

Corte compensado y restituido del Apenino septentrional

Balanced and restored cross section of the northern Apennines

A. Martínez-Rius

Servei Geològic de Catalunya. Paral·lel, 71. 08004 Barcelona

ABSTRACT

Step-by-step restored cross-sections across the northern Apennines allow the reconstruction of the kinematics of the orogenic belt as well as amounts of shortening and extension. The convergence between the Apulian plate and the Corsica-Sardinia block during the Oligocene formed a stack of basement and cover units affected by metamorphism. From Miocene to present, compression migrated towards the foreland coevally with crustal extension into the hinterland with development of extensional fault systems.

Key words: *balanced cross-section, shortening, core complex, compression, extension, syntectonic sedimentation, Apennines.*

Geogaceta, 16 (1994), 47-50

ISSN: 0213683X

Introducción

El Apenino septentrional es una cadena formada por la colisión entre el bloque Sardo-Corso y la microplaca Adriática durante el Terciario. A partir del Mioceno la deformación compresiva se va propagando del oeste al este, formando una serie de mantos de corrimiento. Las estructuras compresivas van avanzando hacia el antepaís y, sincrónicamente, la parte interna de la cadena se ve afectada por una tectónica extensiva. La fase extensiva más importante es pre-tortoniana (Carmignani & Kligfield, 1990), está caracterizada por un sistema de fallas directas de bajo ángulo responsables de la llamada «serie ridotta». Durante el tardo-Mioceno al Plioceno continúan propagándose estructuras extensivas hacia el antepaís, formando grabens y horts con volcanismo (Carmignani *et al.*, 1993). Actualmente la tectónica extensiva se encuentra en la parte occidental (mar Tirreno) y la compresiva en la parte externa (cuenca Padana). La relación entre la tectónica compresiva y la extensiva, así como su migración de oeste a este, es un tema polémico y largamente debatido en numerosos trabajos.

Unidades estructurales

Los Apeninos se han dividido tradicionalmente en unidades sobre fondo oceánico y unidades enteramente continentales (fig.1) (Principi y Treves, 1984). En el primer grupo se encuentran

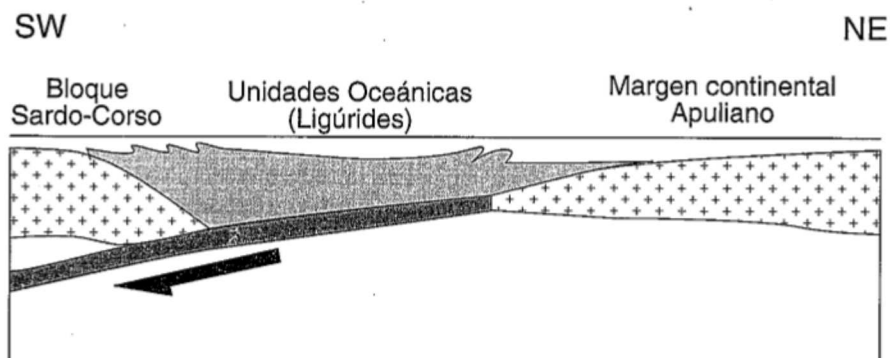
las unidades Ligúridas (fig.2). Están formadas por sedimentos pelágicos Jurásicos y del Cretácico inferior y un flysh cretácico-paleógeno. Estas unidades formaban parte del prisma de acreción originado durante la subducción de la placa apuliana debajo del bloque Sardo-Corso. Son los mantos superiores emplazados en secuencia sobre la unidad Toscana y la unidad Alpes Apuanos. En la parte interna presentan una gran deformación por compresión, formando diversos mantos de corrimiento con extensos flancos invertidos (Decandia y Elter, 1972). En la zona externa constituyen una unidad tectónica emplazada fuera de secuencia, sobre las cuencas de antepaís oligo-miocenas.

En el segundo grupo (sobre corteza continental) se encuentran las siguientes unidades:

Alpes Apuanos «core complex» (fig.2) (Carmignani y Kligfield, 1990): formada por materiales del basamento y de la cobertera (Trias-Oligoceno inferior), afectados por metamorfismo en facies de esquistos verdes. Esta unidad se ha interpretado como un «core complex» (Carmignani y Kligfield, 1990). El límite superior es el manto Toscano, actualmente en contacto sustractivo debido a fallas extensionales de bajo ángulo. La estructura interna es un apilamiento antiformal con láminas cabalgantes de basamento y cobertera (Carmignani y Kligfield, 1990).

Fig. 1.— Esquema simplificado en donde se muestra la colisión de la placa Apulia con el bloque Sardo-Corso, durante el Oligoceno. Las unidades Ligúridas corresponden al prisma de acreción originado por la subducción de la corteza oceánica (modificado de Principi y Treves, 1984).

Fig. 1.— Simplified reconstruction of the Apulian plate and Corsica-Sardinia block, during the Oligocene times. The Ligurian units developed as an accretionary prism above the southwestern oceanic subduction (modified after Principi y Treves, 1984).



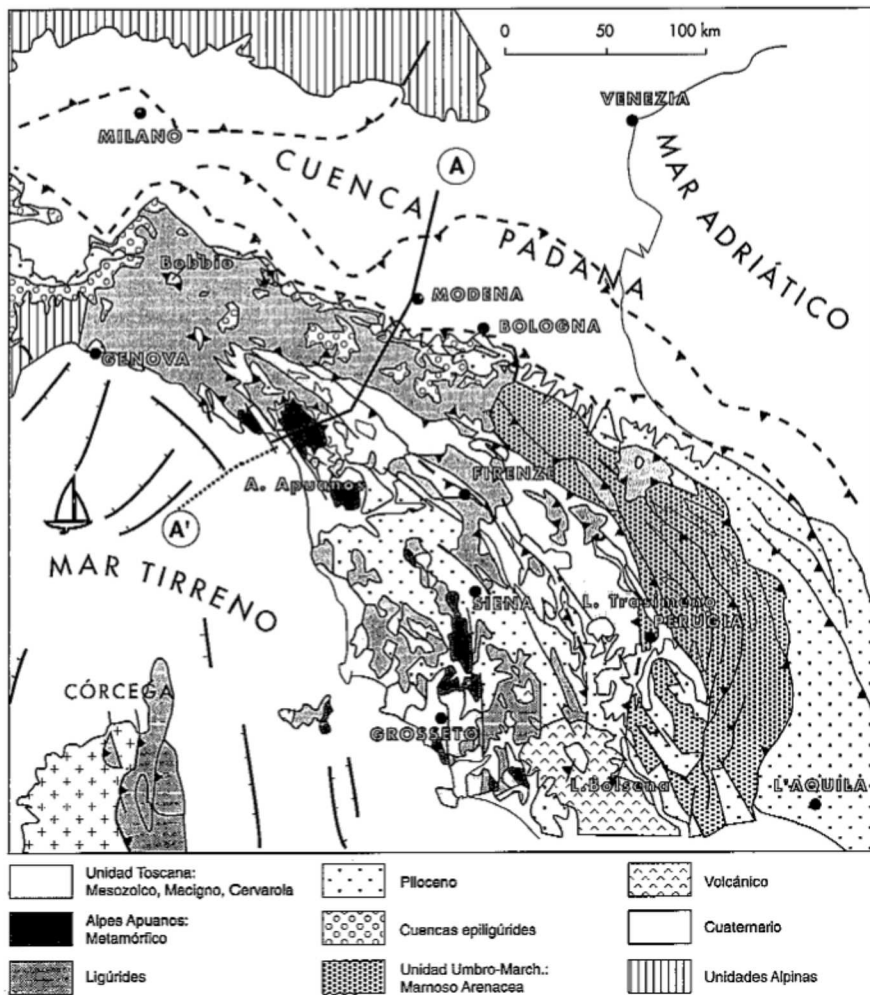


Fig. 2.— Mapa esquemático de la parte septentrional de la península Itálica y situación del corte basado en el mapa tectónico de Italia (CNR, 1991) y otras fuentes.

Fig. 2.— Tectonic map of the northern part of Italy with location of balanced cross-section AA'.

Unidad Toscana (fig.2): compuesta por materiales de la cobertera no metamórficos. En la base se encuentran los materiales evaporíticos del Trias, o en su caso una brecha llamada «cavernoso» interpretada como restos de las evaporitas. Sigue la serie de los materiales carbonáticos del Jurásico y Cretácico, y un flysch Cretácico superior-Oligoceno (Macigno inferior). Este manto de corrimiento se sitúa sobre el «core complex» y bajo los mantos Ligúrides.

Unidad Umbro-Marchigiana (fig.2): conjunto de láminas cabalgantes situadas en la zona externa de la cadena. Están formadas por materiales evaporíticos del Trias, la serie mesozoica y las series detríticas de edad Mioceno medio-superior que forman las cuencas de antepaís (Marnoso Arenacea), integradas en el sistema de cabalgamientos (Ricci-Lucchi, F. 1986).

Cuenca Padana (fig.2): cuenca de antepaís rellena de sedimentos poco deformados de edad Plio-cuaternaria.

Corte compensado A-A'

En la figura 2, se puede observar la traza de dicho corte. El límite meridional se sitúa en el mar Tirreno. Atraviesa la unidad de los Alpes Apuanos, sigue en parte de la unidad Toscana, unidades Ligúrides, finalizando en la cuenca de antepaís Padana (Llanura del Po). Esta sección se ha realizado sintetizando cortes de diversos autores (figura 3, estadio 7): la zona del Tirreno (Bartole *et al.*, 1991); Alpes Apuanos (Carmignani, datos inéditos); Unidad de Cervarola (Costa *et al.*, 1991); en la zona norte (Gruppo Appennino Settentrionale, 1980); llanura Padana (Cassano *et*

al., 1986). La figura 3, muestra 7 estadios de la evolución de la cadena, desde la restitución total en el Oligoceno hasta la geometría actual en el corte compensado.

La parte crustal se ha realizado a partir de los datos geofísicos disponibles (Minelli *et al.*, 1991). Estos muestran una corteza adelgazada de unos 22 Km en el traspaís; hacia el antepaís se observa una corteza de unos 40 Km de grosor, mientras que en la zona más externa el espesor es normal (30 Km). Existen diversas interpretaciones cinemáticas que sitúan o no una zona de subducción en esta zona. En este trabajo preliminar, se ha optado por representar (fig. 3, estadio 7) sólo los distintos engrasamientos de la corteza, dejando para futuros trabajos la discusión de la interpretación a nivel crustal.

La estructura de la cadena del Apenino septentrional, se caracteriza por presentar una parte interna formada por un apilamiento de unidades tectónicas tanto de basamento como de cobertera dirigidas hacia el NE. Las partes externas se caracterizan por un sistema de cabalgamientos imbricados afectando tan sólo a la cobertera bajo el antepaís Padano. El sistema de cabalgamientos está, sin embargo, afectado en su parte interna por un doble sistema de fallas extensionales. El sistema meridional, con hundimiento general del bloque SW, es el responsable de la formación del mar Tirreno. El sistema septentrional, con hundimiento general del bloque NE, se ha interpretado entroncado con el cabalgamiento basal del sistema imbricado. Entre los dos sistemas extensionales afloran las partes más internas de la cadena, interpretadas como un «core complex» (Carmignani *et al.*, 1978).

Conclusiones: evolución cinemática.

Se ha realizado una restitución del corte en varios estadios, situando el «pin line» en la parte no deformada de la cuenca Padana (NE).

1. Oligoceno: En la zona meridional se produce el prisma de acreción formado por la subducción de la placa Apulia bajo el bloque Sardo-Corso (unidades ligúrides). Sobre la corteza continental se sedimentan materiales mesozoicos y flysch (Macigno 1). El punto A es una referencia correspondiente al afloramiento actual más meridional. El punto B es el posible límite entre los materiales oceánicos con los continentales y el

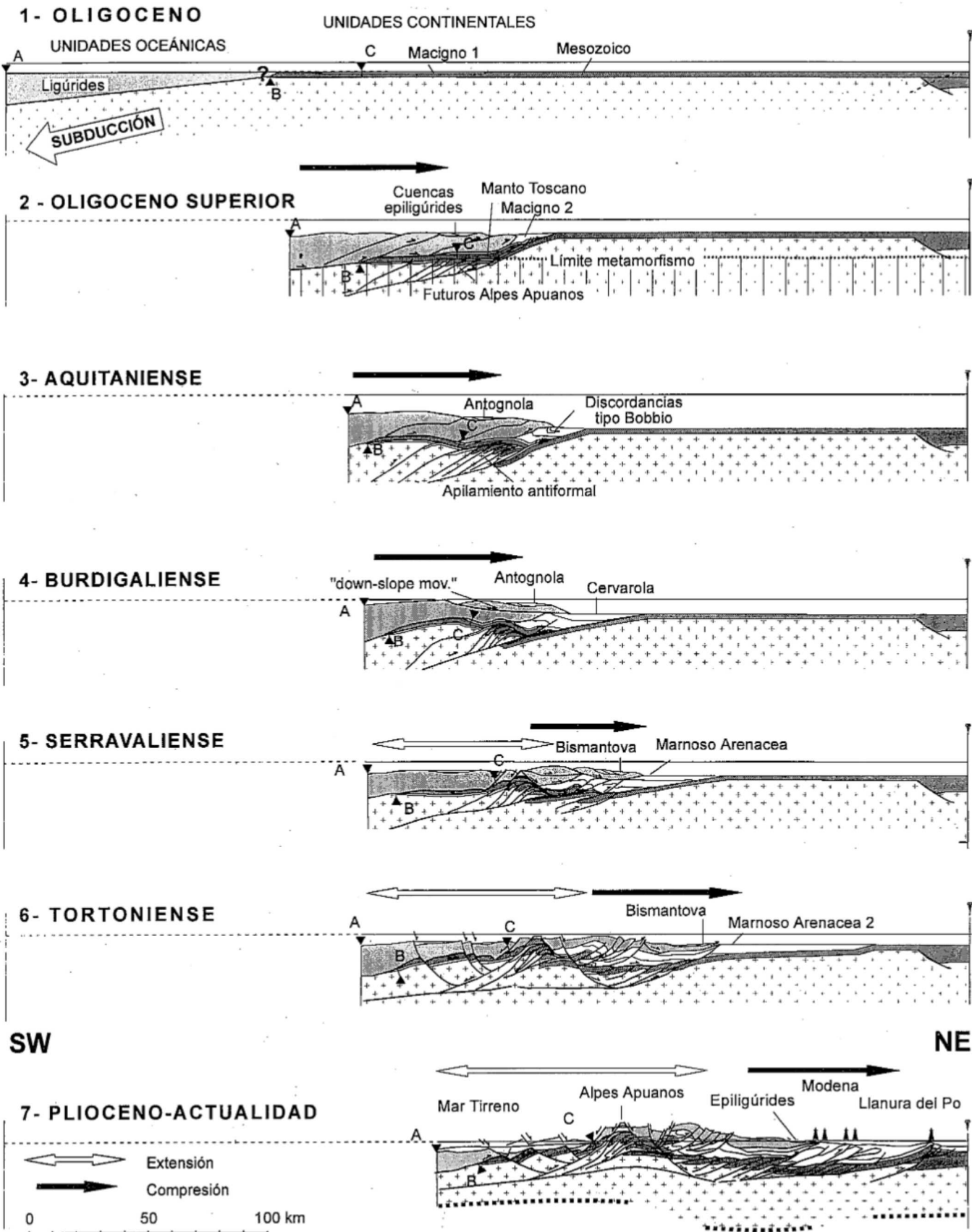


Fig. 3.— Corte compensado y restituído en diversos estadios de formación, de los Apeninos septentrionales, discutido en el texto.

Fig. 3.— Balanced (7) and step-by-step restored cross-sections (1 through 6) of the northern Apennines.

C es el afloramiento actual más meridional que se observa (costa del Tirreno).

2. Oligoceno superior: Se ha iniciado la colisión entre placas continentales. Las unidades Ligúrides forman una imbricación de mantos hacia el antepaís (Elter, 1972). En secuencia «piggy back», se emplaza el manto Toscano con el nivel de despegue situado en las evaporitas, situándose la rampa en una zona donde paleográficamente no se depositaron (Carmignani y Kligfield, 1990). El bloque inferior del manto Toscano se encuentra a una profundidad de unos 12 Km, suficiente para someter esta unidad a un metamorfismo, datado radiométricamente con una edad de 27 Ma (Kligfield *et al.*, 1986). El emplazamiento de estas unidades tectónicas es el responsable de la formación de la cuenca de antepaís en donde se depositan sedimentos de flysh del Macigno 2. Sobre los Ligúrides se depositan sedimentos en cuencas «piggy-back», denominadas cuencas Epiligúrides.

3. Aquitaniense: La formación de estructuras sintectónicas en la cuenca de antepaís (Macigno 3), observables en la ventana tectónica de Bobbio (Labaume 1992), indica el emplazamiento de nuevas láminas cabalgantes en los Ligúrides. En la parte basal del sistema de cabalgamientos se desarrolla un apilamiento antiformal que involucra a materiales de basamento y de la cobertera metamórfica, (Carmignani y Kligfield, 1990). El resultado es un grande engrosamiento de la corteza. En las cuencas epilígúrides se deposita la formación de Antognola.

4. Burdigaliense: La corteza engrosada tiende a equilibrarse y en el frente de la cuña orogénica, se producen estructuras tipo «down-slope movement» (Knipe y Needham, 1986), que afectan a los Ligúrides. El emplazamiento de tipo gravitacional de ciertas unidades ligúrides ya había sido sugerido en los trabajos de Boccaletti *et al.*, (1980) y Labaume (1992) entre otros. La cuenca de antepaís correspondiente son los sedimentos del Cervarola.

5. Serravaliense: Se inicia un rápido adelgazamiento de la corteza en el traspaís, mientras que hacia el antepaís continúan las estructuras compresivas. La extensión da lugar a una inversión tectónica, en donde fallas lístricas se sitúan en la base del manto Toscano, con

una edad de 14 Ma datadas con K/Ar (Kligfield *et al.*, 1986). Estas estructuras ponen en contacto materiales ligúrides con los metamórficos de los Alpes Apuanos («serie ridotta»). En la cuenca de antepaís, se sedimentan los materiales de la Marnoso Arenacea 1 (Ricci-Lucchi, 1986), mientras que en la cuenca «piggy-back», la formación de Bismantova. Sobre los materiales del antepaís continúan emplazándose unidades Ligúrides por gravedad.

6. Tortoniense: Fase de «rifting» con apertura del Tirreno. Continúa el adelgazamiento de la corteza, migrando de la parte interna a la externa de la cadena, produciendo, en el traspaís, fallas normales que cortan las estructuras anteriores y en el antepaís emplazamiento de láminas cabalgantes y la deposición de la Marnoso Arenacea 2. Las estructuras distensivas producen fosas como la de Serchio y las de la Toscana meridional claramente contemporáneas con la abertura del Tirreno (Kasten y Mascle, 1990). Dichas estructuras se enraízan en el límite frágil-dúctil, llamado horizonte «k» (Cameli *et al.*, 1993).

7. Plioceno-actualidad: Sigue el progresivo adelgazamiento de la corteza con importantes procesos extensivos en la parte interna, permitiendo el afloramiento en superficie de los materiales metamórficos del «core complex» de los Apuanos. En la zona externa continúa el emplazamiento en secuencia de bloque inferior de láminas cabalgantes, y el emplazamiento gravitacional de las unidades Ligúrides. En la última cuenca de antepaís (Padana), los materiales más recientes se ven afectados por el emplazamiento de láminas cabalgantes inferiores.

Acortamiento

Los puntos de referencia A, B y C, permiten observar el grado de acortamiento según estén afectados por compresión o extensión relativamente entre las diversas unidades. Las medidas del acortamiento que se observan en este sector de la cadena han dado los siguientes resultados: A 44 %, B 32 % y C 40 %. Realizando un corte hipotético en donde se ha eliminado la extensión, los valores del acortamiento producido exclusivamente por compresión, son los siguientes, A 50 %, B 40 % y C 42 %,

resultando el valor diferencial correspondiente a la extensión de A 6 %, B 8 % y C 2%. Estos valores son muy inferiores a los que se obtendrían si se observara la corteza entera.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido el resultado de la discusión con el equipo del Dipartimento de Scienza della Terra de Siena, especialmente con su director L. Carmignani, que me ha facilitado toda clase de datos públicos e inéditos. Agradezco a Jaume Vergés sus correcciones y sugerencias. Financiado con una beca al extranjero de la CIRIT, 1993.

Referencias

- Bartole, R., Torelli, L., Mattei, G., Peis, D., Brancolini, G. (1991). *Studi Geol. Camerti*, vol. sp.: 115-140
- Boccaletti, M., Coli, M., Decandia, A., Giannini, E., Lazzarotto, A. (1980). *Mem. Soc. Geol. It.*, 21:359-373.
- Cameli, G. M., Dini, I., Liotta, D. (1993) *Tectonoph.* 224: 413-423
- Carmignani, L., Giglia, G., Kligfield, R. (1978) *Jour. of Geol.*, 86:487-504.
- Carmignani, L. y Kligfield, R. (1990). *Tectonics*, 9,6:1275-1303.
- Carmignani, L., Decandia, F. A., Fantozzi, P., Lazzarotto, A., Liotta, D., Meccheri, M. (1993) *Mem. Soc. Geol. It.* (en prensa)
- Cassano, E., Anelli, L., Fichera, R., Cappelli, V. (1986). 73 Cong. Soc. Geol. It. Agip.
- CNR (1991) Synthetic structural-kinematic map of Italy. E 1:2.000.000.
- Costa, E., Di Giulio, A., Negri, A., Plesi, G. (1991). *Studi Geol. Camerti*, vol. sp.:217-234.
- Decandia, F.A. y Elter, P. (1972). *Mem. Soc. Geol. It.* 11: 503-530.
- Gruppo Appennino Settentrionale (1980). C.N.R. proj.5.
- Kasten, K. y Mascle, J. (1990) *Proc. Ocean Drill. Program.* 107:3-26.
- Kligfield, R., Hunziker, J., Dallmeyer, R.D. y Schamel S. (1986). *Ju. Str. Geol.* 8: 781-798.
- Knipe, R.J. y Needham, D.T. (1986). *Collision Tect. Geol. Soc. Sp. Pub.* 19:51-65.
- Labaume, P. (1992). These doct. Montpellier II.
- Principi, G. y Treves, B. (1984) *Mem. Soc. Geol. It.* 28:549-576.
- Ricci-Lucchi, F. (1986) *Spc. Pub. int. Ass. Sedim.* 8: 105-139.