

VULCANISMO NELLE ZONE DI COLLISIONE CONTINENTALE: L'ESEMPIO DEL MEDITERRANEO ORIENTALE

FRANCO INNOCENTI

Dipartimento di Scienze della Terra, via S. Maria 53, 56100 Pisa

PIERO MANETTI

Centro di studio per la Mineralogia e Geochimica dei Sedimenti, via La Pira 4, 50121 Firenze

ROBERTO MAZZUOLI

Dip. di Scienze della Terra, Univ. della Calabria, Castiglione Cosentino Stazione, 87030 Cosenza

LETTERIO VILLARI

Istituto Internazionale di Vulcanologia, viale R. Margherita 6, 95123 Catania
e Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, via dei Verdi 75, 98100 Messina

RIASSUNTO. — In questo lavoro viene discussa l'evoluzione spazio-temporale del vulcanismo in funzione dei processi di collisione continentale che assumono modalità differenti comprese tra due casi limite. Nel primo la convergenza cessa dopo la principale fase di collisione, nel secondo invece continua senza che si abbia una contemporanea subduzione di litosfera oceanica. La zoneografia del vulcanismo orogenico appare significativamente distinta nei due casi che sono esemplificati nel Mediterraneo orientale nelle due aree di collisione delle Ellenidi settentrionali (fase eo-oligocenica) e della Turchia orientale (fase pliocenica).

La litosfera continentale subisce durante e dopo i processi collisivi ampie deformazioni descritte secondo due modelli di comportamento reologico alternativi di tipo rispettivamente continuo e discontinuo. L'analisi della evoluzione del vulcanismo nell'area mette in evidenza come in questo settore della catena alpina l'approccio discontinuo risulti più consistente con i dati di osservazione.

Si ritiene che la tettonica a placche sia ancora in grado di offrire spiegazioni esaurienti per l'insieme dei processi sia ignei che deformativi che interessano la litosfera durante e dopo la collisione continentale. L'analisi spazio temporale del vulcanismo in queste aree, mostra inoltre che non è possibile applicare univocamente schemi semplicistici della sua evoluzione per ricostruzioni paleogeodinamiche.

ABSTRACT. — The evolution in space and time of volcanism is here discussed, with reference to different processes of continental collision. In a first type the convergence stops after the principal collision phase, while in a second one the convergence continues without a contemporary subduction of oceanic lithosphere.

The zoneography of orogenic volcanism appears significantly distinct for each type, as exemplified in the two areas of collision of eastern Mediterranean, northern Hellenides (eo-oligocenec phase) and eastern Turkey (pliocenic phase).

Continental lithosphere undergoes large deformations during and after the collision processes, as described by two alternative models of continuous and discontinuous rheological behaviour. The analysis of the evolution of volcanism in the aegean area points out a better consistence of the discontinuous approach for this sector of the alpine belt.

Plate tectonics appears to provide still exhaustive explanations for both igneous and deformation processes affecting the lithosphere during and after the continental collision.

The analysis in space and time of volcanism in the above mentioned areas shows that its evolution cannot be univocally used in palaeogeodynamical reconstructions.

1. Introduzione

Nel quadro della tettonica a placche le aree convergenti rappresentano zone di speciale interesse per la complessità dei processi geologici e ignei che in esse si verificano. I processi di subduzione sono sempre accompagnati dalla produzione di magmi la cui evoluzione costituisce un'espressione della cinematica e della dinamica del sistema convergente.

I numerosi dati raccolti nelle aree di subduzione attiva hanno consentito di proporre

schemi relativamente diffusi, che legano le caratteristiche del vulcanismo e le sue variazioni nel tempo e nello spazio con l'evoluzione geotettonica dell'area nella quale si collocano. Questi schemi sono stati, talora con successo, applicati particolarmente alle ricostruzioni paleogeodinamiche.

I processi convergenti possono portare come ultimo atto della loro evoluzione a fenomeni di collisione fra masse continentali che costituiscono uno degli elementi più drammatici nell'evoluzione dei sistemi orogenici. La loro articolazione risulta estremamente complessa ed ancora non perfettamente compresa: la descrizione dei processi di collisione continentale ha seguito vie anche profondamente divergenti, basate su principi che mettono talvolta in dubbio i fondamenti stessi della tettonica globale.

L'attività ignea riflette la complessità del quadro geotettonico nel quale si manifesta e, se opportunamente chiarita, può portare utili contributi alla comprensione dei modelli proposti per il comportamento reologico dei sistemi in convergenza.

In questo lavoro si intende analizzare la modalità di sviluppo spazio-temporale del vulcanismo nelle aree di collisione continentale, confrontandone i lineamenti essenziali con gli schemi evolutivi usualmente adottati nelle zone di convergenza ed esaminando le loro implicazioni sulla interpretazione dei meccanismi deformativi che hanno agito nella litosfera. Tali problemi saranno illustrati da esempi tratti dal Mediterraneo orientale dove l'orogenesi alpina ha prodotto estese deformazioni post-collisionali associate ad intense manifestazioni magmatiche.

2. Processi di collisione continentale e vulcanismo

Le zone convergenti sono caratterizzate dalla presenza di un arco magmatico nel quale posizione e natura dei prodotti eruttati sono controllati dalla geometria del sistema. Dal momento che la profondità della zona sismica inclinata sotto gli archi attivi si mantiene fra valori compresi per lo più tra 150 e 250 km (GILL, 1981), la distanza del fronte vulcanico dal confine convergente dipende in modo determinante dall'angolo Φ di immersione della placca sottoscorrente (LUYENDIK, 1970). Esiste inoltre una generale cor-

relazione fra caratteristiche chimiche dei magmi eruttati e profondità della zona sismica inclinata (*b*), osservandosi in generale magmi relativamente più alcalini in corrispondenza dei più alti valori di *b* (DICKINSON, 1975).

Nella storia di un sistema convergente avremo variazioni nella posizione del fronte vulcanico e/o nell'affinità dei prodotti emessi ogni volta che la geometria del sistema subirà modificazioni. Queste possono essere dovute all'interazione di molteplici fattori, quali variazioni nella velocità di convergenza, età della litosfera oceanica sottoscorrente, sue caratteristiche (CROSS e PILGER, 1982) ed infine distacco del segmento litosferico subdotto.

Si deve inoltre ricordare che vulcanismo e subduzione non sono processi rigorosamente sincroni. Esiste infatti un fenomeno di isteresi che si manifesta soprattutto nelle fasi iniziali e finali del processo convergente, ma anche durante la sua evoluzione, se variano le condizioni dinamiche che controllano il sistema. Di fatto l'effetto della dinamica profonda sul vulcanismo è sempre caratterizzata da un ritardo più o meno ampio la cui unità di misura è comunque il milione di anni.

Una delle cause più comuni e geologicamente più significative che determinano la conclusione dei processi subduttivi è rappresentata dalla collisione continentale. In questo caso, infatti, la densità relativamente bassa delle masse continentali impedisce una loro efficiente partecipazione alla subduzione (MCKENZIE, 1969). Tuttavia, in casi particolari, si può ipotizzare uno sdoppiamento della crosta stessa ed una limitata subduzione della crosta inferiore.

Questo processo è destinato in ogni modo ad esaurirsi in tempi relativamente brevi.

Il processo di collisione continentale è sempre legato ad una sostanziale modifica dell'assetto geostrutturale; due modelli limite sono ipotizzabili:

1) la collisione determina la totale cessazione dei movimenti convergenti. In questo caso il segmento subdotto tende ad accentuare l'angolo di immersione, in quanto sollecitato esclusivamente dal proprio peso. Infine si produrrà il distacco della litosfera sottoscorsa (ELSASSER, 1971; MOLNAR e ATWATER, 1978);

2) la convergenza continua anche dopo la collisione continentale. Questa situazione è certamente più rara della precedente in quanto richiede che il movimento della placca sottoscorrente sia dovuto all'azione concomitante di due forze, una rappresentata dalla gravità e l'altra determinata da processi di spinta a tergo. In questo caso la resistenza esercitata dalla massa opponente non è sufficiente a contenere la sollecitazione della convergenza, producendosi conseguentemente la penetrazione del continente nel continente, associata ad una estesa deformazione litosferica (MCKENZIE, 1972). La geometria del sistema convergente subisce una variazione complessa. Infatti all'atto della collisione continentale l'inclinazione della placca subdotta tende ad accentuarsi per poi subire una variazione negativa al momento del collasso della resistenza ed al conseguente aumento di velocità convergente. Anche in questo caso l'evento finale è rappresentato dal distacco del segmento subdotto per il progressivo esaurirsi del movimento.

I processi di collisione continentale sono sempre associati a fasce di deformazione più o meno estese. La complessità del contesto deformativo è così accentuata da non consentirne la descrizione semplicemente in termini di placche rigide anche nei loro bordi.

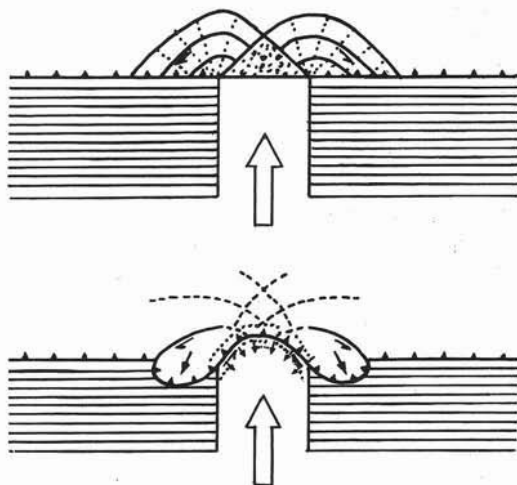


Fig. 1. — Modello di penetrazione di una massa rigida continentale (indicata dalla freccia vuota) in una massa a comportamento plastico. Nella parte superiore è rappresentata la fase di contatto con la formazione di una zona che si comporta rigidamente (puntinata) di fronte al cuneo che si indenta. Gli stress principali sono massimi in questo triangolo e decrescono da questo lungo le « slip-lines » curve. La parte inferiore mostra come l'ulteriore penetrazione del cuneo rigido provoca un flusso laterale di materiale nella direzione indicata dalle frecce piene. Le linee orizzontali rappresentano la litosfera oceanica, i triangoli le zone di subduzione (da TAPPONNIER, 1977; MOLNAR e TAPPONNIER, 1978).

TABELLA 1
Vulcanismo e collisione continentale

| | GEOMETRIA DELLA SUBDUZIONE | VARIAZIONI SPAZIALI DEL FRONTE VULCANICO | VARIAZIONI CHIMICHE NEL TEMPO |
|--------------------------------|---|--|---|
| CESSAZIONE DELLA CONVERGENZA | AUMENTO DI DISTACCO DEL SEGMENTO LITOSFERICO | AVANZAMENTO CONTINUO | GENERALE AUMENTO DI K ALL'INTERNO DEL CICLO OROGENICO |
| PROSECUZIONE DELLA CONVERGENZA | VARIAZIONE COMPLESSA GENERALMENTE CON AUMENTO E SUCCESSIVA DIMINUIZIONE DELL'ANGOLO | ARRETRAMENTO SPESSE DISCONTINUO | DISTINTI CICLI OROGENICI |

Si è pertanto sviluppata un'ipotesi che fa riferimento a comportamenti reologici della litosfera differenziati nei due blocchi a contrasto. Secondo questa visione uno dei due blocchi si comporta rigidamente, mentre l'altro, interessato sul margine da processi vulcanici, assume un comportamento di tipo plastico (MOLNAR e TAPPONNIER, 1977). In

questa condizione la litosfera cola lateralmente nella zona di minore resistenza, sotto la spinta del blocco rigido che è generalmente modellato come un cuneo. Il flusso litosferico si realizza con andamento generalmente divergente rispetto alle zone di indentazione (fig. 1). Sono stati sviluppati modelli semplificati di tipo bidimensionale che

consentono di descrivere il flusso mediante l'individuazione di linee di scorrimento relativo il cui andamento è confrontato con le lineazioni strutturali (MOLNAR e TAPPONNIER, 1978).

Questi modelli che, come già detto, sono di tipo qualitativo, non sono tuttavia confrontabili in maniera diretta ed immediata con la realtà geologica anche perchè è opportuno rimarcare che « slip-lines are not faults » (ENGLAND e MCKENZIE, 1982).

Una modellizzazione alternativa maggiormente ancorata ai fondamenti della tettonica globale è rappresentata dall'ipotesi che descrive le complessità strutturali delle zone di collisione continentale in termini di deformazione non continua. Secondo questa visione il risultato dell'impatto continentale produce un processo di frammentazione litosferica con generazione di blocchi fondamentalmente rigidi. In pratica si realizza fra le due grandi placche continentali in opposizione un mosaico interposto di microplacche in movimento largamente indipendente, la cui cinematica rende conto della complessa situazione strutturale della fascia collisionale (MCKENZIE, 1972; DEWEY et al., 1973).

Le significative variazioni della geometria della subduzione, nonché le intense deformazioni subite dalla placca sottoscorrente, trovano un preciso riscontro nell'evoluzione del vulcanismo.

I caratteri fondamentali delle variazioni del vulcanismo secondo le due principali modalità di interazione nella collisione continentale sono riassunti nella tab. 1. Nei due casi limite previsti, l'evoluzione del vulcanismo nello spazio e nel tempo e le sue variazioni risultano significativamente differenziate. Infatti nel caso più generale dell'arresto della convergenza, è prevedibile un continuo avanzamento del fronte vulcanico accompagnato da un progressivo aumento di alcalinità.

Questa evoluzione caratterizza la fase senile del ciclo vulcanico orogenico. Se invece la convergenza prosegue dopo la fase collisionale le variazioni del chimismo e della distribuzione spazio-temporale del vulcanismo risultano notevolmente più complesse. In generale è possibile prevedere un arretramento discontinuo del fronte vulcanico associato ad una regressione del grado di alcalinità e quindi allo sviluppo di un nuovo ciclo evolutivo

indipendente dal primo. La conclusione di questo secondo ciclo sarà ancora una volta caratterizzata dalla emissione di prodotti via via più ricchi in potassio fino a shoshoniti. La posizione spaziale di questo vulcanismo tenderà ad occupare però zone sempre più arretrate rispetto alla fascia collisionale ormai suturata, in risposta al processo di avanzamento-smembramento prodotto dal progredire della convergenza. I processi geodinamici che si verificano in questa fase sono causa dei fenomeni deformativi che, come ricordato, sono descrivibili attraverso due ipotesi alternative. Il vulcanismo assume all'interno dei due modelli uno sviluppo differenziato. Ciò consente di utilizzare la ricostruzione della storia vulcanica per porre dei vincoli all'applicazione di una delle due ipotesi. I caratteri del vulcanismo conseguenti all'assunzione di una diversa reologia della litosfera sono i seguenti:

a) *Approccio continuo*

La deformazione litosferica presenta caratteri essenzialmente plastici. Il flusso divergente di materia verso zone di minor resistenza tende a produrre processi di assottigliamento che, nel caso teorico di materiali a comportamento plastico, perdura prescindendo dalla variazione della sollecitazione applicata. Questo processo determina una risalita del materiale astenosferico con la conseguente modificazione delle condizioni termobariche. I processi magmagenetici possono quindi avere luogo; il vulcanismo, una volta innescato, interesserà la zona deformata proseguendo al perdurare dell'assottigliamento. La sua intensità inoltre è destinata ad incrementarsi ed a raggiungere il massimo, in corrispondenza della massima fase deformativa.

b) *Approccio discontinuo*

Il vulcanismo si localizzerà essenzialmente lungo le linee di discontinuità geotettonica. Tuttavia, usando il quadro strutturale caratterizzato da microzolle in movimento relativo, il tipo di interazione dominante sarà trascorrente. Lo sviluppo del vulcanismo sarà quindi limitato a quei particolari settori dove gli sforzi trascorrenti inducono locali assetti tensionali; le manifestazioni eruttive saranno pertanto non solo localizzate ma anche limi-

TABELLA 2
*Vulcanismo e modelli di deformazione litosferica
 nelle fasi post-collisione continentale*

| TIPO DI APPROCCIO | DEFORMAZIONE | VULCANISMO | AFFINITA' |
|-------------------|--------------------------------------|--|--|
| CONTINUO | PLASTICA | DIFFUSO, INTENSITA' IN AUMENTO NEL TEMPO | GENERALMENTE Na-ALCALINO, LOCALMENTE POTASSICO E/O TRANSIZIONALE |
| DISCONTINUO | RIGIDA, LOCALMENTE VISCO-ELASTICA | LOCALIZZATO AI BORDI DI PLACCA, IRREGOLARE, INTENSITA' VARIABILE GENERALMENTE BASSA | |

tate nel tempo. I margini delle microzolle in movimento relativo potranno anche non presentare una netta configurazione, ma essere rappresentati da una zona di diffusa deformazione intracontinentale. Ciò si verificherà laddove gli sforzi di taglio applicati, risultano mediamente contenuti, tanto da consentire un comportamento di tipo visco-elastico della litosfera inferiore. La parte superiore della litosfera presenterà anche in queste aree un assetto tensionale a causa del suo comportamento rigido (DEWEY, 1982).

I caratteri generali della distribuzione del vulcanismo secondo i due approcci sono sintetizzati nella tab. 2.

L'affinità petrogenetica dei prodotti eruttati nelle fasi post-collisionali può assumere caratteri contrastanti. Infatti oltre alla presenza di vulcanismo orogenico di tipo calc-alkalino che tende progressivamente ad esaurirsi, eventualmente modificando le sue caratteristiche verso termini sempre più potassici, si osserva la comparsa di magmi ad affinità diversa legati a processi genetici che sono localizzabili nella litosfera profonda o all'interfaccia litosfera-astenosfera. Tali prodotti avranno affinità variabili; essi potranno essere infatti di tipo Na-alkalino, come nella maggior parte dei casi, fino anche a subalkalino-tholeiitico a seconda delle caratteristiche della sorgente e delle condizioni che controllano i processi magmagenetici.

3. L'esempio del Mediterraneo orientale

Il Mediterraneo orientale costituisce un'area probabilmente unica per verificare

le relazioni tra vulcanismo e processi geodinamici in zone di collisione continentale. In quest'area infatti la grande fase di collisione tra Africa ed Europa avvenuta nel Terziario ha prodotto tutta una serie di episodi deformativi tutt'ora attivi, estremamente complessi che sono stati descritti seguendo ambedue gli approcci, continuo e discontinuo. Inoltre la principale fase orogenica alpina è stata preceduta, accompagnata e seguita da un esteso vulcanismo la cui analisi consente di controllare l'ipotesi di lavoro precedentemente illustrata.

Secondo la visione tradizionale illustrata da vari autori (MCKENZIE, 1972, 1978; DEWEY e SENGÖR, 1979) la principale collisione, alto terziaria, tra Africa ed Europa è avvenuta in modo diacrono tra bordi continentali irregolari ed ha causato una frammentazione dei margini con la formazione di un mosaico di zolle in movimento relativo. Le dimensioni di queste zolle sono molto modeste. I loro limiti non sono sempre ben definiti; tuttavia nell'insieme i processi di interazione tra di esse possono essere interpretati ancora in termini di blocchi rigidi ai loro margini (MCKENZIE, 1977). In questa visione è ancora possibile parlare di microplacche. In fig. 2 è riportata una rappresentazione schematica della situazione geodinamica del settore esaminato vista nell'ottica di processi deformativi essenzialmente discontinui, almeno a grande scala.

L'ipotesi alternativa basata sull'assunzione di una litosfera rigido-plastica è stata avanzata da TAPPONNIER (1977) che ha trasferito a questo settore della catena alpina il modello

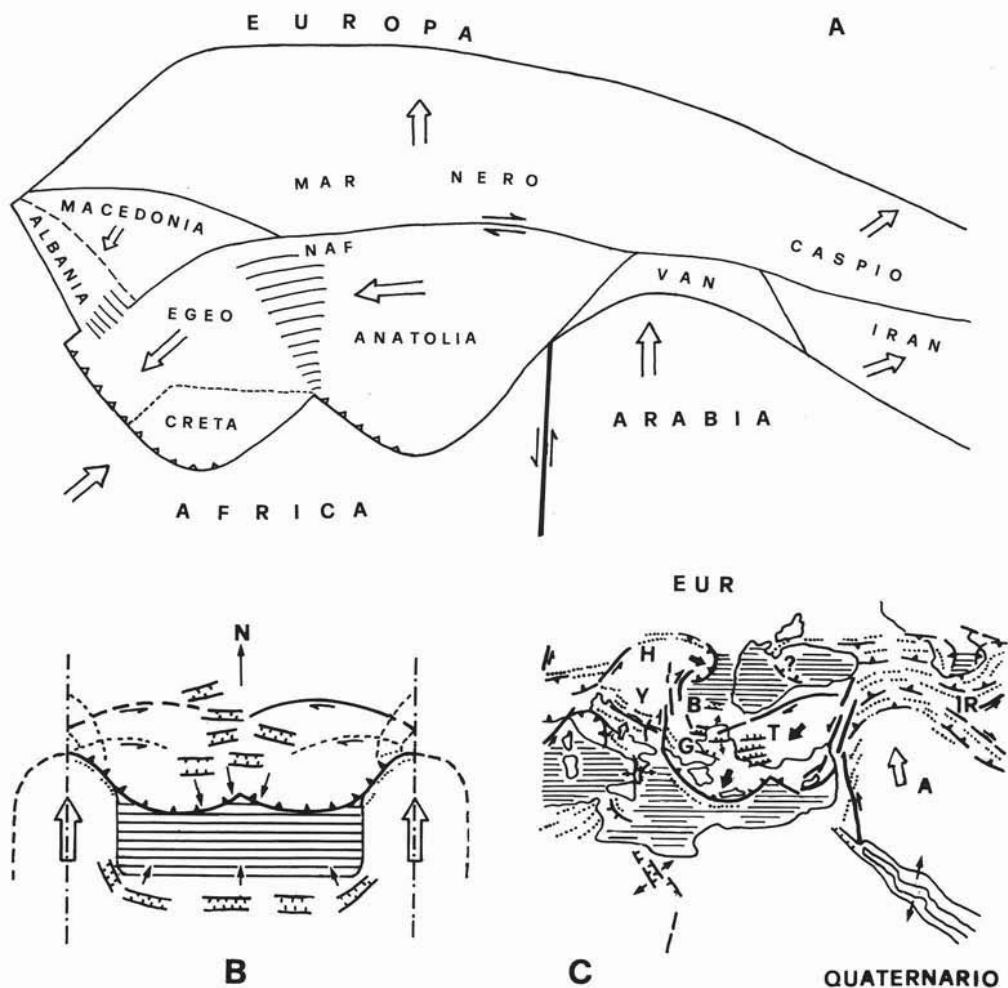


Fig. 2. — Schema di evoluzione del Mediterraneo orientale secondo il modello delle microplacche rigide (A) e delle deformazioni plastiche con flusso di materiale lungo linee di scivolamento (B-C). La parte superiore (A) è ripresa e modificata parzialmente da MCKENZIE (1972), DEWEY et al. (1973), DEWEY e SENGÖR (1979). Le frecce indicano il senso di scorrimento delle placche; l'area rigata rappresenta limiti di placca non ben definiti. In B è rappresentato il modello di penetrazione di due masse continentali rigide in un margine deformabile come avviene nel Mediterraneo orientale dove si assiste (C), alla penetrazione del blocco arabo e del promontorio africano nella massa euroasiatica con flusso verso sud dell'arco egeo e taurico (TAPPONNIER, 1977). Per i simboli vedi fig. 1.

sviluppato per la descrizione della tettonica dell'Asia (MOLNAR e TAPPONNIER, 1975) (fig. 2). Secondo questo modello la penetrazione dei due cunei costituiti da Arabia e Africa causerebbe l'espulsione dell'arco egeo-taurico. In pratica la forma arcuata della zona di Van, dell'arco sud egeo e dell'arco del Makran (Iran sud-orientale) sarebbe il risultato di un flusso essenzialmente plastico del bordo euroasiatico verso le zone di minore resistenza, nelle quali può ancora essere con-

sumata litosfera oceanica. In ogni modo le ampie deformazioni neotettoniche dell'intero settore sono state precedute da un generale riassetto della configurazione del sistema convergente, che ha avuto il suo momento critico nella fase collisionale continentale.

Dalla storia geodinamica generale dell'area estrarremo due situazioni specifiche che servono ad illustrare le complesse e non sempre univoche relazioni tra distribuzione, natura del vulcanismo e ambiente geotettonico de-

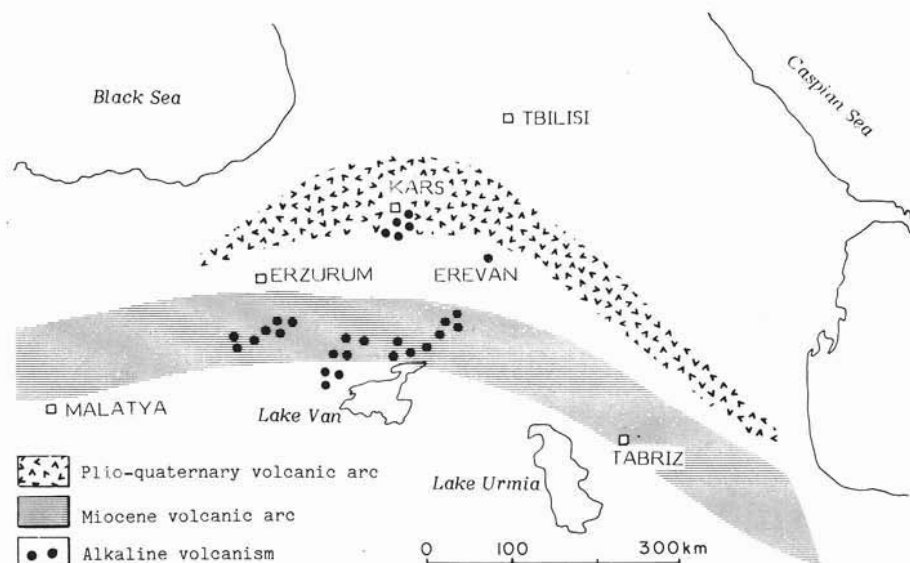


Fig. 3. — Carta schematica delle cinture vulcaniche orogeniche nel Miocene e nel Plio-Quaternario nell'area di Van (Turchia orientale). I punti neri indicano i centri vulcanici alcalino sodici del Plio-Quaternario (da INNOCENTI et al., 1982 b).

terminato dai processi di collisione continentale.

3.1. Evoluzione del vulcanismo nelle fasi di collisione continentale: il caso di Van e del Nord-Egeo

Nel vasto settore di collisione alto terziario fra Africa ed Eurasia le due zone di Van e del Nord-Egeo mostrano una evoluzione che corrisponde in modo abbastanza completo ai due casi limite descritti precedentemente (vedi tab. 2).

Infatti mentre nell'area di Van la convergenza litosferica continua fino ad oggi come indicato anche dai dati sismologici (ROTSSTEIN e KAFKA, 1982), nel nord-centro Egeo essa si è arrestata nel terziario spostandosi con discontinuità a partire dal Miocene medio-superiore in una zona più meridionale (FYTIKAS et al., 1976). Nell'area di Van sono state riconosciute due cinture costituite da prodotti calco-alcalini. La più meridionale si sviluppa fino al Miocene superiore; essa è parte di una più estesa fascia vulcanica che borda il piede settentrionale della catena taurica e si spinge ad est nell'Iran centrale (INNOCENTI et al., 1982 a). Questa attività cessa con il Miocene superiore; a circa 6 m.a.

si individua un nuovo fronte vulcanico calco-alcalino, 150-200 km più a Nord del precedente (fig. 3) (INNOCENTI et al., 1982 b). I prodotti eruttati nella fase finale del ciclo più antico presentano contenuti in K_2O relativamente elevati (fig. 4) e sono costituiti essenzialmente da termini dacitici. In generale si è osservato che i prodotti più recenti di questa fase sono anche i più ricchi in K_2O giungendo fino a termini debolmente shoshonitici.

La cintura più settentrionale che ha avuto inizio nel Miocene superiore e che è tuttora attiva, presenta rocce con caratteri tipicamente calcoalcalini e formanti una associa-

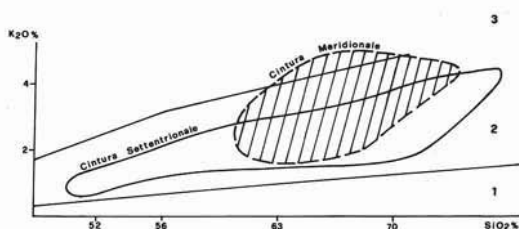


Fig. 4. — Diagramma K_2O/SiO_2 dove sono riportate le aree in cui cadono i campioni delle vulcaniti orogeniche della cintura meridionale miocenica e della cintura settentrionale plio-quaternaria nell'area di Van. - 1 = serie tholeiitica di arco; 2 = serie calco-alcalina; 3 = serie shoshonitica.

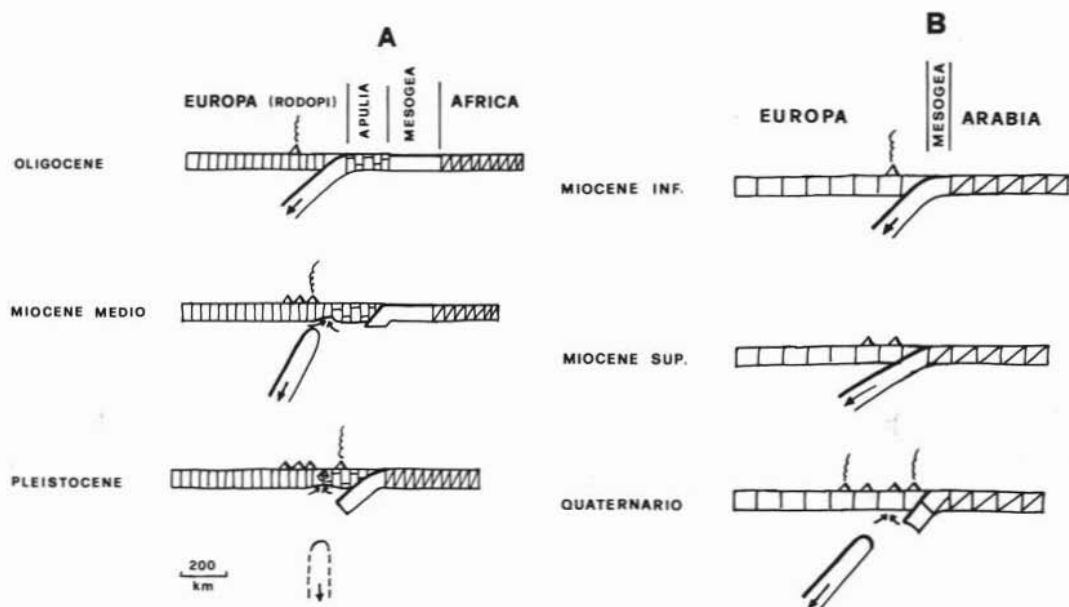


Fig. 5. — Rappresentazione schematica che illustra l'evoluzione geodinamica nell'area egea (A) e nella Turchia orientale (B).

zione che comprende tutti i termini da basalti a rioliti. I prodotti più recenti anche in questo caso risultano più potassici e tendono a disporsi nelle zone distali rispetto al limite convergente. Sono segnalati in Armenia sovietica limitati centri quaternari che hanno originato prodotti leucitici (ASLANIAN, 1977). Essi sono tentativamente interpretabili come prodotti più tardivi del ciclo orogeoico recente.

Gli elementi essenziali che caratterizzano la storia evolutiva del vulcanismo orogeoico di questo settore sono due e cioè:

a) variazione retrograda e discontinua del fronte vulcanico. Il salto spaziale si realizza appena dopo la fase di collisione continentale considerata di età miocenica superiore;

b) all'interno di ogni ciclo si realizza un continuo incremento di potassicità nel tempo e, almeno per il settore settentrionale, anche nello spazio.

Questa evoluzione è comprensibile se si tiene conto della storia geodinamica del settore, nel quale la collisione continentale tardo miocenica tra Arabia ed Eurasia non è stata in grado di arrestare la convergenza litosferica. Il moto penetrativo della placca arabica è infatti continuato in seguito alla spinta

esercitata dal sistema di apertura del Mar Rosso-Golfo di Aden. La fase di collisione continentale miocenica è stata accompagnata probabilmente da una riduzione della velocità di convergenza e da un conseguente incremento dell'angolo di subduzione come indicano le variazioni chimiche delle vulcaniti che costituiscono la fascia vulcanica meridionale. Quando la resistenza del blocco di Van è stata vinta con una combinazione di processi (frammentazione nella zona frontale il nucleo arabico, slittamento divergente della microzolla iraniana e anatolico-egea), la velocità di convergenza ha subito un rapido aumento prima di realizzare il distacco della litosfera subdotta (fig. 5). Vi è da osservare che l'evoluzione del vulcanismo orogeoico è accompagnata dall'innescio di un'attività vulcanica non orogeoica che è inizialmente localizzata nella fascia di frammentazione litosferica fronteggiante il cuneo arabico (INNOCENTI et al., 1982 b). Questo elemento complica il quadro evolutivo del vulcanismo nell'area, in quanto durante una stessa fase (Pliocene-Quaternario) si osserva un fronte orogeoico preceduto spazialmente da una estesa fascia dominata da prodotti prevalentemente basaltici ad affinità Na-alkalina. Questa attività si colloca quindi tra la sutura

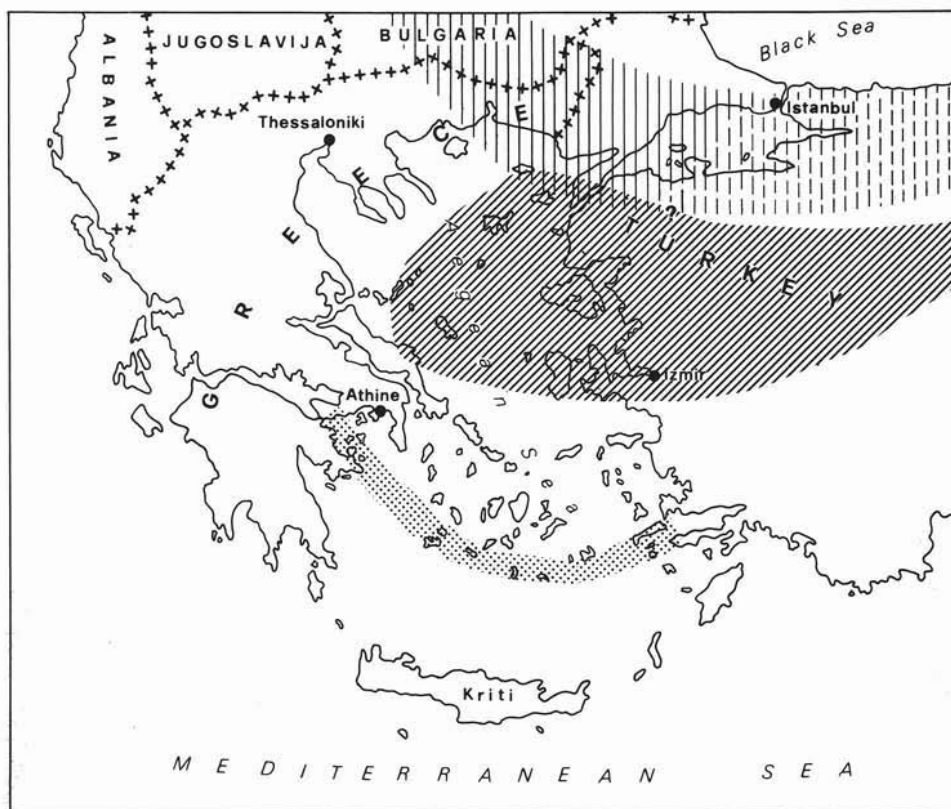


Fig. 6. — Distribuzione delle cinture vulcaniche orogeniche nell'Oligocene (*tratto verticale*), nel Miocene inferiore e medio (*tratto inclinato*) e nel Plio-Quaternario (*puntinato*) (da FYTIKAS et al., 1982).

continentale e la cintura vulcanica calcocalcina.

Una situazione evolutiva totalmente diversa si verifica nell'area egea. In questa regione l'attività vulcanica orogenica genera due cinture ben distinti spazialmente e temporalmente. La cintura più antica è ubicata nel nord-centro Egeo e si sviluppa dall'Eocene superiore fino al Miocene medio, presentando la massima intensità nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore. La cintura più recente è localizzata in una stretta fascia nel sud Egeo dove forma un fronte vulcanico che dal Pliocene si estende fino ad oggi (fig. 6) (FYTIKAS et al., 1976, 1979).

L'evoluzione più complessa si osserva nella fascia settentrionale dove i prodotti più antichi, oligocenici, sono situati nella Grecia continentale. Essi si ricollegano ad analoghi prodotti in Bulgaria, Jugoslavia e nella Turchia occidentale, delineando una cintura continua che bordava il margine meridionale del

massiccio serbo-macedone-rodopico (FYTIKAS et al., 1982). L'attività vulcanica migra verso Sud nel Miocene. Infatti l'area centro egea e anatolica occidentale è caratterizzata in questo periodo dalla presenza di centri vul-

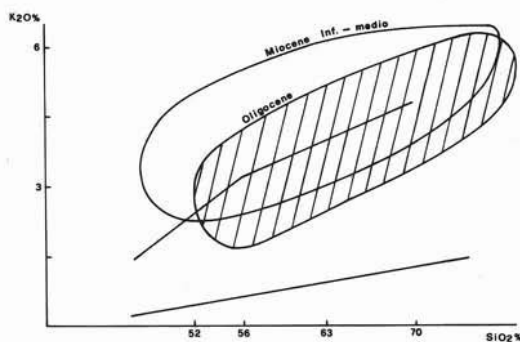


Fig. 7. — Variazione del contenuto in K_2O vs. SiO_2 nelle vulcaniti orogeniche dell'Oligocene e del Miocene inferiore e medio nell'area egea. I limiti tra le diverse serie come in fig. 4.

canici che iniziano la loro attività spostandosi verso Sud fino al Miocene medio (FYTIKAS et al., 1979). Questa migrazione è accompagnata da variazioni graduali del chimismo dei prodotti eruttati. Infatti mentre i termini più antichi (fascia oligocenica) sono rappresentati essenzialmente da rocce della serie calcoalcalina con contenuti in K_2O tipici di serie orogeniche eruttate su margini continentali relativamente spessi, i termini più recenti tendono a divenire sempre più ricchi in K_2O con frequente presenza di manifestazioni shoshonitiche che in genere concludono l'attività vulcanica nei singoli settori (Limnos, Lesbos, Turchia occidentale) (fig. 7). Il limite determinato dai centri vulcanici più recenti è spostato di circa 200 km a Sud della cintura oligocenica. L'area occupata nel settore ellenico dai prodotti dell'intero ciclo presenta una estensione trasversale di circa 400 km. Questo valore è notevole e deve essere considerato come il risultato di due distinti effetti. Il primo è costituito da una reale migrazione nel tempo del fronte vulcanico verso Sud; il secondo è rappresentato da una fase di distensione di tutta la regione egea avvenuta a partire dal Miocene medio e che è valutata sulla base di differenti dati geofisici e geologici intorno al 20-30 % nella parte interessata dall'attività vulcanica (LE PICHON e ANGELIER, 1981).

La caratteristica essenziale di questo ciclo orogenico è rappresentata quindi da uno spostamento continuo del fronte vulcanico verso la zona di sutura continentale e del progressivo incremento di K_2O nel tempo, con zoneografia spaziale dei prodotti dominata dalla presenza di termini alti in K_2O e/o shoshonitici nelle zone prossimali alla fascia convergente. Questa era localizzata a nord del massiccio attico-cicladico, che costituiva la parte settentrionale della placca apulica. La litosfera oceanica subdotta tra il margine attivo rodopico e quello passivo attico-cicladico, appartenente alla Tetide, è stata completamente consumata nell'Oligocene; in questo periodo infatti si è verificata la fase collisionale continentale conclusiva (BOCCALETTI et al., 1974).

Si assume che dopo la fase di collisione, venendo meno la spinta di sottoscorrimento verso Nord del sistema Tetide-Apulia, la litosfera oceanica subdotta abbia subito un in-

cremento di inclinazione avvicinandosi gradualmente alla posizione verticale (fig. 5). In questa fase post-collisionale il vulcanismo ha risposto all'incremento dell'angolo Φ di subduzione migrando in avanti e variando le proprie caratteristiche chimiche in relazione all'approfondimento della litosfera subdotta.

L'evoluzione successiva dell'area egea risulta dominata da due importanti eventi. Il primo è rappresentato dal distacco della litosfera subdotta ormai verticale, determinata dall'azione della gravità; il secondo è costituito dal salto della subduzione, che dal settore nord-apulico si sposta nella parte sud della stessa placca dove era disponibile ancora litosfera oceanica (Mesogea). Questa situazione si realizza intorno a 12-13 milioni di anni (FYTIKAS et al., 1976; LE PICHON e ANGELIER, 1979) e rappresenta l'inizio del ciclo neotettonico egeo tuttora attivo. È stato probabilmente questo salto di subduzione che ha bloccato il sistema convergente settentrionale impedendo un'ulteriore penetrazione intracontinentale del tipo presente nella zona della Turchia orientale.

I due esempi citati mettono in evidenza come, in una zona di collisione continentale, l'evoluzione dei prodotti eruttati all'interno di un ciclo vulcanico possa assumere caratteri apparentemente contrastanti in risposta a differenti assetti geodinamici. Infatti si può verificare, dopo la fase di collisione, sia una migrazione retrograda del vulcanismo con polarità del K_2O dei prodotti emessi che assume la stessa direzione del sottoscorrimento litosferico (Van-Armenia), sia una migrazione prograda dell'attività con una polarità del tenore in K_2O dei prodotti eruttati opposta a quella della subduzione (Nord-Egeo). Anche la geometria delle aree vulcaniche è fortemente condizionata dalla severità dei processi post-collisionali. Nella regione di Van, infatti, si osserva la formazione di una cintura vulcanica arcuata con concavità rivolta verso la placca penetrante, esattamente l'opposto, cioè, di quello che si verifica nell'Egeo e, in generale, nella maggior parte delle situazioni convergenti.

3.2. *Vulcanismo e deformazioni post-collisionali nell'area egea*

Dopo la fase di collisione continentale terziaria, l'area egea è stata interessata da un

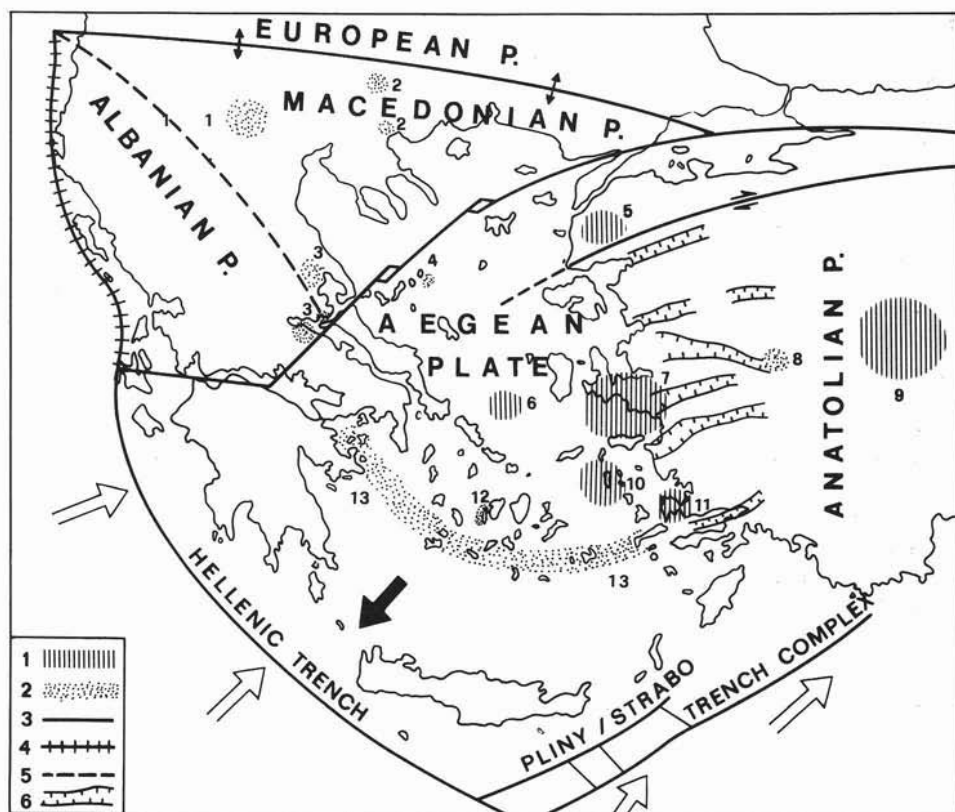


Fig. 8. — Carta schematica delle microzolle e distribuzione del vulcanismo dal Miocene superiore nell'area egea. - 1) vulcaniti del Miocene superiore; 2) vulcaniti plio-quadernarie; 3) limiti delle microzolle; 4) limite del piegamento delle Ellenidi esterne; 5) limite presunto delle microzolle; 6) grabens dell'Anatolia occidentale che indicano il limite non ben definito tra microplacca egea ed anatolica (da LE PICHON e ANGELIER, 1979; DEWEY e SENGÖR, 1979; modificato parzialmente). Le cifre all'interno della figura indicano i diversi affioramenti: 1) Monti Voras; 2) valle dello Struma; 3) isole Licadi e area di Volos; 4) Psatura (Sporadi sett.); 5) Ezine; 6) Calogeri; 7) area di Smirne; 8) Kula; 9) Afyon; 10) Samos e Patmos; 11) Bodrum; 12) Antiparos; 13) arco vulcanico sud egeo.

generale riassetto strutturale che è stato controllato dai movimenti penetrativi del blocco arabo nella massa turco-iraniana e dall'instaurarsi della nuova subduzione sud-egea. I dati geofisici indicano che il blocco egeo risulta limitato da bordi con caratteristiche differenziate (MCKENZIE, 1972). Infatti mentre la parte sud è caratterizzata da un sistema convergente arco-fossa, il lato settentrionale ed occidentale mostra un limite prevalentemente trascorrente che si individualizza nella fossa nord-egea considerata come una prosecuzione della faglia nord-anatolica (DEWEY e SENGÖR, 1979). Il lato orientale, infine, è caratterizzato da un limite diffuso e mal definito di deformazione intracontinentale la cui manifestazione più superficiale è data da

una serie di graben ad andamento circa est-ovest (fig. 8). Questo blocco è in rapido movimento verso sud-ovest e si distacca quindi dalla massa anatolica, in moto verso ovest, proprio attraverso il bordo deformato egeo-anatolico. Altri effetti di stiramento e deformazione estensiva si verificano a nord della faglia nord-anatolica dove un cuscinetto di microzolle rimaste a contatto tra la microplacca egea e l'Eurasia stabile, tendono a seguire parzialmente il movimento di scorrimento egeo (DEWEY e SENGÖR, 1979).

Questo nuovo assetto geotettonico (fig. 8) si ritiene abbia avuto inizio con il Miocene medio quando cioè si è innescata la nuova fase subduttiva sud-egea per la spinta laterale esercitata dall'Anatolia. Nell'insieme,

questi movimenti non sono certamente avvenuti semplicemente attraverso lo smembramento di un margine di litosfera continentale in blocchi totalmente rigidi. Infatti, oltre alle zone di deformazione intracontinentale, si sono verificati importanti e continue fasi distensive in tutta l'area egea, che ha subito un assottigliamento variabile da settore a settore compreso tra il 10 % fino ad oltre il 50 % nelle zone centro-meridionali come suggerito dall'analisi neotettonica e dai dati geofisici (DE BREMAECKER et al., 1982).

Durante la storia neotettonica del blocco egeo l'attività vulcanica si manifesta anche al di fuori del limite convergente. La distribuzione spaziale e temporale di questo vulcanismo e le sue caratteristiche chimiche mettono in evidenza alcuni elementi che consentono di comprendere importanti aspetti del comportamento geotettonico della regione. I caratteri fondamentali di questa attività vulcanica possono essere così sintetizzati:

1) si tratta di un vulcanismo a carattere prevalentemente alcalino sia sodico che potassico (fig. 9). Localmente sono presenti termini francamente alcalini (Patmos, Calogeri, Psatura, ecc.) (FYTIKAS et al., 1982);

2) gli episodi vulcanici sono estremamente localizzati nello spazio e nel tempo; spesso si tratta di manifestazioni monogeniche o comunque legate a periodi eruttivi molto ridotti nel tempo. L'energia eruttiva delle varie manifestazioni è sempre molto bassa;

3) la posizione di questo vulcanismo è sempre in relazione con lineamenti geotettonici ben definiti. Infatti la maggior parte dei centri eruttivi è ubicata lungo la fascia di deformazione che funziona da limite tra placca anatolica ed egea. In questa zona il vulcanismo è collegato con l'attività tensionale che ha prodotto le strutture di sprofondamento tettonico che caratterizzano la regione. Tuttavia, anche se fasi tensionali si sono sviluppate dal Miocene medio fino ad ora, l'attività vulcanica risulta collegata ai movimenti ed alle strutture temporaneamente più attive.

Nel settore occidentale e settentrionale, centri vulcanici, di ridottissime dimensioni, compaiono sottolineando l'andamento del limite nord-egeo (isole Licadi e Sporadi settentrionali) (INNOCENTI et al., 1979). Essi sono localizzati dove la faglia nord-anatolica si

piega maggiormente producendo fenomeni secondari distensivi che hanno reso possibile il vulcanismo;

4) l'area centro-egea risulta praticamente priva di vulcanismo; unica eccezione è rappresentata dai piccoli centri eruttivi di Antiparos e Calogeri, caratterizzati da contrastanti prodotti eruttivi, rispettivamente riolitici ed alcali basaltici, con età compresa tra quattro e sei milioni di anni. Essi sono stati interpretati come l'effetto di una importante anomalia termica nella zona di sutura continentale terziaria dove si è verificata, proprio nell'area di distacco della placca subdotta durante la fase di convergenza più antica, una risalita di astenosfera (INNOCENTI et al., 1982 c). Questa ha generato locali fenomeni di anatessi crostale da cui hanno tratto origine le rioliti di Antiparos e gran parte dei corpi intrusivi granitici e granodioritici tardo-miocenici del massiccio attico-cicladico e, laddove la tettonica tensionale è stata più intensa, si è avuta la risalita di magmi basici profondi.

Al di fuori della microzolla egea, ai bordi della regione macedone (fig. 8) è presente un'attività vulcanica di età plio-quadernaria (KOLIOS et al., 1980; PANAGOS et al., 1978), caratterizzata da prodotti intermedi ed evoluti relativamente ricchi in potassio, essenzialmente latiti e trachiti (Monti Voras). Tale vulcanismo è stato interpretato in modo analogo a quello che caratterizza l'Egeo orientale e l'Anatolia occidentale, in quanto si rinviene in zone nelle quali l'effetto del distacco dall'Eurasia della microzolla macedone ha prodotto processi tensionali intracontinentali (KOLIOS et al., 1980).

Il quadro generale del vulcanismo egeo che si sviluppa dopo la fase collisionale terziaria non fa che ripercorrere con la sua distribuzione i lineamenti esterni della microzolla egea. I limiti, infatti, di tali unità strutturali, risultano interessati da attività vulcanica la cui natura varia a seconda del carattere del limite stesso. Il margine meridionale convergente è infatti contrassegnato da un fronte vulcanico tipicamente calco-alcalino (INNOCENTI et al., 1981); il bordo occidentale e settentrionale presenta un vulcanismo di intensità molto modesta e con caratteri tendenzialmente alcalini e allineato lungo direzioni ben definite approssimativamente coin-

cidenti con la faglia nord-anatolica. Sul lato orientale l'attività vulcanica risulta più dispersa nello spazio e nel tempo, in accordo con il mal definito limite tra zolla egea e zolla anatolica.

Riteniamo che questa distribuzione possa essere interpretata sulla base di un approccio discontinuo della deformazione litosferica. Infatti un comportamento rigido-plastico successivo alla collisione continentale avrebbe dovuto essere correlato con un vulcanismo diffuso particolarmente nell'area di maggior assottigliamento centro-egea che, al contrario, ne risulta priva. Anche il carattere episodico e scarsamente energetico dell'attività vulcanica sostiene questa interpretazione.

4. Considerazioni conclusive

L'evoluzione del vulcanismo nelle aree di collisione continentale è complessa e non può essere riportata ad uno schema utilizzabile univocamente nelle ricostruzioni paleogeodinamiche.

L'analisi della distribuzione spazio-temporale del vulcanismo fornisce comunque sempre elementi essenziali alla comprensione della storia geodinamica di un'area e pone importanti limiti ai differenti modelli utilizzati per descrivere l'insieme dei fenomeni che interessano la litosfera nelle fasi collisione e post-collisione continentale.

I processi di collisione continente-continente hanno modalità di sviluppo variabile all'interno di due casi limite e cioè: 1°) collisione ed arresto del moto convergente, 2°) collisione e prosecuzione del moto convergente.

Il vulcanismo orogenico e la sua evoluzione assumono nei due casi caratteri molto diversi o addirittura opposti, come sottolineato dalla direzione di migrazione del fronte vulcanico e dalla polarità del chimismo dei prodotti eruttati. Nel primo caso, le variazioni delle condizioni geodinamiche del sistema collisione favoriscono una migrazione del fronte vulcanico continua in avanti verso il limite suturato, accompagnata da un generale incremento nel tempo della potassicità dei prodotti eruttati; si delinea così nell'insieme della cintura vulcanica una zoneografia caratterizzata da una polarità chimica opposta al senso della subduzione. Questa situazione generale è illustrata in modo esauriente dalla

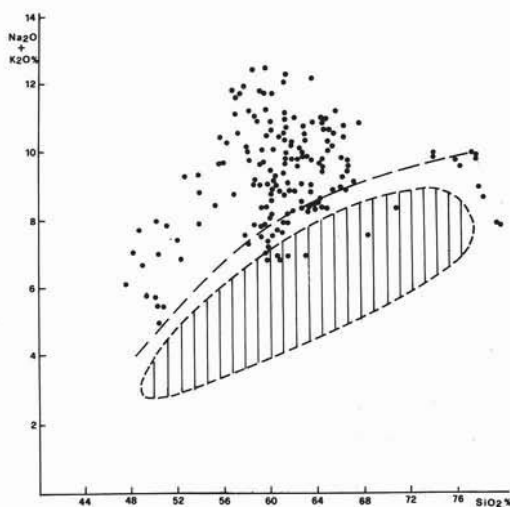


Fig. 9. — Diagramma alcali/silice indicante il campo di distribuzione delle vulcaniti dell'arco attivo sud egeo (*tratto verticale*) e delle vulcaniti del Miocene superiore - Quaternario della Grecia (*cerchi pieni*). La linea tratteggiata indica il limite tra associazioni alcaline e subalcaline.

analisi dell'evoluzione del vulcanismo orogenico oligo-miocenico nord egeo-anatolico che si è sviluppato in questo settore del Mediterraneo orientale nella fase di collisione terziaria tra Eurasia e Africa.

Se la convergenza litosferica continua dopo la fase principale collisionale, il fronte magmatico tende a subire un arretramento talora anche molto marcato, con possibile formazione di più cicli orogenici. All'interno di ogni ciclo si può osservare una variazione spazio temporale del vulcanismo che sottolinea con il suo chimismo una polarità analoga a quella della subduzione.

La prosecuzione della convergenza è resa possibile da uno smembramento litosferico, che in pratica sostituisce in questa fase la subduzione, ormai annullata o comunque ridotta ad effetti del tutto secondari. Gli intensi processi di frammentazione determinano vaste modificazioni nella geometria del fronte vulcanico che può assumere, in relazione alle caratteristiche del blocco penetrante, forme in qualche modo anomale perchè arcuate in senso opposto alla precedente subduzione. Le zone più frammentate possono inoltre essere interessate da un esteso vulcanismo non orogenico, che risulta contemporaneo a quello orogenico, ed ubicato in una posizione prossimale rispetto alla sutura.

Un'applicazione acritica a queste complesse situazioni collisionali, di schemi tradizionali derivati dallo studio del vulcanismo in aree convergenti « normali », caratterizzate cioè da subduzione attiva di litosfera oceanica (BARBERI et al., 1974), produrrebbe interpretazioni contraddittorie e fuorvianti.

Un esempio concreto di una evoluzione geodinamica di questo tipo è fornita dall'analisi spazio temporale, nella Turchia orientale, del vulcanismo legato alla convergenza tra Arabia e blocco turco-iraniano. I grossi eventi di collisione continentale sono in generale accompagnati da vasti fenomeni deformativi che si manifestano in modo particolarmente intenso sul margine che si comportava attivamente durante la fase subduzione. Tali fenomeni possono essere descritti secondo due modelli reologici alternativi. Il primo, fa riferimento ad un comportamento essenzialmente plastico della litosfera, che quindi si deforma con continuità; il secondo invece considera i lineamenti essenziali delle deformazioni come discontinui, perchè controllati sostanzialmente dall'interazione di microzolle generate dalla frammentazione di margini continentali

entrati in collisione.

La distribuzione del vulcanismo, la sua durata ed intensità all'interno dei due modelli assume caratteri profondamente diversi e tali da consentire una discriminazione almeno a grandi linee dell'attendibilità dei due approcci.

La storia del vulcanismo della regione egea, dal Miocene medio fino ad oggi, è usata per mostrare come essa non sia consistente con un approccio totalmente continuo alla descrizione dei processi deformativi susseguenti alla collisione Africa-Europa nel Mediterraneo orientale.

I concetti della tettonica a placche sembrano ancora gli unici in grado di descrivere esaurientemente se non i dettagli delle deformazioni all'interno delle fasce collisionali certamente le generali relazioni tra i differenti blocchi prodotti dall'impatto continentale e soprattutto la distribuzione spazio-temporale del vulcanismo e la sua affinità petrogenetica.

Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R..

BIBLIOGRAFIA

- ASLANIAN A.T. (1977) - *Volcano-tectonic activity in Armenian Highland in Pliocene and Pleistocene*. Bull. Acad. Sci. Armenia, Earth Sci., 6, 3-11 (in russo).
- BARBERI F., INNOCENTI F., MARINELLI G., MAZZUOLI R. (1974) - *Vulcanismo e tettonica a placche: esempi nell'area mediterranea*. Mem. Soc. Geol. It., 13 (2), 327-358.
- BOCCALETTI M., MANETTI P., PECCERILLO A. (1974) - *The Balkanides as an Instance of Back-Arc Thrust Belt: possible relation with the Hellenides*. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1077-1084.
- CROSS A.T., PILGER JR. R.H. (1982) - *Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions*. Geol. Soc. Am. Bull., 93, 545-562.
- DE BREMAECKER J.C., HUCHON P., LE PICHON X. (1982) - *The deformation of Aegea: a finite element study*. Tectonophysics, 86, 197-211.
- DEWEY J.F. (1982) - *Plate tectonics and evolution of the British Isles*. J. geol. Soc. London, 139, 371-412.
- DEWEY J.F., PITTMAN W.C., RYAN W.B.F., BONNIN J. (1973) - *Plate tectonics and evolution of the Alpine system*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.
- DEWEY J.F., SENGÖR A.M.C. (1979) - *Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone*. Geol. Soc. Am. Bull., 90, 84-92.
- DICKINSON W.R. (1975) - *Potash-depth (K-b) relations in continental margins and intra-ocean magmatic arcs*. Geology, 3, 53-56.
- ELSASSER W. (1971) - *Sea-floor spreading as convection*. J. Geophys. Res., 76, 1101-1112.
- ENGLAND P., MCKENZIE D. (1982) - *A thin viscous sheet model for continental deformation*. Geophys. J.R. astr. Soc., 70, 295-321.
- FYTİKAS M., GIULIANI O., INNOCENTI F., MARINELLI G., MAZZUOLI R. (1976) - *Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea*. Tectonophysics, 31, T29-T34.
- FYTİKAS M., GIULIANI O., INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZUOLI R., PECCERILLO A., VILLARI L. (1979) - *Neogene volcanism of the Northern and Central Aegean Region*. Ann. Géol. Pays Hell., 30, 106-129.
- FYTİKAS M., INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZUOLI R., PECCERILLO A., VILLARI L. (1982) - *Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean Region*. Lavoro presentato al Meeting su « The geological evolution of the Eastern

- Mediterranean», Edinburgh, 28-30 settembre.
- GILL J. (1981) - *Orogenic andesites and Plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 390 pp.
- INNOCENTI F., MANETTI P., PECCERILLO A., POLI G. (1979) - *Inner arc volcanism in NW Aegean Arc: geochemical and geochronological data*. N. Jb. Miner. Mh., jg. 1979, 145-158.
- INNOCENTI F., MANETTI P., PECCERILLO A., POLI G. (1981) - *South Aegean volcanic arc: geochemical variations and geotectonic implications*. Bull. Volcanol., 44, 377-392.
- INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZUOLI R., PASQUARÉ G., VILLARI L. (1982 a) - *Anatolian and north-western Iran*. In: THORPE R.S. (ed.) - «Andesites». John Wiley and Sons, New York, 327-349.
- INNOCENTI F., MAZZUOLI R., PASQUARÉ G., RADICATI DI BROZOLO F., VILLARI L. (1982 b) - *Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution*. Jour. Volc. and Geoth. Res., 13, 223-240.
- INNOCENTI F., KOLIOS N., MANETTI P., RITA F., VILLARI L. (1982 c) - *Acid and basic Late Neogene volcanism in Central Aegean Sea: its nature and geotectonic significance*. Bull. Volcanol., 45-2, 87-97.
- KOLIOS N., INNOCENTI F., MANETTI P., PECCERILLO A., GIULIANI O. (1980) - *The pliocene volcanism of the Voras, Mts. (Central Macedonia, Greece)*. Bull. Volcanol., 43, 553-568.
- LE PICHON X., ANGELIER J. (1979) - *The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area*. Tectonophysics, 60, 1-42.
- LE PICHON X., ANGELIER J. (1981) - *The Aegean Sea*. Philos. Trans. R. Soc. London, A300, 357-372.
- LUYENDYK B.P. (1970) - *Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs*. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1479-1487.
- McKENZIE D. (1969) - *Speculations on the consequences and causes of plate motions*. Geophys. J., 18, 1-32.
- McKENZIE D. (1972) - *Active tectonics of the Mediterranean region*. Geophys. J. R. astr. Soc., 30, 109-185.
- McKENZIE D. (1977) - *Can plate tectonics describe continental deformation?* In: BIJU-DUVAL B., MONTADERT L. (eds.) - «Intern. Symp. on the Structural History of the Mediterranean basins». Editions Technip, Paris, 189-196.
- McKENZIE D. (1978) - *Active tectonics of Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions*. Geophys. J.R. astr. Soc., 55, 217-254.
- MOLNAR P., TAPPONNIER P. (1975) - *Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision*. Science, 189, 419-426.
- MOLNAR P., TAPPONNIER P. (1978) - *Active tectonics of Tibet*. J. Geophys. Res., 83, 5361-5375.
- MOLNAR P., ATWATER T. (1978) - *Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere*. Earth Planet. Sci. Lett., 16, 331-345.
- PANAGOS A.G., PE G.G., VARNAVAS S.P. (1978) - *The volcanic rocks of Strymonikon-Metamorphosis, Central Macedonia, Greece*. Chem. Erde, 37, 50-61.
- ROTSTEIN Y., KAFKA A.L. (1982) - *Seismotectonics of the Southern boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean Region: subduction, collision and arc jumping*. J. Geophys. Res., 87, 7694-7706.
- TAPPONNIER P. (1977) - *Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. Bull. Soc. Géol. France, 19, 437-460.