



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

**ANALISI STRUTTURALE NELL'AMBITO DELLA CARTOGRAFIA
GEOLOGICA DEL PROGETTO CARG – DEFINIZIONE DEI CARATTERI
CINEMATICI DI ALCUNE LINEE TETTONICHE NEL
FOGLIO 348 "ANTRODOCO"**

Dr. Andrea Pietrosante

Tutor: Dr. Domenico Berti

Dr.ssa Rinalda Di Stefano

Data	Firma Stagista	Firma Tutor	Firma Responsabile Servizio

ABSTRACT

Lo stage oggetto della presente tesina è stato sviluppato nell'ambito del Progetto CARG (CARtografia Geologica in scala 1:50.000) del Foglio 348 "Antrodoco". Gli obiettivi principali proposti hanno previsto, dopo un'introduzione dello stagista alle problematiche del progetto in questione, l'applicazione delle tecniche di indagine proprie dell'analisi strutturale per la caratterizzazione cinematica di alcuni piani di faglia di importanza regionale (*thrust* del Giano-Gabbia in SALVUCCI, 1995/2; PIANA, 1995/2; BLUMETTI *et alii*, 2002), non affioranti in modo chiaro all'interno dell'area di studio o affioranti con caratteristiche complesse. Il risultato conseguito ha permesso di fare delle interessanti ipotesi di lavoro ed aperto possibili prospettive di ulteriore approfondimento nei campi della paleotettonica e della sedimentologia.

PREFAZIONE

Il progetto di rilevamento della nuova cartografia geologica nazionale in scala 1:50.000 (Progetto CARG), ha come obiettivo l'aggiornamento e il maggior dettaglio, rispetto ai vecchi fogli geologici in scala 1:100.000, delle conoscenze di base del territorio, strumento essenziale di sintesi per la pianificazione di tutte le attività che riguardano la difesa del suolo a scala nazionale. In tale ambito, benché le tematiche che vengono sviluppate non prevedano approfondimenti sistematici di ogni argomento trattato, in alcune situazioni particolarmente complesse, può rendersi molto utile alla risoluzione di problemi particolari e/o puntuali, la realizzazione di contributi specialistici di supporto alla cartografia geologica di base.

Il presente lavoro si è proposto di applicare alla cartografia del Progetto CARG le metodologie proprie dell'analisi strutturale, studiando alcuni affioramenti rocciosi tra i più significativi di un particolare settore del Foglio 348 "Antrodoco", in corso di rilevamento da parte del Servizio SUO-CAR dell'ISPRA. Il risultato ottenuto, sebbene con tutte le limitazioni per la parzialità delle analisi effettuate, dovuta principalmente all'impossibilità di realizzare uno studio più a vasta scala in un ambito di Stage, ha fornito alcuni stimolanti risultati ed aperto interessanti prospettive per possibili ulteriori approfondimenti.

Sulla base della positiva esperienza realizzata, l'auspicio è che futuri sviluppi di questo o altro tipo di indagine specialistica compiuti, sulla base della cartografia CARG, ad esempio nelle vicine aree con affioramento di faglie attive e presenza di sismicità recente e/o attuale, possano offrire un notevole contributo alla mitigazione del rischio geologico per l'intera comunità.

INDICE

1	INTRODUZIONE.....	5
2	INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL' AREA DI STUDIO	8
	2.1. Inquadramento geologico generale.....	8
	2.2. Successione litostratigrafica locale.....	10
3	ASSETTO STRUTTURALE	13
	3.1. Inquadramento strutturale dell' area.....	13
	3.2. Analisi mesostrutturale: metodi	16
4	ANALISI E SINTESI DEI DATI	18
	4.1. Presentazione e discussione dei dati mesostrutturali.....	18
	4.2. Interpretazione dei dati	25
5	PROSPETTIVE E POSSIBILI APPROFONDIMENTI.....	27
	BIBLIOGRAFIA.....	29

1 INTRODUZIONE

Durante le attività di rilevamento geologico in corso da parte del Servizio SUO-CAR dell'ISPRA nel Foglio 348 "Antrodoco" per la nuova carta geologica D'Italia in scala 1:50000 (Progetto CARG) sono state affrontate complesse problematiche riguardanti i rapporti stratigrafici e l'assetto strutturale del settore di piattaforma Laziale-Abruzzese (piattaforma Nuria-Giano-Gabbia-Calvo) posto a diretto contatto con i depositi di transizione del bacino umbro-sabino e del Gran Sasso.

La parte più esterna di tale settore di piattaforma, a partire dal Cretacico superiore e fino al Miocene inferiore, registra importanti fenomeni di annegamento connessi alla tettonica cretacea-paleogenica, differenziati nel tempo e con modalità diverse dal punto di vista geometrico da luogo a luogo. La successione di annegamento della piattaforma (scaglia di annegamento s.l.) e la tettonica orogenica e post orogenica tendono a mascherare gli originari rapporti paleogeografici tra i vari domini sedimentari. Come verrà definito più precisamente nel paragrafo di inquadramento geologico, diversi Autori (CAPOTORTI *et alii* 1991/2; PIANA, 1995/2; CALAMITA *et alii*, 1995/1) hanno affermato che l'attuale accostamento del dominio di piattaforma annegante a quello di scarpata-bacino avvenga attraverso una linea tettonica compressiva (*thrust* Gabbia-Cagno *Auctt.*) di sovrapposizione piattaforma-scarpata, in corrispondenza della quale il raccorciamento strutturale avrebbe eliso la gran parte del settore di avamargine..

I rilevamenti in corso da parte del Servizio SUO-CAR dell'ISPRA, pur confermando nel settore analizzato (allineamento Termine-Menzano) la presenza di una linea tettonica compressiva, sembrano porre nuovi quesiti sull'entità del raccorciamento, sulla geometria del piano di faglia e su tempi e modi delle deformazioni verificatesi. In particolare, alcuni indizi desunti dal rilevamento in corso sembrerebbero suggerire che tale linea possa essersi messa in posto già in fase sin-sedimentaria ed aver avuto un ruolo di controllo della geometria della transizione da piattaforma a bacino (AA.VV., in corso di rilevamento).

Lo studio oggetto del presente *Stage* si è proposto di definire i caratteri cinematici della linea in questione, rispondendo dove possibile ai quesiti sopra esposti, attraverso le metodologie di rilevamento proprie dell'analisi strutturale. Il lavoro ha previsto una fase iniziale di analisi dell'ampia bibliografia esistente sull'argomento, opportunamente integrata da elementi riguardanti il Progetto CARG e le nuove conoscenze in corso di acquisizione per la geologia di base nel Foglio 348 "Antrodoco" per l'area in esame. Successivamente, in alcuni affioramenti ritenuti significativi del settore compreso tra

Termine e Menzano, sono stati condotti rilievi strutturali di grande dettaglio alla scala dell'affioramento ed elaborati per via statistica i dati raccolti. L'intersezione tra tali dati, quelli provenienti dalla bibliografia e dalla nuove conoscenze geologiche di base ha permesso di formulare alcune ipotesi sugli interrogativi emersi dal semplice rilevamento geologico del Foglio al 50.000, ponendo anche i presupposti per ulteriori approfondimenti. Successivamente, in alcuni affioramenti ritenuti significativi del settore compreso tra Termine e Menzano, rispettivamente denominati STAZIONE A e STAZIONE B (Figg. 1.1 e 1.2) sono stati condotti rilievi strutturali di grande dettaglio alla scala dell'affioramento ed elaborati per via statistica i dati raccolti. L'intersezione tra tali dati, quelli provenienti dalla bibliografia e dalla nuove conoscenze geologiche di base ha permesso di formulare alcune ipotesi sugli interrogativi emersi dal semplice rilevamento geologico del Foglio al 50.000, ponendo anche i presupposti per ulteriori approfondimenti.



Figura 1.1 – Cava di Termine (immagine tratta da Google Earth)



Figura 1.2 – Cava di Pietra (immagine tratta da Google Earth)

2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO

2.1. Inquadramento geologico generale

L'area del Foglio 348 Antrodoco ricade nel settore dell'Appennino centrale situato nella zona d'incontro tra diversi paleoambienti sedimentari: la piattaforma laziale abruzzese (a sud), la transizione da questa al bacino Umbro Marchigiano (a nord e a nord-ovest) e alla scarpata del G. Sasso (ad est), il bacino di avanfossa dei M. della Laga (a nord). I rapporti strutturali tra questi paleoambienti sono stati determinati, nel tempo, dallo sviluppo e dall'evoluzione di importanti lineamenti tettonici ben noti in letteratura, quali la linea Olevano-Antrodoco – *thrust* dei M. Sibillini e, al letto di questa, il sovrascorrimento di M.Gabbia – M.Giano – Valle del Velino al di sopra dell'unità Gran Sasso (CAPOTORTI *et alii* 1991/2; PIANA, 1995/2; CALAMITA *et alii*, 1995/1). In particolare, il *thrust* dei Sibillini sovrappone il dominio pelagico umbro-marchigiano-sabino sull'estrema porzione nord-occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (unità di M.Gabbia – M.Giano – Valle del Velino), nel tratto meridionale (Antrodoco - Sigillo), e sul dominio di transizione dell'unità G. Sasso – Posta – M. Mozzano in quello più settentrionale (*Figura 2.1*). Il *thrust* Monte Giano–Monte Gabbia (da ora *thrust* Giano-Gabbia) sovrappone a sua volta il dominio di piattaforma e margine a quello di transizione dell'unità Gran Sasso (SALVUCCI, 1995/2; PIANA, 1995/2; BLUMETTI *et alii*, 2002) (*Figura 2.2*).

Tali elementi inversi si attivano a partire dalla fase compressiva riferibile all'arco di tempo Messiniano-Pliocene inferiore e presentano direzioni di raccorciamento e trasporto tettonico ca. ovest-nordovest – est-sudest nel *thrust* dei Sibillini e da sudovest – nordest a sud-sudovest – nord-nordest in quello del Giano-Gabbia, con generale vergenza adriatica.

Una lunga fase tettonica estensionale disloca le strutture compressive messe in posto, a partire dal Pliocene superiore o dal Pleistocene inferiore a secondo degli Autori, sia lungo piani di neoformazione sia attraverso il riutilizzo di lineamenti sin-compressivi (BIGI *et alii*, 1991/2; PIZZI *et alii*, 2002; BIGI & COLTORTI 2006). Le principali faglie a carattere distensivo hanno direzione prevalentemente appenninica e determinano la nascita e successiva evoluzione delle più importanti conche vallive intramontane dell'area (Rieti, L'Aquila, valle dell'Aterno). Alla fase distensiva si accompagna un sollevamento generale di tutta l'area interessata, i cui effetti sono probabilmente ancora in atto.

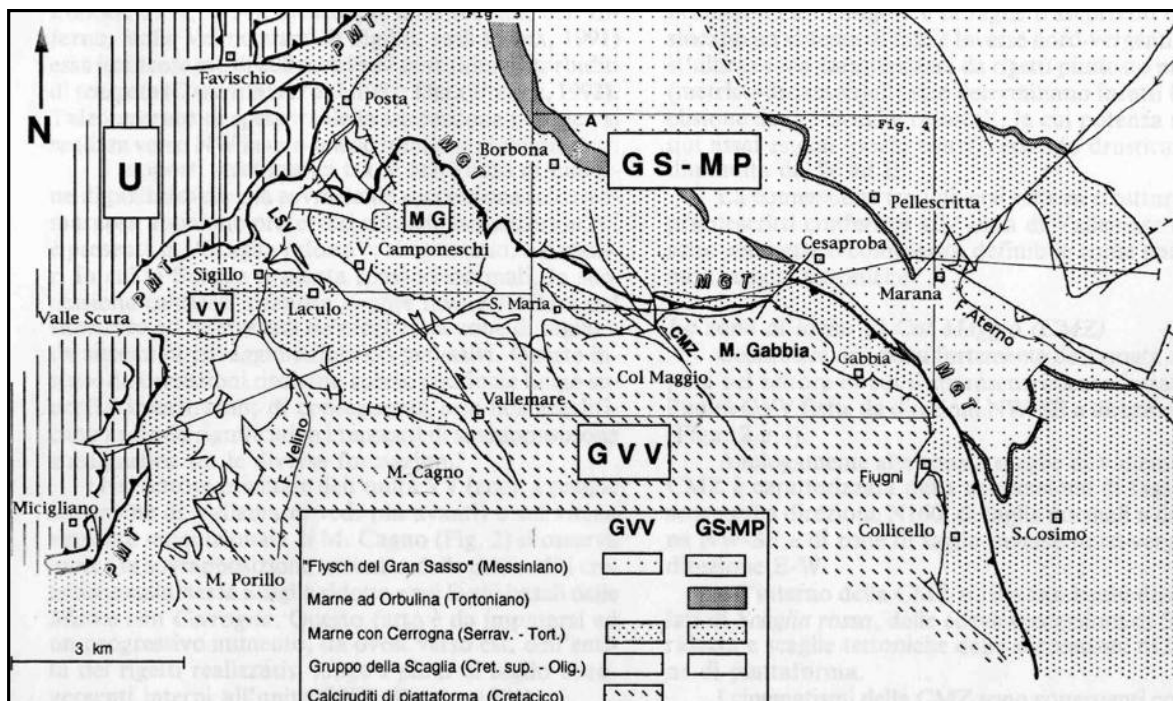


Figura 2.1 - Inquadramento geologico-strutturale schematico dell'area in oggetto (modificato da Piana, 1995/2). U: unità umbre; GS-MP: unità Gran Sasso - M. Mozzano-Posta; GVV: unità M. Gabbia-Valle del Velino; VV: sub-unità Valle del Velino; MG: sub-unità M. Gabbia; PMT: thrust Posta-Micigliano (fronte dei M. Sibillini); MGT: sovrascorrimento di Monte Gabbia; LSV: zona di deformazione di Laculo- Sigillo-Villa Camponeschi.

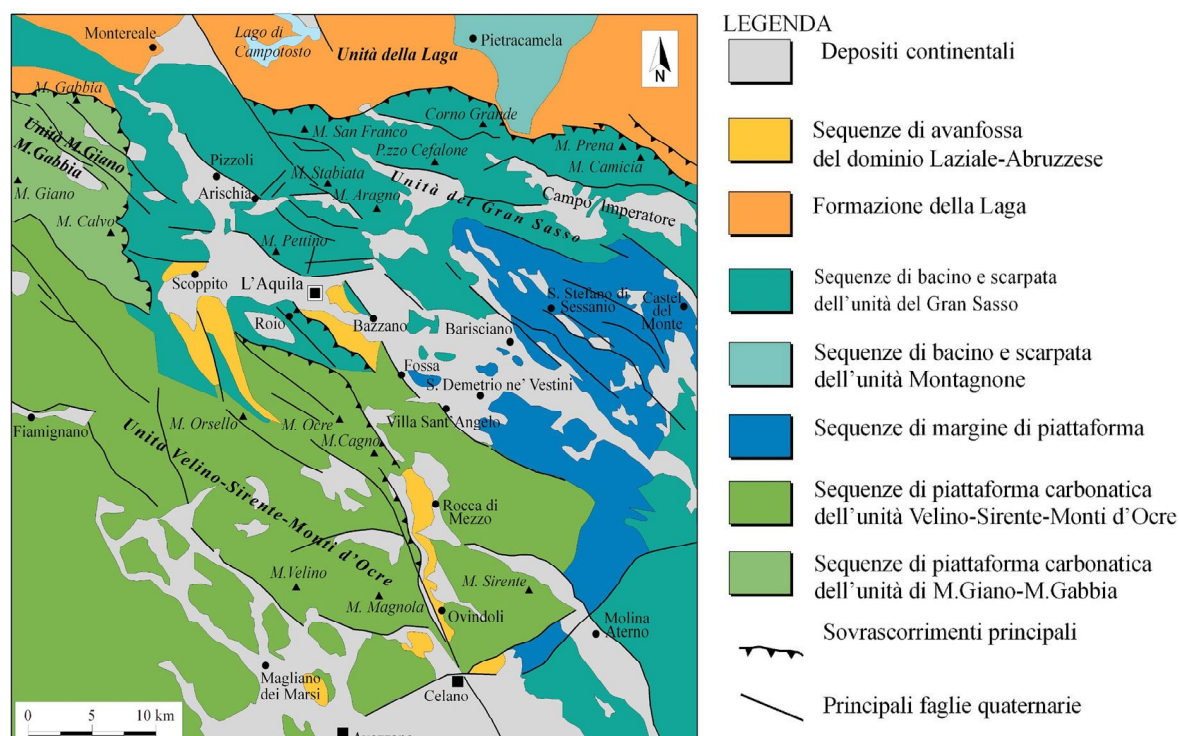


Figura 2.2 - Schema geologico-strutturale dell'area aquilana comprendente anche la zona del Foglio Antrodoto (tratta da BLUMETTI et alii, 2002).

2.2. Successione litostratigrafica locale

L'area oggetto del presente studio, ricadente nel settore centromeridionale del Foglio "Antrodoco", in particolare, si colloca in corrispondenza del citato *thrust* Giano–Gabbia (SALVUCCI, 1995/2; PIANA, 1995/2; BLUMETTI *et alii*, 2002) ed è interessata da successioni di margine di piattaforma e scarpata prossimale, costituite dalle unità litostratigrafiche di seguito descritte (*Figura 3.2* e *Figura 3.3*).

STAZIONE "A". Settore della Cava di Termine

Nei pressi della Cava di Termine *Figura 1.1* affiorano sedimenti di età Titonico-Paleogene in facies di margine di piattaforma sino al Turoniano *p.p.* e di scarpata prossimale dal Turoniano *p.p.* sino all'Eocene.

Calcari ad Ellipsactinie (Titonico *p.p.*) ELL

Calcari biancastri, bioclastici prevalenti, con frammenti di echinodermi, coralli, ellipsactinie, diceratidi (solo nella parte alta).

Calcari ciclotemici a Gasteropodi (Cretacico inferiore) CCG

Alternanza di *grainstone* e *wackestone* avana organizzati in ciclotemi da metrici a plurimetrici, con gasteropodi, coralli, nerineidi e rudiste, specialmente nella parte alta della formazione. Nella parte basale sono prevalentemente presenti diceratidi.

Calcari a coralli e diceratidi (Cretacico inferiore) CCD

Eteropici ai precedenti, in facies di margine, rispetto ai quali tendono a prevalere gli intervalli granulari e i livelli bioclastici, con lo stesso contenuto faunistico

Calcari a rudiste e orbitoline (Aptiano–Cenomaniano *p.p.*) RDO

Grainstone prevalenti, con rudiste, orbitoline, echinodermi, coralli, di aspetto saccaroide o localmente ben selezionati.

Calcari bioclastici superiori (Aptiano-Cenomaniano) BLS

Grainstones e *packstones* fortemente rimaneggiati e saccaroidi o cristallini, con sporadiche intercalazioni di micriti pelagiche con planctonici. Contengono frammenti di rudiste ed orbitoline, a luoghi abbondanti.

Scaglia detritica (Cenomaniano?-Turoniano). SCZ_c

Prevalenti bioclastiti da avana a biancastre, da fini a grossolane, con resti di rudiste, echinodermi e coralli. Contengono sporadiche intercalazioni di micriti con fauna pelagica.

Scaglia Rossa (Turoniano *p.p.*?-Eocene). SCZ_a

Prevalenti micriti rosate e rossastre con selce rossastra e abbondante fauna a planctonici. Contengono sporadiche intercalazioni di calcareniti bioclastiche da fini a grossolane.

STAZIONE “B”. Settore della Cava di Pietrisco (Figura 1.2)

Unità oolitica (Toarciano superiore *p.p.* – Bajociano inferiore *p.p.*) UOO

Calcareniti (*grainstone* e *packstone*) grigio-avana chiaro alternate a calcareniti oolitiche (*grainstone*), a luoghi prevalenti, con intercalazioni sporadiche di micriti (*mudstone* e *wackestone*) nocciola e marroni. Verso l’alto le calcareniti tendono ad essere prevalenti e ad essere spesso dolomitizzate.

Calcareniti a echinodermi e coralli (Bajociano *p.p.*?) ECO

Calcari bioclastici (*grainstone* e *rudstone*) avana chiaro-biancastri con abbondante fauna a echinodermi, briozoi, coralli, alternati a micriti grigiastre e grigio-avana. Verso l’alto contengono intercalazioni biodetritiche saccaroidi e livelli oolitici o a noduli rivestiti

Calcari ciclotemici a Gasteropodi (Cretacico inferiore) CCG

Presentano medesime caratteristiche dell’omonima unità descritta nel paragrafo precedente.

Calcari a coralli e diceratidi (Cretacico inferiore) CCD

Presentano medesime caratteristiche dell’omonima unità descritta nel paragrafo precedente.

Calcari bioclastici superiori (Aptiano-Cenomaniano) BLS

Presentano medesime caratteristiche dell’omonima unità descritta nel paragrafo precedente.

Calcari a rudiste e orbitoline (Aptiano–Cenomaniano *p.p.*) RDO

Presentano medesime caratteristiche dell’omonima unità descritta nel paragrafo precedente.

Scaglia detritica (Cenomaniano?-Turoniano) SCZ_c

Prevalenti bioclastiti da avana a biancastre, da fini a grossolane, con resti di rudiste, echinodermi e coralli, contenenti filoni sedimentari in genere pluricentimetrici di età Cretacico superiore – Eocene e sporadiche intercalazioni di micriti con fauna pelagica, a luoghi in brecce polifasiche.

Scaglia Rossa (Turoniano *p.p.*?-Eocene) SCZ_a

Prevalenti micriti rosate e rossastre con selce rossastra e abbondante fauna a planctonici. Contengono sporadiche intercalazioni di calcareniti bioclastiche da fini a grossolane, a luoghi gradate (località “Pendenti”), con clasti di età più antica (in genere di RDO).

Scaglia cinerea detritica (Luteziano *pp.* – Aquitaniano *p.p.*) CDZ

Calcari e calcari marnosi grigiastri, marne e marne argillose grigio-verdastre in strati sottili, a foraminiferi planctonici, con selce nera ed intercalazioni, a luoghi prevalenti, di calcareniti bioclastiche con foraminiferi bentonici

3 ASSETTO STRUTTURALE

3.1. Inquadramento strutturale dell'area

Lo studio strutturale è stato eseguito lungo il tratto orientale del sovrascorrimento del monte Gabbia, situato nello spigolo nord-occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. A causa dell'intensa tettonizzazione del settore rilevato e della mancanza di superfici ben esposte, non è stato possibile misurare gli indicatori cinematici con continuità lungo l'intero tratto del *thrust*. Le misure effettuate sono state raccolte in due stazioni (Figura 3.1): presso la Cava di Sabbia poco a nord di Termine (Stazione A) e presso la Cava di Pietrisco a SE della Piana di Cascina (Stazione B). Gli stralci relativi ai due settori, presso cui è stato effettuato lo studio geologico-strutturale di dettaglio, sono rappresentati nelle Figura 3.2 e Figura 3.3.

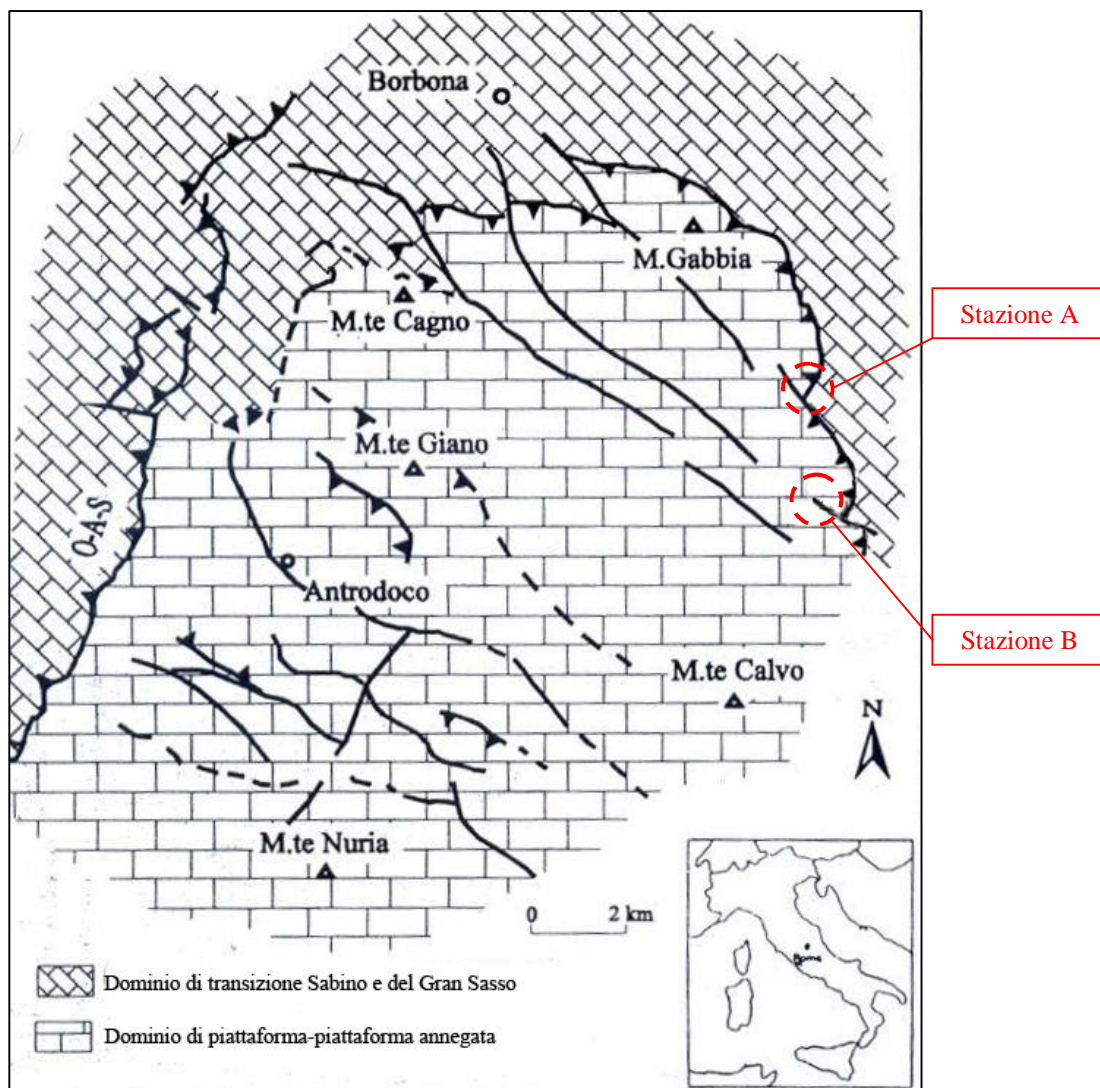


Figura 3.1 - Schema geologico semplificato ed ubicazione delle stazioni strutturali (da Capotorti et alii modificato).

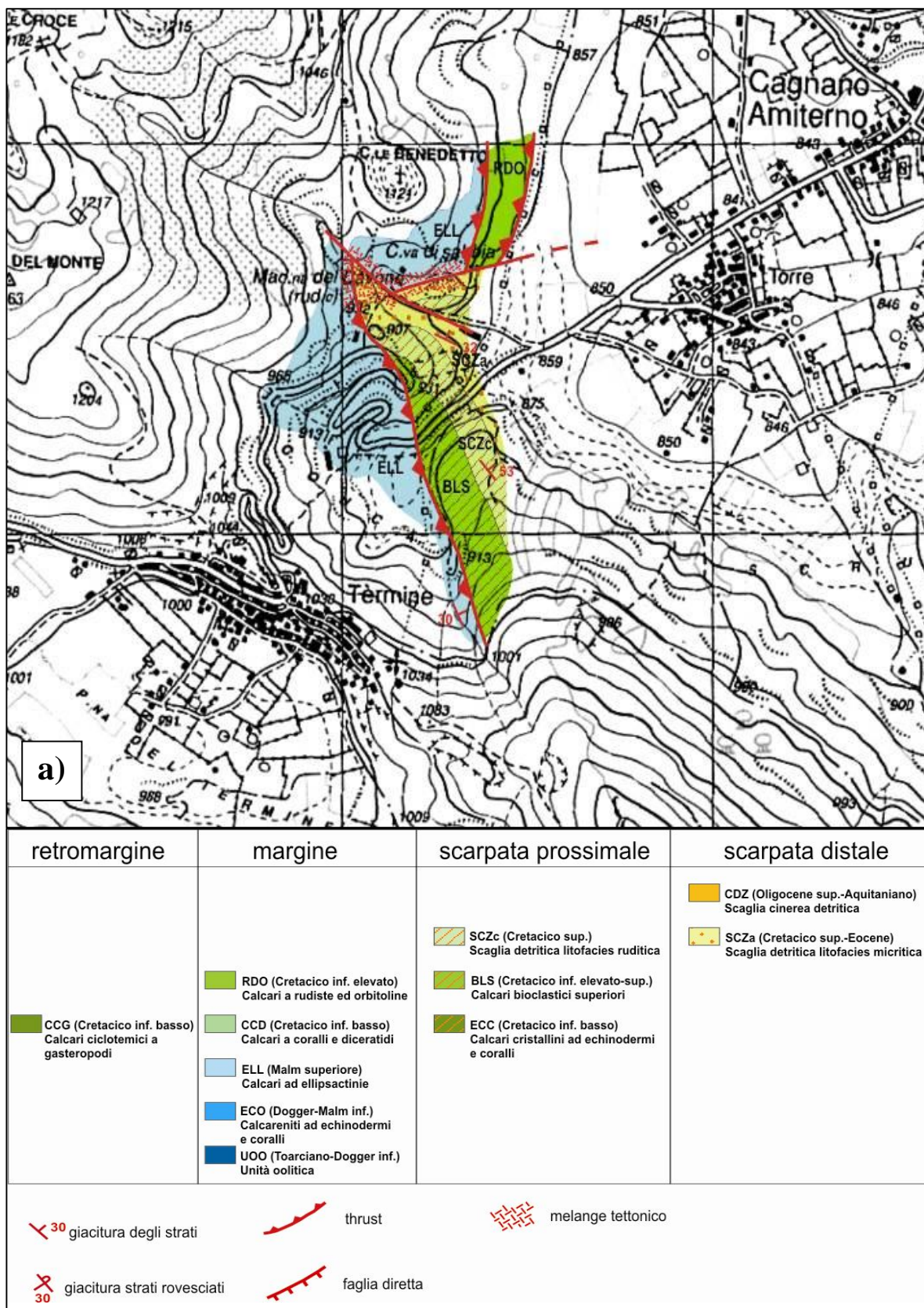


Figura 3.2 - Schema geologico-strutturale di dettaglio della Stazione A, in località Cava di Sabbia, e relativa legenda.

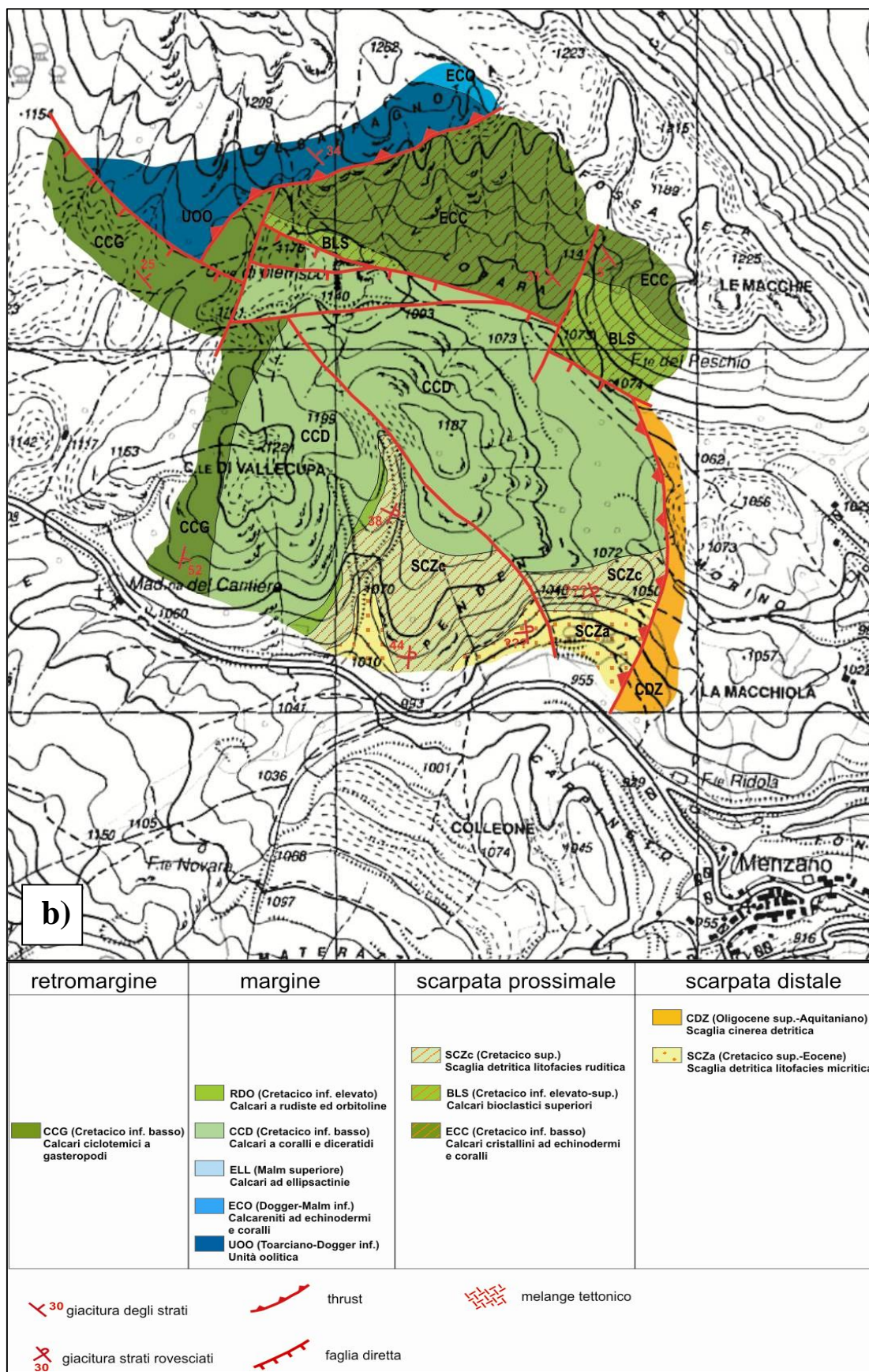


Figura 3.3 - Schema geologico-strutturale di dettaglio della Stazione B, in località Cava di Pietrisco, e relativa legenda.

Questo tratto del *thrust* rappresenta una porzione limitata del sovrascorrimento Giano-Gabbia (CAPOTORTI *et alii*, 1995) il quale descrive una geometria arcuata con un andamento circa est-ovest fra la Valle del Velino ed il paese di Fiugni, per poi orientarsi in senso circa meridiano lungo la direzione Termine-Menzano.

Il sovrascorrimento Giano-Gabbia sovrappone, verso nord-nord est, le facies marginali della piattaforma, con al tetto la successione di annegamento alto cretacea-paleogenica, sui sedimenti di slope appartenenti al dominio marchigiano. Le evidenze sia stratigrafiche che tettoniche del sovrascorrimento sono maggiormente chiare verso est, a partire da Vallemare verso Termine e ancora più a sud nei pressi di Casaline (appena a nord della Cava di Pietrisco). L'anticlinale frontale del *thrust* è piuttosto stretta ed il fianco tende a rovesciarsi procedendo verso est. Allo stesso modo i terreni al letto del *thrust* appaiono spesso rovesciati (PIANA, 1995). Questo tipo di geometria è riferibile ad un meccanismo di propagazione del sovrascorrimento del tipo *fault-propagation-folding* con aumento delle deformazioni da *thrusting* procedendo verso est (CAPOTORTI *et alii*, 1995). Nei settori più occidentali del *thrust*, da Vallemare verso Sigillo, sia le evidenze stratigrafiche che tettoniche del sovrascorrimento diminuiscono. Ciò potrebbe essere spiegato ipotizzando che il *thrust* in questo tratto resti cieco (CAPOTORTI *et alii*, 1995), oppure che si trasferisca poco a nord del monte Cagno (CAPOTORTI *et alii*, 1992) o ancora che sia stato ripreso ed invertito dalla faglia diretta Laculo-Vallemare (SALVUCCI, 1995). La geometria del sovrascorrimento Giano-Gabbia è ulteriormente complicata da una serie di faglie dirette, orientate NW-SE ed immergenti verso SW che lo dislocano a dente di sega (CAPOTORTI *et alii*, 1995). Altre strutture distensive immergenti a NE, insieme a quelle menzionate immergenti a SW, delimitano le piane intramontane dell'area (BIGI *et alii*, 1993).

3.2. Analisi mesostrutturale: metodi

L'analisi mesostrutturale si basa sulla raccolta di dati lungo gli elementi strutturali allo scopo di definire il campo di *stress* responsabile dell'assetto strutturale osservato. Nel segmento investigato, in cui prevalgono decisamente gli elementi fragili rispetto a quelli duttili, sono state misurate le giaciture dei piani di faglia, la direzione delle movimento relativo (*pitch* delle strie) e quando possibile è stato definito il verso del movimento (gradini di cristallizzazione, strie stilolitiche, strie di abrasione, microtagli di tipo Riedel).

Il calcolo dei parametri geometrici dell'ellissoide degli sforzi per le diverse popolazioni di faglie è stato effettuato col metodo di inversione di ANGELIER (1984, 1990). Tale metodo si

basa sul presupposto di un deviatore medio, attivo alla scala regionale, applicato ad un corpo roccioso prefratturato e quindi al di fuori delle condizioni di omogeneità ed isotropia richieste dal “classico” modello di ANDERSON (1951). L’elaborazione automatica di una popolazione di faglie striate, i cui movimenti siano riferibili alla medesima fase tettonica ed in cui si riconoscano almeno quattro distinte direzioni, permette di determinare orientazione e geometria del campo di sforzi ad esse applicato.

Il metodo di inversione utilizzato consente di stimare il parametro R (rapporto di forma = $[\sigma_2 - \sigma_3] / [\sigma_1 - \sigma_3]$) che esprime il grado di anisotropia dell’ellissoide degli sforzi; inoltre consente di determinare per ogni faglia, una stria teorica (τ), corrispondente alla proiezione dello sforzo di taglio massimo, e lo scarto angolare ($\tau - S$) tra la stria teorica e la stria misurata sul piano di faglia (S). Una popolazione di faglie è considerata omogenea ed il tensore associato è considerato di buona qualità se il valore del parametro R è compreso tra 0 ed 1 e lo scarto angolare ($\tau - S$) risulta minore di 20° per almeno l’80% delle faglie. Questo metodo ha il pregio di definire con accuratezza le direzioni teoriche di scorrimento per ogni piano di faglia, consentendo pertanto di discriminare eventuali strutture incompatibili col campo di sforzi medio regionale.

Nella Stazione B la ricostruzione del tensore del paleostress è stata effettuata, a causa della scarsità dei dati a disposizione, con il metodo dei diedri retti di ANGELIER & MECHLER (1977), anch’esso applicabile ad una popolazione omogenea di faglie. Il metodo prevede che per ciascuna faglia contenente strie con verso di movimento, venga costruito un piano ausiliario ortogonale al piano di faglia e alla stria contenuta nel piano. In questo modo vengono delimitate 4 porzioni del reticolo di Schmidt: 2 in cui sarà contenuto lo sforzo principale σ_1 e 2 in cui sarà contenuto lo sforzo minimo σ_3 . Questa operazione viene reiterata per ciascuna faglia e al termine del processo vengono intersecate tra di loro le porzioni contenenti σ_1 ottenendo così un’area ristretta del reticolo di Schmidt in cui è massima la probabilità di ottenere la corretta direzione del σ_1 associato alla popolazione di faglie considerata. Naturalmente lo stesso processo di intersezione si applica per determinare la direzione del σ_3 .

L’elaborazione dei dati è stata effettuata con il software “TectonicFP versione 1.7” sviluppato dall’Università di Innsbruck.

4 ANALISI E SINTESI DEI DATI

4.1. Presentazione e discussione dei dati mesostrutturali

I dati misurati in campagna relativi alla Stazione A, in corrispondenza del fronte di cava a nord di Termine, località Cava di Sabbia, sono rappresentati negli stereogrammi (reticolo di Schmidt emisfero inferiore) di *Figura 4.1* e *Figura 4.2*. In *Figura 4.1* sono proiettati il totale dei dati per le faglie a componente inversa, che mostrano un addensamento dei piani intorno ad una direzione N150° ed una dispersione piuttosto ampia (*Figura 4.1a*). Nella stessa figura sono riportate le proiezioni delle strie e dei *rotax*; per questi ultimi risulta un addensamento lungo una direzione circa N150° sub-orizzontale e, subordinatamente, lungo altre due direzioni N135° e N350° con inclinazione tra 40° e 60°.

In *Figura 4.2* sono proiettati i dati relativi al totale delle faglie dirette della Stazione A. Anche in questo caso sono stati proiettati i dati relativi ai poli dei piani, alle strie e ai *rotax*. Per quanto riguarda questi ultimi si nota una maggiore dispersione dei dati rispetto alla proiezione dei *rotax* per le faglie inverse; nonostante ciò i dati confermano un addensamento in direzione N150° sub-orizzontale e intorno a N350°.

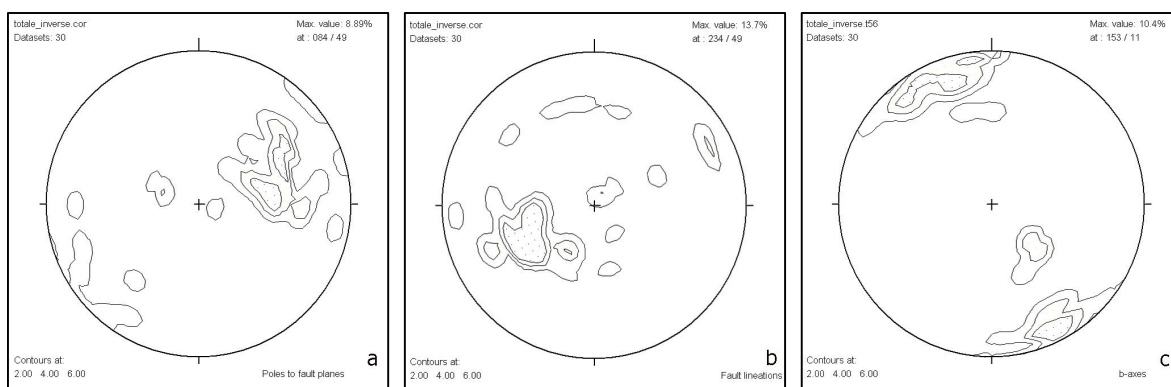


Figura 4.1 - Plot su reticolo di Schmidt (emisfero inferiore) relativi al totale delle faglie inverse: a) poli dei piani, b) striature, c) assi dello sforzo intermedio (σ_2).

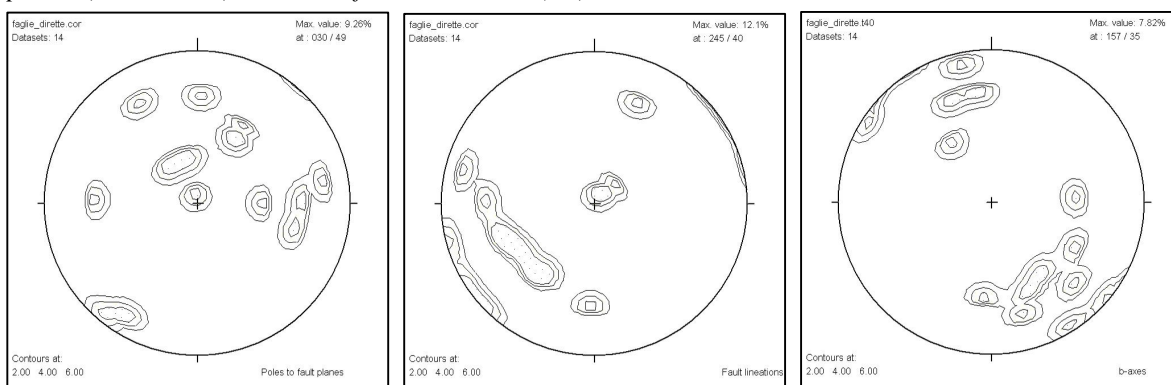


Figura 4.2 - Plot su reticolo di Schmidt (emisfero inferiore) relativi al totale delle faglie dirette: a) poli dei piani, b) striature, c) assi dello sforzo intermedio (σ_2).

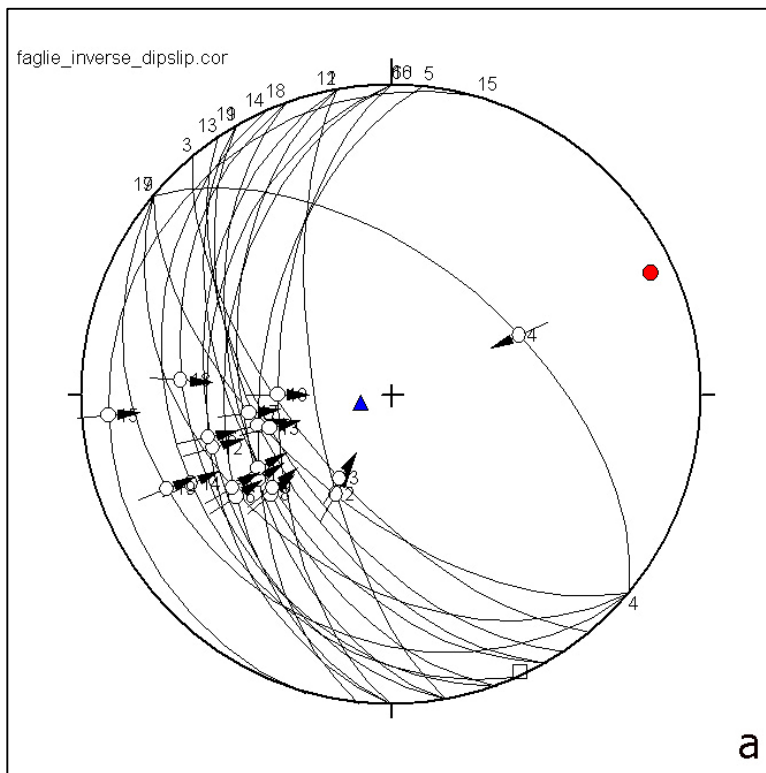
Dall'esame dei plot in *Figura 4.1c* e in *Figura 4.2c*, possiamo dedurre che per il *dataset* in esame non è possibile applicare il modello di ANDERSON (1951). Ricordiamo che tale modello è valido in un mezzo omogeneo ed isotropo, non interessato da fratture preesistenti, nel qual caso le faglie che si generano e la loro geometria nello spazio possono essere interpretate con un modello meccanico semplice di rottura per taglio, in cui si formano sistemi coniugati di faglie aventi *rotax* paralleli e coincidenti con il σ_2 .

I plot sopra citati mostrano una dispersione dei *rotax* che non ci consente di interpretare il totale delle faglie inverse o dirette come una popolazione omogenea dunque legata ad un tensore unico.

Allo scopo di individuare il numero minimo di popolazioni omogenee che giustifichino l'assetto strutturale osservato e la dispersione dei *rotax*, è stato utilizzato il metodo di inversione ed analisi numerica descritto nel paragrafo precedente. All'interno della popolazione di faglie inverse è possibile individuare, sulla base del calcolo tensoriale, due insiemi di strutture a cinematica differenziata. Un gruppo (*Figura 4.3*) presenta una cinematica prevalente *dip-slip* compatibile con un asse di massima compressione σ_1 orizzontale con direzione N65°. L'altro gruppo (*Figura 4.4*) presenta una cinematica obliqua prevalente con σ_1 suborizzontale, ruotato in senso antiorario di circa 10 gradi rispetto al precedente.

Nei plot di *Figura 4.3* e di *Figura 4.4* il σ_1 è indicato con il pallino rosso, il σ_2 è indicato con il quadratino bianco e il σ_3 con il triangolino blu.

Per la prima popolazione di faglie inverse oltre il 90% dei dati presenta uno scarto angolare $(\tau-S) < 20^\circ$, mentre per la seconda popolazione la percentuale di dati con $(\tau-S) < 20^\circ$ sale al 100%.



Plot name: faglie_inverse_dipslip.cor
 Plot type: Sigma123 - tensor
 Sigma1: 065 / 08
 Sigma2: 155 / 02
 Sigma3: 256 / 81
 Stress ratio: 0.7424
 Datasets total: 19
 Sense substituted: 0
 Negative sense expected for 0 datasets

No.	fault	lin.	se	er	delta
001	260/50	237/48	up	07	18
002	260/70	209/60	up	02	61
003	230/65	212/64	up	15	52
004	040/55	065/52	up	12	14
005	276/55	241/49	up	04	23
006	270/45	237/40	up	13	14
007	20/42	240/40	up	01	03
008	250/50	230/48	up	11	21
009	240/50	232/50	up	09	20
010	270/60	270/60	up	14	9
011	240/55	257/54	up	05	29
012	260/40	253/40	up	01	04
013	236/58	254/57	up	02	34
014	246/30	246/30	up	01	22
015	286/10	266/09	up	00	60
016	270/40	257/39	up	01	05
017	220/60	263/52	up	05	34
018	250/35	274/33	up	20	24
019	220/25	247/23	up	09	36

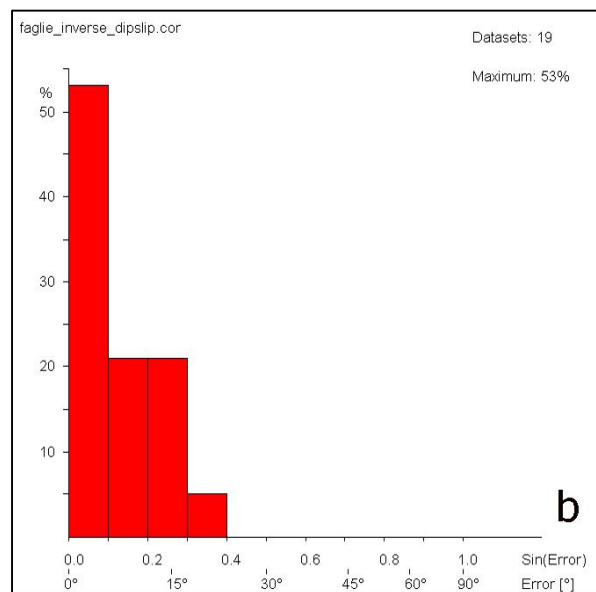
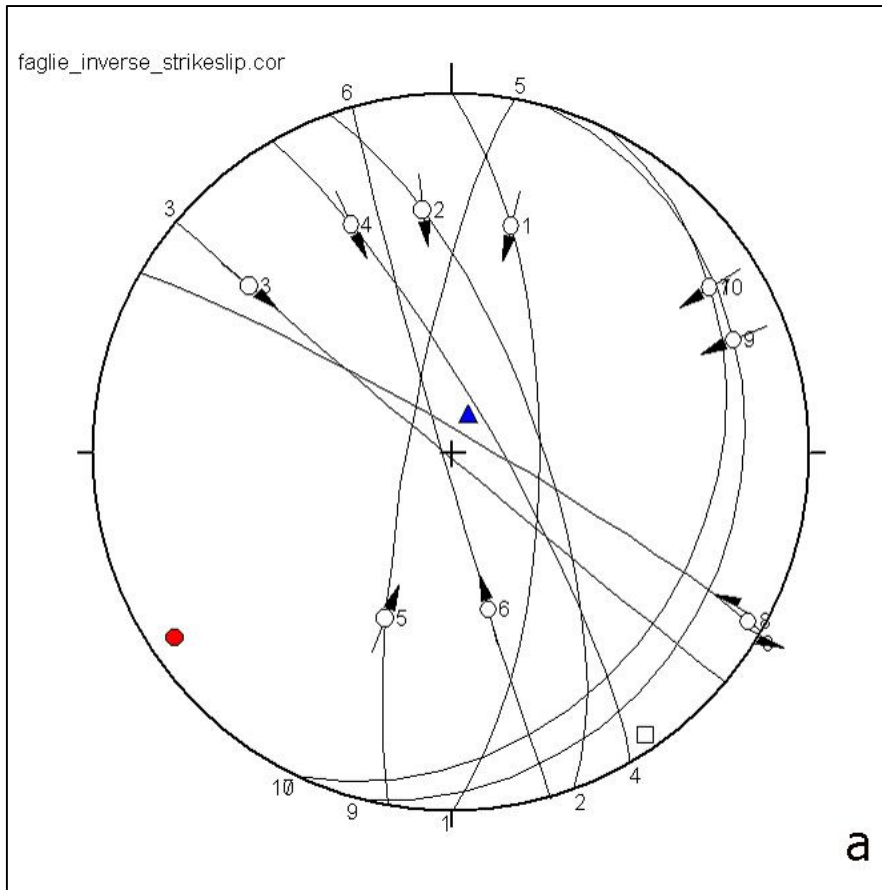


Figura 4.3 - Stazione A: Elaborazione relativa alla popolazione di faglie inverse con movimento prevalente dip-slip (a. ciclografiche dei piani e frecce indicanti la direzione dei pitch per ciascun piano; b. istogramma della distribuzione degli scarti angolari (τ -S) e tabella relativa).



Plot name: faglie_inverse_strikeslip.cor
 Plot type: Sigma123 - tensor
 Sigma1: 236 / 08
 Sigma2: 145 / 05
 Sigma3: 023 / 81
 Stress ratio: 0.4417
 Datasets total: 10
 Sense substituted: 0
 Negative sense expected for 0 datasets

No.	fault	lin.	se	er	delta
001	090/70	015/35	up	03	43
002	070/70	353/33	up	10	63
003	220/89	309/28	up	08	66
004	060/80	336/31	up	01	84
005	280/80	202/49	up	11	35
006	254/88	167/53	up	04	65
007	116/28	058/16	up	09	43
008	030/85	120/05	sn	10	63
009	105/20	068/16	up	03	46
010	116/28	058/16	up	09	43

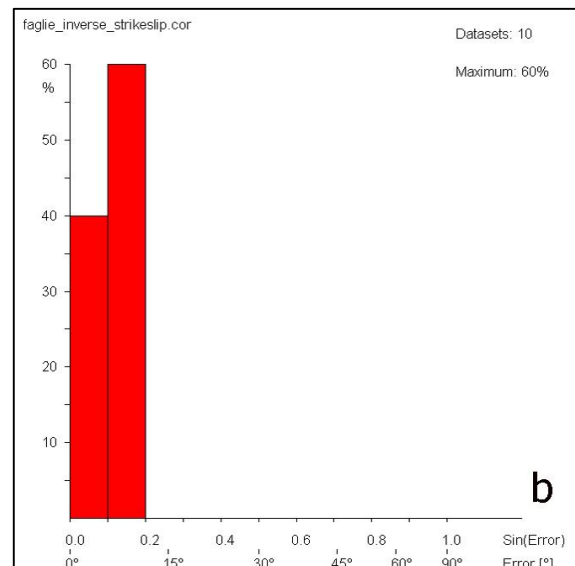


Figura 4.4 - Stazione A: Elaborazione relativa alla popolazione di faglie inverse con movimento prevalente strike-slip (a. ciclografiche dei piani e frecce indicanti la direzione dei pitch per ciascun piano; b. istogramma della distribuzione degli scarti angulari (τ -S) e tabella relativa).

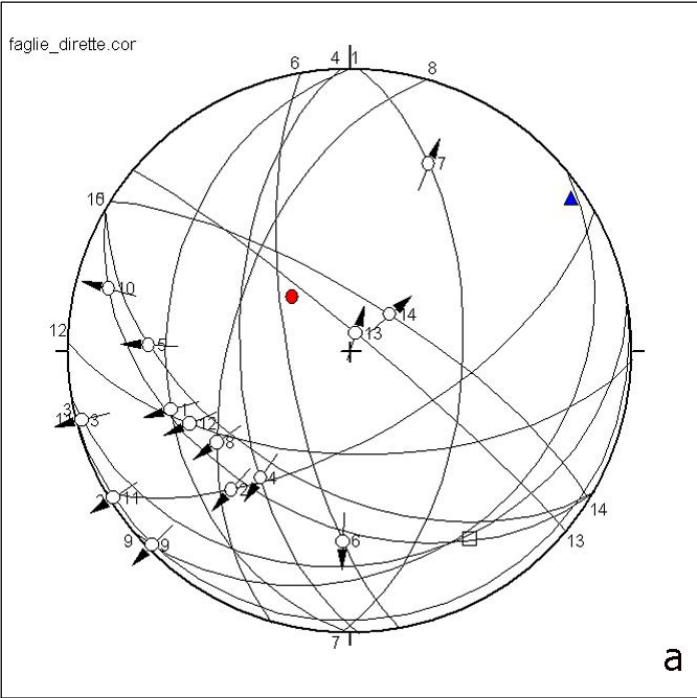
La divisione della popolazione di faglie inverse in due popolazioni distinte consente, per le faglie inverse di tipo *dip-slip*, di concentrare i rotax lungo una direzione circa NNW-SSE, in accordo con la direzione di massima compressione SW-NE prevalente nell'area. In questo tratto del *thrust* Giano-Gabbia tuttavia, la direzione del σ_1 è ruotato sensibilmente in senso orario di circa 15° rispetto alla direzione prevalente SW-NE riportata in letteratura (CAVINATO *et alii*, 1986; CAPOTORTI *et alii*, 1995).

Le faglie inverse con cinematica obliqua prevalente, mostrano una dispersione dei rotax con inclinazioni variabili da sub-orizzontali a valori intorno a 25° . Le giaciture e la cinematica di questo secondo sistema di faglie non sono riconducibili a situazioni di scambio tra σ_2 e σ_3 nell'ambito della fase compressiva che ha generato il sistema *dip-slip*. Si ipotizza quindi che si tratti di elementi riutilizzati dalla tettonica prevalente SW-NE, il che spiegherebbe in parte la dispersione dei rotax. Infatti i piani di faglia riutilizzati non possono generalmente seguire le regole di parallelismo dei rotax in quanto si verificano condizioni di geometrie forzate.

Le tabelle in *Figura 4.3* ed in *Figura 4.4* evidenziano un valore di $R=0.7424$ per le faglie inverse *dip-slip* ed un valore $R=0.4417$ per quelle a cinematica obliqua. In altre parole il tensore delle faglie *dip-slip* presenta un σ_2 maggiore rispetto alle faglie a cinematica obliqua. Inoltre la prima popolazione presenta una rotazione oraria del σ_1 di circa 10° rispetto alla seconda. Queste variazioni ed apparenti incongruenze nella geometria della deformazione e del campo degli sforzi che si osserva lungo il segmento analizzato del fronte Giano-Gabbia, possono essere giustificate se si ipotizza un primo evento compressivo sud ovest-nord est responsabile dell'enucleazione dei piani di faglia inversi e un successivo evento, circa coassiale al primo, responsabile della deformazione rotazionale che ha portato alla rotazione oraria dei piani precedentemente individuati. Questo secondo evento ha in parte contribuito alla rotazione dei piani di faglia, facendogli assumere l'attuale giacitura, ed in parte ha riattivato tali piani con cinematica obliqua.

Per quanto riguarda le faglie dirette, il plot relativo (*Figura 4.5*) mostra delle direzioni che approssimativamente ricalcano quelle delle faglie inverse, inoltre la loro bassa inclinazione suggerisce una possibile riattivazione distensiva di precedenti strutture compressive. La ricostruzione del paleostress per l'insieme delle strutture distensive misurate, indica una direzione $N50^\circ$ per il σ_3 ed un ellissoide degli sforzi compatibile con quello relativo alla fase compressiva a meno di inversione del σ_1 con il σ_3 . Nel complesso delle faglie dirette, quelle con direzione tra nord ovest-sud est e ovest sud ovest-est nord est hanno una

componente transtensiva destra mentre quelle orientate circa nord-sud hanno una componente transtensiva sinistra.



Plot name: faglie_dirette.cor
Plot type: Sigma123 – tensor
Sigma1: 272 / 66
Sigma2: 145 / 15
Sigma3: 050 / 18
Stress ratio: 0.4798
Datasets total: 14
Sense substituted: 0
Negative sense expected for 0 datasets

No.	fault	lin.	se	er	delta
001	270/35	252/34	dn	05	07
002	150/65	220/36	dn	21	50
003	170/25	255/02	dn	09	62
004	268/58	215/44	dn	02	40
005	210/50	272/29	dn	15	16
006	260/72	182/33	dn	00	63
007	092/57	023/29	dn	19	23
008	286/55	235/42	dn	07	28
009	140/25	225/02	dn	02	85
010	210/40	284/13	dn	35	36
011	168/05	238/02	dn	17	75
012	182/60	245/38	dn	02	10
013	040/85	018/85	dn	14	77
014	032/75	047/74	dn	15	59

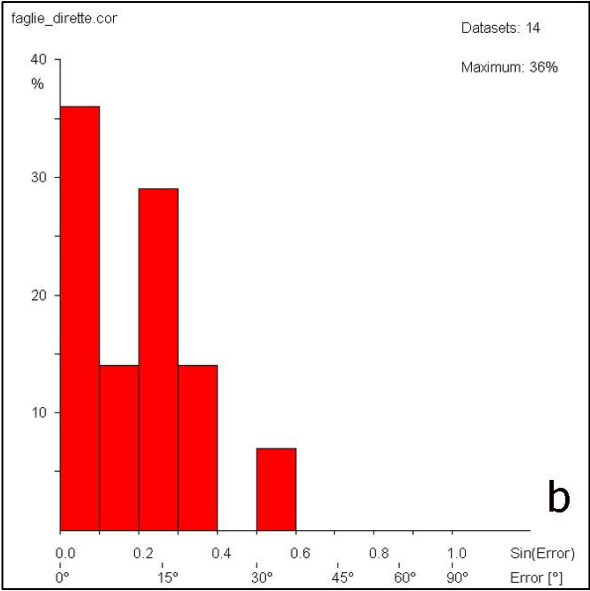


Figura 4.5 - Stazione A: Elaborazione relativa al totale delle faglie dirette (a. ciclografiche dei piani e frecce indicanti la direzione dei pitch per ciascun piano; b. istogramma della distribuzione degli scarti angolari (τ -S) e tabella relativa).

Per quanto riguarda la Stazione B, a causa dell'intensa tettonizzazione e della mancanza di superfici ben esposte, è stato possibile misurare soltanto un numero limitato di indicatori cinematici. Pertanto non è stato possibile effettuare una analisi statistica dei dati.

Gli indicatori cinematici rilevati nella Stazione B sono tutti relativi a faglie dirette.

Dal plot relativo al totale di tali indicatori, rappresentato in *Figura 4.6*, è comunque possibile ricostruire un ellissoide degli sforzi con gli assi principali orientati circa parallelamente a quelli desunti per le faglie dirette della Stazione A, a meno di piccole rotazioni attorno al σ_2 . In questo caso l'orientazione dell'ellissoide è stato ottenuto applicando il metodo dei diedri retti (ANGELIER & MECHLER, 1977) i cui principi teorici sono stati trattati nel paragrafo precedente.

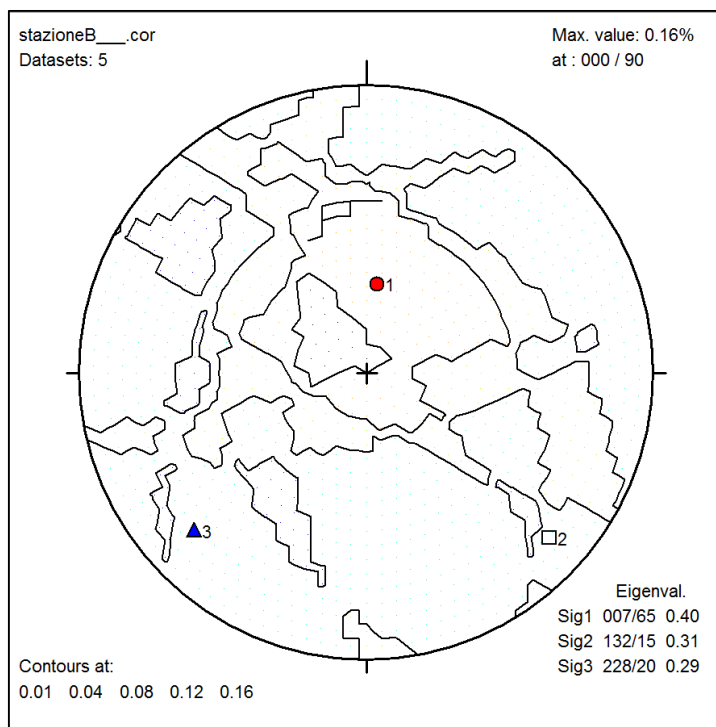


Figura 4.6 - Stazione B: Metodo dei diedri retti applicato al totale delle faglie dirette per la ricostruzione del paleostress.

4.2. Interpretazione dei dati

I risultati dell'analisi strutturale, presentati nel *paragrafo 4*, ci consentono di formulare delle ipotesi sulla geometria del *thrust* Giano-Gabbia nel segmento in esame, sulla tempistica e modalità di strutturazione, anche in relazione a possibili precedenti fasi di attività della stessa linea tettonica che potrebbero aver condizionato le modalità del regime sedimentario.

In particolare, nella Stazione A è stato possibile suddividere il totale delle faglie inverse in due popolazioni omogenee distinte: una con componente prevalente *dip-slip*, l'altra con componente *strike-slip*. I due insiemi di mesofaglie, *strike-slip* e *dip-slip*, individuate nella Stazione A, risultano circa coassiali nella direzione dei piani di faglia ma presentano differenti orientazioni degli assi di massima compressione σ_1 , orientati rispettivamente sud ovest-nord est e ovest sud ovest -est nord est.

La direzione SW-NE del σ_1 , relativo alla popolazione di faglie inverse *strike-slip*, si accorda bene con la vergenza generale verso NE delle strutture compressive in questo settore dell'Appennino (cfr. *Figura 3.1*) (BIGI *et alii*, 2002; BIGI & COLTORTI, 2006).

La rotazione di circa 10° in senso orario, nell'orientazione del σ_1 delle faglie inverse *dip-slip*, è coerente con la geometria del *thrust* Giano-Gabbia osservata nel tratto considerato, dal momento che esso tende ad orientarsi in senso circa meridiano lungo la direttrice Fiugni-Termine-Menzano.

Nel settore in esame, quanto osservato è giustificabile se si ipotizza una prima fase compressiva che ha generato i piani di faglia osservati. Successivamente, durante la fase compressiva responsabile dell'attuale geometria del *thrust*, i piani sarebbero stati in parte ruotati in senso orario fino ad assumere l'attuale giacitura, secondo un meccanismo di deformazione rotazionale, ed in parte riattivati con componente obliqua.

Per quanto detto finora, la direzione del σ_1 responsabile dell'attuale geometria del *thrust* è sud ovest-nord est, ovvero coincidente con il σ_1 delle faglie inverse a componente obliqua (*strike-slip*). Tale direzione si è mantenuta costante in entrambe le fasi compressive desunte dall'analisi mesostrutturale.

Nella *Figura 3.2*, la zona di taglio intensamente tettonizzata, orientata circa est-ovest, potrebbe quindi rappresentare l'espressione di una *tear-fault* generata nel quadro del meccanismo di deformazione rotazionale fin qui descritto. Si noti come, in corrispondenza di questa fascia intensamente deformata, il *thrust* subisca una brusca variazione della sua geometria, passando da un'orientazione circa nord ovest-sud est, a sud della *tear-fault*, ad

un'orientazione nord-sud subito a nord della stessa. Questo meccanismo deformativo potrebbe aver agito in più punti, dando origine alla dislocazione e rotazione in senso orario che si riscontra nel tratto del *thrust* tra Termine e Menzano.

In corrispondenza della *tear-fault* sopra citata, si assiste ad una variazione del contesto deposizionale. Infatti le successioni al letto del sovrascorrimento passano da una sedimentazione tipicamente di margine di piattaforma (Calcari a rudiste e orbitoline-RDO) ad una di scarpata prossimale (Calcari bioclastici superiori-BLS). Procedendo verso sud, lungo il fronte del *thrust*, questa tendenza all'approfondimento dell'ambiente deposizionale si accentua nel Cretacico superiore-Paleogene (Scaglia detritica litofacies micritica-SCZa) e nell'Oligocene-Aquitano *p.p.* (Scaglia cinerea detritica-CDZ), per cui si passa a termini di scarpata prossimale e termini di scarpata distale.

Quanto esposto suggerisce che il *thrust* Giano-Gabbia possa aver riattivato una linea tettonica che presumibilmente potrebbe aver agito già in fase sin-sedimentaria con un ruolo di controllo della geometria della zona di transizione, da piattaforma a bacino, secondo le modalità deformative evidenziate dall'analisi strutturale.

5 PROSPETTIVE E POSSIBILI APPROFONDIMENTI

Lo studio presentato nei precedenti capitoli, come accennato dai *tutor* in prefazione, essendo stato realizzato in un ambito di *stage*, in tempi relativamente brevi e senza disponibilità di risorse economiche per le attività di campagna richieste, ha necessariamente riguardato solo un settore esteso pochi chilometri, orientato in senso nord-sud, della linea tettonica analizzata. Per questo primo approccio è stata prescelta un'area con affioramenti ritenuti inizialmente molto significativi e utili per lo scopo prefissato.

I risultati ottenuti, discussi nel capitolo precedente, hanno dimostrato chiaramente che l'estensione delle analisi lungo tutta la linea tettonica considerata sarebbe, a parere dello scrivente, oltre che auspicabile, necessaria per verificare ulteriormente alcune ipotesi effettuate e per implementare i risultati ottenuti da un'analisi strutturale come quella realizzata.

Lo studio oggetto della presente tesina ha supportato, attraverso l'analisi meso-strutturale, la cartografia in corso di realizzazione per il Foglio in scala 1:50.000 348 "Antrodoco" fornendo utili elementi sulle caratteristiche del settore di *thrust* Giano-Gabbia analizzato. I dati misurati alla scala del lavoro non hanno consentito di definire tuttavia l'entità del raccorciamento determinato dal *thrust*, anche se l'integrazione delle misure strutturali con quelle del rilevamento geologico in corso sembrerebbe suggerire un'entità di traslazione delle facies di piattaforma su quelle di scarpata-bacino decisamente modesta.

Lo Stage, ha fornito alcuni stimolanti risultati ed aperto interessanti prospettive per possibili ulteriori approfondimenti utili a migliorare le conoscenze geologiche sull'evoluzione tettonico-sedimentaria di questo settore dell'Appennino centrale. In particolare, vista l'ipotesi formulata riguardo alla possibile attività in fase sin-sedimentaria della linea analizzata potrebbero essere programmate ulteriori indagini atte a chiarire definitivamente le problematiche ancora aperte. Ad esempio, potrebbe essere realizzato uno studio sugli elementi ed indicatori paleo strutturali quali, la presenza di mineralizzazioni e depositi selciferi sulle antiche superfici di faglia e l'affioramento di brecce e filoni sin-sedimentari, in modo da poter stabilire eventuali relazioni che intercorrono tra le superfici e i piani misurati alla mesoscala. In altri termini potrebbe essere definito se tutti i piani oggetto di misura nel presente lavoro sono da relazionare esclusivamente alle fasi compressive orogeniche o anche a quella disgiuntiva sin-sedimentaria.

La realizzazione di uno studio sedimentologico di dettaglio, effettuato anche con l'ausilio di sezioni sottili, analisi delle microfacies e delle geometrie dei corpi deposizionali (canalizzazioni, impronte di flusso, marcate variazioni laterali dello spessore dei corpi) potrebbe fornire informazioni utili alla ricostruzione paleogeografia dell'ambiente deposizionale.

Attraverso analisi specialistiche di questo tipo si potrebbe giungere, in fine a confermare definitivamente l'esistenza dell'elemento paleostrutturale in questione e definirne gli eventuali caratteri geometrici e cinematici.

BIBLIOGRAFIA

1. ANDERSON M. (1951) – *The dynamic of faulting*. Oliver & Boyd, Edinburgh, 206 p.p.
2. ANGELIER J. (1984) – *Tectonic analysis of fault slip data sets*. J. Geoph. Res., 89: 5835-5848.
3. ANGELIER J. (1989) – *From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data*. Jour. Struct. Geol., 11 (1/2), 37-50.
4. ANGELIER J. (1990) – *Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means*. Geophys. J. Int., 103, 1: 363-376.
5. ANGELIER J. & GOGUEL J. (1979) – *Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles*. - C. R. Acad. Sci. Paris, 288: 307-310; Paris.
6. ANGELIER J. & MECHLER P. (1977) – *Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et enséismologie: la methode des diédres droits*. Bull. Soc. Géol. France , VII, 19: 1309-1318; Paris
7. APAT – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2006) - Carta Geologica D'Italia in scala 1:50.000. *Foglio 359 L'Aquila*
8. APAT – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010) - Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000. *Foglio 358 Pescorocchiano*.
9. BÁRDOSSY G. & FODOR J. (2001) – *Traditional and newways to handle uncertainty in geology*. Natural Resources Research 10 (3), 179–187.
10. BIGI S. & COLTORTI M. (2006) – In: Note illustrative della Carta Geologica D'Italia in scala 1:50.000. *Foglio 359 L'Aquila*
11. BIGI S., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., RIDOLFI M., & SALVUCCI R. (1992) – *Assetto strutturale e cronologia della deformazione della zona d'incontro tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionali)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11.(1991/2): 21-26.
12. BIGI S. & COSTA PISANI P. (2002) – *Structural setting of the Cicolano-M. Calvo area (Central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. Vol. Spec., 1, 141-149.
13. BIGI S., CENTAMORE E., DRAMIS F., SALVUCCI R. (1994) – *Sistemi distensivi in due aree dell'Appennino Centrale*. Il Quaternario, 8 (1), 71-82.
14. BIGI S., DOGLIONI C. & MARIOTTI G. (2002) – *Thrust vs normal fault décollements in the Central Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale n.1, 161-166, 2 ff.
15. BLUMETTI A.M., DI FILIPPO M. ZAFFIRO P., MARSAN P. & TORO B. (2002) - *Seismic hazard characterization of the city of L'Aquila (Abruzzo, central Italy): new data from geological, morphotectonic and gravity prospecting analyses*. IN DRAMIS, F., FARABOLLINI, P. AND MOLIN, P. (EDS) 'LARGE-SCALE VERTICAL MOVEMENTS AND RELATED GRAVITATIONAL PROCESSES', Studi Geologici Camerti, Volume Speciale, Int.Workshop Camerino-Rome, 21-26 Giugno 1999, 7-18.

16. CAPOTORTI F., FUMANTI F. & MARIOTTI G. (1995) – *Evoluzione tettonico-sedimentaria e strutturazione del settore di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nell'alta valle del fiume Velino*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 101-111.
17. CAREY E. & BRUNIER B. (1974) – *Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles*. C.R. Acad.Sci., Paris, 269, 891-894.
18. CENTAMORE E., FUMANTI F. & NISIO S. (2002) – *The central-northern Apennines geological evolution from Triassic to Neogene time*. Boll. Soc. Geol. It. Vol. Spec. 1(1), 181-197.
19. CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) – *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale (1991/2), CROP 11, 125-131.
20. DAMIANI A.V., CHIOCCHINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLON A. (1992) – *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11 (1991/2): 187-214.
21. CAPOTORTI F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CIVITELLI G., CORDA L., MANCINELLI A., MARIOTTI G., ROMANO A. & SALVUCCI R. (1991/2) – *Dati preliminari geologico stratigrafici sull'unità di Monte Giano e Monte Gabbia*. Studi Geologici Camerti Volume speciale 119-123.
22. CENTAMORE E., ADAMOLI L., BERTI D., BIGI G., BIGI S., CASNEDI R., CANTALAMESSA G., FUMANTI F., MORELLI C., MICARELLI A., RIDOLFI M., SALVUCCI R. (1992) – *Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord orientale, Abruzzo settentrionale.)* Scala 1:100.000. SELCA, Firenze.
23. ISPRA Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia Carta Geologica d'Italia scala 1:50.000 - *Foglio 348 Antrodoto* (in corso di rilevamento).
24. ORIFE T. & LISLE R.J. (2003) – *Numerical processing of palaeostress results*. Journal of Structural Geology 25, 949–957.
25. PIZZI A., CALAMITA F., COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2002) – *Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine Ridge(Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment*. Boll. Soc. Geol. It. Vol. Spec. 1(1), 923-929.
26. PIANA F. (1995) – *Caratteri geologico-strutturali della zona di M. Gabbia tra le valli Velino e Aterno (Appennino Centrale, zona di Raccordo tra i sovrascorrimenti del G. Sasso e dei M. Sibillini)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 375-385.
27. PIANA F. (1992) – *Configurazione geometrica ed evoluzione cinematica della zona di convergenza strutturale tra l'arco umbro ed il dominio laziale-abruzzese (Appennino centrale)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11 1991/2: 85-94.

28. RAMSAY J.G. & LISLE R.J. (2000) – *The Techniques of Modern Structural Geology; Vol. 3. Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology*. Academic Press, London, pp. 701–1061.
29. SALVUCCI R. (1995) – *Caratterizzazione geologico-strutturale della “zona d’incontro” tra il dominio sabino e quello abruzzese a Nord di Antrodoco*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 397-406.