

**"LARDERELLO PLUTONO-METAMORPHIC CORE COMPLEX": METAMORFISMO REGIONALE
ERCINICO DI BASSA PRESSIONE O METAMORFISMO DI CONTATTO PLIO-QUATERNARIO?**

Riassunto

Abstract

1. Introduzione

1.1 La geologia profonda dell'area di Larderello
Travale

1.2 I plutoni sepolti della Toscana meridionale

2. Metamorfismo regionale di alta temperatura/bassa
pressione o metamorfismo di contatto magmatico?

2.1 I gradienti metamorfici

2.2 Associazione diretta con rocce magmatiche
intrusive

2.3 Strutture legate alla dinamica intrusiva

2.4 Circolazione di fluidi parzialmente sovrapposta
alla ristrutturazione metamorfica

2.4.1 Fluidi pneumatolitici

2.4.2 Gli effetti idrotermali

2.5 Evoluzione isobarica del metamorfismo di
contatto

2.6 Sviluppo dell'aureola termometamorfica al di
sotto dei terreni sedimentari o poco metamorfici
superficiali

3. Conclusioni

Riferimenti bibliografici

RIASSUNTO

Il metamorfismo nel sottosuolo dell'area di Larderello-Travale (Toscana meridionale) viene interpretato come la conseguenza di eventi termometamorfici plio-quadernari su di un duomo del basamento polimetamorfico paleozoico(?) costituito da micascisti e gneiss in facies anfibolitica (Almandine-amphibolite facies). L'effetto termometamorfico risulta come conseguenza di diversi eventi intrusivi di magmi granitici post-miocenici di origine anatettica. Lo studio di circa 15 perforazioni profonde spinte al di sotto dei 3000 metri ha infatti permesso di individuare un complesso metamorfico intruso da plutoni granitici, allungato in direzione NNO-SSE, costituito da cornubianiti ad orneblenda e, nelle porzioni prossime alle intrusioni, da cornubianiti a pirosseno (presenza di feldspato potassico + fibrolite al posto di muscovite + quarzo e di corindone + feldspato potassico al posto di muscovite). Localmente sono stati osservati fenomeni anatettici con sviluppo di piccoli volumi di leucosomi. Una parte delle deformazioni responsabili delle ristrutturazioni anisotrope delle cornubianiti vengono qui interpretate come conseguenza della messa in posto dei corpi intrusivi. Per questo complesso di rocce cristalline, in accordo alla definizione di LISTER & DAVIS (1989),

viene proposto il nome di "Larderello Plutono-Metamorphic Core Complex" allo scopo di evidenziare per la sua genesi l'importanza dell'attività magmatica e dell'associata tettonica distensiva.

In superficie gli unici effetti di questa imponente attività magmatica sepolta sono dati dalla presenza di piccoli affioramenti di vulcaniti riolitiche a cordierite, un vasto sistema geotermico e un gran numero di mineralizzazioni idrotermali metalliche e non metalliche.

ABSTRACT

The metamorphic effects observed in the deep rocks of Larderello-Travale geothermal area (Southern Tuscany, Italy) are interpreted as plio-quadernary thermometamorphic events on Paleozoic(?) polymetamorphic micascists and gneisses (Almandine-amphibolite facies). The thermometamorphic events are found in a domal structure which is the result of several intrusive uprisings of post-Miocene anatectic plutons coupled with extensional tectonics. In fact the study of about 15 deep geothermal wells total depth greater than 3000 m allows detection of a NNW-trendings metamorphic body intruded by several granite plutons. This magmatic-metamorphic complex consists of hornfels of the cordierite-amphibolite facies and, close to the magmatic bodies, of hornfels of the pyroxene-facies ($Ms+Qtz \rightarrow Kfs+Sill$ and $Ms \rightarrow Kfs+C$). Anatectic melts are locally observed too. Some of deformations and foliations in the hornfels are interpreted as a consequence of plutons uprise. According with definition of LISTER and DAVIS, 1989, the name "Larderello Plutono-Metamorphic Core Complex" is proposed here for this complex of crystalline rocks in order to emphasize the importance of magmatic activity and extensional tectonics about its origin. The only effects of this remarkable magmatic activity, that can be observed now at the surface are the presence of small outcrops of cordierite-bearing rhyolites, a large geothermal field and numerous hydrothermal ore and non-ore bodies.

PAROLE CHIAVE: Plutoni, Termometamorfismo, Larderello, Sondaggi geotermici profondi, Toscana Meridionale.

KEY WORDS: Granitic plutons, Thermal metamorphism, Extensional tectonics, Geothermal deep wells, Larderello, Southern Tuscany, Italy.

1. INTRODUZIONE

L'area interessata dallo studio è situata all'interno della dorsale morfologico-strutturale che, con andamento discontinuo, si estende dalle Alpi Apuane, attraverso i Monti Pisani, Iano, Montagnola Senese, Dorsale di

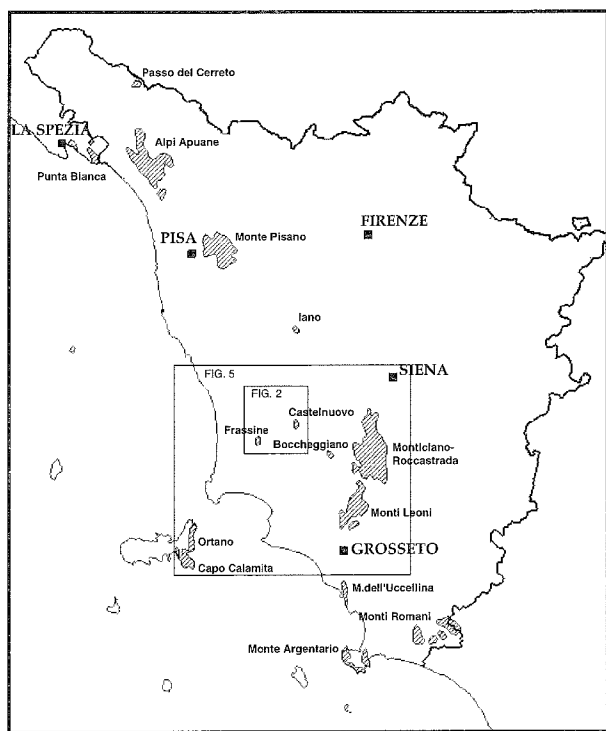


Fig.1 - Affioramenti del basamento metamorfico dell'Appennino settentrionale in Toscana. L'allineamento di questi affioramenti prende il nome di Dorsale medio-toscana. L'area di studio è localizzata in posizione interna rispetto a questa dorsale morfologico-strutturale.

Monticiano e i Monti Leoni fin presso Grosseto (Fig. 1). Questa dorsale appartiene alla fascia interna della catena appenninica. L'edificio appenninico risulta costituito dall'impilamento a vergenza orientale di falde liguri e toscane su di un basamento debolmente metamorfico costituito da una struttura a scaglie sovrapposte.

Dalla fine del Tortoniano l'area è stata interessata da una tettonica distensiva legata all'apertura del Mar Tirreno e accompagnata da un magmatismo anatettico di cui le cupole granitiche della Toscana insulare sono le espressioni più evidenti. La rarità di affioramenti significativi del substrato cristallino rende molto difficile decifrare il comportamento della struttura profonda della catena sia per quanto riguarda gli effetti orogenici appenninici sia per quanto riguarda gli effetti della delaminazione tettonica post-orogenica.

Importanti informazioni sulla natura delle strutture profonde della catena possono però essere ricavate dallo studio dei campioni di roccia estratti dai sondaggi geotermici dell'area boracifera di Larderello-Travale. Ovviamente, data la discontinuità del campionamento e la natura dei campioni, costituiti essenzialmente da frammenti millimetrici di roccia, l'analisi strutturale risulta estremamente difficoltosa. La profondità di indagine di questi sondaggi (superiore ai 2,5 km) e l'estensione dell'area indagata (~500 km²) rendono in ogni caso estremamente interessante lo studio petrografico di questi campioni.

1.1 La geologia profonda dell'area di Larderello-Travale

Nell'area geotermica di Larderello-Travale, al di sotto delle ormai ben conosciute unità tettoniche del dominio Ligure e Toscano sono presenti formazioni (solo parzialmente affioranti; FRANCESCHELLI, 1984; COSTANTINI *et al.*, 1987/88) di rocce di vario grado metamorfico riconducibili a diverse unità: Complesso a Scaglie Tettoniche, Gruppo Filladico-Quarzitico, Gruppo dei Micascisti e Gruppo degli Gneiss (ELTER & PANDELI, 1990; CONTI *et al.*, 1991; FRANCESCHINI, 1993a; ELTER & TALARICO, 1993; FRANCESCHINI, 1993b).

I problemi ancora aperti riguardo a questo basamento metamorfico sono di due tipi. Il primo problema riguarda la successione dei terreni metamorfici ed i loro rapporti complicati dalla probabile alloctonia di tutte le unità, anche le più profonde, fino ad oggi incontrate nel sottosuolo. Lo skarn ad anidrite, associato a marmi dolomitico-anidritici recentemente incontrato in un pozzo profondo della porzione sud orientale dell'area geotermica al di sotto dei micascisti (dati inediti in FRANCESCHINI, 1993b e FRANCESCHINI, 1994a) indica chiaramente la sovrapposizione tettonica del Gruppo paleozoico dei micascisti su rocce triassiche appartenenti alla Formazione di Burano parzialmente trasformate da fenomeni termometamorfici e metasomatici legati alle intrusioni plio-quadernarie di magmi granitici anatettici.

Il secondo problema è invece legato al fenomeno termometamorfico enormemente sviluppato in alcuni settori del sottosuolo dell'area, attualmente riconosciuto su basi microstrutturali come un metamorfismo regionale di alta-T e bassa-P tardo ercinico (ELTER & PANDELI, 1990; ELTER & TALARICO, 1993).

In questa sede, sulla base dello studio di numerosi pozzi profondi (fig. 2), sarà discusso essenzialmente il problema del termometamorfismo dell'area di Larderello mettendo in evidenza come una parte delle associazioni mineralogico-strutturali osservate sia in realtà da considerare come effetto di un esteso metamorfismo di contatto plio-quadernario legato alla messa in posto di intrusioni granitoidi.

1.2 I plutoni sepolti della Toscana meridionale

La presenza di estese masse magmatiche intrusive acide mio-plioceniche supposta e in alcuni casi documentata da evidenze geologiche e geofisiche (MARINELLI, 1964, 1969, 1975, 1983; ARISI ROTA & VIGHI, 1974; BURGASSI, 1983; PUXEDDU, 1984; DUPRAT & BENE, 1990; FRANCESCHINI & MARINELLI, 1991; RICCI & STEA, 1991; FRANCESCHINI, 1993a, 1993b) ha certamente un'influenza determinante sull'interpretazione della geologia profonda nell'area compresa tra Monteverdi Marittimo - Micciano - Pomarance - Belforte - Chiusdino - Roccastrada - Castel di Pietra - Massa marittima. Le osservazioni dirette sui campioni di

roccia estratti dai numerosi pozzi geotermici sotto i 3 Km perforati da Enel e da quelli meno profondi perforati a scopo minerario da RIMIN e l'imponente mole di dati geofisici (elettrici, magnetici, gravimetrici e sismici) attestano che nel sottosuolo della regione vi sono ampie tracce di una attività intrusiva polifasica a carattere post-orogenco. Fino ad oggi è stata accertata la presenza di almeno quattro corpi intrusivi post-miocenici, non coevi:

- 1) Stock granitico di Castel di Pietra (ARISI ROTA & VICHI, 1974; MARSÌ, 1994): ~4,3 Ma (BORSI *et al.*, 1979);
- 2) Plutone granitico(?) di Prata (MARINELLI, 1968; RICCIERI & STEA, 1991; DUPRAT comunicazione personale), non datato;
- 3) Stock quarzomonzonitico di M.te Canneto (FRANCESCHINI, 1993a): ~3.8 Ma (VILLA *et al.*, 1987) ;

4) Plutone granitico(?) di S.Pompeo, sub attuale (PUXEDDU, 1984, DEL MORO *et al.*, 1982).

Le dimensioni, ancora non definite con precisione per nessuno di questi corpi, indicano masse intrusive di diametro compreso tra quattro e dieci chilometri. I corpi granitoidi sono risaliti verso la superficie da zone di anatessi crostale con meccanismi di tipo diapirico come evidenziato dalle regolari forme subcircolari dei plutoni affioranti (M.te Capanne, Montecristo) o indagati con metodi geofisici (Prata e Campiglia).

Il più famoso, anche se forse non il più grande, campo geotermico mondiale si trova associato a questa intensa attività magmatica intrusiva.

Non a caso si osserva, inoltre, una perfetta sovrapposizione delle numerose mineralizzazioni

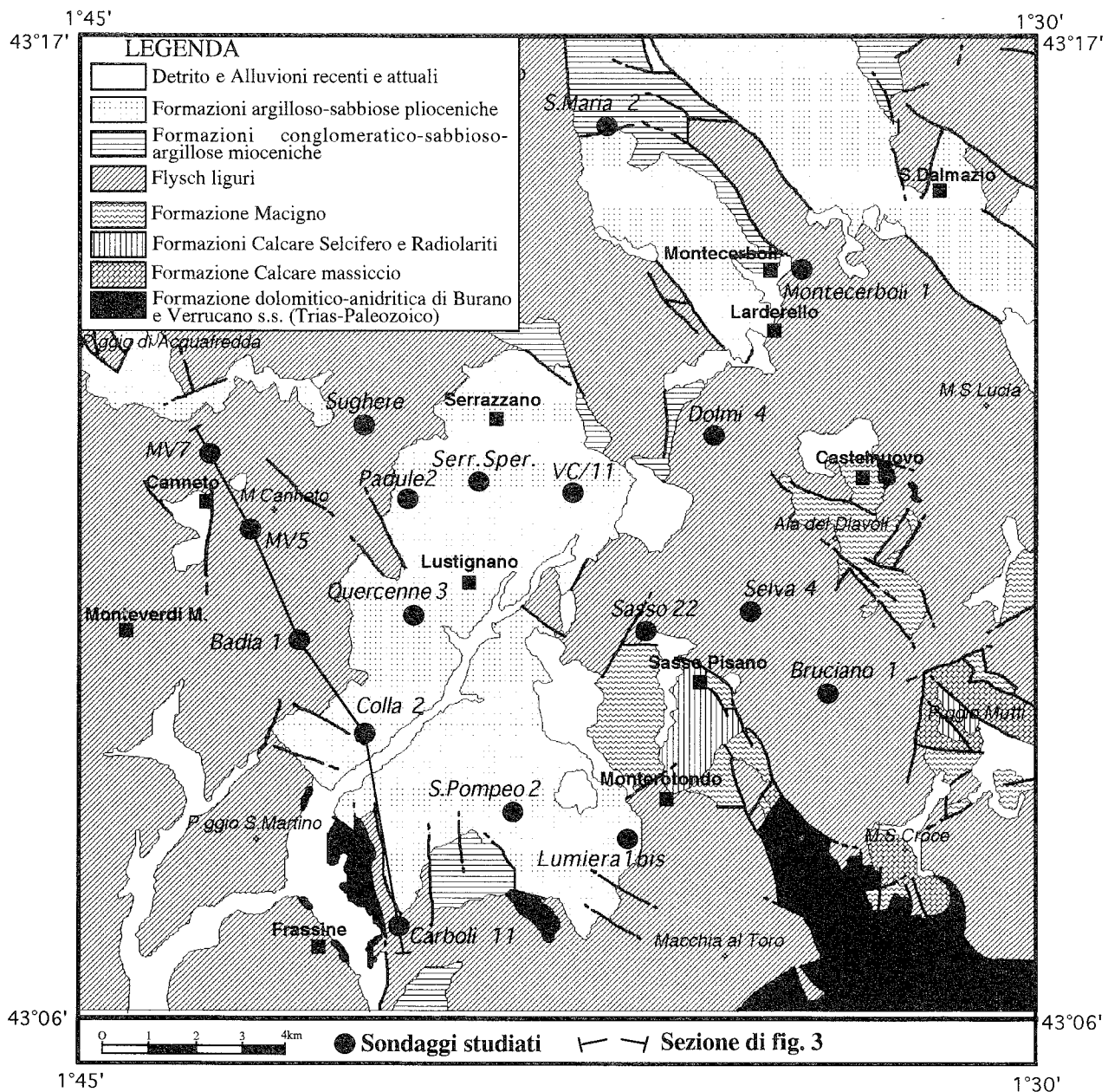


Fig. 2 - Ubicazione dei sondaggi profondi studiati e traccia della sezione riportata in fig.3.

idrotermali (metalliche e non) rispetto alle culminazioni intrusive fino ad ora localizzate, tanto da lasciare intravedere ulteriori importanti sviluppi di questo argomento anche nel campo della giacimentologia.

2. METAMORFISMO REGIONALE DI ALTA - TEMPERATURA / BASSA - PRESSIONE O METAMORFISMO DI CONTATTO MAGMATICO ?

La distinzione tra metamorfismo regionale e di contatto magmatico viene comunemente indicata dall'estensione "regionale" o "localizzata" degli effetti metamorfici, dalla relazione spaziale con corpi intrusivi e dalla presenza o non di un *fabric* dinamico. Il metamorfismo di contatto si sviluppa in modo vistoso soprattutto attorno ai corpi magmatici intrusivi associati alle fasce orogeniche tipo Cordigliera o alle catene di collisione continentale (graniti tipo I e tipo S). La stragrande maggioranza di studi sul metamorfismo di contatto riguarda infatti aureole ubicate lungo queste fasce.

In questi casi le aureole di contatto si impostano comunemente su rocce interessate da metamorfismo regionale in facies di scisti verdi o in facies anfibolitica mentre sono rari i casi di aureole sviluppate in rocce metamorfiche di alta-P/bassa-T.

Esiste una ampia convergenza tra gli effetti del metamorfismo regionale di bassa-P ($P < 0,4$ GPa) (in seguito MBP) e gli effetti del metamorfismo di contatto magmatico (in seguito MC). Negli ultimi anni numerosi autori hanno proposto sorgenti di calore magmatici per alcuni MBP (BARTON, 1988; DEYOREO *et al.* 1991) non essendo altrimenti spiegabili gli alti gradienti geotermici osservati ($> 30^\circ\text{C}/\text{km}$). L'area di convergenza è ristretta a gradienti geotermici, propri del MBP, generalmente compresi tra $30^\circ\text{C}/\text{km}$ e $50^\circ\text{C}/\text{km}$. Nel metamorfismo regionale le isoterme sono ampiamente distanziate tanto da dare luogo ad uno sviluppo chilometrico delle varie facies metamorfiche. Nel CM l'intera aureola, dalla facies di basso grado fino alle facies di più alto grado, ha generalmente spessori che difficilmente superano i due chilometri. E nel caso di plutoni compositi è generalmente possibile ricostruire la geometria delle aureole di ogni singola intrusione (ad es. FURLONG *et al.*, 1991). Le temperature al contatto con plutoni granitici sono comunemente comprese tra 550° e 600°C nel campo quindi della facies delle cornubianiti a orneblenda. Le aureole conseguenti hanno comunemente estensioni superiori al chilometro con gradienti termici dell'ordine dei 350 - $400^\circ\text{C}/\text{km}$ (BOWES, 1989).

2.1 I gradienti metamorfici

Nel caso di Larderello, nei pozzi perpendicolari alle culminazioni dei presunti corpi intrusivi, l'estensione delle aureole non superano il chilometro e mezzo e la loro geometria è abbastanza ben ricostruibile attraverso le

isograde di biotite e andalusite. L'aumento del gradiente, evidenziato dal raffittimento delle isograde, è particolarmente sviluppato nei pozzi Monteverdi 5B, VC/11 e Lumiera 1bis. In questi ultimi due pozzi le cornubianiti di fondo pozzo, isotrope nel primo e foliate nel secondo, sono intruse da filoncelli aplitici a testimonianza della vicinanza del corpo intrusivo. Nella carota di fondo del pozzo Lumiera 1bis possono essere osservate transizioni graduali tra apliti e roccia incassante. Quest'ultima presenta una struttura granoblastica poligonale e una anisotropia definita dalla biotite, attribuibile agli effetti della spinta diapirica. Nel VC/11 la carota di fondo pozzo è addirittura costituita da una roccia aplitica molto ricca in cordierite e sillimanite fibrolitica con andalusite relitta in riassorbimento (FRANCESCHINI, 1993b).

Tra la prima comparsa di biotite termometamorfica e l'inizio di fenomeni di anatessi indicanti la prossimità di corpi intrusivi possono essere misurati spessori di 1500 metri sulla verticale del pozzo Lumiera 1bis e addirittura meno di 1000 metri sulla verticale del pozzo VC/11. Questi gradienti elevatissimi (300 - $350^\circ\text{C}/\text{Km}$) non possono che rappresentare aureole termometamorfiche di intrusioni magmatiche.

2.2 Associazione diretta con rocce magmatiche intrusive

Le rocce termometamorfiche devono presentare relazioni spaziali congrue con un trasferimento di calore dal corpo intrusivo verso l'esterno. Paragenesi di alto grado saranno localizzate in prossimità di rocce magmatiche olocristalline ipidiomorfe rappresentanti la sorgente di calore principale.

Rocce aplitiche, con la tipica struttura autoallotriomorfa, rappresentano una prova indiretta della presenza nelle vicinanze di un corpo magmatico di grandi dimensioni per le ragioni già espresse da FRANCESCHINI & MARINELLI, (1991). Come noto, infatti, le apliti rappresentano fusi prossimi al punto eutettico Qz-Feldspati alcalini e come tali non possono allontanarsi troppo dall'intrusione in quanto l'abbassamento di pochi gradi della temperatura ne provoca la cristallizzazione (MARINELLI & FRANCESCHINI, 1993).

Nell'area Larderello-Travale i diffusi rinvenimenti di rocce filoniane intrusive (apliti, micropegmatiti e micrograniti) sono concentrati nei due principali alti strutturali ai quali corrispondono a loro volta aureole concentriche di metamorfismo di contatto, concordanti con almeno due presunte culminazioni intrusive granitiche. Le magmatiti filoniane sono sempre sistematicamente associate alle paragenesi di alta temperatura e bassa pressione. Non sono mai state osservate rocce magmatiche filoniane incassate nelle metamorfiti di basso grado prive di andalusite e cordierite.

Nella zona più studiata situata a nord-nord ovest, lo stock intrusivo è stato situato circa 4-4,5 Km al di sotto di M.te Canneto (FRANCESCHINI, 1993a). Una zona fittamente

iniettata di filoncelli aplitici e dicchi granitici è stata infatti incontrata al fondo del pozzo Monteverdi 5B e la sua associazione con lo sviluppo di una aureola concentrica cupoliforme (fig. 3) è indicativa della presenza di un piccolo stock delle dimensioni menzionate. Tra le rocce intrusive domina un microgranito con fenocristalli ipidiomorfi di feldspato potassico, mai di grandi dimensioni, e strutture grafiche. I micrograniti porfirici sono facies comuni nelle zone marginali e di tetto in molti plutoni, specie dove esistono mineralizzazioni e sviluppo ramificato di apliti, dicchi porfirici e pegmatiti (PITCHER, 1993). Queste tessiture fini e medie sono facilmente spiegabili in termini di una riduzione nella pressione di acqua dovuta alla "fuga" di volatili nelle zone fratturate al tetto della cupola. La cristallizzazione frazionata provoca un aumento della pressione dei fluidi che tendono a concentrarsi nelle parti alte del plutone. La spinta di questo verso l'alto provoca la formazione di fratture nelle rocce incassanti di tetto e la fuga improvvisa, come improvvisa è la formazione delle fratture, dei fluidi. Gli improvvisi abbassamenti di pressione provocano un abbassamento del liquidus ed una veloce cristallizzazione con sviluppo di una struttura tendenzialmente autoallotriomorfa, porfirica con presenza di strutture grafiche (PITCHER, 1993).

L'aureola dello stock di M.te Canneto risulta costituita dallo sviluppo di una fascia esterna a biotite, una fascia intermedia nella quale compare l'andalusite e una fascia interna dove a biotite e andalusite si accompagna abbondante cordierite (FRANCESCHINI, 1993a). Recentemente, nelle zone più profonde e prossime ai dicchi intrusivi sono stati osservati rari cristallini di corindone e spinello associati ad andalusite. Altri rinvenimenti di rocce intrusive filoniane sono da segnalare nei pozzi Monteverdi 7, Le Sughere, Serrazzano Sperimentale, Padule 2B, VC/11, Quercenne 3, Canneto 4 tutti ubicati nella zona Serrazzano-Mte. Canneto-Lustignano. Le isoterme attuali tagliano nettamente la cupola termometamorfica indicando che il riscaldamento legato alla presenza del presunto stock è ormai cessato. Le datazioni del dicco monzogranitico incontrato nel pozzo Monteverdi 7 indicano un'età di $3,8 \pm 0,1$ Ma (VILLA *et al.*, 1987) tra le più vecchie misurate a Larderello. Considerando che la datazione si riferisce ad un prodotto magmatico tardivo si può ammettere una età leggermente maggiore per la messa in posto del plutone.

Nei pozzi della porzione meridionale dell'area geotermica, pur con temperature attuali superiori ai 400°C a 2500-3000m (S. Pompeo 2, Carboli 11, Capannoli 2) e paragenesi termometamorfiche di alto grado e bassa pressione (< 1 kbar; corindone+andalusite, S. Pompeo 2) non sono state fino ad ora incontrate rocce intrusive. Solo nel Lumiera 1 bis, alla profondità di 3110 metri, si rinvennero filoncelli millimetrici aplitici a struttura allotriomorfa incassati in rocce cornubianitiche di medio-alto grado (assenza di muscovite e presenza di ortopirosseno metamorfico) con quarzo, plagioclasio e ortose a struttura poligonale e una scistosità a domini della biotite. La ristrutturazione termometamorfica oblitera totalmente le tracce di ogni precedente struttura. Questi filoncelli aplitici

non presentano un contatto netto con la roccia incassante ad indicare l'alta temperatura raggiunta da questa roccia durante l'acme termico. Le temperature sono indicate da strutture poligonali ben sviluppate, strutture mirmechitiche (quarzo-plagioclasio), presenza di ortopirosseno metamorfico. Fenoblasti di apatite indicano la possibile influenza di fluidi metasomatizzanti provenienti da una vicina massa magmatica acida. Nella carota precedente, alla quota di 2239m, si può osservare lo sviluppo della scistosità tardo-termometamorfica con cristalli di andalusite deformati e parzialmente ruotati (foliazione di aureola). In questo campione la presenza di pseudomorfo di biotite+ossidi opachi+quarzo su granato e di plagioclasio calcico sulla fenoblastesi albitica indicano che i micascisti sono le rocce originarie sulle quali si è sviluppato il termometamorfismo e la relativa deformazione. Datazioni eseguite su biotiti danno età di $3,06 \pm 0,07$ Ma e $2,88 \pm 0,05$ Ma pozzo Sasso 22 e un'età di $1,61 \pm$ Ma nel Pozzo S. Pompeo 2 (VILLA & PUXEDDU, 1993), in accordo con l'ipotesi di una culminazione intrusiva termicamente ancora in parte attiva.

2.3 Strutturazioni legate alla dinamica intrusiva

Le associazioni ad andalusite e cordierite, presenti diffusamente nel sottosuolo di Larderello al di sotto dei 1500-2000 m possono appartenere sia ad un MBP che ad un MC. I ricercatori che hanno studiato le carote di alcuni pozzi profondi di quest'area (PUXEDDU, 1984; ELTER & PANDELI, 1990; ELTER & TALARICO, 1993) pongono come criterio di separazione tra paragenesi CM e MBP le relazioni di andalusite e cordierite con la struttura orientata della roccia. Andalusite e cordierite precinematiche sono attribuite all'evento varisco, le rare paragenesi nettamente post-cinematiche sono attribuite al termometamorfismo plio-quadernario. Questo in ragione del fatto che il plutonismo nell'area di Larderello è stato ritenuto fino ad oggi un fenomeno sporadico, circoscritto a rari corpi leucogranitici (PANDELI *et al.*, 1992).

Con l'aumentare del grado metamorfico di BP i micascisti deformati polifasicamente dal metamorfismo regionale in facies anfibolitica passano a degli gneiss cornubianitici andalusitico-cordieritici (in seguito PGa) nei quali la nuova paragenesi evidenzia una blanda foliazione che tende ad accentuarsi con la profondità. La transizione termometamorfica tra micascisti e PGa è stata ampiamente documentata in FRANCESCHINI (1993b), CALLAI (1994).

Dato che andalusite e cordierite si sviluppano in prevalenza sui letti micacei dei micascisti, obliterandone nettamente le strutture orientate, è plausibile ammettere una distruzione delle vecchie orientazioni regionali e la formazione, nelle zone di più alto grado prossime alle masse intrusive, di una scistosità legata a deformazioni di tipo diapirico (foliazione di aureola di contatto).

In letteratura sono del resto numerosissimi i casi di aureole "foliate" durante il CM (PITCHER & BERGER, 1972;

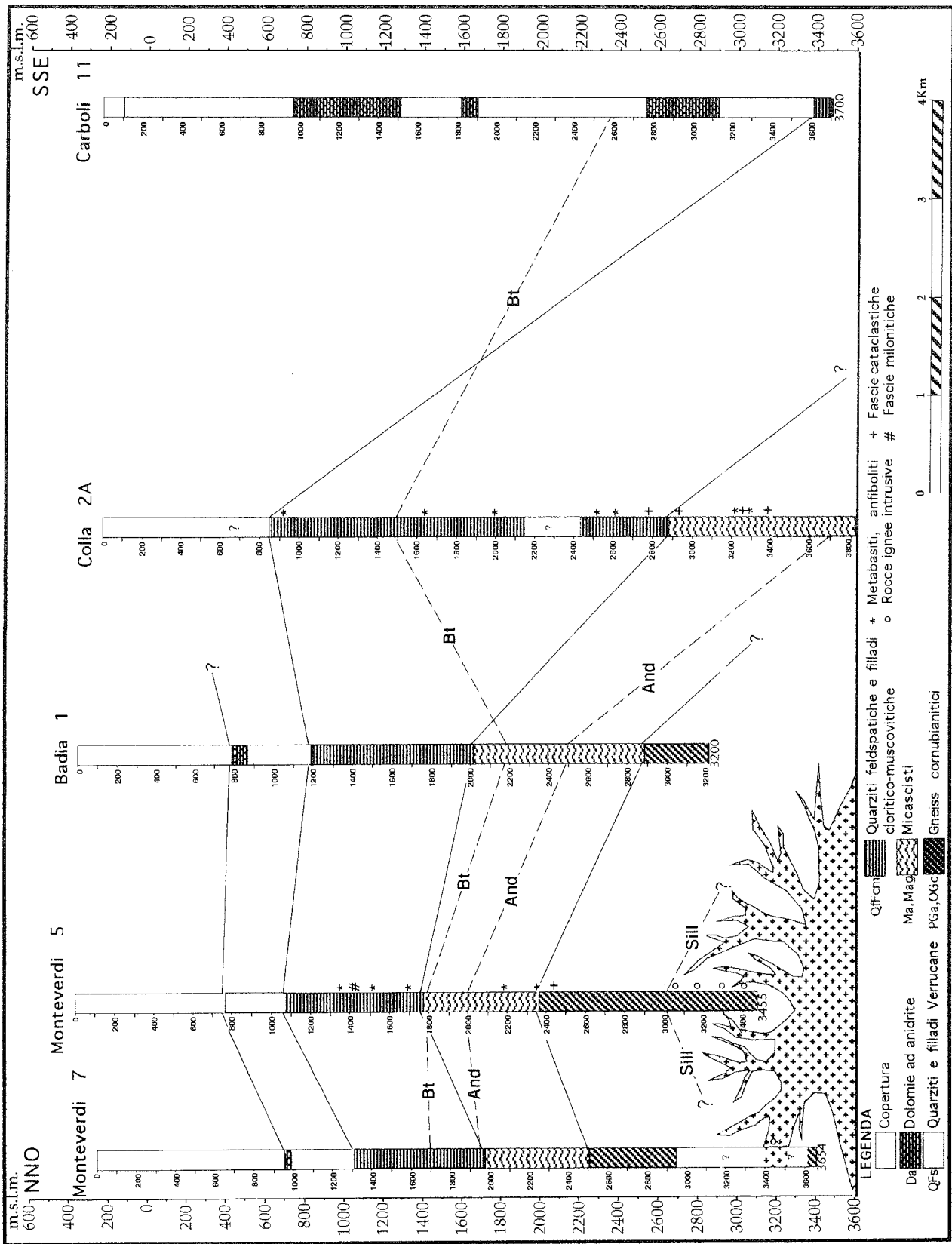


Fig.3 - Sezione riassuntiva NNO-SSE. L'andamento delle paleoisoterme rappresentate dalle isograde di biotite, andalusite e sillimanite definiscono un andamento cupoliforme dell'aureola termometamorfica di uno stock intrusivo evidenziato da un intreccio di filoni aplitici, microgranitici e micropegmatitici. Da notare il sollevamento delle unità sovrastanti il plutone.

SYLVESTER *et al.* 1978; DUTCH, 1979; COWARD, 1981; HOLDER, 1979; BATEMAN, 1984, 1985; MAHMOOD, 1985; CASTRO, 1987; CRUDEN, 1988; VERNON, 1988; RUBENACH & BELL, 1988; RAMSAY, 1989; KERRIK, 1991 *etc.*).

Nei pozzi Monteverdi 5B e Sughere, situati nel settore nord-occidentale dell'area esplorata, la zona iniettata di filoni microgranitici e aptitici è tagliata da una superficie cataclastico-milonitica idrotermalizzata legata a dislocazioni tettoniche posteriori alla fase intrusiva. Dislocazioni post-intrusive sono descritte anche da MARINELLI (1959) nella zona orientale dell'Isola d'Elba. Nella stessa zona è possibile incontrare faglie orizzontali che dislocano i filoni magmatici incassati negli gneiss di Capo Calamita. Le paragenesi termometamorfiche negli gneiss di Capo Calamita (BARBERI *et al.*, 1967) presentano inoltre deformazioni attribuite alla messa in posto del plutone (DURANTI *et al.* 1992). L'intrusione di Porto Azzurro del resto è, tra tutti gli stocks affioranti nella Toscana meridionale e insulare, quello che dovrebbe presentare le caratteristiche più simili alle intrusioni qui considerate dato il suo profondo livello di impostazione all'interno delle formazioni paleozoiche di Capo Calamita (riferibili al Gruppo dei Micascisti). È ovvio che se consideriamo pliocenico e quindi totalmente post-orogenico il fenomeno intrusivo presente sia della parte orientale dell'Isola d'Elba sia della zona nord-nord ovest di Larderello, tali dislocazioni e deformazioni necessitano di una spiegazione fuori dall'ambito della tettonogenesi appenninica almeno per quanto riguarda la fase compressiva di questa orogenesi. A Larderello le deformazioni contemporanee e successive alle blastesi termometamorfiche, oltre che alla spinta diapirica, sono probabilmente legate agli stessi movimenti postorogenici responsabili della distensione del settore tirrenico (LAVECCHIA & STOPPA, 1989; FRANCESCHINI, 1994b; MILANESE, 1994). Un'ipotesi per spiegare deformazioni, dislocazioni post-orogeniche e sollevamento è certamente quella proposta da BALDI *et al.* (questo volume) della distensione "a domino" (MILLER *et al.*, 1983). La diffusione in profondità di diapiri granitici può aver contribuito, almeno localmente, allo sviluppo di deformazioni indotte dall'intrusione forzata di questi corpi in rocce metamorfiche ad alto livello crostale.

Recenti studi biostratigrafici (BOSSIO *et al.*, 1991) individuano nell'area di Pomarance una completa emersione durante la porzione inferiore della Zona a *Globorotalia puncticulata*, (poco meno di 3,5 Ma) con evidenze di inizio sollevamento già nella parte inferiore della precedente Zona a *G. Puncticulata G. Margaritae* (intorno ai 4,3 Ma). Queste età sono in accordo con le datazioni radiometriche sulle rocce filoniane e sui minerali termometamorfici nell'area di Serrazzano (DEL MORO *et al.*, 1982). Analoghe evidenze di zone in sollevamento a sud (COSTANTINI *et al.*, 1982; BARTOLINI *et al.*, 1982) potrebbero essere legate alla dinamica di messa in posto in profondità degli stocks meridionali (Plutone di Prata) in alternativa all'ipotesi di corteo magmatico "passivo" in un contesto di estensione asimmetrica. Durante la messa in posto di masse diapiriche nelle formazioni di copertura e in superficie si potrà

sviluppare una tettonica di sollevamento con formazione di strutture distensive circolari tipo "pre-caldera" (MARINELLI, 1968). Una situazione di questo tipo è ben evidente al Mte Amiata dove una faglia anulare circolare, lungo la quale sono concentrati i depositi di farina fossile, abbassa il massiccio vulcanico (FRANCESCHINI, 1990). A Larderello la presenza di "strutture circolari" è un problema già evidenziato nel passato (ENEL, 1985) e che potrebbe fornire in futuro un valido aiuto nell'identificazione delle culminazioni intrusive sepolte.

2.4 Circolazione di fluidi parzialmente sovrapposti alla ristrutturazione metamorfica

2.4.1. I fluidi pneumatolitici

All'interno delle aureole si notano diffuse deposizioni di minerali caratteristici delle fasi pneumatolitiche legate all'espulsione per contrasto di pressione dei fluidi residuali della cristallizzazione magmatica. Nell'area di Larderello il minerale pneumatolitico per eccellenza è la tormalina, presente nei filoni granitici e aptitici e come minerale pneumatolitico di vena associato a biotite (vedi ad esempio il pozzo S. Pompeo 2, Carboli 11 *etc.*).

La ragione per cui questo minerale sia associato al magmatismo toscano è un problema già affrontato da MARINELLI (1955) e interpretato come un fenomeno di concentrazione di questo elemento nelle porzioni marginali delle intrusioni e nelle loro aureole come conseguenza della mancata degassazione.

Vene di tormalina e biotite di probabile origine pneumatolitica sono state osservate frequentemente nel pozzo S. Pompeo 2, Quercenne 3, Sasso 22, Canneto 4 *etc.*; CAVARRETTA *et al.* (1980) osservano paragenesi di alta temperatura legate a fenomeni metasomatizzanti (wollastonite, diopside) nel pozzo Sasso 22; flogopite e diopside sono presenti nelle scaglie carbonatiche del Quercenne 3.

Recentemente nel pozzo Selva 4 sono state incontrate rocce carbonatiche metasomatizzate ricche in anidrite e caratterizzate da wollastonite, olivina e periclasio (relitti in brucite). Questi minerali indicano temperature superiori ai 700°C ed un protolite costituito da una dolomia ad anidrite. Inoltre, se il protolite appartenesse, come è verosimile per la peculiare paragenesi dolomitico-anidritica, alla formazione di Burano è evidente che l'effetto termico-metasomatizzante sarebbe sicuramente posteriore al Trias. Le analisi isotopiche sullo S di questa anidrite indicano valori compatibili con il Trias superiore della formazione di Burano (FRANCESCHINI, 1993b).

2.4.2. Gli effetti idrotermali

All'interno delle rocce metamorfiche è presente una grande diffusione di minerali di deposizione idrotermale. Lo sviluppo dell'idrotermalismo, inteso sia come deposizione di nuovi minerali di vena sia come retrocessione dei

minerali costituenti la roccia incassante, si sovrappongono alle strutture e alle paragenesi metamorfiche precedenti. Spesso è possibile osservare relazioni di continuità tra gli effetti termometamorfici, pneumatolitici e idrotermali in accordo all'ipotesi di raffreddamento di masse magmatiche granitiche.

Gli effetti retrometamorfici attribuiti da ELTER & PANDELI (1990) e PANDELI *et al.* (1992) alle fasi orogeniche alpine, nei limiti concessi dal campionamento di cuttings e carote, possono essere diversamente interpretati. Queste retrocessioni metamorfiche presentano sistematicamente carattere localizzato concentrandosi prevalentemente lungo vie di circolazione preferenziale di fluidi idrotermali indicate da minerali propilitici (epidoto, titanite, adularia etc.). Un elemento a favore di una retrocessione metamorfica di tipo idrotermale e di età recente-attuale è dato dal fatto che identiche retrocessioni (cloritizzazione della biotite, albitizzazione del plagioclasio, pinitizzazione della cordierite e sericitizzazione dell'andalusite (PANDELI *et al.*, 1992) sono normalmente osservate, con carattere localizzato, anche nelle rocce magmatiche del dicco granitico incontrato nel pozzo MV7 a 3485 metri di profondità e datato a 3,8 Ma (VILLA *et al.*, 1987) con un possibile minimo a 2 Ma (datazione sul K-Feldspato; PUXEDDU, 1989). Le retrocessioni metamorfiche osservate sono quindi probabilmente attribuibili al regime di circolazione idrotermale recente e attuale in atto nel sottosuolo dell'area, posteriore alla messa in posto delle cupole intrusive e della formazione dell'aureole termometamorfiche. Ad una analoga conclusione giungono VALORI *et al.* (1992) studiando le inclusioni fluide nella roccia granitica di 3485m del pozzo MV7. Un'altra importante indicazione a favore di una retrocessione subattuale e non alpina è data dal fatto che generalmente si osservano cristalli di cordierite subidiomorfi non alterati là dove la biotite è totalmente di origine termometamorfica recente. Se la cordierite fosse ercinica sarebbe difficile spiegare come mai la retrocessione alpina della biotite originariamente associata alla cordierite non abbia interessato la cordierite stessa tenendo conto che questo minerale è particolarmente sensibile ai fenomeni di retrometamorfismo. Dove la cordierite si presenta pinitizzata, tutti i minerali termometamorfici, anche i più recenti, sono interessati da retrocessione per idratazione.

2.5 Evoluzione isobarica del metamorfismo di contatto

Nella griglia P-T (fig.4) sono riportate le caratteristiche petrologiche del metamorfismo termico. L'evoluzione è approssimativamente isobarica e con caratteristiche identiche a quelle ricostruite da DURANTI *et al.* (1992) per l'intrusione monzogranitica di Porto Azzurro (Isola d'Elba).

Le paragenesi a corindone + k-feldspato (Pozzi Monteverdi 5B, Radicondoli 26) corindone + andalusite (Pozzi S.Pompeo 2, Monteverdi 5B) e il raggiungimento della curva del solidus granitico (Pozzi VC/11, Lumiera

1bis) indicano temperature e pressioni compatibili con il CM e meno frequenti nel MBP.

Per la definizione del campo degli alluminosilicati sono state ricalcolate le curve divarianti in base ai dati termodinamici proposti da JOHNSON *et al.*, (1991). Tali curve sono in perfetto accordo con le paragenesi osservate (in particolare con il riassorbimento di andalusite nelle facies magmatiche) e si pongono in posizione intermedia rispetto alle traiettorie risultanti dagli studi di SLJE (1986) e VERNON (1976) dopo RICHARDSON (1969). Estremamente significativa dal punto di vista dell'evoluzione termica risulta il riassorbimento di andalusite da parte di cordierite osservato negli gneiss (Sasso 22) e nel fuso delle facies magmatiche (Monteverdi 5b, Monteverdi 7, VC/11). Questo tipo di reazione può avvenire solamente per percorsi isobarici verso le alte temperature. La cordierite coronitica su andalusite (reazione $Bt + And + Qtz = Crd + Kfd + H_2O$) si osserva anche in rocce contenenti ortose+sillimanite fibrolitica (reazione $Ms + Qtz = Sill + Kfd + H_2O$), ma in assenza di sillimanite su andalusite (reazione andalusite = sillimanite). Queste associazioni sono indicative di pressioni molto basse, certamente inferiori ai 3 kbar per temperature superiori ai 600°C.

Tenendo conto che queste paragenesi si rinvengono attualmente a circa 3000-3500 metri di profondità (pozzo Sasso 22, VC/11) dobbiamo ammettere che il climax metamorfico abbia agito quando le rocce si trovavano con una copertura compresa tra 3 e 6 Km di spessore. Ammettendo che il sollevamento sia stato costante nel tempo e ponendo a 4,5 Ma l'inizio dell'attività plutonica si ottengono, per l'area di Serrazzano, velocità di uplift di circa 1 centimetro ogni 10 anni.

2.6 Sviluppo dell'aureola termometamorfica al di sotto dei terreni sedimentari o poco metamorfici più superficiali

In tutti i pozzi studiati si osservano gli effetti termici spesso anche all'interno delle formazioni più superficiali, con sviluppo di cloritoide post-cinematico nelle quarziti verrucane, clinopirosseno e flogopite nei marmi dolomitici ad anidrite, biotite nelle filladi quarzo feldspatiche a clorite e nelle filladi quarzitiche verrucane etc.. Ma le vere aureole a biotite-andalusite-cordierite si sviluppano in maniera determinante solo all'interno delle rocce del Gruppo dei Micascisti costituite da metamorfiti già in facies anfibolitica.

I modelli di raffreddamento conduttivo indicano che esiste una generale correlazione tra le dimensioni delle aureole e le dimensioni dell'intrusione. La temperatura a varie distanze dal corpo intrusivo dipende da innumerevoli parametri quali la temperatura del magma, il calore latente di cristallizzazione, le dimensioni della massa magmatica e la conduttività termica, calore specifico, diffusività, temperatura iniziale e contenuto in acqua delle rocce incassanti. Il contenuto in acqua nella porosità della roccia incassante ha un ruolo fondamentale nel determinare le dimensioni dell'aureola dato che la vaporizzazione dell'ac-

qua e l'innescare delle reazioni endotermiche di disidratazione e decarbonatazione dei minerali idrati e carbonatici richiedono grandi quantità di calore. Questo implica che a parità di altre condizioni, intrusioni impostate in rocce "secche" avranno uno sviluppo molto maggiore di aureole impostate in rocce porose ricche in acqua (BOWES, 1989). Intrusioni superficiali impostate in rocce sedimentarie o solo debolmente metamorfiche, ricche in acqua, assorbiranno grandi quantità di calore sottraendole alla ricristallizzazione e ristrutturazione della roccia incassante; intrusioni impostate in rocce metamorfiche di medio grado, anidre, potranno utilizzare tutto il calore per la ristrutturazione mineralogica e tessiturale dando luogo ad estese aureole ben sviluppate considerando anche il fatto che in questo ultimo caso generalmente l'intrusione si imposta in livelli meno superficiali della crosta dove la temperatura preintrusiva delle rocce incassanti è già abbastanza alta. Le intrusioni di M.te Capanne, Gavorrano e Botro ai Marmi, impostate all'interno di formazioni sedimentarie ricche in acqua e minerali idrati presentano aureole molto modeste; l'intrusione di Porto Azzurro e i plutoni di Larderello sono

invece caratterizzate da aureole estese in ragione del bassissimo contenuto di acqua intergranulare nelle rocce incassanti e di reticolo cristallino nei minerali idrati.

Inoltre, la grana fine, al massimo media, osservata nel complesso degli gneiss può essere indicativa di uno sviluppo a bassa pressione della ristrutturazione metamorfica. Gli studi di RIDLEY (1985) e CASHMAN & FERRY (1988) mettono in evidenza come tanto più veloce è il riscaldamento e quindi le velocità delle reazioni tanto più abbondanti sono i nuclei cristallini neoformati. Un termometamorfismo a bassa pressione come nel nostro caso potrebbe quindi essere responsabile di una alta velocità di nucleazione con la formazione di tanti cristalli di piccole dimensioni.

3. CONCLUSIONI

Le ricerche eseguite negli ultimi anni su cuttings e carote dei numerosi pozzi profondi dell'area geotermica di Larderello-Travale hanno messo in luce la presenza di un

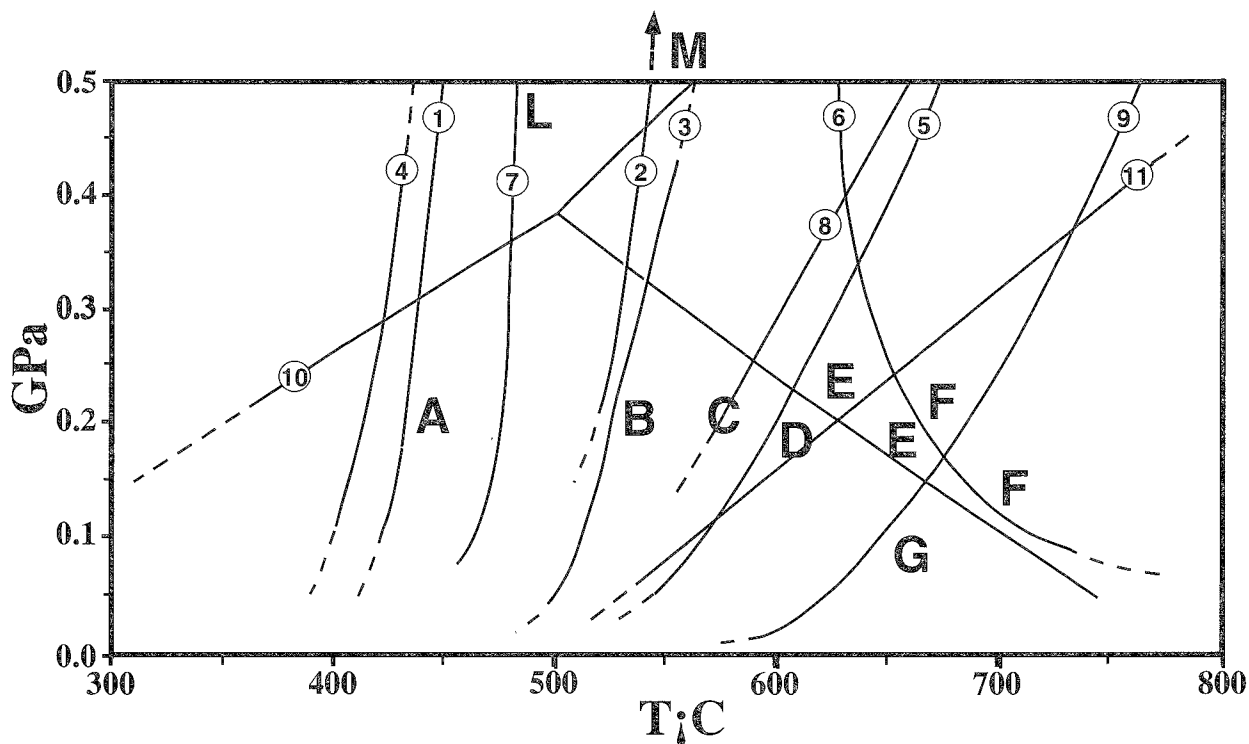


Fig. 4 - Associazioni paragenetiche per il metamorfismo nei pozzi profondi dell'area Larderello-Travale nel diagramma P-T. Sono considerate solo le paragenesi relative a metapeliti e metapsammiti. Nel diagramma sono illustrate alcune delle principali reazioni metamorfiche presumibili dalle paragenesi osservate nei micascisti e negli gneiss. Le condizioni termobarometriche indicano che l'effetto termometamorfico risulta caratterizzato da pressioni inferiori ai 3 kbar e temperature crescenti fino a valori massimi di 700°C.

TERMOMETAMORFISMO PLIO-QUATERNARIO: A) Biotite-in; B) Cordierite+Andalusite-in; C) Staurolite-out→Andalusite-in; D) Andalusite+Ortose-in (2kbar; 600°C); E) Sillimanite+ortose-in (2kbar; 650°C); F) Fusio Qtz+Or+Ab (2kbar; 680°C); G) Corindone+Andalusite-in (1kbar; >600°C); H) Andalusite-out→Cordierite-in (1,5 kbar; >600°C). METAMORFISMO BARROVIANO PRE-INTRUSIVO: L) Staurolite-in; M) Granato-in.

CURVE DI REAZIONE: 1) presunta, $Stp + Ms-out \rightarrow Bt + Mu-in$ (NITSCH, 1970); 2) presunta, $Cld \rightarrow St$; (HOSCHEK, 1969; GANGULY E NEWTON, 1969); 3) osservata, $Chl + Ms + Qtz \rightarrow Crd + Bt + Al_2SiO_5 + H_2O$ (HISCHBERG E WINKLER, 1968); 4) osservata, $Prl \rightarrow Al_2SiO_5 + Qtz + H_2O$ (HEMLEY, 1967; KERRICK, 1968; WALL & ESSENE, 1972); 5) osservata, $Ms + Qtz \rightarrow Kfs + Al_2SiO_5 + H_2O$ (ALTHAUS *et al.*, 1970); 6) osservata, $Ab + Or + Qtz + H_2O \rightarrow melt$ (TUTTLE e BOWEN, 1958; MERRILL *et al.* 1970); 7) osservata, $Alm_{87}-Sps_{13}-in$ (Hsu, 1968); 8) osservata, $St + Ms + Qtz \rightarrow Al_2SiO_5 + Bt + H_2O$ (HOSCHEK, 1969); 9) osservata, $Mu \rightarrow Kfs + C + H_2O$ (WINKLER, 1976); 10) calcolata, Campo Al_2SiO_5 (JOHNSON *et al.*, 1991); 11) osservata, $Andalusite \rightarrow Cordierite$ (PATTISON & TRACY, 1991);

ampio duomo di rocce metamorfiche, seppellito al di sotto di una copertura di unità alloctone sedimentarie e debolmente metamorfiche (facies scisti verdi). La struttura è allungata in senso appenninico (FRANCESCHINI, 1994b) ed è costituita da originarie rocce polimetamorfiche in facies anfibolitica di età ancora incerta. Questo nucleo metamorfico è stato interessato negli ultimi 4 milioni di anni da estese risalite diapiriche di plutoni granitici. Le aureole termometamorfiche relative sono costituite da:

a) rocce in facies di cornubianiti ad epidoto con la biotite come minerale dominante nella zona più esterna dell'aureola;

b) rocce in facies di cornubianiti ad orneblenda, molto ricche di andalusite e cordierite, nella zona intermedia;

c) rocce in facies di cornubianiti a pirosseno, con sillimanite fibrolitica, k-feldspato, corindone e spinello, ortopirosseno in prossimità delle intrusioni. Queste aureole hanno dimensioni di 1-1,5 Km e sono ben distinte all'interno del basamento, mentre si riducono fortemente o sono sostituite da fenomeni pneumatolitico-metasomatici nelle formazioni di copertura. Nelle fasce di più alto grado sono presenti localmente rocce di anatessi. Questa situazione può essere riassunta nel diagramma di fig. 4 dove sono riportati i campi P-T per le rocce appartenenti a queste aureole e al precedente metamorfismo regionale di carattere barroviano. Il metamorfismo barroviano, probabilmente ercinico (vedi ELTER & TALARICO, 1993 per una esauriente descrizione), è rappresentato essenzialmente da minerali di media pressione come il granato e la staurolite. Le paragenesi MC evidenziano una evoluzione tendenzialmente isobarica che definisce molto chiaramente un evento termometamorfico completo dalla zona a clorite fino alla zona a sillimanite e fuso per pressioni molto basse, sempre comprese al di sotto dei tre kbar. Queste caratteristiche, anche in base alle considerazioni di LUX *et al.* (1986) e DEYOREO *et al.* (1991), sono tipiche di un metamorfismo di contatto magmatico piuttosto che di un metamorfismo regionale di alta-T/bassa-P come proposto da ELTER & TALARICO (1993).

Le associazioni sopra ricordate non sono compatibili con le traiettorie P-T indicate dagli autori in quanto implicano temperature superiori ai 600°-650°C per pressioni inferiori a 3kb. Queste paragenesi e le strutture tendenzialmente massive e sempre a grana molto fine di queste rocce di alto grado sono indicative di fenomeni termometamorfici propri della facies delle cornubianiti a pirosseno secondo la definizione di TURNER (1968) o cornubianiti a K-feldspato e cordierite secondo la definizione di WINKLER (1979) più appropriata in questo caso. L'isograda muscovite-out è del resto diffusamente presente al di sotto dei 2000-3000 metri su di una vasta area.

Studi recenti (ELTER & PANDELI, 1990; ELTER & TALARICO, 1993) attribuiscono all'evento termometamorfico o metamorfismo di alta-T e bassa-P la ristrutturazione statica e la blastesi di andalusite e cordierite in parte dei micascisti e negli gneiss e lo riferiscono ad una fase tardo-postorogena dell'orogenesi ercinica. Vengono riconosciute dagli autori citati tre deformazioni polifasiche alpi-

ne (DA1, DA2, DA3) e una relitta pre-alpina (DE), con la possibilità di una deformazione ancora precedente (DX). L'effetto metamorfico di alta-T e bassa-P viene posto tra la DE e la DA1. La strutturazione attuale è interamente frutto delle deformazioni alpine, essenzialmente DA1 e DA2, che hanno provocato lo sviluppo di una scistosità altamente penetrativa (SA1) localmente obliterata (nelle zone più profonde) dallo sviluppo della SA2 (ELTER & PANDELI, 1990). Ne consegue che gli effetti deformativi e le blastesi prealpine dovrebbero mostrare retrocessioni e ristrutturazioni molto più pervasive di quelle osservate. Infatti, a parte le paragenesi termometamorfiche del sondaggio S.Pompeo 2, sub attuali e quindi perfettamente statiche (corindone + K-feldspato e andalusite), legate alla più recente delle culminazioni intrusive, le blastesi di andalusite, cordierite, sillimanite e biotite comunemente osservate nelle porzioni più profonde dei micascisti e negli gneiss si presentano deformate e retrocesse solo molto blandamente. La blastesi di alta-T e bassa-P risulta sempre posteriore alla scistosità e alla deformazione principale della roccia e si sviluppa proprio sui letti lepidoblastici dei micascisti; quindi o gli effetti deformativi alpini hanno interessato solo in maniera superficiale, mai penetrativa la roccia oppure la blastesi di alta-T e bassa-P è posteriore alla principale deformazione alpina e precedente alle ultime deformazioni alpine. La datazione a 285 Ma di DEL MORO *et al.* (1982) ottenuta su una muscovite nel contesto di numerose età recenti, può anche corrispondere ad un relitto di mica pre-alpina, ma non dimostra che la struttura dominante è varisica.

L'interpretazione data da ELTER & TALARICO (1993a, 1993b) è rappresentativa dell'evoluzione preintrusiva del massiccio metamorfico. E' molto probabile infatti che esistano relitti del metamorfismo tardoercinico di alta-T/bassa-P e, data la somiglianza paragenetica tra metamorfismo regionale di bassa-P e di contatto magmatico, risulta difficoltoso discernere con certezza tra i due eventi metamorfici in special modo quando lo studio riguarda cuttings e carote dove è impossibile applicare l'analisi strutturale in modo continuo.

Le aureole, distinte in prossimità delle culminazioni intrusive, tendono probabilmente ad unirsi in profondità in un unico grande complesso metamorfico-intrusivo (fig. 5) per il quale si propone il nome di Larderello *Plutono-Metamorphic Core Complex*. Questa struttura regionale sepolta è affine al complesso metamorfico di età Miocenica affiorante nell'isola egea di NAXOS (LISTER *et al.*, 1984), appartenente alla fascia interna di HT/LP del margine attivo Ellenico e associato ad un magmatismo di tipo calc-alcalino e ad un metamorfismo HP/LT. In accordo con le ricostruzioni geologico-strutturali di BERTINI *et al.* (1992) viene in pratica estesa al corpo plutono-metamorfico di Larderello la definizione di "Cordilleran metamorphic core complex" di LISTER & DAVIS (1989), puntualizzando con il suffisso "plutono" l'importanza del fenomeno intrusivo messo in evidenza dagli studi sui pozzi profondi.

Sensibili analogie si riscontrano inoltre tra il massiccio plutono-metamorfico di Larderello e il massiccio meta-

morfo apuano. Dal punto di vista stratigrafico le "Quarziti feldspatiche e Filladi cloritico-muscovitiche" (QFFcm; FRANCESCHINI, 1993b) del sottosuolo di Larderello possono essere confrontate con le Filladi Inferiori delle Alpi Apuane (BARBERI & GIGLIA, 1968; GATTIGLIO & MECCHERI, 1987). Gneiss Albitici contenuti all'interno delle Filladi Inferiori rappresentano infatti un marker importante corrispondente a Larderello ai livelli di albitoscisti contenuti nella QFFcm, sovrastanti stratigraficamente ai Micascisti muscovitico-cloritici a fenoblasti albitici e a granato relitto (Mmcag). Nell'area apuana le Filladi Inferiori rappresentano la formazione più bassa affiorante. Scaglie tettoniche a vergenza appenninica, costituite da terreni cristallini riferibili alla Mmcag, affiorano però in posizione più interna della catena, al Passo del Cerreto, interposte a terreni riferibili al Verrucano s.s. (BOCCALETTI & GOSSO, 1981). Per quanto riguarda la successione stratigrafica esistono quindi notevoli analogie tra i due massicci metamorfici. Dal punto di vista dell'assetto tettonico i marmi e

gli skarn ad anidrite rinvenuti a Larderello al di sotto della Mmcag potrebbero essere indicativi di dislocazioni importanti di grandi frammenti di crosta durante la tetto-genesi appenninica. Riportata alle Alpi Apuane questa ipotesi implicherebbe, come già evidenziato da vari autori (BOCCALETTI *et al.*, 1981; CARMIGNANI *et al.*, 1981; GIGLIA & CARMIGNANI, 1981), un'alloctonia estesa in profondità a coinvolgere anche il nucleo apuano. Per quanto riguarda infine il fenomeno intrusivo non esistono nelle Alpi Apuane indizi a favore della presenza di corpi sepolti intrusivi.

A Larderello-Travale l'estensione del fenomeno intrusivo, rappresentato probabilmente da numerosi pulsii diapirici a formare tra i 5 e i 10 Km un batolite composito, ha come espressione superficiale un esteso campo geotermico e un gran numero di giacimenti epi- e meso-termali prevalentemente a solfuri.

La presenza di corpi diapirici potrebbe inoltre essere responsabile della distribuzione suborizzontale della permeabilità nelle zone profonde del campo di Larderello.

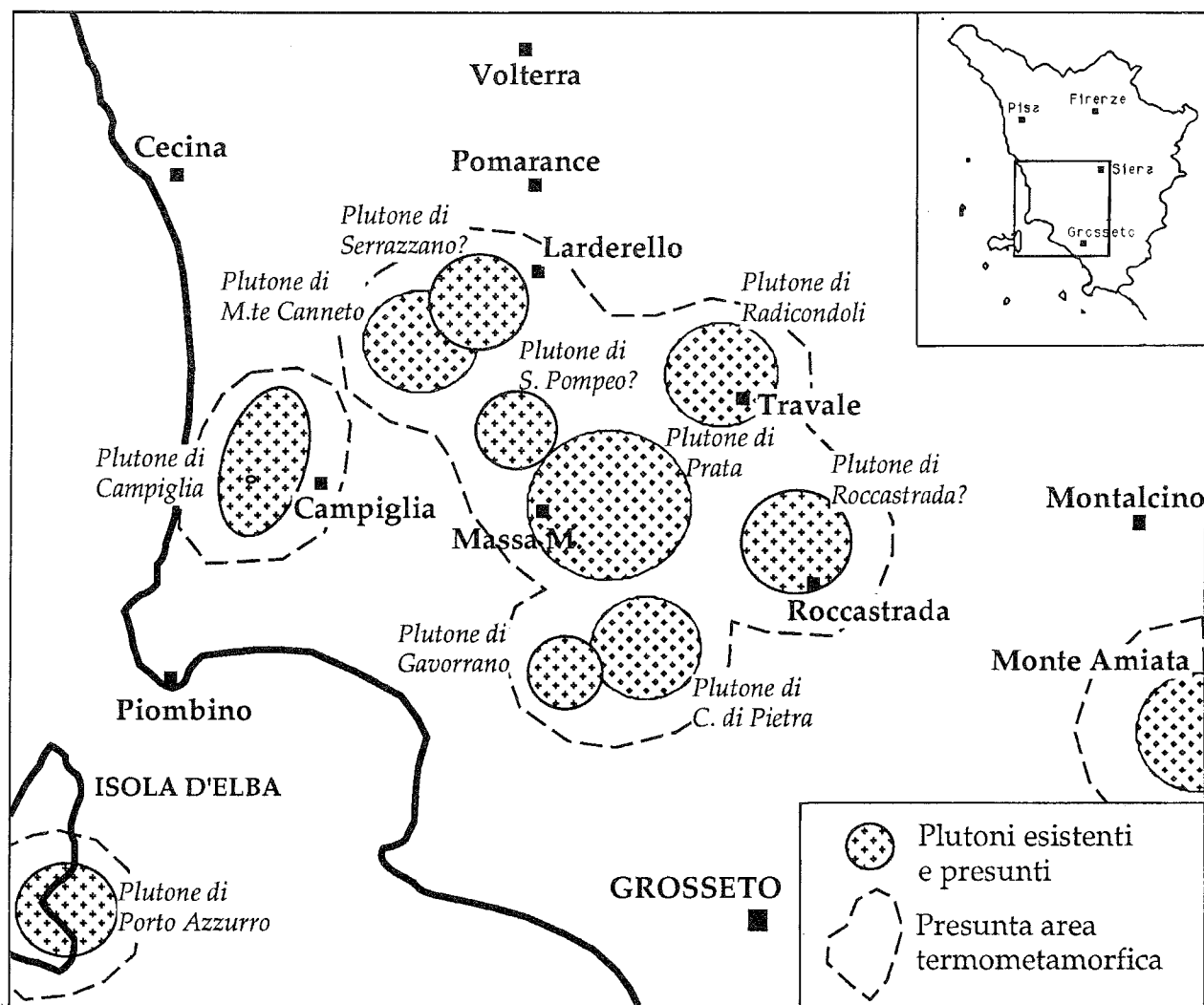


Fig.5 - Ricostruzione delle possibili culminazioni intrusive sepolte accertate o presunte (con ?) nell'area di studio. Le dimensioni sono ovviamente indicative e probabilmente variabili con la profondità. Lo sviluppo del termometamorfismo e il sollevamento legato alla loro messa in posto individuano un corpo plutono-metamorfico di dimensioni regionali definito "Larderello Plutonic-Metamorphic Core Complex".

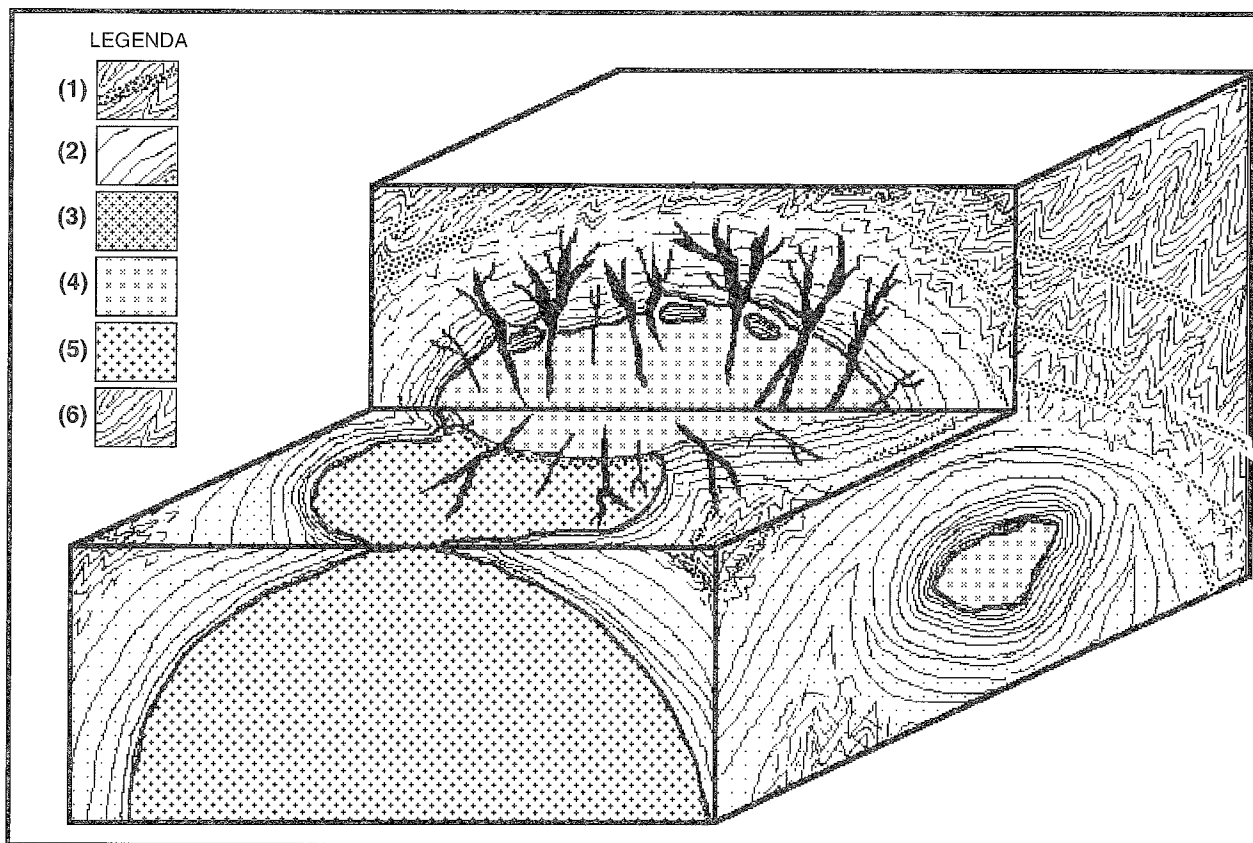


Fig. 6 - Schema evolutivo del fenomeno intrusivo diapirico all'interno di rocce polimetamorfiche in facies anfibolitica (crosta medio-superiore), con distruzione delle strutture dinamometamorfiche originarie, sviluppo di una foliazione nelle zone prossime alla massa magmatica, rese plastiche dall'alta temperatura, e di cataclasi concentriche delle porzioni esterne.

1) Fascie cataclastiche periferiche; 2) Foliazione concentrica di aureola; 3) Dicchi aplitici e microgranitici tardivi; 4) Seconda intrusione plutonica; 5) Prima intrusione plutonica; 6) Foliazione relitta regionale.

È infatti stato notato come, sia a Larderello che a Travale, la distribuzione della permeabilità nel basamento si allinei lungo superfici suborizzontali difficilmente spiegabili con la troppo vecchia tettonica compressiva appenninica. Lo stress legato alle spinte diapiriche potrebbe sovrapporsi con quello legato alla distensione mio-plio-quadernaria della fascia tirrenica. Alla distensione mio-plio-quadernaria possono infatti essere attribuite faglie sub-verticali in prossimità della superficie e discontinuità tettoniche suborizzontali in profondità. Questa fascia a tettonica rigida poggia sopra una zona di deformazione duttile che a Larderello potrebbe essere localizzata a una profondità molto bassa (3-4 km, *CAMELI et al.*, 1993) grazie anche all'apporto termico legato alla messa in posto dei magmi granitoidi (*FRANCESCHINI*, 1994b). Si può ipotizzare che la tettonica distensiva attuale possa aver riattivato alcune delle faglie a basso angolo legate all'impilamento delle falde appenniniche; però questo non spiega la scomparsa della permeabilità non appena ci si allontana dalle zone produttive del campo (*STEFANI*, comunicazione personale). Se è vero che la permeabilità, come del resto la temperatura, sono essenzialmente legate al fenomeno intrusivo una spiegazione alternativa potrebbe essere la seguente. Nella sua risalita verso l'alto un plutone provoca delle forti

tensioni nelle rocce incassanti. Queste ultime possono reagire sia plasticamente, in adeguate condizioni di temperatura, sia rigidamente fratturandosi e dando luogo a scorrimenti suborizzontali lungo superfici di minor resistenza concentriche alla massa diapirica (fig. 6). Nei pozzi studiati breccie cataclastiche idrotermalizzate sono, del resto, frequenti all'interno dei terreni metamorfici. Naturalmente, perché si possa avere la "spinta diapirica" è necessario che il plutone sia parzialmente fuso ed esistano quindi i contrasti di densità necessari per dar luogo alla spinta. In rocce come gli gneiss, con densità variabili tra 2,65 e 2,75 g/cm³, un plutone totalmente cristallizzato con densità di 2,65 g/cm³ perderebbe la capacità spingente molto forte invece nel caso che il plutone sia parzialmente fuso (magma granitico con densità di 2,2 g/cm³). Se ammettiamo la presenza della fratturazione concentrica di aureola la distribuzione della permeabilità nelle zone profonde di Larderello e Travale si localizzerebbe nell'interno delle culminazioni intrusive attive. La distribuzione dei terremoti nell'area produttiva di Lago (*CAMELI et al.*, 1993) e l'evidenza di materiale fuso alla profondità di 8 Km (*PUXEDDU*, 1984) sembrerebbe essere a favore di questa ipotesi.

I dati delle future perforazioni geotermiche profonde

ed un sempre maggiore dettaglio nello studio dei pozzi profondi già perforati potrebbero permettere, già nei prossimi anni, il raggiungimento dell'obiettivo di una ricostruzione tridimensionale del nucleo magmatico-metamorfico di Larderello, accompagnata da una esauriente ipotesi sulla sua formazione. Le nostre conoscenze sono infatti ancora molto lacunose in special modo per quanto riguarda le datazioni sul metamorfismo regionale e la ricostruzione delle aureole termometamorfiche.

RINGRAZIAMENTI

Un affettuoso ringraziamento al compianto Prof. Giorgio Marinelli senza l'impegno del quale le ricerche oggetto di questo lavoro non avrebbero potuto essere concretizzate.

Desidero ringraziare l'ENEL DPT/VDAG di Pisa e Larderello per la grande disponibilità mostrata sia nella raccolta dei campioni sia nella discussione delle problematiche qui affrontate. Ringrazio inoltre, di nuovo, l'Enel DPT/VDAG di Pisa e il Dipartimento di Scienze della Terra di Pisa per il permesso di pubblicazione dei risultati dello studio da me eseguito. Un ulteriore ringraziamento a Marco Elter e Franco Talarico del Dipartimento di Scienze della Terra di Siena per le costruttive (e qualche volta distruttive) discussioni sull'evoluzione dei fenomeni metamorfici negli gneiss.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH K.H. & WINKLER H.G.F. (1970) - *An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz*. Neues Jahrb. Mineral., Monatsh., 325-336.

ARISI ROTA F. & VIGHI L. (1974) - *Segnalazione del ritrovamento di un plutone di tipo granitico con due sondaggi perforati a Castel di Pietra, in provincia di Grosseto*. Mem. Soc. Geol. It., 13/2, 469-473.

BALDACCIO F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sull'interpretazione dei flysch arenacei tipo macigno dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 6, 199-211.

BALDI P., BERTINI G., CAMELI A., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1994) - *La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. Questo volume.

BARBERI F., GIGLIA G. (1965) - *La serie scistosa basale dell'autoctono delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., 84, 41-92.

BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1982) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 523-549.

BARTON M.D., BATTLES D.A., BEBOUT G.E., CAPO R.C., CHRISTENSEN J.N., DEVIS S.R., HANSON R.B., MICHELSEN C.J. & TRIM. (1988) - *Mesozoic contact metamorphism in the western United States*. In: Ernst W.G. (Ed.) "Metamorphism and Crustal

Evolution of the Western United States, 7, Prentice Hall, New Jersey, 110-178.

BATEMAN R. (1984) - *On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoids*. Tectonophysics, 10, 211-231.

BATEMAN R. (1985) - *Aureole deformation by flattening around a diapir in situ balloning: the Cannibal Creek granite*. J. Geol., 93, 293-310.

BOCCALETTI M. & GOSSO G. (1981) - *Analisi della deformazione plicativa e rapporti con lo sviluppo della blastesi meamorfica nell'area Campo Cecina-M. Pisanino delle Alpi Apuane settentrionali*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 101-110.

BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 359-373.

BORSI S., FERRARA G., RICCI C.A. & TONARINI S. (1979) - *Età radiometriche del granito di Castel di Pietra (Grosseto)*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., 2, 837-838.

BOWES D.R. (1989) - *Aureole*. In: D.R. Bowes "The Encyclopedia of igneous and metamorphic petrology", Van Nostrand reinhold, New York, 44-47.

BROWN E.H. & GHENT E.D. (1983) - *Mineralogy and phase relations in the blueschist facies of the Black Butte and Ball Rock areas, northern California Coast Ranges*. Amer. Mineral., 68, 365-372.

BURGASSI D. (1983) - *Energia geotermica nelle colline metallifere*. Mem. Soc. Geol. It., 25, 135-140.

CALLAI A. (1994) - *Effetti termometamorfici e idrotermali nelle formazioni profonde della zona meridionale dell'area geotermica di Larderello*. Tesi di laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa.

CAMELI G.M., DINI I. & LIOTTA D. (1993) - *Upper crustal structure of the Larderello geothermal field as a feature of post-collisional extensional tectonics (Southern Tuscany, Italy)*. Tectonophysics, 224, 413-423.

CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1981) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialico delle Alpi Apuane*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 93-100.

CASHMAN K.V. & FERRY J.M. (1988) - *Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. III: Metamorphic crystallization*. Contrib. Miner. Petrol., 99, 401-415.

CASTRO A. (1987) - *On granitoid emplacement and related structures. A review*. Geol. Rundschau, 76, 101-124.

CAVARRETTA G., GIANELLI G. & PUXEDDU M. (1980) - *Hydrothermal metamorphism in the Larderello geothermal field*. Geothermics, 9, 297-314.

CONTI P., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., ELTER F.M., GATTIGLIO

- M., LAZZAROTTO A., MECCHERI M., PANDELI E., RAU A., SANDRELLI F., TONGIORGI A. & DI PISA A. (1991) - *Structural frame of the Tuscan paleozoic: a review*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 523-541.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1982) - *Conoscenze geologico-strutturali*. In "Il graben di Siena", CNR Prog. Final. Energetica, RF9, 11-32.
- COWARD M.P. (1981) - *Diapirism and gravity tectonics: report of a Tectonic Studies Group*. J. Struct. Geol., **3**, 89-95.
- CRUDEN A.R. (1988) - *Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere*. Tectonics, **7**, 1091-1101.
- DECANDIA F.A. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Le unità tettoniche del monte Argentario (Toscana meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 385-393.
- DEVOREO J.J., LUX D.R. & GUIDOTTI C.V. (1991) - *Thermal modeling in low-pressure/high-temperature metamorphic belts*. Tectonophysics, **188**, 209-239.
- DEL MORO A., PUXEDDU M., RADICATI DI BROZOLO F. & VILLA I.M. (1982) - *Rb-Sr and K-Ar ages on minerals at temperatures of 300°-400° C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy)*. Contr. Min. Petrol., **81**, 340-349.
- DUPRAT A. & BENEVOLO G. (1990) - *Contribution de la géophysique a la connaissance de la géologie profonde au nord de Massa Marittima (Grosseto)*. Nota inedita.
- DURANTI S., PALMERI R., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1992) - *Geological evolution and metamorphic petrology of the basal sequences of eastern Elba (complex II)*. Acta Volcanologica, Marinelli Volume, **2**, 213-229.
- DUTCH S.I. (1979) - *The Creighton pluton, Ontario: an unusual example of a forcefully emplacement intrusion*. Canadian J. Earth Sci., **16**, 333-349.
- ELTER F.M. & TALARICO E. (1993) - *The Low-P/High-T metamorphic overprint in the "Gneiss group" (Larderello geothermal field, Italy): a thermal record of late hercynian orogenic extension in the basement of Southern Tuscany*. Presentato a Montpellier.
- ELTER F.M. & PANDELI E. (1990) - *Alpine and Hercynian orogenic phases in the basement rocks of the Northern Apennines (Larderello geothermal field, southern Tuscany, Italy)*. Eclogae geol. Helv., **83/2**, 241-264.
- ENEL (1982) - *Metodi geologico-strutturali per l'individuazione dello stato di fratturazione profondo*. Atti del seminario "Metodi per l'individuazione di acquiferi profondi in zone termicamente anomale", Tirrenia, 13-15 novembre, 1985.
- FERRARO G. (1974) - *Rilevamento gravimetrico dell'Isola d'Elba*. Tesi di Laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli studi di Pisa.
- FERRY J.M. (1989) - *Contact metamorphism of roof pendants at Hope Valley, Alpine County, California, USA*. Contr. Mineral. Petrol., **101**, 402-417.
- FRANCESCHELLI M. (1980) - *Lineamenti geologico-petrografici delle formazioni metamorfiche paleozoiche affioranti nell'area di Boccheggiano (Toscana meridionale)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A, **87**, 65-92.
- FRANCESCHINI F. (1990) - *Valutazione preliminare di minerali industriali nella Toscana meridionale*. Rapporto interno Rimin.
- FRANCESCHINI F. & MARINELLI G. (1991) - *Considerazioni geologico-petrografiche sul basamento della Toscana meridionale*. Rapporto interno ENEL DPT/VDAG.
- FRANCESCHINI F. (1993a) - *L'intrusione monzogranitica di M.te Canneto (Monteverdi Marittimo, Toscana meridionale) e la sua aureola termometamorfica*. Boll. Soc. Geol. It., in stampa.
- FRANCESCHINI F. (1993b) - *Termometamorfismo ed idrotermalismo dell'area di Larderello-Travale in relazione all'attuale anomalia geotermica*. Rapporto interno Enel.
- FRANCESCHINI F. (1994a) - *Esumazione di porzioni di crosta in facies anfibolitica nell'area Geotermica Toscana*. Abstract Convegno sul tema Rapporti tra Alpi e Appennino, Peveragno (Cn), 31 maggio-1 Giugno.
- FRANCESCHINI F. (1994b) - *The rheological brittle-ductile boundary in, the Larderello area: evidence of a Pliocene-Quaternary low pressure metamorphism in Southern Tuscany*. Convegno sul tema Rapporti tra Alpi e Appennino, Peveragno (Cn), 31 maggio-1 Giugno.
- FURLONG K.B., HANSON R.B. & BOWERS J.R. (1990) - *Modeling thermal regimes*. In: D. M. Kerrick (Ed.) "Contact Metamorphism", Mineralogical Society of America, **26**, 437-505.
- GANGULY J. & NEWTON R.C. (1969) - *Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity*. J. Petrol., **9**, 444-466.
- GATTIGLIO M. & MECCHERI M. (1987) - *Preliminary considerations on the lithostratigraphic succession of the Apuane Alps Paleozoic basement (Northern Tuscany, Italy)*. In: F.P. Sassi & R. Bourrouilh (Ed.), IGCP n.5, Newsletter, **7**, 57-59.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1972) - *Lineamenti di stratigrafia e tettonica*. In: "La Toscana meridionale" Volume speciale, Rend. Soc. Geol. It. Min. Petr., **27**, 35-168.
- GIGLIA G. & CARMIGNANI L. (1981) - *"Autoctono Apuano e Falda Toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti"*. In: Cento anni di geologia italiana. Vol. giub. I Centenario S.G.I., 199-214.
- GIUSTI F. (1990) - *Studio petrografico delle formazioni incontrate nei sondaggi MV7 e Badia 1 presso Canneto (PI)*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Pisa, Dipartimento Scienze della Terra.
- JOHNSON J.W., OELKERS E.H. & HELGESON H.C. (1991) - *SUPCRT92: a software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0° to 1000°C*. Distribuito da Helgeson e collaboratori, Laboratory of Theoretical

- Geochemistry, University of California, Berkeley.
- HEMLEY J.J. (1967) - *Aqueous solutions and hydrothermal activity*. Trans. Am. Geophys. Union, **48**, 647-653.
- HIRSCHBERG A., WINKLER H.G.F. (1968) - *Stabilitätsbeziehungen zwischen chlorit, cordierit und almandin bei der metamorphose*. Contr. Mineral. Petrol., **18**, 17-42.
- HOLDER M.T. (1979) - *An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical features*. In: M.P. Atherton e J. Turney "Origin of Granite Batholiths: Geochemical evidence", 116-128.
- HOSCHEK G. (1969) - *The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks*. Contr. Mineral. Petrol., **22**, 208-232.
- HSU L.C. (1968) - *Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria*. J. Petrol., **9**, 40-83.
- KERRICK D.M. (1968) - *Experiments on the upper stability limit of phyllosilicates at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure*. Am. J. Sci., **266**, 204-214.
- KERRICK D.M. (1991) - *Overview of contact metamorphism*. In: D. M. Kerrick (Ed.) "Contact Metamorphism", Mineralogical Society of America, **26**, 1-12.
- INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA G., MANETTI P. & TONARINI S. (1992) - *Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province; thirty years after Marinelli's model*. Acta Volcanologica, Marinelli Volume, **2**, 247-265.
- LABOTKA T.C., WHITE C.E., PAPIKE J.J. (1984) - *Evolution of water in the contact metamorphic aureole of the Duluth Complex, northeastern Minnesota*. Geol. Soc. Am. Bull., **95**, 788-804.
- LABOTKA T.C., NABELEK P.I. & PAPIKE J.J. (1988) - *Fluid infiltration through the Big Horse Limestone member in the Notch Peak contact metamorphic aureole, Utah*. Am. Mineral., **73**, 1302-1324.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989) - *Il rifting tirrenico: delaminazione della litosfera continentale e magmatogenesi*. Boll. Soc. Geol. Ital., **108**, 2, 219-235.
- LAZZAROTTO A. (1967) - *Geologia della zona compresa fra l'alta valle del fiume Cornia ed il torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 151-197.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1976) - *Geologia dell'alta Val di Cecina*. Boll. Soc. Geol. It., **5**, 105-138.
- LISTER G.S., BANGA G. & FEENSTRA A. (1984) - *Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece*. Geology, **12**, 221-225.
- LISTER G.S. & DAVIS G.A. (1989) - *The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA*. J. Structural Geol., **11**, 65-94.
- LUX D.R., DEYOREO J.J., GUIDOTTI C.V. & DECKER E.R. (1986) - *Role of plutonism in low-pressure metamorphic belt formation*. Nature, **323**, 794-797.
- MAHMOOD A. (1985) - *Emplacement of Zaer pluton, Morocco*. Geol. Soc. Amer. Bull., **96**, 931-939.
- MARINELLI G. (1955) - *Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Memorie, **62/A**, 269-417.
- MARINELLI G. (1959) - *Le intrusioni terziarie dell'isola d'Elba*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **A**, 51-253.
- MARINELLI G. (1964) - *Les anomalies thermiques et les champs geothermiques dans le cadre des intrusions recentes en Toscane*. Proceedings of the United Nations Conference on New Sources of Energy, 21-31 Agosto 1961, Volume 2 Geothermal Energy, 288-291.
- MARINELLI G. (1969) - *Some geological data on the geothermal areas of Tuscany*. Bull. Volcanol., **33**, 19-334.
- MARINELLI G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. Earth Sci. Soc. Libyan Arab Rep., 165-219.
- MARINELLI G. (1983) - *Il magmatismo recente in Toscana e le sue implicazioni minerogenetiche*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 111-124.
- MARINELLI G. & FRANCESCHINI F. (1993) - *Geothermal implications of the oak tree effect*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 273-277, volume in onore di L. Trevisan.
- MARINELLI G., BARBERI F. & CIONI (1993) - *Le intrusioni acide mio-plioceniche nel quadro della tettonica distensiva post-orogena nella Maremma Toscana*. Mem. Soc. Geol. It., In stampa su Mem. Soc. Geol. It., **49**, 279-288, volume in onore di L. Trevisan.
- MARSI A. (1994) - *L'intrusione granitica di Castel di Pietra e la sua aureola termometamorfica*. Tesi di Laurea in svolgimento, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa.
- MERRILL R.B., ROBERTSON J.K. & WYLLIE P.J. (1970) - *Melting reactions in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O to 20 kilobars compared with other feldspar-quartz-H₂O and rock-H₂O systems*. J. Geol., **78**, 558-569.
- MILANESE F. (1994) - *Studio petrografico di tre sondaggi profondi dell'area geotermica di Larderello-Travale: effetti strutturali e magmatici della delaminazione continentale mio-plio-quaternaria*. Tesi di Laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa.
- MILLER E.L., GANS P.B. & GARLING J. (1983) - *The Snake Range decollement/ an exhumed midtertiary brittle-ductile transition*. Tectonics, **2**, 239-263.
- NITSCH K.H. (1979) - *Experimentelle bestimmung der oberen stabilitätsgrenze von stilpnomelan* (Abstract). Fortschr. Mineral., **47**, 48-49.
- PANDELI E., BERTINI G., CASTELLUCCI P. (1991) - *The tectonic wedges complex of the Larderello area (southern Tuscany, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 621-629.

- PANDELI E., ELTER F.M., GIANELLI G. & PUXEDDU M. (1992) - *Il basamento paleozoico dell'Appennino settentrionale: evoluzione metamorfica e idrotermalismo*. Riassunti del Convegno "Minerogenesi Appenninica" Soc. It. Miner. Petrol., 21-23 settembre 1992, Firenze.
- PATTISON D.R.M. & TRACY R.J. (1991) - *Phase equilibria and thermobarometry of metapelites*. In: D. M. Kerrick (Ed.) "Contact Metamorphism", Mineralogical Society of America, **26**, 105-206.
- PITCHER W.S. & BERGER A.R. (1972) - *The geology of Donegal: a study of granite emplacement of the granites of Donegal*. 435 pp. John Wiley, New York.
- PITCHER W.S. (1993) - *The nature and origin of granite*. 321 pp. Chapman & Hall, New York.
- PUXEDDU M. (1984) - *Structure and late cenozoic evolution of the upper lithosphere in southwest Tuscany (Italy)*. Tectonophysics, **101**, 357-382.
- RAMSAY J.G. (1989) - *Emplacements kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe*. J. Struct. Geol., **11**, 191-210.
- RICCERI F. & STEA B. (1991) - *Evidence of a granitic pluton in the central Tuscany mining district (Massa marittima-Grosseto): metallogenetic implication*. Convegno in memoria di Cocozza T.: Geologia del basamento italiano, Siena, 21-22 Marzo 1991.
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C. & BELL P.M. (1969) - *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point*. Am. J. Sci., **267**, 259-272.
- RIDLEY J. (1985) - *The effect of reaction enthalpy on the progress of a metamorphic reaction*. In (A.B. Thompson e D.C. Rubie Ed.) "Metamorphic Reactions: Kinetics, Textures, and Deformation" Springer, New York, 80-97.
- RUBENACH M.J. & BELL T.H. (1988) - *Microstructural controls and the role of graphite in matrix/porphyroblast exchange during synkinematic andalusite growth in a granitoid aureole*. J. Metam. Geol., **6**, 651-666.
- SALJE E. (1986) - *Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: the influence of fibrolitization on the phase diagram of Al₂SiO₅ polymorph*. Am. Mineral., **71**, 1366-1371.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1992) - *Magmatismo neogenico-quadernario dell'area Toscolana umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Volume Speciale, 429-463.
- SYLVESTER A.G., OERTEL G., NELSON C.A. & CHRISTIE J.M. (1978) - *Papoose Flat Pluton: a granitic blister in the Inyo Mountains, California*. Geol. Soc. Amer. Bull., **89**, 1205-1219.
- SHAW D.M. (1956) - *Geochemistry of pelitic rocks. Part III. Major elements and general geochemistry*. Geol. Soc. Am. Bull., **67**, 919-934.
- STORRE B. & KAROTKE E. (1971) - *An experimental determination of the upper stability limit of muscovite+quarzo in the range 7-20kb water pressure*. Neues Jahrb. Mineral., Monatsh., 237-240.
- TURNER F.J. (1981) - *Metamorphic petrology*. 2ª edizione, McGraw-Hill, New York.
- TUTTLE O.F. & BOWEN N.L. (1958) - *Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O*. Mem. Geol. Soc. Am., **74**, 1-153.
- VERNON R.H. (1976) - *Metamorphic processes*. 247 pp. George Allen & Unwin, Londra.
- VERNON R.H. (1988) - *Evidence of syndeformational contact metamorphism from porphyroblast-matrix microstructural relationships*. Tectonophysics, **158**, 113-126.
- WALL V.J., ESSENE E.J. (1972) - *Subsolidus equilibria in CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*. Geol. Soc. Am. Abstract, **4**, 700.
- WALTHER J.V. & ORVILLE P.M. (1982) - *Volatile production and transport in regional metamorphism*. Contr. Miner. Petrol., **79**, 252-257.
- WICKHAM S.M. & TAYLOR H.P. (1987) - *Stable isotope constraints on the origin and depth of penetration of hydrothermal fluids associated with hercynian regional metamorphism and crustal anatexis in Pyrenees*. Contr. Min. Petrol., **95**, 225-268.
- VILLA I.M., GIANELLI G., PUXEDDU M., BERTINI G. & PANDELI E. (1987) - *Granitic dykes of 3.8 Ma age from a 3.5 Km deep geothermal well at Larderello (Italia)*. Università degli Studi di Milano, Ricerca Scientifica ed Educazione permanente, Verbania 1987.
- VILLA I.M. & PUXEDDU M. (1993) - *Geochronology of the Larderello geothermal field: 2. New data and the closure temperature issue*. In stampa.
- WINKLER H.G.F. (1979) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 348 pp., Springer-Verlag, New York, 5a ediz.