

**EVIDENZE DI RIPETIZIONI TETTONICHE DELLA SUCCESSIONE MIOCENICA PRESSO
APIRO (APPENNINO MARCHIGIANO)**

**EVIDENCES OF TECTONIC REPETITIONS IN THE MIOCENE SEQUENCE NEAR APIRO
(MARCHE APENNINES)**

INDICE

RIASSUNTO	Pag.	45
ABSTRACT	"	45
INTRODUZIONE	"	45
STRATIGRAFIA	"	47
TETTONICA	"	48
CONCLUSIONI	"	55
BIBLIOGRAFIA	"	56

RIASSUNTO

Un rilevamento geologico di dettaglio nella zona di Apero (Appennino Marchigiano) ha consentito di ricostruire l'andamento di un importante sovrascorrimento, affiorante all'interno dei terreni miocenici nel fianco orientale della sinclinale di Aliforni. Questa sinclinale, interposta tra l'anticlinale del Monte San Vicino ad ovest e quella di Villa Strada ad est, appartiene pertanto al tetto del sovrascorrimento. Le unità del Miocene inferiore si sovrappongono ai terreni messiniani su almeno tre superfici di scorrimento, poco spaziate e raccordate tra di loro in profondità. La notevole continuità e l'entità del raccorciamento complessivo fanno ritenere che le tracce di queste superfici rappresentino l'affioramento del sovrascorrimento dell'anticlinale di Monte San Vicino, già riconosciuto in profondità tramite l'interpretazione di profili sismici.

Le faglie normali sinsedimentarie che hanno condizionato la geometria del bacino di Aliforni e la sedimentazione nel Messiniano inferiore controllano anche la propagazione delle superfici di taglio all'interno dei terreni miocenici. Nella zona frontale la superficie del sovrascorrimento è piegata, unitamente alle successioni al letto ed al tetto, in un insieme di sinformi ed antiformali, a stretto raggio di curvatura, che originano locali *klippe*. L'attività del sovrascorrimento può essere riferita al Messiniano superiore, come indica l'età dei depositi di chiusura nella zona settentrionale.

ABSTRACT

The detailed geological survey of the Apero area (Marche Apennines, central Italy) located an important thrust in the Miocene sequence of the eastern limb of Aliforni Syncline. This syncline, comprised between Mount San Vicino Anticline in the West and Villa Strada Anticline in the East, wholly belongs to the hanging wall. The Miocene sequence overthrusts Messinian evaporitic deposits, which constitutes the foot wall. The thrust has a remarkable continuity in the whole area and consists in at least three shear surfaces, which are few spaced and can join one ano-

ther in the depth. It could represent the surface emergence of the thrust of Mount San Vicino Anticline, which in the past was only identified through seismic reflection profiles.

The Miocene pre-thrusting normal faults that controlled the basin topography and the Messinian sedimentation also influenced the location of shear surfaces inside Miocene deposits. The thrust surface in the frontal zone is folded into small antiforms and synforms, producing local *klippen*. The age of thrusting may be considered late Messinian, basing on the age of the thrust burying in the northern zone.

PAROLE CHIAVE: Appennino umbro-marchigiano, sovrascorrimento, tettonica messiniana,

KEY WORDS: Umbria-Marche Apennines, thrust, Messinian tectonic

INTRODUZIONE

L'area studiata è compresa nella parte orientale del bacino miocenico di Aliforni, interposto tra la dorsale calcarea del Monte San Vicino e quella, più piccola ed isolata, di Cingoli (Fig. 1). La dorsale del San Vicino rappresenta una locale culminazione dell'anticlinale che dal Monte Vettore (Monti Sibillini) si spinge verso nord fino al Monte Paganuccio, costituendo la ruga orientale dell'Appennino Umbro-Marchigiano (DEIANA & PIALLI, 1994). Questa anticlinale è bordata verso est dal noto sovrascorrimento dei Monti Sibillini, riconoscibile alla base del fronte montuoso fino alla valle del Fiume Chienti.

Il rilievo di Cingoli è invece costituito da una periclinali di terreni mesozoico-paleogenici, sul cui fianco orientale si appoggiano in discordanza depositi terrigeni miocenici e pliocenici, che hanno fornito utili indicazioni per una ricostruzione cronologica della strutturazione della catena umbro-marchigiana esterna (CALAMITA *et alii*, 1990). Il fianco occidentale della struttura di Cingoli è stato tradizionalmente considerato più regolare, con appoggio in continuità stratigrafica della successione terrigena miocenica al di sopra delle unità calcaree e calcareo marnose mesozoico-paleogeniche.

Le prime organiche ricerche sull'area sono dovute a CARLONI (1960; 1964) che descrive le successioni stratigrafiche e l'assetto strutturale della zona di Cingoli. Un inquadramento più generale deriva dalle ricerche per il rilevamento dei Fogli, in scala 1:100.000, Jesi (1966) e Macerata (1967) della Carta Geologica d'Italia, i cui risultati sono sintetizzati nelle relative note illustrative (MORETTI, 1969; CARLONI *et alii*, 1971). Ulteriori contributi sono dovuti a

*) Viale Verdi, 10 - Jesi (AN)

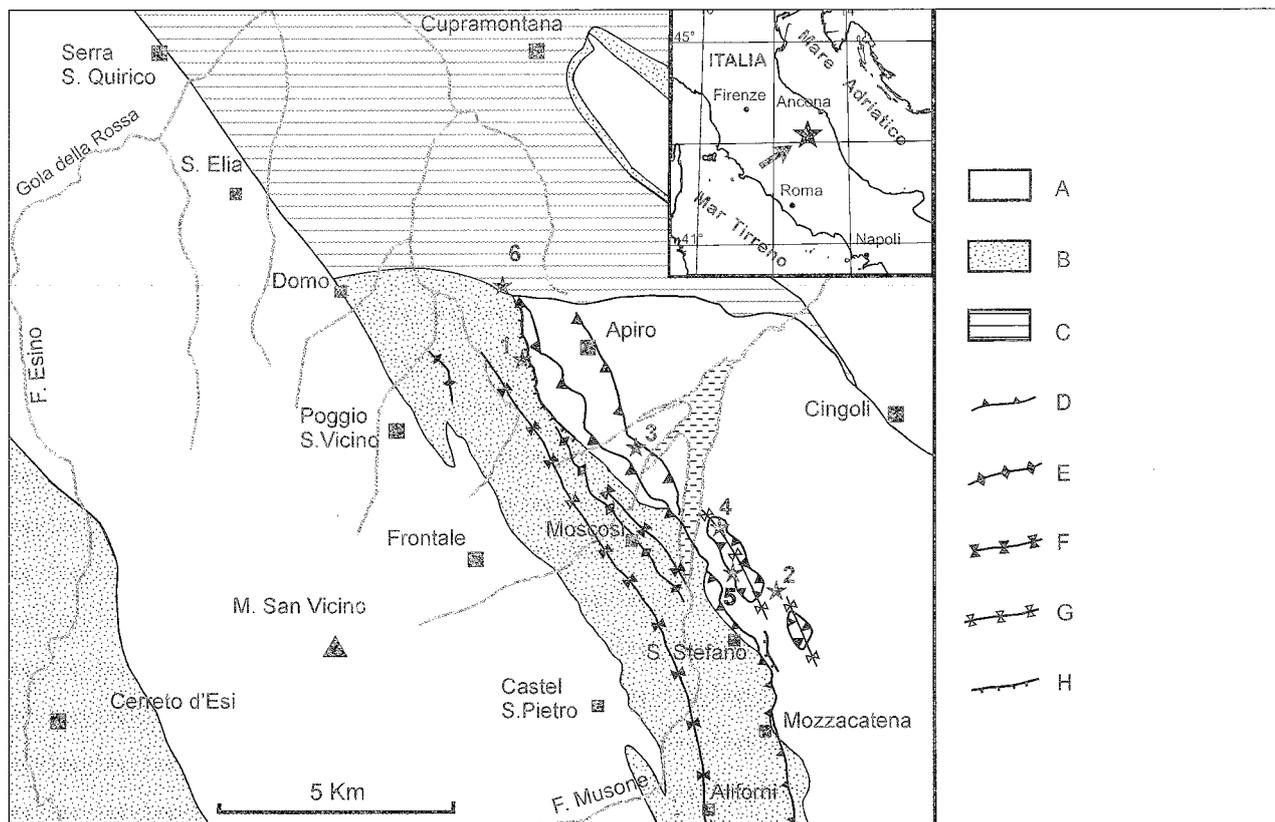


Fig. 1. Inquadramento dell'area, con i principali elementi geologici descritti nel testo.

Legenda: A – successione calcarea e marnosa (Giurassico – Miocene p.p.); B – depositi terrigeni ed evaporitici messiniani; C – depositi terrigeni pliocenici; D – traccia superficie di sovrascorrimento; E – traccia piano assiale di anticlinale; F – traccia piano assiale di sinclinale; G – traccia piano assiale di sinforme; H – scarpata di faglia messininiana. Località: 1 – San Lorenzo; 2 – Castel Sant'Angelo; 3 – Case Azzoni e Fosso di Argiano; 4 – Colle Croce; 5 – Fosso dei Boschi; 6 – Maccarone.

Fig. 1. Sketch map of the studied area, with the main geologic structures described in the text.

A – limestone and marly sequence (Jurassic – Miocene p.p.); B – Messinian terrigenous and evaporitic deposits; C – Pliocene terrigenous deposits; D – thrust; E – anticline axial trace; F – syncline axial trace; G – synform axial trace; H – Messinian fault scarp. Place: 1 – San Lorenzo; 2 – Castel Sant'Angelo; 3 – Case Azzoni and Fosso di Argiano; 4 – Colle Croce; 5 – Fosso dei Boschi; 6 – Maccarone.

BORSETTI *et alii* (1974) ed a BASSETTI *et alii* (1994), che si occupano dei caratteri sedimentologici e stratigrafici delle successioni messiniane, in particolare nella zona di Maccarone. Alcuni riferimenti all'area si hanno anche in NANNI (1997) che, nell'ambito di una trattazione generale del bacino idrografico del Fiume Musone, fornisce alcuni dati relativi alle successioni mioceniche ed ai rapporti stratigrafici tra le diverse unità.

In alcuni lavori interpretativi a carattere più generale, volti alla ricostruzione dello stile deformativo della regione umbro – marchigiana attraverso sezioni bilanciate, si hanno riferimenti a questa zona, senza tuttavia presentare situazioni di campagna.

Particolarmente dibattuto è il problema dei rapporti tra l'anticlinale del Monte San Vicino e la sinclinale di Aliforni: tra queste due strutture infatti potrebbe passare la prosecuzione del sovrascorrimento dei Monti Sibillini. CALAMITA (1980) e CALAMITA & DEIANA (1986) ipotizzano che detto sovrascorrimento non sia affiorante perché sepolto al di sotto di un importante retroscorrimento. Successivamente esso è stato riconosciuto in profondità attraverso lo studio di profili sismici a riflessione (CALAMITA *et alii*, 1990, 1992), che hanno permesso di evi-

denziare anche l'elemento retroscorso, ribassato successivamente da una faglia diretta.

Alla presenza in profondità del sovrascorrimento dei Monti Sibillini fa riferimento anche MENICETTI (1992) nell'ambito di un profilo geologico attraverso la regione umbro – marchigiana. Secondo l'Autore il dislocamento associato a questo elemento è accomodato nei livelli più superficiali da pieghe, sovrascorrimenti minori e retroscorrimenti, concetto sostanzialmente ribadito da SCISCIANI *et alii* (2000).

BARCHI *et alii* (1996) sulla base di rilevamenti geologici estesi a tutta la parte centrale della dorsale del San Vicino, identificano invece la traccia del piano di sovrascorrimento nel contatto tra la successione calcarea ed i depositi messiniani, affiorante al piede del versante montuoso. Più recentemente, lo stesso contatto è stato interpretato come un appoggio discordante di questi ultimi terreni su di una scarpata di faglia messiniana (SCISCIANI *et alii*, 2000; DEIANA *et alii*, 2002).

In seguito all'esecuzione dei rilevamenti per il Foglio 302 Tolentino della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (DEIANA *et alii*, 1999), l'affioramento della superficie di sovrascorrimento è stato riconosciuto all'interno



Fig. 2. Blocchi di Bisciaro e Schlier inglobati nelle arenarie della parte basale della Formazione della Laga. Località Mozzacatena.

Fig. 2. Bisciaro and Schlier blocks included within the basal levels of Laga Formation. Locality: Mozzacatena.

delle unità terrigene mioceniche della sinclinale di Aliforni, 4-5 km ad est della struttura del San Vicino, nella fascia compresa tra Apiro e San Severino. Questo nuovo elemento è stato successivamente considerato in alcune sezioni trasversali interpretative dell'area appenninica esterna di DEIANA *et alii* (2002) e MAZZOLI *et alii* (2002). Scopo della presente nota è la discussione delle principali evidenze di campagna del sovrascorrimento e delle sue caratteristiche di dettaglio.

STRATIGRAFIA

I terreni affioranti nell'area oggetto dello studio fanno interamente parte della successione miocenica, sepolta verso nord, nella zona di Maccarone, dai depositi arenaceo-pelitici del Pliocene inferiore che li ricoprono in netta discordanza.

Le unità inferiori, Bisciaro e Schlier, affiorano, con discrete esposizioni e in continuità stratigrafica con la sottostante successione mesozoico-paleogenica, sul fianco occidentale dell'anticlinale di Cingoli. Nell'insieme le caratteristiche di queste formazioni, marnose e calcareo marnose, non si discostano da quelle note in letteratura. Si rileva soltanto che, nella zona interessata dal sovrascorrimento, l'intensa deformazione maschera spesso i caratteri giacaturali. Il Bisciaro in particolare affiora in piccoli corpi discontinui, di cui risulta difficile la valutazione dei rapporti geometrici con le unità circostanti.

I caratteri della successione messiniana sono fortemente variabili all'interno dell'area, in relazione alle difformità del bacino di sedimentazione, causate dall'attività tettonica sinsedimentaria. Vi si distinguono, dal basso verso l'alto, le seguenti unità: Formazione della Laga, Formazione Gessoso Solfifera, Formazione di San Donato, Formazione a Colombacci.

Formazione della Laga

La Formazione della Laga è costituita in prevalenza da facies arenacee ed affiora estesamente sul fianco orientale della sinclinale di Aliforni. Il contatto basale con lo Schlier è di tipo erosivo. Alla base sono a luoghi presenti facies detritiche caotiche, contenenti elementi non arenacei, grossolani, anche di dimensione metrica, strappati dal substrato ed attribuibili al Bisciaro ed allo Schlier (Fig. 2). Dette facies possono essere sormontate da un corpo di 1-2 metri di torbiditi fini. In altre località (ad es. a Case Azzoni), mancano le facies grossolane basali, e si hanno argille bioturbate, con scarsa frazione sabbiosa, ricchissime in microforaminiferi.

La successione è costituita in prevalenza da arenarie, in corpi massivi o in grossi banchi con rari intervalli pelitici, contenenti localmente livelli conglomeratici continui. Questi ultimi sono più diffusi nel fianco occidentale del bacino, presso Frontale, ma sono stati rinvenuti anche in altre località (Moscosi, Mozzacatena).

Le arenarie hanno una granulometria in prevalenza fine, ed un grado di cementazione generalmente modesto; livelli sabbiosi più grossolani, contenenti anche minerali femici, possono aversi in associazione con le facies conglomeratiche. Gli elementi di maggiori dimensioni dei conglomerati provengono dall'erosione del Bisciario e dallo Schlier. Presso Castel Sant'Angelo tuttavia è presente qualche clasto di rocce ofiolitiche. La parte superiore dell'unità, nella zona di Moscosi - Santo Stefano - Mozzacatena, è caratterizzata dalla presenza di livelli pelitici fetidi, talora ben litificati, intercalati alle bancate arenacee.

Le strutture sedimentarie sono assenti o rappresentate da laminazione piano parallela spessa; nelle facies più ricche di pelite si hanno esempi di gradazione diretta e talora laminazioni sottili, sia piano parallele che convolute. Rare e mal conservate sono le strutture di fondo. Lo spessore massimo affiorante nell'area può essere valutato in circa 250 m; verso la dorsale di Cingoli, tuttavia, nella zona interessata dal sovrascorrimento, l'unità si assottiglia fortemente: gli spessori non superano alcune decine di metri e possono aversi anche contatti diretti della Formazione Gessoso Solfifera sul substrato pre-torbiditico.

Formazione Gessoso Solfifera

Nella zona studiata questa unità è costituita da un'alternanza di argille e argille marnose, color tabacco, marne tripolacee, argille scure e livelli di calcare evaporitico. Le facies gessose sono piuttosto rare: solo a sud di Mozzacatena compaiono livelli di gesso laminato, che rappresentano la terminazione settentrionale dei cospicui affioramenti presenti nella zona di San Severino. Questi livelli hanno uno spessore non precisamente valutabile, comunque superiore ai 10 m, ma si assottigliano rapidamente fino a scomparire verso nord. Alcuni orizzonti ricchi di gesso sono inoltre presenti in località Maccarone.

La stima dello spessore dell'unità è reso difficoltoso da numerose piccole pieghe a stretto raggio di curvatura e dalla mancanza di successioni continue e ben esposte. I valori ottenuti evidenziano un'elevata variabilità, da pochi metri a oltre 100 m (zona di Moscosi). Nella zona tra Apiro e Case Azzoni la Formazione Gessoso Solfifera, con spessore esiguo, è in diretto contatto con lo Schlier e costituisce il *footwall* di un sovrascorrimento.

Formazione di San Donato

Affiora estesamente, con caratteristiche decisamente differenti da zona a zona. A nord è costituita da peliti con sottili e rari livelli di arenarie fini: qui gli spessori superano i 300 m nell'area centrale del bacino e si riducono sensibilmente verso i bordi. Nella parte alta dell'unità è presente un caratteristico livello vulcanoclastico, con spessore di circa 2 metri.

Nella parte meridionale dell'area, all'altezza di Moscosi, la porzione superiore dell'unità diventa più ricca di arenarie, organizzate in corpi interdigitati con le facies pelitiche. Il passaggio alle facies pelitiche settentrionali è piuttosto rapido.

Formazione a Colombacci

Affiora solo nella parte settentrionale dell'area studiata, dove presenta sensibili variazioni laterali, sia litologiche che di spessore. Ad ovest di Maccarone si hanno gli

affioramenti più estesi: qui l'unità ha spessori relativamente elevati (stimabili in oltre 100 m), ed è costituita da prevalenti peliti con rari orizzonti arenitici, associate a sottili livelli di calcari evaporitici (Colombacci *Auctorum*), di colore grigio chiaro. Un corpo arenaceo pelitico di circa 20 m di spessore è presente nella parte inferiore e si assottiglia fino a scomparire verso est.

Nella zona di Maccarone e di San Nicolò scompaiono totalmente i livelli arenitici intercalati alle peliti e lo spessore dell'unità si riduce fortemente, fino a poche decine di metri; qui, inoltre, il contatto con il substrato (costituito dalla Formazione di San Donato, dalla Formazione Gessoso Solfifera o dallo Schlier), risulta decisamente discordante.

Formazione delle Argille Azzurre

Affiora nella parte settentrionale dell'area ed è caratterizzata da terminazioni a *pinch-out* e da contatti discordanti rispetto alla sottostante successione miocenica. L'unità è costituita da un insieme di corpi arenaceo-pelitici e pelitico-arenacei, con spessori fino a qualche decina di metri. Lo spessore dei corpi arenaceo-pelitici è generalmente più elevato, pertanto la frazione arenacea dell'unità è complessivamente prevalente. Le arenarie presentano scarse strutture sedimentarie, costituite da laminazioni piano parallele o, in misura minore, convolute, bioturbazioni e rare impronte di fondo. Possono aversi resti vegetali e livelli bioclastici.

La porzione affiorante dell'unità, nella zona considerata, è interamente compresa nella zona a Globorotalia puncticolata (POTETTI M., comunicazione personale).

TETTONICA

Le strutture *pre-thrusting*

Tutta la fascia tra la sinclinale di Aliforni e l'anticlinale di Cingoli (Fig. 1) mostra una continua ripetizione tettonica delle unità mioceniche: ne deriva un assetto strutturale piuttosto complesso, nel quale un ruolo non trascurabile hanno giocato le discontinuità pre-orogeniche, la cui attività sinsedimentaria durante il Messiniano è documentata da elementi di tipo sedimentologico e stratigrafico.

Il substrato miocenico su cui si appoggiano le unità messiniane è rappresentato dallo Schlier e, localmente, dal Bisciario. Le torbiditi della Formazione della Laga hanno spessori molto variabili, ed i contatti con il substrato possono risultare discordanti, talora con evidenti appoggi in *onlap*, che documentano l'esistenza di paleopendii, lungo i quali si assottiglia lo spessore delle facies torbiditiche.

Un bell'esempio di queste situazioni si ha nell'area di San Lorenzo (Fig. 3A). Qui la Formazione della Laga si assottiglia rapidamente verso est, in prossimità del contatto con lo Schlier, fino a scomparire del tutto, consentendo così il diretto appoggio della Formazione Gessoso Solfifera sullo Schlier stesso. Il contatto tra le unità messiniane ed il substrato avviene su una superficie di erosione, che scopre la parte bassa dello Schlier o addirittura il Bisciario.

L'ampia lacuna stratigrafica presente alla base della successione messiniana, la diversa età del substrato nelle varie zone di contatto, il rapido assottigliamento dei livelli arenacei verso est, testimoniano chiaramente che l'appoggio avveniva lungo una scarpata a basso angolo.

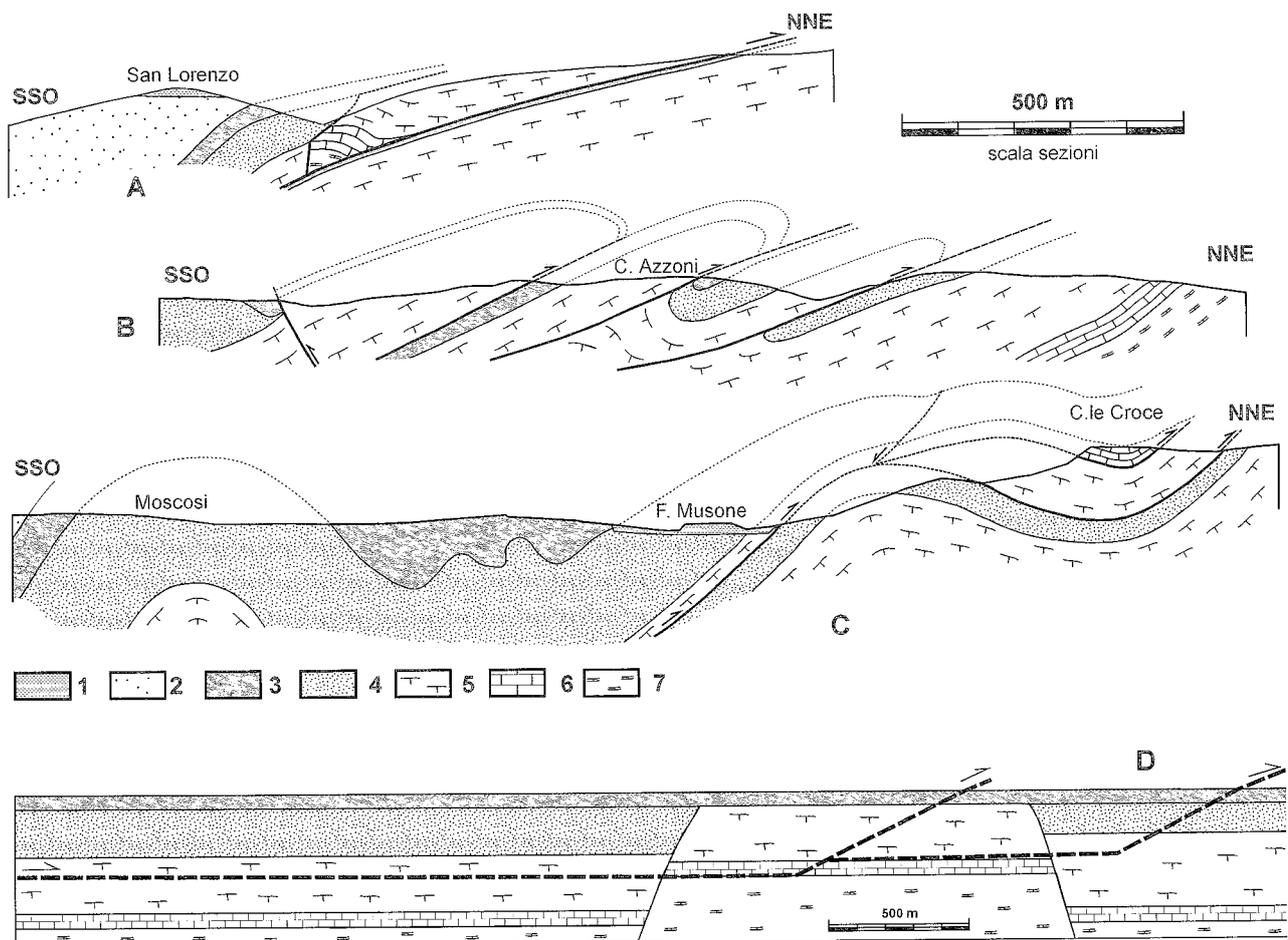


Fig. 3. Sezioni geologiche (A – San Lorenzo; B – Case Azzoni-Fosso di Argiano; C – Colle Croce; D – ricostruzione.)

Legenda: 1 – depositi continentali quaternari; 2 – Formazione di San Donato; 3 – Formazione Gessoso Solfifera; 4 – Formazione della Laga; 5 – Schlier; 6 – Bisciario; 7 – Scaglia Cinerea.

Fig. 3. Geologic cross sections (A – San Lorenzo; B – Case Azzoni-Fosso di Argiano; C – Colle Croce; D – schematic reconstruction).

1 – Quaternary continental deposits; 2 – San Donato Formation; 3 – Gessoso Solfifera Formation; 4 – Laga Formation; 5 – Schlier; 6 – Bisciario; 7 – Scaglia Cinerea.

Una situazione dello stesso tipo si ha verso sud nella zona di Santo Stefano, dove il contatto erosivo tra la Formazione della Laga e lo Schlier è riconoscibile in senso trasversale per circa 150 m. Qui è possibile stimare la riduzione di spessore nelle arenarie della Laga lungo la parte affiorante di un paleopendio: nella parte inferiore le torbiditi hanno spessori di circa 70 m, che si riducono rapidamente fino a scomparire verso la sommità della paleoscarpata, dove la Gessoso Solfifera è in diretto appoggio sullo Schlier.

Al di fuori dell'area di studio, significativi esempi di appoggi sedimentari su paleoscarpate mioceniche si osservano anche nella zona di Fornace e di Pianole (GALDENZI, 2003), sul fianco occidentale della sinclinale di Aliforni. Queste situazioni, rinvenute anche in altre aree dell'avanzata messiniana (SCISCIANI *et alii*, 2000), sono dovute a difformità nel bacino di sedimentazione delle torbiditi pre-evaporitiche, causate da una attività tettonica sinsedimentaria di tipo estensionale (TAVARNELLI *et alii*, 1999; SCISCIANI *et alii*, 2000; DEIANA *et alii*, 2002).

Nella parte iniziale del Messiniano, quindi, le aree

tettonicamente più depresse del bacino di Aliforni erano parzialmente colmate da depositi torbiditici arenacei ed arenaceo-pelitici, mentre nelle zone rilevate si accumulavano solo limitati spessori di facies arenacee o si aveva una totale assenza di sedimentazione. In questi ultimi casi la Formazione Gessoso Solfifera poteva poggiarsi direttamente sul substrato pre-torbiditico.

Secondo DEIANA *et alii* (2002) e GALDENZI (2003) la Formazione Gessoso Solfifera rappresenta nel bacino di Aliforni un deposito di *post-rift*, non mostrando di risentire delle faglie distensive che hanno condizionato la distribuzione delle torbiditi.

La comprensione dell'architettura del bacino di sedimentazione miocenico è fondamentale per una corretta interpretazione dei rapporti geometrici tra i diversi *thrust sheet* che caratterizzano l'assetto attuale del fianco orientale della sinclinale di Aliforni.

I caratteri della tettonica compressiva

Se si considerano i sedimenti post-evaporitici, sia sul fianco orientale in studio, sia su quello occidentale (DEIANA

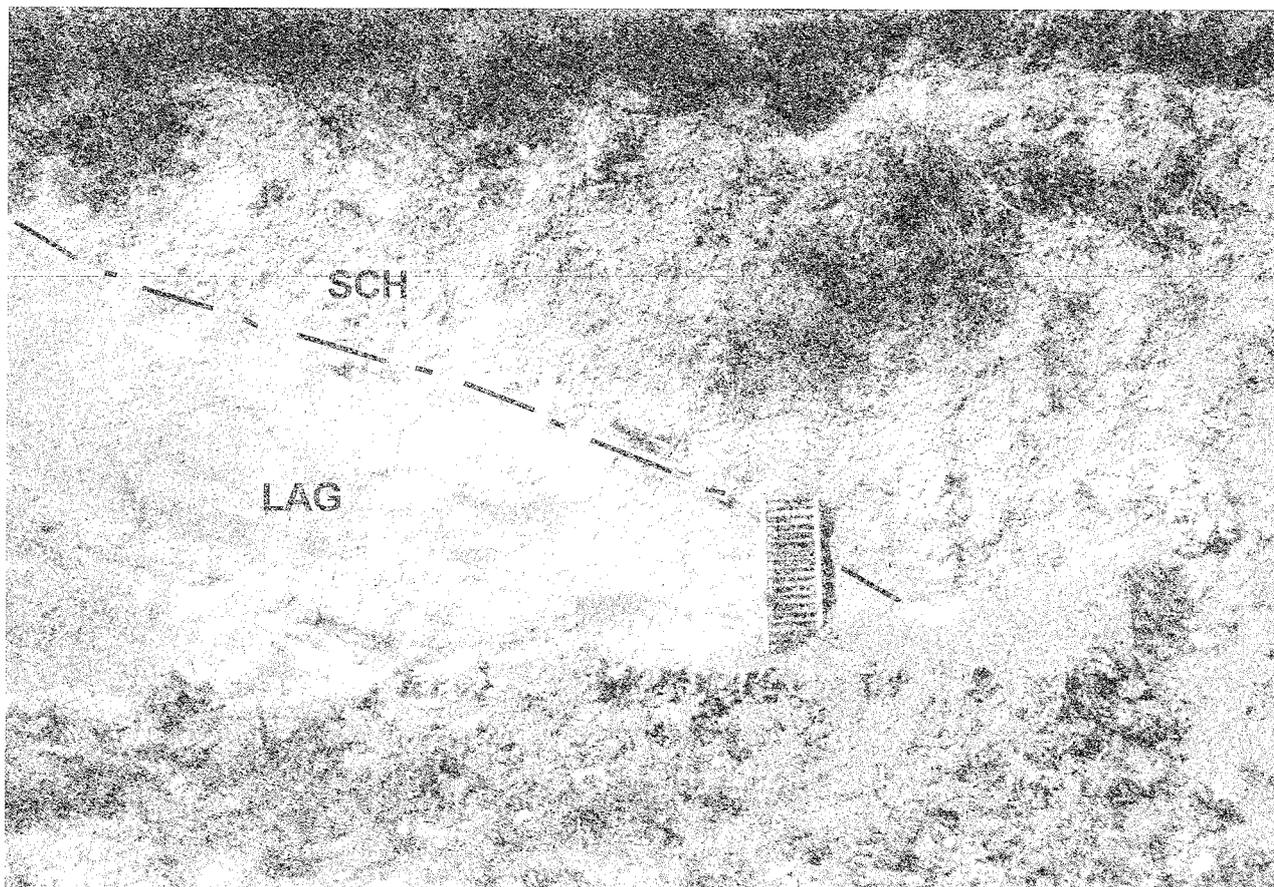


Fig. 4. Superficie di sovrascorrimento dello Schlier sulle arenarie della Laga. Località Castel Sant'Angelo. (SCH – Schlier; LAG – Formazione della Laga)

Fig. 4. Thrust contact between the Schlier and sandstones of the Laga Formation. Località: Castel Sant'Angelo. (SCH – Schlier; LAG – Laga Formation)

et alii, 2002; GALDENZI, 2003) si osservano chiare evidenze che testimoniano l'esistenza di attività tettonica compressiva durante la loro deposizione. Queste sono: la diminuzione degli spessori dal centro verso i fianchi della struttura di Aliforni; i valori di inclinazione più elevati nei livelli inferiori rispetto a quelli superiori; le deformazioni plicative presenti nelle unità pre-evaporitiche ed evaporitiche e non riscontrabili nelle unità più recenti, che sono solo blandamente deformate, a testimonianza dell'attenuazione delle spinte compressive nell'area verso la fine del Messiniano, quando il bacino di Aliforni si configura come sinclinale di crescita.

La sinclinale di Aliforni si è sviluppata al tetto del sovrascorrimento di Apiro-San Severino, che affiora ad est della sinclinale stessa. Il sovrascorrimento mantiene un andamento NNO-SSE da Apiro (a nord) fino a Colle Croce, che poi diventa N-S verso sud (Fig. 1). Nel settore più settentrionale il *thrust* è sepolto sotto la discontinuità del Pliocene inferiore, mentre verso sud si segue in affioramento fino alla valle del Fiume Potenza. Diversi *thrust-splay* si diramano dalla struttura principale in tutta l'area analizzata. La parte frontale della superficie di sovrascorrimento è inoltre piegata in antiformali e sinformi di qualche centinaio di metri di lunghezza d'onda. L'erosione di queste strutture ha prodotto locali *klippe* sinformi, affioranti ad est della traccia del *thrust* principale.

La diffusione dei sedimenti terrigeni, facilmente alterabili, ha causato in tutta l'area lo sviluppo di estese coltri colluviali che ostacolano osservazioni di dettaglio dei rapporti geometrici sia stratigrafici che tettonici. Gli affioramenti più significativi per una approfondita analisi di detti rapporti e per la ricostruzione complessiva dell'evoluzione tettonica dell'area sono descritti nei paragrafi successivi.

Castel Sant'Angelo

Presso Castel Sant'Angelo si trova l'affioramento meglio esposto della superficie di sovrascorrimento. Qui lo Schlier si appoggia tettonicamente sulla Formazione della Laga, che rappresenta l'unità più recente presente in continuità stratigrafica sul fianco occidentale dell'anticlinale di Cingoli (Fig. 4). In prossimità del sovrascorrimento lo Schlier è interessato da intensa brecciatura, che ne oblitera la stratificazione. La superficie di sovrascorrimento è inclinata circa 15° verso nord-est, costituendo il fianco occidentale di un *klippe* sinforme di piccole dimensioni.

Case Azzoni

Nella dorsale di Case Azzoni si ha uno dei migliori esempi delle ripetizioni tettoniche legate al sovrascorrimento principale ed a due *splay* esterni: in questo caso il risalto morfologico rende ben evidente la struttura geologica d'insieme anche panoramicamente (Fig. 5).



Fig. 5. Veduta panoramica dei sovrascorrimenti nella dorsale collinare di Case Azzoni da sud.
(SCH – Schlier; LAG – Formazione della Laga; GS – Formazione Gessoso Solfifera)
Fig. 5. Panoramic view of the thrusts occurring at Case Azzoni (from south).

Ad occidente la successione miocenica della sinclinale di Aliforni, comprendente al nucleo circa 200 m di arenarie pre-evaporitiche, è sovrascorsa al di sopra di un sottile livello di Formazione Gessoso Solfifera, che può essere seguito sul terreno in tutta l'area. La parte basale dell'unità di tetto è costituita dallo Schlier, che in prossimità del sovrascorrimento è risultato di età Langhiana, indicando quindi che il piano di taglio attraversa la parte medio bassa dell'unità.

L'unità di letto mostra una sedimentazione messiniana molto lacunosa, costituita da pochi metri di argille marose fissili, ricche di resti chitinosi (Formazione Gessoso Solfifera), in diretto appoggio sul substrato costituito da Schlier. Essa a sua volta poggia tramite una seconda superficie di sovrascorrimento (più evidente della prima e ubicata al limite tra incolto e seminativi), sulle arenarie pre-evaporitiche della Formazione della Laga.

Verso est le condizioni di esposizione non permettono osservazioni parimenti dettagliate, in assenza di affioramenti e per le culture permanenti. Un'altra superficie di sovrascorrimento può tuttavia essere ipotizzata per continuità con gli affioramenti circostanti: qui si ha la sovrapposizione dello Schlier sulle arenarie della Laga, sul fianco occidentale della struttura di Cingoli.

Fosso di Argiano

Gli affioramenti del Fosso di Argiano si trovano immediatamente a nord della Cresta di Case Azzoni; qui è possibile analizzare in dettaglio le caratteristiche di uno dei tre sovrascorrimenti (quello intermedio), in una zona morfologi-

camente depressa, dove è esposta una parte più profonda della struttura (Fig. 3B). Nell'area si hanno affioramenti molto discontinui e parzialmente sepolti da coltri colluviali, riferibili allo Schlier, alla Formazione Gessoso Solfifera, ed alle unità arenacee della Laga. La raccolta di dati giaciture necessari alla interpretazione del sovrascorrimento è stata possibile lungo una pista pedonale di recente realizzazione: qui, procedendo da ovest verso est la parte intermedia dello Schlier, (Langhiano superiore) è in contatto tettonico con la arenarie della Laga. La successione torbiditica verso l'alto stratigrafico diviene gradualmente più pelitica, costituendo una sinclinale asimmetrica al cui nucleo, al di sopra del sentiero, è presente la Formazione Gessoso Solfifera. Questa struttura sinclinale non è rilevabile nel versante e nella dorsale collinare sovrastanti, dove affiora lo Schlier appartenente all'unità tettonica sovrascorsa.

Questi dati hanno così permesso di accertare che in profondità le unità presenti al letto del sovrascorrimento (Schlier, Formazione della Laga e Formazione Gessoso Solfifera) sono piegate in una stretta sinclinale a vergenza orientale. L'entità del rigetto del sovrascorrimento è pertanto modesta. Ciò è avvalorato anche dal fatto che i due sovrascorrimenti più esterni si anastomizzano circa 2 Km a sud, presso Moscosi. Il sovrascorrimento principale (quello occidentale) continua invece verso sud dove è spettacolarmente esposto a Colle Croce.

Colle Croce

La struttura di Colle Croce è un *klippe* sinforme formato da elementi tettonici sovrapposti. L'elemento superio-

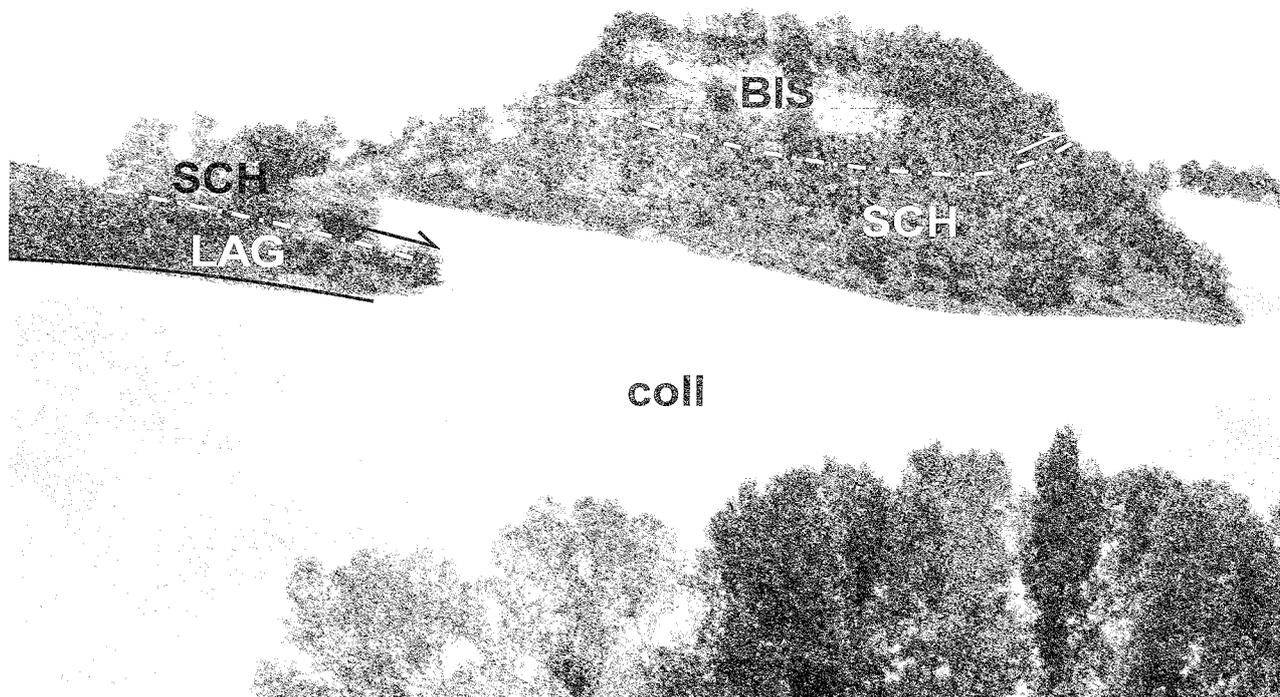


Fig. 6. Veduta panoramica del *klippe* di Colle Croce.
 (BIS – Bisciario; SCH – Schlier; LAG – Formazione della Laga; coll – depositi colluviali)
 Fig. 6. Panoramic view of the Colle Croce *klippe*.
 (BIS – Bisciario; SCH – Schlier; LAG – Laga Formation; coll – colluvium)

re è costituito dal Bisciario (in grande evidenza morfologica, Fig. 6), quello inferiore dallo Schlier, mentre il substrato è rappresentato dalle arenarie pre-torbiditiche della Formazione della Laga.

I rapporti di sovrapposizione per faglia tra Bisciario e Schlier sono confermati dai risultati dell'analisi biostratigrafica, che permettono di escludere una semplice successione rovescia e una continuità stratigrafica tra le due unità: lo Schlier presso il contatto è infatti risultato di età Serravalliana inferiore, corrispondente alla parte intermedia della formazione.

Relativamente al contatto inferiore, non è da escludere l'interposizione, tra Schlier ed arenarie, della Formazione Gessoso Solifera, come fanno supporre i frammenti di marne tripolacee evidenziati dalle arature. Le arenarie sono invece radicate ed appartengono al fianco occidentale della struttura di Cingoli.

La superficie del sovrascorrimento superiore è facilmente visibile grazie al contrasto morfologico tra Bisciario e Schlier, anche se non ben osservabile in affioramento, mentre il contatto tettonico inferiore tra lo Schlier e le sottostanti unità messiniane è coperto da coltri colluviali e non può facilmente ubicato sul terreno (Fig. 6). E' tuttavia ben evidente l'assetto strutturale d'insieme dell'area, riconducibile ad una sinforme che passa verso ovest ad una antifor-me il cui nucleo è costituito dallo Schlier del substrato. Minori *klippe* di Bisciario in analoga posizione strutturale

sono presenti più a sud, presso la valle del Fosso dei Boschi e nella dorsale collinare di Castel Sant'Angelo.

Per quanto riguarda i rapporti tra i due sovrascorri-menti e la loro convergenza in una unica superficie presso il Fiume Musone (Fig. 3C) questi possono essere spiegati ammettendo l'esistenza di un alto strutturale miocenico, delimitato da faglie e dislocato dal sovrascorrimento, come schematizzato in Fig. 3D.

Qui si vede come la propagazione del sovrascorri-mento sia condizionata dalla paleotopografia messiniana: nelle zone deposizionali più depresse esso è ubicato all'in-terno dello Schlier, mentre in corrispondenza del contiguo alto strutturale attraversa anche i livelli stratigrafici più antichi, pur continuando a propagarsi verso l'alto. Questa interpretazione è supportata dalle osservazioni fatte a nord (scarpata di San Lorenzo), dove affiora la scarpata messiniana, al cui piede si hanno il Bisciario e la parte bassa dello Schlier. La Fig. 3d evidenzia anche che il sovrascorri-mento superiore si configura come uno *splay* di quello inferiore che, pertanto, rappresenta l'elemento principale.

Valle del Fosso dei Boschi

Sul versante nord di questa valle si ha una delle migliori panoramiche sulle pieghe che deformano le super-fici di sovrascorrimento (Fig. 7). La successione mioceni-ca sul fianco occidentale dell'anticlinale di Cingoli è costi-tuita dallo Schlier, su cui si appoggiano arenarie massive o

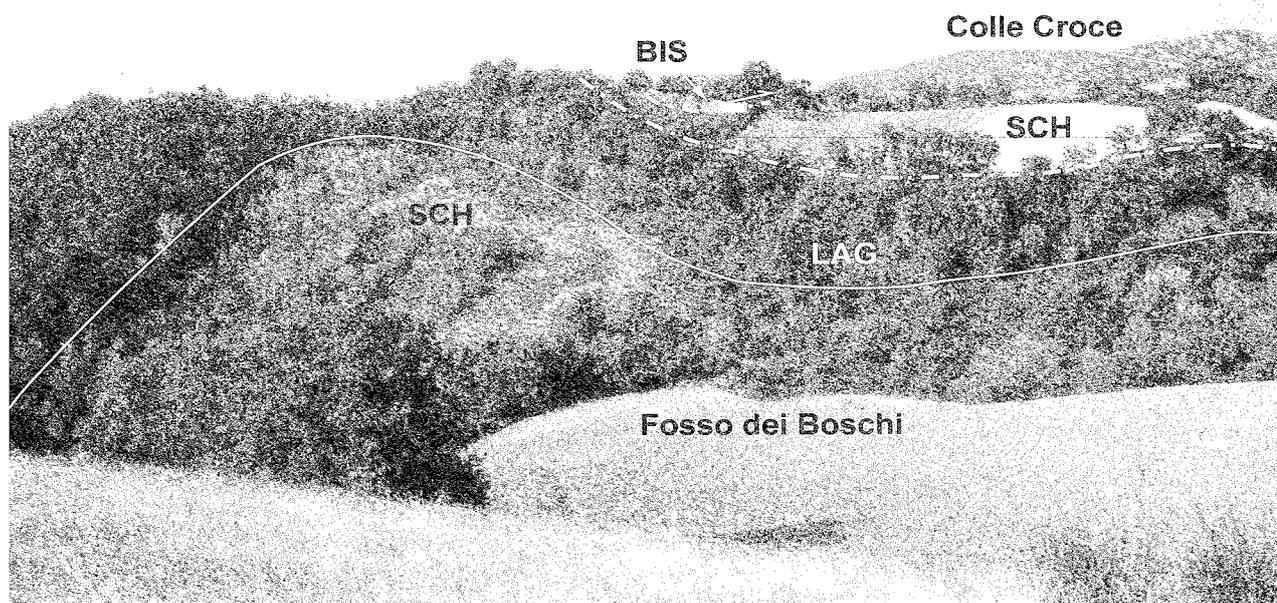


Fig. 7. Veduta panoramica del sistema di pieghe che interessano il sovrascorrimento nel versante nord del Fosso dei Boschi. (BIS – Bisciario; SCH – Schlier; LAG – Formazione della Laga)

Fig. 7. Panoramic view of the fold system deforming the thrust surface exposed at the northern slope of Fosso dei Boschi valley. (BIS – Bisciario; SCH – Schlier; LAG – Laga Formation)

grossolanamente stratificate della Formazione della Laga; nella sola zona occidentale è presente anche la Formazione Gessoso Solfifera. Al di sopra di queste unità si rinviene la superficie di sovrascorrimento che accavalla la successione del bacino di Aliforni.

Il forte rilievo morfologico delle arenarie massive consente di seguire l'andamento della struttura: la superficie di sovrascorrimento è chiaramente piegata in una antiforale ed in una sinforale unitamente alle sottostanti unità stratigrafiche del fianco occidentale della struttura di Cingoli. Al nucleo della sinforale è conservato il *klippe* costituito da Schlier, con al tetto le marne tripolacee della Formazione Gessoso Solfifera.

Nella zona occidentale del *klippe* al di sopra dello Schlier si hanno piccoli affioramenti di Bisciario, verosimilmente appartenenti ad un'altro elemento tettonico. La situazione pertanto è del tutto simile a quella di Colle Croce, situato 1 km più a nord. Anche l'interpretazione d'insieme della struttura è analoga a quella discussa per Colle Croce (Fig. 3d): l'affioramento di Valle dei Boschi rappresenta però la parte più vicina alla giunzione tra lo *splay* ed il sovrascorrimento principale.

Maccarone

La zona di Maccarone riveste particolare interesse per la ricostruzione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area. Essa si trova nella terminazione settentrionale della periclinale di Cingoli: qui la successione mesozoica e terziaria immerge rapidamente al di sotto dei terreni pliocenici poco deformati e risulta tagliata da una famiglia di faglie ENE-OSO con componente trascorrente sinistra (Fig. 8).

Al di sotto della discordanza infrapliocenica la distri-

buzione dei terreni miocenici è piuttosto complessa. E' ancora riconoscibile il sovrascorrimento, affiorante con maggiore evidenza a sud, che porta lo Schlier e la sovrastante successione messiniana sopra un sottile livello di arenarie della Formazione della Laga, appartenenti al fianco occidentale dell'anticlinale di Cingoli.

La successione sovrascorsa è interessata da forti variazioni di spessore e litologia nei termini del Messiniano superiore: tutta la zona di Maccarone infatti ha rappresentato in questo intervallo di tempo un'area a sedimentazione molto condensata, mentre le unità post-evaporitiche hanno spessori più elevati spostandosi ad ovest, verso la parte centrale del bacino di Aliforni (Fig. 9).

La Formazione di San Donato, in facies pelitica, ha un contatto basale marcatamente discordante sulla Formazione Gessoso Solfifera e si assottiglia bruscamente verso est, a ridosso della zona di Maccarone. La Formazione a Colombacci invece presenta variazioni di spessore più graduali, riducendosi da oltre 100 m fino a poche decine di metri, nella zona delle Crete di Maccarone, dove scompaiono anche i corpi arenacei presenti ad ovest, al nucleo della sinclinale di Aliforni. Essa è inoltre marcatamente discordante su tutte le unità più antiche, arrivando ad appoggiarsi direttamente sullo Schlier o sul Bisciario (zona di San Nicolò), sia al tetto che al letto del sovrascorrimento.

Pur non essendo possibile osservare direttamente i rapporti tra la Formazione a Colombacci ed il sovrascorrimento, questo appare suturato dai livelli sommitali dell'unità. Va anche osservato che in nessuna località la Formazione a Colombacci è risultata presente al letto del sovrascorrimento.

I caratteri giacitureali della Formazione a Colombacci offrono utili indicazioni per la ricostruzione della storia

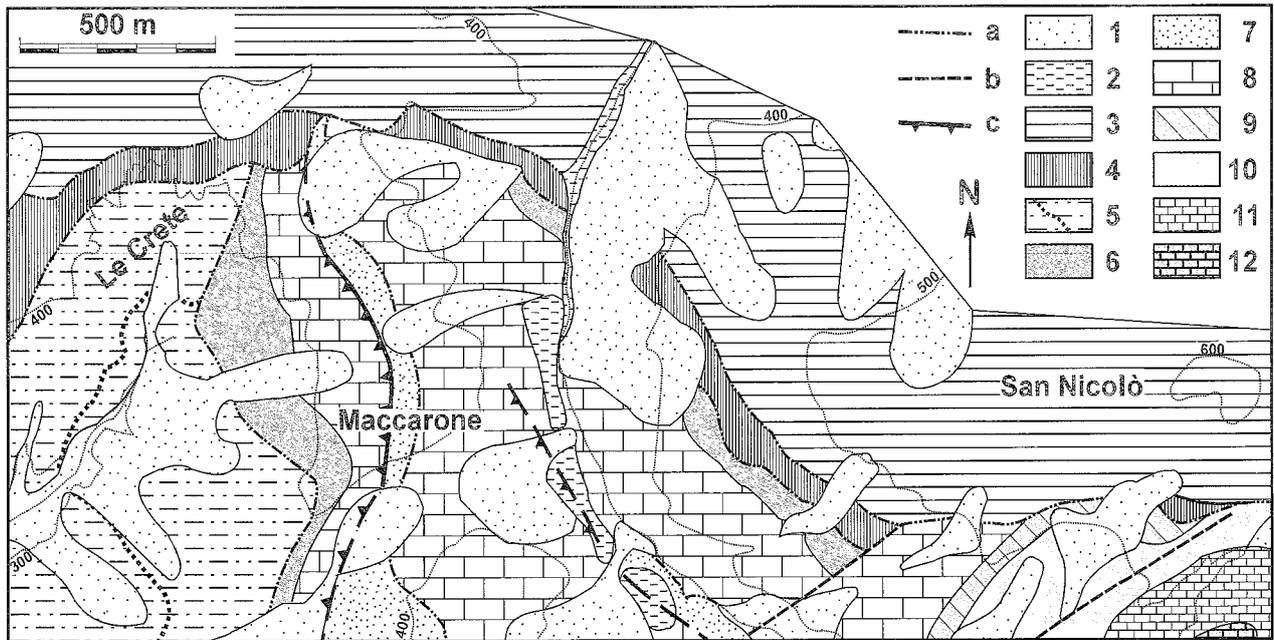


Fig. 8. Carta geologica della zona di Maccarone-San Nicolò (Apiro)

Legenda: 1 – depositi continentali di versante quaternari; 2 – depositi alluvionali fini quaternari; 3 – Formazione delle Argille Azzurre; 4 – Formazione a Colombacci; 5 – Formazione di San Donato (livello vulcanoclastico puntinato); 6 – Formazione Gessoso Solifera; 7 – Formazione della Laga; 8 – Schlier; 9 – Bisciario; 10 – Scaglia Cinerea; 11 – Scaglia Variegata; 12 – Scaglia Rossa. a – contatti trasgressivi; b – faglie probabili; c – sovrascorrimento.

Fig. 8. Geologic map of the Maccarone-San Nicolò area, near Apiro.

Legenda: 1 – Quaternary continental slope deposits; 2 – Fine-sized Quaternary alluvial deposits; 3 – Argille Azzurre Formation; 4 – Colombacci Formation; 5 – San Donato Formation (volcano-clastic level – dotted line); 6 – Gessoso Solifera Formation; 7 – Laga Formation; 8 – Schlier; 9 – Bisciario; 10 – Scaglia Cinerea; 11 – Scaglia Variegata; 12 – Scaglia Rossa. a – unconformity; b – inferred faults; c – thrust.

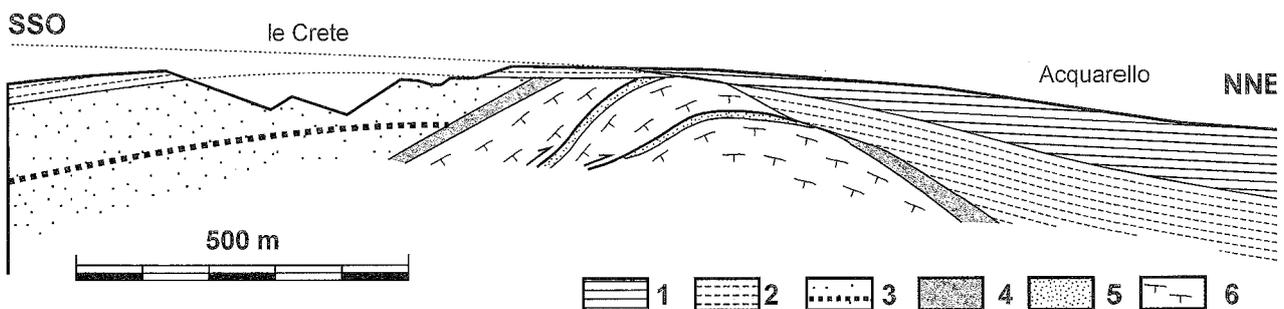


Fig. 9. Sezione geologica in corrispondenza delle Crete di Maccarone.

Legenda: 1 – Formazione delle Argille Azzurre; 2 – Formazione a Colombacci; 3 – Formazione di San Donato (livello vulcanoclastico puntinato); 4 – Formazione Gessoso Solifera; 5 – Formazione della Laga; 6 – Schlier.

Fig. 9. Geologic cross section; locality: "Crete" di Maccarone.

1 – Argille Azzurre Formation; 2 – Colombacci Formation; 3 – San Donato Formation (volcano-clastic level – dotted line); 4 – Gessoso Solifera Formation; 5 – Laga Formation; 6 – Schlier.

deformativa dell'area. Nella zona della sinclinale di Aliforni, fino al fianco occidentale dell'anticlinale di Cingoli questa unità è infatti sub-orizzontale o blandamente piegata, mentre i livelli messiniani inferiori (Formazione della Laga e Formazione Gessoso Solifera) sono spesso interessati da pieghe, come riconosciuto a sud (Fosso dei

Boschi, Castel Sant'Angelo, Colle Croce) e nella parte occidentale del Bacino di Aliforni (GALDENZI, 2003).

Ad est di Maccarone, sul fianco orientale dell'anticlinale di Cingoli, la Formazione a Colombacci appare più chiaramente coinvolta nelle deformazioni: essa infatti è piegata unitamente alla sottostante Formazione Gessoso

Solfifera, con valori di inclinazione abbastanza elevati, ed è chiaramente dislocata dal sistema di faglie ENE-OSO sinistre, che non interessano invece i depositi arenaceo-pellici del Pliocene inferiore (zona a G. Puncticolata) (Fig. 8). Le suddette faglie sono interpretabili come faglie di strappo che, insieme al più orientale sistema transpressivo sinistro a direzione N110 (CALAMITA *et alii*, 1992) dislocano la terminazione periclinale settentrionale della struttura di Cingoli, rigettandola verso ovest. Esse sono connesse al fronte di questa struttura, sepolto sotto i depositi pliocenici.

Nella zona di Maccarone la successione pliocenica presenta una blanda inclinazione (8 - 13°) verso nord, secondo l'andamento assiale della sottostante anticlinale, e si appoggia in discordanza su terreni di età diversa, dal Miocene inferiore (Bisciario e Schlier) fino al Messiniano superiore (Formazione a Colombacci). Verso est lo stesso contatto discordante pone a contatto i terreni arenaceo-pellici del Pliocene inferiore e la Scaglia Rossa, nella terminazione settentrionale del fronte della struttura di Cingoli (CIANCETTI & NANNI, 1989; CALAMITA *et alii*, 1990).

In definitiva, nella presente zona il sovrascorrimento che interessa i terreni della sinclinale di Aliforni appare suturato presso la sua terminazione settentrionale dai livelli sommitali della Formazione a Colombacci; la strutturazione dell'anticlinale di Cingoli, ubicata nell'*hanging wall* dello stesso sovrascorrimento (di cui nell'area esaminata rientra l'estrema porzione settentrionale), appare leggermente più recente, essendo sepolta dai livelli basali del Pliocene inferiore (CALAMITA *et alii*, 1990).

CONCLUSIONI

Il fianco orientale della sinclinale di Aliforni è interessato da alcuni piani di accavallamento a basso angolo che determinano la ripetizione tettonica della successione miocenica e che portano le unità del Miocene inferiore sui terreni messiniani.

Nella zona compresa tra Apiro a Colcerasa sono riconoscibili almeno tre superfici di sovrascorrimento principali. Esse sono poco spaziate e spesso non ben osservabili in affioramento, ma chiaramente ricavabili dalla cartografia di dettaglio. La presenza presso il Fosso di Argiano di una sinclinale rovescia al letto del sovrascorrimento centrale ha permesso di stimare l'entità del relativo raccorciamento a meno di 1000 m. E' ragionevole supporre che anche il dislocamento relativo al sovrascorrimento più esterno non si discosti molto da questo valore, tenuto conto che verosimilmente i due sovrascorrimenti si anastomizzano verso sud, dove si uniscono a quello più interno. Quest'ultimo continua per diversi km verso sud al di fuori dell'area descritta, e prosegue anche a nord di Apiro e va quindi considerato l'elemento di raccorciamento principale.

Al tetto del sovrascorrimento principale è normalmente presente lo Schlier con la sovrastante successione messiniana, mentre l'unità più recente presente al letto è costituita dalla Formazione Gessoso Solfifera. Lo spessore dello Schlier coinvolto nel sovrascorrimento appare condizionato dallo spessore delle sovrastanti arenarie pre-evaporitiche. Verso sud, dove la Formazione della Laga raggiunge spessori maggiori, l'unità sovrascorsa comprende soltanto la parte superiore dello Schlier; verso nord può invece essere presen-

te anche la parte media o medio-bassa dello Schlier, con una successione messiniana costituita al massimo da poche decine di metri di arenarie della Formazione della Laga.

Nella zona di Colle Croce il tetto di uno *splay* si ha il Bisciario: situazioni di questo tipo, associate ad una propagazione *down-section* dei piani di movimento, sono in relazione con l'assetto tettonico sedimentario esistente prima della deposizione della Formazione Gessoso Solfifera. Nelle aree che durante il Messiniano inferiore avevano rappresentato alti strutturali, con sedimentazione torbiditica ridotta o assente, le superfici di taglio attraversavano livelli più profondi del substrato pre-messiniano, fino al Bisciario; nelle zone depresse adiacenti, con più forte accumulo torbiditico, era invece coinvolta nei sovrascorrimenti la successione del Messiniano inferiore e un piccolo spessore di Schlier.

Un importante elemento strutturale è il chiaro ripiegamento nelle zone frontali del piano di sovrascorrimento insieme alle successioni al letto ed al tetto. Ciò ha originato un insieme di sinformi ed antiformali, a stretto raggio di curvatura e doppia vergenza, adriatica e tirrenica, di cui restano in evidenza alcuni spettacolari piccoli *klippe*, come quello di Colle Croce.

Queste pieghe non sembrano interessare le unità calcaree del fianco occidentale dell'anticlinale di Cingoli. Esse, pertanto, possono essere correlate con superfici di scollamento ubicate all'interno delle emipelagiti pre-torbiditiche, generatesi come conseguenza di un approfondimento del sovrascorrimento nella sua zona frontale.

Il dislocamento minimo documentabile associato al sovrascorrimento principale nella zona di Colle Croce è di 1,5 Km. Tenuto conto di questo valore, dalla continuità di questa struttura anche molto a sud dell'area studiata, del carattere di *flat* rispetto al *footwall*, e della presenza di alcuni *splay-trust* con significativi rigetti, si deve concludere che si tratta di un elemento di significato regionale. Esso rappresenta verosimilmente la prosecuzione settentrionale del sovrascorrimento dei Monti Sibillini.

Può quindi trovare una soluzione la prolungata disputa sull'esistenza in affioramento di quest'ultimo elemento anche nella zona del Monte San Vicino. Sebbene esso sia stato riconosciuto in profondità sulla base dei profili sismici a riflessione (CALAMITA *et alii*, 1990; 1992), le sue evidenze superficiali ai piedi del fronte montuoso appenninico sono state finora oggetto di interpretazioni diverse e talvolta contrastanti.

A differenza delle zone meridionali, dove la superficie di sovrascorrimento è esposta appunto ai piedi del versante orientale della dorsale appenninica, dove accavalla le unità calcaree mesozoiche sulla Scaglia Cinerea, nell'area del Monte San Vicino il sovrascorrimento si sviluppa all'interno delle unità mioceniche del fianco orientale della sinclinale di Aliforni. Di conseguenza quest'ultima struttura va considerata appartenente al tetto del sovrascorrimento, mentre ad occidente, al contatto tra unità mioceniche e successione carbonatica si hanno essenzialmente limitati fenomeni di retrosovrascorrimento (DEIANA *et alii*, 2002; GALDENZI, 2003).

Per quanto concerne l'età del sovrascorrimento, le indicazioni ottenute nell'area di Maccarone indicano che esso è suturato dai livelli sommitali della Formazione a Colombacci. L'assetto geometrico delle unità messiniane presenti nella sinclinale di Aliforni indica d'altra parte che questa struttura era

in crescita durante la sedimentazione della Formazione di San Donato (MAZZOLI *et alii*, 2002). Si può pertanto concludere che il sovrascorrimento è stato attivo durante il Messiniano superiore. L'enucleazione della struttura di Cingoli, dove la Formazione a Colombacci è coinvolta in significative deformazioni, è invece più recente e riferibile verosimilmente al Messiniano finale ed alla fase iniziale del Pliocene.

RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è iniziato e si è sviluppato grazie alla fiducia ed all'aiuto concessomi da Giovanni Deiana, al quale vanno i più sentiti ringraziamenti. Un importante aiuto è venuto da Maria Potetti, che ha messo a disposizione i risultati di precedenti campionature sui terreni pliocenici della zona settentrionale ed ha analizzato i campioni, rendendo possibile la verifica delle ipotesi di campagna.

BIBLIOGRAFIA

- BARCHI M., MENICETTI M., PIALLI G., MERANGOLA S., TOSTI S. & MINELLI G. (1996) – *Struttura della ruga marchigiana esterna nel settore M. S. Vicino - M. Canfai*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 625-648.
- BASSETTI M.A., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (1994) – *Physical stratigraphy of the Messinian post-evaporitic deposits in Central-southern Marche area (Apennines, Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 275-288.
- BORSETTI A.M., CARLONI G.C., CATI F., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1975) – *Paleogeografia del Messiniano nei bacini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale*. Giorn. Geol., ser. 2, **40** (1), 21-72.
- CALAMITA F. (1980) – *Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, **4**, 83-117.
- CALAMITA F. (1986) – *I back-thrust sul fronte montuoso dell'Appennino umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 539-545.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) – *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M.S. Vicino-Polverigi (Appennino Marchigiano esterno)*. Studi Geologici Camerti, volume speciale, 69-86.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1992) – *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1991/1, 295-314.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) – *Evoluzione strutturale neogenico-quadernaria dell'Appennino umbro-marchigiano*. In Centamore E. & Deiana G. (Eds). Studi Geol. Camerti, Vol. speciale "La Geologia delle Marche", 91-98.
- CARLONI G.C. (1960) – *Il nucleo dell'anticlinale di Cingoli (Macerata)*. Giorn. di Geol., 2a, **28** (1958-1959), 113-122.
- CARLONI G.C. (1964) – *La geologia dei dintorni di Cingoli (Appennino marchigiano)*. Giorn. di Geol., **32** (2), 365-401.
- CARLONI G.C., CERETTI E., CREMONINI G., D'ONOFRIO S., MONESI A. & SELLI R. (1971) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000. Foglio 117 Jesi*. 1-40, Roma.
- CIANCETTI G. & NANNI T. (1989) – *Note sulla geologia dell'anticlinale di Monte Acuto di Cingoli (Marche)*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 553-564.
- DEIANA G., GALDENZI S. & PISTOLESI E. (1999) – *Cartografia geologica alla scala 1:10.000 per la redazione del Foglio Tolentino della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*.
- DEIANA G., CELLO G., CHIOCCHINI M., GALDENZI S., MAZZOLI S., PISTOLESI E., POTETTI M., ROMANO A., TURCO E. & PRINCIPI M. (2002) – *Tectonic evolution of the external zones of the Umbria-Marche Apennines in the Monte San Vicino-Cingoli area*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. **1**, 229-238.
- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) – *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 473-484.
- GALDENZI S. (2003) – *L'evoluzione tettonico-sedimentaria miocenica dell'area di Serra San Quirico-Frontale (Marche centrali)*. Studi Geologici Camerti. In stampa
- MAZZOLI S., DEIANA G., GALDENZI S. & CELLO G. (2002) – *Miocene fault-controlled sedimentation and thrust propagation in the previously faulted external zones of the Umbria-Marche Apennines, Italy*. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, **1**, 195-209.
- MENICETTI M. (1992) – *La sezione geologica Cingoli - M. Maggio - Tevere nell'Appennino Umbro Marchigiano: analisi cinematica e strutturale*. Studi Geologici Camerti, volume speciale, 1991/1, 315-328.
- MORETTI A. (1969) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 124 "Macerata"*. Servizio Geologico d'Italia.
- NANNI T. (1997) – *Caratteri geologici del bacino idrografico del Fiume Musone*. In Nanni T. (Ed.). Il bacino del Fiume Musone. 15-47, Grafiche Scarponi, Osimo.
- SCISCIANI V., RUSCIADELLI G. & CALAMITA F. (2000) – *Faglie normali nell'evoluzione tortoniano-messiniane dei bacini sinorogenici dell'Appennino centrale esterno*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 715-732.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1966) – *Carta Geologica d'Italia, in scala 1:100.000. Foglio 117 "Jesi"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1967) – *Carta Geologica d'Italia, in scala 1:100.000. Foglio 124 "Macerata"*.
- TAVARNELLI E., DECANDIA F.A. & ALBERTI M. (1999) – *Evidenze di tettonica distensiva sinsedimentaria nel bacino messiniano della Laga: implicazioni per l'evoluzione dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 217-227.