

TETTONICA POST-TORTONIANA DEL SETTORE NORD-OCCIDENTALE DELL'ARCO CALABRO

INDICE

RIASSUNTO	pag. 155
ABSTRACT	" 155
INTRODUZIONE	" 156
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 157
MODELLI EVOLUTIVI DELL'ARCO CALABRO PROPOSTI IN LETTERATURA	" 158
LA SUCCESSIONE NEOGENICO- QUATERNARIA	" 159
STRUTTURE TETTONICHE	" 161
DISCUSSIONE	" 168
BIBLIOGRAFIA	" 174

RIASSUNTO

Dal Tortoniano superiore al Pleistocene medio, il tratto di orogene preso in esame è sottoposto a deformazioni tettoniche, che possono essere schematizzate in almeno quattro eventi differenziabili: fino al Pliocene medio si osservano due importanti fasi tettoniche a carattere compressivo evidenziabili dallo sviluppo di deformazioni a pieghe e *thrust*, e dai caratteri sedimentologico-stratigrafici dei bacini sin-tettonici e post-tettonici. I momenti deformativi principali si collocano: uno al passaggio Tortoniano-Messiniano, ed un secondo all'interno del Pliocene inferiore-medio. La vergenza delle strutture altomioceniche, a meno delle successive rotazioni, è attualmente verso oriente con una direzione di compressione ENE-WSW. La direzione di compressione delle strutture plioceniche è NW-SE con vergenza verso NW.

Dal Pliocene medio in poi la regione viene interessata essenzialmente da strutture trascorrenti e poi distensive. Si nota infatti lo sviluppo di una tettonica tipo *strike-slip* lungo zone di *shear* NW-SE, che vede probabilmente il suo apice durante il Pliocene superiore. Successivamente diventa predominante una tettonica distensiva con direzione di estensione circa E-W, pleistocenica, con lo sviluppo di importanti faglie dirette meridiane e con forti riattivazioni delle strutture precedenti.

La successione sedimentaria neogenico-quaternaria è stata suddivisa in sei unità stratigrafiche confinate al tetto ed alla base dalle discontinuità stratigrafiche principali:

- 1) Unità di base del Tortoniano superiore; suddivisa in un "intervallo basale" ed un "intervallo terminale".
- 2) Unità basale terrigena del Messiniano.
- 3) Unità evaporitico-terrigena del Messiniano-Pliocene inferiore, fino alla *Zona a Globorotalia margaritae* inclusa.
- 4) Unità del Pliocene medio p.p. - Pliocene superiore.
- 5) Unità del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore.
- 6) Unità del Pleistocene inferiore-medio.

Alla luce dei nuovi studi, i bacini sedimentari tortoniano-messiniano-pliocenici p.p. di questo settore dell'Arco Calabro assumono un ruolo di bacini interni alle zone di catena (tipo *piggy back*), compresi nei fronti di accavallamento e da questi successivamente deformati. Le zone di studio sono quindi reinterpretate come aree di catena interessate da fasi compressive prodotte da tettonica a *thrust* almeno fino al Pliocene medio, e solo successivamente, dopo una deformazione trascorrente, coinvolte definitivamente nelle fasce distensive peritirreniche.

ABSTRACT

This work deals the tectonic evolution, since Late Tortonian, of the north-west sector of Calabrian Arc, based on geological data.

Up to Early-Middle Pliocene two fold and thrust systems are observed. The first develops on the Tortonian/Messinian boundary and the second during the Middle Pliocene. Compressive deformations also conditioned the evolution of sin-tectonic and post-tectonic sedimentary basins. Actually the direction of compression of first thrust system is ENE-WSW while NW-SE the second.

After Middle Pliocene until Late Pliocene, develops a *strike-slip* tectonics on NW-SE master *shear* zones. Then extensional tectonics takes place with E-W direction of extension and N-S master faults.

Sedimentary sequences of coeval basins were divided into six stratigraphic units, bounded by stratigraphic discontinuities:

- 1) Upper Tortonian Basal Unit, divided into: "basal member" and "boundary member".
- 2) Messinian terrigenous Basal Unit.
- 3) Messinian-Early Pliocene, until *G.Margaritae* zone included, terrigenous-evaporitic Unit.
- 4) Middle Pliocene p.p.-Upper Pliocene Unit.
- 5) Upper Pliocene - Early Pleistocene Unit.
- 6) Early-Middle Pleistocene Unit.

New present data suggest that Tortonian-Messinian and Pliocene p.p. basins of this sector of Calabria Arc, have been deformed by late Neogenic *thrust* system. Sin-tectonic sediments of the same basins confirm their origin like *piggy back*. Then Tyrrhenian extension, preceded by *strike slip* deformations, involved this area after Middle Pliocene.

PAROLE CHIAVE: Arco Calabro; Tirreno; Tettonica e Sedimentazione; Bacini Neogenici; Tettonica Neogenica.

KEY WORDS: Calabrian Arc, Tyrrhenian Sea, Tectonics and Sedimentation, Neogenic Basins, Neogenic Tectonics.

(*) Dip. Scienze della Terra, Università degli Studi della Calabria.

INTRODUZIONE

Dall'apertura del Tirreno, nel Tortoniano superiore, (MOUSSAT *et alii*, 1986a,b; KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1989a, b; PATACCA *et alii.*, 1990) lo spostamento verso SE del fronte compressivo ionico si esplica con fasi tettoniche (PATACCA & SCANDONE, 1989) che contemporaneamente alla compressione sviluppano distensione nelle zone tirreniche di retroarco. Contestualmente l'evoluzione dei bacini sedimentari è strettamente legata alla posizione dei bacini stessi rispetto alle fasce dell'orogene. Il presente lavoro ha

analizzato l'assetto stratigrafico e le deformazioni tettoniche delle successioni sedimentarie dei bacini tardo-neogenici, e del loro substrato, affioranti in un'ampia fascia nel settore nord-occidentale dell'Arco Calabro, ovvero nel settore di raccordo tra le unità cristallino metamorfiche calabride s.l. ed i domini carbonatici appenninici. Tale raccordo è individuato in letteratura con la "Linea di Sangineto" (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976). Il fine del lavoro è stato quello di ricostruire la genesi e l'evoluzione dei bacini e la successione degli eventi deformativi post-tortoniani all'interno di questo settore dell'orogene (Fig. 1).

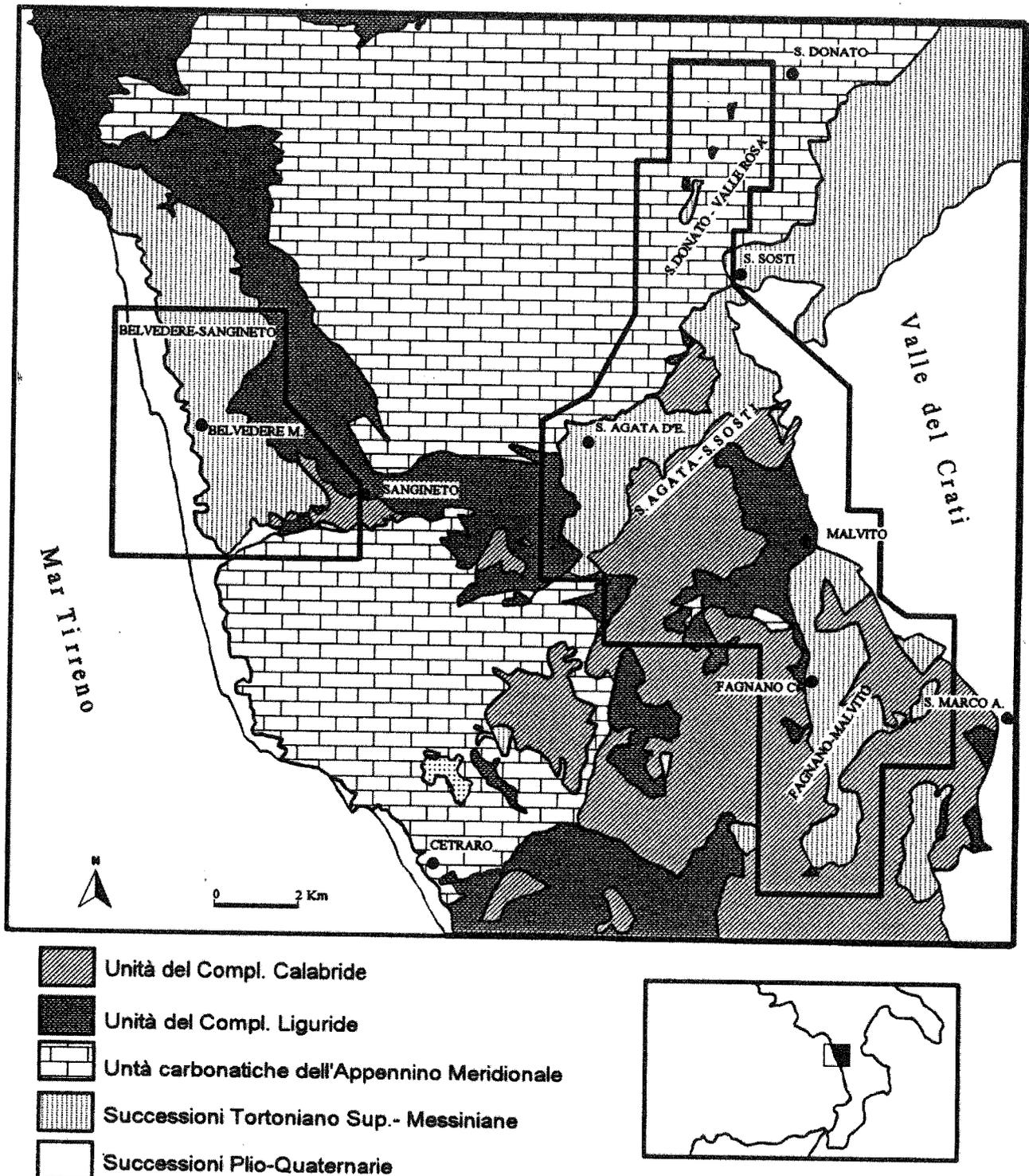


Fig. 1- Ubicazione aree di studio; nei riquadri le aree rilevate.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il substrato delle successioni neogenico-pleistoceniche è costituito da diverse unità tettono-metamorfiche e sedimentarie, di età paleozoica o mesozoica, che mostrano caratteri litologici, sedimentologici, e geo-cronologici diversi. Queste unità hanno assunto nel corso dell'orogenesi s.l. una geometria di sovrapposizione pretortoniana, che nel prosieguo della deformazione (oggetto del presente lavoro) è stata ulteriormente modificata. L'assetto geometrico primario assume quindi un importante ruolo di *marker*, e verrà di seguito in sintesi schematizzato unitamente ai principali caratteri di ogni unità. (Fig. 2).

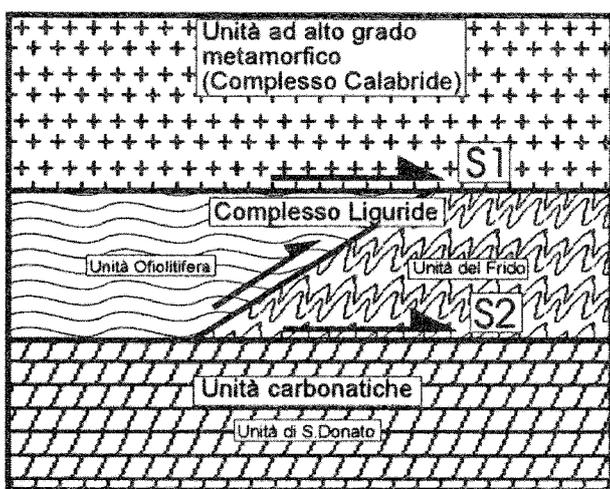


Fig. 2 - Schema non in scala dell'assetto geometrico delle unità del substrato.

L'unità tettonicamente più alta è costituita da rocce ad alto grado metamorfico, e molto raramente ignee, comprese nel Complesso Calabride di OGNIEN (1969), coincidenti con l'Unità Polia-Copanello di AMODIO MORELLI *et alii*, (1976), e con il dominio ercinico di alto grado metamorfico (MESSINA *et alii*, 1991a, b; THOMSON, 1994). In genere costituiscono il substrato della porzione tortoniana della successione neogenica.

Al disotto dei terreni del Complesso Calabride si ritrovano in contatto tettonico due unità appartenenti al Complesso Liguride: una superiore costituita da terreni ofiolitiferi con le relative coperture, coincidente con l'Unità di Malvito di AMODIO MORELLI *et alii* (1976), ed una inferiore costituita essenzialmente da metasedimenti considerati appartenenti all'Unità del Frido (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976). Le coltri calabride si sovrappongono direttamente su ambedue le unità secondo superfici di accavallamento sub-orizzontali. All'interno del Complesso Liguride l'unità ofiolitifera sovrasta tettonicamente quella metasedimentaria. La successione neogenica solo raramente ha come substrato terreni liguridi.

Le unità del dominio carbonatico appenninico sono tettonicamente sottoposte alla più bassa delle unità del Complesso Liguride. I terreni carbonatici, ed in misura minore terrigeni, affioranti nell'area sono stati attribuiti all'Unità di San Donato (Trias medio) (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; IETTO *et alii*, 1992) poiché la successione

rilevata e la distribuzione areale dei terreni coincidono con quella indicata dagli Autori.

La successione neogenico-quadernaria del settore nord calabrese, affiorante diffusamente lungo la Catena Costiera Calabria, e lungo il versante in sinistra orografica della Valle del Crati, può essere suddivisa in cinque intervalli stratigrafici. L'intervallo di base mostra caratteri sedimentologici e stratigrafici comuni a tutti i siti di affioramento, sebbene questi sono in genere arealmente ben circoscritti e limitati, ed inizia sempre con un conglomerato basale, discordante sul substrato pre-miocenico, passante a sabbie e successivamente ad arenarie e calcareniti, più raramente peliti. L'intervallo basale è datato Tortoniano inferiore e Tortoniano medio rispettivamente per le zone a sud di Cosenza e Tarsia (ROMEO & TORTORICI, 1980), Tortoniano superiore per le zone di Belvedere M. e S. Agata D'Esaro (PERRONE *et alii*, 1973) e Falconara A. (DI NOCERA *et alii*, 1979a), Tortoniano superiore-Messiniano per le zone di Amantea, S. Fili, Lungro-S. Donato e Cropalati (DI NOCERA *et alii*, 1974a, b; DI NOCERA *et alii*, 1979b). Tra la porzione arenaceo-sabbiosa e quella calcarenitica del primo intervallo, è presente, nelle zone della Catena Costiera centro-meridionale, una discordanza angolare (SPADAFORA, 1990; MORRONE, 1991).

Sull'intervallo di base si sovrappone in discordanza angolare una successione terrigeno-evaporitica fortemente variabile lateralmente. Questo secondo intervallo è attribuito al Messiniano per i settori più meridionali (ROMEO & TORTORICI, 1980) ed al periodo Messiniano-Pliocene inferiore (LANZAFAME & ZUFFA, 1976) nelle zone settentrionali. PERRONE *et alii*, (1973), DI NOCERA *et alii*, (1974a, b) e DI NOCERA *et alii*, (1979a, b) osservano in concordanza ed in continuità di sedimentazione, al disopra dell'intervallo basale, un livello pelitico al quale riferiscono il passaggio al Messiniano, e riportano un secondo ciclo trasgressivo che si sarebbe impostato discordante, di età messiniana (DI NOCERA *et alii*, 1979a, b) e messiniano-pliocenica inferiore (DI NOCERA *et alii*, 1974b). Il Pliocene inferiore è ulteriormente suddiviso da DI NOCERA *et alii*, (1974a, b), con una discordanza angolare, tra argille a *Sphaeroidinellopsis* e *Globorotalia margaritae*, corrispondenti alle argille del T.te Fiumicello di VEZZANI (1968) (secondo gli stessi Autori parte terminale del ciclo Messiniano p.p.-Pliocene inferiore appena citato, ma anche discordanti, in altre aree, sui termini alto miocenici secondo DI NOCERA *et alii*, 1974a), ed argille a *Globorotalia puncticulata* discordanti sulle prime e sui termini precedenti. A livello regionale è nota altresì la stessa discordanza infrapliocenica nelle sequenze del Tirreno (SARTORI, 1989a,b) che costituirebbe la base di un ciclo compreso tra la discordanza infrapliocenica (Zona a *Globorotalia puncticulata*.) e la successiva discordanza del Pliocene medio nella Zona a *Globorotalia aemiliana* (SARTORI 1989a,b).

Un successivo importante intervallo sedimentario, discordante sui precedenti, è costituito da depositi conglomeratici e soprattutto argillo-marnosi dell'intervallo Pliocene medio p.p.-Pliocene superiore (VEZZANI, 1968; LANZAFAME & ZUFFA, 1976). Chiudono la successione un quarto intervallo, sempre discordante, costituito da depositi sabbiosi ed argillosi datati al Pliocene terminale-Pleistocene inferiore (VEZZANI, 1968; LANZAFAME &

ZUFFA, 1976; COLELLA *et alii*, 1987), ed un intervallo finale, dato da depositi terrigeni estremamente variabili, di natura continentale e marina, del Pleistocene medio e superiore, che chiude la successione con affioramenti più limitati, nella Valle del Crati ed in bacini minori contigui (COLELLA *et alii*, 1987; RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992; PERRI & SCHIATTARELLA, 1996).

MODELLI EVOLUTIVI DELL'ARCO CALABRO PROPOSTI IN LETTERATURA

L'Arco Calabro Peloritano è un segmento della catena appenninica dove le unità tettonicamente più alte sono costituite da terreni cristallino-metamorfici di età paleozoica, derivate da crosta continentale, e da unità ofiolitifere, ad affinità alpina, nell'insieme sovrascorse sui domini appenninici costituiti da piattaforme carbonatiche, e da bacini interposti.

Nel Tortoniano superiore inizia l'apertura del Tirreno (MOUSSAT *et alii*, 1986a,b; KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1989a,b; PATACCA *et alii*, 1990) che porta alla separazione della Catena appennino-maghrebide-calabra dal Blocco sardo-corso (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976). Da questo momento in poi l'evoluzione cinematica neogenico-quadernaria dell'Arco C. è strettamente legata a quella del bacino sud-tirrenico e numerosi sono gli Autori che hanno proposto modellizzazioni, a volte contrastanti, del sistema Tirreno-Appennino-Arco Calabro.

L'evoluzione nel tempo della deformazione tardo-neogenico-quadernaria dell'Appennino è scandita da cinque fasi tettoniche principali (PATACCA & SCANDONE, 1989) e parte da un momento comune a tutti i modelli, l'apertura del Tirreno, a seguito delle prime fasi estensionali, che nel settore calabro settentrionale sono considerate infratortoniane (TORTORICI, 1981; MOUSSAT *et alii*, 1986; REHAULT *et alii*, 1987) oppure tardo serravaliane (GHISSETTI & VEZZANI, 1981, 82a).

Dal Tortoniano in poi l'Arco C. sarebbe stato sottoposto ad estensione almeno fino al Pliocene Inferiore (TORTORICI, 1981; LANZAFAME & TORTORICI, 1981; MOUSSAT *et alii*, 1986a,b; REHAULT *et alii*, 1987) con fasi parossistiche come quella intramessiniana che genera sequenze discordanti (ROMEO & TORTORICI 1980; TORTORICI, 1981). La direzione di estensione è conforme con la direzione di migrazione N120 dell'Arco (MOUSSAT *et alii*, 1986a,b; REHAULT *et alii*, 1987), oppure risulterebbe NE-SW con creazione di graben orientati NW-SE (TORTORICI, 1981; LANZAFAME & TORTORICI 1981). Lo stesso intervallo di tempo (Tortoniano-Pliocene Inferiore) secondo VAN DIJK & OKKES (1991) corrisponderebbe ad un "ciclo *strike-slip*" durante il quale la distensione e la compressione sono legate al più generale campo deformativo trascorrente strettamente connesso con la migrazione del rifting tirrenico, che è brevemente interrotto da una fase di *thrusting* intramessiniana responsabile di discordanze ed erosioni nelle zone più interne. Le discordanze e le lacune nelle sequenze intramessiniane sono messe in relazione ad una estesa fase compressiva individuata da DI NOCERA *et alii*, (1974a,b, 1975) e ORTOLANI (1978) in aree dell'attuale bordo tirrenico della Calabria (Bacino di Amantea) ed in tutto l'Appennino meridionale (PATACCA & SCANDONE,

1989). Questa fase tettonica è caratterizzata da strutture plicative e di accavallamento vergenti a nord-est. MOUSSAT *et alii*, (1986a,b) e REHAULT *et alii*, (1987) riportano anch'essi, sia pur dubitativamente, una non meglio definita fase compressiva nel Messiniano.

Alla fine del Pliocene inferiore si assiste ad un ulteriore momento compressivo (ORTOLANI, 1978; PATACCA & SCANDONE, 1989) che produce discordanze nella sedimentazione pliocenica. Secondo MEULENKAMP *et alii*, (1986) tale raccorciamento, particolarmente pronunciato in Calabria settentrionale, avviene in direzione NE-SW con movimenti traspressivi, prodotti da direzioni di compressione all'incirca E-W. VAN DIJK & OKKES (1991) segnalano uno stesso momento di prevalente raccorciamento caratterizzato, lungo le fasce di traspressione principale (NW-SE e NE-SW) da *back thrust*. ARGNANI & TRINCARDI (1988) ritrovano segni di *back-thrusting* nell'Arco C. analizzando il Bacino di Paola (bordo tirrenico) e posizionano questo evento compressivo al Pleistocene inferiore, per il piegamento delle successioni terminanti al Pliocene superiore, le quali erano state tuttavia datate da FABBRI *et alii*, (1982) e da BARONE *et alii*, (1982) al Pliocene medio.

Nel Pliocene medio una importante fase di espansione caratterizza il bacino sud-tirrenico (SARTORI, 1989a, b), a questa si associa una forte traslazione verso sud-est dell'Arco C. (MOUSSAT *et alii*, 1986a,b; REHAULT *et alii*, 1987; VAN DIJK & OKKES, 1991) accompagnata da grosse componenti di *shear* lungo le fasce trascorrenti NW-SE e da forti rotazioni dei blocchi crostali e dei lineamenti principali (GHISSETTI & VEZZANI, 1981). La traslazione è accompagnata da una importante fase compressiva, che interessa l'intera area di catena (PATACCA & SCANDONE, 1989), e che produce in Calabria essenzialmente piegamenti a largo raggio (ORTOLANI, 1978). La direzione di raccorciamento di questo evento, limitatamente alla Calabria settentrionale, è all'incirca E-W secondo PHILIP & TORTORICI (1980), N 70° secondo MOUSSAT *et alii*, (1986) e REHAULT *et alii*, (1987), e NE-SW secondo VAN DIJK & OKKES (1991).

Dopo la fase mediopliocenica la distensione, nel settore calabro settentrionale, riprende nel Pliocene superiore con direzione di estensione E-W (PHILIP & TORTORICI, 1980; GHISSETTI & VEZZANI, 1981) alla quale si aggiunge una generale tendenza al sollevamento. La catena, nella zona del fronte esterno ionico, conosce una ulteriore fase compressiva alla fine del Pliocene superiore (PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1990). Secondo TORTORICI (1981) in questa fase si imposta la Valle del Crati che deve la sua apertura alla riattivazione in senso trascorrente normale destro (TORTORICI, 1981), oppure come faglia normale a componente trascorrente sinistra, (LANZAFAME & TORTORICI 1981) della linea di Sanginetto, la quale era ritenuta fino al Pliocene superiore una faglia normale orientata NE-SW con movimenti trascorrenti sinistri in profondità (LANZAFAME & TORTORICI 1980; BOCCALETTI *et alii*, 1984). La stessa Valle del Crati è interpretata da TURCO *et alii*, (1990) e KNOTT & TURCO (1991) come un bacino originato nella zona di raccordo di due faglie trascorrenti sinistre orientate NW-SE, ruotato ed invertito col procedere della rotazione dei blocchi che lo bordano.

La distensione E-W si esplicherebbe fino all'attuale intervallata da una fase compressiva minore, posta al

Pleistocene medio con direzione di raccorciamento NNE-SSW (PHILIP & TORTORICI, 1980; MOUSSAT *et alii*, 1986a,b). REHAULT *et alii*, (1987) riconoscono anch'essi la stessa fase di compressione che sarebbe in accordo con l'esistenza, ai bordi esterni dell'Arco C., di fenomeni di *thrusting* con vergenze verso sud-est, e prevalente deformazione *strike slip* all'interno della catena (MEULENKAMP *et alii*, 1986, SARTORI, 1989b). L'ultima fase compressiva mediopleistocenica, che vede un'ulteriore avanzamento dell'arco verso sud-est, (PATACCA & SCANDONE, 1989) precede la distensione finale dell'arco stesso, accentuata dal forte *uplift* della regione innescatosi all'inizio del Pleistocene (GHISSETTI & VEZZANI 1981).

LA SUCCESSIONE NEOGENICO - QUATERNARIA

Il settore di catena oggetto di studio è caratterizzato dalla presenza di diverse zone depresse, alternate a dorsali intermedie, comprese tra il bordo tirrenico e la Valle del Crati. Tali aree depresse, nelle quali sono preservate le successioni altomioceniche, hanno costituito le diverse zone rilevate (riquadri della Fig.1), e sono denominate da ovest verso est: area Sanginetto-Belvedere, area S.Agata-S.Sosti, area Fagnano-Malvito e area S.Donato-Valle Rosa. Nel perimetro delle aree rilevate interne alla dorsale costiera, ricade una porzione del margine ovest della Valle del Crati, che qui è inteso coincidente con il limite di affioramento delle successioni alto-plioceniche-pleistoceniche

L'intera successione sedimentaria neogenico-quaternaria affiorante nel settore oggetto di studio, può essere suddivisa in sei unità stratigrafiche delimitate da discontinuità stratigrafiche principali. Tali unità, comprendono al loro interno le diverse unità litostratigrafiche (formazioni) e/o quelle biostratigrafiche (quest'ultime definite in base ai dati di letteratura) (Fig. 3):

- 1) Unità di base del Tortoniano superiore; suddivisa in due intervalli:
 - a) Intervallo basale, costituito dalla seguenti formazioni in successione trasgressiva: conglomerati di base, arenarie ed argille, argille con intercalazioni di arenarie e calcari.
 - b) Intervallo terminale, costituito in successione da: conglomerati, calcareniti e biocalcareni.
- 2) Unità basale terrigena del Messiniano: conglomerati ed arenarie, siltiti ed argille in successione trasgressiva.
- 3) Unità evaporitico-terrigena del Messiniano-Pliocene inferiore, fino alla Zona a *Globorotalia margaritae* inclusa. In successione: siltiti gialle e calcari evaporitici, argille con gessi e gessi.
- 4) Unità del Pliocene medio p.p. - Pliocene superiore. Costituita da argille ed argille marnose.
- 5) Unità del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore. In successione trasgressivo-regressiva: sabbie ed arenarie, argille azzurre, sabbie e ghiaie.
- 6) Unità del Pleistocene inferiore-medio costituita da conglomerati, ghiaie e sabbie.

Unità di base del Tortoniano

La base della successione neogenica è caratterizzata dalla presenza della formazione dei conglomerati di base direttamente discordanti sul substrato. Tale formazione è costituita da conglomerati poligenici, sterili, a

matrice arenacea arcosica rossastra, fortemente immaturi tessituralmente e composizionalmente. I clasti provengono quasi esclusivamente da rocce cristalline ed hanno dimensioni variabilissime da pochi centimetri a blocchi. Si osservano ciottoli di natura metamorfica simili alle unità affioranti nei dintorni, ma anche numerosi clasti di natura granitoide; verso l'alto sono presenti anche clasti di origine sedimentaria. Ai conglomerati si intercalano livelli metrici lenticolari di matrice arcosica completamente priva di clasti grossolani. La formazione è diffusa e riconoscibile sia sul bordo tirrenico (area Belvedere-Sanginetto) che sulle zone interne (aree S.Agata e Fagnano). I conglomerati sono litologicamente molto simili in tutte le aree e facilmente correlabili.

Nella zona di S.Agata i conglomerati evolvono sporadicamente a sabbie e quindi alla formazione delle argille con calcari ed arenarie. Nel settore di Sanginetto-Belvedere si riconoscono sopra i conglomerati le stesse argille, che in quest'area sono a volte canalizzate da grosse lenti conglomeratiche. La formazione delle argille con arenarie e calcari, è costituita da argille ed argille siltose grigio azzurre con intercalazioni di arenarie, siltiti e calcari. Le arenarie e le siltiti si presentano in straterelli a volte centimetrici mentre i calcari si intercalano in strati mediamente di uno o due decimetri. Verso San Sosti, le argille passano lateralmente, e sono sostituite, da sabbie siltose grigie con intercalazioni di arenarie e rari livelli argillosi. La formazione delle argille è anch'essa correlabile tra le diverse aree di affioramento, oltre che per i caratteri litologici costanti, anche per il contenuto microfaunistico che gli attribuisce un'età Tortoniano superiore (PERRONE *et alii*, 1973).

Al disopra della formazione argillosa, sia sul versante tirrenico che su quello interno, si ritrova un intervallo calcarenitico-arenaceo con caratteristiche uniformi. Le calcareniti si presentano di colore giallastro, spesso intercalate a livelli arenaceo-conglomeratici o a sabbie brune sciolte (sud-est di S.Agata), mentre verso l'alto sono bioclastiche. Il passaggio con le argille sottostanti è netto e sovente discordante, a volte erosivo, e nella zona di Sanginetto tra le due formazioni si interpone un corpo breccioso-conglomeratico, limitato lateralmente, nel quale compaiono con abbondanza clasti derivanti dalle unità carbonatiche.

La sedimentazione, nell'unità di base evolve rapidamente da spiccata continentalità, indicata dalla presenza dei conglomerati basali, a condizioni francamente marine (argille con arenarie e calcari). Successivamente si instaurano condizioni di mare poco profondo, forse con barre costiere (conglomerati e calcareniti a laminazione obliqua). Lo spessore totale dell'unità, mediamente circa 300 m, costituisce un valore puramente indicativo considerate le forti variabilità laterali degli spessori delle formazioni dei conglomerati e delle calcareniti. La distribuzione delle facies transizionali (conglomerati di base) può indicare, in considerazione del loro andamento e dell'aumento di spessore verso nord e nord-ovest, l'ubicazione dei margini del bacino alto-tortoniano verso oriente con un probabile allungamento in direzione NNW-SSE.

Unità terrigena del Messiniano

All'unità di base alto-tortoniana segue in discordanza angolare una successione con caratteri terrigeni

Belvedere-Sanginetto

S. Agata-S. Sosti

Valle Due Dita Fagnano-Malvito

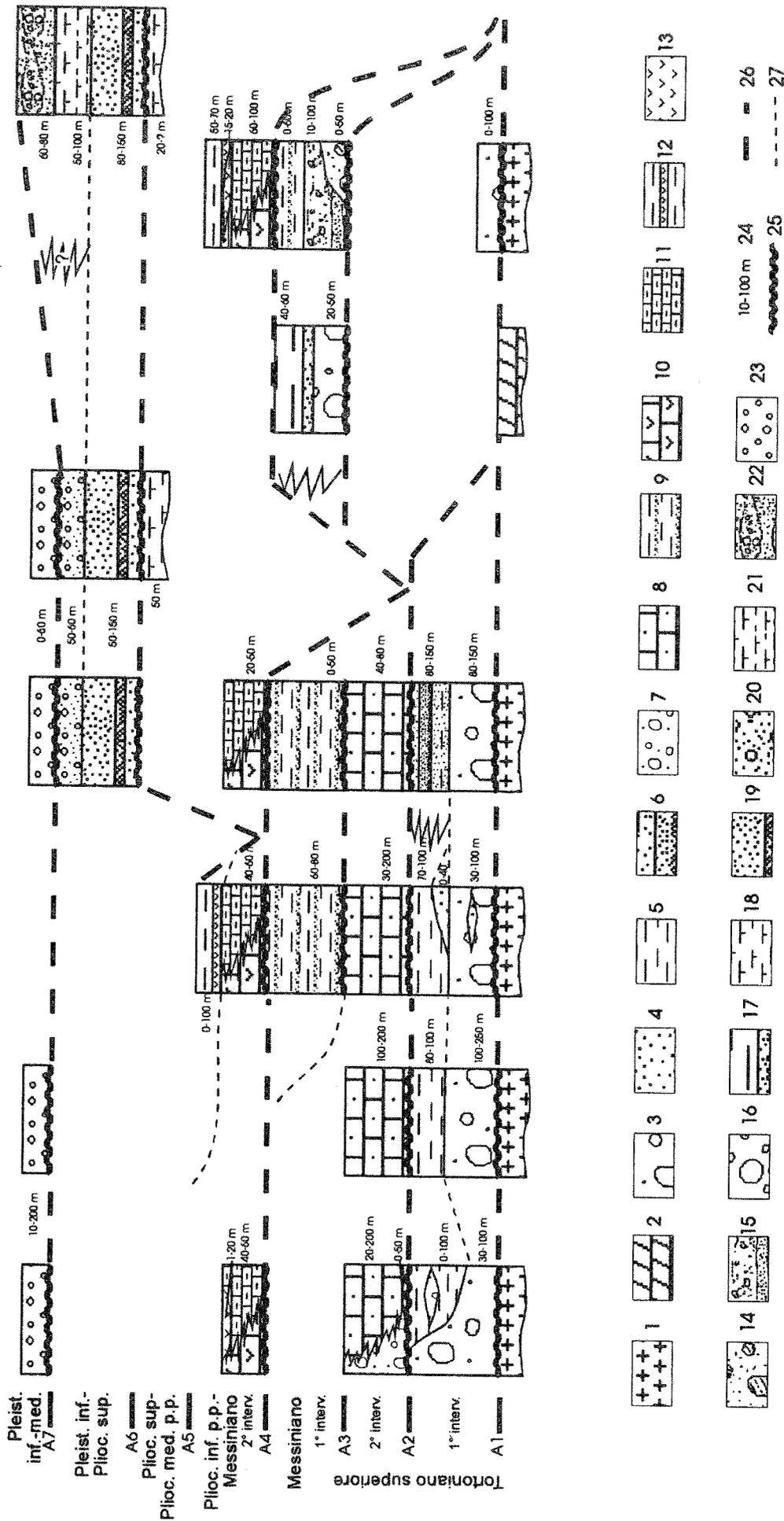


Fig. 3 - Schema stratigrafico generale. 1) Substrato cristallino; 2) Substrato carbonatico; 3) Conglomerati di base; 4) arcose rosse; 5) argille con intercalazioni di arenarie e calcari; 6) arenarie e sabbie argillose; 7) conglomerati di Serra Palazza; 8) calcareniti arenacee; 9) argille con intercalazioni di arenarie; 10) calcari evaporitici; 11) mame gialle; 12) argille e gessi; 13) gesso; 14) conglomerati monogenici di Fagnano; 15) arenarie conglomeratiche di Fagnano; 16) conglomerati poligenici di Due Dita; 17) sabbie ed argille verdastre di Due Dita; 18) argille azzurre; 19) sabbie con arenarie e calcareniti; 20) conglomerati grigi; 21) argille marmose azzurre di loggi; 22) sabbie e ghiaie; 23) conglomerati rossi; 24) spessori; 25) discontinuità stratigrafiche; 26) andamento geometrico delle discontinuità stratigrafiche; 27) correlazioni stratigrafiche.

alla base e terrigeno-evaporitici verso l'alto. La porzione terrigena esordisce con una formazione conglomeratico-arenacea affiorante nell'area di Fagnano e nella Valle Due Dita (zona S. Donato-Valle Rosa) passante lateralmente ad argille con arenarie nella zona di S. Agata. Questa formazione trasgredisce direttamente sul substrato cristallino-metamorfico (Fagnano) e carbonatico (Due Dita), oltre che nella depressione di Fagnano sui conglomerati basali e nella zona S. Agata sulle calcareniti alto-tortoniane. Nella zona Due Dita, dove prevalgono i conglomerati, la successione evolve ad arenarie ed argille con livelli evaporitici, così come le arenarie ed i conglomerati di Fagnano i quali passano mediante un sottile strato conglomeratico ad una formazione di silt argillosi nerastri, lateralmente discontinua, ed argille con livelli di calcari evaporitici. Queste successioni, nelle diverse aree, dalla datazione degli intervalli argillosi, risultano attribuite al Messiniano (LANZAFAME & ZUFFA, 1976; Servizio Geologico d'Italia, 1971; Cassa per il Mezzogiorno, 1973).

Unità evaporitico-terrigena del Messiniano

All'Unità terrigena segue l'Unità evaporitico-terrigena, che mostra alla base una formazione di calcari e breccie calcaree evaporitici passanti a siltiti e marne gialle e successivamente ad argille con gessi e gessi. I caratteri litologici e litostratigrafici di queste formazioni sono estremamente simili in tutte aree di affioramento. I calcari evaporitici e soprattutto le siltiti gialle, nella zona di Fagnano si sovrappongono in discordanza angolare sia alle argille che alle arenarie conglomeratiche di base all'intervallo, così come trasgrediscono sempre discordanti, nelle aree del bordo tirrenico e nella zona di S. Agata, direttamente sui termini dell'intervallo alto-tortoniano, oppure direttamente sul substrato come nella zona di Ioggi. I gessi, salvo pochi strati nelle argille, sono sempre risedimentati con inclusi terrigeni. L'età della successione evaporitica, per la presenza dei gessi e per il contenuto microfaunistico delle argille, è considerata messiniana da LANZAFAME & ZUFFA (1976) nella zona di Fagnano, così come per PERRONE *et alii*, (1973) nella zona di S. Agata. Dai dati di quest'ultimi Autori risulta tuttavia che nelle argille con gessi è stata ritrovata anche *Globorotalia margaritae* che estende l'età di questo intervallo fino alla porzione basale del Pliocene inferiore (BLOW, 1979; BIZON & BIZON, 1972).

Rispetto all'unità terrigena messiniana, la sedimentazione cambia decisamente e repentinamente con l'inizio della porzione evaporitico-terrigena dell'intervallo. Le siltiti e le evaporiti si trovano infatti discordanti su aree estremamente più ampie di quelle della porzione terrigena, depositandosi in molti punti direttamente sul substrato metamorfico e/o tortoniano.

Unità plio-pleistoceniche

In corrispondenza dell'intervallo Pliocene inferiore (dalla Zona a *Globorotalia margaritae* esclusa) - Pliocene medio p.p., non si osserva alcuna successione sedimentaria. I sedimenti di una parte di questo intervallo sono tuttavia presenti più a sud in tutta la porzione centrale della Valle del Crati lungo il suo bordo occidentale, rappresentati da una formazione conglomeratica trasgressiva attribuita al Pliocene medio da LANZAFAME & ZUFFA (1976), passante ad argille del Pliocene superiore.

L'unità successiva (Unità del Pliocene medio p.p. - Pliocene superiore) è costituita da una formazione di argille del Pliocene medio-superiore (VEZZANI, 1968; LANZAFAME & ZUFFA, 1976). Queste argille affiorano limitatamente lungo le pendici orientali della Catena tra Ioggi e S. Sosti e sembrano discordanti (sebbene non ne affiori la base) su tutti i termini inferiori. Al disopra delle argille si osserva, nelle medesime zone, una successione sabbioso-conglomeratica ed argillosa (Unità del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore, VEZZANI, 1968; LANZAFAME & ZUFFA, 1976; YOUNG & COLELLA, 1988) che oltre a trasgredire in paraconcordanza sulle argille medio-plioceniche sottostanti, si imposta con chiara discordanza anche direttamente sui termini miocenici.

L'ultima unità (Unità del Pleistocene inferiore-medio) è costituita da successioni, generalmente sabbioso-conglomeratiche o ghiaiose, discordanti su tutto, riferibili, nella zona costiera, alla presenza di terrazzi marini di età alto Pleistocene inferiore-Pleistocene medio (CAROBENE & FERRINI, 1993) e probabilmente, nella zona interna, alla presenza di un successivo ciclo sedimentario della parte terminale del Pleistocene inferiore (COLELLA, 1988b) riferibile alle "Sabbie e Conglomerati Superiori" di VEZZANI (1968).

STRUTTURE TETTONICHE

Pieghe e Sovrascorrimenti

Nelle zone rilevate (Figg. 4a,4b,4c,4d) sono presenti due "sistemi" di accavallamento che si evidenziano con numerose strutture plicative (Fig. 5) e superfici di taglio (Fig. 6). Tali strutture interessano prevalentemente le coperture tortoniano-messiniane e sono suddivise a seconda dell'età, dell'orientazione degli assi delle pieghe e della vergenza. Le strutture plicative sono costituite prevalentemente da sinclinali e anticlinali pseudo simmetriche e da anticlinali fortemente asimmetriche, talora anche rovesce, strettamente correlate a piani di *thrust*. Le orientazioni degli assi si raggruppano su due direzioni preferenziali: NNW-SSE e NE-SW mentre le vergenze dei piani di accavallamento risultano orientali nelle strutture NNW-SSE, ed occidentali nelle seconde.

Gli elementi tettonici più antichi, ritrovati all'interno della successione alto-miocenica sono le pieghe con assi orientati in direzione NNW-SSE ed i sovrascorrimenti con la medesima direzione. Queste strutture deformano tutta la successione del Tortoniano superiore ovvero l'unità di base. Tali deformazioni non sono presenti nei soprastanti depositi messiniani che sono invece interessati solo da pieghe ad asse NE-SW e dai sovrascorrimenti con la stessa orientazione. Le pieghe con asse NE-SW deformano tutta la successione affiorante fino al "ciclo" evaporitico supra-messiniano-pliocenico inferiore mentre non si osserva alcuna deformazione plicativa nelle successioni più giovani.

Le superfici di sovrascorrimento osservate interessano sia il substrato che la successione tortoniana con entità di sovrapposizione stimabili mediamente nell'ordine di poche centinaia di metri. I due sistemi di piani, orientati in direzione NE-SW (T1) e NNW-SSE (T2), si associano per direzione e vergenza, nonché per stretta associazione geometrica, ai due sistemi di pieghe rilevati (Fig.7).

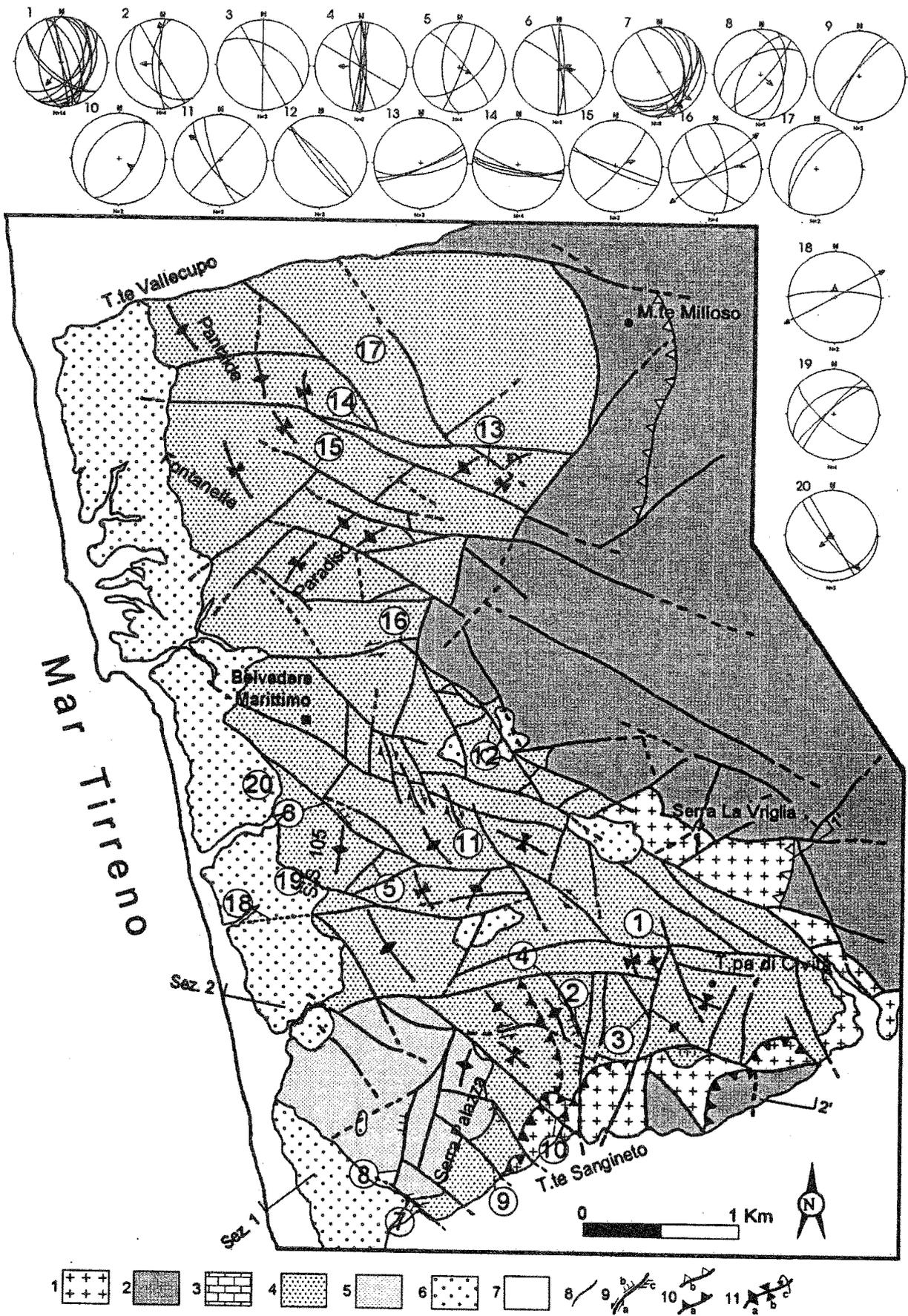


Fig. 4a - Schema geologico-strutturale della zona Belvedere-Sargineo e stereogrammi delle faglie rilevate nelle stazioni 1-20. Legenda: Unità tettoniche del substrato, 1) Unità di alto grado metamorfico; 2) Complesso Liguride; 3) Unità carbonatiche. Unità stratigrafiche dei bacini sedimentari neogenico-quadernari, 4) Unità Tortoniano sup. (I e II intervallo); 5) Unità Messiniano-Pliocene inf. p.p. (unità basale terrigena ed unità evaporitico-terrigena); 6) Unità Pliocene med. p.p.-Pliocene sup., Unità Pliocene sup.-Pleistocene inf.-Pleistocene med.; 7) Depositi alluvionali (Pleistocene sup.-Olocene). 8) Limiti stratigrafici; 9) Faglie ad alto angolo, a) trascorrenti, b) dirette, c) oblique; 10) Sovrascorrimenti e faglie inverse, a) post-tortoniani, b) pre-tortoniani; 11) Assi di pieghe, a) antiformi, b) sinformi, c) rovesciate.

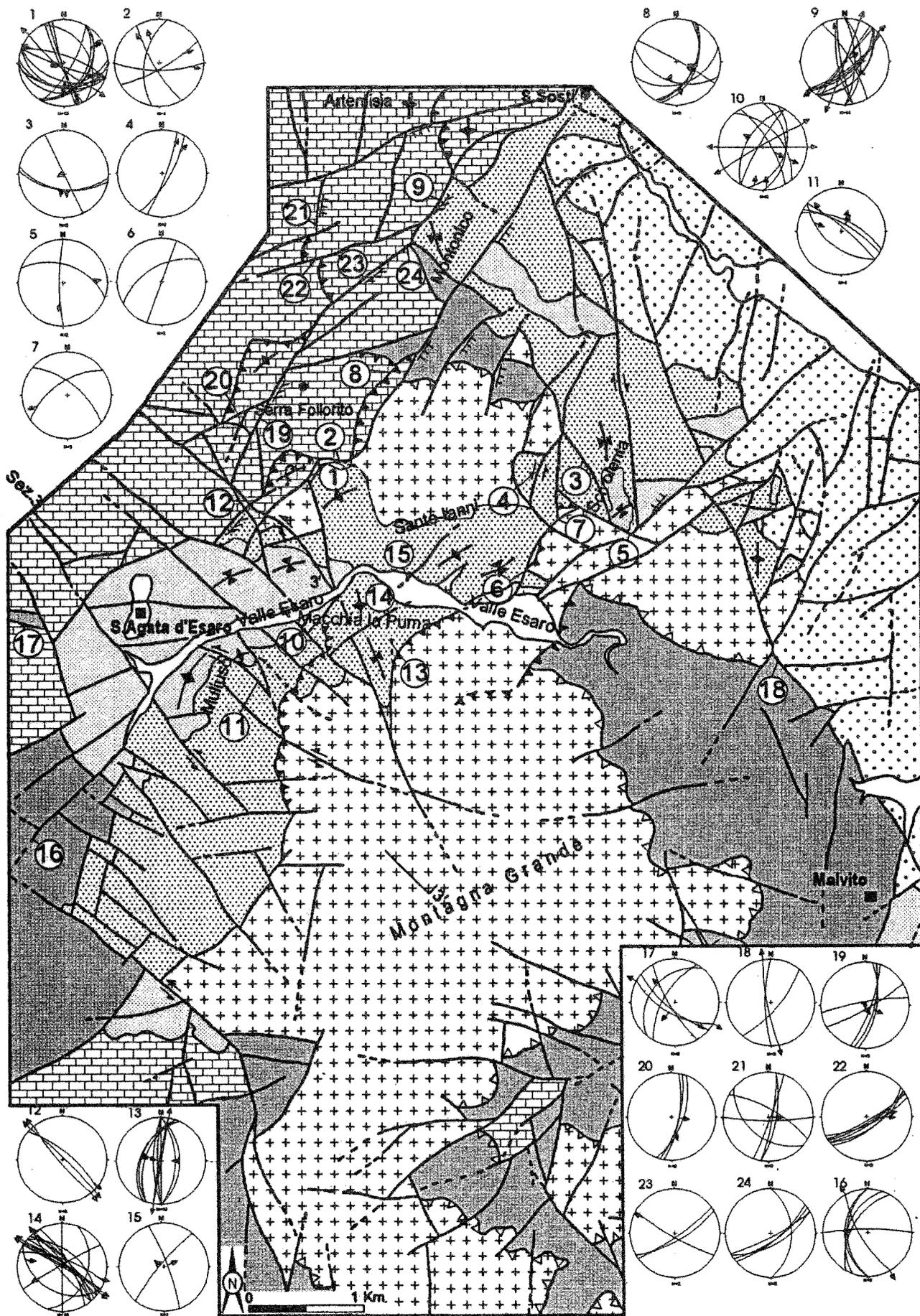


Fig. 4b - Schema geologico-strutturale della zona S. Agata-S. Sosti e stereogrammi delle faglie rilevate nelle stazioni 1-24. Legenda, vedi Fig. 4a.

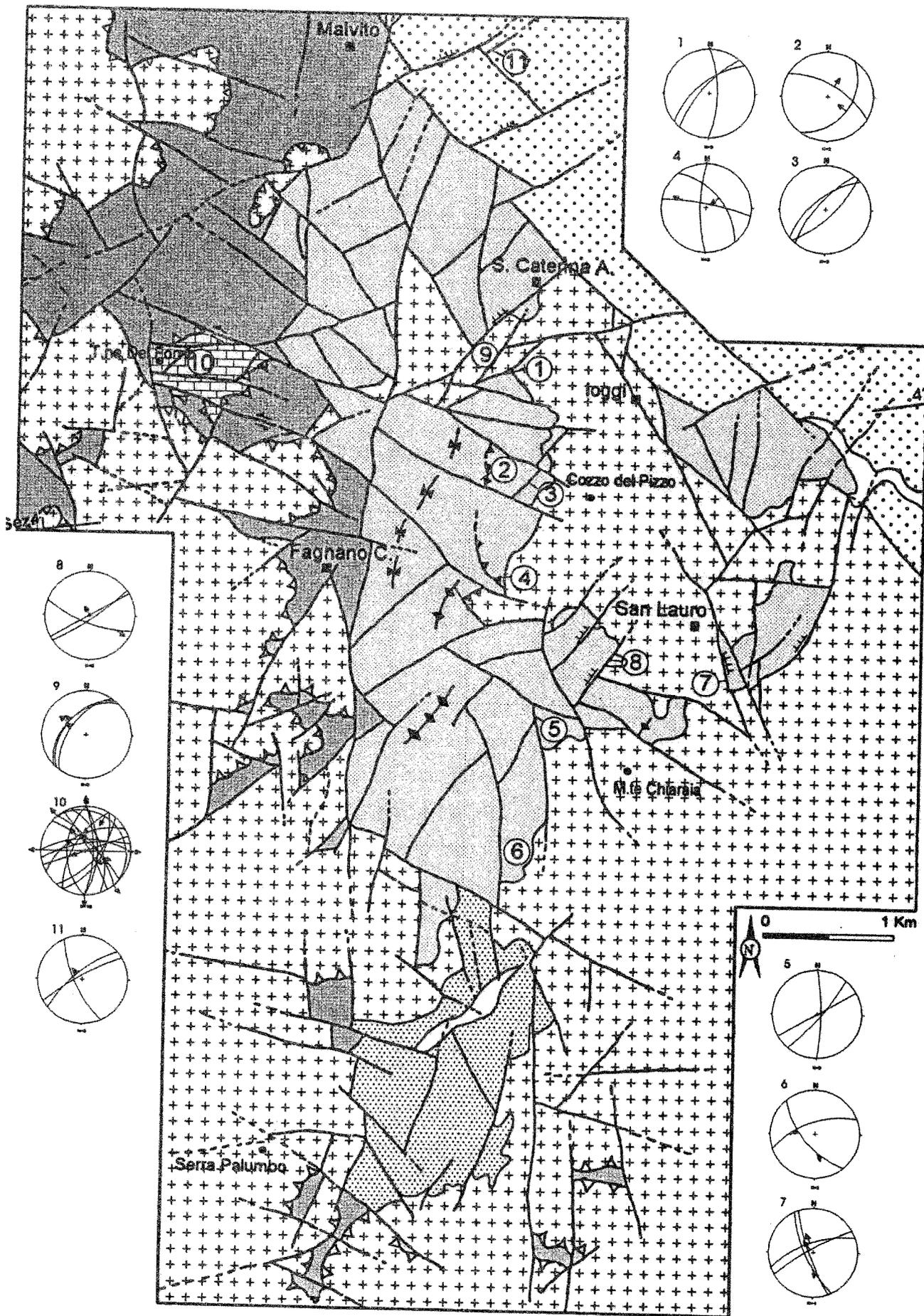


Fig. 4c - Schema geologico-strutturale della zona Fagnano-Malvito e stereogrammi delle faglie rilevate nelle stazioni 1-11. Legenda, vedi Fig. 4a.

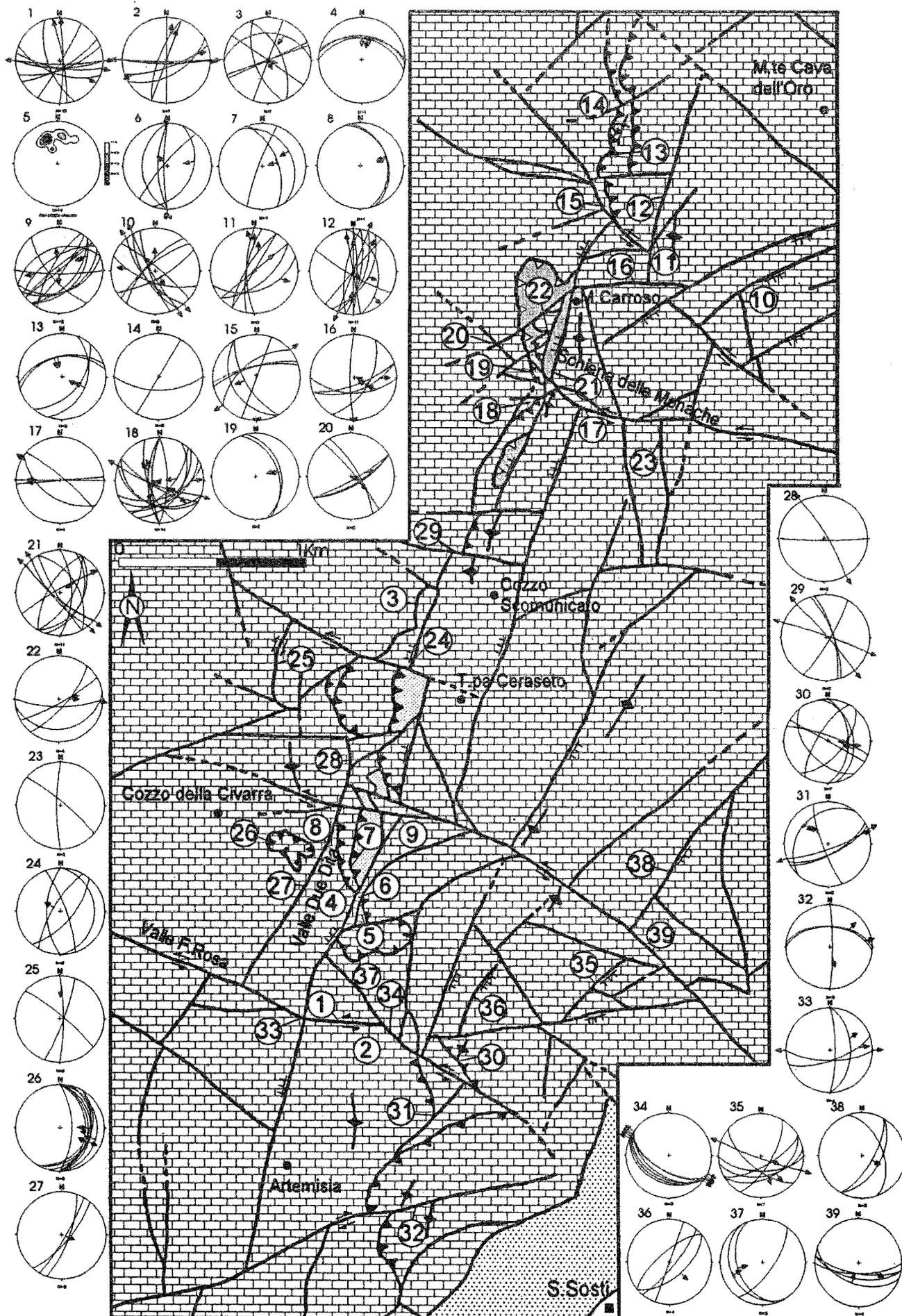


Fig. 4d - Schema geologico-strutturale della zona S. Donato-S. Sosti e stereogrammi delle faglie rilevate nelle stazioni 1-39. Legenda, vedi Fig. 4a.

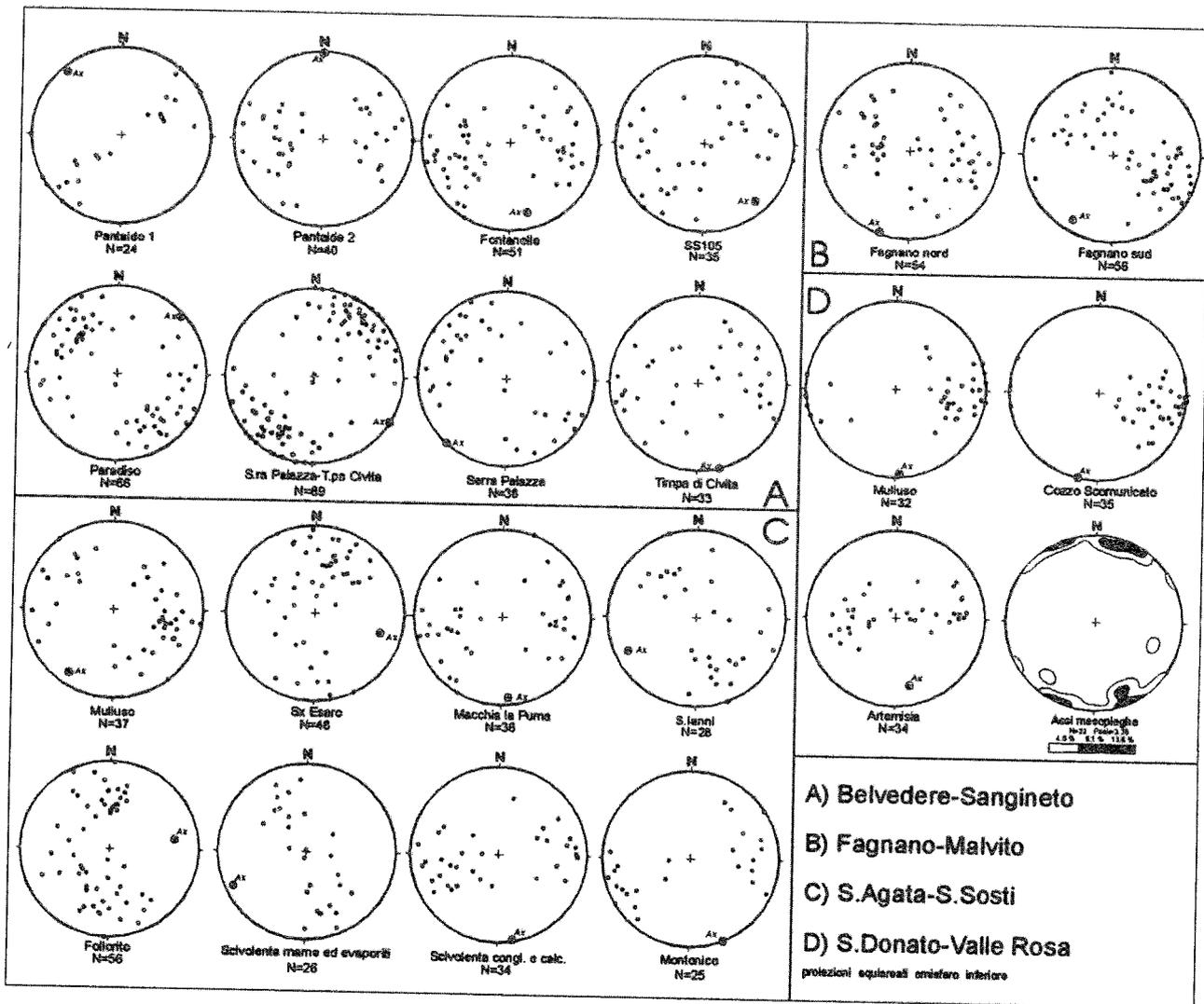


Fig. 5 - Principali strutture plicative delle zone rilevate. Sono riportati i poli dei piani di strato.

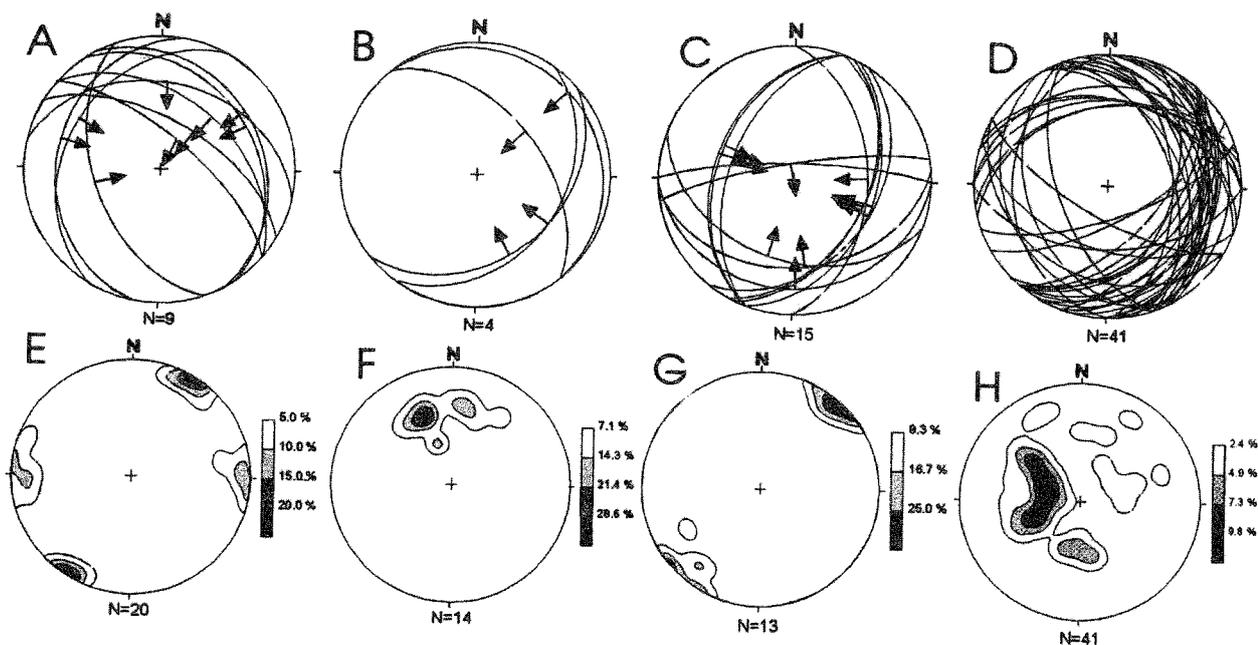


Fig. 6 - Alcuni elementi mesostrutturali rilevati sulle superfici di sovraccorrimiento. A) Zona Belvedere-Sanginetto; B) Zona Fagnano; C) Zona S. Agata; D) Zona S. Donato-Valle Rosa, sono riportate per chiarezza grafica i piani senza le strie, che sono per lo più lungo immersione. Gli stessi piani del diagramma D) sono calcolati nel diagramma H) come densità; E, F, G) diagrammi di densità degli assi delle mesopiege tipo *chevron* rilevate in associazione alle superfici di sovraccorrimiento nella zona della Valle del Rosa.

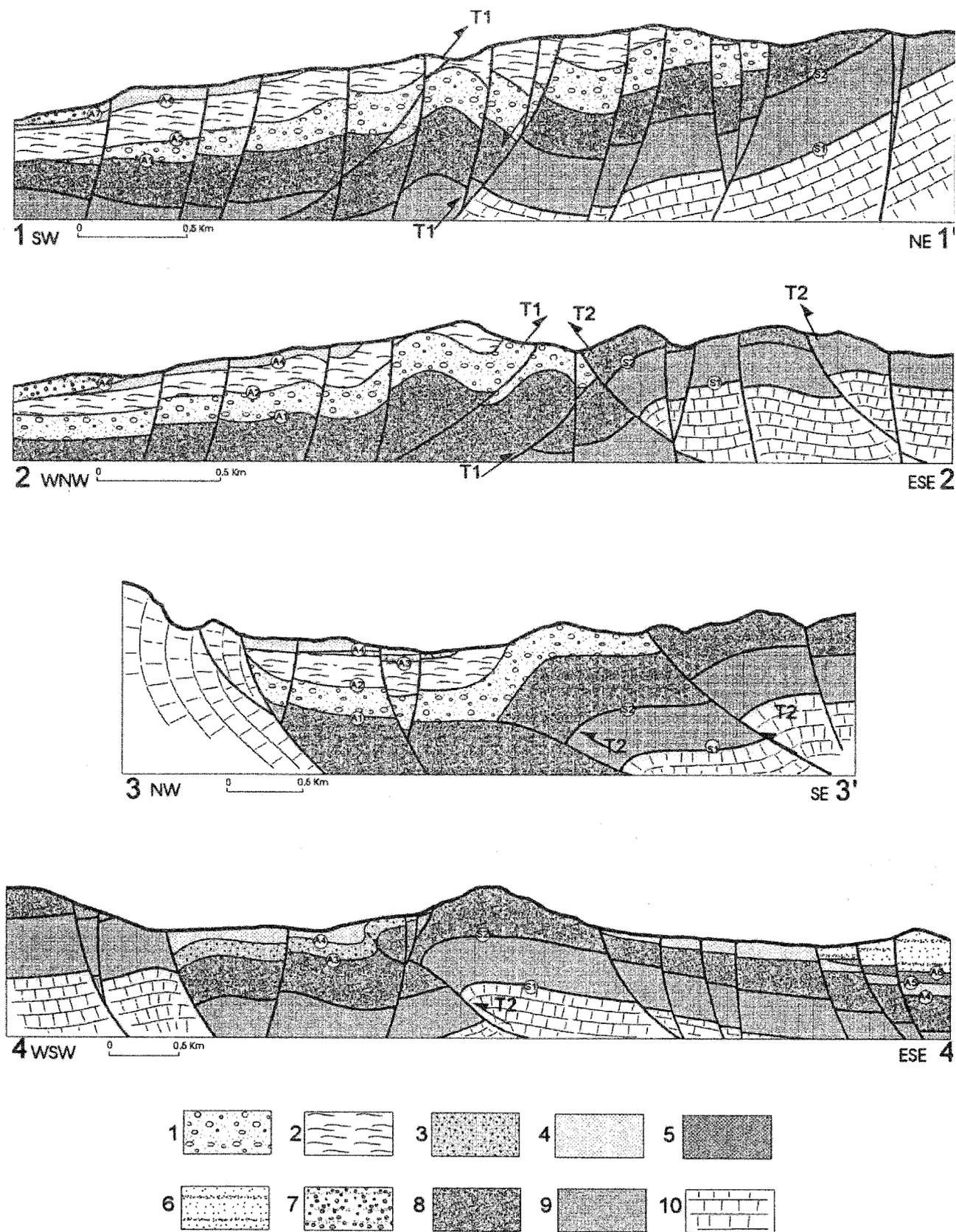


Fig. 7 - Sezioni geologiche. 1) 1° intervallo Tortoniano; 2) 2° intervallo Tortoniano; 3) 1° intervallo Messiniano; 4) 2° intervallo Messiniano-Pliocene inf. p.p.; 5) intervallo Pliocene med. p.p. - Pliocene sup.. 6) intervallo Pliocene sup. - Pleistocene inf. 7) intervallo Pleistocene inf. - med. 8) Unità ad alto grado metamorfico; 9) Unità Liguridi; 10) Unità carbonatiche.

Le strutture legate ai rapporti di sovrapposizione tettonica tra le unità del substrato (S1 e S2 in Figg. 2 e 7) affiorano molto poco e denotano una stretta correlazione geometrica con le strutture a *thrust* del sistema con dire-

zione NNW-SSE. Tuttavia i rapporti di sovrapposizione rispettano la geometria fin ora considerata precedente al Tortoniano superiore. Se ciò può far sorgere dubbi sull'età di sovrapposizione delle unità del substrato, potreb-

be d'altro canto essere spiegato ipotizzando una riattivazione delle vecchie superfici alla fine del Tortoniano.

A conferma della sovrapposizione del substrato carbonatico sulle successioni neogeniche si ricorda che poco a valle dell'abitato di S. Donato è stata segnalata una successione di conglomerati, arenarie ed argille con gessi messiniane in un pozzo al disotto delle unità carbonatiche (IETTO *et alii.*, 1992).

Faglie ad alto angolo

Come faglie alto angolo (Fig. 4) sono considerate strettamente le strutture macroscopiche direttamente rilevate in campagna, evidenziabili per rigetto ed estensione cartografabile. In tutte le aree esaminate le faglie a medio ed alto angolo possono essere raggruppate in 3 sistemi, o famiglie, principali, ed in altri minori, a seconda della loro orientazione azimutale: da N-S a NNE-SSW, NE-SW, e NW-SE; (Fig. 8). Sono inoltre prese in considerazione le mesostrutture associate ai lineamenti principali e collezionate in corrispondenza delle faglie principali (Figg 9 e 10).

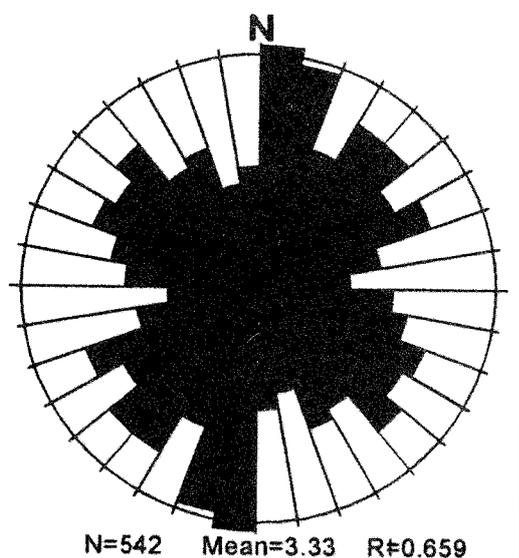


Fig. 8 - Diagramma azimutale del totale delle faglie cartografate in tutte le aree di studio.

I sistemi del quadrante NW sono rappresentati da zone di svincolo caratterizzate da piani di faglia articolati in piccoli segmenti con inclinazioni medio alte o verticali, con un andamento anastomizzato insieme ai segmenti di faglia orientati E-W, che raggiungono in totale lunghezze considerevoli. Le faglie di questo sistema denotano un chiaro comportamento trascorrente sinistro. Fra le strutture più importanti si ricordano la faglia della Valle del Rose e la Cozzo Civarra-Miccarello, mentre nella zona costiera la Sangineto-Belvedere. Faglie del trend NW-SE sono presenti, anche nella zona della depressione di S. Agata dove segmentano le morfostutture NE-SW. Nella zona Fagnano sono meno diffuse e tuttavia si presentano con lunghezze superiori ai tre Km, sono caratterizzate da modesti rigetti morfologici e da piani con inclinazioni elevate. Le dislocazioni NW-SE caratterizzano soprattutto strette fasce orientate nella stessa direzione delle faglie lungo le quali si osserva un

aumento della deformazione dovuto all'addensamento delle strutture.

Il sistema di faglie NE-SW è molto diffuso anche se piuttosto disperso. E' rappresentato da segmenti di faglia a comportamento essenzialmente diretto molto estesi, lungo i quali si osservano in generale

Valle Rosa le strutture principali dell'area appartengono a questo sistema il quale condiziona le forme del rilievo in maniera determinante, la struttura più importante corrisponde con l'allineamento Artemisia-Due Dita-Cozzo Scomunicato-Monte Carroso. Nella zona S. Agata-S. Sosti questo sistema è predominante e rappresentato da segmenti di faglia lunghi diversi Km con inclinazioni raramente verticali, e piani di faglia ben definiti con forti rigetti morfologici. Qui la struttura più importante è la faglia S. Agata-Follorito-S. Sosti (porzione della Linea di Sangineto Auct.), presente con almeno due piani principali sub-paralleli immergenti a sud-est distanti poche centinaia di metri ed intersecati da strutture minori NNW-SSE. Questi piani di faglia sono sempre ben definiti ed hanno inclinazione medio-bassa; mettono a contatto il domino carbonatico con il dominio cristallino (Serra Follorito) e con la successione miocenica. Sotto l'aspetto cinematico questa faglia mostra un comportamento complesso caratterizzato dall'esistenza di strutture minori, associate ai piani principali, orientate NNW-SSE ed NNE-SSW rispettivamente oblique destre e sinistre, nonché N-S dirette, e da indicatori di movimento trascorrenti e diretti, ma più spesso, e sovrapposti ai primi, obliqui sinistri distensivi sui piani principali NE-SW. Tale associazione strutturale può essere complessivamente congruente se ai piani NE-SW si attribuisce, nell'ambito di un modello deformativo per *simple shear*, ruolo di *master faults* oblique sinistre distensive (ribassanti verso sud-est), ed ai *trends* associati ruolo di coppia di taglio, per le strutture NNW-SSE e NNE-SSW, e relative strutture distensive quelle N-S. Più in generale il riscontro mesostrutturale attribuisce a questo sistema NE-SW un comportamento variabile nel tempo da trascorrente a diretto con prevalenza dei movimenti obliqui del tipo prima descritto.

Le faglie del sistema N-S sono predominanti nella zona di Fagnano dove sono strutture con piani ben definiti, ad inclinazione media e con lunghezze anche di qualche Km. Tali strutture bordano la depressione di Fagnano sui lati est ed ovest, e realizzano rigetti morfologici pronunciati. Il trend N-S nella altre zone risulta macroscopicamente meno presente ma è molto diffuso alla mesoscala, dove evidenzia un comportamento cinematico di duplice natura: trascorrente destro e normale. Le relazioni di sovrapposizione degli indicatori cinematici indicano come più giovani gli indizi di fagliamento diretto.

DISCUSSIONE

Le deformazioni più antiche osservabili sono date da un sistema di *thrust* con direzione degli assi delle pieghe e delle superfici di accavallamento NNW-SSE, e con vergenza generale verso oriente. Queste strutture si rinvengono nel substrato, ed esclusivamente nei terreni dell'Unità di base del Tortoniano superiore, e sono a loro

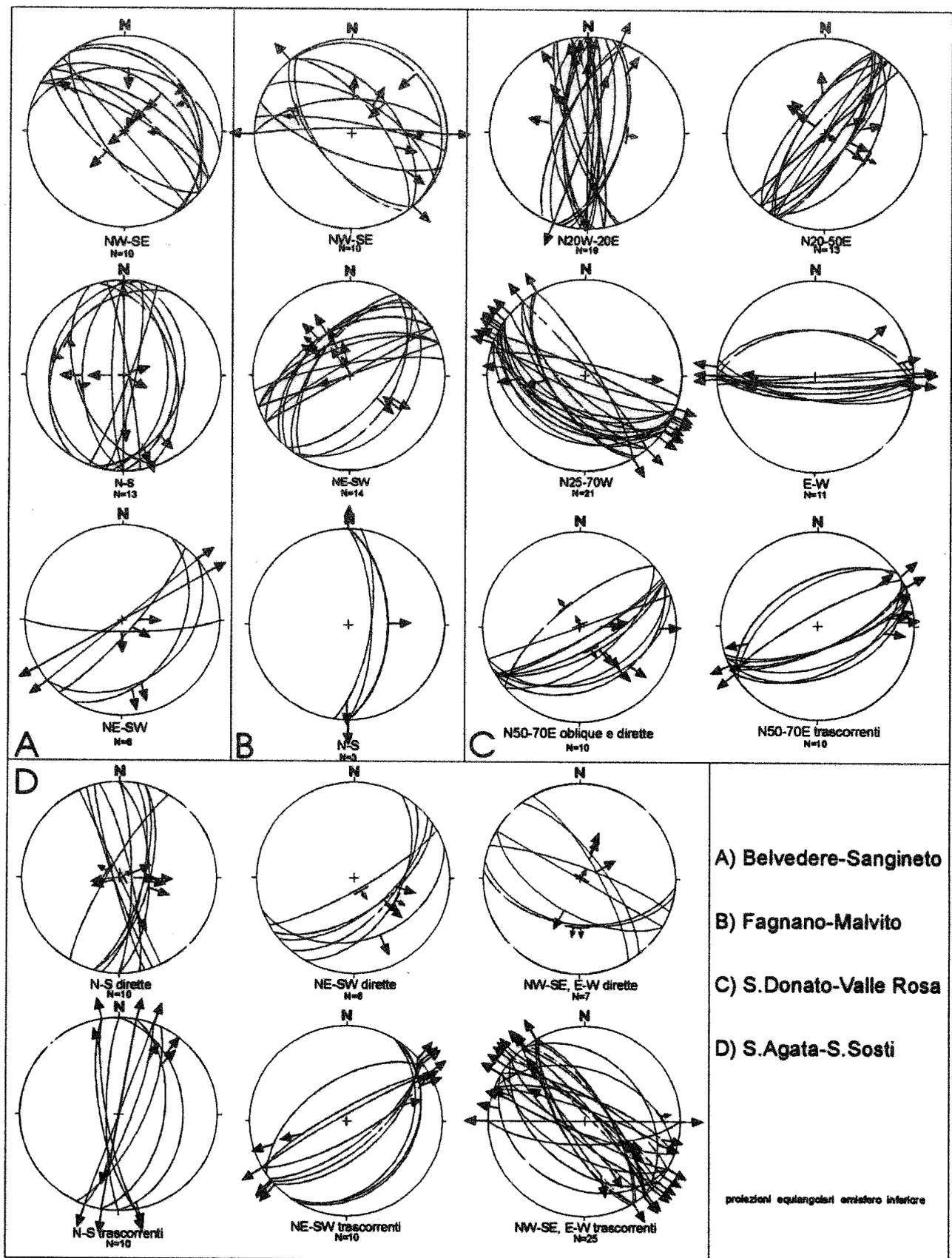


Fig. 9 - Faglie con indicatori cinematici separate per famiglie. Le frecce più piccole con alla base un segmento ortogonale indicano che il movimento è stato ricavato dall'osservazione di un marker e non da indicatori diretti di movimento (frecce grandi) e che la direzione è quindi approssimata.

volta coinvolte nelle deformazioni successive. Nella zona della costa tirrenica e nella depressione di S'Agata le strutture di questa fase provocano il vistoso piegamen-

to della successione alto-tortoniana e riattivano le superfici di sovrascorrimento presenti all'interno del substrato. Le strutture appartenenti a questo primo evento com-

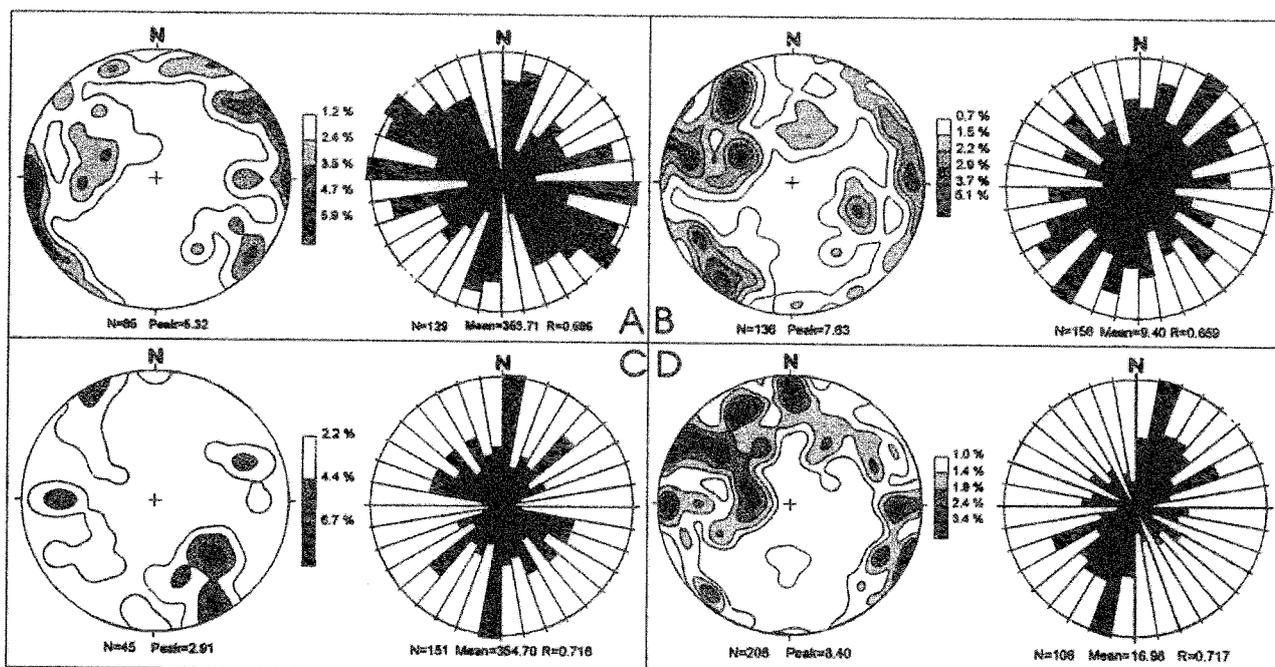


Fig. 10 - Diagrammi di densità (a sinistra) del totale delle mesofaglie rilevate, e diagrammi azimutali (a destra) delle macrofaglie cartografate. A) Zona Belvedere-Sanginetto; B) Zona S. Agata-S. Sosti; C) Zona Fagnano-Malvito; D) Zona S. Donato-Valle Rosa.

pressivo sono state rilevate nei lembi di affioramento delle successioni tortoniane ovunque osservate. Se ciò non consente una ricostruzione globale delle geometrie macroscopiche fondamentali attribuibili a questa fase tettonica, sicuramente fornisce un indizio della pertinenza regionale dell'evento tettonico la cui direzione di compressione, da come attualmente affiorano le strutture, è ENE-WSW. (Fig. 11)

L'evento tettonico successivo è anch'esso a carattere compressivo. Si osservano infatti numerose strutture a *thrust* caratterizzate da piani di accavallamento con direzione NE-SW e vergenza verso NW. Con associati piegamenti a medesima vergenza. Le strutture riferibili a questo sistema affiorano soprattutto nelle aree interne della dorsale costiera e sono presenti anche sul bordo tirrenico dove deformano con piegamenti poco pronunciati la successione neogenica, compreso l'intervallo evaporitico Messiniano, e provocano l'accavallamento verso NW di porzioni di substrato sui termini altomiocenici. Nella zona interna i fenomeni deformativi di questa seconda fase di *thrusting* sono decisamente più intensi, coinvolgono tutti i terreni fino a quelli messiniano-pleiocenici p.p., e sono visibili in tutte le aree esaminate (Fig. 11).

Le strutture di accavallamento sono smembrate dalla tettonica successiva, infatti i fagliamenti ad alto angolo tagliano tutti gli elementi tettonici visti in precedenza, pieghe e *thrust*, ed interessano tutti i terreni presenti. Le famiglie di faglie omologhe di ogni zona mostrano inoltre gli stessi comportamenti cinematici. Le faglie del sistema NW-SE risultano trascorrenti sinistre, mentre si osserva una sostanziale variazione di comportamento cinematico, nel tempo, degli altri sistemi, che passano, da diretto o trascorrente ad obliquo (estensionale sinistro) nel caso del sistema NE-SW, e da trascorrente destro a diretto quello N-S. Un ulteriore sistema a carattere trascorrente sinistro è rappresentato dalle faglie

intorno alla direzione E-W, poco evidenziato nel diagramma totale di Fig. 8 ma ben osservabile nei diagrammi di dettaglio di Fig. 9.

Tutti i sistemi di faglie osservati non sono facilmente associabili ad un unico campo di *stress*, soprattutto poiché alcuni non mostrano un univoco comportamento cinematico. Da ciò si deduce che le deformazioni prodotte dagli elementi ad alto angolo non si sono sviluppati contemporaneamente, ma sono il risultato di eventi deformativi diversi e progressivi. Un'ipotesi interpretativa di una possibile associazione strutturale tra le faglie ad alto angolo, vede le faglie del sistema NW-SE come master faults sinistre all'interno di un campo deformativo legato ad una zona di *shear* con la medesima direzione. A questo sistema si assocerebbero nel modello deformativo per *simple shear* (Fig. 12) le faglie meridiane trascorrenti destre come fratture tipo "X", mentre quelle dei sistemi del quadrante NE-SW, dirette e trascorrenti, come fratture estensionali (E) ed antitetiche trascorrenti destre (R') alle *masters*; il sistema E-W presente in misura minore ma chiaramente trascorrente sinistro rappresenterebbe le strutture sintetiche trascorrenti sinistre (R).

Tuttavia tale ipotesi appare valida solo se si considerano le prime fasi di movimento delle faglie; infatti quasi tutti i sistemi osservati modificano nel tempo il loro comportamento cinematico. Questa variazione mostra la peculiarità che gli indicatori degli ultimi movimenti delle faglie si dispongono lungo una stessa direzione (circa E-W) a prescindere dalla orientazione dei piani di faglia (Fig. 13). Ciò può essere spiegato se si ipotizza una modifica del campo di *stress* tale per cui, dopo la fase trascorrente, diventa predominante una direzione di estensione orientata all'incirca E-W, che riattiva tutte le faglie precedenti e produce per ogni sistema una variazione del comportamento cinematico delle faglie, che risulta diverso a seconda della orientazione della struttura rispetto alla nuova direzione di estensione, ma in generale con-

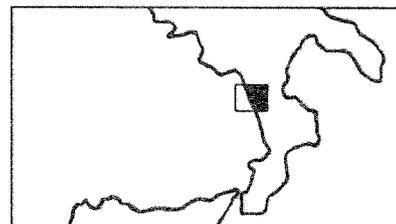
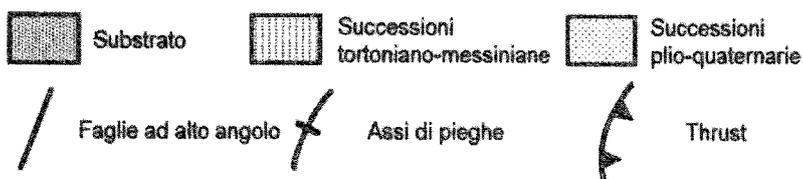
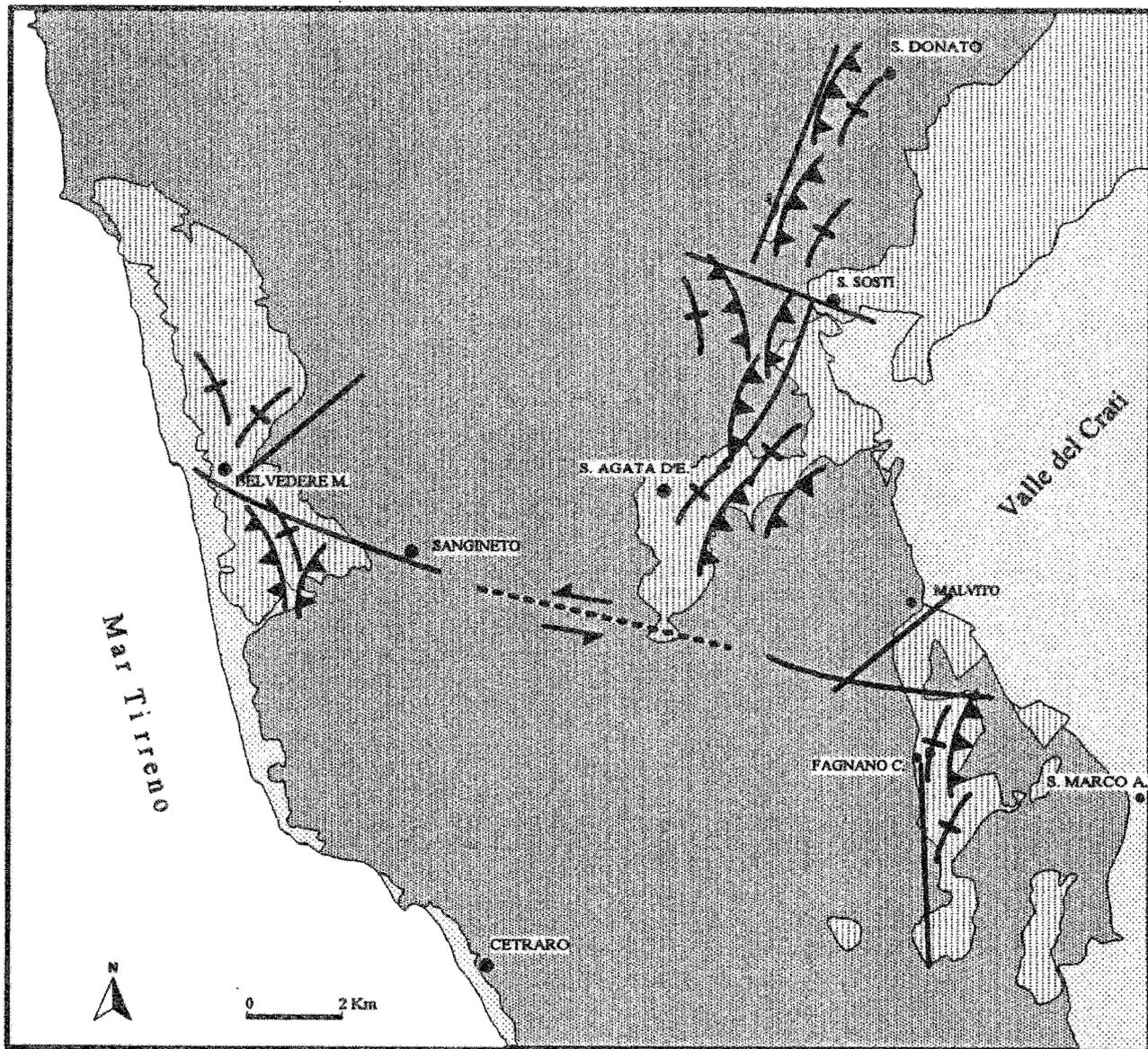


Fig. 11 - Schema tettonico generale.

forme alla orientazione (E-W) principale di movimento. Con tale meccanismo si producono nuove faglie dirette del sistema meridiano mentre le faglie degli altri sistemi si riattivano come faglie oblique o trascorrenti a seconda dell'angolo che esse formano con la nuova direzione di estensione.

Durante le fasi deformative che producono esclusivamente fagliamenti ad alto angolo, si registra la riattivazione delle superfici dei *thrust*. Tali strutture in molti casi si rimobilitano lungo la direzione di estensione del nuovo campo deformativo, il fenomeno è ben evidente dalla sovrapposizione di generazione di strie distensive

su piani di accavallamento preesistenti dovute all'ultimo evento distensivo in direzione E-W.

Considerazioni stratigrafiche

Secondo i criteri della stratigrafia sequenziale (WILGUS et al., 1988) la successione stratigrafica è suddivisibile in unità stratigrafiche, originate dalle variazioni eustatiche del livello del mare, entro un intervallo temporale di circa 8 Ma, probabilmente paragonabili ai cicli di III ordine di VAIL et alii, (1977). Tuttavia, anche se la precaria taratura cronostatigrafica della successione in esame non ne permette un accurato esame, è sicuramente

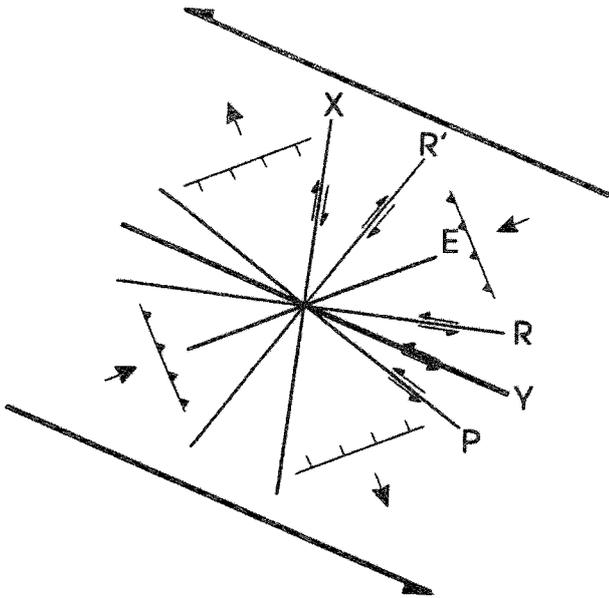


Fig. 12 - Campo deformativo fragile da *simple shear* in regime trascorrente (da Hancock, 1985, modificato). La zona di taglio principale è orientata NW-SE.

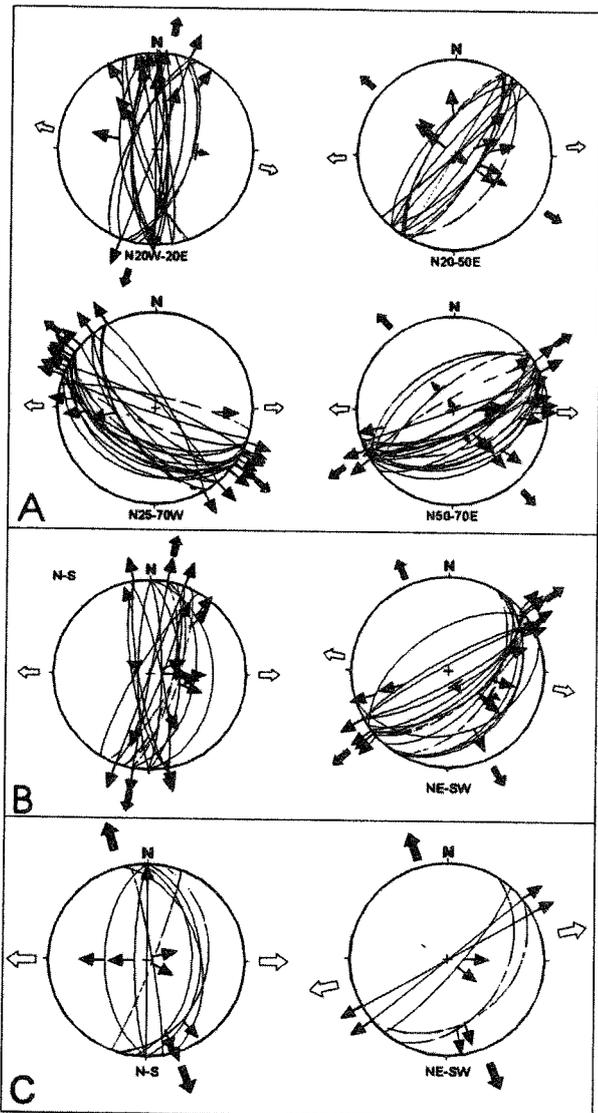


Fig. 13 - Direzione media degli indicatori cinematici di prima (freccia nera) e seconda generazione (freccia bianca). A) Zona S. Donato-Valle Rosa; B) Zona S. Agata-S. Sosti; C) Zona Belvedere-Sanginetto.

te impossibile l'applicazione del criterio esclusivamente eustatico alla spiegazione della evoluzione delle successioni neogenico-quadernarie della zona di studio. Sono presenti infatti rapporti geometrici di forte discordanza angolare tra l'unità tortoniana e quelle messiniane oltre che tra l'intervallo terrigeno e quello terrigeno-evaporitico messiniani e soprattutto, accompagnate da una lacuna, tra le sequenze mioceniche e del Pliocene inf. p.p. e quelle medio-plioceniche. Tali discontinuità, oltre alla probabile variazione relativa del livello di base, e quindi delle facies, presuppongono azioni tettoniche che producono deformazione sia nelle sequenze già depositate che in quelle sin-tettoniche (MUTTI *et alii*, 1988; MUTTI, 1990; VAIL *et alii*, 1990). All'interno delle unità stratigrafiche descritte, soprattutto in quelle tortoniane, sono presenti indizi che la maggior parte delle successioni rappresentano depositi sin-tettonici. Si osservano infatti ulteriori discordanze angolari minori che interrompono frequentemente la sedimentazione, oltre a strutture sedimentarie provocate dalla crescita di pieghe con asse NNW-SSE (calcareniti arenacee di T.pa di Civita nella zona Sanginetto). Inoltre il passaggio dall'intervallo a) a quello b) è caratterizzato da una discordanza angolare, marcata da un conglomerato nelle zone del versante est della dorsale (molto evidente nella zona di Serra Palazza, zona Sanginetto), e passante verso ovest (zone interne della dorsale) ad una semplice discontinuità stratigrafica.

La distribuzione delle facies marginali dei bacini tortoniani mostra uno sviluppo allungato in direzione NNW-SSE coassiale con le strutture plicative più antiche, il che associato al fatto che le facies marginali si osservano quasi esclusivamente sul lato est dei bacini, mentre il corrispettivo ovest è quasi sempre eroso, indica un probabile cannibalismo dei bacini connesso a strutture a *thrust* ovest-vergenti.

Nelle successioni messiniano-plioceniche p.p. rispetto a quelle tortoniane si inverte la disposizione delle facies marginali in rapporto alla vergenza dei *thrust*. Tali facies si dispongono esclusivamente sui bordi est e SE dei bacini che le contengono, mentre la vergenza dei *thrust* si orienta verso ovest e NW.

Il limite basale delle sequenze alto plioceniche-pleistoceniche non evidenzia discordanze angolari potendosi quindi spiegare in termini eustatici di variazione del livello del mare. Mentre l'ultimo intervallo sedimentario, anch'esso discordante, presuppone una ulteriore influenza tettonica che ha provocato il *tilting* delle successioni precedenti.

Età e caratteri della deformazione

La comparazione della sequenza degli eventi sedimentari con la storia degli eventi deformativi permette alcune correlazioni tra le principali discontinuità stratigrafiche e le fasi tettoniche osservate. (Fig. 14)

Le strutture a *thrust* con direzioni dei piani di accavallamento NNW-SSE e generale vergenza orientale interessano le sequenze dell'unità di base, sia l'intervallo basale che terminale, del Tortoniano superiore, e non sono presenti nelle unità successive, a partire dall'unità di base messiniana. La *angular unconformity* presente tra l'unità di base tortoniana (Tortoniano superiore) e le unità messiniane (terrigena e terrigena-evaporitica) è quindi da mettere in relazione all'evento di *thrusting* con

Pleistocene inf.-med.	Deposizione delle successioni terminali marine e continentali Valle Crati: conglomerati e sabbie	Fasi distensive
	Discordanza angolare	
Pleistocene inf.- Pliocene sup.	Deposizione della seconda successione trasgressiva regressiva Valle Crati: sabbie ed arenarie, argille, sabbie e ghiaie	Principali fasi strike slip
	Discontinuità stratigrafica di origine eustatica	
Pliocene sup.- Pliocene med. p.p.	Deposizione della prima successione trasgressiva Valle Crati: conglomerati, sabbie, argille	Sviluppo dei thrusts della fase compressiva con direzione delle strutture: NE-SW (T2)
Pliocene inf. p.p.- Pliocene med. p.p.	Lacuna e discordanza angolare	
Messiniano- Pliocene inf. p.p. 2° intervallo	Deposizione dell'unità terrigeno-evaporitica: silti, calcari evaporitici, argille e gessi	Sviluppo dei thrusts della fase compressiva con direzione delle strutture: NNW-SSE (T1)
	Discordanza angolare	
Messiniano 1° intervallo	Deposizione dell'unità trasgressiva terrigena di base: conglomerati, arenarie, argille	Sviluppo dei thrusts della fase compressiva con direzione delle strutture: NNW-SSE (T1)
	Discordanza angolare	
Tortoniano sup. intervallo terminale	Deposizione dell'unità terminale: calcareniti-argille	Sviluppo dei thrusts della fase compressiva con direzione delle strutture: NNW-SSE (T1)
	Discordanza angolare passante a Discontinuità stratigrafica eustatica	
Tortoniano sup. intervallo basale	Deposizione dell'unità trasgressiva basale: conglomerati, sabbie, argille	Sviluppo dei thrusts della fase compressiva con direzione delle strutture: NNW-SSE (T1)
	Discordanza angolare	

Fig. 14 - Schema comparativo dell'evoluzione sedimentaria e tettonica dell'area studiata. La spiegazione è nel testo.

direzione delle strutture NNW-SSE. I sedimenti delle due unità tortoniane, ed in particolare quelli dell'unità superiore sono da considerare sin-tettonici all'evento di *thrust*.

Il secondo evento deformativo vede la formazione delle strutture a *thrust* NW vergenti, che si sviluppano maggiormente nel settore orientale dell'attuale dorsale. Tali deformazioni interessano il substrato e tutte le sequenze sedimentarie fino all'unità terrigeno-evaporitica del Messiniano-Pliocene inferiore p.p. inclusa. Questi sedimenti, in particolar modo quelli terrigeni messiniani rappresentano anchessi depositi sin-tettonici all'evento deformativo. Tali strutture, con direzioni dei piani di accavallamento e degli assi delle pieghe NE-SW, non deformano i terreni dell'intervallo Pliocene medio p.p.-Pliocene superiore osservati, e sono responsabili della *unconformity* e della lacuna mediopliocenica.

Le deformazioni cronologicamente successive sono attribuite essenzialmente ad una tettonica tipo strike slip, lungo fasce di *shear* sinistre orientate NW-SE, di cui l'allineamento Fagnano-Sanginetto costituirebbe una delle zone di taglio principali (Fig. 11). I lineamenti NW-SE hanno avuto tuttavia una possibile origine come elementi di trasferimento della deformazione delle strutture a *thrust* a direzione NE-SW.

Nella sequenza sedimentaria segue una paraconcorrenza che separa l'intervallo Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, da quello precedente medio-pleiocenico. Pertanto il successivo sviluppo dei bacini sedimentari risente nelle linee generali in modo predominante delle variazioni eustatiche del livello marino mentre le azioni legate alla tettonica trascorrente plio-pleistocenica sortiscono effetti locali limitati alle parasequenze (VAN WAGONER *et alii*, 1988) ovvero ai sedimenti marino-marginali e/o costieri e continentali (COLELLA, 1988a, c).

Le deformazioni legate alle zone di *shear* NW-SE subiscono successivamente una sostanziale disattivazione. Le strutture tettoniche legate a questo campo di *stress* risultano infatti tutte riattivate secondo una nuova direzione di estensione E-W, mentre compaiono nuove faglie estensionali con direzione meridiana.

La successiva discordanza angolare alla base dell'intervallo del Pleistocene inferiore-Pleistocene medio, per le limitate estensioni di questo intervallo e per la natura dei sedimenti, è probabilmente connessa al *tilting* subito dalle sequenze precedenti ad opera di fagliamenti locali, trascorrenti o diretti.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Tra il Tortoniano superiore e ed il Pleistocene medio, il tratto di orogene preso in esame è sottoposto a deformazioni tettoniche, che possono essere schematizzate in almeno quattro eventi differenziabili, e che ne condizionano marcatamente l'evoluzione sedimentaria. (Fig. 14)

Fino al Pliocene medio si osservano due importanti fasi tettoniche compressive che sviluppano evidenti strutture a *thrust*. La prima si sviluppa verso la fine del Tortoniano; la seconda prosegue la sua attività fino a parte del Pliocene medio. Nello stesso lasso di tempo non si sono evidenziati momenti legati a deformazioni estensionali di pertinenza regionale. La vergenza delle prime strutture è attualmente verso oriente con una direzione di compressione ENE-WSW. La direzione di compressione delle seconde è NW-SE con vergenza verso NW. Quest'ultime hanno vergenza inversa rispetto alla direzione di migrazione dell'arco verso SE e quindi assumono ruolo di *back thrusts*. Tuttavia le direzioni rilevate è molto probabile che non siano quelle originarie in considerazione delle probabili successive rotazioni di questo settore dell'Arco Calabro dal Pliocene in poi. Tali rotazioni risultano comunque stimate in senso antiorario (TURCO *et alii*, 1990) oppure non superiori a 15° in senso orario (VAN DIJK & SCHEEPERS 1994).

Dal Pliocene medio in poi si osserva un sostanziale cambiamento dello stile deformativo della regione, che viene interessata essenzialmente da fasi prima trascorrenti e poi distensive: si sviluppa infatti una tettonica tipo *strike-slip* lungo zone di *shear* NW-SE, che vede probabilmente il suo apice durante il Pliocene superiore, mentre successivamente diventa predominante una tettonica distensiva con direzione di estensione circa E-W, pleistocenica, con lo sviluppo di importanti faglie dirette meridiane.

In generale il dominio dell'Arco Calabro-Peloritano è suddivisibile in una zona esterna ionica limitata dal

fronte di accavallamento, all'interno della quale (zona di catena) dominano i movimenti compressivi, ed una zona interna verso il Tirreno, all'interno della quale è attiva la distensione legata al rift peritirrenico.

Dall'apertura del Tirreno, nel Tortoniano superiore, (MOUSSAT *et alii.*, 1986a,b; KASTENS *et alii.*, 1988; SARTORI, 1989a, b; PATACCA *et alii.*, 1990) lo spostamento verso SE del fronte compressivo si esplica attraverso cinque fasi tettoniche (PATACCA & SCANDONE, 1989) che contemporaneamente alla compressione sviluppano distensione nelle zone di retroarco. Contestualmente l'evoluzione dei bacini sedimentari è strettamente legata alla posizione del bacino rispetto alle fasce dell'orogene.

Le successioni sedimentarie tortoniano-messiniano-plioceniche p.p. presenti nell'area di studio sono state interpretate in letteratura come il prodotto di bacini in aree in distensione della zona marginale del rift tirrenico (PATACCA *et alii.*, 1990) ed alcune delle loro *unconformity* interpretate come fasi parossistiche della distensione (TORTORICI, 1981) o al più il prodotto della tettonica compressiva messiniana (DI NOCERA *et alii.*, 1976).

Alla luce dei nuovi rilevamenti e delle analisi espresse in precedenza, sono stati qui reinterpretati le zone di studio come aree di catena interessate da fasi compressive prodotte da tettonica a *thrust* almeno fino a parte del Pliocene medio, e solo successivamente, attraverso fasi trascorrenti, coinvolte definitivamente nelle fasce distensive peritirreniche. I bacini sedimentari tortoniano-messiniano-pliocenici p.p. di questo settore dell'Arco Calabro possono assumere quindi un ruolo di bacini interni alle zone di catena (tipo *piggy back*) compresi nei fronti di accavallamento e da questi successivamente deformati

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.
- ARGNANI A. & TRINCARDI F. (1988) - *Paola slope basin: Evidence of regional contraction on the eastern tyrrhenian margin*. Mem. Soc. Geol. It., **44**, 93-105.
- BARONE A., FABBRI A., ROSSI S., SARTORI R., (1982) - *Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian Arc*. Earth Evol. Sc., **3**, 207-221.
- BIZON G. & BIZON J.J. (1972) - *Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen - Oligocène à Quaternaire*. Technip Ed., Paris.
- BLOW W. (1979) - *The Cainozoic Globigerinida*. Leiden E. J. Brill Ed.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean*. Mar. Geol., **55**, 219-245.
- CAROBENE L. & FERRINI G. (1993) - *Morphological, sedimentological and tectonic features of Diamante-M. Carpinoso marine terrace flight (Tyrrhenian coast of Northern Calabria, Italy)*. Earth Sur. Proc. and Land., **18**, 225-239.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1973) - *Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000. Tav. S. Donato di Ninea*
- COLELLA A. (1988a) - *Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas*. Geology, **16**, 1031-1034.
- COLELLA A. (1988b) - *Gilbert-type fan deltas in the Crati Basin (Pliocene-Holocene, Southern Italy)*. In: Colella A. (Ed.) "Excursion Guidebook", Int. Workshop on Fan Deltas, Calabria, 17- 77.
- COLELLA A. (1988c) - *Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, Southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions*. In: Nemeč W. & Steel R.J. (Eds.) "Fan deltas. Sedimentology and tectonic settings". Blackie & Son, 50-74.
- COLELLA A., DE BOER P.L. & NIO S.D. (1987) - *Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, Southern Italy*. Sedimentology, **34**, 721-736.
- DI NOCERA S., NARDI G., ORTOLANI F., RUSSO M. & TORRE M. (1974a) - *Cineriti riolitiche nei depositi messiniani della Valle del Crati*. Ren. Acc. Sc. Fs. Mat. Napoli, **41**.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F., RUSSO M. & TORRE M. (1974b) - *Successioni sedimentarie messiniane e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 575-607.
- DI NOCERA S., ORTOLANI & TORRE M. (1975) - *Fase tettonica messiniana nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **84**, 1-17.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F., RUSSO M. & TORRE M. (1979a) - *Caratteristiche stratigrafiche e paleoambientali dei depositi altomiocenici nella zona di Falconara Albanese (Catena Costiera Calabria)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **83**.
- DI NOCERA S., ORTOLANI & TORRE M. (1979b) - *Il Miocene superiore della zona di Amantea (Catena Costiera Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **98**.
- FABBRI A., ROSSI S., SARTORI R. & BARONE A. (1982) - *Evoluzione neogenica dei margini marini dell'Arco Calabro-Peloritano: implicazioni geodinamiche*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 357-366.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1981) - *Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian Arc (Southern Italy)*. J. Struct. Geol., **3**, 371-381.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982a) - *The recent deformation mechanisms of the Calabrian Arc*. Earth Evol. Sc., **3**, 197-206.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982b) - *Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 385-440.
- IETTO A., BARILARO A.M., CALLIGARO G. & MANCUSO C. (1992) - *Elementi per una revisione dei rapporti Appennino-Arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 193-215.
- KASTENS K. *et alii.*, (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1140-1156.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, Southern Italy*. Tectonics, **10**, 1164-1172.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1981) - *La tettonica recente della valle del Fiume Crati (Calabria)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **4**, 11-21.
- LANZAFAME G. & ZUFFA G. (1976) - *Geologia e petrografia del foglio Bisignano (Bacino del Crati, Calabria)*. Geol. Romana, **15**, 223-270.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., DE VIVO B., PERRONE V., RUSSO S., BARBERI M. & SCOTT B. (1991a) - *Geological and petrochemical study of the Sila Massif plutonic rocks (Northern Calabria, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 165-206.
- MESSINA A., RUSSO S., PERRONE V. & GIACOBBE A. (1991b) -

- Calc-alkaline Late Variscan two micacordierite-Al silica-bearing intrusion of the Sila batholith (northern sector of the Calabrian-Peloritan Arc, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**, 365-389.
- MEULENKAMP J.E., HILGEN F. & VOOGT E. (1986) - Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc. *Gior. Geol.* **48**, 345-359.
- MORRONE A. (1991) - Sedimentological and stratigraphical study of Miocene deposits of the Calabrian Coast Range, in the area between Falconara A. and Cosenza. *Giorn. Geol.*, **53**, 93-113.
- MOUSSAT E., REHAULT J.P. & FABBRI A. (1986a) - Rifting et evolution tectono-sedimentaire du Bassin tyrrhenien au cours du Neogene et du Quaternaire. *Gior. di Geol.*, **48**, 41-62.
- MOUSSAT E., ANGELIER J., MASCLE G. & REHAULT J.P. (1986b) - L'ouverture de la Mer Tyrrhenienne et la tectonique de faille neogene quaternaire en Calabre. *Gior. di Geol.*, **48**, 63-75.
- ORTOLANI F. (1978) - Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche dell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**, 609-616.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & G.B. Vai (Eds) *The Lithosphere in Italy*. Advances in Earth Science Research. *Atti Conv. Lincei*, **80**, 157-176.
- PATACCA E., SARTORI R., & SCANDONE P. (1990) - Thirrenian Basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 425-451.
- PERRI E. (1996) - *Analisi della deformazione post-tortoniana lungo la Linea di Sanginetto*. Tesi di dottorato.
- PERRI E. & SCHIATTARELLA M. (1996) - *Evoluzione tettonica quaternaria del Bacino di Morano Calabro (Catena del Pollino, Calabria settentrionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **116**.
- PERRONE V., TORRE M. & ZUPPETTA (1973) - *Il Miocene della Catena Costiera Calabria. Primo contributo: zona Diamante-Bonifati-Sant'Agata D'Esaro (Cosenza)*. *Riv. It. Pal. Str.*, **79**, 2, 157-205.
- PHILIP H. & TORTORICI L. (1980) - *Tectonique superposée dans les sédiments Miocène supérieur à Pléistocène de la Calabre centrale et septentrionale (Italie méridionale)*. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **5**, 191-194.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) - *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin*. *Mar. Geol.*, **74**, 123-150.
- ROMEO M. & TORTORICI L. (1980) - *Stratigrafia dei depositi miocenici della Catena Costiera Calabria meridionale e della media Valle del F. Crati (Calabria)*. *Boll. Soc. Geol. It.* **99**, 303-318.
- RUSSO F. & SCHIATTARELLA M. (1992) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale)*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec., 1992/1, 271-278.
- SARTORI R. (1989a) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. *Gior. Geol.*, **51**, 1-39.
- SARTORI R. (1989b) - *Drillings of the ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Tentative basin evolution compared to deformations in the surrounding chains*. *Atti Acc. Naz. Linc.*, **80**, 140-156.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 221 - Castrovillari*. Roma
- SCHEEPERS P.J.J. & LANGEREIS C.G. (1994) - *Magnetic fabric of Pleistocene clays from the Tyrrhenian Arc: A magnetic lineation induced in the final stage of the middle Pleistocene compressive event*. *Tectonics*, **13**, 1190-1200.
- SPADAFORA E. (1990) - *Successioni sedimentarie tardo-mioceniche della Calabria settentrionale*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **13**, 135-138.
- THOMSON S.N. (1994) - *Fission track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian Arc, Southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion*. *Tectonophysics*, **238**, 331-352.
- TORTORICI L. (1981) - *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogeni della Calabria settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100**, 291-308.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 519-529.
- VAN DIJK J.P. & OKKES M. (1991) - *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. *Tectonophysics*, **196**, 23-60.
- VAN DIJK J. & SCHEEPERS P.J.J. (1994) - *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implication for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean*. *Earth-Sc. Rev.*, **39**, 207-246.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R. M. JR, VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J. (1988) - *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition*. In Wilgus C.K. et alii, (Eds) *Sea level changes: an integrated approach*, S.E.P.M. Spec. Publ., **42**, 39-45.
- VEZZANI L. (1968) - *I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza)*. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, **20**, 28-84.
- WILGUS C.K., HASTTINGS B.S., POSAMENTIER H.W., VAN WAGONER J.C., ROSS C.A. & KENDALL C.G.St.C. (Eds) (1988) - *Sea level changes: a integrated approach*. S.E.P.M. Spec. Publ. n.42.
- YOUNG J. & COLELLA A. (1988) - *Calcareus nanofossils from the Crati Basin*. In: Colella A. (Ed.) "Excursion Guidebook", *Int. Workshop on Fan Deltas, Calabria*, 17-77.