. Queste strutture determinano sia il progressivo *unroofing* delle unità metamorfiche che il completamento dei processi di esumazione delle stesse verso livelli strutturali più superficiali.

Mentre esiste un sostanziale accordo tra i ricercatori appartenenti a differenti scuole circa il quadro geologico regionale entro cui si colloca il Complesso metamorfico delle Alpi Apuane, differenti e spesso contrastanti opinioni persistono riguardo il significato da attribuire ad alcune strutture presenti all'interno dell' "Autoctono" Auct. In particolare negli ultimi anni il dibattito si è focalizzato sui possibili meccanismi di esumazione e il loro contesto geodinamico (Carmignani e Giglia, 1977; 1979; Carmignani e Kligfield, 1990; Molli *et alii*, 2000a; Molli e Vaselli, 2006).

Secondo i primi lavori di geologia strutturale della fine degli anni '70 (Carmignani e Giglia, 1977; 1979) le pieghe D2 si formano successivamente all'impilamento delle diverse unità tettoniche dell'Appennino settentrionale in un regime tettonico di tipo compressivo. In particolare esse si sviluppano come risultato del collasso del cuneo orogenetico in risposta all'*overthrusting* su superfici di rampa profonde e dell'interferenza ad alto angolo tra due sistemi di pieghe. Carmignani e Giglia (1979; 1983) interpretano le strutture D2 come *reverse drag fold* che si sovrappongono a pieghe fortemente non-cilindriche (*sheath fold*) D1 durante le fasi di riequilibrio isostatico della crosta ispessita. Negli anni novanta, Carmignani e Kligfield (1990) interpretano le Alpi Apuane come una struttura regionale tipo *core-complex*, da inserire in un quadro geodinamico di estensione crostale post-collisionale (fig. 5). In tale contesto la strutturazione delle pieghe D2 avviene all'interno di sistemi coniugati di zone di taglio dirette che accomodano la distensione crostale.

Questo schema è presente anche in successivi lavori (Carmignani *et alii*, 1994; 2001) ed è stato in seguito leggermente modificato (Carmignani *et alii*, 2004), prospettando l'esistenza di una zona ad alta

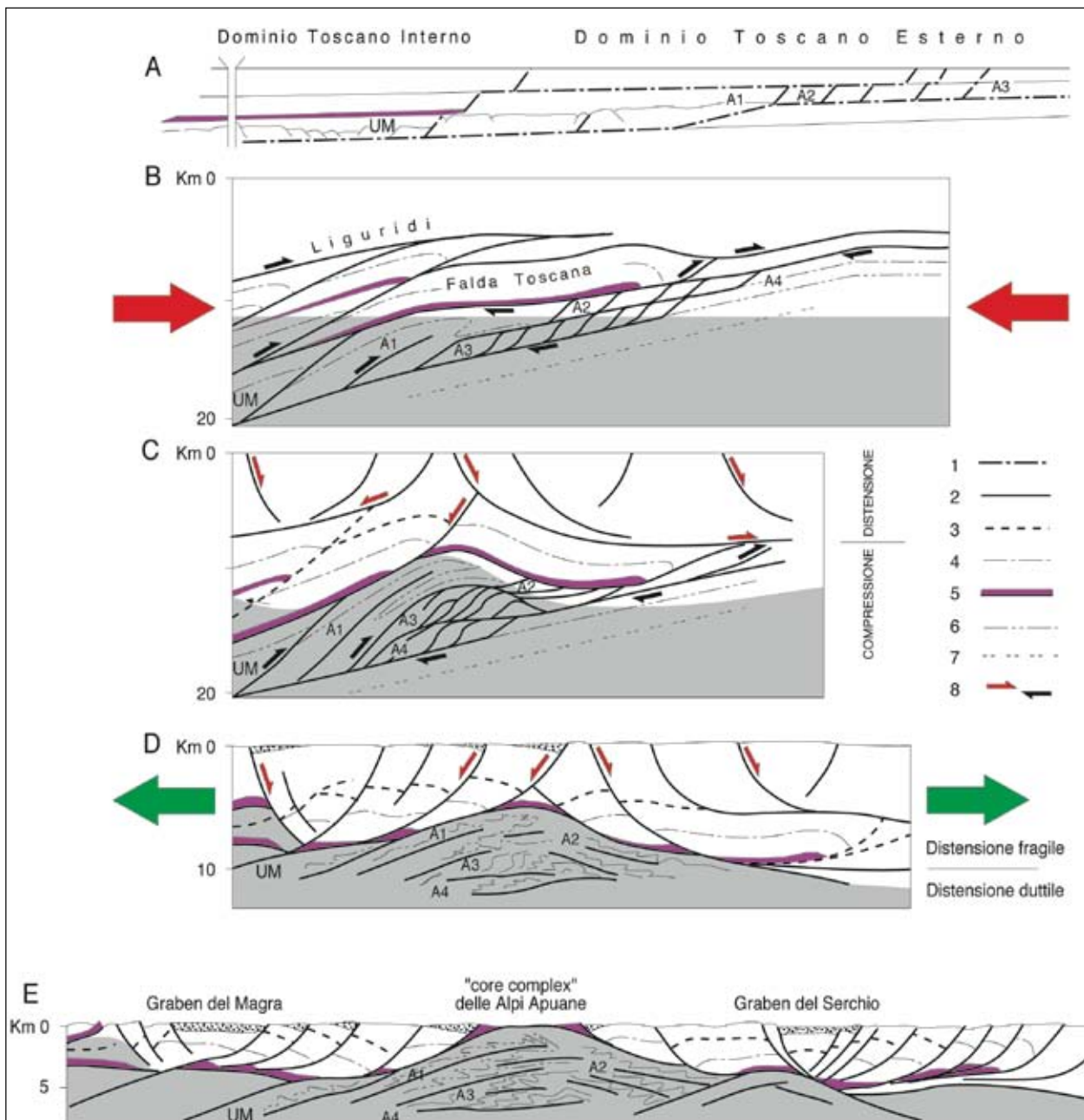


Fig. 5 – Schema dell'evoluzione tettonica delle Alpi Apuane, da Carnignani e Kligfield (1990), modificato. (a) geometria precollisionale con le tracce restaurate dei principali accavallamenti; (b) sviluppo del "duplex" apuano (Oligocene inferiore); (c) sviluppo di "antiformal stack" nel Complesso metamorfico delle Alpi Apuane e possibile inizio della tettonica distensiva (Miocene inferiore); (d) individuazione del "core complex" apuano. Il thrust di base della Falda Toscana è riattivato come faglia normale, esso separa settori estesi principalmente mediante faglie listriche e rotazione di blocchi (Falda toscana e Unità liguri s.l.) da settori estesi mediante zone di taglio duttile sin-metamorfiche (Unità di Massa e "Autoctono" Auct.) (Miocene medio-superiore); (e) esposizione delle metamorfici per denudazione e sollevamento connessi con ulteriore assottigliamento crostale (Pliocene-Pleistocene). UIM = Unità di Massa, AU = "Autoctono" Auct.

deformazione orientata nord est-sud ovest, che accomoda il movimento differenziale delle principali faglie dirette poste alla periferia orientale ed occidentale del complesso metamorfico (fig. 6).

Secondo Jolivet *et alii* (1998) le strutture D2 sono ancora da riferirsi ad un contesto tettonico di tipo compressivo, dove l'impilamento delle unità tettoniche, secondo una direzione di trasporto orientata in generale verso est, determina lo sviluppo di zone

di taglio antitetliche immergenti verso ovest (strutture tipo "domino"). Infine, Molli e Vaselli (2006), interpretando le Alpi Apuane come una "pop-up structure", connessa a livelli di scollamento crostali profondi, evidenziano come il raccorciamento verticale di un duomo, conseguente al progressivo *underplating* crostale all'interno del prisma di accrezione, sia in grado di generare pieghe di collasso analoghe a quelle osservate nell' "Autoctono" Auct.

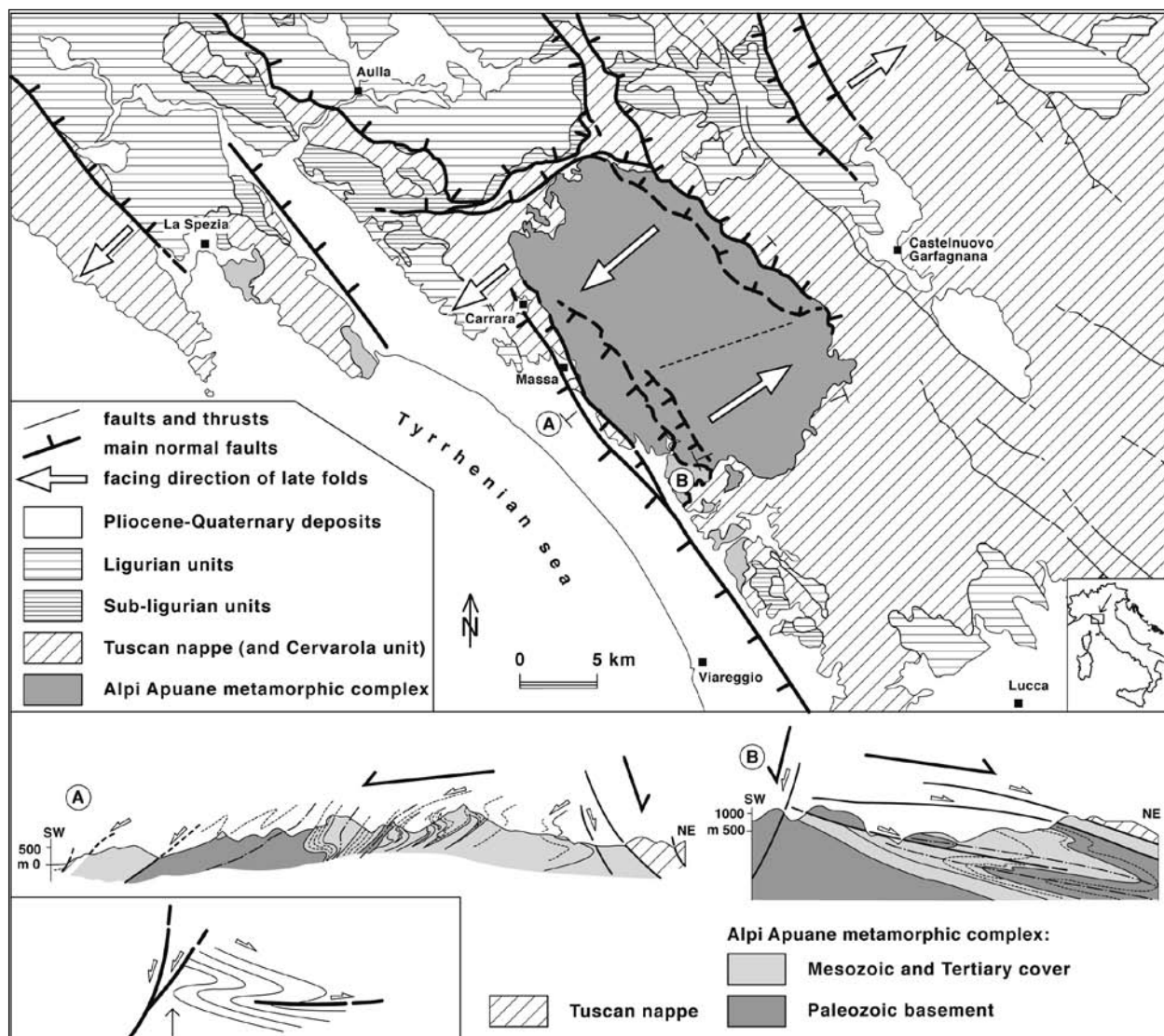


Fig. 6 – Schema tettonico dell'Appennino settentrionale; sono evidenziati i principali lineamenti e strutture legate all'evoluzione quaternaria dell'area (da Carmignani et alii, 2004)

### Strutture D1

Un'evidente anisotropia planare caratterizza la maggior parte delle rocce del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane e rappresenta la foliazione metamorfica principale (S1) legata alla fase deformativa D1. Questa foliazione metamorfica risulta essere di piano assiale di pieghe isoclinali fortemente non cilindriche (*sheath fold*), di dimensioni da millimetriche a plurichilometriche, ed è associata ad una lineazione di estensione (L1) interpretata come la principale direzione di trasporto delle unità tettoniche dell'Appennino settentrionale.

Il rovesciamento verso est delle strutture plicative D1, le relazioni angolari tra la foliazione principale e i contatti tettonici di primo ordine, così come la lineazione di estensione L1 costantemente orientata sud ovest-nord est, sono in accordo con il senso di trasporto, da sud ovest verso nord est delle varie unità tettoniche. Nell' "Autoctono" Auct. le principali strutture plicative osservabili alla scala dell'intera finestra tettonica (fig. 7) sono, da ovest verso

est: la Sinclinale di Carrara, l'Anticlinale di Vinca-Forno, la Sinclinale di Orto di Donna-M. Altissimo-M. Corchia e l'Anticlinale di M. Tambura.

Le due principali antiformi-anticlinali hanno al proprio nucleo rocce del Basamento paleozoico, mentre le sinclinali presentano al nucleo i termini più giovani della successione metasedimentaria (Scisti sericitici e Pseudomacigno).

Le geometrie di deformazione, la distribuzione dello *strain* all'interno delle diverse rocce che compongono il Complesso metamorfico delle Alpi Apuane e i dati cinematici disponibili permettono di interpretare la storia deformativa D1 come il risultato di due principali fasi:

- fase di piegamento principale (D1a): sviluppo di pieghe isoclinali coricate di dimensioni chilometriche associate ad una foliazione di piano assiale penetrativa;
- fase di accavallamento ed iniziale esumazione (*antiformal stack phase*, D1b): amplificazione e piegamento delle precedenti strutture D1a e svi-

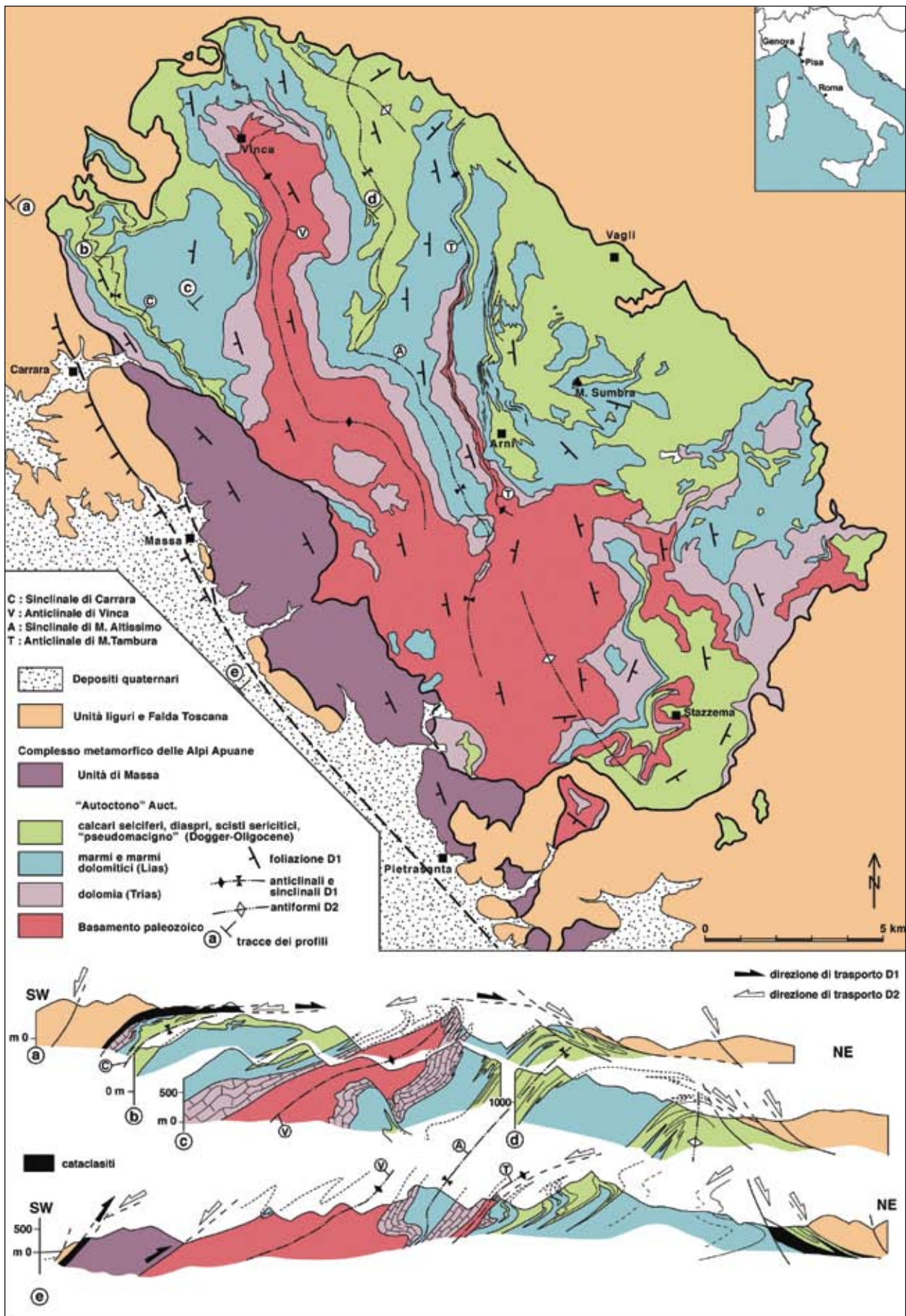


Fig. 7 – Schema tettonico delle Alpi Apuane



luppo di zone di taglio, con senso di movimento "top-to-the-NE", legate ad accavallamenti interni al prisma di accrezione e *underplating* crostale di elementi strutturali profondi.

### Strutture D2

L'evento deformativo D2 è caratterizzato dallo sviluppo di pieghe da aperte a chiuse, di dimensioni da centimetriche a plurimettriche, variamente non cilindriche ed associate ad un clivaggio di crenulazione di piano assiale generalmente sub-orizzontale. La variabilità di morfologie ed orientazioni di queste strutture è funzione del contrasto di competenza e posizione strutturale all'interno dell'edificio strutturale creato dalla tettonica a pieghe isoclinali e delle relazioni spaziali rispetto alle principali strutture D1. In accordo con le classiche interpretazioni (Carmignani e Kligfield, 1990), le pieghe D2 deformano i fianchi di una complessa mega-antiforme di scistosità (con orientazione all'incirca appenninica, nord 130°-170° est) di dimensione pari a quella dell'intera finestra tettonica delle Alpi Apuane e mostrano tipicamente un senso di rovesciamento verso est e verso ovest, rispettivamente, lungo i fianchi orientali ed occidentali dell'antiforme stessa. Queste pieghe sono legate all'attività delle faglie bordiere del nucleo metamorfico (fig. 6).

Gli stadi finali dell'evento D2 sono caratterizzati dallo sviluppo di strutture da semi-fragili a fragili rappresentate da pieghe aperte o tipo *kink* con piano assiale sub-verticale e da faglie dirette a basso e alto angolo. In particolare, in base ad analisi meso e microstrutturali (Molli e Meccheri, 2000; Ottria e Molli, 2000) è possibile osservare come le principali strutture fragili presenti nel Complesso metamorfico delle Alpi Apuane siano il risultato di storia deformativa polifasica nella quale, ad un primo stadio caratterizzato dall'interferenza tra sistemi di faglie *strike-slip* e normali, segue un secondo in cui predominano faglie dirette orientate all'incirca nord ovest-sud est.

### Relazioni tra metamorfismo e deformazione

Nel Complesso metamorfico delle Alpi Apuane la presenza in rocce idonee di minerali indice (es.: cloritoide e cianite) permette di studiare le relazioni temporali tra la crescita dei minerali metamorfici e lo sviluppo delle principali strutture deformative. Nell'Unità di Massa il cloritoide è osservato crescere in maniera sin-cinematica allo sviluppo della foliazione principale, mentre solo alcuni campioni suggeriscono la sua crescita durante gli stadi iniziali di nucleazione del clivaggio di crenulazione tardivo. Inoltre crescite post-cinematiche di cloritoide sulla foliazione tardiva non sono mai state descritte. La cianite è stata osservata sulla foliazione principale dove risulta anche essere inclusa in cristalli di cloritoide. Perciò può essere supposta anche la crescita di cianite sin dai primi stadi di formazione della foliazione principale. Nell' "Autoctono" Auct. il cloritoide

in associazione con pirofillite (Franceschelli *et alii*, 1997) può essere osservata in relazioni sin- e post-cinematiche rispetto alla foliazione principale.

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. Questa situazione testimonia come in differenti posizioni geometriche all'interno della stessa unità tettonica sia possibile osservare una diversa storia termica.

### Età della deformazione

Nelle Alpi Apuane le rocce più giovani coinvolte nei processi deformativi e metamorfici alpini sono rappresentate dalle metarenarie dello Pseudomacigno. Queste rocce sono alternate, nella parte inferiore, a calcareniti caratterizzate da un'associazione a lepidocline dell'Oligocene superiore (Dallan Nardi, 1976). I dati radiometrici disponibili (K-Ar e Ar-Ar) forniscono età comprese tra i 27 e i 20 Ma per le prime fasi deformative D1, mentre, gli stadi precoci della deformazione D2 si sviluppano a temperature superiori ai 250°C tra gli 11 e 8 Ma (Kligfield *et alii*, 1986; Molli *et alii*, 2002).

La storia più recente di esumazione del Complesso metamorfico apuano è testimoniata dalle tracce di fissione in zirconi e apatite e dalle analisi (U-Th)/He (ZHe) sui minerali stessi (Abbate *et alii*, 1994; Balestrieri *et alii*, 2003). Questi dati indicano l'intersezione con l'isograda di 70°C tra i 5 e 2 Ma ad una profondità stimabile, in base al gradiente geotermico supposto, ad una profondità di 4-5 km (fig. 8).

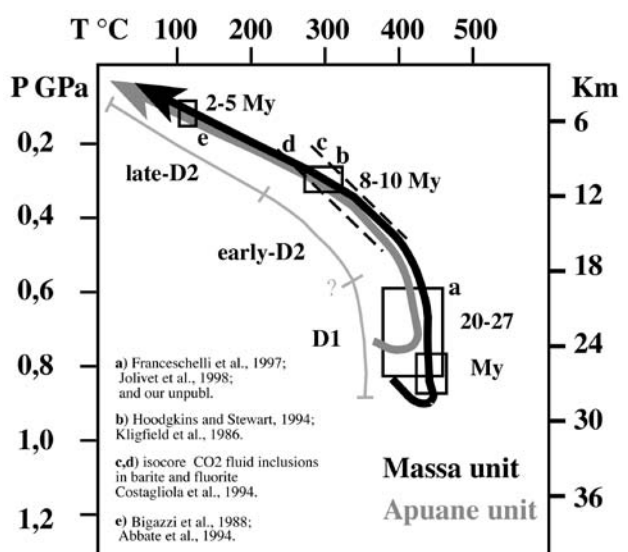


Fig. 8 - P-T-t path nel Complesso metamorfico delle Alpi Apuane. Il percorso per l'Unità di Massa è riportato in nero, mentre per l' "Autoctono" Auct. (Apuane Unit) è indicato in grigio [da Molli *et alii* (2002)]

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 (Argnani *et alii*, 2003; Bartolini, 2003; Perilli *et alii*, 2005) e nei sistemi carsici apuani (Piccini, 1994) dove sono stati recentemente datati speleotemi più vecchi di circa 1 Ma (Zanchetta *et alii*, 2005).

### I marmi delle Alpi Apuane

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 *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 alii*, 1975; Cortecchi *et alii*, 1999) e di numerosi studi sperimentali di deformazione delle rocce (Rutter, 1972; Casey *et alii*, 1978; Spiers, 1979; Schmid *et alii*, 1980; Schmid *et alii*, 1987; Wenk *et alii*, 1987; Fredrich *et alii*, 1989; De Bresser, 1991; Rutter, 1995; Covey-Crump, 1997; 1998; 2001; Pieri *et alii*, 2001b; 2001a).

I marmi presenti nelle sequenze metasedimentarie del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane derivano da differenti orizzonti stratigrafici. All'interno dell' "Autoctono" *Auct.* litologie marmoree (marmi e metabrecce mono o poligeniche) caratterizzano sia formazioni triassiche (Formazione di Vinca, Breccie di Seravezza, Marmi a Megalodonti), sia formazioni del Giurassico inferiore (Formazione dei Marmi dolomitici, Marmi s.s e Marmo zebrino). 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.

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, nei casi più semplici, determinano un raddop-

pio del loro originario spessore o una loro totale elisione tettonica.

Come è possibile osservare in fig. 7, tutte le principali strutture plicative D1 interessano le formazioni marmoree delle Alpi Apuane:

- a) la Sinclinale di Carrara presenta al proprio nucleo marmi in prevalenza appartenenti alla Formazione dei Marmi s.s. Nel Carrarese lo spessore dei metacalcari (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;
- b) l'anticlinale di Vinca-Forno è caratterizzata in prossimità della sua terminazione settentrionale da marmi appartenenti prevalentemente alla formazione dei Marmi dolomitici. Nella sua prosecuzione meridionale, invece, una serie di pieghe minori di dimensioni pluri-ettometriche coinvolgono marmi e metabrecce delle formazioni delle Breccie di Seravezza e dei Marmi s.s.;
- c) la sinclinale di Orto di Donna-M. Altissimo-M. Corchia, estendendosi in direzione nord-sud per oltre 15 Km, interessa tutte le formazioni marmoree dell' "Autoctono" *Auct.* In particolare, presso il M. Altissimo e il M. Corchia le formazioni delle Breccie di Seravezza, dei Marmi a Megalodonti e dei Marmi s.s. 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 s.s. Tuttavia, questi metacalcari 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 (*shear fold*). I litotipi marmorei affioranti, prevalentemente metabrecce mono e poligeniche e calcescisti, appartengono alla parte alta della formazione dei Marmi s.s e alle formazioni di Arnetola e dei Cipollini.

In numerosi studi sperimentali di deformazione di rocce in laboratorio sono stati utilizzati campioni di marmo provenienti dalle Alpi Apuane. Questo perché i marmi apuani sono comunemente conside-

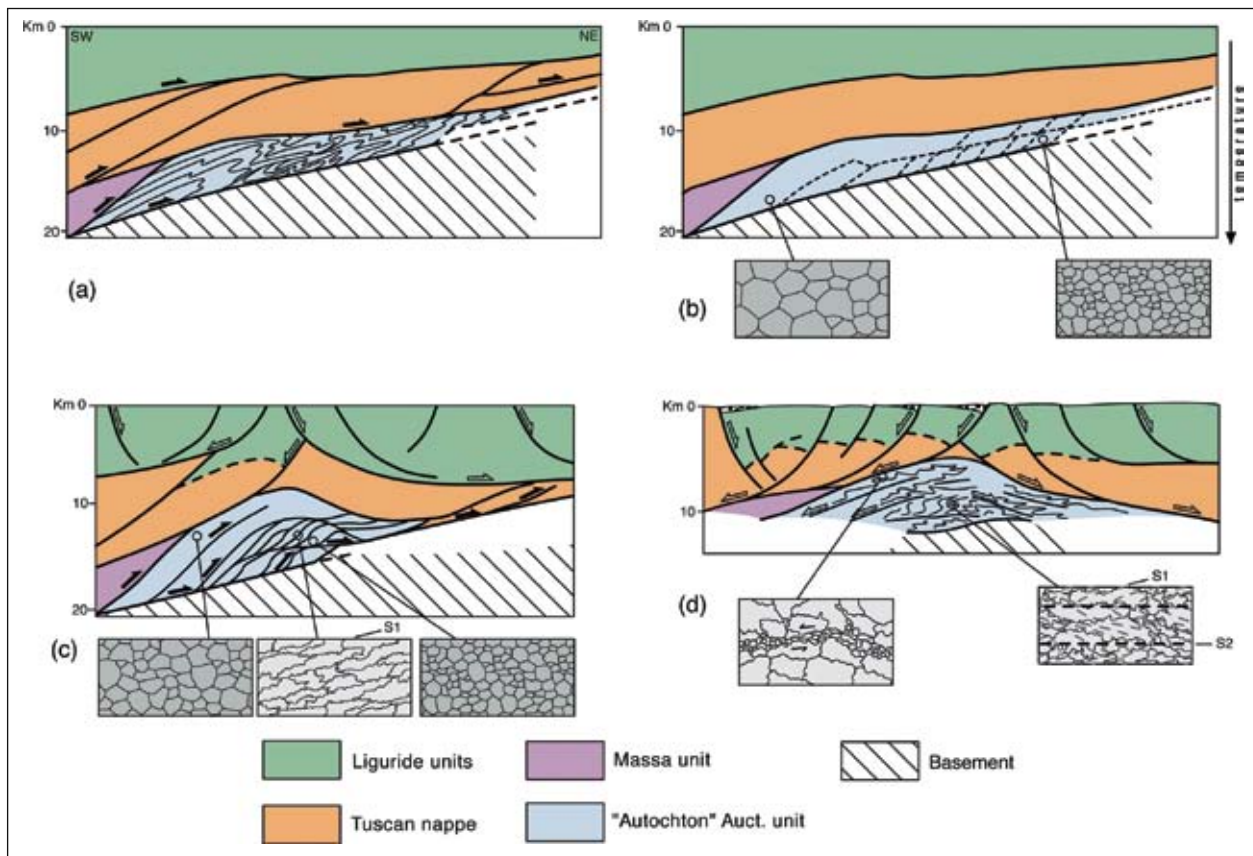


Fig. 9 – Modello tettonico evolutivo delle microstrutture dei marmi apuani [da Molli et alii (2000b)]: a) fase deformativa D1 con formazione di pieghe isoclinali di dimensioni chilometriche e sviluppo della foliazione metamorfica principale; b) in conseguenza del riequilibrio termico all'interno del 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

rati, dal punto di vista microscopico, come un esempio di materiale naturale che ha subito un completo processo di ricristallizzazione statica post-deformazione (*annealing*). A questo processo è dovuta la tipica struttura granoblastica poligonale con debole o assente orientazione cristallografica preferenziale.

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 alii, 1975; Di Pisa et alii, 1985; Coli, 1989; Cantisani et alii, 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 alii, 1985) ad un aumento delle temperature calcite-dolomite che passano dai 340-360° C delle zone orientali ai 430-450° C di quelle occidentali. Solo recenti studi (Molli e Heilbronner Panozzo, 1999; Molli et alii, 2000b) 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: struttura granoblastica a seguito di ricristallizzazione statica, tipo-B: microstrutture da ricristallizzazione dinamica sintettonica e tipo-C: geminazione tardiva) 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.

Questa variabilità microstrutturale è stata associata a strutture geologiche (pieghe e zone a deformazione localizzata) ed inserita all'interno di un modello tettonico evolutivo (fig. 9).

Durante la prima fase deformativa (D1) si ha la messa in posto delle unità tettoniche, con conseguente sviluppo di *microfabric* dinamici (fig. 9a). 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 (fig. 9b).

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 calcite/dolomite più alte rispetto agli analoghi litotipi in posizioni geometriche più elevate (settori orientali).

Durante gli stadi finali della fase deformativa D1 (fig. 9c) 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 riorganizzazione delle precedenti microstrutture statiche.

Queste *shear zones* 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" Auct.

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 (fig. 9d).

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.

## Conclusioni

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, affiorano unità metamorfiche (Unità di Massa e "Autoctono" Auct.), deformate e metamorfosate a livelli strutturali medio-profondi che, più direttamente di quelle superficiali (Falda Toscana e Unità Liguri *s.l.*), possono dare utili informazioni circa il contesto geodinamico che le ha prodotte.

La finestra tettonica apuana è già stata riconosciuta come geosito "strutturale", di valore europeo, dalla ProGEO nel progetto *Geological World Heritage: "Geosites"* dalla ProGEO, European Association for the Conservation of the Geological Heritage (Wimbledon *et alii*, 1996). Le Alpi Apuane sono per altro un territorio che, fin dai primordi delle Scienze geologiche, ha sempre destato un massimo interesse tra gli studiosi e ancora oggi è al centro di ricerche per avanzare nell'interpretazione geologica dell'Appennino. A fianco del valore "strutturale" del Complesso metamorfico apuano, va oggi riconosciuto, come indissolubile, il valore "storico" dello stesso geosito, considerando quanto le Alpi Apuane, nella loro interezza territoriale, abbiano contribuito allo sviluppo delle conoscenze scientifiche in campo geologico.

## BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BALESTRIERI M.L., BIGAZZI G., NORELLI P., QUERCIOLO C. (1994) – *Fission-track dating and recent rapid denudation in Northern Apennines, Italy*, Memorie della Società Geologica Italiana, XLVIII, 579-585.
- ARGNANI A., BARBACINI G., BERNINI M., CAMURRI F., GHIELMI M., PAPANI G., RIZZINI F., ROGLEDI S., TORELLI L. (2003) – *Gravity tectonics driven by Quaternary uplift in the Northern Apennines: insights from the La Spezia-Reggio Emilia geo-transect*, Quaternary International, 101-102, 13-26.
- BALESTRIERI M.L., BERNET M., BRANDON M.T., PICOTTI V., REINERS P., ZATTIN M. (2003) – *Pliocene and Pleistocene exhumation and uplift of two key areas of the Northern Apennines*, Quaternary International, 101-102, 67-73.
- BARTOLINI C. (2003) – *When did the Northern Apennine become a mountain chain?*, Quaternary International, 101-102, 75-80.
- BERNOULLI D. (2001) – *Mesozoic-tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily*, in “Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins”, a cura di G.B. Vai e I.P. Martini, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 307-326.
- BONATTI S. (1938) – *Studio Petrografico delle Alpi Apuane*, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, XXVI, Roma, 1-116.
- CANTISANI E., FRATINI F., MOLLI G., PANDOLFI L. (2003) – *Sulla provenienza apuana del marmo di cippi funerari etruschi*, Acta apuana, II, 19-25.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. (1977) – *Analisi mesostrutturale della zona occidentale delle Apuane metamorfiche*, Bollettino della Società Geologica Italiana, XCVI, 429-450.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. (1979) – *Large scale reverse “drag folds” in the late Alpine building of the Apuane Alps (N. Apennines)*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, LXXXVI, 109-126.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. (1983) – *Il problema della doppia vergenza sulle Alpi Apuane e la struttura del Monte Corchia*, Memorie della Società Geologica Italiana, XXVI, 515-525.
- CARMIGNANI L., KLIGFIELD R. (1990) – *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*, Tectonics, IX, 1275-1303.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G., KLIGFIELD R. (1978) – *Structural evolution of the Apuane Alps; an example of continental margin deformation in the northern Apennines, Italy*, Journal of Geology, LXXXVI, 487-504.
- CARMIGNANI L., CONTI P., CORNAMUSINI G., MECCHERI M. (2004) – *The internal Northern Apennines, the Northern Tyrrhenian Sea and the Sardinia-Corsica Block*, in “Geology of Italy”, a cura di U. Crescenti, S. D’Offizi, S. Merlini e L. Sacchi, Società Geologica Italiana, Roma, 59-77.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MECCHERI M. (1994) – *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*, Tectonophysics, CCXXXVIII, 295-315.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., KLIGFIELD R., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MECCHERI M. (2001) – *Inner Northern Apennines*, in “Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins”, a cura di G.B. Vai e I.P. Martini, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 197-214.
- CASEY M.S., RUTTER E.H., SCHMID S.M., SIDDANS A.W.B., WHALLEY J.S. (1978) – *Texture development in experimentally deformed calcite rocks*, in “Proceedings 5th International Conference on Textures of Materials”, a cura di G. Gottstein e K. Lücke, Springer Verlag, Berlin, 231-240.
- COLI M. (1989) – *Litho-structural assemblage and deformation history of “Carrara marble”*, Bollettino della Società Geologica Italiana, CVIII, 581-590.
- CORTECCI G., DINELLI E., INDRIZZI M.C., SUSINI C., ADORNI BRACCESI A. (1999) – *The Apuane Alps metamorphic complex, northern Tuscany: chemical and isotopic features of Grezzoni and Marmi dolomitici*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, CVI, 79-89.
- COVEY-CRUMP S.J. (1997) – *The high temperature static recovery and recrystallization behaviour of cold-worked Carrara marble*, Journal of Structural Geology, XIX, 225-241.
- COVEY-CRUMP S.J. (1998) – *Evolution of mechanical state in Carrara marble during deformation at 400 °C to 700 °C*, Journal of Geophysical Research, CIII, 29781-29794.

- COVEY-CRUMP S.J. (2001) – *Variation of the exponential and power law creep parameters with strain for Carrara marble deformed at 120° to 400°C*, Geophysical Research Letters, XXVIII, 2301-2304.
- CRISCI G.M., LEONI L., SBRANA A. (1975) – *La formazione dei marmi delle Alpi Apuane (Toscana); studio petrografico, mineralogico e chimico*, Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, LXXXII, 199-236.
- DALLAN NARDI L. (1976) – *Segnalazione di Lepidocycline nella parte basale dello "Pseudomacigno" delle Alpi Apuane*, Bollettino della Società Geologica Italiana, XCV, 459-477.
- DE BRESSER J.H.P. (1991) – *Intracrystalline deformation of calcite*, Geologica ultraiectina, LXXIX, Utrecht, 1-191.
- DI PISA A., FRANCESCHELLI M., LEONI L., MECCHERI M. (1985) – *Regional variation of the metamorphic temperatures across the Tuscanid 1 Unit and its implications on the alpine metamorphism (Apuan Alps, N-Tuscany)*, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, CLI, 197-211.
- FAZZUOLI M. (1980) – *Frammentazione ed annegamento della piattaforma carbonatica del Calcare massiccio (Lias inferiore) nell'area toscana*, Memorie della Società Geologica Italiana, XXI, 181-191.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I. (1999) – *Zoning of chloritoid from kyanite-facies metapsammities, Alpi Apuane, Italy*, Mineralogical Magazine, LXIII, 105-110.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L., MEMMI M., PUXEDDU M. (1986) – *Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy*, Journal of Metamorphic Geology, IV, 309-321.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I., CARCANGIU G., GIANELLI G. (1997) – *Prograde and retrograde chloritoid zoning in low temperature metamorphism, Alpi Apuane, Italy*, Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, LXXVII, 41-50.
- FREDRICH J.T., EVANS B., WONG T.F. (1989) – *Micromechanics of the brittle to plastic transition in Carrara Marble*, Journal of Geophysical Research, XCIV, 4129-4145.
- GIGLIA G., RADICATI DI BROZOLO F. (1970) – *K/Ar age of metamorphism in the Apuane Alps (Northern Tuscany)*, Bollettino della Società Geologica Italiana, LXXXIX, 485-497.
- HOOGERDUJIN STRATING E.H. (1990) – *The evolution of the Piemonte–Ligurian ocean. A structural study of ophiolite complexes in Liguria (NW Italy)*, Geologica ultraiectina, LXXIV, 1-127.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET J.P., D'AGOSTINO N., PARRA T. (1998) – *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea*, Journal of Geophysical Research, CIII, 12123-12160.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D., SCHAMEL S. (1986) – *Dating of deformation phases using K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar techniques; results from the Northern Apennines*, Journal of Structural Geology, VIII, 781-798.
- MARRONI M., PANDOLFI L. (2007) – *The architecture of an incipient oceanic basin: a tentative reconstruction of the Jurassic Liguria-Piemonte basin the Northern Apennines–Alpine Corsica transect*. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), XCVI, 1059–1078.
- MOLLI G., HEILBRONNER PANOZZO R. (1999) – *Microstructures associated with static and dynamic recrystallization of Carrara marble (Alpi Apuane, NW Tuscany Italy)*, Geologie en Mijnbouw, LXXVIII, 119-126.
- MOLLI G., VASELLI L. (2006) – *Structures, interference patterns, and strain regime during midcrustal deformation in the Alpi Apuane (Northern Apennines, Italy)*, Geological Society of America Special Paper, CDXIV, 79-93.
- MOLLI G., GIORGETTI G., MECCHERI M. (2000a) – *Structural and petrological constrains on the tectono-metamorphic evolution of the Massa Unit (Alpi Apuane, NW Tuscany, Italy)*, Geological Journal, XXXV, 251-264.
- MOLLI G., GIORGETTI G., MECCHERI M. (2002) – *Tectono-metamorphic evolution of the Alpi Apuane Metamorphic Complex: new data and constraints for geodynamic models*, Bollettino della Società Geologica Italiana, volume speciale n. 1, 789-800.
- MOLLI G., CONTI P., GIORGETTI P., MECCHERI M., OESTERLING N. (2000b) – *Microfabric study on the deformational and thermal history of the Alpi Apuane marbles (Carrara marbles), Italy*, Journal of Structural Geology, XXII, 1809-1825.
- MOLLI M., MECCHERI M. (2000) – *Geometrie di deformazione nell'alta valle di Colonnata: un esempio di strutturazione polifasica e composita nelle Alpi Apuane*, Bollettino della Società Geologica Italiana, CIXX, 379-394.

- OTTRIA G., MOLLI G. (2000) – *Superimposed brittle structures in the late orogenic extension of the Northern Apennine: results from the Carrara area (Alpi Apuane, NW Tuscany)*, Terra Nova, XII, 52-59.
- PERILLI N., PUCCINELLI A., SARTI G., D'AMATO A. (2005) – *Villafranchian deposit of the Barga and Castelnuovo Garfagnana basin (Tuscany, Italy): Lithostratigraphy and sedimentary features*, Il Quaternario, XVII, 45-85.
- PEYBERNÈS B., DURAND-DELGA M., CUGNY P. (2001) – *Reconstitution, en Corse, au Jurassique moyen-supérieur, de la marge européenne de l'océan Liguro-Piémontais, grâce à des niveaux repères à Praekurnubia crusei (foraminifère)*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, CCCXXXII, 499-506.
- PICCINI L. (1994) – *Caratteri morfologici ed evoluzione dei fenomeni carsici profondi nelle Alpi Apuane (Toscana, Italia)*, Natura Bresciana, XXX, 45-85.
- PIERI M., L. BURLINI L., KUNZE K., STRETTON I., OLGAARD D.L. (2001a) – *Rheological and microstructural evolution of Carrara marble with high shear strain: results from high temperature torsion experiments*, Journal of Structural Geology, XXIII, 1393-1413.
- PIERI M., KUNZE K., BURLINI L., STRETTON I., OLGAARD D.L., BURG J.P., WENK H.R. (2001b) – *Texture development of calcite by deformation and dynamic recrystallization at 1000°K during torsion experiments of marble to large strains*, Tectonophysics, CCCXXX, 119-140.
- ROSSI P., COCHERIE A., LAHONDÈRE D., FANNING C.M. (2002) – *La marge européenne de la Téthys jurassique en Corse: datation de trondhémites de Balagne et indices de croûte continentale sous le domaine Balano-Ligure*, Comptes Rendus Geosciences, CCCXXXIV, 313-322.
- RUTTER E.H. (1972) – *The influence of interstitial water on the rheological behaviour of calcite rocks*, Tectonophysics, XIV, 13-33.
- RUTTER E.H. (1995) – *Experimental study of the influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble*, Journal of Geophysical Research, C, 24651-24663.
- SCHMID S.M., PATERSON M.S., BOLAND J.N. (1980) – *High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble*, Tectonophysics, LXV, 245-280.
- SCHMID S.M., PANOZZO R., BAUER S. (1987) – *Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric*, Journal of Structural Geology, IX, 747-778.
- SPIERS C.J. (1979) – *Fabric development in calcite polycrystals deformed at 400°C*, Bulletin de Minéralogie, CII, 282-289.
- WENK H.R., TAKESHITA T., BECHLER, ERSKINE B.G., MATTHIES S. (1987) – *Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data*, Journal of Structural Geology, IX, 731-745.
- WIMBLEDON W.A.P., ANDERSEN S., CLEAL C.J., COWIE J.W., ERIKSTAD L., GONGGRIJP G.P., JOHANSSON C.E., KARIS L.O., SUOMINEN V. (1996) – *Geological World Heritage: GEOSITES: a global comparative site inventory to enable prioritisation for conservation*, in "Proceedings of the Second International Symposium on the Conservation of the Geological Heritage", Roma, giugno 1996, Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, LVI (2000), 1-527.
- ZACCAGNA D. (1932) – *Descrizione Geologica delle Alpi Apuane*, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, XXV, Roma, 1-440.
- ZANCHETTA G., DRYSDALE R.N., HELLSTROM J., FALICK A.E., ISOLA I., BRUSCHI G., CONCIONI A. (2005) – *L'archivio climatico preservato all'interno delle stalagmiti dell'Antro del Corchia (Alpi Apuane, Italia centrale)*, in Atti del Convegno "Le grotte raccontano: un milione di anni di storia naturale conservato nei sistemi carsici delle Alpi Apuane", Castelnuovo Garfagnana (Lucca), 11-12 Dicembre 2004, Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, serie II, XVIII, Bologna, 161-176.