

EVOLUZIONE GEODINAMICA RECENTE DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE E ATTIVITA' MAGMATICA TOSCO-LAZIALE: VINCOLI E PROBLEMI(+)

RIASSUNTO

L'Appennino Settentrionale è una catena a falde che si è costituita dal Cretacico superiore secondo due momenti distinti: uno stadio oceanico fino all'Eocene, ed uno stadio ensialico dall'Eocene superiore-Oligocene ad ora. A partire dal Miocene medio una strutturazione tettonica estensionale ha seguito nel tempo e nello spazio la migrazione verso E del fronte compressivo. Recentemente è stato da noi proposto un modello di evoluzione tettonica estensionale che prevede faglie listriche nel dominio fragile della crosta superiore, delaminazione per *simple-shear* nel dominio duttile della crosta, e *shear-zone* multiple disposte a losanga nella crosta inferiore. In questo lavoro tale modello è discusso, assieme ad altri, con le peculiari caratteristiche del magmatismo Tosco-Laziale che suggeriscono la necessità di tre momenti distinti per la loro genesi: contaminazione del mantello superiore da parte di materiale crostale per subduzione, anomalizzazione del mantello superiore, rifusione parziale di tale materiale, risalita e generazione di magmi anatettici cristallini.

ABSTRACT

In recent years many efforts have been made to understand the relationship between the deep structure of the Apennines thrust belt and Tyrrhenian extension. Recently, we proposed a composite model of extension tectonics in which the Tyrrhenian extension results from crustal delamination through listric block-faulting at the surface, simple shear delamination in the upper crust, and multiple "lozenge type" ductile shear-zones in the lower crust. This model is here discussed, together with other models on the recent geodynamic evolution of the Northern Apennines, with the peculiar peri-Tyrrhenian Neogenic-Quaternary magmatic activity. This latter consists of both unequivocally subcrustal origin magmas, even though they display crustal-like composition signatures, and crustal melts.

PAROLE CHIAVE: Appennino Settentrionale, Magmatismo, Mantello, Estensione.

KEY WORDS: Northern Apennines, Magmas, Mantle, Extension tectonics.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Firenze

(**) Istituto di Scienze della Terra, Messina

(+) Pubbl. del C.N.R. - Centro di studio per la geologia dell'Appennino in rapporto alle geosinclinali mediterranee.

INTRODUZIONE

L'Appennino Settentrionale è una catena orogena venutasi a formare in seguito alla completa chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese ed alla susseguente collisione della placca europea con quella adriatica. Nella formazione dell'Appennino Settentrionale si possono distinguere una fase oceanica ed una ensialica (BOCCALETTI, 1977; KLIGFIELD, 1979; BOCCALETTI *et al.*, 1980; TREVES, 1984; PRINCIPI & TREVES, 1984) (Fig.1). La fase oceanica inizia al limite tra il Cretacico inferiore ed il Cretacico superiore, e termina nell'Eocene medio con l'inizio della sedimentazione delle Marne di Montepiano. Durante questa fase si forma un prisma d'accrezione costruito dall'impilamento per sottoscorrimento verso W delle Unità Liguri. Durante l'Eocene medio-superiore avviene la collisione tra il margine continentale europeo (Iberico-Sardo-Corso) e quello adriatico che dà inizio alla fase ensialica dell'orogenesi appenninica, sviluppata essenzialmente a spese del margine continentale adriatico occidentale. Durante questa fase si ha lo sviluppo di una tettonica a *thrust* e *nappe* con sottoscorrimento verso W delle Unità Toscane prima e di quelle Umbro-Marchigiane poi sotto le unità precedentemente impilate. Fenomeni gravitativi e di retroscorrimento, anche importanti (Falda Toscana, vedi BOCCALETTI *et al.*, 1980), accompagnano in superficie questa strutturazione crostale. In questa fase il fronte compressivo, migrante verso E, è seguito, a partire dal Miocene medio, da un fronte distensivo (ELTER *et al.*, 1975; BOCCALETTI *et al.*, 1985). Attualmente i due regimi tettonici diversi coesistono in due fasce longitudinalmente contigue della catena: nel versante tirrenico è attivo il regime distensivo, in quello adriatico quello compressivo.

Qualsiasi tentativo di ricostruire le strutture profonde del versante tirrenico dell'Appennino deve quindi tenere conto dei due diversi tipi di deformazione susseguiti nel tempo nelle medesime aree. Inoltre, associata al regime distensivo, è presente una attività magmatica con caratteristiche peculiari, sviluppata dal Miocene medio-superiore fino ad oggi.

In questo lavoro verranno discusse le indicazioni portate dagli studi su questo magmatismo ed i vincoli che esso impone allo sviluppo di modelli sull'assetto tettonico e sull'evoluzione geodinamica recente dell'Appennino Settentrionale.

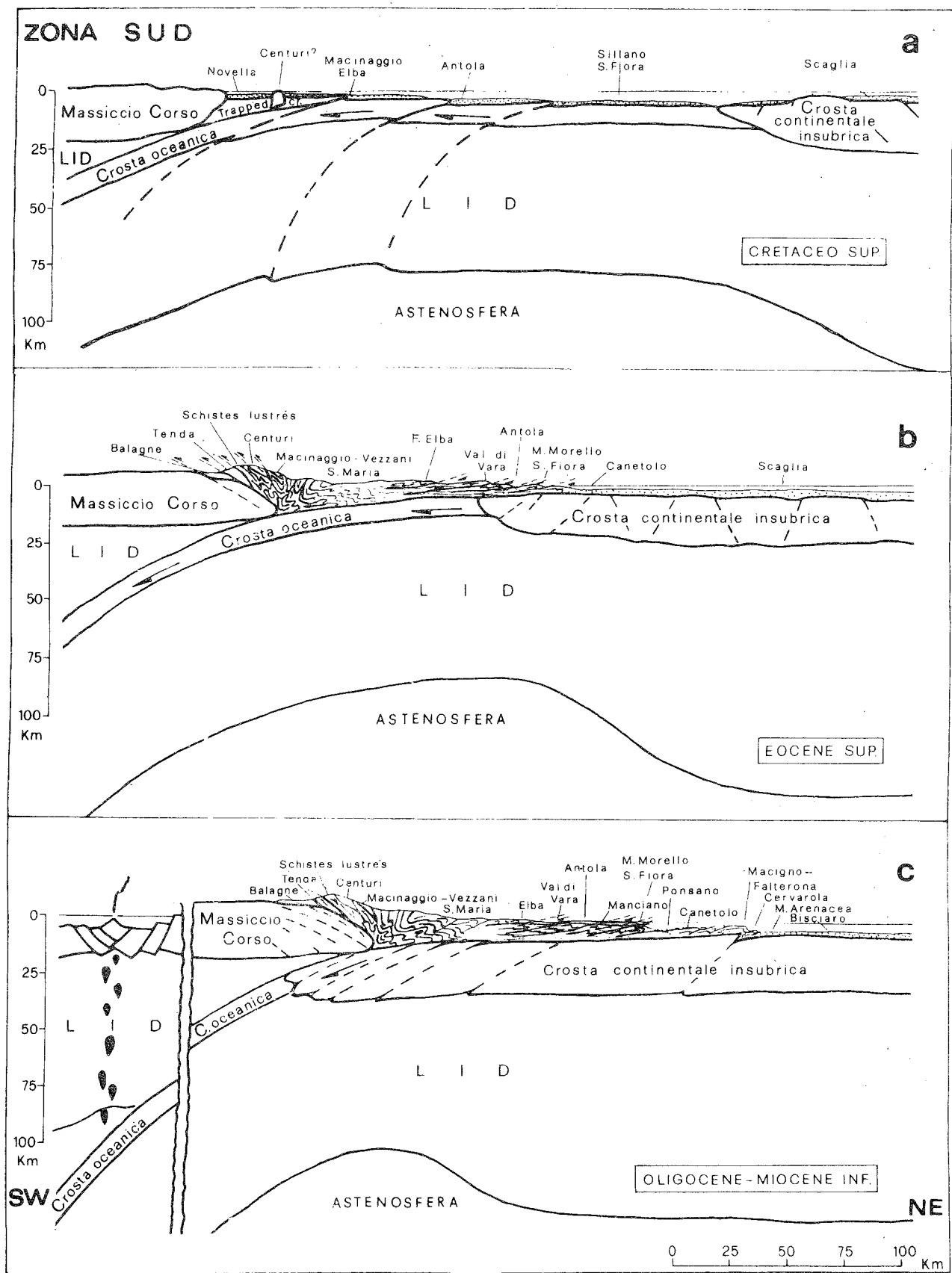


Figura 1 - Schema dell'evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale dal Cretaceo superiore al Terziario. (da PRINCIPI & TREVES, 1984).

MODELLI DI EVOLUZIONE TETTONICO-GEODINAMICA RECENTE DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Negli ultimi anni ci sono stati vari lavori che hanno cercato di mediare la contemporanea presenza nell'Appennino Settentrionale di compressione nell'area Padano-Adriatica, e di estensione nell'area interna tirrenica della catena con il magmatismo neogenico e quaternario e le sue peculiari caratteristiche.

In particolare la serie dei lavori di LAVECCHIA (LAVECCHIA *et al.*, 1984; LAVECCHIA, 1988; LAVECCHIA & STOPPA, 1989a; 1989b) ha cercato di integrare tali dati in un modello che prevede una delaminazione duttile della parte alta dell'astenosfera, varie faglie estensive crostali che tagliano tutta la crosta continentale, e vari magmi capostipite, originati a vari livelli crostali in differenti situazioni strutturali, ma comunque tutti legati ad una genesi di tipo *rifting*.

Altra linea di pensiero quella di CARMIGNANI & KLIGFIELD (KLIGFIELD, 1979; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) che vede l'origine dell'estensione tirrenica in un momento di riequilibrio isostatico della catena a *thrust* tortoniana, secondo il modello di PLATT (1986), seguito da collasso gravitazionale dell'intera area, con faglie listriche e faglie basali nella crosta superiore e *shear-zone* incrociantesi a losanga con delaminazione duttile nella crosta inferiore. In questo caso i magmi neogenico-quaternari sono originati per anatessi di materiali precedentemente sottoscorsi.

Recentemente è stato da noi proposto un modello interpretativo composito dell'assetto strutturale profondo della porzione Ligure-Parmense dell'Appennino Settentrionale (COLI *et al.*, 1989), parzialmente esteso in via di ipotesi di lavoro anche ad altri settori dell'Appennino Settentrionale (COLI, 1990). In tale modello, in base ai dati geologici e geofisici disponibili, si cerca di separare le strutture compressive, "fossili" da quelle estensive, "attive". La chiave interpretativa seguita (Fig. 2) prevede una zona ad estensione crostale fragile con una serie di faglie listriche raccordantesi ad una faglia basale comune nella parte superiore

della crosta a comportamento fragile; una *shear-zone* con estensione dovuta a *simple-shear* nella crosta intermedia che raccorda la faglia basale ad una zona ad estensione complessa, con bande di *shear-zones* multiple organizzate a losanghe, nella parte inferiore della crosta. Una tale situazione estensionale complessa, che è in parte simile a quella ipotizzata da LISTER & DAVIS (1989) per il *Basin and Range Province*, sembra, in accordo con RESTON (1988), che possa proseguire, anche se con un *offset* orizzontale di diversi chilometri, nel mantello superiore sempre come zona di delaminazione a *simple-shear*. L'applicazione di questo schema all'Appennino Ligure-Parmense è riportata in Fig. 3, dove l'interpretazione delle strutture superficiali compressive esterne segue quella di CASSANO *et al.* (1986), mentre per le estensive interne si basa su di una proiezione ed interpretazione profonda dei dati geologici di superficie, anche alla luce dei dati geofisici disponibili per la crosta superficiale. Vogliamo comunque qui rimarcare come siano stati diversamente interpretati i diversi riflettori profondi: quello Est immergente, come dovuto alla *shear-zone* duttile intracrostale; quello più profondo e meno continuo, Ovest immergente, come il relitto in fase di riamalgamazione della "vecchia" Moho adriatica subdotta sotto il margine Corso-Sardo. La complessa area interna a questi due riflettori sarebbe il risultato di una strutturazione compressiva "fossile" tra crosta e mantello superiore, la cui instabilità termica potrebbe aver innescato il successivo magmatismo tirrenico.

I MAGMI DELLA PROVINCIA TOSCO-LAZIALE

La notevole mole di studi condotti su questo magmatismo nell'ultimo decennio ha consentito di chiarirne in maniera abbastanza soddisfacente le caratteristiche petrologiche e di produrre una serie di vincoli ai modelli geodinamici dell'area tirrenica. Per quanto riguarda più in particolare la provincia Tosco-Laziale, le rocce magmatiche sono raggruppabili in varie serie distinte (Fig. 4) (PECCERILLO *et al.*, 1987). Queste

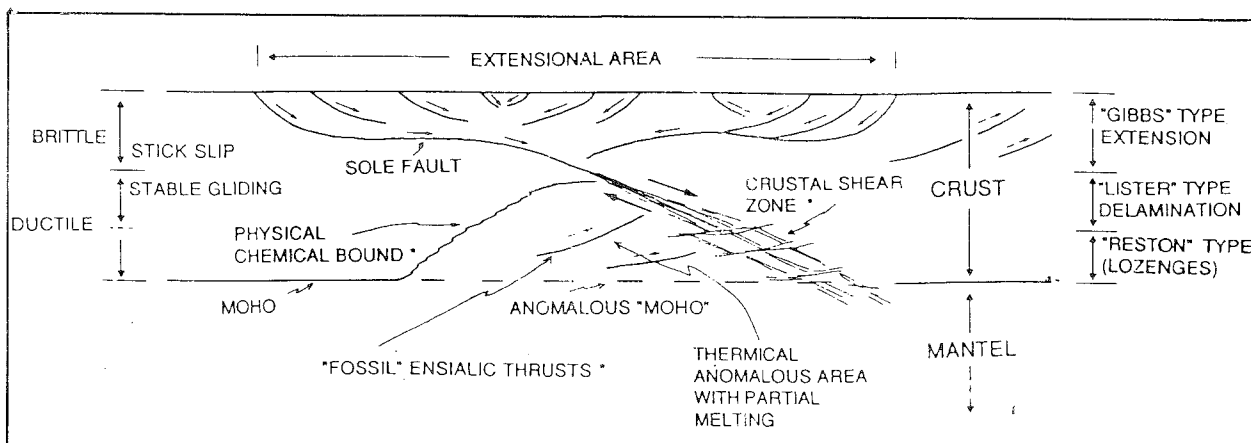


Figura 2 - Modello schematico concettuale della strutturazione crostale profonda dell'Appennino Settentrionale (da COLI *et al.*, 1989).

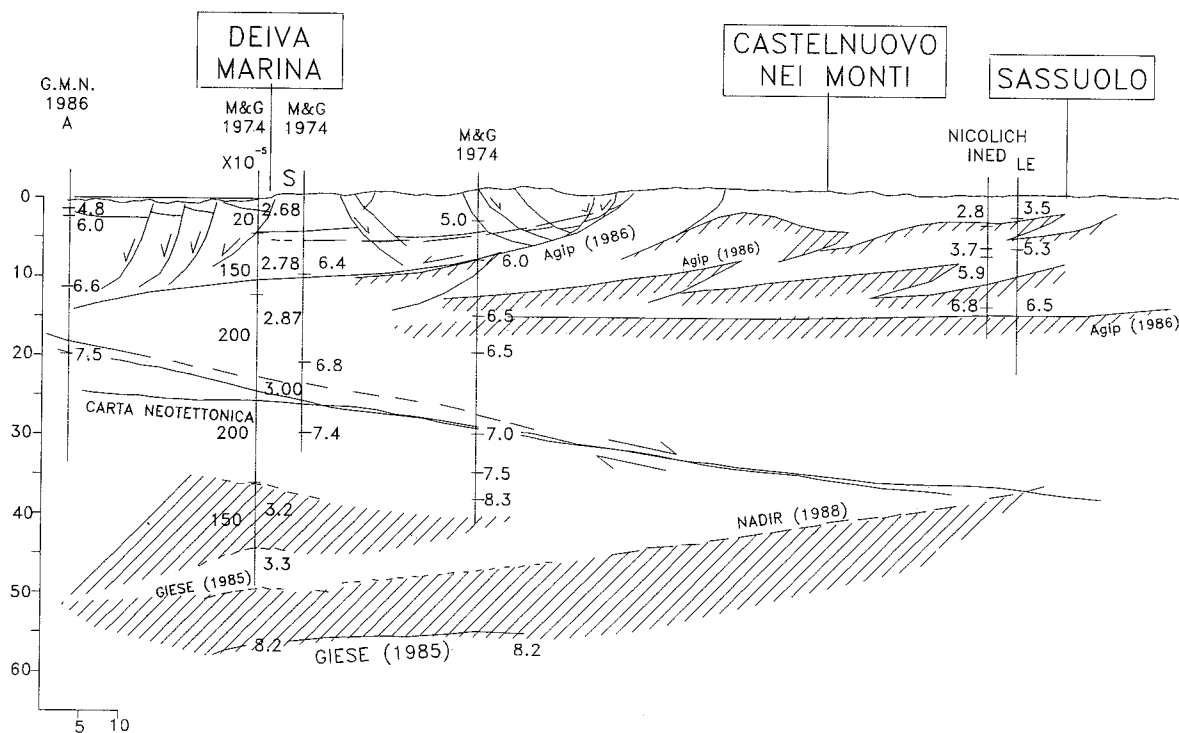


Figura 3 - Interpretazione della struttura crostale profonda dell'Appennino Ligure-Parmense in base ai dati di superficie, di sottosuolo, ed al modello di strutturazione tettonica estensionale di figura 2 (da COLI *et al.*, 1989).

comprendono:

1 - Rocce acide effusive ed intrusive a prevalente componente anatettica crostale (rocce granitiche s.l., San Vincenzo, Roccastrada ed alcune rocce della Tolfa);

2 - Rocce intermedio-acide ibride tra componenti di origine crostale e mantellica (Cimini, Amiata, Tolfa);

3 - Rocce potassiche ed ultrapotassiche, ulteriormente suddivisibili in:

a) Rocce della serie alta in potassio (HKS), sottosature in silice e fortemente arricchite in K ed elementi incompatibili, rappresentate dalla serie tefriti-fonoliti a leucite affioranti estesamente nei vulcani laziali;

b) Rocce della serie potassica (KS) varianti da trachibasalto a latite e trachite, sature in silice, mediamente arricchite in K ed elementi incompatibili e con rapporto K/Na non molto più alto dell'unità, presenti ai Vulsini (Latera, Commenda) e in modeste quantità anche a Bracciano e, probabilmente, Vico;

c) Lamproiti, costituiti dalle minette di Montecatini Val di Cecina e Orciatico e dalle lave di Torre Alfina, caratterizzate da sovrasaturazione in silice, contenuto in K ed elementi incompatibili molto elevato; alti rapporti K/Na (~ 5-6) e caratteri di estrema primitività quali elevato Ni, Cr e Mg#;

d) Le kamafugiti di San Venanzo e Cupaello, fortemente arricchite in K ed elementi incompatibili, fortemente sottosature in silice, con elevatissimi rapporti K/Na (da 8 fino a 20);

e) Rocce intermedie tra lamproiti e KS rappresentate essenzialmente dai trachibasalti di Radicofani, i dicchi di Campiglia e le lave di Capraia.

Recenti studi (STOPPA, 1988) hanno dimostrato anche la presenza di rocce ad affinità carbonatitica, ma la scarsità di dati su queste rocce non ne consente ancora una precisa caratterizzazione petrochimica. Infine, studi di dettaglio di tipo geochimico isotopico hanno evidenziato che anche le rocce tradizionalmente considerate di origine anatettica sono in realtà di natura ibrida, per cui le rocce (1) e (2) vanno considerate un gruppo unico.

GENESI DEI MAGMI DELLA PROVINCIA TOSCO-LAZIALE

La natura ibrida delle rocce acide della Toscana meridionale indica chiaramente che i processi di fusione crostale che hanno contribuito a questo magmatismo sono da correlare a risalita di fusi mantellici che hanno innescato l'anatessi e si sono mescolati con i fusi acidi (Fig. 5). Inoltre, appare ormai quasi universalmente accettato che i magmi lamproitici e kamafugitici nonché i termini più mafici delle HKS e KS (trachibasalti e tefriti a leucite) sono stati generati nel mantello anche se possono aver subito una evoluzione per assimilazione o AFC durante la risalita verso la superficie. Tale conclusione deriva dal fatto che queste rocce posseggono elevati tenori in Ni e Cr (rispettivamente fino a 350 e 800 ppm circa) e alti valori di Mg# che sono tipici di magmi in equilibrio con una roccia sorgente di tipo peridotitico. Inoltre sono stati ritrovati e descritti xenoliti ultramafici di alta pressione di origine mantellica nelle rocce di Torre Alfina (CONTICELLI & PECCERILLO, 1990).

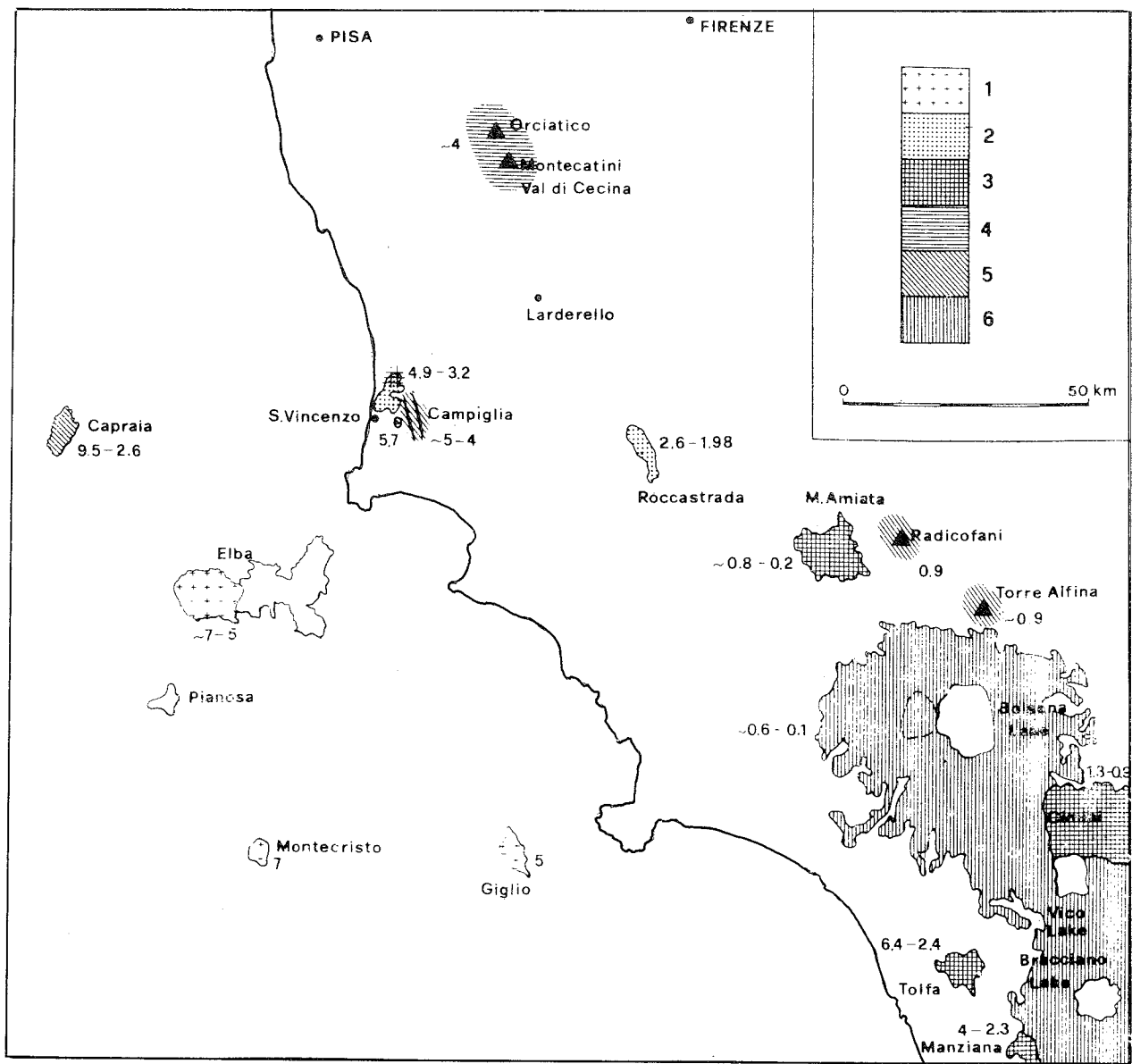


Figura 4 - Distribuzione del magmatismo Tosco-Laziale. 1) Rocce intrusive acide; 2) Rocce effusive acide; 3) Vulcaniti da intermedie ad acide; 4) Lamproiti; 5) Vulcaniti e dicchi intermedi tra Lamproiti e KS; 6) HKS e KS; età assolute in Ma (da PECCERILLO *et al.*, 1987)

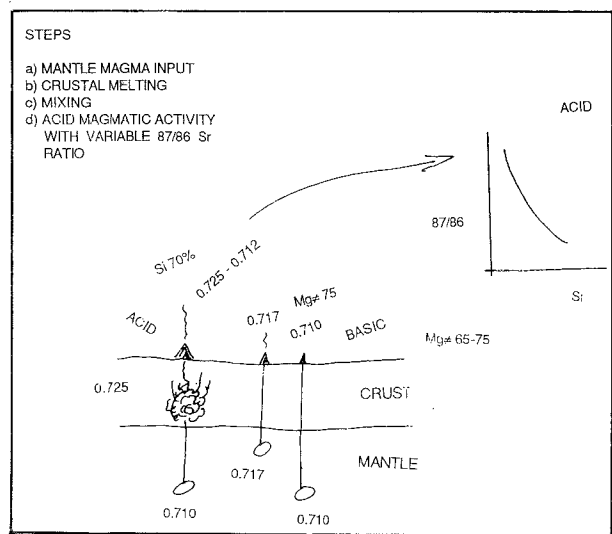


Figura 5 - Modello di evoluzione di magmi granitici con signature geochimiche di mantello per la provincia Tosco-Laziale.

Da quanto detto appare chiaro come il processo di maggiore interesse magmatologico nella regione considerata sia rappresentato dalla fusione parziale del mantello che ha generato liquidi a diverso arricchimento in potassio e con variabile grado di saturazione in silice. La natura dei processi petrologici che hanno determinato la formazione di questi liquidi è ancora oggetto di ricerche. L'ipotesi che al momento appare più soddisfacente è quella basata sui dati sperimentali di WENDLANT & EGGLEER (1980). Secondo questi Autori, la fusione parziale di un mantello a flogopite, e perciò mineralogicamente e chimicamente anomalo, può dare in condizione di bassa pressione parziale di H₂O e di elevato rapporto CO₂/H₂O dei liquidi potassici che, a seconda della profondità di fusione, possono variare da sovrassaturi fino a sottosaturi in silice. A pressioni di circa 30 kb, la fusione parziale può dare dei magmi carbonatitici. In tale quadro, risultano spiegate le diversità petrologiche riscontrate tra lamproiti, KS, HKS

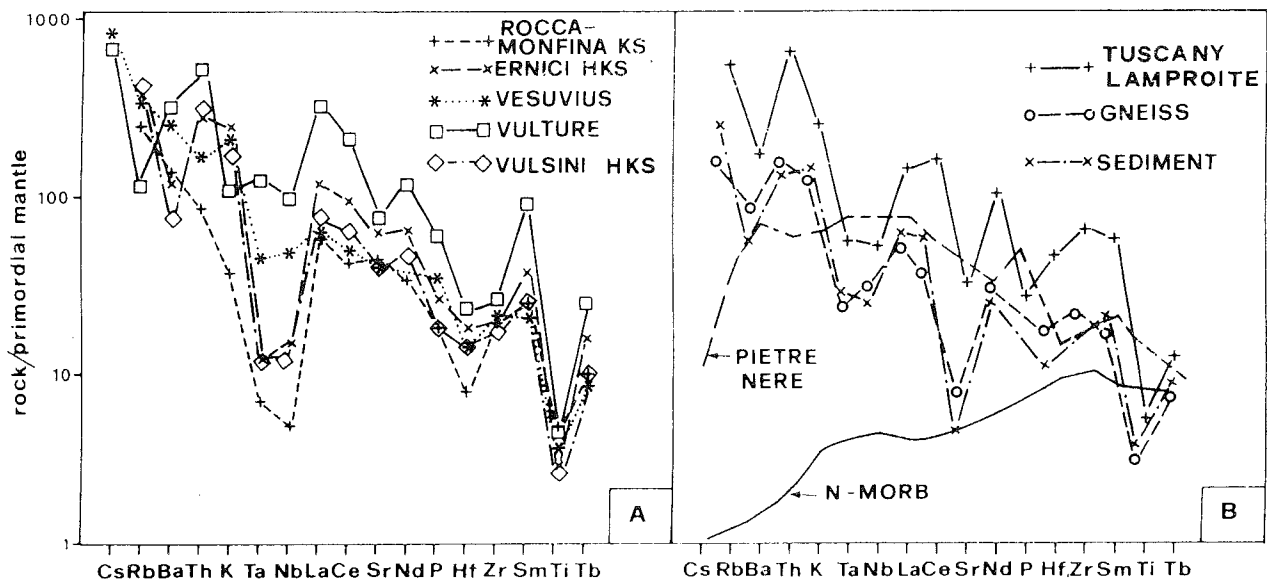


Figura 6 - Pattern di distribuzione degli elementi incompatibili in alcune rocce potassiche italiane, in rapporto a rocce di *rifting* continentale ed a rocce oceaniche (da PECCERILLO, 1990).

e kamafugitici che, nello schema ora illustrato, sarebbero derivate da fusione parziale di un mantello a flogopite a profondità via via crescenti. Anche la presenza di carbonatiti appare del tutto normale.

Il problema di maggiore interesse appare a questo punto quello di comprendere la natura dei processi che hanno generato le anomalie chimiche nel mantello, che sono il presupposto essenziale per la formazione di una peridotite a flogopite e per la generazione di magmi potassici. A tale proposito esistono varie ipotesi che possono essere schematizzate in due classi diverse. Secondo una prima classe di ipotesi il magmatismo potassico italiano è il prodotto di anomalie del mantello legate a risalite di fluidi provenienti dal mantello profondo, in analogia con quanto avviene nelle zone di *rift* continentale quali quella dell'Africa orientale. Una seconda classe di ipotesi suggerisce che le anomalie chimiche del mantello subappenninico siano il prodotto di trasporto in profondità di materiale crostale superficiale attraverso meccanismi di subduzione.

La prima ipotesi si basa su due osservazioni fondamentali:

a) il bordo tirrenico è sede di tettonica distensiva non dissimile da quella tipica delle *rift*;

b) la presenza di magmi kamafugitici, lamproitici, tefritici e carbonatitici è anche essa tipica dei *rift* continentali.

L'ipotesi subduttiva si basa sulle seguenti osservazioni:

a) tutte le rocce potassiche italiane, comprese quelle ad affinità carbonatitica, sono caratterizzate da anomalie negative di elementi ad alta forza di campo (Ta, Nb, Ti) tipiche delle rocce di arco; invece, le equivalenti rocce di *rift* continentali presentano anomalie positive di Ta e Nb tipiche delle rocce entro placca (Fig.6);

b) esiste una continuità composizionale tra rocce calcalpine, shoshonitiche e potassiche che suggerisce un forte legame genetico tra tutti questi magmi; in particolare, la somiglianza tra rocce shoshonitiche dell'arco eoliano e le KS dell'area napoletana e romana è fortissima e tale da renderle praticamente indistinguibili;

c) rocce potassiche sono spesso associate a rocce

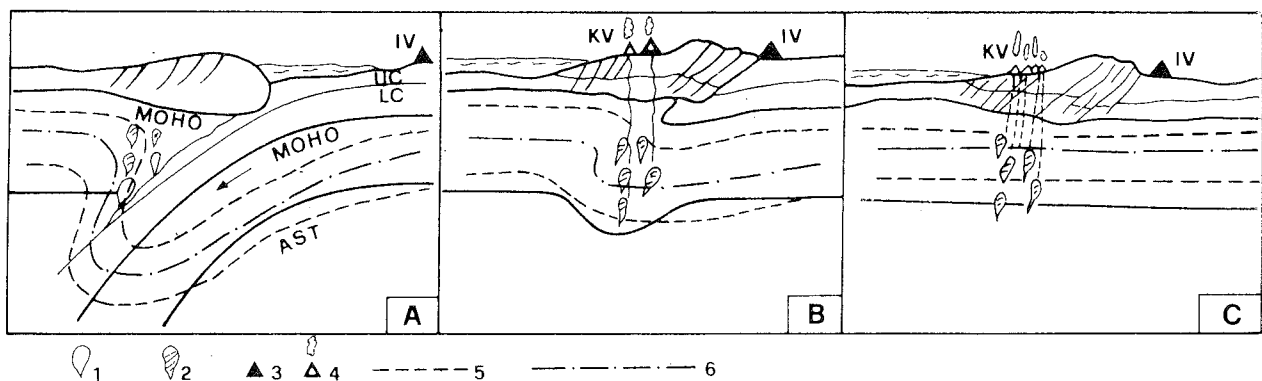
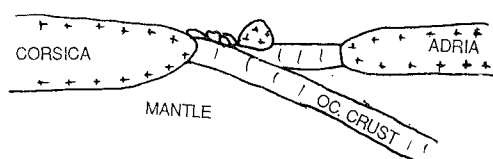
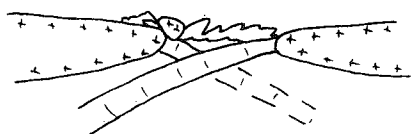


Figura 7 - Modello genetico schematico per la contaminazione, la anomalizzazione e la risalita dei magmi potassici Tosco-Laziali. 1) fusi acidi di origine crostale; 2) fusi di flogopite a piroxenite; 3) magmatismo di intraplacca di Pietre Nere; 4) vulcanismo potassico; 5) isogeoterme; 6) curva di *solidus* della flogopite (da PECCERILLO, 1990).

(A) UPPER CRETACEOUS



(B) EO-OLIGOCENE



(C) MIO-PLIOCENE

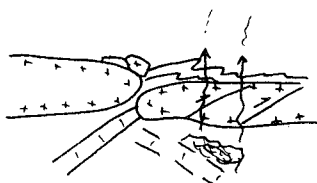


Figura 8 - Schema riassuntivo dell'evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un modello che prevede inversione della subduzione tra il Cretacico superiore e l'Oligocene.

calcaline e shoshonitiche, il che implica un unico contesto genetico. È questo il caso di Stromboli dove nello spazio temporale di meno di 60.000 anni sono stati eruttati magmi varianti da calcalini a KS, ma anche dell'isola di Vulcano, dell'area napoletana e di parte del fondo tirrenico attiguo alla provincia romana;

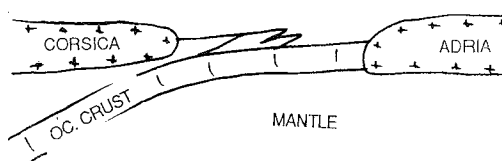
d) i termini più primitivi delle serie potassiche definiscono dei *trend* geochimici ed isotopici di mescolamento tra materiale mantellico e materiale crostale superficiale. Sulla base di semplici calcoli di bilancio di massa è possibile escludere che tali *trend* possano essere generati da assimilazione crostale da parte dei magmi in risalita. Tale processo infatti necessiterebbe di forti quantità di assimilazione che determinerebbero una forte modificazione dei caratteri di primitività dei magmi (decremento in Ni, Cr e Mg#). Ne deriva che il mescolamento tra mantello e materiale crostale può essere avvenuto soltanto nella zona sorgente dei magmi e un meccanismo di tipo subduttivo appare l'unico in grado di introdurre materiale crostale superficiale nel mantello superiore. Va notato che sono sufficienti modeste quantità di materiale crostale (2-3%) per produrre forti modificazioni geochimiche nel mantello.

I dati geochimici ed isotopici precedentemente sintetizzati richiedono una genesi del magmatismo potassico che ha attraversato tre momenti distinti (Fig.7) (PECCERILLO, 1990):

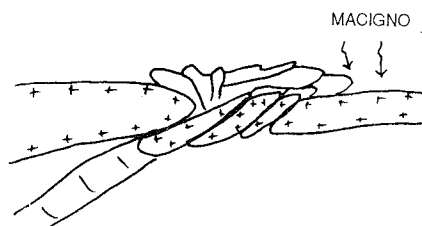
1) durante il primo di questi momenti materiale crostale superficiale viene introdotto nel mantello attraverso meccanismi di subduzione. Tale materiale fonde generando dei liquidi a composizione granitica s.l. i quali risalgono nel mantello e reagiscono con la peridotite determinando la formazione di corpi peridotitici o pirossenitici a flogopite; tali corpi non vanno in fusione a causa dell'abbassamento delle isoterme conseguente alla immersione di litosfera fredda nel mantello;

2) con la cessazione della subduzione si ha una risalita delle isoterme che innescano la fusione parziale; questa ha inizio quando l'isoterma corrispondente al *breakdown* della flogopite interseca i corpi rocciosi a flogopite; le caratteristiche petrologiche dei magmi potassici, specie il grado di saturazione in silice, dipende dalla profondità a cui avviene la fusione;

(A) UPPER CRETACEOUS



(B) EO-OLIGOCENE



(C) MIO-PLIOCENE

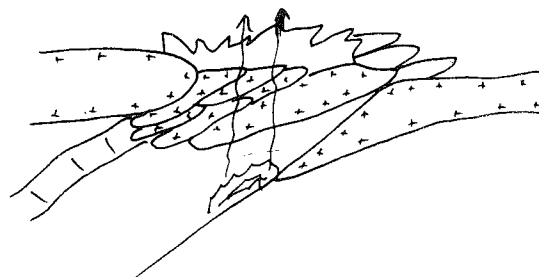


Figura 9 - Schema riassuntivo dell'evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un modello che prevede più scaglie tettoniche crostali.

3) la tettonica distensiva responsabile dell'apertura del Tirreno favorisce la fusione parziale determinando la formazione e la messa in posto di quantità di magmi potassici.

In sintesi, secondo tale ipotesi le caratteristiche geochimiche del magmatismo potassico e la sua affinità con le rocce di arco sono spiegabili con il particolare meccanismo di anomalizzazione del mantello; invece, la variabilità petrologica è spiegata dalla diversa pressione di fusione dei corpi peridotitici o pirossenitici a flogopite; una fusione polibarica può avvenire anche nelle zone di *rift* continentale dove, pertanto, si possono trovare tipi petrologici analoghi; tuttavia le caratteristiche geochimiche e isotopiche tra i due ambienti sono fortemente variabili perchè diversi sono i processi di metasomatizzazione del mantello.

L'ipotesi sopra accennata è anche in grado di spiegare il *gap* temporale tra subduzione e magmatismo potassico e l'assenza di subduzione attiva sotto l'Italia centrale; infatti, è soltanto dopo la cessazione della subduzione che la conseguente risalita delle isoterme e la tettonica distensiva determinano la formazione di estese quantità di magmi potassici.

Comunque, i dati geochimici sopra esposti non permettono di attribuire delle età precise al primo dei

momenti sopradescritti. In altre parole, la contaminazione può essere avvenuta in qualsiasi momento della storia evolutiva dell'Appennino; è anche possibile che si siano verificati più episodi di anomalizzazione in tempi diversi.

Va però ricordato che la stretta associazione spazio-temporale tra rocce calcocalcine, shoshonitiche e potassiche in varie zone dell'Italia meridionale e centrale suggerisce che i tre momenti siano stati vicini nel tempo. Ciò sembra essere confermato da dati geochimici isotopici relativi al disequilibrio U-Th nelle rocce potassiche dell'area campana (VILLEMENT, *com. pers.*).

VINCOLI POSTI DAI MAGMI DELLA PROVINCIA TOSCO-LAZIALE AI MODELLI SULL'EVOLUZIONE GEODINAMICA RECENTE DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Le peculiari caratteristiche dei magmi Tosco-Laziali richiedono quindi una anomalizzazione del mantello superiore per contaminazione da parte di mate-

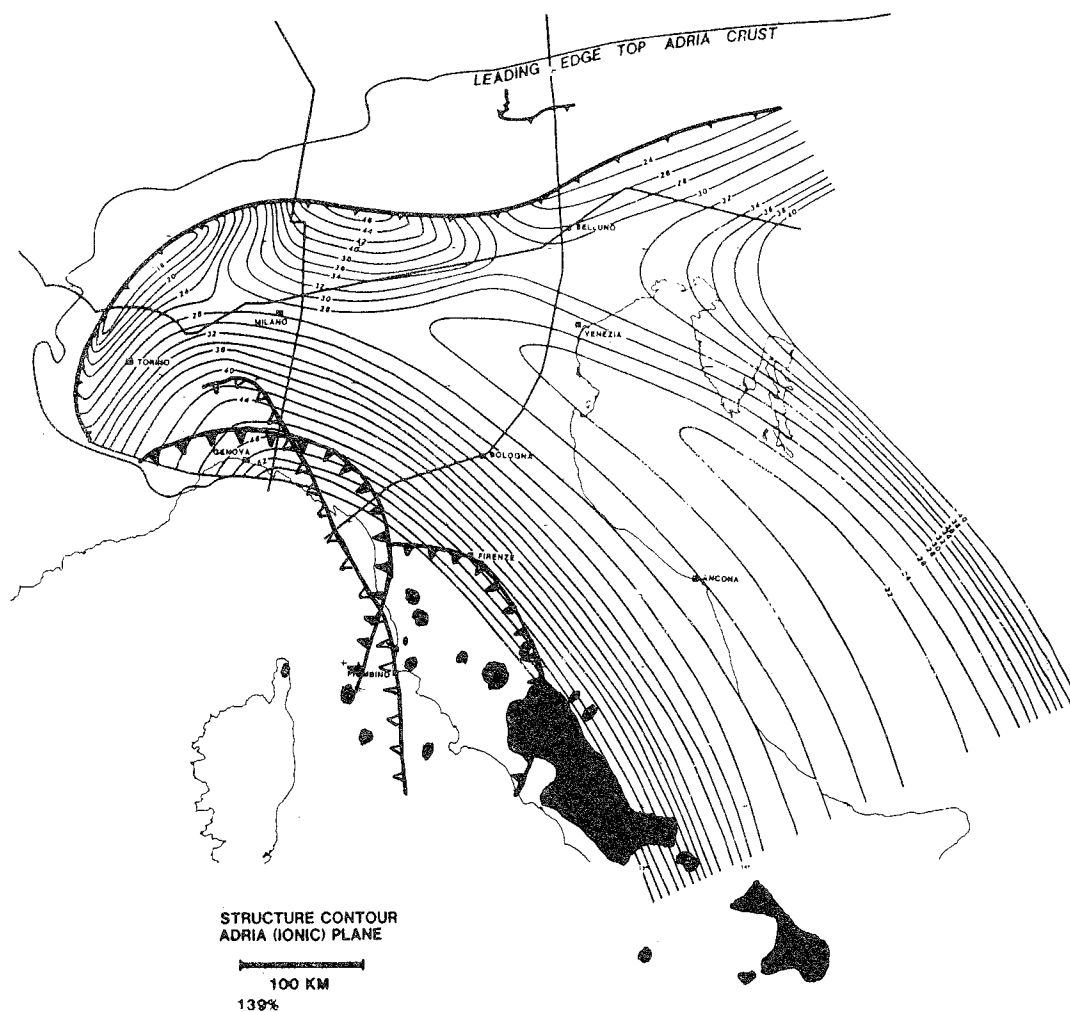


Figura 10 - Localizzazione del magmatismo Tosco-Laziale rispetto alle strutture crostali profonde note per l'Appennino Settentrionale (modificato da ROEDER, 1990).

riale superficiale; questo è possibile nella storia evolutiva dell'Appennino Settentrionale secondo tre modelli distinti schematizzabili in:

- 1) inversione della subduzione tra il Cretacico e l'Oligocene;
- 2) più scaglie subduttive crostali post-Oligocene;
- 3) eredità paleozoica.

Il primo di questi modelli (Fig. 8) è stato negli anni abbandonato in quanto incongruente sia con la distribuzione e la natura del *flysch* arenacei delle Unità Liguri (ABBATE & SAGRI, 1982), che con l'età di messa in posto delle Unità Corse (PRINCIPI & TREVES, 1984).

Il secondo di tali modelli (Fig. 9) trova dei limiti nella distribuzione stessa del magmatismo rispetto alle principali strutture compressive crostali riconosciute sinora (Fig. 10).

Il terzo modello prevede una subduzione paleozoica con successiva anomalizzazione del mantello solo durante la tettonica distensiva neogenica appenninica. Questo modello pone dei problemi per quanto riguarda l'evoluzione ercinica: infatti non tutti gli Autori sono concordi sulla presenza di una subduzione ercinica nella futura area appenninica; deve anche essere spiegato come mai i fenomeni di anomalizzazione e magmatismo siano legati solo all'estensione neogenica e non già anche a quelle triassica e giurassica. Inoltre, come già detto, i dati geochimici sembrano più favorevoli a processi di contaminazione, anomalizzazione e magmatismo susseguiti in rapida successione.

CONSIDERAZIONI FINALI

Nel complesso i dati crostali geologici e geofisici attualmente disponibili non sono sufficienti a chiarire le problematiche ed i vincoli strutturali e geodinamici posti dalle particolari caratteristiche del magmatismo Tosco-Laziale. Dei vari modelli proposti per l'evoluzione estensionale recente dell'Appennino Settentrionale il nostro ci sembra quello che meglio si adatta a questi vincoli, in quanto prevede una zona di interazione crosta-mantello termicamente anomala, ereditata dalla strutturazione tettonica compressiva precedente. Tuttavia tale modello è per ora altamente speculativo, e necessita di precisi vincoli derivanti da dati geofisici profondi che consentano sia di tracciare con precisione e sicurezza i riflettori crostali profondi, sia di avere un'idea della strutturazione della crosta inferiore e della sua geometria, così come di quella del mantello superiore, in modo da chiarire le varie incongruenze che l'incastro di dati di provenienza diversa oggi comporta.

LAVORI CITATI

- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità turbiditiche cretacee dell'Appennino Settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 115-126.
- BOCCALETTI M. (1977) - *The role of the foreland in the late geotectonic evolution of the Mediterranean arcs at the continental stage*. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, **8**,(6), 561-570.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA G., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**, 7-38.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**, 1275-1303.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. AGIP s.p.a., Milano, Soc. Geol. Ital. vol. 73° Congresso, 27 pp.
- COLI M. (1990) - *Extension tectonics in the Northern Apennines: a working hypothesis*. Acta Naturalia, **26**, 81-91.
- COLI M., NICOLICH R., PRINCIPI G. & TREVES B. (1989) - *Crustal delamination of the Northern Apennines thrust belt*. Boll. Soc. Geol. It., (in stampa).
- CONTICELLI S. & PECCERILLO A. (1990) - *Petrological significance of high-pressure ultramafic xenoliths from ultrapotassic rocks of Central Italy*. Lithos, **24**, 305-322.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. Appl., **17**, 3-18.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collision orogen*. American Jour. of Scie., **279**, 676-691.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467-476.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989a) - *Il rifting tirrenico: delaminazione della litosfera continentale e magmatogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 219-235.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989b) - *Tettonica e magmatismo nell'Appennino Settentrionale lungo la geotraversa isola del Giglio-Monti Sibillini*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 237-254.
- LISTER G.S. & DAVIS G.A. (1989) - *The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA*. Jour. Struct. Geology, **11**,(1/2), 65-94.
- PECCERILLO A. (1990) - *On the origin of the Italian potassic magnas - Comments*. Chemical Geology, **85**, 183-196.

- PECCERILLO A., CONTICELLI S. & MANETTI P. (1987) - *Petrological characteristics and the genesis of the recent magmatism of Southern Tuscany and Northern Latium*. Per. Min., **56**, 157-172.
- PLATT J. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**, 1037-1053.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549-576.
- RESTON T.J. (1988) - *Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain*. Tectonics, **7**, 929-945.
- RÖEDER D. (1990) - *Crustal structure and kinematics of Ligurian and west-alpine regions*. da FREEMAN R., GIESE P. & MUELLER S. Eds. "The European Geotraverse: Integrative studies". Europ. Scie. Fund., 311-326.
- STOPPA F. (1988) - *L'euremite di Colle Fabbri (Spoleto): un litotipo ad affinità carbonatitica in Italia*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 239-248.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: The example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9/3**, 577-618.
- WENDLANT R.F. & EGGLEER D.H. (1980) - *The origin of Potassic magmas: 2. Stability of phlogopite in natural spinel lherzolites and in the KAlSiO₄-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ at high pressures and high temperatures*. Am. J. Sci., **280**, 421-458.