

**DISTRIBUZIONE REGIONALE DEI LITOTIPI IGNEI, TRACCIANTI GEOCHIMICI
ED ALTRI ASPETTI CARATTERISTICI DELL'AREA TIRRENICA E PERI- TIRRENICA.
SUA EVOLUZIONE TETTONICA E VERIFICA DEL MODELLO ESTENSIONALE (**)**

RIASSUNTO

In questo lavoro vengono analizzate alcune delle principali caratteristiche geologiche e magmatologiche dell'evoluzione miocenico sup.-quaternaria dell'area tirrenica e peri-tirrenica e viene verificata la possibilità di interpretarle congruentemente nell'ambito di un modello di delaminazione asimmetrica della litosfera continentale in un ambiente di *rift* passivo. La geometria proposta per il sistema Mar Tirreno-Appennini è illustrata lungo due sezioni litosferiche interpretative che si estendono in direzione WSW-ENE dal blocco sardo-corso all'avampese adriatico. Le sezioni evidenziano un netto prevalere delle deformazioni distensive, che determinano un effettivo allungamento della crosta e del mantello, su quelle compressive, che sono invece locali e transitorie, confinate al limite esterno dell'alloctono estensionale toscotirrenico. Le relazioni tra i principali elementi tettonici individuati ed i litotipi ignei sono illustrate in una zonazione magmatotettonica, che evidenzia il forte controllo della geometria del campo deformativo sulla distribuzione delle associazioni magmatiche. Utili informazioni sulle caratteristiche e sulla profondità delle sorgenti dei magmi mantellici italiani vengono ricavate dall'analisi della distribuzione di alcuni traccianti geochimici (elementi del gruppo dello Sr, LILE, rapporti isotopici dello Sr) nelle rocce più primitive e dallo studio della litologia dei noduli ultra-mafici in esse presenti. Inoltre, sulla base di semplici calcoli di *mixing* binario, viene precisata la natura dell'agente metasomatizzante che caratterizza l'area sorgente delle rocce alte in potassio (HKS) della Provincia Campano-Romana e di quelle ultra-alcaline (melilititi e carbonatiti) del Distretto Umbro-Laziale (ULUD), nonché delle rare rocce lamproitiche peri-tirreniche.

Tutti i dati e i modelli semiquantitativi analizzati e discussi convergono in un modello magmatogenetico che prevede un numero ristretto di magmi capostipiti localizzati in ben precisi livelli strutturali: alla base della crosta, nel "*Mechanical Boundary Layer*" (MBL) e nel "*Thermal Boundary Layer*" (TBL) del mantello litosferico, nella parte alta del canale a bassa velocità astenosferico. Il mantello astenosferico, con composizione da lherzolitica a pirossenitica, sollevato e metasomatizzato da fluidi ricchi in LILE, CO₂ e Sr radiogenico provenienti dal mantello inferiore, rappresenterebbe l'area sorgente dei magmi capostipiti delle rocce del tipo HKS ed ULUD. Il sovrastante TBL, non metasomatizzato ed a composizione harzburgitica, adiabaticamente decompresso e localizzato alla base di un MBL assottigliato ed allungato, rappresenterebbe, per differenti valori del fattore di estensione β , l'area sorgente del magmatismo alcalino-sodico del margine occidentale e meridionale tirrenico e di quello subcal-

lino-transizionale del Mar Tirreno meridionale. Processi di *mixing* tra fusi subcalino-transizionali litosferici ed ultra-potassici astenosferici, possibili durante le fasi di risalita dei fusi verso la superficie, potrebbero essere alla base del magmatismo potassico-transizionale (KS) della Provincia Campano-Romana, nonché quando in presenza di un contributo da parte di fusi e/o di materiali crostali, di quello calcalino e shoshonitico eoliano e campano. La presenza nel MBL di zone di localizzata metasomatizzazione (fentizzazione) dovuta alla propagazione verso l'alto dei fluidi mantellici impoveriti in CO₂, ma ricchi in Sr radiogenico e LILE, potrebbe invece giustificare le caratteristiche dell'area sorgente dei prodotti lamproitici. Infine, fenomeni di anatessi della crosta continentale, indotti dall'accumulo di magmi basici al limite crosta-mantello, creerebbero le condizioni adatte alla generazione dei magmi granitici ed ibridi della Provincia Magmatica Toscana.

Nell'ambito di un contesto esclusivamente estensionale, sulla base di semplici considerazioni dinamiche, può anche essere giustificata la presenza delle strutture compressive che si sviluppano al bordo orientale del *rift* tirrenico. Infatti, la forte differenza in pressione litostatica tra la regione tirrenica assottigliata e quella adriatica non assottigliata potrebbe indurre lo sviluppo di forze deviatoriche orizzontali sufficienti a generare la catena appenninica esterna, che in questa ottica rappresenterebbe un "orogene senza collisione".

ABSTRACT

The Tyrrhenian-Apennines is interpreted as the result of a process of progressive eastward migration of an asymmetric intra-continental extensional strain field, which started in Middle-Late Miocene times and is still going on. This process is responsible for the stretching and thinning of the Tyrrhenian lithosphere. In the crust, the extension is accomplished by simple shear deformations as the result of crustal blocks being pulled eastward, one from underneath the other. In the mantle lithosphere, it is accomplished by a combination of pure shear and large relative displacement on a westward-dipping detachment fault which passes through the entire lithosphere. The generation of the Apennine mountain chain would be a result of the inherent asymmetry of the extension by detachment. Considerations of the body forces created by the lithospheric extension suggests that a major zone of compression would exist at the outer border of the thinned zone, which is capable of driving thrusting and foreland basin formation.

This model provides an explanation also for the magmatic activity across the investigated area, which can be associated with different degrees of mantle lithosphere extension and with upwelling and metasomatization of the mantle asthenosphere. In fact, the study of the mantle nodules, the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios, the LILEs, the Sr-group and the distribution of other incompatible elements in the primitive magmas attest to three main different mantle sources. From bottom to top

(*) Dipartimento di Scienze della Terra. Piazza dell'Università, 06100 Perugia.

(**) Lavoro svolto con i finanziamenti del G.N.D.T. (CNR) (U.O. Perugia, resp. G. LAVECCHIA).

they are: a metasomatized lherzolitic to piroxenitic asthenospheric mantle enriched in a Ca-carbonatitic radiogenic component (as suggested by mixing modelling), a refractory non metasomatized harzburgitic "Thermal Boundary Layer" (TBL) and a harzburgitic "Mechanical Boundary Layer" (MBL) locally fenitized and enriched in radiogenic strontium.

The fenitized zone within the MBL would provide a suitable source for the lamproitic products of the peri-Tyrrhenian area. The TBL, adiabatically decompressed at the base of a stretched mantle lithosphere, would represent the source area of the sodic-alkaline rocks in the western and southern Tyrrhenian border and of the subalkaline-transitional basaltic rocks prevailing in the southern Tyrrhenian Sea. The underlying upwelled asthenosphere would represent the source area of the ultra-potassic leucite-bearing rocks of the Roman-Campanian Province (so-called HKS) and of the melilitites and Ca-carbonatites which prevail in the Umbria-Latium Ultra-alkaline District (ULUD). Some differences in composition between the metasomatizing fluids and the ULUD and HKS primitive magmas, which derive from a low-degree of partial melting, can be explained in terms of fractionations produced by residual titanates in the source and by different partition coefficients between silicate and carbonate. Mixing of a prevailing subalkaline-transitional end-member with an ultra-potassic magma would be responsible for the generation of the KS products of the Roman-Campanian Province, whereas a complex interplay between these two mantle end-members with crustal melts and materials would justify the calc-alkaline and shoshonitic rocks belonging to the Aeolian Islands. Furthermore, large-scale crustal melting would be determined by the emplacement of mafic intrusions at the crust-mantle boundary, with consequent generation of the anatectic and hybrid magmas of the Tuscan Magmatic Province.

PAROLE CHIAVE: Tettonica, Magmatismo, Neogene-Quaternario, Mar Tirreno, Appennini, Italia.

KEY WORDS: Tectonics, Magmatism, Neogene-Quaternary, Tyrrhenian Sea, Apennines, Italy.

INTRODUZIONE

Nonostante la magmatogenesi sia strettamente connessa alla tetto-genesi ed il sistema Mar Tirreno-Appennini possa essere considerato a grande scala omogeneo nel suo sviluppo longitudinale, non c'è ancora accordo in letteratura su una ambientazione univoca delle province magmatiche tirreniche e peri-tirreniche. In particolare esiste una forte contrasto interpretativo tra il vulcanismo siculo-sardo e tirrenico, unanimemente considerati di intra-placca, quello eoliano, ritenuto classico di ambienti subduittivi, quello campano-romano, non univocamente relazionato a subduzione e quello del distretto umbro-laziale in cui esistono rocce che nel resto del mondo sono generalmente associate a *rift* continentali. Tale quadro è inoltre complicato dalle diverse interpretazioni che vengono date del sistema Mar Tirreno-Appennini, considerato da alcuni tipicamente collisionale, da altri associato ad una tettonica essenzialmente estensionale. E' comunque indubbio che le rocce ignee italiane plioce-

nico-quadernarie siano geochimicamente connesse le une alle altre ed inserite nel medesimo contesto tettonico, per cui devono potere essere interpretate congiuntamente nell'ambito di una unica ambientazione geodinamica.

Il modello che noi proponiamo, già illustrato in una serie di pubblicazioni precedenti (LAVECCHIA, 1988; LAVECCHIA & STOPPA, 1989, 1990; STOPPA & LAVECCHIA, 1992), dà risalto al ruolo giocato dalla distensione della litosfera continentale tirrenica sul controllo e sullo sviluppo sia delle strutture compressive appenniniche miocenico sup.-quadernarie (Appennino esterno), sia del magmatismo plio-pleistocenico tirrenico e peri-tirrenico. In questo lavoro, tale idea viene verificata e sviluppata oltre che con una serie di considerazioni a scala regionale e con l'elaborazione di una zonazione magmatotettonica, anche tramite una serie di modelli semiquantitativi applicati ad alcuni degli aspetti petrologici e geologici più salienti. Tra questi il bilancio tra grado di estensione e composizione dei magmi, il bilancio di alcuni traccianti geochimici, il calcolo delle forze in gioco associate allo sviluppo del *rift* tirrenico. In particolare, i dati geochimici più importanti vengono discussi in funzione delle relazioni tra ambiente magmatogenetico e composizione della sorgente. Tale sforzo è necessario per discriminare quanto della geochimica e della distribuzione dei magmi primitivi sia rapportabile ai fenomeni geodinamici di prim'ordine e quanto derivi da fenomeni petrogenetici di secondo ordine e quindi non specificamente legati dell'ambiente geodinamico.

GEOMETRIA DELLA DEFORMAZIONE

Le nostre idee su una possibile interpretazione della geometria della deformazione crostale e sub-crostante del sistema Mar Tirreno-Appennini sono illustrate nelle due sezioni litosferiche di Fig. 1. Le sezioni, che si estendono in direzione circa WSW-ENE dal blocco Sardo-Corso all'avampaese adriatico, sono state realizzate adottando uno stile deformativo del tipo "*Basin and Range*", *sensu* WERNICKE, 1981 e LISTER *et al.*, 1986. Infatti, sulla base di considerazioni discusse da LAVECCHIA *et al.* (1984) e poi sviluppate da LAVECCHIA (1988) è stata messa in luce l'esistenza di una tettonica distensiva a basso angolo di inclinazione che determina il progressivo assottigliamento ed allungamento della litosfera tirrenica e toscana. Questo processo si sarebbe realizzato, a partire dal Miocene medio-sup., per un meccanismo di delaminazione attraverso una combinazione di deformazioni per taglio semplice, prevalenti nella crosta, e taglio puro, prevalenti nel mantello litosferico. Le zone di taglio crostali rappresenterebbero infatti gli *splay* di una "faglia di scollamento" distensiva principale immergente verso l'entroterra tirrenico che penetrerebbe attraverso l'intera litosfera, seguendo una traiettoria del tipo "*flat-ramp-flat*", con il segmento "*flat*" principale localizzato al

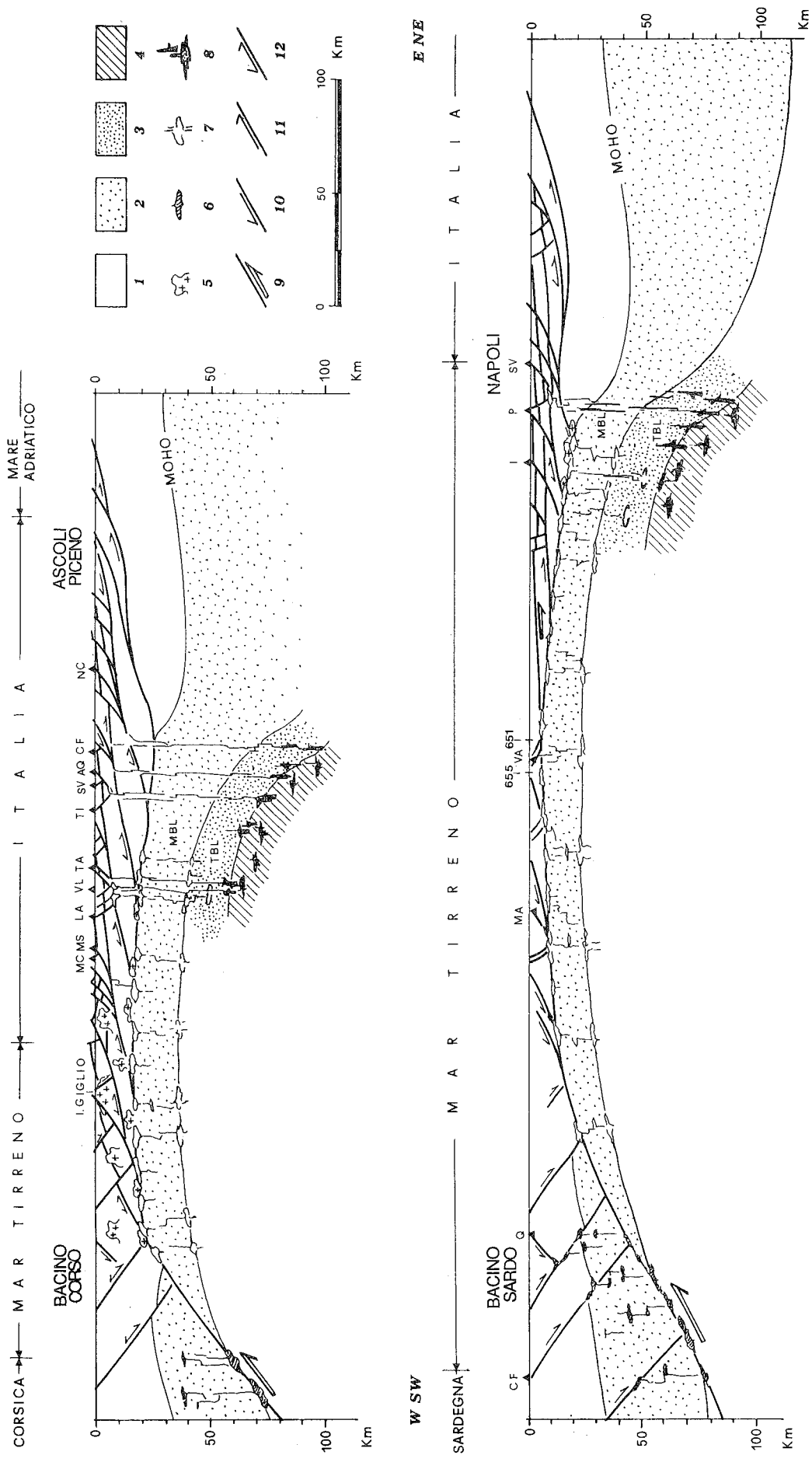


Fig. 1 - Sezioni litosferiche interpretative (da LAVECCHIA & STOPPA, 1990; STOPPA & LAVECCHIA, 1992, leggermente modificate). La traccia delle sezioni è riportata in Fig. 2. 1=crosta; 2="mechanical boundary layer" (MBL); 3="thermal boundary layer" (TBL); 4=mantello astenosferico; 5=magma granitico (end-member della classe 1); 6=magma alcalino-sodico (end-member della classe 6); 7=magma basaltico-transizionale (end-member della classe 2); 8=magma ultra-potassico e carbonatitico-melilititico (end-members delle classi 3, 4 e 5); 9=faglia di scollamento tirrenica; 10, 11= principali zone di taglio e faglie dirette ed inverse; 12=faglie di "inversione". MC=Monte Calvo, MS=Monte Rosso, LA=Latera, VL=Vulsini, TA=Torre Alfina, TI=Tirignano, SV=S. Venanzo, AQ=Acquasparta, CF=Colle Fabbri, NC=Norcica, MA=Marsili, Q=Quirra, VA=Vavilov, I=Ischia, P=Pontine.

limite crosta-mantello. Poiché lo sviluppo del campo deformativo distensivo è coevo a quello di strutture compressive all'incirca coassiali, ma localizzate in posizione più esterna, è ipotizzabile una geometria della deformazione caratterizzata da blocchi crostali, ruotanti sulla faglia di scollamento litosferica, che si enucleano progressivamente ed avanscorrono verso l'avampaese adriatico. Ad ogni dato momento il blocco più esterno sarebbe quindi delimitato sul retro da una zona di taglio distensiva e sul fronte da una zona di taglio compressiva. Mano mano che la deformazione si propaga verso est, nuovi blocchi si enucleano e le pre-esistenti zone di taglio inverse vengono riattivate in regime distensivo. Quindi, in tale ottica la compressione rappresenterebbe un processo locale e transitorio, confinato al limite esterno dell'alloctono estensionale, mentre la distensione determinerebbe un effettivo allungamento ed assottigliamento della crosta e del mantello litosferico.

Seguendo la terminologia generalmente utilizzata per le aree in distensione (LISTER *et al.*, 1986), le rocce al tetto ed al letto della faglia di scollamento litosferica tirrenica vengono da noi denominate rispettivamente "placca superiore" e "placca inferiore" (Fig.9). Il blocco sardo-corso ed il Mar Tirreno occidentale, caratterizzati da *semi-graben* delimitati da faglie immergenti verso est, rappresenterebbero il margine passivo di "placca superiore", mentre la catena appenninica e l'avampaese adriatico rappresenterebbero il margine passivo di "placca inferiore". La regione compresa tra i due margini, caratterizzata da faglie dirette a basso angolo di inclinazione immergenti verso ovest e dall'associato corredo di faglie a maggiore angolo di inclinazione, sintetiche ed antitetiche, costituirebbe invece l'"alloctono estensionale tirrenico".

La geometria descritta è particolarmente idonea a giustificare sia l'asimmetria che caratterizza i due margini del *rift* tirrenico, sia la presenza di strutture distensive relativamente superficiali in aree esterne (area di catena) rispetto alle zone a crosta assottigliata (area toscana e tirrenica) ed il diacronismo della deformazione a profondità diverse su una stessa verticale. Infatti, dal momento che le superfici di taglio crostali immergono verso ovest, mentre il campo deformativo avanza verso est, in ogni area la deformazione ai livelli più superficiali e localizzata esternamente e precede nel tempo quella ai livelli più profondi. Inoltre, poiché la scaglia crostale più esterna è limitata al fronte da una zona di taglio inversa ed al retro da una diretta, su di una stessa verticale deformazioni distensive superficiali e compressive profonde saranno coeve e coassiali.

Come ben noto, a causa della rotazione antioraria del blocco adriatico intorno ad un polo di rotazione localizzato a nord dell'Isola d'Elba, l'entità della distensione associata all'apertura del Mar Tirreno aumenta verso sud. L'allungamento (lunghezza attuale meno lunghezza pre-apertura del Mar Tirreno) valutato per le due sezioni di Fig. 1 (Sardegna-Adriatico e Corsica-Adriatico), relativamente alle zone dell'"alloctono estensionale" e della "placca superiore", è infatti pari

a circa 100 Km per la sezione più settentrionale ed a circa 250 Km per quella meridionale, corrispondente ad un fattore di estensione β (β =lunghezza finale/lunghezza iniziale) di circa 1.6 e 2.6, rispettivamente. Questi valori aumentano ulteriormente spostandosi verso sud: ricostruzioni cinematiche dalla letteratura (MALINVERNO & RYAN, 1986) propongono, infatti, un allungamento totale nel Tirreno meridionale di circa 330 Km, corrispondente ad un fattore β di circa 3.

Anche l'entità dell'assottigliamento crostale e dello spostamento lungo la faglia di scollamento tirrenica aumenta verso sud fino ad arrivare nell'area del bacino di Vavilov, ad una quasi totale elisione crostale, con conseguente denudazione del mantello. Infatti, al sito 651 (ODP Leg 107, BECCALUVA *et al.*, 1990) (Fig.3), al di sotto di alcune centinaia di metri di sedimenti pliocenico sup.-pleistocenici e di uno strato relativamente sottile (circa 140m) costituito dall'alternanza di basalti e di breccie poligeniche, sono state perforate direttamente rocce harzburgitiche del mantello.

La crosta continentale ultra-assottigliata ed, in alcuni casi quasi completamente elisa, del Tirreno meridionale è a luoghi ricoperta da sottili *plateaux* basaltici e/o penetrata da sciami di dicchi. L'insistenza assiale di questo tipo di attività e la continuità di rifornimento di magma dovrebbe segnare il passaggio da uno stadio di estensione intra-continentale ad uno stadio di apertura oceanica. Queste condizioni però non si verificano mai nell'area tirrenica, perché, a causa del veloce e continuo spostamento verso est del campo deformativo, la portata del magma generato durante il processo di estensione litosferica si mantiene inferiore a quella necessaria alla costituzione di una crosta di tipo oceanico.

ZONAZIONE MAGMATOTETTONICA

Uno studio a scala regionale del magmatismo plio-quadernario tirrenico e peri-tirrenico è stato recentemente svolto sulla base dell'analisi multivariata (analisi delle componenti principali) della distribuzione degli elementi maggiori (LAVECCHIA & STOPPA, 1989, 1990). Sono così stati identificati sette gruppi di rocce, chiamati "classi" (classe 1,2,3,4,5,6,7), statisticamente molto ben definiti (varianza spiegata >85%) (Fig.4). Confrontando l'area di affioramento delle varie classi con la zonazione tettonica del sistema estensionale tirrenico è stato possibile identificare da W verso E tre differenti zone magmatotettoniche (zona A, zona B e zona C di Fig.2).

1 - La zona A sostanzialmente corrisponde alla "placca superiore" siculo-sardo-corsa ed è caratterizzata da un magmatismo alcalino-basaltico (serie alcalino-sodiche appartenenti alla classe 6) che si sviluppa dal Pliocene al Pleistocene nell'area sarda e nel Tirreno sud-occidentale, con attività vulcanica associata a sistemi di fratture a direzione N-S. Un analogo magmatismo interessa nel Pliocene anche l'area iblea, dal Pliocene all'Olocene il Canale di Sicilia, nel Pleisto-

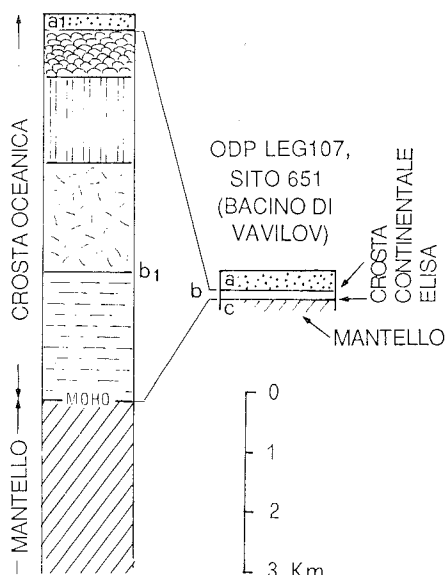


Fig. 3 - Confronto tra la stratigrafia di una tipica crosta oceanica e quella del sito 651 (ODP, LEG 107) nel bacino di Vavilov. Le unità litostatigrafiche identificate al sito 651 sono: a=circa 300 m di sedimenti vulcanogenici, biogenici, terrigeni e calcarei di età Pleistocene-Pliocene al di sopra di circa 40 m di un calcare dolomitico di età imprecisata; b=circa 140 m di basalti e breccie basaltiche; c=30 m di mantello harzburgitico fortemente serpentinizzato e deformato (da BECCALUVA *et al.*, 1990). Una tipica crosta oceanica è caratterizzata invece da uno spessore medio di 5 - 6 km ed è costituita, dall'alto verso il basso, da sedimenti, lave a pillows, complessi stratificati, gabbri e camere magmatiche.

cene medio-sup. Ustica e nel Pleistocene sup.-Olocene l'Etna.

2 - La zona B corrisponde al settore a litosfera assottigliata dell'"alloctono estensionale" tirrenico ed è caratterizzata dalla presenza di prodotti pliocenico-quadernari appartenenti alle classi 1, 2 e 7. La classe 1 è costituita da rocce granitiche di origine anatettica, affioranti predominantemente nell'area della Provincia Magmatica Toscana. La classe 2 è invece caratterizzata da una ampia gamma di prodotti, da subalcalini a transizionali, distribuiti sull'intera zona. E' infatti costituita dalle rocce calcalcaline ibride (derivanti dall'interazione di magmi crostali e mantellici) della Provincia Magmatica Toscana, dalle rocce calcalcaline e shoshonitiche delle Isole Eolie, dalle rocce transizionali-potassiche del tipo KS ("*K-series*" = trend da alcalibasalti a trachiti) della Provincia Campano-Romana, dai basalti ad affinità calcalcalina e subalcalino-transizionali del Tirreno meridionale. La classe 7 è costituita da rocce lamproitiche affioranti esclusivamente a Sisco, Orciatico-Montecatini e Torre Alfina. Con i suddetti lamproiti mostrano però una certa affinità, per quanto riguarda la distribuzione degli elementi in traccia, anche i basalti di Radicofani.

3 - La zona C è localizzata al limite esterno dell'alloctono estensionale tirrenico, in parziale sovrapposizione con la zona B, ed è caratterizzata dalla presenza di prodotti ultra-potassici quadernari appartenenti alle classi statistiche 3, 4 e 5, prevalenti nel settore a

nord del 41° parallelo. Le classi 3 e 4 sono costituite essenzialmente dalle rocce del tipo HKS ("*high K-series*": trend da leucite-tefriti a fonoliti) della Provincia Campano-Romana, mentre la classe 5 è costituita da rocce ultra-alcaline (leucite e/o kalsilite melilitite e Carbonatiti associate a rocce piroclastiche trachi-fonolitiche) peculiari dell'area del distretto magmatico umbro-laziale, noto come ULUD (*Umbria Latium Ultra-alkaline District*, LAVECCHIA & STOPPA, 1990; STOPPA & LAVECCHIA, 1992), e presenti anche nella Provincia Campano-Romana. Sporadicamente termini affini alle HKS affiorano alle isole Eolie (Stromboli, Vulcano, Lipari), alle isole Pontine ed in alcuni centri (Amiata, San Vincenzo Campigliese e Cimini) della Provincia Magmatica Toscana (Figg. 2 e 4). L'esistenza di una fase magmatica del Pleistocene sup. di tipo ultra-alcalino è stata segnalata anche in Abruzzo (BOSI *et al.*, 1991).

La zona A è caratterizzata da una attività magmatica che persiste per un lungo intervallo di tempo (circa 5 MA, dal Pliocene al Pleistocene) all'incirca nella stessa area (zona di "placca superiore"). Nella zona B ("alloctono estensionale" tirrenico) invece l'attività magmatica, così come quella tettonica, si sposta progressivamente verso l'avampese adriatico migrando ad una velocità media di 2.4 cm/anno (LAVECCHIA & STOPPA, 1989) nel settore settentrionale, a nord del 41° parallelo, e di circa 4.8 cm/anno nel Tirreno meridionale (SAVELLI, 1988). La zona C infine presenta una attività magmatica molto intensa, ma limitata all'intervallo di tempo Pleistocene sup.-Olocene. In generale, in tutto il sistema Mar Tirreno-Appennini, l'inizio dell'attività magmatica in una data area è successivo di almeno qualche milione di anni (1 - 2 Ma) rispetto all'inizio delle deformazioni estensionali. I centri ignei sono localizzati infatti in corrispondenza di pre-esistenti discontinuità tettoniche distensive o transtensive, che controllano la messa in posto dei prodotti ignei ai livelli più superficiali (BROZZETTI *et al.*, 1991). Questa considerazione è particolarmente importante, perché consente di caratterizzare la tettonica estensionale dell'area tirrenica come il prodotto di un "rift passivo", cioè di un rift guidato da sforzi orizzontali, che si sviluppano in risposta ad un campo regionale, e che si trasmettono meccanicamente nella litosfera determinandone l'allungamento e l'assottigliamento ed inducendo un conseguenziale sollevamento astenosferico. Nel caso dei "rift attivi", ovvero sia dei rift prodotti dal sollevamento di una astenosfera anomalamente calda, lo sviluppo delle strutture distensive crostali è invece sempre preceduto da un generalizzato sollevamento e da una intensa attività magmatica e vulcanica (SENGOR & BURKE, 1978; BUCK, 1986).

CARATTERISTICHE DELLE SORGENTI MAGMATICHE

Al fine di verificare se le zone magmatotettoniche descritte corrispondano a regioni magmatogenetiche

differenti per composizione e/o profondità e per avere quindi un quadro completo della distribuzione spaziale del magmatismo rispetto agli elementi tettonici, è necessario integrare la zoneografia precedentemente descritta con una analisi delle caratteristiche e della localizzazione delle sorgenti magmatiche. E' evidente che nell'area tirrenica, l'intera litosfera è in condizione di generare magmi, come indicato dalla presenza di rocce che derivano sia da magmi crostali (rocce granitiche), sia da magmi mantellici più o meno profondi (serie alcalino-sodiche, subalcalino-transizionali, alcaline alte in potassio ed ultra- alcaline), nonché dall'interazione di magmi crostali e subcrostali (rocce ibride).

I dati geochimici disponibili in letteratura indicano una provenienza dei magmi granitici dalla crosta continentale a meno di una componente ibrida derivante da magmi più basici mantellici (POLI *et al.*, 1984). Più complessa è l'identificazione delle caratteristiche delle sorgenti dei vari magmi mantellici. Informazioni interessanti possono essere ottenute dallo studio degli elementi incompatibili, in particolare LILE, Ba e Th ed elementi del gruppo dello stronzio (LREE, Nb, Sr, P, Zr), che si concentrano nei primi fusi parziali e i cui rapporti di abbondanza non dovrebbero essere modificati dai processi petrogenetici.

La maggior parte delle rocce basiche primitive ($Mg\# > 70$) affioranti lungo il margine peri-tirrenico occidentale e meridionale (serie alcalino-sodiche della zona A) e nel Tirreno meridionale (basalti subalcalino-transizionali della zona B) mostrano distribuzioni dei suddetti parametri geochimici in equilibrio con quelle tipiche di liquidi mantellici derivanti da un certo grado di fusione parziale di una sorgente peridotitica (tipo sorgenti MORB). Invece, diagrammando alcuni dei suddetti parametri (Fig.5) per le rocce più primitive del margine peri-tirrenico orientale e per i lamproiti di Sisco, Montecatini- Orciatico e Torre Alfina, si osserva un progressivo aumento dei valori di Rb/Sr, Ce/Sr, Ce/La positivamente correlato con il rapporto $87Sr/86Sr$, passando dalle rocce calcalkaline e shoshonitiche eoliane e campane (CAL), alle rocce KS, HKS e ULUD e infine ai lamproiti. Questo tipo di distribuzione indicherebbe assimilazione di materiali crostali, ma nel caso dei prodotti ignei in oggetto non può essere attribuito a un fenomeno di tal genere (PECCERILLO, 1985). Infatti, le abbondanze assolute di molti elementi in traccia nei litotipi comuni nella crosta continentale sono talmente basse che per arrivare ai tenori osservati in alcune delle rocce ignee italiane, occorrerebbero gradi di assimilazione molto elevati che inevitabilmente ne diluirebbero le caratteristiche mantelliche.

Nell'area peri-tirrenica orientale devono quindi esistere sorgenti di mantello in grado di giustificare la radiogenicità progressivamente maggiore ed i rapporti Rb/Sr, Ce/Sr e Ce/La via via più alti rispetto ad un mantello primitivo passando dalle rocce subalcalino-transizionali (651 e 655 in Fig.5), a quelle CAL-KS, a quelle HKS-ULUD ed infine a quelle lamproitiche. Ulteriori informazioni sulle caratteristiche delle sorgenti possono essere dedotte dall'analisi dei rapporti

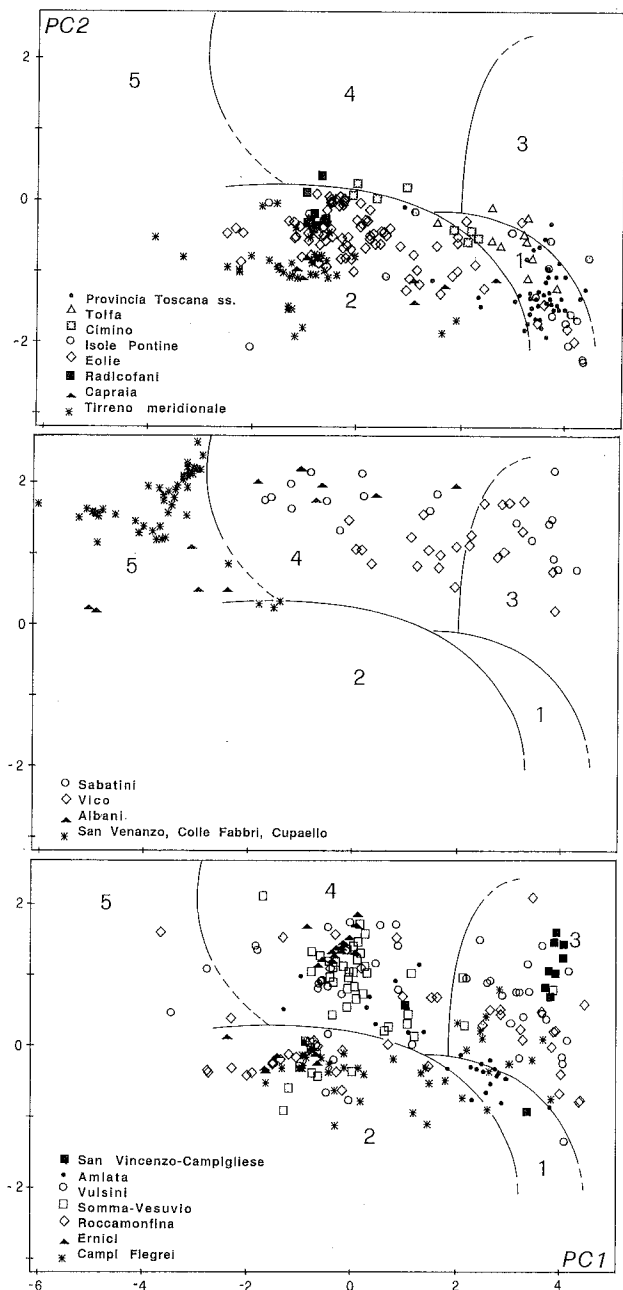


Fig. 4 - Diagramma bidimensionale di variazione delle componenti principali (PC1-PC2) per le rocce ignee plio-quadernarie dell'area tirrenica e del suo margine orientale (modificato da LAVECCHIA & STOPPA, 1990).

$PC1 = -1.763 + (.051SiO_2 + .076Al_2O_3 + .207Na_2O + .136K_2O) + (-.344TiO_2 + .133Fetot + .173MgO + .143CaO + .013P_2O_5)$
 $PC2 = .432 + (.078Al_2O_3 + .024Fetot + .054CaO + .304K_2O + .103P_2O_5) - (.046SiO_2 + .106TiO_2 + .029MgO + .394Na_2O)$; il Fetot è espresso come Fe_2O_3 . I campi indicati con i numeri si riferiscono alle aree proiettive dei campioni appartenenti alle classi statistiche 1,2,3,4,5 descritte nel testo. Il diagramma superiore si riferisce a distretti vulcanici appartenenti alla zona magmatotettonica B di Fig.2, dove sono esclusivamente presenti rocce della classe 1 (graniti) e/o della classe 2 (prodotti subalcalino-transizionali); il diagramma intermedio si riferisce ai distretti appartenenti alla zona magmatotettonica C di Fig.2, dove sono esclusivamente presenti i prodotti ultra-potassici del tipo HKS ed ULUD; il diagramma inferiore si riferisce ai distretti dove coesistono prodotti subalcalino-transizionali con prodotti ultra-potassici e le zone B e C si sovrappongono. Per la localizzazione geografica dei vari siti vedi Fig. 2.

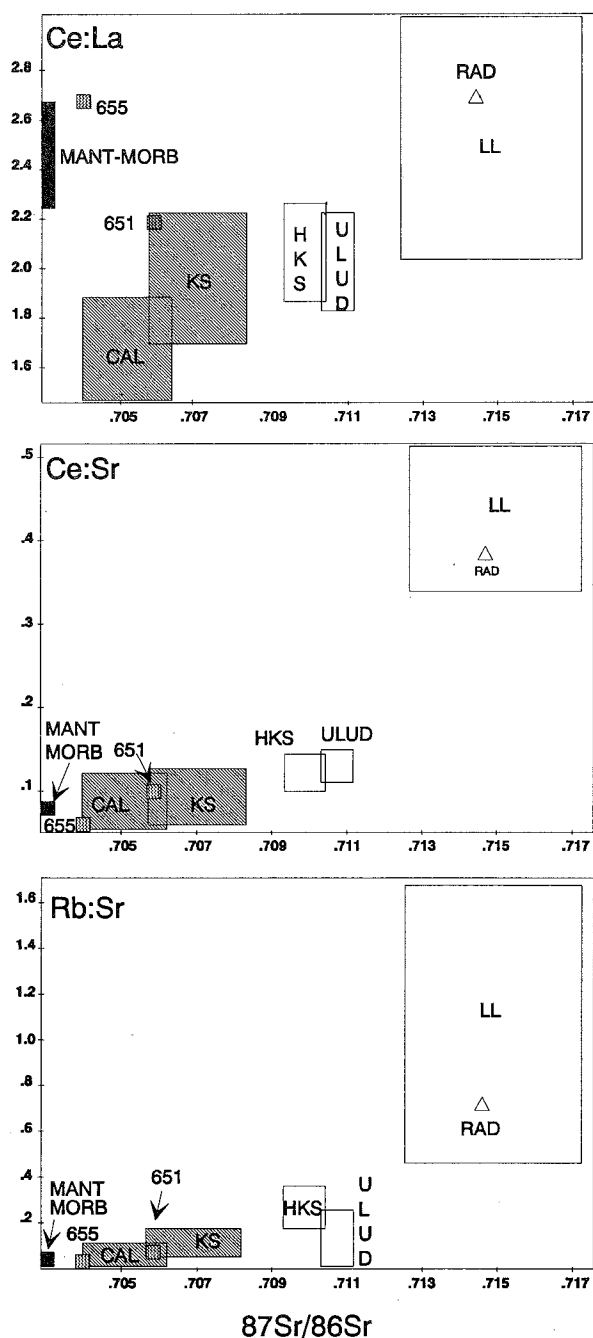


Fig. 5 - Diagrammi Ce/La, Ce/Sr, Rb/Sr contro $87\text{Sr}/86\text{Sr}$. I campi schematizzati si riferiscono alle composizioni medie di rocce primitive ($\text{Mg}\# > 70$) appartenenti ai principali tipi magmatici presenti nel Tirreno meridionale ed al margine peritirrenico orientale. 651 e 655=basalti subcalcalinici dragati durante l'ODP, Leg 107; CAL=rocce calcalcaline e shoshonitiche delle isole Eolie e dei Campi Flegrei; KS ed HKS=prodotti della Provincia Campano-Romana; ULUD=prodotti del Distretto Umbro-Laziale; LL=lamproiti di Sisco, Orciatico-Montecatini e Torre Alfina; RAD=Radicefani (dati da PECCERILLO *et al.*, 1987; CIVETTA *et al.*, 1987; BECCALUVA *et al.*, 1990; STOPPA & LAVECCHIA, 1992), confrontati con i valori medi di una composizione di mantello primitivo (MANT) e di magmi MORB (dati da ALLEGRE & HART, 1978; WOOD *et al.*, 1979; PEARCE, 1982).

$\text{Sr}/87\text{Sr}:86\text{Sr}$ e $\text{Ba}/87\text{Sr}:86\text{Sr}$ (Fig.6). Le rocce CAL-KS e quelle lamproitiche mostrano, infatti, un notevole progressivo arricchimento in Sr radiogenico rispetto ad un contenuto di Sr totale che si mantiene circa costante (500 - 1000 ppm), mentre le rocce HKS-ULUD hanno una variazione relativamente ristretta del rapporto $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ e un forte arricchimento in Sr totale (1500 - 4000 ppm). Si tratta di due comportamenti completamente distinti, in cui l'evoluzione del tenore in Sr è correlato a quello del Ba, che devono necessariamente derivare da composizioni differenti delle sorgenti, perché nessun fenomeno magmatogenetico o petrogenetico è in grado di giustificare il frazionamento osservato tra Sr radiogenico e Sr non radiogenico.

Le rocce subcalcalino-transizionali tirreniche e quelle HKS-ULUD sono chiaramente riferibili a differenti magmi capostipiti, localizzati in differenti sorgenti mantelliche, una non arricchita in elementi incompatibili e scarsamente radiogenica ($87\text{Sr}/86\text{Sr}$ circa 0.704), l'altra fortemente arricchita in elementi incompatibili e radiogenica (tra 0.709 e 0.711). Le rocce CAL-KS potrebbero invece non corrispondere ad un magma capostipite correlato a un terzo tipo di sorgente con caratteristiche intermedie tra le due suddette, ma rappresentare il prodotto del *mixing* tra un magma subcalcalino-transizionale ed uno del tipo HKS-ULUD. Per quello che riguarda i prodotti più evoluti tra le rocce CAL è però necessario ammettere anche la partecipazione di una componente crostale (LAVECCHIA & STOPPA, 1990; CRISCI *et al.*, 1991). Un'origine ibrida non può essere invece invocata per i magmi lamproitici che hanno una composizione estrema rispetto a tutte le rocce suddette e devono provenire da un tipo di sorgente diversa sia rispetto a quella dei termini subcalcalino-transizionali che di quelli HKS-ULUD. Tale sorgente deve essere relativamente poco arricchita in Sr e Ba, ma con valori di radiogenicità molto alti ($87\text{Sr}/86\text{Sr}$ circa 0.713 - 0.717).

I noduli ultra-mafici di origine mantellica esistenti nelle rocce ignee italiane indicano la predominanza di composizioni dunitiche e harzburgitiche (COULON, 1967; RUTTER, 1987; CONTICELLI & PECCERILLO, 1990; STOPPA & LUPINI, 1991), probabilmente campionate nel mantello litosferico durante la risalita dei fusi verso la superficie. Una sorgente di questo genere può essere idonea alla generazione dei termini subcalcalino-transizionali che non richiedono alcuna modifica di rilievo rispetto a una sorgente tipo MORB. La fusione di una qualsiasi composizione peridotitica normale non può, però, in nessun caso spiegare le grandi quantità di elementi incompatibili presenti nelle HKS-ULUD, né la radiogenicità elevatissima dei lamproiti. Per questi termini è necessario ammettere processi di arricchimento da parte di fluidi metasomatizzanti ricchi in LILE, Sr radiogenico, Ba ed LREE.

In base ai risultati della petrologia sperimentale ed agli studi sulle temperature di *liquidus* (CUNDARI & FERGUSON, 1991), i magmi HKS e ULUD si formerebbero tra i 1250°C e i 1350°C (temperature pre-espansione adiabatica valutate forse in eccesso perché

in condizioni anidre), a pressioni intorno ai 25 - 30 Kb, quindi a profondità corrispondenti, nell'area di affioramento di queste rocce, a livelli astenosferici, per piccoli gradi di fusione parziale di una peridotite carbonata con flogopite. La produzione di tali fusi è meno probabile a pressioni minori o superiori in quanto la curva del solidus è circa parallela alla curva adiabatica percorsa dal magma (WYLLIE, 1989). L'implicita conseguenza di una azione metasomatica a pressioni elevate (>25 - 30Kb) dovrebbe consistere in una sostanziale modifica del mantello primario peridotitico verso una composizione pirossenitica (LLOYD & BAILEY, 1975), evenienza forse confermata dal ritrovamento di noduli clinopirossenitici in alcune rocce HKS (CIONI *et al.*, 1991; GAETA *et al.*, 1989). La presenza di flogopite, carbonati e clinopirosseno nella sorgente può spiegare l'elevato contenuto in elementi incompatibili ed in calcio, e il forte grado di sottosaturazione in silice delle rocce HKS-ULUD.

I magmi lamproitici, invece, che sono caratterizzati, oltre che dalla scarsità di elementi del gruppo dello Sr, da un basso contenuto in Ca e da un maggior grado di saturazione in silice devono derivare da una sorgente più residuale, tipo quella dei termini subalcalino-transizionali, ma arricchita in LILE e Sr radiogenico. Tali elementi potrebbero essere contenuti in minerali felsici, oltre che nella flogopite, al di sopra del limite di stabilità del carbonato, nel campo di stabilità del feldspato potassico (<20Kb) (BAILEY, 1987; ASPEN *et al.*, 1990).

NATURA DELL'AGENTE METASOMATIZZANTE

Abbiamo visto come per giustificare le abbondanze assolute di elementi incompatibili ed i rapporti tra detti elementi che caratterizzano le rocce HKS-ULUD è necessario aggiungere alla composizione di mantello un termine ricco in elementi del gruppo dello Sr, in LILE e radiogenico. Allo stato attuale delle conoscenze non esiste alcun vincolo incontrovertibile alla scelta di un agente che abbia tali caratteristiche.

Una delle ipotesi più popolari in letteratura prevede un metasomatismo del mantello da parte di fluidi provenienti dalla subduzione di materiale crostale (DI GIROLAMO, 1978, 1988; EDGAR, 1980; HOLM & MUNKSGAARD, 1982; PECCERILLO, 1985; PECCERILLO & MANETTI, 1985; ROGERS, 1985; CIVETTA *et al.*, 1987; PECCERILLO, 1990; BECCALUVA *et al.*, 1991). Una ipotesi alternativa prevede che il mantello sia stato metasomatizzato dall'azione di fluidi ricchi in LILE, CO₂ e Sr radiogenico provenienti dal mantello profondo (CUNDARI, 1979; LOCARDI, 1985), come conseguenza diretta del rapido processo estensionale tirrenico che determina il sollevamento ed aumento di volume del mantello astenosferico (LAVECCHIA & STOPPA, 1990). A nostro avviso questa ipotesi è plausibile per una serie di considerazioni:

1 - L'aggiunta di una componente "crostale" (cioè ad alto 87Sr/86Sr, Rb/Sr e Ce/Sr) non è sufficiente a

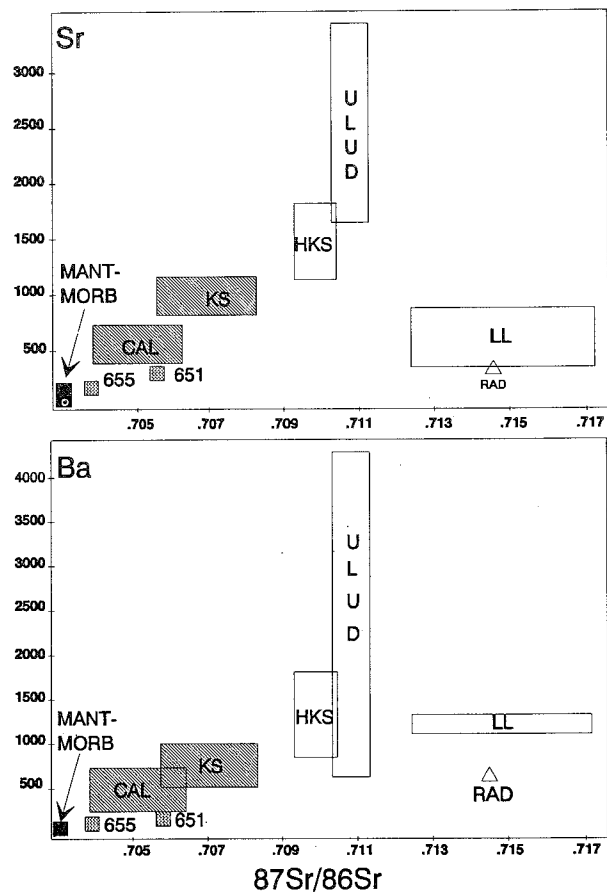


Fig. 6 - Diagrammi Sr e Ba contro $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Per la legenda vedi Fig.5.

giustificare completamente i rapporti di abbondanza osservati. Ad esempio il rapporto Ce/La si comporta in maniera opposta a quello Ce/Sr e arriva a valori simili a quelli mantellici proprio nelle rocce (HKS-ULUD e lamproiti) che invece mostrano il massimo valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e che dovrebbero quindi provenire da una sorgente più contaminata "crostalmente" (Fig.5). Viceversa le rocce calcocaline, la cui origine in ambiente compressivo è relazionata a un forte contributo di fluidi o fusi dalla placca in subduzione, mostrano in Italia di essere quasi in equilibrio, per quello che riguarda la geochimica delle "tracce", con magmi tipici di dorsale medio-oceanica. Inoltre, la presenza di subduzione in un ambiente fortemente magmatogenico come quello peri-tirrenico orientale, dovrebbe condizionarne fortemente il carattere seriale con la produzione di un grosso volume di magmi calcocalini che invece sono molto subordinati o assenti del tutto in molte province ignee italiane (Fig. 6).

2 - L'agente metasomatico, rappresentando la componente più volatile della roccia di mantello, si concentra nei primi fusi parziali che si formano durante la magmatogenesi. Quindi i litotipi con composizione compatibile con bassi gradi di fusione del mantello (Mg# molto alto) saranno quelli che meglio approssimeranno la composizione metasomatizzante almeno per quello che riguarda gli elementi del gruppo dello Sr. Le rocce che

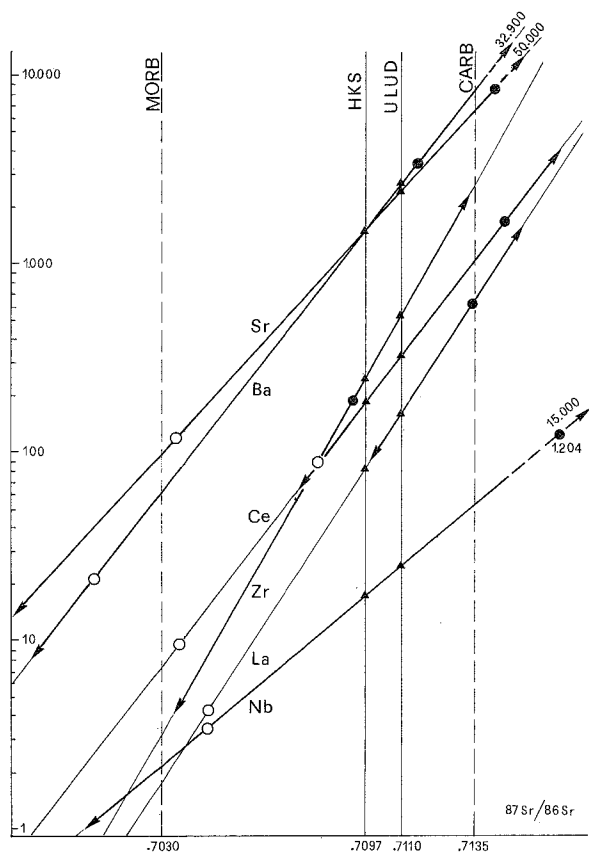


Fig. 7 - Diagramma di *mixing* binario grafico semilogaritmico per Nb, La, Ce, Zr, Ba, Sr contro il rapporto isotopico dello stronzio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) nelle rocce più primitive ($\text{Mg}\#\gt;70$) di ULUD (dati da STOPPA & LAVECCHIA, 1992) e delle HKS (dati da CIVETTA *et al.*, 1987). Le curve di *mixing* (linee oblique) sono prolungate fino ad intercettare un *extract* di tipo MORB, a radiogenicità tipica dei MORB, ed un *extract* Ca-carbonatitico (CARB), a radiogenicità molto superiore a quella media. I triangolini indicano la composizione media in ppm delle rocce più primitive HKS e ULUD. I pallini pieni e i pallini vuoti indicano rispettivamente la composizione media in ppm per elemento nelle Ca-carbonatiti e nelle rocce MORB proiettate lungo le curve di *mixing*. Le frecce poste lungo le curve di *mixing* indicano, invece, la concentrazione massima e minima di ogni elemento osservate nelle Ca-carbonatiti (dati da WOOLLEY & KEMPE, 1989).

presentano più sviluppate queste caratteristiche in Italia sono i litotipi ultra-alcalini del Distretto Umbro-Laziale, che presentano distribuzioni geochemiche in linea con le carbonatiti o con rocce geneticamente legate alle carbonatiti, tipicamente associate ad ambienti di *rift* continentale, ricche in elementi del gruppo dello Sr e con alto LREE/HREE (CUNDARI e FERGUSON, 1991; STOPPA & LAVECCHIA, 1992).

3 - In tutto il mondo le componenti carbonatiche sono sempre ed in maniera praticamente univoca associate alla presenza di fluidi alcalini. Tali fluidi possono comportare variazioni positive del rapporto Rb/Sr, specie se le condizioni sono favorevoli ad un frazionamento dei LILE rispetto agli elementi del gruppo dello Sr, ed essere quindi responsabili della radiogenicità dell'area sorgente, se vi permangono per

lungo tempo o se sono molto antichi provenendo dal mantello profondo.

4 - Se i rapporti di abbondanza tra elementi possono venire modificati dal fenomeno suddetto, i rapporti di abbondanza tra gli isotopi di uno stesso elemento non possono esserlo. Nelle rocce del Distretto Umbro-Laziale quasi tutti gli elementi incompatibili sono associati positivamente ai rapporti isotopici dello Sr, anche se con abbondanze che non possono derivare dall'assimilazione di materiali cristallini. E' possibile quindi che i rapporti di abbondanza degli elementi incompatibili e la radiogenicità derivino dall'azione metasomatizzante operata da fluidi alcalino-carbonatitici presenti nell'area sorgente ULUD, in parte stabilizzati nel mantello da minerali residuali e in parte concentrati nei primi fusi parziali.

5 - Tenendo conto delle indubbie affinità geochemiche tra le rocce ULUD e le rocce HKS, la suddetta ipotesi può, a nostro avviso essere applicata anche per giustificare le caratteristiche della sorgente dei magmi ultra-potassici della Provincia Campano-Romana. Elaborando un bilancio semiquantitativo degli elementi del gruppo dello stronzio (Fig.7) tra rocce ULUD e HKS rispetto a una componente Ca-carbonatitica si evidenzia che è possibile passare da magmi ULUD a magmi HKS per mezzo della rimozione di una quantità ragionevole di tale componente purché essa sia molto radiogenica. D'altro canto siccome si ritiene che il gruppo degli elementi dello Sr si trasferisca totalmente nei primi fusi parziali, è possibile valutare anche la quantità di componente carbonatitica da aggiungere a magmi in equilibrio con un mantello non metasomatizzato (sorgente MORB) per ottenere le rocce HKS e ULUD.

6 - Alcune caratteristiche delle rocce HKS-ULUD non propriamente tipiche di una componente Ca-carbonatitica, come un elevato rapporto LFSE/HFSE ed una anomalia negativa di Nb, possono essere giustificate con fenomeni riguardanti il carattere più o meno refrattario dei minerali residuali di Ti-Nb con basso rapporto LFSE/HFSE nel mantello. Infatti, questi ultimi possono essere stabili a temperature leggermente più alte del clinopirosseno, della flogopite, del granato, del carbonato e quindi sopravvivere nella sorgente durante la genesi di fusi ultra-alcalini che richiede un basso grado di fusione parziale. D'altro canto, questa "segnatura" non è una caratteristica esclusiva delle rocce HKS-ULUD, ma è stata rinvenuta anche in altri complessi ultra-potassici come quello di Sapucaí (Paraguay orientale) (Fig.8), che si trova in una zona completamente estranea a subduzione (COMIN-CHIARAMONTI *et al.*, 1991).

7 - Le condizioni particolari di T e P necessarie per mantenere condizioni di basso grado di fusione parziale, con partecipazione critica di titanati rispetto ad altre fasi minerali di mantello, possono essere giustificate proprio nell'ambito del particolare tipo di regime estensionale da noi proposto. Infatti una delaminazione "passiva" della litosfera continentale genera un rapido decremento di pressione, molto più rapido

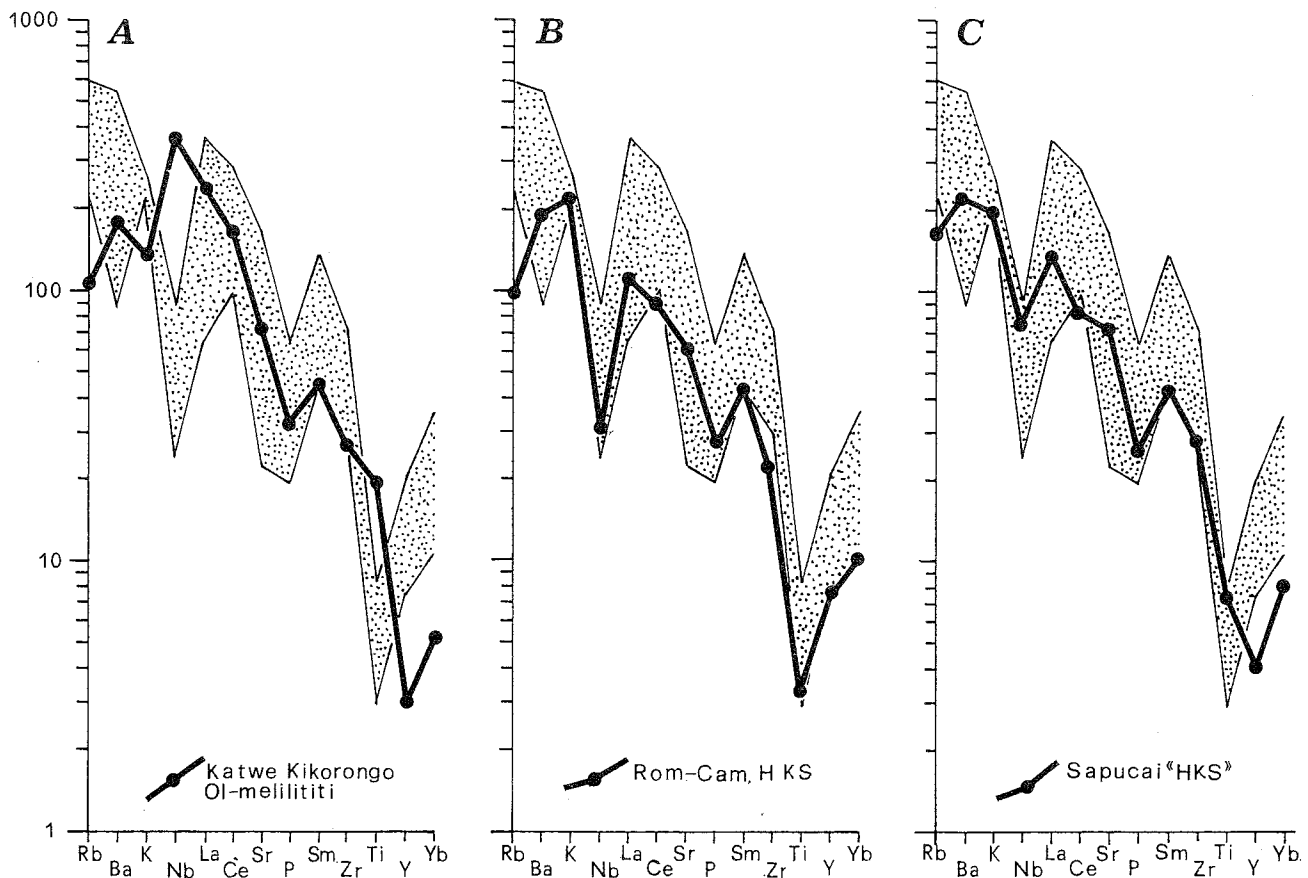


Fig. 8 - Figura da STOPPA & LAVECCHIA (1992) illustrante il campo di variazione delle abbondanze di una selezione di elementi incompatibili nelle melilititi ombre (area in grigio) confrontato con la composizione media di: A=lave melilititiche del Katwe-Kikorongo in Uganda (dati da DAVIES & LLOYD, in prep.), B=rocce HKS della Provincia Campano-Romana (dati da CIVETTA *et al.*, 1987), C=rocce del tipo "HKS" del graben di Sapucaí-Asuncion nel Paraguay orientale (dati da COMIN-CHIARAMONTI *et al.*, 1991). Valori normalizzati al mantello primordiale (WOOD *et al.*, 1979).

rispetto a un fenomeno di "rifting attivo", mentre contemporaneamente la decompressione adiabatica del mantello ne provoca un modesto ma critico raffreddamento. Queste condizioni di depressione termica del mantello e l'abbondanza di fluidi potrebbero in parte riprodurre le condizioni di fusione parziale ipotizzate al di sotto di zone di margine distruttivo, generando così le signature di tipo "collisionale" delle rocce italiane.

Tutte queste considerazioni sembrano indicare che le caratteristiche geochemiche del magmatismo del margine orientale tirrenico possono essere pienamente inquadrare in un processo di estensione litosferica e che un agente metasomatizzante costituito da fluidi alcalino-carbonatitici, altamente radiogenico non solo è necessario per giustificare le abbondanze di certi elementi in traccia molto difficilmente derivabili da composizioni crostali, ma può essere sufficiente a giustificare le peculiari caratteristiche delle rocce HKS e ULUD.

MODELLO MAGMATOGENETICO

Tenendo conto di quanto discusso nei paragrafi precedenti è possibile formulare un modello magma-

togenetico che interpreta il magmatismo tirrenico e peri-tirrenico in un contesto esclusivamente estensionale (Fig.9, Tab. 1).

Prima di illustrare questo modello è importante specificare il significato del termine litosfera. Secondo le definizioni più comuni, la litosfera è quella parte del mantello, isolata dai moti convettivi astenosferici, che perde calore per conduzione e la cui base corrisponde alla profondità dell' "isoterma orizzontale" (circa 1300°C corrispondenti all'inizio della fusione del solido peridotitico). Quest'ultima dovrebbe quindi continuare ad approfondirsi con il tempo, mentre è stato dimostrato che conserva una profondità costante (PARSON & SCLATER, 1977). Ciò ha fatto ipotizzare (MCKENZIE & BICKLE, 1988) l'esistenza di una instabilità convettiva, chiamata "Thermal Boundary Layer" (TBL), localizzata alla base della litosfera, al di sotto del "Mechanical Boundary Layer" (MBL), che rimuove materiale freddo litosferico e lo sostituisce con materiale caldo astenosferico (Fig.10).

I processi di assottigliamento ed estensione della litosfera continentale ed il conseguente sollevamento astenosferico con rapida risalita delle isoterme favoriscono la formazione nel TBL di fusi basici, la cui composizione varia da alcalina a subalcalina con l'aumentare del fattore di estensione β e quindi della quantità

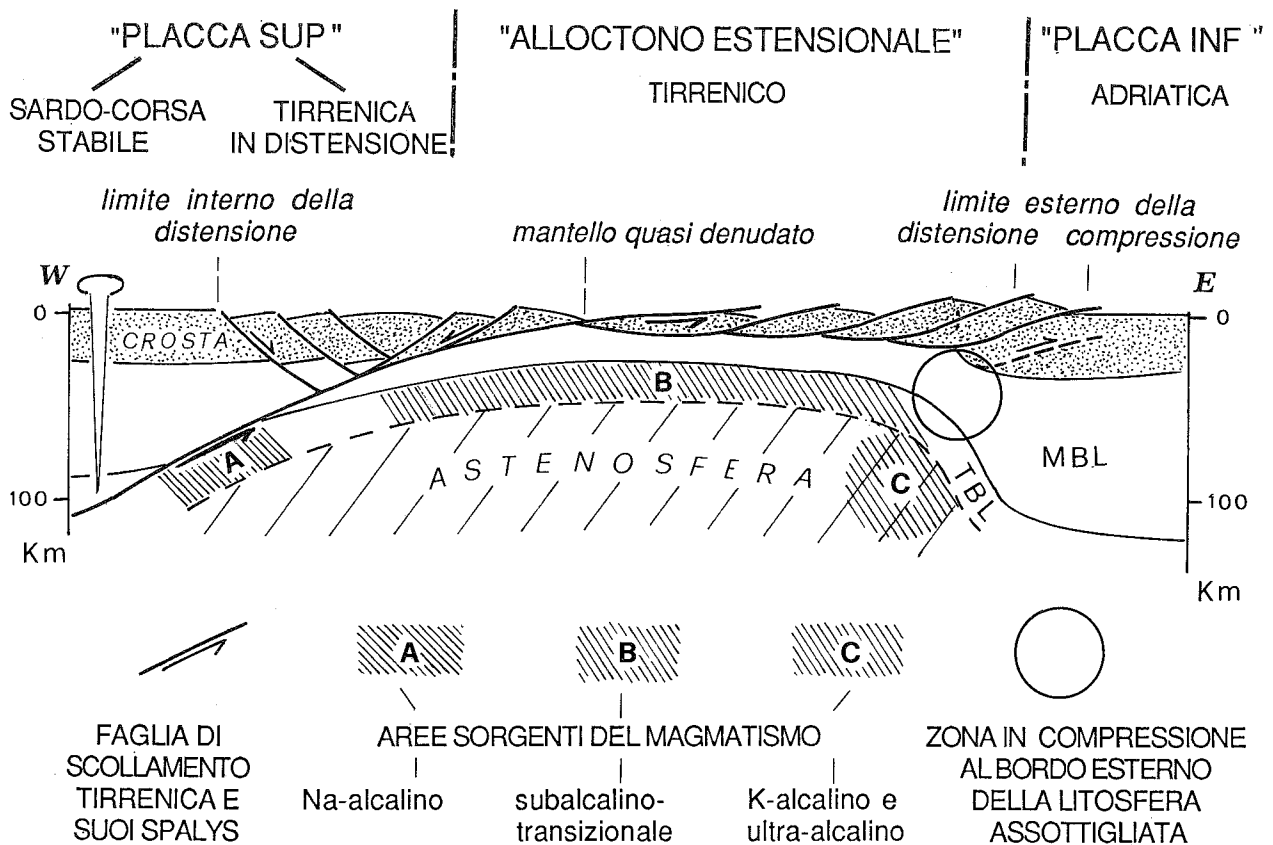


Fig. 9 - Schema riassuntivo della geometria del sistema Mar Tirreno- Appennini e localizzazione delle regioni sorgenti del magmatismo associato, lungo una sezione che si sviluppa in direzione W-E dall'entroterra sardo-corso all'avampaese adriatico.

di fusione parziale (MCKENZIE & BICKLE, 1988). Se si applica questo modello all'area tirrenica (LAVECCHIA & STOPPA, 1990), si osserva che la composizione media dei basalti subalkalino-transizionali tirrenici più primitivi ($Mg\#70$) corrisponde a quella predetta per i magmi basaltici generatisi in una litosfera estesa per un valore di $\beta=2.5 - 3$. La composizione media dei termini alcalino- sodici più primitivi del margine tirrenico occidentale e meridionale cade lungo l'estensione della stessa curva per valori di β più bassi.

I fusi basaltici generatisi alla base della litosfera possono risalire fino alla base della crosta, aumentando la temperatura e rendendo quindi possibile i processi di anatessi e di *mixing* tra fusi cristallini e subcristallini che caratterizzano il magmatismo della Provincia Magmatica Toscana.

Anche l'attività magmatica di ULUD e della Provincia Campano- Romana possono essere giustificati nell'ambito di un contesto tettonico di tipo estensionale, ma richiedono una area sorgente più profonda rispetto a quella dei prodotti transizionali, in cui i fluidi metasomatizzanti siano stabilizzati sotto forma di carbonato e flogopite essenziali. Un'area sorgente con tali caratteristiche può essere ragionevolmente localizzata al di sotto del limite di stabilità massima di dette fasi, nel mantello astenosferico alla base del TBL. Infatti, se il processo di metasomatizzazione dell'astenosfera ad opera di fluidi ricchi in CO_2 , LILE e Sr radiogenico, provenienti dal mantello inferiore è, come

da noi ipotizzato, un fenomeno relativamente giovane e veloce, associato allo sviluppo dell'estensione litosferica ed al conseguente sollevamento astenosferico, allora il TBL non dovrebbe ancora aver avuto

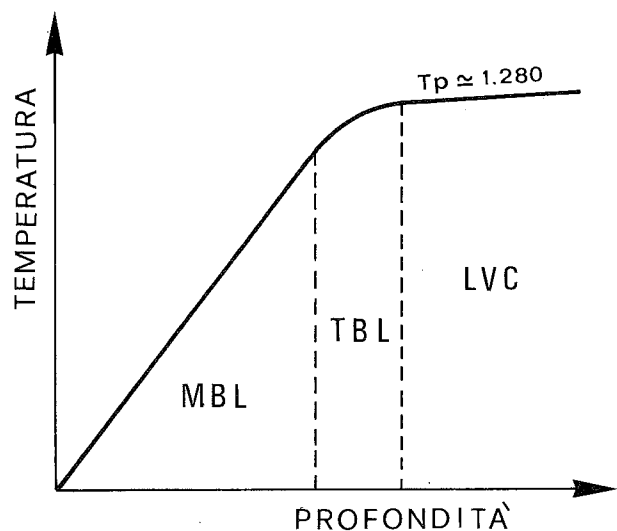


Fig. 10 - Diagramma temperatura-pressione per il sistema litosfera- astenosfera. MBL=mechanical boundary layer, TBL=thermal boundary layer, LVC=low velocity channel astenosferico, $T_p=1280^\circ C$ = temperatura potenziale dell'isoterma orizzontale in un "rift passivo", secondo MCKENZIE & BICKLE, 1988.

to modo di omogeneizzarsi con l'astenosfera risultando chimicamente e isotopicamente simile al sovrastante MBL. Fenomeni di intensa fenitizzazione possono però verificarsi nel MBL nelle zone raggiunte dalla frazione più volatile dei fluidi mantellici, privata della componente carbonatica ma ancora ricca in LILE e radiogenica, stabilizzata nelle fasi felsiche (K-feldspato) oltre che nella flogopite.

Quindi, il mantello astenosferico tirrenico, sollevato e arricchito da una componente alcalino-carbonatica, con una radiogenicità media moderata e con una composizione variabile da lherzolitica a pirossenitica con carbonato e flogopite, rappresenterebbe l'area sorgente dei fusi primitivi di ULUD e delle HKS (classi 3,4,5, zona C). Il sovrastante TBL non metasomatizzato, con una composizione harzburgitica, adiabaticamente decompresso, rappresenterebbe per differenti entità di estensione ($\beta=1.5 - 3$) e consequenzialmente fusione parziale, l'area sorgente dei magmi capostipiti alcalino-sodici del margine tirrenico occidentale e meridionale (classe 6, zona A) e di quelli subalcalino-transizionali del Tirreno meridionale (classe 2, zona B) (Fig.9 e Tav.1). In particolare, i primi sarebbero concentrati lungo il bordo occidentale del *rift* tirrenico, immediatamente al letto della faglia di scollamento litosferica, mentre i secondi sarebbero distribuiti nella litosfera tirrenica assottigliata ed allungata da deformazioni per taglio puro. Le zone fenitizzate all'interno del MBL, con radiogenicità media molto elevata, rappresenterebbero invece l'area sorgente dei lamproiti (classe 7). I prodotti del tipo KS della Provincia Campano-Romana e quelli calcocalini e shoshonitici delle Eolie potrebbero rappresentare il prodotto del *mixing* tra fusi subalcalino-transizionali litosferici ed ultra-potassici astenosferici, con un possibile contributo anche

dei fusi crostali per quello che riguarda le serie calcocaline (settore di sovrapposizione tra zone B e C).

Dalla distribuzione areale del magmatismo risulta evidente che mentre i prodotti litosferici possono facilmente raggiungere la superficie, essendo infatti presenti in tutto l'alloctono estensionale tirrenico e lungo i suoi margini, l'effusione in superficie dei prodotti astenosferici è molto meno comune e deve quindi verificarsi solo in concomitanza di condizioni particolarmente favorevoli. Infatti, i prodotti HKS e ULUD sono presenti solo al margine orientale del sistema tirrenico, in una zona caratterizzata da un forte contrasto di densità laterale tra astenosfera tirrenica risalita e litosfera adriatica non assottigliata. Questa eterogeneità laterale potrebbe essere responsabile dello sviluppo di un tettonica verticale pleistocenico-quadernaria che post-data la tettonica orizzontale e favorisce la risalita in superficie dei fusi. Durante la risalita dei magmi astenosferici verso la superficie si verificano processi di interazione con i termini litosferici, così da rendere possibili fenomeni di *mixing* e da giustificare la coesistenza nella Provincia Campano-Romana di serie KS ed HKS. La completa mancanza nell'area del Distretto Umbro-Laziale, localizzato in posizione più esterna rispetto alla Provincia Campano-Romana, dei prodotti sub alcalini o transizionali fornisce una conferma al nostro modello. Infatti poiché la zona di scollamento litosferico si approfondisce verso ovest, il mantello litosferico sotto ULUD risulta non assottigliato ed esteso e quindi non capace di produrre fusi basaltici litosferici.

La scarsità di prodotti del tipo HKS e ULUD, che caratterizza l'area a sud della discontinuità del 41° parallelo, potrebbe invece essere indicativa della presenza in questo settore di un campo deformativo orizzontale

ZONA MAGMATOTETTONICA	COMPOSIZIONE ESSENZIALE SORGENTE	LIVELLI STRUTTURALI MAGMATOGENETICI	PROFONDITA' DELLA SORGENTE	CLASSE STATISTICA E LITOTIPI	PROV. TOSCANA	SISCO MT-ORALFINA	EOLIE	TIRRENO	SARDEGNA-SICILIA	PROV. CAMP.-ROMANA	ULUD
Zona B="alloctono estensionale" $\beta=1.5-3$	Granuliti acide	C R O S T A	20Km	1=graniti	X		X	X			
	h K-feldspati	L M B L	<50Km	7=lamproiti		X					
	z r b u r g i t e	T O S F E R A	<60Km	2=basalti subalcalini-transiz., calcocalini e shoshonitici, KS	X		X	X	X	X	
Zona A="placca superiore"	Na-anfibolo	L	50-70Km	6=serie sodiche			X	X			
Zona C="bordo esterno alloctono estensionale"	lherzolite, clinopirossenite con carbonato e flogopite	ASTENOSFERA	70-80Km	3-4=(HKS) tefriti, leucititi, fonoliti	X		X			X	
			>80Km	5=(ULUD) meliliti, carbonatiti					X	X	

Tab. 1 - Tabella sinottica delle principali caratteristiche magmatogenetiche dell'area tirrenica. Le zone magmatotettoniche (A, B, C) e le transizioni strutturali magmatogenetiche sono quelle descritte in questo lavoro. Le informazioni relative alla composizione ed alla profondità delle aree sorgenti sono desunte dalla mineralogia dei noduli peridotitici presenti nelle rocce (COULON, 1967; RUTTER, 1987; GAETA *et al.*, 1991; CONTICELLI & PECCERILLO, 1990; STOPPA & LUPINI, 1991; CIONI *et al.*, 1991) e dalla petrologia sperimentale (BAILEY, 1987; CUNDARI & FERGUSON, 1991 e bibliografia inclusa). La suddivisione in classi statistiche (1,2,3,4,5,6, 7) delle magmatiti tirreniche e peri-tirreniche deriva da LAVECCHIA & STOPPA (1990). TBL="Thermal Boundary Layer"; MBL="Mechanical Boundary Layer"; con le croci sono indicate le associazioni magmatiche presenti in ogni distretto o provincia; il rigato obliquo indica l'associazione magmatica predominante.

ancora attivo, che impedisce lo sviluppo di deformazioni prevalentemente verticali, tipicamente associate alle fasi di riequilibrio isostatico. E' evidente quindi che il contesto tettonico non solo condiziona nel tempo e nello spazio le modalità di propagazione dei fusi verso i livelli più superficiali e la possibilità di fenomeni di ibridismo tra magmi diversi generati sulla stessa verticale, ma controlla anche la profondità dell'area sorgente ed addirittura concorre alla modificazione della composizione della sorgente.

CONSEGUENZE DINAMICHE DELLA PROPAGAZIONE ASIMMETRICA DELLA DISTENSIONE E CONSIDERAZIONI FINALI

L'apparente dicotomia genetica tra rocce alcaline e calcalcaline italiane trova un suo parallelo tettonico nella necessità di giustificare sia dal punto di vista cinematico che dinamico la presenza di strutture compressive (orogene appenninico) che si sviluppano al fronte dell'alloctono tirrenico in distensione. Dal punto di vista cinematico, la peculiare struttura del sistema Mar Tirreno-Appennini può essere attribuita al progressivo spostamento verso est di blocchi crostali con

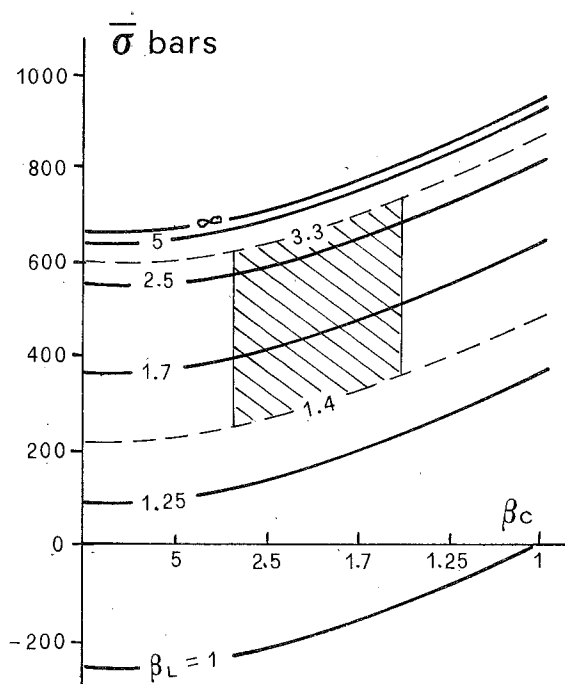


Fig. 11 - Relazioni teoriche tra magnitudo degli sforzi (σ =sforzo elastico medio) e fattore di estensione β (β =lunghezza finale/lunghezza iniziale) (da TURCOTTE & EMERMAN, 1983, modificato). Assumendo uno spessore di 50 km per la litosfera elastica, lo sforzo compressionale medio che può svilupparsi al limite esterno della zona a litosfera assottigliata è dato come funzione del fattore di estensione crostale β_c per vari valori del fattore di estensione litosferica β_L . Valori positivi di β corrispondono a sforzi distensivi nella zona del *rift* e compressionali nella litosfera adiacente. L'area a tratteggio obliquo corrisponde ai valori di β_c e β_L da noi valutati per l'alloctono estensionale tirrenico.

conseguente distensione alle spalle e compressione al fronte. Dal punto di vista dinamico, l'esistenza di deformazioni compressive, coeve e coassiali a quelle distensive, può invece essere, almeno in via ipotetica, giustificata se si considera l'asimmetria del limite litosfera-astenosfera sui due lati del *rift*. Un gradiente temperatura-pressione graduale sul bordo occidentale e brusco su quello orientale è ipotizzabile proprio sulla base della distribuzione asimmetrica delle associazioni magmatiche sui due lati del *rift*. Infatti, la presenza sul margine orientale sardo-corso di serie alcalino-sodiche che gradualmente passano alle serie subalcalino-transizionali tirreniche indicano un graduale sollevamento, spostandosi verso est, della area sorgente e quindi della base della litosfera. Invece, la presenza sul bordo orientale di serie ultra-potassiche del tipo HKS, associate alle serie potassico-transizionali del tipo KS, implica una brusca variazione della composizione e della profondità dell'area sorgente ed evidenzia una lacuna nella distribuzione delle sorgenti magmatiche litosferiche in un intervallo di profondità, che può essere compreso tra 50 e 70 km. Ciò suggerisce l'esistenza di un netto gradino tra la litosfera tirrenica assottigliata e quella adriatica non assottigliata.

Una topografia di tale genere, implicando una forte differenza in pressioni litostatiche tra le due regioni, è in grado di favorire lo sviluppo di forze deviatoriche orizzontali che vengono trasmesse dall'area tirrenica a quella adriatica. In particolare, la magnitudo dello sforzo compressionale che può svilupparsi è funzione dell'entità di assottigliamento della crosta e del mantello litosferico (TURCOTTE & EMERMAN, 1983). Applicando questo modello, all'area studiata è possibile valutare una magnitudo compresa tra 200 e 900 bars per le forze compressive che dovrebbero essere generate dal processo di *rifting* tirrenico (Fig. 11). Questi valori potrebbero essere sufficienti a generare la catena appenninica se si considera che il limite superiore per gli sforzi di taglio necessari a produrre le faglie inverse che determinano il sistema compressivo himalaiano è stato valutato pari a 200 - 300 bar (BIRD, 1978). La presenza di una sismicità sub-crostante (AMATO & SELVAGGI, 1991), con meccanismi focali di tipo compressivo (AMATO, comunicazione personale), localizzata alla profondità di alcune decine di chilometri al limite esterno dell'area toscana a crosta assottigliata ed al di sotto dell'area di catena umbro-marchigiana, si inserisce molto bene in questo modello e può essere considerata come testimonianza dell'attività attuale di forze deviatoriche orizzontali al limite esterno del settore litosferico assottigliato. In tale ottica, l'Appennino esterno viene da noi definito "orogene senza collisione".

Concludendo, in questo lavoro abbiamo analizzato semiquantitativamente alcuni aspetti peculiari e problematici del magmatismo e della tettonica del sistema Mar Tirreno-Appennini ed abbiamo verificato che una spiegazione plausibile della loro esistenza è possibile in una situazione di *rift* intra-continentale che a nostro avviso rappresenta, quindi, una alternativa praticabile rispetto a modelli più classici di tipo subduzionista.

LAVORI CITATI

- ALLEGRE C.J. & HART S.R. (1978) - *Trace elements in igneous petrology*. In: DEVELOPEMENTS IN PETROLOGY, Elsevier, **5**, 272 pp.
- AMATO A. & SELVAGGI G. (1991) - *Terremoti crostali e subcrostali nell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti (questo volume).
- ASPEN P., UPTON B.G.J. & DICKIN A.P. (1990) - *Anorthoclase, sanidine and associated megacrysts in Scottish alkali-basalts: high-pressure syenitic debris from upper mantle source?*. Eur. J. Mineral., **2**, 503 - 517.
- BAILEY D.K. (1985) - *Fluids, melts, flowage and styles of eruption in alkaline-ultra-alkaline magmatism*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., **88**, 449 - 457.
- BAILEY D.K. (1987) - *Mantle metasomatism: prospective and prospect*. In: "Alkaline Igneous Rocks", FITTON J.C. & UPTON B.G.J. (eds), 1-13.
- BECCALUVA L., BONATTI E., DUPUY C., FERRARA G., INNOCENTI F., LUCCHINI F., MACERA P., PETRINI R., ROSSI P.L., SERRI G., SEYLER M. & SIENA F. (1990) - *Geochemistry and mineralogy of volcanic rocks from ODP sites 650, 651, 655 and 654 in the Tyrrhenian Sea*. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results*, **107**, 49 - 74.
- BECCALUVA L., DI GIROLAMO P. & SERRI G. (1991) - *Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy*. Lithos, **26**, 191 - 221.
- BIRD P. (1978) - *Initiation of intra-continental subduction of the Himalaya*. Journ. Geoph. Research, **83**, 4975 - 4987.
- BOSI C., LOCARDI E. & VILLA I. (1991) - *Il distretto magmatico abruzzese*. In: "EVOLUZIONE DEI BACINI NEOGENICI E LORO RAPPORTI CON IL MAGMATISMO PLIO- QUATERNARIO NELL'AREA TOSCO-LAZIALE". Workshop di Pisa, 12-13 Giugno 1991. Riassunti, 68 - 69.
- BROZZETTI F., LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1991) - *Presentazione di alcuni aspetti tettonico- strutturali e petrologici del distretto ultra-alcaino umbro- laziale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP 11, App. Centr. in stampa.
- BUCK R. (1986) - *Small-scale convection induced by passive rifting: the cause for uplift of rift shoulders*. Earth Plan. Sc. Letters, **77**, 362 - 372.
- CIONI R., DELL'AIUTO P., SBRANA A. & VERNIA L. (1991) - *Il ruolo dell'attività idromagmatica terminale nella formazione della struttura di Montefiascone*. In: "EVOLUZIONE DEI BACINI NEOGENICI E LORO RAPPORTI CON IL MAGMATISMO PLIO- QUATERNARIO NELL'AREA TOSCO- LAZIALE". Workshop di Pisa, 12 - 13 Giugno, 1991, Riassunti, 82.
- CIVETTA L., FRANCALANCI L., MANETTI P. & PECCERILLO A. (1987) - *Petrological and geochemical variations across the Roman Comagmatic Province: inference of magma genesis and crust mantle evolution*. In: "THE LITHOSPHERE IN ITALY. ADVANCES IN EARTH SCIENCE RESEARCH". (BORIANI *et al.*, Ed.), Atti Accademia Nazionale dei Lincei, **86**, 250 - 269.
- COMIN-CHIARAMONTI P., CAPALDI G., CENSI P., CUNDARI A., DEMIN A., GOMEZ C.B., ORUE' D., PETRINI R., PICCIRILLO E.M. & VELAZQUEZ V.F. (1991) - *Geochemistry of Mesozoic K-alkaline complexes from Central Eastern Paraguay*. Plinius, **6**, 149 - 153.
- CONTICELLI S. & PECCERILLO A. (1990) - *Petrological significance of high-pressure ultramafic xenoliths from ultrapotassic rocks of Central Italy*. Lithos, **24**, 305 - 322.
- COULON C. (1967) - *L'intrusion basaltique de Santu Bainzu (Sardaigne Septentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **88**, 517 - 526.
- CRISCI G.M., DE ROSA R., ESPERANCA S., MAZZUOLI R. & SONNINO M. (1991) - *Temporal evolution of a three component system: the island of Lipari (Arolian Arc, southern Italy)*. Bull. Volc., **53**, 207 - 221.
- CUNDARI A. (1979) - *Petrogenesis of leucite-bearing lavas in the Roman Volcanic Region, Italy*. Contr. Min. Petr., **70**, 9 - 21.
- CUNDARI A. (1980) - *Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks: Facts or fashion?* Contrib. Mineral. Petrol., **73**, 432 - 434.
- CUNDARI A. & FERGUSON A. K. (1991) - *Petrogenetic relationship between melilitite and lamproite in the Roman Comagmatic Region: the lavas of S.Venanzo and Cupaello*. Contrib. Mineral. Petrol., **107**, 343 - 357.
- DI GIROLAMO P. (1978) - *Geotectonic setting of Miocene-Quaternary volcanism in and around the eastern Tyrrhenian Sea border (Italy), as deduced from major element geochemistry*. Bull. Volc., **41**, 229 - 250.
- DAVIES G.R. & LLOYD E.F. (in prep) - *Pb-Sr-Nd isotope and trace element data bearing on the origin of the potassic sub-continental lithosphere beneath South West Uganda*.
- EDGAR A.D. & ARIMA M. (1983) - *Conditions of phlogopite crystallization in ultrapotassic volcanic rocks*. Mineral. Mag., **47**, 11 - 19.
- GAETA M. (1991) - *Xenoliti ultrafemiche nel magmatismo potassico quaternario dell'Italia centrale*. In: CROP 11-APPENNINO CENTRALE. Workshop di Roma, 28-29 novembre, Riassunti, 77 - 78.
- FOLEY, S.F. & WHELLER G.E. (1990) - *Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates*. Chemical Geology, **85**, 1 - 18.
- HOLM P.M. & MUNKSGAARD N.C., (1982) - *Evidence for mantle metasomatism: an oxygen and strontium isotope study of the Vulsinian District, Central Italy*. Earth. Planet. Sci. Lett., **60**, 376 - 388.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *L'Appennino Umbro-Marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467 - 476.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Appennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263 - 296.

- LAVECCHIA L. & STOPPA F. (1989) - *Tettonica e magmatismo nell'Appennino settentrionale lungo la geotraversa Isola del Giglio-Monti Sibillini*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 237 - 254.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1990) - *The Tyrrhenian zone: a case of lithosphere extensional tectonic control of intra-continental magmatism*. Earth Plan. Sci. Letters, **99**, 336 - 350.
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. & SYMONDS P.A. (1986) - *Detachment faulting and the evolution of passive continental margins*. Geology, **14**, 246 - 250.
- LLOYD F.E. & BAILEY D.K. (1975) - *Light element metasomatism of the continental mantle: the evidences and consequences*. Phys. Chem. Earth., **9**, 389 - 416.
- LOCARDI E. (1985) - *Neogene-Quaternary Mediterranean volcanism: the Tyrrhenian example*. In: GEOLOGICAL EVOLUTION OF MEDITERRANEAN BASIN. New York, STANLEY D.J. & WEZEL F.C. (Eds.), Springer-Verlag, 273 - 291.
- LOCARDI E. (1990) - *Le mineralizzazioni fluoritifere laziali sono delle carbonatiti: l'esempio di Pianciano*. L'Industria Mineraria, **6**, 1 - 6.
- MCKENZIE D. (1989) - *Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle*. Earth Plan. Sci. Letters, **95**, 53 - 72.
- MCKENZIE D. & BICKLE M.J. (1988) - *The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere*. Journ. Petrol., **29**, 625 - 679.
- PARSONS B. & SCLATER J.C. (1977) - *An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age*. J. Geophys. Res., **82**, 803 - 827.
- PEARCE J.A. (1982) - *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*. In: "ANDESITES: OROGENIC ANDESITES AND RELATED ROCKS", THORPE R.S. (Ed), WILEY & Sons, Chichester, 525 - 548.
- PECCKERILLO, A. (1985) - *Roman comagmatic province (Central Italy): evidence for a subduction-related magma genesis*. Geology, **13**, 103 - 106.
- PECCKERILLO A. (1990) - *On the origin of Italian magmas*. Comments. Chem. Geol., **85**, 183 - 196.
- PECCKERILLO A. & MANETTI P. (1985) - *The potassium alkaline volcanism of central-southern Italy: a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., **88**, 379 - 394.
- PECCKERILLO A., POLI G. & SERRI G. (1987) - *Petrogenesis of Orenditic and Kamafugitic Rocks from Central Italy*. Canad. Miner., **26**, 45 - 65.
- POLI G., FREY F.A. & FERRARA G. (1984) - *Geochemical characteristics of the South Tuscany (Italy) magmatic province: constraints on lava petrogenesis*. Chem. Geol. **43**, 203 - 221.
- ROGERS N.W., HAWKESWORTH C.J., PARKER R.J. & MARSH J.S. (1985) - *The geochemistry of potassic lavas from Vulcini, Central Italy and implications for the mantle enrichment processes beneath the Roman Province*. Contr. Mineral. Petrol., **90**, 244 - 257.
- RUTTER M.J. (1987) - *The nature of the lithosphere beneath the Sardinian Continental block: mantle and deep crustal inclusions in mafic alkaline lavas*. Lithos, **20**, 225 - 234.
- SAVELLI C. (1984) - *Evoluzione del vulcanismo cenozoico (da 30 MA al presente) nel Mar Tirreno e nelle aree circostanti: ipotesi geocronologica sulle fasi di espansione oceanica*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 111 - 119.
- SENGOR A.M.C. & BURKE K. (1978) - *Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications*. Geoph. Research Letters, **5**, 419 - 421.
- STOPPA F. & LAVECCHIA G. (1992) - *Late Pleistocene ultra-alkaline magmatic activity in the Umbria-Latium region: an overview*. Journ. Geoth. Volc. Researches, in stampa.
- STOPPA F. & LUPINI L. (1991) - *Caratteristiche identificative di una roccia carbonatitica del Pleistocene superiore affiorante presso Polino (TR, Umbria)*. Questo volume.
- TURCOTTE D.L. & EMERMAN S.H. (1983) - *Mechanisms of active and passive rifting*. Tectonophysics, **94**, 39 - 50.
- TURI B. & TAYLOR H.P. (1986) - *Oxygen isotopes studies of potassic volcanic rocks of the Roman Province*. Central Italy. Contrib. Mineral. Petrol., **55**, 1 - 31.
- VOLLMER R. (1976) - *Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy*. Geochim. Cosmochim. Acta, **40**, 283 - 295.
- WERNICKE B. (1981) - *Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen*. Nature, **291**, 645 - 648.
- WYLLIE P.J., BAKER B. M. & WHITE S.B. (1990) - *Experimental boundaries for the origin and evolution of carbonatites*. Lithos, **26**, 3 - 19.
- WOOD D.A., JORON J.L. & TREUIL M. (1979) - *A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting*. Earth. Planet. Sci. Letter., **45**, 326 - 336.
- WOOLEY A.R. & KEMPE D.R.C., (1989) - *Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution*. In: BELL K. (Ed.) - Carbonatites, UNWIN HYMAN, London, 1 - 13.