

## ANALISI DI FACIES E MACROTETTONICA DELLA VENA DEL GESSO IN ROMAGNA

Nota di STEFANO MARABINI (\*) & GIAN BATTISTA VAI (\*\*)

### ABSTRACT

Cyclic recurrence of evaporite facies characterized by a major regressive trend was used as a tool for field detecting of macrotectonic structures not yet observed within the apparently simple homocline of the Vena del Gesso Ridge (Northern Apennines, Italy). As a result, synsedimentary small-scale Horst and Graben structure associated with surficial thrusts was shown. Emplacement of the thrusts was achieved in postevaporitic, intra-Messinian age. All together the newly recognized structures appear to be controlled by anti-apenninic wrench-fault belts (e.g. the Sillaro Line) acting as zones of frequent oblique slip (allowing divergence and convergence) along sinuous fault planes. These structures are quite similar to the so-called «negative-» and «positive flower structures» (HARDING, 1983; HARDING *et al.*, 1983) described recently by means of seismic profiles.

### RIASSUNTO

Ripetizione ciclica asimmetrica e generale polarità regressiva delle note facies evaporitiche hanno consentito l'identificazione di strutture macrotettoniche non ancora osservate nella Vena del Gesso (Romagna occidentale). Si tratta di una struttura a piccoli *Horst* e *Graben*, cui si associano, là dove questa struttura è più fitta e marcata, accavallamenti corticali. Queste strutture, marcate anche da vistosi effetti sedimentari, si sono formate in età intramessiniana, essendo suturate dalla Formazione a Colombacci. C'è una stretta correlazione fra queste strutture e fasci di faglie trascorrenti antiappenniniche (come la Linea del Sillaro) lungo le quali l'andamento sinuoso, a tre dimensioni, dei piani di faglia consente frequenti alternanze fra zone di transtensione (divergenza) e di transpressione (convergenza) durante lo scorrimento laterale.

TERMINI CHIAVE: *Sequenza di facies, litostratigrafia, Messiniano, tettonica sinsedimentaria, mini-Horst, mini-Graben, scaglie corticali, tettonica trascorrente, faglie antiappenniniche, fasi tettoniche, analisi di bacino, avanfossa, Romagna occidentale, Appennino settentrionale.*

### PREMESSE

È nozione comune di geologia regionale dell'Appennino Settentrionale che la Vena del Gesso (e quindi la Formazione Gessoso-solfifera), almeno nel tratto compreso fra le Valli del Sillaro e del Lamone, abbia un assetto monoclinale regolarmente immergente verso la Pianura Padana (Carta geol. d'Italia, F.o Faenza SESTINI, 1970; DESIO, 1974; DALLAN NARDI & NARDI, 1974; GIANNINI & LAZZAROTTO, 1975; BONGIORNI, 1963; ecc.).

Se ciò in prima approssimazione è corretto e largamente giustificato dai principali dati di osservazione, sorprende però che sia stata sistematicamente sottovalutata l'importanza di alcuni dati puntuali discordanti col quadro monoclinale.

L'avvento dell'analisi delle facies evaporitiche e la sua applicazione nella Vena del Gesso (VAI & RICCI LUCCHI, 1976, 1977, 1978, 1981) hanno fornito uno strumento di rilevamento macrotettonico in grado di risolvere strutture dell'ordine di grandezza da vari km fino alla decina di m e, quel che più conta, di poterne spesso definire la geometria e la cinematica. Questo fatto è assai importante perché 1) fi-

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria - Castiglione Scalo, 87100 Cosenza.

(\*\*) Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Bologna - Via Zamboni 67, 40127 Bologna.

nora non era agevole individuare o seguire estesamente lineamenti tettonici nelle evaporiti, per la facilità con cui in tali rocce avvengono processi di pseudodiapirismo o di mascheratura per ricristallizzazione e 2) è ancor più difficoltoso rilevare elementi tettonici nelle potenti unità pelitiche che rivestono le evaporiti.

Si è allora iniziato il rilevamento particolareggiato del Messiniano cartografando le litofacies del ciclo modale e la sequenza dei cicli evaporitici (VAI & RICCI LUCCHI, 1977). Ambedue i criteri cartografici forniscono giacitura e polarità della stratificazione a due scale diverse e offrono quindi possibilità di analisi macro e mesotettonica impensate in precedenza.

Scopo principale del presente lavoro è di fornire i primi e più importanti risultati di questo nuovo rilevamento che, in seconda approssimazione, offrono un quadro assai più complesso e vario della tradizionale monoclinale per quanto riguarda l'assetto strutturale della Vena del Gesso Romagnola. Queste novità si riferiscono non solo all'assetto finale quale si riscontra oggi ma anche alle modalità evolutive sinsedimentarie e paleotettoniche secondo le quali l'assetto odierno è stato raggiunto.

In questo contesto lo studio sta mettendo in evidenza crescente il ruolo della tettonica trasversale. Da tempo essa viene evocata come strumento interpretativo di talune macroscopiche discontinuità strutturali o stratigrafiche lungo alcune grandi linee (SACCO, 1935; SIGNORINI, 1935; WIEDENMAYER, 1951; PASSERINI, 1961; GHELARDONI, 1965; GELMINI, 1966; BORTOLOTTI, 1966; GROSCHURT & HEMMERT, 1973; RICCI LUCCHI, 1975; CASTELLARIN *et al.*, 1978; JAGER, 1979; FAZZINI & GELMINI, 1984). Manca però, almeno nell'Appennino Settentrionale, una verifica sistematica e analitica del tipo, entità ed evoluzione dei suoi effetti geologici sia lungo le linee principali che lungo le loro vicarianti che probabilmente sono numerose. Paradossalmente questa esigenza è relativamente più sentita nella geologia di superficie che in quella del sottosuolo. Si noti che nell'Appennino Centrale, dove questa verifica è stata fatta nella maniera più articolata (CASTELLARIN *et al.*, 1978) emerge un quadro di attività tettonica trascorrente destra con vistosi effetti sindeposizionali e strutturali proprio nel Messiniano (p. 181-183).

Scopo accessorio di questo lavoro è allora anche quello di contribuire alla conoscenza degli effetti geologici della tettonica trasversale nell'Appennino Settentrionale.

## INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO

La successione stratigrafica messiniana della Romagna occidentale è formata da tre unità litostratigrafiche principali (RICCI LUCCHI, 1975; VAI & RICCI LUCCHI, 1976, 1977; MARABINI & POLUZZI, 1977; CREMONINI & MARABINI, 1982):

- 1) Formazione Marnoso-arenacea: parte alta (Messiniano inf. p.p.).
- 2) Formazione Gessoso-solfifera (Messiniano inferiore p.p.).
- 3) Formazione a Colombacci (Messiniano superiore).

Queste unità, caratterizzate da magnafacies ben differenziate fra loro ed omogenee su tutto il tratto di bacino preso in considerazione, presentano limiti e contatti generalmente ben definibili e riconoscibili (fig. 1).

La porzione terminale della Formazione Marnoso-arenacea è rappresentata da peliti grige, talora più scure, in facies di scarpata, che chiudono il ciclo progradazionale della successione torbidityca (RICCI LUCCHI, 1975).

Queste «peliti pre-evaporitiche» sostituiscono con passaggio graduale e parzialmente eterotopico le sottostanti facies torbidityche, variando in spessore da circa 50 metri nella zona del F. Santerno (ove sono interessate da vistosi fenomeni di franamento intraformazionale) a meno di 20 metri nella zona del T. Sintria e F. Lamone. In quest'ultima è frequente il rinvenimento di olistoliti carbonatici («Calcari a Lucina» *Auct.*, cfr. RICCI LUCCHI & VEGGIANI, 1966) di dimensioni variabili da pochi dm<sup>3</sup> a oltre il migliaio di m<sup>3</sup>.

La comparsa nella porzione sommitale delle «peliti pre-evaporitiche» di alcuni livelli carbonatici con spessore da pochi cm sino al m segna convenzionalmente il passaggio alla Formazione Gessoso-solfifera, sebbene questi carbonati non presentino ancora facies evaporitiche s.s., bensì facies stromatolitiche e bioclastiche di mare basso (VAI & RICCI LUCCHI, 1977, 1981). Questi livelli carbonatici, sempre ciclicamente alternati a peliti e per tale motivo definiti qui *cicli carbonatici*, variano in numero dai due-tre riconosciuti nel F. Santerno (uno di questi presenta evidenti strutture da franamento intraformazionale, VAI & RICCI LUCCHI, 1976) ai cinque-sei della zona di Brisighella dove esiste un bell'affioramento nella cava Monticino; essi si riconoscono anche più a SE ormai al di fuori della «Vena del Gesso» (MARABINI & POLUZZI, 1977). La posizione e il signifi-

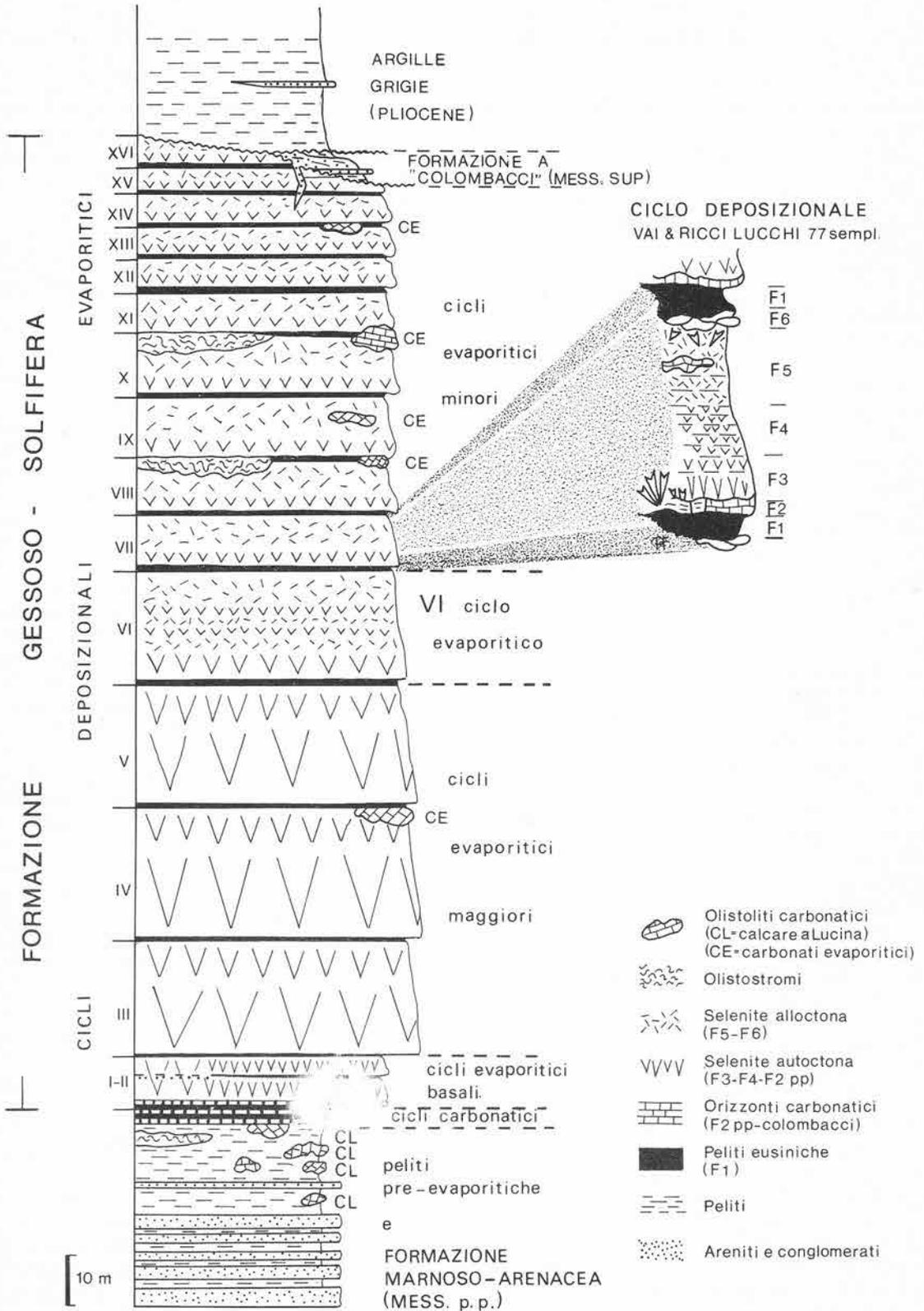


Fig. 1 - Schema litostratigrafico delle unità e Formazioni messiniane della Vena del Gesso in Romagna occidentale.

ficato stratigrafico di questa unità corrispondono in pratica a quelli del «Calcere di base» delle successioni evaporitiche della Romagna orientale e della Sicilia (VAI & RICCI LUCCHI, 1977).

Sopra ai cicli carbonatici si riconosce il primo dei 15-16 cicli evaporitici gessosi in cui è suddivisa la «Vena del Gesso»; ciascun ciclo evaporitico gessoso corrisponde praticamente ad un banco di gesso di spessore variabile tra 5 e 30 metri circa, con l'aggiunta basale di un pacco di peliti eusiniche con spessore variabile normalmente fra 0 e 3 metri. Le facies sedimentarie evaporitiche e non, che si ripetono ciclicamente in maniera più o meno regolare, sono state riassunte in un ciclo modale costituito da sei facies principali (VAI & RICCI LUCCHI, 1977). Tale ciclo (fig. 1) inizia con una facies trasgressiva (facies 1 - pelite eusinica) cui regressivamente seguono prima carbonati e/o gessi stromatolitici e clastici (facies 2), poi selenite autoctona con inclusioni algali (facies 3), ritmiti di selenite autoctona e clastica (facies 4), selenite clastica e gesso rimaneggiato con noduli diagenetici e indizi di esposizione subaerea (facies 5), ed infine selenite caoticizzata da processi di trasporto in massa (facies 6 - la meno frequente).

La sequenza completa di facies assume pertanto il significato di una diminuzione graduale della profondità in un ambiente lagunare soggetto a variazioni cicliche del livello delle acque, con crescente attivazione finale di processi di rimaneggiamento intraformazionale dei depositi gessosi («cannibalismo» *sensu* VAI & RICCI LUCCHI, 1977). In pratica cicli deposizionali completi di tutte le facies sono presenti solo nella porzione superiore della successione evaporitica; questo fatto, insieme con valori stratimetrici e altre caratteristiche meno evidenti nella distribuzione delle facies, permette una buona correlazione stratigrafica dei cicli su tutta l'estensione del bacino. Nella colonna litostratigrafica di fig. 1 è rappresentata schematicamente la sequenza evaporitica della Vena del Gesso Romagnola.

I cicli evaporitici basali corrispondono a due banchi dello spessore totale di circa 10 metri, ben riconoscibili nella zona di Brisighella, costituiti prevalentemente da gesso in facies stromatolitica. Poiché in altre zone si riconosce solo un ciclo con tali caratteristiche (fig. 16) si ritiene probabile una relazione eteropica del ciclo evaporitico mancante con l'ultimo dei cicli carbonatici sottostanti.

I cicli evaporitici maggiori corrispondono ai tre banchi più potenti della successione evaporitica, riconoscibili con caratteristiche omogenee su tutto il bacino (spessore totale oscillante fra 60 e 80 metri). In questi cicli le facies gessose prevalenti sono la 3 e la 4 (insieme rappresentano il 90% del volume complessivo), mentre la facies 5 non è mai presente.

Il VI ciclo evaporitico corrisponde ancora ad un banco di spessore elevato (in genere maggiore di 25 metri), che però si caratterizza per essere il primo che presenta la successione completa delle facies (ciclo modale di VAI & RICCI LUCCHI, 1977) abbinata comunque ad una relativa abbondanza della facies 4.

I cicli evaporitici minori corrispondono ai 9-10 banchi sommitali della successione; essi hanno spessore variabile fra 5 e 18 metri, sono caratterizzati dalla prevalenza della facies 5 (sino all'80% in alcuni cicli) e presentano un certo tipo di tendenza «thinning upward». L'incertezza nella loro numerazione deriva dal minor grado di correlabilità che essi offrono rispetto ai cicli di maggior spessore, ma soprattutto dalla copertura diffusa che interessa la parte alta della successione evaporitica e dal contatto erosivo che spesso limita quest'ultima.

Le unità introdotte qui sopra hanno la gerarchia e il significato di membri informali della Formazione Gessoso-solfifera.

Localmente in alcuni cicli evaporitici, in particolare in quelli stratigraficamente più alti, sono riconoscibili vistosi orizzonti caotici di franamento e colata intraformazionale, come quelli che interessano l'VIII e il X ciclo nell'area del Santerno (VAI & RICCI LUCCHI, 1976); si trovano anche olistoliti costituiti da carbonati con volumi da pochi dm<sup>3</sup> a parecchi m<sup>3</sup> (particolarmente frequenti nella zona del Sintria).

L'insieme di litofacies che caratterizza la Formazione a Colombacci (peliti varicolori contenenti corpi lenticolari sabbiosi e conglomeratici e interrotte da sporadiche intercalazioni sottili di carbonati) costituisce un orizzonte quasi costantemente riconoscibile a chiusura del ciclo messiniano su tutta questa area (VAI & RICCI LUCCHI, 1976; CREMONINI & MARABINI, 1982). Esso però è marcatamente discontinuo a piccola scala in affioramento, con variazioni di spessore tra zero ed alcune decine di metri. I rapporti con le evaporiti sottostanti variano da situazioni di probabile discontinuità stratigrafica ma di sostanziale concordanza a situazioni di sicura discordanza angolare con lacuna stra-

tigrafica che può interessare l'intera unità evaporitica, elementi questi che saranno discussi in seguito.

### SEZIONI GEOLOGICHE

I nuovi dati messi in rilievo dal presente lavoro vengono illustrati sinteticamente e comparativamente per mezzo di sezioni geologiche trasversali. Le sezioni sono ubicate nelle aree chiave delle varie zone a comportamento strutturale omogeneo, in cui si può suddividere la Vena del Gesso Romagnola.

#### 1) SEZIONI GEOLOGICHE DI M. PENZOLA (A-A' e B-B' in Tav. 1)

Sono ubicate nella porzione distale occidentale della Vena del Gesso Romagnola dove la Formazione Gessoso solfifera appare meno potente e più discontinua a causa della interferenza tettonica dovuta alla Linea del Sillaro (VAI, 1981).

La sezione A-A' è particolarmente importante, in quanto le condizioni di esposizione sulla cima del monte e le dimensioni ottimali della struttura ne fanno un modello esemplare

per il riconoscimento di scaglie corticali del tipo messo in evidenza nel presente lavoro.

La *Scaglia di cima del M. Pénzola* è costituita dalla sequenza quasi completa dei primi sei cicli evaporitici; la scaglia è sovrascorsa, per una distanza esposta di almeno 300 m, sul sesto ciclo evaporitico della successione radicata sulla sottostante Formazione Marnoso-arenacea. Il piano di scorrimento è relativamente piatto ed è segnato da frequenti vene di sericolite disposte *en échelon* rispetto al piano stesso. L'emergenza del piano di scorrimento sul lato N del monte è accompagnata da faglie inverse vicarianti, immergenti sui 45° a SW, con rigetti stratigrafici del metro che strizzano le peliti basali della Formazione a Colombacci. La vergenza generale della scaglia è a ENE. Questa scaglia è stata individuata da LANDUZZI (1984) che ha anche rilevato alcune scaglie minori a vergenza opposta, verso SSW, nei rilievi gessosi compresi fra M. Pénzola e il F. Santerno, e a W di M. Pénzola (figg. 2, 3, 4).

La sezione B-B' invece rappresenta l'assetto classico della monoclinale in un'area libera da raddoppi tettonici, poco ad E della sezione precedente. È opportuno rimarcare che qui la sequenza evaporitica raggiunge solo il settimo ciclo, il quale è direttamente ricoperto da un sot-



Fig. 2 - Accavallamento corticale di Monte Pénzola. Lungo la linea tratteggiata il III ciclo e parte dei cicli II e I si sovrappongono al VI ciclo evaporitico mediante il taglio obliquo della successione evaporitica radicata.



Fig. 3 - L'accavallamento di cima del M. Pénzola (a sinistra) sulla monoclinale che qui manca di quasi tutti i cicli evaporitici minori ed è ricoperta direttamente dalla F. a Colombacci (vista da S; cfr. anche la sezione geologica A-A' in tav. I). Alle due estremità dell'affioramento gessoso sono ubicati i *mini-Horst* di Budriolo (a sinistra) e di Debolezza.



Fig. 4 - Sovrapposizione tettonica per faglia inversa, immergente a ENE, del III ciclo evaporitico (secondo ammasso gessoso da destra) sopra il VI ciclo evaporitico (terzo ammasso da destra) a N del podere Belgrado Nuovo, presso Borgo Tossignano. Si noti la minuta frammentazione della Vena del Gesso in blocchi di dimensioni longitudinali del centinaio di metri.

tile spessore della Formazione a Colombacci e dalle argille plioceniche. Lo spessore delle evaporiti è ancora quello ridotto che caratterizza il bordo occidentale della Vena del Gesso.

2) SEZIONE GEOLOGICA DELLA RIVA DI S. BIAGIO (C-C' in Tav. 1)

È ubicata nella porzione della Vena del Gesso in cui la Formazione Gessoso-solfifera presenta un assetto monoclinale più conti-



*Fig. 5* - La Riva di S. Biagio interrotta dalla Faglia della Rocchetta (N 35° E) con componente verticale (abbassamento di circa 40 m del lembo occidentale) e componente trascorrente sinistra che coinvolge anche il Pliocene (vista da SSW, strada che scende da Campiuno).



*Fig. 6* - La monoclinale regolare nella porzione orientale della Riva di S. Biagio.



Fig. 7 - La monoclinale regolare fra il F. Senio (a sinistra) e il Monte della Volpe (a destra) lungo la Riva del Gesso (vista da WSW). Si noti la colossale cava ANIC di M. Tondo.

nuo, più potente e mediamente meno smembrato, anche se faglie normali, sia longitudinali che trasversali, con rigetti di varie decine di metri, la intersecano a tratti. In questa porzione la Vena presenta quasi sempre l'intera sequenza di 15-16 cicli evaporitici, con spessore complessivo di frequente superiore ai 200 metri. La sezione C-C' è quella che, insieme alla B-B', meglio rappresenta l'assetto strutturale tradizionalmente noto della Vena del Gesso, vale a dire una monoclinale regolare immergente mediamente a NE, intersecata da faglie dirette trasversali e longitudinali di secondaria importanza (figg. 5, 6).

### 3) SEZIONE GEOLOGICA DI M. MAURO (D-D'): «GESSI DI M. MAURO» (Tav. 1)

Nel tratto compreso tra il sistema carsico R. Stella-R. Basino e il T. Sintria la Vena del Gesso raggiunge la sua massima larghezza in affioramento (oltre 1,2 km) e assume la denominazione locale di «Gessi di M. Mauro». L'applicazione stratigrafica dell'analisi di facies permette di riconoscere con sufficiente dettaglio, nella sezione D-D', le medesime ripetizioni tettoniche (MARABINI, 1978) esposte in maniera spettacolare lungo il ripido versante sinistro del T. Sintria (fig. 10). È quindi possibile suddividere la fascia dei «Gessi di M. Mauro» in più unità tettoniche longitudinali così disposte da SW verso NE:

*Piega a ginocchio di M. Mauro* (sez. D-D', a SW di S<sub>1</sub>), dove la successione evaporitica «autoctona» si differenzia nettamente, dal punto di vista strutturale, dalla monoclinale regolare posta a NW. La piega, di cui è esposta praticamente solo la cerniera, verge a NE e presenta il fianco NE verticalizzato (fig. 10 e sez. D-D').

Sulla sponda sinistra del T. Sintria la piega appare, almeno in parte, scollata al di sopra dei depositi pre-evaporitici, mostrando quindi effetti compositi di sotto e sovrascorrimento nei confronti delle unità poste a NE. La piega è intersecata da faglie normali longitudinali che ribassano a gradinata l'unità verso SW, con rigetto complessivo di parecchie decine di metri. La principale di queste faglie è quella su cui è impostata la dolina della chiesa-rudere di M. Mauro; essa si presenta come una frattura in estensione riempita per una larghezza di una decina di metri da una breccia a grossi blocchi gessosi disarticolati.

*Scaglia di M. Incisa* (sez. D-D', a NE di S<sub>1</sub>), comprendente i depositi pre-evaporitici terminali (spessore 10-20 m) ed un numero variabile tra 7 e 10 banchi gessosi (spessore circa 100-140 m). Il contatto tettonico basale (S<sub>1</sub>, nella sezione D-D') è marcato morfologicamente da un allineamento di «vallette pseudocarsiche» e depressioni doliniformi, ed è ben riconoscibile, lungo il tracciato della sezione, in



*Fig. 8* - Filone sedimentario riempito da peliti eusiniche di interbanco e suturato dal successivo ciclo evaporitico minore (foto C. Cantelli).



Fig. 9 - Il mini-Graben asimmetrico del Rio Stella nella sua porzione centrale (vista da SSW). Il rigetto verticale lungo la faglia principale (sulla sinistra) è di oltre 40 m. Questa faglia e altre sue vicarianti non coinvolgono il Pliocene inferiore.

corrispondenza della sella su cui transita la strada M. Mauro-Riolo Terme.

Lungo il versante sinistro del T. Sintria si osserva chiaramente (fig. 11) come i banchi gessosi in giacitura verticale o addirittura rovesciata siano troncati, ad una quota di circa 250 m s.l.m., da una superficie tettonica, che li porta a «galleggiare» su un insieme di peliti pre-evaporitiche; la giacitura di queste peliti appare via via meno disturbata verso il basso, sino a presentarsi suborizzontale nell'alveo del torrente. Per questo fatto si ritiene che la scaglia di M. Incisa sia più correttamente interpretabile come una scaglia frontale o truciolo tettonico dell'unità tettonica che a sua volta la sormonta lungo la superficie  $S_{1bis}$ .

*Scaglia di Co di Sasso* (sez. D-D', a NE di  $S_{1bis}$ ), costituita dall'intera successione evaporitica oltre ai depositi pre-evaporitici terminali, entro i quali sono contenuti olistoliti di «Calcicare a Lucina» (questo è l'unico affioramento noto a NW del T. Sintria).

Sebbene la scaglia sia estesa in affioramento per oltre 1 km<sup>2</sup>, costituendo il vasto versante nordorientale del crinale gessoso, purtroppo è diffusamente coperta dalla vegetazione; si riconosce comunque una leggera tendenza dei banchi gessosi ad un piegamento sinclinalico e contemporanea distorsione della direzione di strato da NW-SE a WNW-ESE verso oriente. Non è da escludere che ulteriori indagini evidenzino in questa area un'altra scaglia tettonica.

In corrispondenza del tracciato della sezione geologica si osserva, alla sommità della successione evaporitica, il passaggio apparentemente concordante con i depositi della F. a Colombacci, e quindi con le argille plioceniche. Circa 1 km più ad E, invece, al di sotto della copertura post-evaporitica, si riconosce un'altra scaglia tettonica, che, sebbene non attraversata dalla sezione geologica, viene egualmente descritta qui di seguito, trovandosi anch'essa sulla sinistra del T. Sintria (fig. 12).

*Scaglia di Ca' Vedreto*, rappresentata da un pacco di banchi gessosi la cui base corrisponde stratigraficamente al V ciclo evaporitico, che si accavalla sopra una spessa successione di cicli evaporitici minori intensamente fratturati (la superficie tettonica è indicata come  $S_2$  nella carta geologica).

#### 4) SEZIONE GEOLOGICA DI PARCO CARNÉ (E-E'): «GESSI DI RONTANA» (Tav. 1)

Questa sezione descrive l'assetto strutturale del gruppo di affioramenti gessosi dell'area a NW di M. Rontana. Questa porzione della Vena del Gesso è ben delimitata dal mini-Horst del T. Sintria a NW e da quello di Ca' Vernello ad E che portano in affioramento termini pre-evaporitici, e, in pratica, interrompono la continuità della dorsale gessosa (per la definizione di mini-Horst e mini-Graben si veda al capitolo seguente).

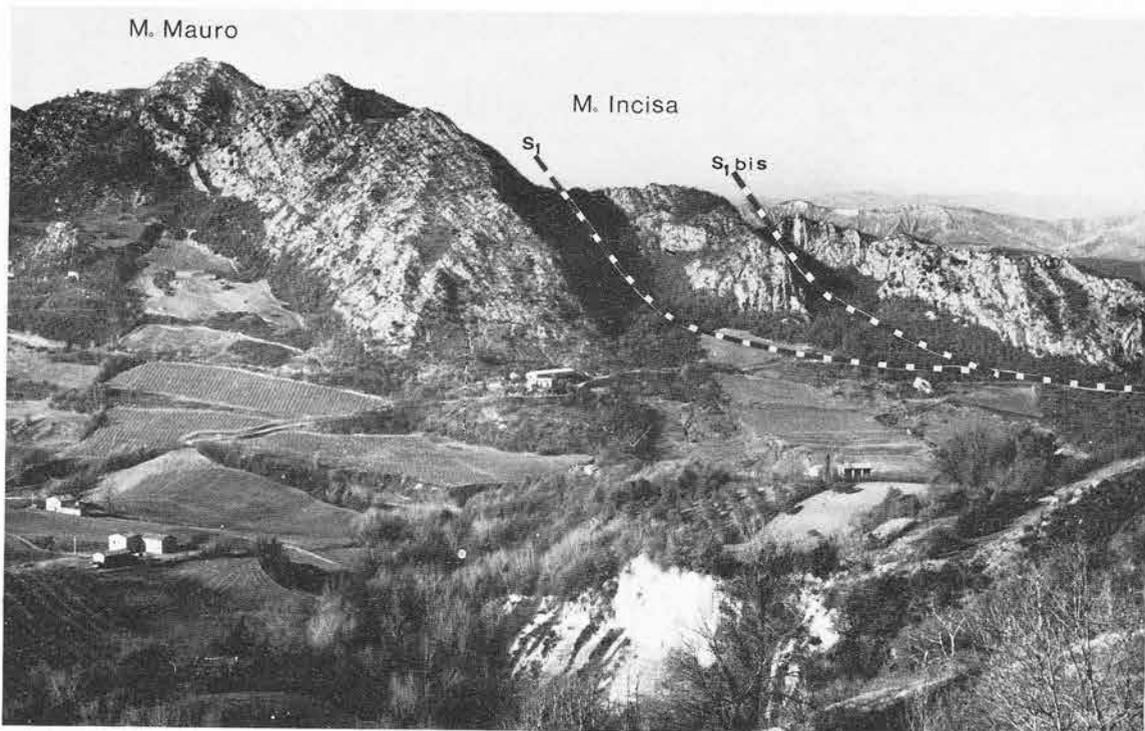
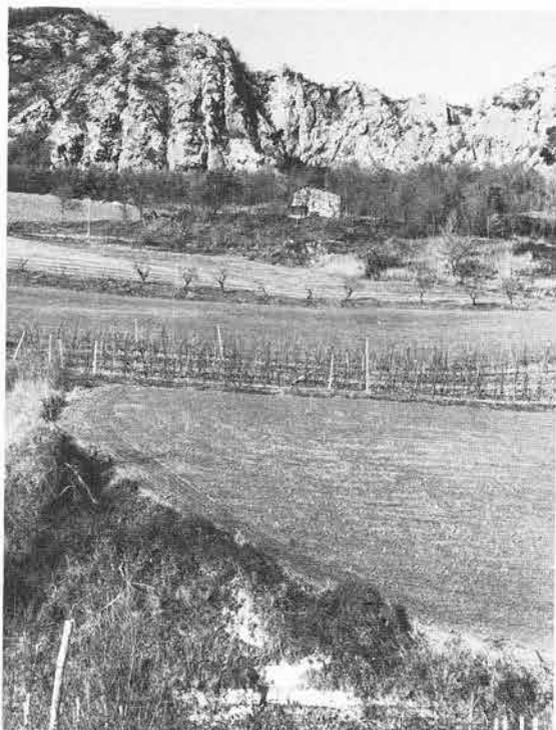


Fig. 10 - Il fianco NNE della piega a ginocchio di M. Mauro (a sinistra) sormontata dalle due scaglie sovrapposte di M. Incisa e di Co di Sasso (v. anche la sezione geologica D-D' in tav. I). In primo piano la Formazione Marnoso-arenacea (vista da SE).



Sebbene l'analisi stratigrafico-sedimentologica di dettaglio sia tutt'ora in atto per chiarire i rapporti complessi tra i numerosi affioramenti isolati, tuttavia nella carta geologica sono stati ugualmente indicati, in alcuni casi ipoteticamente, i principali accavallamenti. L'uso delle medesime sigle della sezione geologica di M. Mauro sarà giustificato successivamente.

In sintesi, nei «Gessi di Rontana» si possono riconoscere le seguenti unità tettoniche da SW verso NE:

*Piega a ginocchio «Parco Carnè SW» (sez. E-E', a SW di S<sub>1</sub>), il cui fianco NE nella sezione geologica è rappresentato dai primi 7-8 cicli evaporitici in apparente continuità stratigrafica sopra i termini pre-evaporitici. Questa unità è ben osservabile in un dosso posto un centinaio di metri a SW di Casa Carnè, ben eviden-*

Fig. 11 - La scaglia di M. Incisa con i banchi di gesso subverticali e il substrato radicato, costituito dalla F. Marnoso-arenacea, suborizzontale (strati alla base della foto) lungo la riva sinistra del T. Sintria (v. anche la sezione geologica D-D' in tav. I e la fig. 10).

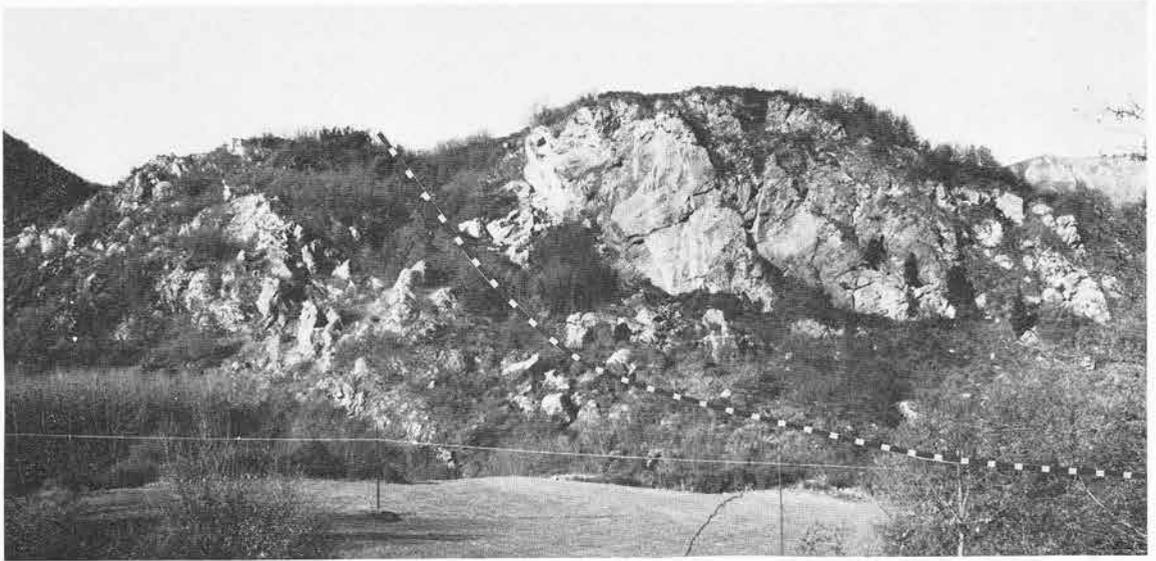


Fig. 12 - La scaglia di Ca' Vedreto (a destra) con alla base il V ciclo accavallato sopra i cicli evaporitici minori della scaglia tettonica sottostante. Si noti l'intensa fratturazione e microfagliatura (vista da E).

ziato morfologicamente da faglie N 50°-70° E che ne interrompono la continuità laterale.

*Scaglia «Parco Carnè centro»* (sez. E-E', a NE di S<sub>1</sub>), osservabile integralmente lungo la stradina che porta a Casa Carnè, e costituita da una successione verticalizzata comprendente circa 50 m di depositi pre-evaporitici ed i primi 9-10 cicli evaporitici. La numerazione esatta di questi ultimi è complicata da una faglia normale NNW-SSE su cui si imposta l'inghiottitoio dell'«Abisso Faenza».

Anche la superficie di accavallamento S<sub>1</sub> è di difficile tracciamento laterale in campagna per effetto dell'intensa tettonica disgiuntiva trasversale e longitudinale.

*Scaglia «Parco Carnè NE»* (sez. E-E', a NE di S<sub>2</sub>), anch'essa osservabile lungo il sentiero che porta a Casa Carnè, è costituita da un pacco di banchi gessosi, la cui base è rappresentata dal V ciclo evaporitico, accavallantesi sull'unità tettonica sottostante mediante la superficie S<sub>2</sub>. La giacitura dei banchi all'interno della scaglia tende in generale alla verticalizzazione, con locali rovesciamenti.

*Scaglia «Rio del Bo»* (sez. E-E', a NE di S<sub>3</sub>). A differenza delle altre scaglie è interamente costituita da termini pre-evaporitici (parte alta della F. Marnoso-arenacea, Tortonian-Messiniano) in giacitura presumibilmente monoclinale. Quest'ultima incertezza può essere

comprensibile se si ricorda che, per le coperture diffuse, nel F. 99 Faenza tale unità è erroneamente confusa con le argille plioceniche.

La scaglia si accavalla sull'unità sottostante mediante una superficie inclinata circa 80° verso NE (per lo meno in corrispondenza del tracciato della sezione), e che viene siglata come S<sub>3</sub>. Lo spessore completo dell'unità non è determinabile, in quanto essa è coperta dai depositi post-evaporitici (a partire dalla F. a Colombacci presente in lembi sparsi), ma supera certamente il centinaio di metri.

Nella zona a S e SE di M. Sacco sono presenti sparsi affioramenti gessosi; non abbiamo ancora elementi sufficienti per attribuirli ad una scaglia ulteriore.

##### 5) SEZIONE GEOLOGICA MONTICINO (F-F'): «GESSI DI BRISIGHELLA» (Tav. 1)

Questa sezione è stata tracciata a NW di Brisighella in corrispondenza della Cava Monticino, (colonna stratigrafica C di VAI & RICCI LUCCHI, 1977); essa schematizza l'assetto strutturale dell'affioramento gessoso continuo da Ca Vernello ad W sino ai tre colli di Brisighella (Santuario del Monticino, Rocca, Torre) ad E.

I dati di campagna rilevati in corrispondenza degli ultimi due colli sono estrapolati nella sezione al di sotto della superficie che, in questo tratto della Vena del Gesso, porta le argille

plioceniche a trasgredire direttamente sulla F. Gessoso-solfifera, senza interposizione di depositi della F. a Colombacci. Strutturalmente parlando si possono quindi distinguere nei «Gessi di Brisighella» le seguenti unità:

*Piegia a ginocchio Monticino-Rocca* (sez. F-F', a SW di S<sub>1</sub>), costituita dalla successione evaporitica in continuità sopra i depositi precedenti (se si eccettuano locali esempi di pseudodiapirismo con vistose iniezioni di peliti pre-evaporitiche dentro ai cicli evaporitici maggiori). La piega è asimmetrica con vergenza a NE e con tendenza alla verticalizzazione degli strati.

In corrispondenza della sezione è presente una importante faglia normale longitudinale che ribassa a SW, lungo la quale è impostato il carsismo della «Tana della volpe» (COSTA, 1983); questa dislocazione permette di suddividere, nell'ambito dell'unità, da una parte la piega s.s. del colle del Monticino a SW, dall'altra il pacco di banchi gessosi verticalizzati del colle della Rocca.

*Scaglia Torre di Brisighella* (sez. F-F', a NE di S<sub>1</sub>), corrispondente al pacco di circa 7-8 banchi gessosi verticalizzati dell'omonimo colle, la cui base è rappresentata stratigraficamente da un ciclo evaporitico basale. Questa unità si accavalla con una superficie molto raddrizzata (S<sub>1</sub> nella sezione) al di sopra dei cicli evaporitici minori che caratterizzano la parete N del colle della Rocca.

#### ZONAZIONE STRUTTURALE

L'insieme dei nuovi dati, descritti nelle sezioni geologiche del capitolo precedente e sinteticamente cartografati in tav. 1, consentono di suddividere la Vena del Gesso Romagnola in tre zone principali, a caratteristiche strutturali sostanzialmente omogenee. Già fin d'ora si può affermare che queste zone sono funzione della loro posizione relativa sia rispetto al bacino della Vena del Gesso che, soprattutto, rispetto ai fattori che controllavano i due limiti occidentale e orientale del bacino stesso. Le due ali occidentale e orientale della Vena sono molto più intensamente smembrate dalla tettonica trasversale e longitudinale, sia sinsedimentaria che postsedimentaria, e sono estesamente interessate da tettonica tangenziale epidermale; la zona centrale, invece, è assai più unitaria ed è stata risparmiata dalla tettonica tangenziale

corticale. Non si deve però sopravvalutare la simmetria di questo sistema deformativo; anzi, appare evidente una asimmetria di secondo ordine almeno per quanto concerne sia l'entità della tettonica tangenziale corticale (più vistosa ad E) che l'estensione dei movimenti trascorrenti (maggiori ad W). Documentiamo queste affermazioni e i fondamenti della zonazione proposta.

#### 1) *Il sistema dei mini-Horst e mini-Graben trasversali e gli accavallamenti del M. Pénzola*

L'ala occidentale della Vena del Gesso Romagnola appare caratterizzata da faglie trasversali antiappenniniche, via via più fitte ed evidenti procedendo da E verso la Linea del Sillaro, che smembrano progressivamente la Vena in blocchi sempre più marcatamente individuati (si vedano comparativamente le fig. 6 e 4). Il fatto saliente è che i singoli blocchi spessissimo si differenziano anche per la loro successione stratigrafica. Questa può essere completa (es. *mini-Graben* Paradisa, Sgarba, ecc.), variamente ridotta per mancanza di un certo numero di cicli evaporitici minori, oppure completamente priva dei cicli evaporitici (es. *mini-Horst* Santerno, Sintria, Cà Vernello, ecc.). Successioni molto diverse possono essere spazialmente assai vicine. In ogni caso però queste successioni diverse, tipiche di blocchi distinti, sono quasi sempre ricoperte dalla Formazione a Colombacci (talora concordante ma spesso discordante) con le sue facies condensate tipiche della Romagna occidentale, oppure direttamente dalle argille plioceniche sempre discordanti. È chiaro allora che, se si annullano gli effetti della tettonica postsedimentaria, la Vena del Gesso già prima del Messiniano superiore appare smembrata da un sistema, prevalentemente ma non esclusivamente trasversale, di faglie a blocchi che delimitano quelli che abbiamo chiamato *mini-Horst* e *mini-Graben*. La maglia di questi blocchi trasversali (i più facilmente rilevabili per la topografia dell'esposizione) è mediamente di circa 100-200 m dal Sillaro al Santerno, da 200 a 500 m fra il Santerno e lo Sgarba, da 0.5 a 1 km fra lo Stella e il Sintria e da 200 a 500 m ad E del Sintria. La maglia dei blocchi longitudinali è difficile da definire, per l'esposizione più limitata, ma sembra superare mediamente i 500 m.

Da quanto detto risulta che c'è una frammentazione diffusa in miniblocchi in vicinanza della Linea del Sillaro e una secondaria fra le

Linee del Sintria e del Lamone. I sistemi di faglie soprattutto trasversali che individuano i miniblocchi si attivano principalmente nel Messiniano inferiore fra l'inizio e la fine della deposizione dei cicli evaporitici minori. Tra i riscontri analitici di questo processo si può citare una splendida frattura distensiva subverticale che taglia un banco gessoso, viene riempita in maniera prevalentemente gravitativa da peliti eusiniche di interbanco e appare suturata dal banco gessoso soprastante; tutto ciò è esposto in una galleria della Cava Anic di Borgo Rivola (fig. 8). I rigetti verticali sono in media dell'ordine dei 50 m, ma possono superare anche i 200 m. Parte di queste faglie esercitano ancora un limitato controllo diretto o indiretto sulla sedimentazione della Formazione a Colombacci. Ciò è dimostrato 1) da vicarianti che sul greto del Santerno intersecano la Formazione a Colombacci con rigetti di 30-40 cm, ma sono poi perfettamente suturate dalla base delle argille del Pliocene inferiore; oppure 2) dalla frequente correlazione positiva fra ubicazione e orientamento dei corpi paraconglomeratici canalizzati nella Formazione a Colombacci da un lato e delle faglie trasversali dall'altro. Molte di queste trasversali N 20°-50° E o di loro vicarianti mostrano una componente di movimento trascorrente destra.

È interessante ora vedere i rapporti fra questo quadro di tettonica sinsedimentaria a blocchi e le strutture a scaglie e accavallamenti corticali delimitati da faglie inverse, messi in evidenza nel capitolo precedente. Si è visto che, oltre al classico raddoppio tettonico di M. Pénzola, nel tratto trasversalmente tormentato che sta ad W del *mini-Horst* del Santerno ci sono almeno cinque altri accavallamenti di banchi gessosi bassi su banchi alti, con vergenza a SW. L'entità di traslazione lungo il piano di accavallamento potrebbe essere minore che nel caso del M. Pénzola, anche se le masse coinvolte sono più ingenti. Appare anche evidente, soprattutto ad una vista dall'alto, che la precedente frammentazione trasversale in blocchi è correlata spazialmente con la frequenza di deformazioni compressive corticali.

Queste strutture sono tutte ubicate in prossimità dei *mini-Horst* di Budriolo, di Debolezza, del Santerno o di altri minori. Ci dovrebbe quindi essere una relazione genetica fra i processi che portano all'individuazione dei *mini-Horst* e quelli che conducono alla sovrapposizione tettonica di blocchi in prossimità dei *mini-Horst* stessi con vergenze anche opposte.

L'età iniziale per il processo di raddoppio tettonico corticale è il Messiniano inferiore, VI ciclo evaporitico, che spesso rappresenta il substrato delle scaglie; l'età finale invece è quella corrispondente alla parte basale della Formazione a Colombacci locale che appare, in parte almeno, strizzata in qualche faglia inversa. Non c'è dubbio comunque che la gran parte della Formazione a Colombacci prima e, a livello ancora più marcato, le argille plioceniche poi suturino ambedue i tipi di strutture.

## 2) *La monoclinale regolare*

Coincide praticamente con la porzione centrale della Vena del Gesso Romagnola. Essa è caratterizzata dalla continuità, dall'assetto immergente a NNE e dalla mancanza, almeno nel tratto affiorante, di strutture compressive epidermali. Al suo interno il sistema di faglie trasversali è più spaziato e meno vistoso negli effetti, mentre quello longitudinale assume evidenza regionale solo ad E del T. Senio (fig. 13 e tav. 1). I minori effetti prodotti dalla tettonica sinsedimentaria distensiva e compressiva in questa zona favoriscono la compressione delle deformazioni postsedimentarie. Sono ben evidenti qui faglie ad orientamento simile a quello delle precedenti trasversali intramessiniane (che talora sono anche direttamente riattivate); esse tagliano chiaramente il limite dell'*onlap* del Pliocene inferiore e presentano componenti sia verticali (fino a 20-50 m) che trascorrenti sinistre (in genere modeste ma talora fino a 500 m di movimento; di questo tipo è la faglia ad W della Rocchetta (fig. 5 e tav. 1). Naturalmente esempi di questo sistema di faglie si trovano anche nelle due porzioni esterne della Vena del Gesso.

## 3) *Le scaglie tra Monte Mauro e Brisighella*

Le complicazioni strutturali di questo tratto di Vena, a prima vista molto articolato (MARABINI & VAI, 1983), sembrano essere interpretabili in maniera unitaria alla luce di nuovi dati. Infatti le tre sezioni geologiche precedentemente descritte per l'area tra il Rio Stella e Brisighella mostrano sostanziali analogie strutturali, in particolare per la costante presenza di una piega corticale vergente a NE su cui sono accavallate una o più scaglie corticali a vergenza opposta.

Altri elementi macrotettonici di rilievo sono due *mini-Horst* che interrompono nettamente

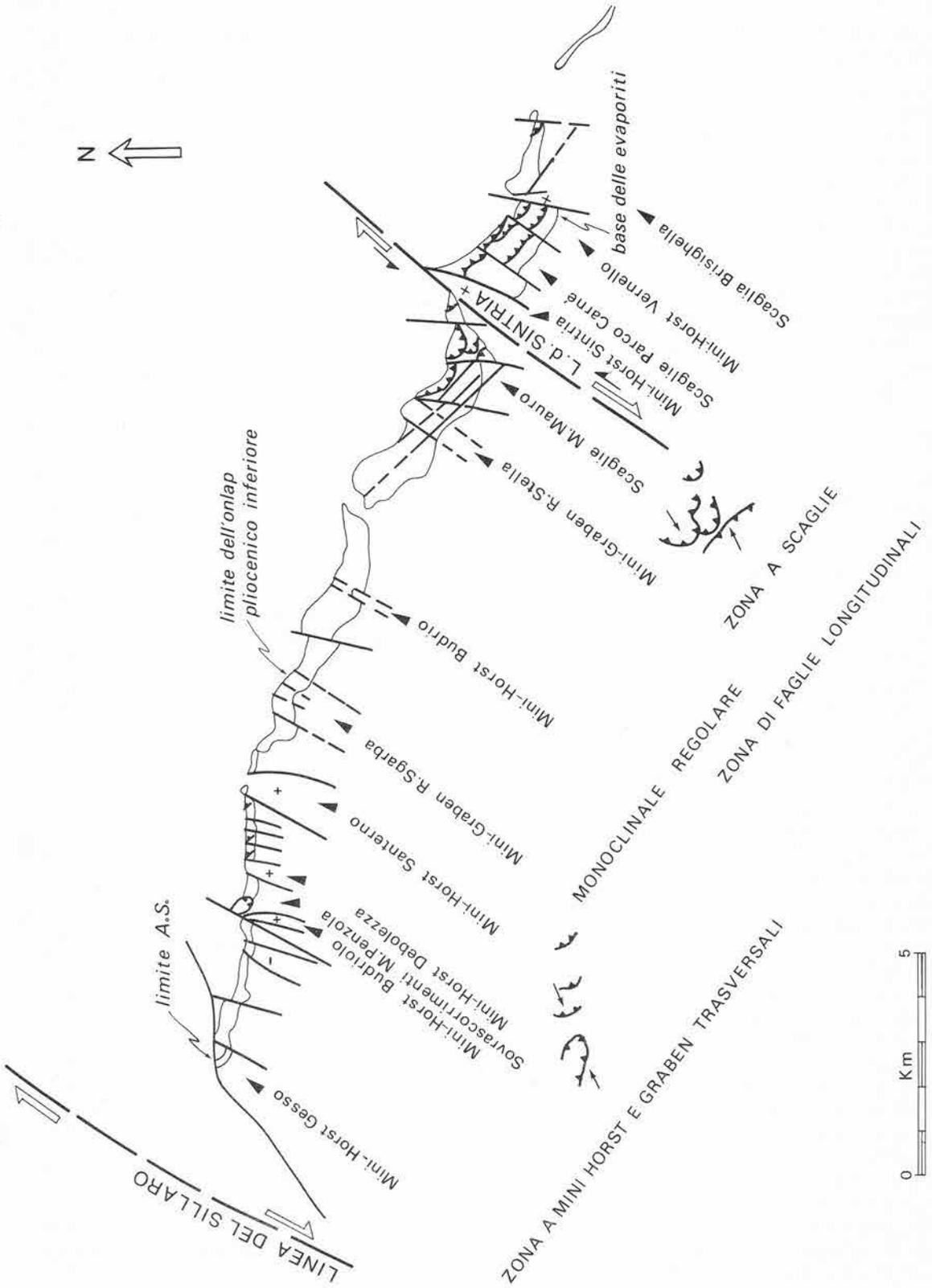


Fig. 13 - Schema di zonazione paleotettonica e macrostrutturale della Vena del Gesso, Romagna occidentale. Lungo la Linea del Sintria le frecce bianche indicano la trascorrenza destra intramessiniana e quelle nere la trascorrenza sinistra postmessiniana. I due inserti strutturali nella parte inferiore della figura rappresentano un ingrandimento delle due zone a scaglie di M. Penzola-Santerno e di M. Mauro (le piccole frecce nere indicano la vergenza delle scaglie).

la continuità laterale delle suddette unità strutturali, e cioè:

«*mini-Horst* del Sintria», una struttura larga quasi un km (fig. 13), che espone nell'alveo e nel versante destro del torrente la sequenza pre-evaporitica terminale, sulla quale riposano direttamente i depositi della F. a Colombacci e quelli pliocenici, senza interposizione di banchi gessosi. L'assetto di questo grosso blocco tettonico non è ben definibile con i dati a disposizione a causa della diffusa franosità superficiale dell'area, ma apparentemente si esprime in una giacitura monoclinale, più o meno disturbata, immergente verso NW e N. È quindi possibile pensare a un blocco o al nucleo di una piega corticale rialzati da un fascio di faglie verticali N-S e NE-SW. È interessante notare che nei pressi di Sasso Nuovo (o Castelnuovo), parallelamente al fianco orientale del *mini-Horst*, sono stati osservati due sistemi di filoni sedimentari subverticali orientati N 20° E e N 50° E, i quali hanno provocato l'iniezione di arenarie e microconglomerati della Formazione a Colombacci per almeno 70-80 m negli strati gessosi sottostanti; visto l'orientamento, pare giustificato ritenere che tali filoni siano vicarianti dei sistemi di faglie trasversali su menzionati. Comparando in pianta l'orientamento strutturale dei «Gessi di M. Mauro» con quello dei «Gessi di M. Rontana» sui due fianchi del *mini-Horst* risultano evidenti effetti di movimenti trascorrenti con un rigetto complessivo netto sinistro di alcune centinaia di metri (= Linea del Sintria).

«*mini-Horst* di Cà Vernello» (o Case Vernello), una struttura più stretta della precedente (circa 300 m) ma con significato apparentemente analogo. Anch'esso infatti interrompe la continuità della Vena, portando in affioramento termini pre-evaporitici, ed evidenziando inoltre una componente di rigetto trascorrente sinistro di almeno 400 m (= Linea di Cà Vernello). Purtroppo la copertura non permette per ora una descrizione più dettagliata (si noti che la cartografia geologica precedente non aveva evidenziato questa «lacuna» di affioramento della Vena del Gesso).

In definitiva comunque, se si astrae dai rigetti verticali ed orizzontali connessi con l'esistenza dei due *mini-Horst*, si giustifica con una certa attendibilità l'ipotesi di correlare, almeno cinematicamente, le unità strutturali longitudinali addirittura lungo tutta la fascia tra M. Mauro e Brisighella. Questa correlazione era

già implicita nella uniformità di sigle usate nel capitolo precedente per indicare le principali superfici di accavallamento. L'ipotesi di correlazione, allo stato attuale delle conoscenze, si limita ai seguenti possibili raggruppamenti di unità:

- a) pieghe corticali di M. Mauro, Parco Carnè SW, Monticino-Rocca;
- b) scaglie corticali di M. Incisa-Co di Sasso, Parco Carnè centro, Torre di Brisighella (marcate alla base dalle superfici di accavallamento S<sub>1</sub> e S<sub>1</sub>bis);
- c) scaglie corticali di Ca' Vedreto, Parco Carnè NE (superficie di accavallamento S<sub>2</sub>);
- d) scaglia di Rio del Bo (superficie di accavallamento S<sub>3</sub>).

Ribadiamo che questi raggruppamenti di scaglie esprimono più una equivalenza di disposizione geometrica che una continuità fisica su fronti di parecchi km. In ogni caso però si deve notare che il raggruppamento b) è quello riconosciuto più estesamente (circa 7-8 km), mentre gli accavallamenti sovrastanti sono concentrati più in prossimità delle Linee del Sintria e di Cà Vernello, ove il raccorciamento è certamente superiore al km. Non c'è dubbio che le scaglie della zona circostante il Sintria siano le più ingenti per estensione cartografabile, per volume delle masse coinvolte e per entità minima di traslazione di oltre un km.

Le strutture macrotettoniche sin qui discusse sono a loro volta interessate dagli effetti di altri sistemi di faglie e fratture che contribuiscono a frammentare ulteriormente, in un vero *puzzle*, gli affioramenti gessosi soprattutto nella zona dei «Gessi di M. Rontana». I principali sono:

— sistema NW-SE, rappresentato da faglie normali con rigetti sino a parecchie decine di metri, concentrate soprattutto nelle cerniere delle pieghe a ginocchio;

— sistema NE-SW, rappresentato da faglie normali con componente di rigetto orizzontale, solo una parte delle quali ha dislocato anche la base dell'*onlap* pliocenico (a questo sistema appartengono anche i filoni sedimentari di Sasso Nuovo);

— sistema N-S, sempre costituito da faglie normali, con una componente di rigetto orizzontale, che dislocano la base dell'*onlap* pliocenico più spesso e in maniera vistosa. È il caso della faglia N-S immediatamente a W di Ca' Vedreto che ha dislocato di alcune decine di

metri in verticale la Formazione a Colombacci, provocando anche l'inversione del senso di confluenza del Rio Co di Sasso nel T. Sintria, con chiaro indizio di attività neotettonica.

Si noti che gli ultimi due sistemi mostrano segni di attivazioni multiple con componente orizzontale sia destra che sinistra.

### EVOLUZIONE MACROTETTONICA

Questi dati macrotettonici originali aprono nuove prospettive all'interpretazione dell'evoluzione sintettonica post tortoniana e dell'assetto strutturale attuale del margine appenninico in Romagna occidentale.

In particolare aumentano le possibilità di definire meglio e con maggior dettaglio le interazioni fra cicli sedimentari ed attività tettonica sinsedimentaria in corrispondenza di alcuni dei settori strutturali trasversali in cui il margine appenninico è suddiviso (RICCI LUCCHI *et al.*, 1982; CREMONINI & FARABEGOLI, 1979).

Prima di sintetizzare questo quadro dell'evoluzione paleotettonica è necessario tentare un'interpretazione cinematica dei nuovi dati strutturali.

La tettonica sinsedimentaria e postsedimentaria a *mini-Horst* e *mini-Graben* prevalentemente trasversali, ma anche longitudinali, è già stata posta in relazione con l'attività lungo linee tettoniche trasversali o antiappenniniche, nel capitolo precedente. Il ruolo prevalente, verticale e trascorrente, del *Fascio di linee del Sillaro* (VAI, in prep.), che continueremo ad indicare per brevità come Linea del Sillaro, è messo in rilievo nella carta tettonica (tav. 1) e soprattutto nello schema di fig. 13 dall'addensamento e dalla miniaturizzazione degli elementi strutturali trasversali coll'avvicinarsi alla Linea. Questo vale in maniera particolare durante il Messiniano e conferma inoltre l'osservazione di VAI, 1981 (pag. 226) che le facies selenitiche della Vena del Gesso subiscono una progressiva trasformazione diagenetica a gesso nodulare saccharoide per effetto del diastrofismo tettonico man mano che ci si avvicina alla Linea del Sillaro. Lo schema evidenzia anche un'attività tettonica importante e analoga (anche se subordinata rispetto a quella della Linea del Sillaro) della *Linea del Sintria* (MARABINI, in prep.) e di altre vicarianti poste più ad E.

Quale può essere allora il principale meccanismo secondo il quale in prossimità delle due Linee si sono venuti a formare numerosi

bassi e alti strutturali, in vicinanza dei quali si è arrivati fino al taglio, al distacco, alla traslazione e alla messa in posto di scaglie epidermali? Ci pare che il meccanismo principale, più semplice e in grado di giustificare la maggior parte dei dati osservati, sia quello della transtensione e transpressione (HARLAND, 1971) in larghe fasce trascorrenti (HARDING, 1974; WILCOX *et al.*, 1973) con faglie verticali ad andamento sinuoso, sia in sezione orizzontale che in sezione verticale trasversa alla direzione di trascorrenza. Queste condizioni sono rappresentate negli schemi concettuali delle fig. 14 e 15.

Lo schema di fig. 14 spiega facilmente 1) la giustapposizione e la miniaturizzazione di blocchi in sollevamento e in abbassamento e 2) la presenza di scaglie a vergenze opposte, non solo in blocchi cinematici verticali distinti e lontani relativamente (come ad W del Santerno) ma anche adiacenti (come lungo il versante E di M. Mauro). Infatti condizioni di distensione e di compressione per trascorrenza lungo superfici sinuose potranno determinarsi a distanze assai modeste, intercalarsi fra loro e consentire vergenze opposte.

Lo schema di fig. 15 invece interpreta la corticalità delle strutture. Una sinuosità della superficie di faglia, che sia obliqua o normale alla direzione di trascorrenza, frenerà il movimento per tutta la sua estensione spaziale. Se la sua estensione è limitata rispetto alle forze trascorrenti in giuoco e soprattutto se essa comporta uno sforzo di taglio su volumi superficiali o corticali di roccia che non sono confinati dal carico soprastante, l'ostacolo verrà progressivamente rimosso mediante la formazione e la propagazione di piani di taglio che producono una serie di cunei in sovrascorrimiento o in sottoscorrimiento. In sostanza, sono proprio le sinuosità di tipo superficiale delle superfici di trascorrenza la causa prima della deformazione a scaglie corticali. Marcate sinuosità corticali in faglie trascorrenti sono state «osservate» (o meglio proposte come interpretazione) in profili sismici a riflessione. Esse corrispondono a deflessioni superficiali (limitate a pochi km di profondità massima) della superficie di faglia che approfondendosi si verticalizza e diventa piana. Le strutture tettoniche corticali che si originano sono transtensive o transpressive a seconda dell'orientamento della superficie deflessa rispetto al senso di moto; esse sono state denominate rispettivamente *negative* e *positive flower structure* (HARDING, 1983; HARDING *et al.*, 1983). In questo

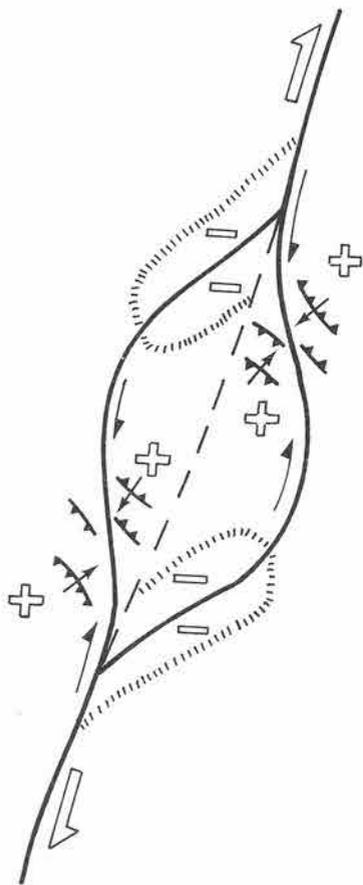


Fig. 14 - Campo di stress schematico in una trascorrente destra a faglie sinuose o intrecciate, con effetti transensivi e transpressivi.

modo la trascorrenza lungo superfici sinuose viene frenata ma non bloccata.

Con questo meccanismo la maggior estensione, il volume e il numero di scaglie corticali rilevate in prossimità del Sintria rispetto al Sillaro (tav. 1) non contraddicono l'asserzione di una attività tettonica più importante avvenuta lungo la Linea del Sillaro. Qui lo sforzo trascorrente più intenso determina presto il superamento del limite di rottura. Di conseguenza l'andamento sinuoso o irregolare delle faglie viene rettificato (piano tratteggiato in fig. 15), consentendo una traslazione orizzontale neutra fra le due masse in movimento relativo. Lungo la Linea del Sintria invece lo sforzo di rottura non viene raggiunto e i piani di taglio si propagano lateralmente per maggior estensione e frontalmente in maniera regressiva, aggiungendo nuove scaglie alle precedenti (fig. 15).

Più in generale, la frequenza di strutture transtensive e transpressive nella Vena del Gesso è favorita 1) dalla posizione delle evaporiti all'apice della successione stratigrafica nel momento in cui si raggiunge un acme della tettonica trascorrente e 2) dalla relativa rigidità del corpo geologico gessoso rispetto ai terreni pelitici sottostanti.

Nel complesso la sovrapposizione fra la tettonica regionale ad andamento appenninico (prevalente) e quella locale, normale e trascorrente, controllata dalle trasversali antiappenniniche (subordinata ma tutt'altro che trascurabile), determina il quadro non semplice di zone o settori meridiani suddivisi nel capitolo precedente (fig. 13).

Usando questa chiave interpretativa tentiamo ora di delineare nell'insieme l'evoluzione sintettonica post-tortoniana dell'area esterna nordappenninica in cui è inserita la Vena del Gesso Romagnola. Questa evoluzione si può schematizzare, in maniera un po' rigida, come una sequenza di fasi o eventi tettonici più marcati, sempre però inseriti in o intercalati ad intervalli di attività tettonica più blanda ma perdurante (fig. 16).

### 1. Intervallo Messiniano pre-evaporitico

Prove di perdurante significativa attività tettonica sinsedimentaria, a componente essenzialmente verticale, presso i due estremi della futura Vena del Gesso sono fornite 1) dai numerosi ed imponenti *slumps*, con associati grandi olistoliti arenacei, nelle peliti tortoniane superiori e messiniane basali, oltre che nel Calcare di base dell'area fra Santerno e Sillaro; 2) dai rosari di olistoliti di Calcare a Lucina inclusi nelle peliti pre-evaporitiche tra la Linea del Sintria e quella di Ca' Vernello; 3) da variazioni laterali di facies nella Formazione Marnoso-arenacea.

### 2. Intervallo Messiniano evaporitico

L'attività tettonica è più blanda, in particolare nella parte inferiore con i cicli maggiori dal III al VI che sono estesi e praticamente costanti in tutta la Vena del Gesso Romagnola. Blande testimonianze dell'attività in atto alle estremità sono la leggera riduzione degli spessori, specie verso la Linea del Sillaro, e alcuni olistoliti carbonatici inclusi nei gessi presso la Linea del Sintria. Variazioni laterali di facies si riscontrano solo alla base dell'intervallo, dove il

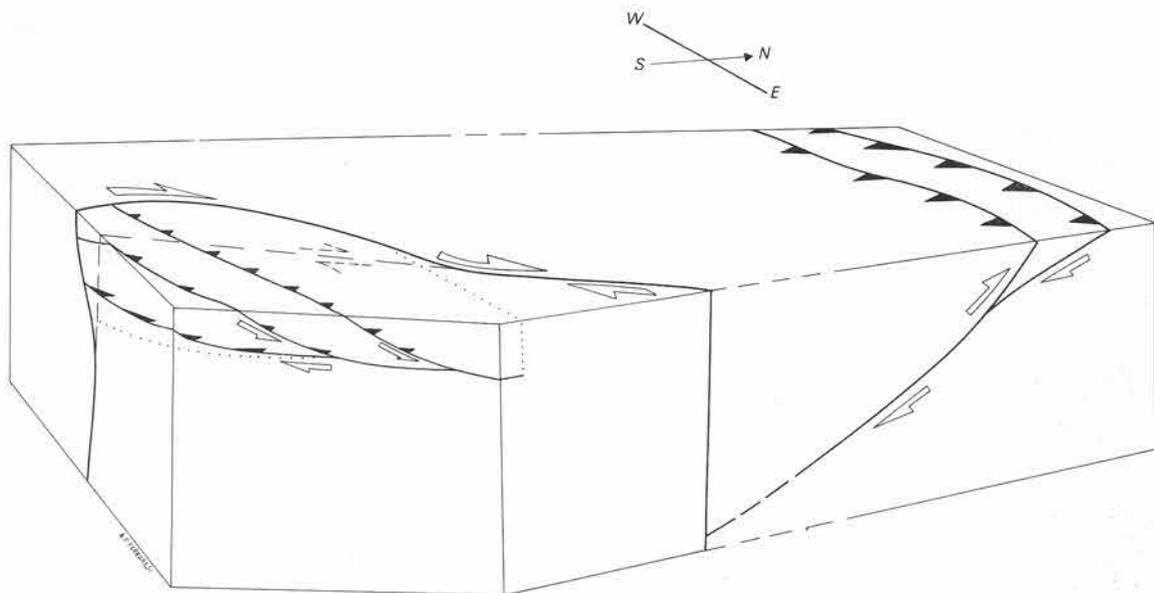


Fig. 15 - Schema interpretativo, non in scala, della formazione di scaglie corticali nel contesto di trascorrenti antiappenniniche che fungono da svincolo meccanico laterale dei grandi accavallamenti al fronte dell'Appennino Settentrionale. (Per semplicità gli effetti transtensivi sul fianco NW della faglia trascorrente non sono rappresentati).

più basso dei primi due cicli evaporitici (costituiti da stromatoliti gessose) passa verso W a uno dei cicli del Calcere di base.

### 3. Fase intramessiniana (pre Formazione a Colombacci locale)

Inizialmente è caratterizzata dall'attivazione (o riattivazione) di un sistema di *mini-Horst* e *mini-Graben* delimitati da faglie trasversali orientate circa NNE-SSW e addensate in vicinanza delle estremità della Vena. Poi si formano scaglie o accavallamenti corticali, con piano di scorrimento poco inclinato, nelle aree fra Santerno e Sillaro e fra M. Mauro e Brisighella. Le scaglie hanno vergenza prevalente a SW e subordinata a NE.

Queste strutture possono essere interpretate come il prodotto di trascorrenza destra lungo le Linee del Sillaro e del Sintria in condizioni di transtensione e transpressione in progressiva accentuazione. Lo sforzo trascorrente è più intenso lungo la Linea del Sillaro, dove determina il superamento del limite di rottura, con rettifica del fascio sinuoso di faglie precedenti mediante superfici subverticali piane lungo cui le masse a contatto possono scorrere liberamente; di conseguenza nelle zone

adiacenti gli sforzi di taglio epidermale vengono annullati.

La fase esplica attività tettonica sinsedimentaria rispetto alla Formazione a Colombacci (di cui controlla vistosamente la litologia, gli spessori e la geometria) e postsedimentaria rispetto alla Formazione Gessoso-solfifera.

### 4. Intervallo Messiniano superiore e fase pre Pliocene inferiore

Il fatto saliente di questa fase è costituito dal *tilting* monoclinale verso NNE di circa 15°-20° subito da tutta la successione a ridosso della Vena del Gesso Romagnola. Questa monoclinale rappresenta un lembo di raccordo anticlinale-sinclinale nello stile regionale della catena esterna dell'Appennino Settentrionale. Essa è caratterizzata da compressione NNE-vergente con pieghe-faglie o stretti cunei composti separati da larghe monoclinali o blande sinclinali.

Questo *tilting* ad E del Rio Stella si esplica in o si sovrappone a precedenti pieghe corticali, deformandole con accentuazione della vergenza a NE. Filoni sedimentari, diretti circa NE e riempiti da litotipi della Formazione a Colombacci, testimoniano il perdurare della trascor-

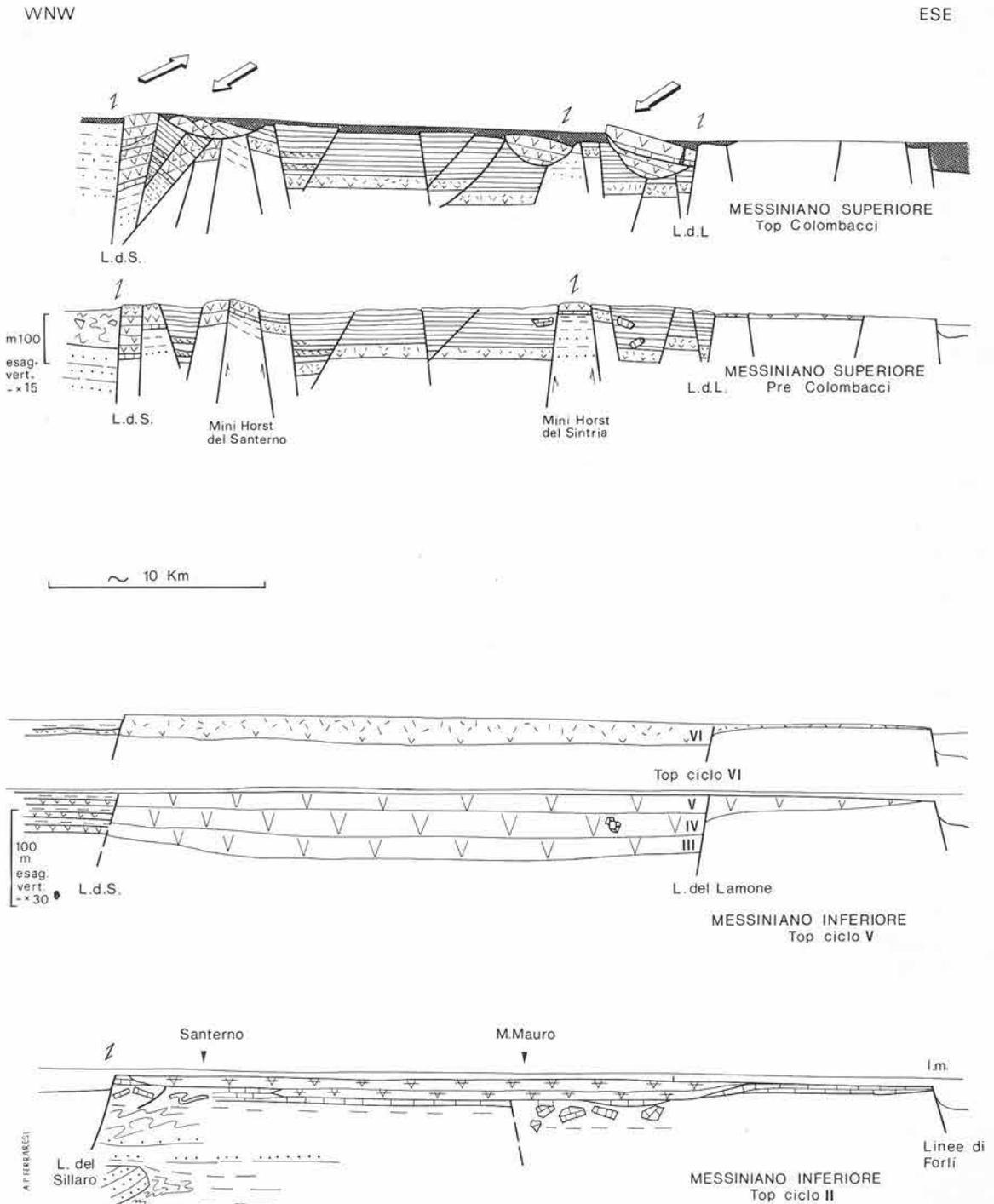


Fig. 16 - Sequenza cronologica schematica dell'evoluzione paleotettonica della Vena del Gesso Romagnola durante il Messiniano (L.d.S. = Linea del Sillaro; L.d.L. = Linea del Lamone). Si noti il decremento di esagerazione verticale nella parte superiore dello schema.

renza legata a questa fase compressiva. Nell'area del Santerno il *tilting* è collegato con piccole faglie inverse e con la parziale riattivazione degli accavallamenti corticali, come si vede a M. Pénzola.

Durante questa fase si formano anche faglie dirette longitudinali sia in cerniera delle pieghe dell'area orientale che nella monoclinale regolare immediatamente a W. Non ci sono dati per separare temporalmente queste faglie normali dagli elementi tettonici compressivi ricordati prima. Le faglie normali possono essere interpretate 1) come espressione distensiva apparente di un largo cuneo composto compressivo (MIGLIORINI, 1948) la cui porzione frontale è sepolta dal Pliocene, oppure 2) come vero e proprio prodotto di una fase distensiva, immediatamente seguente quella compressiva, ma non ancora documentabile con precisione e sicurezza.

#### 5. Intervallo Pliocene inferiore

La rapidità e l'ampiezza della trasgressione attutiscono ulteriormente gli effetti di una tettonica di per sé piuttosto blanda, anche se per breve tempo.

#### 6. Fase post Pliocene inferiore (3.).

È caratterizzata da faglie trasversali a rigetto verticale prevalente e trascorrente sinistro subordinato (ma talora vistoso), dirette da circa N a NE, che spesso riattivano alcune trasversali della fase intramessiniana.

Queste faglie dislocano certamente la base dell'*onlap* pliocenico inferiore. A causa della concordanza e della continuità di tutta la successione dal Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore e forse medio nella zona studiata, non si può indicare un limite inferiore preciso per l'inizio di questa attività. Essa potrebbe anche ripetersi nel tempo oppure venire praticamente mascherata dalla tettonica successiva.

La fase dovrebbe rappresentare l'effetto di trascorrenza di svincolo delle strutture compressive più recenti del margine della catena appenninica esterna e di quella sepolta dalla Pianura Padana (PIERI & GROPPI, 1981; BOCCALETTI *et al.*, 1984), alla stessa maniera in cui le trasversali della fase intramessiniana (3.) rappresentano gli svincoli dei fronti compressivi tardo-miocenici nelle stesse catene (fig. 15).

#### 7. Intervallo Pliocene medio-superiore — Quaternario

È caratterizzato da un secondo *tilting* e da un blando piegamento del tipo di quello descritto all'intervallo 4., che avviene al termine del Pleistocene inferiore-medio ma è limitato al margine della catena appenninica esterna e a quella sepolta dalla Pianura Padana.

Inoltre il Pleistocene medio-superiore («sabbie gialle») è caratterizzato per lo meno da faglie trasversali orientate come quelle descritte alla fase 6., ma con rigetti assai meno marcati. Anche in questo caso le trasversali possono essere messe in rapporto causale con modesti sforzi trascorrenti di svincolo di strutture compressive nella pianura e al suo margine.

Questo quadro preliminare di evoluzione macrotettonica è stato possibile grazie alla buona risoluzione stratigrafica delle facies evaporitiche nella Vena del Gesso. Quanto esso sia estrapolabile a casi simili e analoghi lungo le principali fasce trasversali dell'Appennino affiorante o sepolto dalla Pianura Padana è compito delle future ricerche.

#### RINGRAZIAMENTI

Siamo grati ai colleghi A. CASTELLARIN e F. RICCI LUCCHI per la lettura critica del manoscritto e a G. CREMONINI e R. PIGNONE per aver gentilmente acconsentito all'utilizzo dei dati del rilevamento svolto da uno di noi (S.M.) per la realizzazione della «Carta Geologica dell'Emilia Romagna».

Il lavoro è stato svolto con il contributo finanziario dei fondi M.P.I. 60 %.

*Manoscritto consegnato il 9 maggio 1984*

*Ultime bozze restituite il 12 gennaio 1985*

#### BIBLIOGRAFIA

- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHIL D. (1984) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **56** (in stampa).
- BONGIORNI D. (1963) - *Geologia del settore bolognese*. In: LUCCHETTI *et al.* (a cura di), Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino padano. Boll. Soc. Geol. It., **81**, 80-112.
- BORTOLOTTI V. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. I. La linea Livorno-Sillaro*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 529-540.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo*

- la «Linea Ancona-Anzio», dal Lias medio al Pliocene. Geol. Romana, **17**, 161-189.
- COSTA G.P. (1982) - *Rapporti fra tettonica e speleologia nei Gessi di Brisighella*. Tesi di laurea inedita. Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Bologna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1979) - *Tettonica sin-dimentaria messiniana nell'Appennino romagnolo* (Italia). Rend. Soc. Geol. It., **1-1978**, 7-8.
- CREMONINI G. & MARABINI S. (1982) - *La Formazione a colombacci nell'Appennino Romagnolo*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di), Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide geol. Reg. S.G.I., 167-169.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (a cura di) (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Guide geol. reg. S.G.I., 247 p.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc. **12**, 1-212.
- DESIO A. (a cura di) (1973) - *Geologia dell'Italia*. UTET, Torino, 1081 p.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1984) - *Tettonica trasversale nell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It. **24**, 1982, 299-309.
- GELMINI R. (1966) - *Studio fotogeologico dell'Appennino Settentrionale fra il Valdarno e la Romagna*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 167-212.
- GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 277-290.
- GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1975) - *Tectonic evolution of the Northern Apennines*. In: C. SQUYRES (ed.), Geology of Italy, **2**, 237-287, E.S.S.L.A.R., Tripoli.
- GROSCURTH J. & HEMMER C. (1973) - *Die Prato-Sillaro Linie, eine transversale Störungszone im Nordapennin und ihre Bedeutung als synsedimentäre Faziesgrenze*. N.Jb. Geol. Paläont. Abh., **144**, 181-205.
- HARDING T.P. (1974) - *Petroleum traps associated with wrench faults*. Bull. A.A.P.G., **58**, 1290-1304.
- HARDING T.P. (1983) - *Divergent wrench fault and negative flower structure, Andaman Sea*. In: A.W. BALLY (ed.), Seismic expression of structural styles: a picture and work atlas. AAPG Studies in Geology, **15**, v. 3, 4.2.1-6.
- HARDING T.P., GREGORY R.F. & STEPHENS L.H. (1983) - *Convergent wrench fault and positive flower structure, Ardmore Basin, Oklahoma*. Ibid., AAPG Studies in Geology, **15**, v. 3, 4.2.14-17.
- HARLAND W.B. (1971) - *Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen*. Geol. Mag., **108**, 27-42.
- JAGER J. (de) (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the 'Sillaro line'*. Geol. Ultraiec., **19**, 97 p.
- LANDUZZI A. (1984) - *Rilevamento geologico e studio stratigrafico-strutturale della Vena del Gesso tra il F. Santerno e il T. Sellustra*. Tesi di laurea inedita. Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Bologna.
- MARABINI S. (1978) - *Studio stratigrafico-sedimentologico della 'Vena del Gesso'-Romagna occidentale*. Ceramica Informazione, **144**, Giugno 1978, Faenza Editrice, 341-351.
- MARABINI S. & POLUZZI A. (1977) - *Le Crisia (Bryozoa, Cyclostomata) del Messiniano inferiore della Romagna Occidentale*. Giorn. Geol., **42**, 165-180.
- MARABINI S. & VAI G.B. (1983) - *Analisi di facies e macro-tettonica della Vena del Gesso in Romagna*. Sommario. Atti riunione «Meccanismi deformativi nelle catene perimediteranee: stati di avanzamento delle ricerche e problematiche emerse», Firenze, 5 Dic. 1983, 43-49.
- MIGLIORINI C.I. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **67**, 29-142.
- PASSERINI P. (1961) - *Tentativo di interpretazione tettonica dei terremoti superficiali dell'Appennino toscano ed emiliano*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 175-180.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurgate geological structure of the Po Plain, Italy*. CNR, Prog. Fin. Geodin., Pub. Nr. 414, 23 p.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In: SQUYRES C. (ed.), Geology of Italy, **2**, 129-236, E.S.S.L.A.R., Tripoli.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia del margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (a cura di), Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide geol. reg. S.G.I., 17-46, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (1983) - *La Vena del Gesso: un'«emergenza», ma in che senso?* In: Pagine di vita e storia imolesi. Edizioni CARS Imola, 171-204.
- RICCI LUCCHI F. & VEGGIANI A. (1966) - *I calcari a Lucina della Formazione marnoso-arenacea romagnola*. Giorn. Geol., **34**, 1, 159-172.
- SACCO F. (1935) - *Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino*. Atti R. Acc. Lincei, Rend., s. 6, **21**, 2, 371-375 e 551-553.
- SESTINI G. (ed.) (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedim. Geol. **4**, 3/4, 642 p.
- SIGNORINI R. (1935) - *Linee tettoniche trasversali nell'Appennino Settentrionale*. Atti R. Acc. Lincei, Rend., s. 6, **21**, 1, 42-45.
- VAI G.B. (1981) - *Messinian Gypsum of Vena del Gesso Basin*. Excursion No. 6. In: F. RICCI LUCCHI (ed.), Excursion Guidebook. IAS 2nd Eur. Reg. Meeting 1981 Bologna, 205-227.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1976) - *The Vena del Gesso Basin in Northern Apennines*. In: Field Trip Guidebook, Messinian Seminar No. 2, Gargnano 1976, IGCP Pr. No. 96, 1-16, STEM-Mucchi Modena.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1977) - *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines*. Sedimentology **24**, 211-244.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *The Vena del Gesso in Northern Apennines: growth and mechanical breakdown of gypsumified algal crusts*. Mem. Soc. Geol. It., **16**, 217-249.
- WIEDENMAYER C. (1951) - *Zur Geologie des bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal*. Ecl. Geol. Helvet., **43**, 115-144.
- WILCOX R.E., HARDING T.P. & SEELY D.R. (1973) - *Basic Wrench Tectonics*. A.A.P.G. Bull. **57**, 74-96.