

EVIDENZE DI UNA FASE ESTENSIONALE PRE - TRIASSICA NEL COMPLESSO DEGLI GNEISS NELL'AREA GEOTERMICA DI LARDERELLO (TOSCANA MERIDIONALE)

Riassunto

Abstract

1. Introduzione

2. Il complesso degli gneiss

2.1 Evoluzione strutturale

3. Caratteri petrografici ed evoluzione metamorfica

4. Conclusioni

Riferimenti bibliografici

RIASSUNTO

Il "Complesso degli Gneiss", l'unità litostratigrafica più profonda del "Basamento Toscano", presenta evidenze strutturali e petrologiche di una evoluzione tettono-metamorfica polifasica caratterizzata da due stadi metamorfici prealpini seguita da un evento termometamorfico pliocenico. Gli stadi pre-alpini sono rappresentati da un evento in facies anfibolitica di pressione intermedia e da una successiva riequilibrio in condizioni di medio grado e bassa pressione ($T \approx 550-600^\circ\text{C}$; $P = 2-3.5 \text{ Kbar}$). La traiettoria P-T del "Complesso degli Gneiss" mostra notevoli analogie con diversi settori della fascia orogenica varisca della regione circum-mediterranea e suggerisce un ruolo importante della tettonica estensionale durante l'esumazione tarso-ercinica. Il "Complesso degli Gneiss" si presenta attualmente strutturato come un "Gneiss Dome" allungato in direzione N140 - 150. Tale assetto risulta riconducibile ad un regime tettonico anch'esso di tipo estensionale ma di età pliocenica.

ABSTRACT

The "Gneiss Complex", the deepest litho-stratigraphic unit of the "Tuscan basement", shows structural and petrological evidence of a polycyclic tectono-metamorphic evolution comprising a pre-triassic polyphase evolution and a later thermo-metamorphic imprint of Pliocenic age. The pre-triassic evolution includes an early barrovian type metamorphic event and a later low P / medium T re-equilibration. The reconstructed P-T path corresponds to a near-isothermal decompression which suggests an important role of extensional tectonics in excavating the Larderello metamorphic "Basament". This further corroborates a remarkable similarity between the Gneiss Complex and several sectors of the circum-mediterranean Variscan belts. The present day structural setting corresponds to a N140 - N150 gneiss dome reflecting a Pliocenic extensional phase.

PAROLE CHIAVE: "Complesso degli Gneiss", Tettonica,

* ENEL S.p.A./V.D.T./G. - Via Andrea Pisano, 12 - 56100 Pisa

** Dipartimento di Scienze della Terra - Via Delle Cerchia, 3 - 53100 SIENA

Metamorfismo, Larderello, Toscana meridionale, Appennino settentrionale.

KEY WORDS: "Gneiss Complex", Tectonics, Metamorphism, P-T path, Larderello, Southern Tuscany, Northern Appennines.

1. INTRODUZIONE

Il "Complesso degli Gneiss" costituisce l'unità tettonica più profonda del "Basamento Toscano" (ELTER & PANDELI, 1990; BERTINI *et al.*, 1991; ELTER & TALARICO, 1993), riconoscibile solo in alcuni sondaggi profondi eseguiti dall'ENEL - DPT/VDGA, nell'area geotermica di Larderello (Fig. 1). Su di esso poggia l'Unità di Monticiano - Roccastrada (Fig. 2) che è costituita, dal basso verso l'alto, da: Complesso dei Micascisti, Gruppo Filladico - Quarzitico (Cambriano sup.? - Devoniano?), Formazione delle Filladi e Quarziti del Torrente Mersino (Carbonifero sup.? - Permiano inf.?) e Gruppo del Verrucano (Trias inf. - medio). Il quadro deformativo - metamorfico dell'Unità di Monticiano - Roccastrada è caratterizzato dalla presenza di due Domini strutturali di età alpina (ELTER & PANDELI, 1993); nel Gruppo dei Micascisti e nel Gruppo Filladico - Quarzitico compaiono, inoltre, relitti di strutturazioni più antiche, imputabili all'Orogenesi ercinica (ELTER & PANDELI, 1990, 1993). Lo scopo principale di questa nota è illustrare i principali caratteri litologici e strutturali del "Complesso degli Gneiss" e la loro evoluzione metamorfica. I dati presentati mettono in evidenza le analogie fra il "Complesso degli Gneiss" e le facies paleozoiche di diversi settori della fascia orogenica varisca circum-mediterranea.

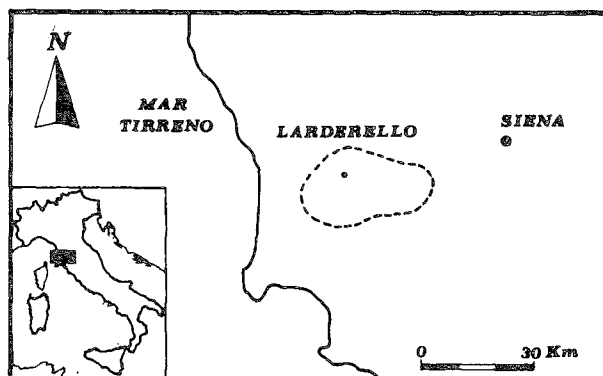


Fig. 1 - Ubicazione area studiata.

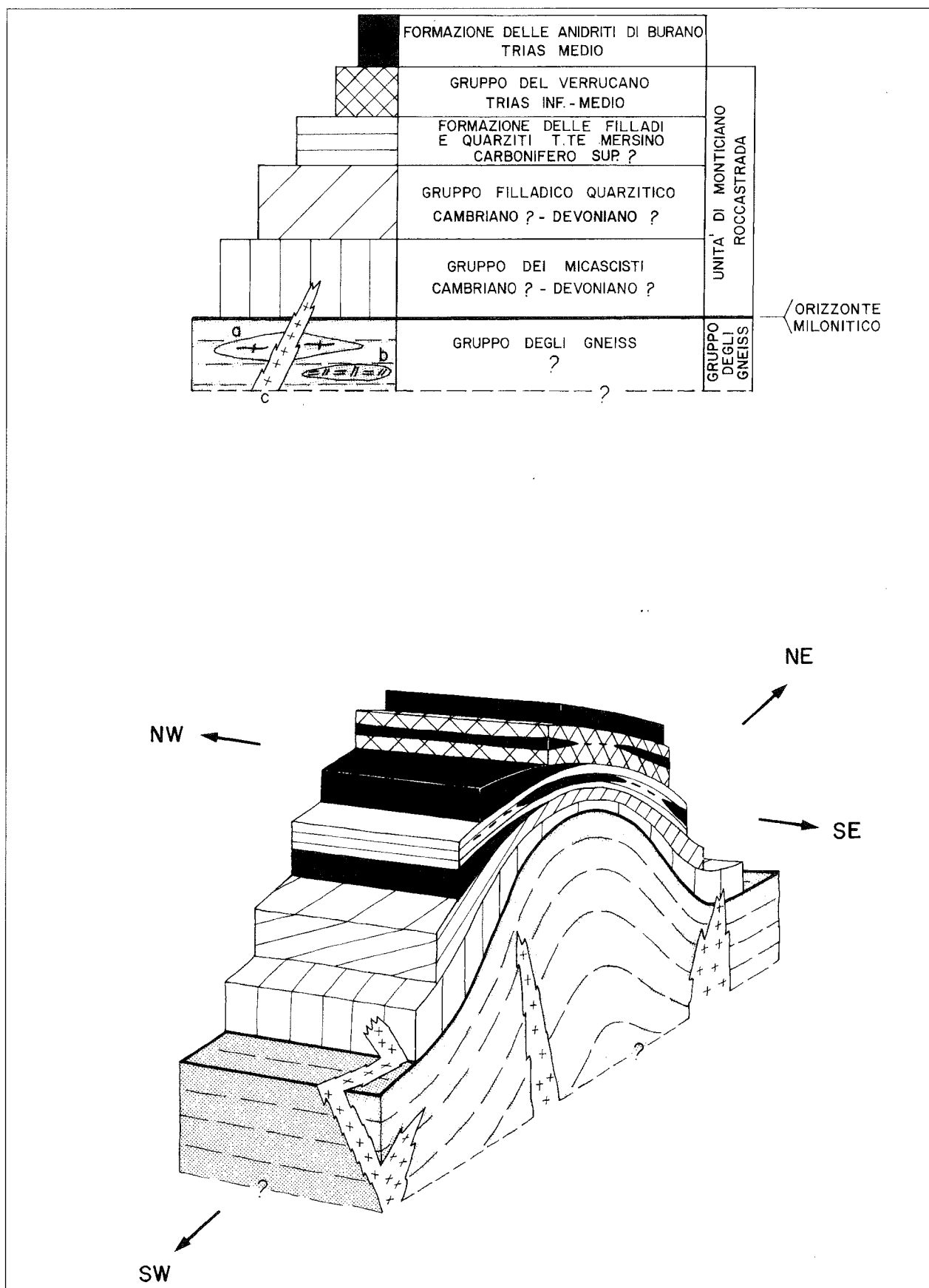


Fig. 2 - Schema geologico, non in scala, del sottosuolo di Larderello: in alto, rapporti tra l'Unità di Monticiano-Roccastrada ed il "Complesso degli Gneiss"; in basso, schema dell'assetto strutturale attuale. (a: lenti di ortogneiss granodioritici; b: lenti di anfiboliti e gneiss anfibolitici; c: graniti tardo neogenici).

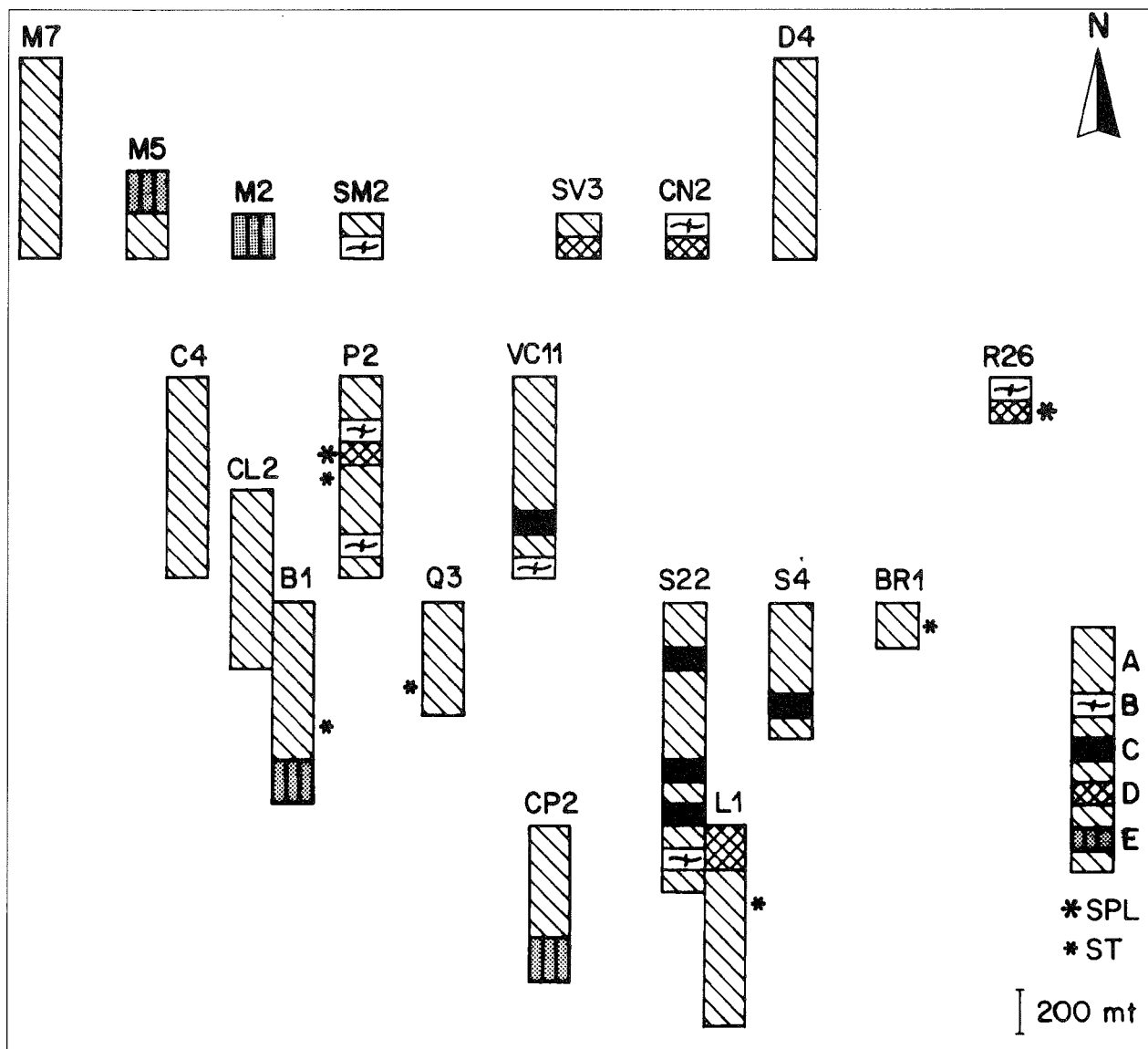


Fig. 3 - Schema delle correlazioni tra i litotipi appartenenti al Complesso degli Gneiss:

a): paragneiss minuti biotitici, paragneiss porfiroblastici; b): ortogneiss granodioritici e gneiss occhiadini granitici; c): anfiboliti e gneiss anfibolitici; d): paragneiss porfiroblastici con spinello relitto (SPL); e): gneiss leucocratici.

ST: staurolite; SPL: spinello.

M7, 5, 2: Monteverdi 7, 5, 2; SM2: Santa Maria 2; Sv3: Selvaccia 3; Cn2: Casanuova 2; D4: Dolmi 4; C4: Canneto 4; P2: Padule 2; Vc 11: Vc 11; CL2: Colla 2; Q3: Quercenne 3; S22: Sasso 22; S4: Selva 4; Br1: Bruciano 1; CP2: Capannoli 2; L1: Lumiera 1; R26: Radicondoli 26.

2. IL COMPLESSO DEGLI GNEISS

La strutturazione attuale del "Complesso degli Gneiss" e' caratterizzata da un "Gneiss Dome" (Fig. 2); essa sarebbe conseguente ad un sollevamento tardo neogenico, che avrebbe caratterizzato tutta l'area di Larderello (Bossio *et al.*, in questo volume). Si e' preferito utilizzare il termine di "Gneiss Dome" anziche' di "Core Complex" (DAVIS, 1983), in quanto i dati disponibili dai pozzi profondi non hanno ancora consentito di evidenziare gli aspetti tettonici classici di quest'ultimo assetto strutturale ("extensional shear zones", strutture plicative a vergenza centrifuga, etc.). La sua ricostruzione, basata sulle stratigrafie di dettaglio di oltre trenta pozzi, mette in

evidenza una struttura allungata in direzione N 140 - N 150, con culminazione passante all'incirca tra le localita' di Sasso Pisano e Serrazzano e con sezione trasversale simmetrica (Sezione Frassine-S.Dalmazio).

L'assetto a "Gneiss Dome" del "Complesso degli Gneiss" coinvolge anche l'Unita' di Monticiano - Roccastrada; in particolare la ricostruzione dell'andamento del tetto del Gruppo dei Micascisti mostra un notevole parallelismo fra quest'ultimo e quello del tetto del "Complesso degli Gneiss" (Fig. 2).

Il "Complesso degli Gneiss" e' costituito da diversi litotipi (Fig. 3):

— paragneiss biotitico - muscovitici con "poly-deformed buckled quartz veins" (c.f. BORRADAILE *et al.*,

1985) in livelli centimetrici;

— paragneiss minuti, fortemente biotitici, con rari livelli millimetrici quarzosi;

— gneiss leucocratici, poveri in biotite;

— paragneiss biotitici con porfiroblasti di andalusite;

— ortogneiss granodioritici a cui sono associati livelli di gneiss occhiadini di composizione granitica;

— rari livelli di anfiboliti e/o gneiss anfibolitici.

La distribuzione di questi litotipi è omogenea, nei limiti delle possibili correlazioni e della scarsità di testimoni nei vari pozzi. Il litotipo più comune è quello dei paragneiss minuti biotitici. Tutti gli altri litotipi sono invece stati incontrati solo in alcuni pozzi, in aree ristrette. Va inoltre segnalata la presenza di particolari litotipi (gneiss minuti biotitici) con associazioni mineralogiche analoghe che hanno permesso la correlazione di pozzi fra loro lontani (es. Radicondoli 26 e Padule 2).

2.1 Evoluzione strutturale

Il "Complesso degli Gneiss" si distingue dall'Unità di Monticiano-Roccastrada (BERTINI *et al.*, 1991) anche per la presenza di un quadro strutturale - metamorfico differente. Nel primo infatti, non vi sono testimonianze dei due Domini Alpini presenti nel Gruppo dei Micascisti (ELTER & PANDELLI, 1990). Il "Complesso degli Gneiss" presenta una strutturazione caratterizzata da una scistosità penetrativa, composta seguita da una fase tardiva di crenulazione. L'unico aspetto comune fra i due gruppi è la presenza di specie mineralogiche sia inquadrabili in condizioni di facies anfibolitica di tipo barroviano che riferibili ad un successivo evento metamorfico di media T / bassa P (ELTER & PANDELLI, 1990). Nel Gruppo dei Micascisti tutte queste specie mineralogiche sono successivamente deformate dagli eventi alpini, mentre nel "Complesso degli Gneiss" tali rapporti sono assenti. Inoltre il contatto fra il Gruppo dei Micascisti e il "Complesso degli Gneiss" è caratterizzato da orizzonti milonitici ben marcati.

Pur non esistendo dati di cronologia radiometrica, si possono fare alcune considerazioni per inquadrare temporalmente l'evento che da' origine alla scistosità composta del "Complesso degli Gneiss". Gli eventi deformativi, infatti, presenti nel Gruppo dei Micascisti sono stati riconosciuti anche nella Formazione di Tocchi (Trias sup.) e quindi possono ragionevolmente essere collocati nel contesto dell'orogenesi alpina (ELTER & PANDELLI, 1990). Una datazione radiometrica con il metodo Rb/Sr sulla muscovite appartenente alla scistosità precedente a tali eventi alpini nel Gruppo dei Micascisti, ha fornito una età di 285 ± 11 Ma (DEL MORO *et al.*, 1978; FERRARA & TONARINI, 1985). Tale datazione ben si inquadra con altri dati radiometrici (metodo Rb/Sr su roccia totale), ottenuti nella Formazione di Buti (Toscana settentrionale) da BORSI *et al.* (1982), che hanno fornito età anch'esse di 285 Ma.

In relazione a quanto detto si può quindi ragionevolmente ipotizzare che la strutturazione presente nel "Complesso degli Gneiss" si collochi in un evento deformativo

più antico degli eventi alpini. Attualmente sono in corso, presso il laboratorio di geocronologia di Atlanta (USA), datazioni radiometriche sul "Complesso degli Gneiss" da parte del Prof. DALLMAYER.

3. CARATTERI PETROGRAFICI ED EVOLUZIONE METAMORFICA

Un quadro dettagliato delle associazioni mineralogiche e delle relazioni blastesi-deformazione nei vari litotipi del basamento di Larderello è stato già presentato da ELTER & PANDELLI (1990).

L'associazione mineralogica dei paragneiss, comprensiva di tutti i minerali che si sono formati nel corso dell'intera evoluzione tettono-metamorfica, è costituita da: muscovite, quarzo, biotite, plagioclasio I (an3-13) e II (an11-18) \pm granato \pm andalusite \pm K-feldspato \pm cordierite \pm staurolite. In quantità accessorie sono presenti ilmenite, rutilo, grafite, monazite, pirrotina, tormalina e raro spinello verde (ercinite).

Il fabric microscopico è grano-lepidoblastico con una marcata foliazione definita dall'orientazione dimensionale e cristallografica dei fillosilicati (Fig. 4). La grana è eterogenea per la presenza di porfiroclasti relitti di granato, di staurolite e di plagioclasio e/o di peciloblasti sin/post-tettonici di andalusite immersi in una matrice foliata e/o granulata a grana medio fine.

La presenza di cerniere intrafoliari relitte suggerisce il carattere transpositivo della foliazione principale. In base alla presenza di relitti di una scistosità più antica, definita da filari di grafite nel plagioclasio I, la scistosità principale risulta essere una S2. I porfiroclasti di granato sono zonati (Alm73-82 Pyr6-10 Grs14-7 Sps7-1 al nucleo; Alm78-83 Pyr5-7 Grs8-3 Sps9-7 alla periferia). Il granato è parzialmente sostituito da aggregati coronitici di biotite \pm plagioclasio II (An 11-18) \pm quarzo, da cordierite ($X_{Mg}=0.50$) o da aggregati di andalusite \pm biotite + quarzo.

I porfiroclasti di plagioclasio I conservano tracce di una scistosità interna relitta ($S_i=S_1$) di forma sigmoidale definita da filari di finissima grafite. Il plagioclasio II forma nella matrice aggregati granoblastici sub-polygonali a grana fine concentrati in livelli paralleli alla foliazione principale (S2).

La muscovite ha bassi contenuti in celadonite con Si^{4+} variabile da 3.0 a 3.17 atomi p.f.u., $Ti < 0.06$ atomi p.f.u. e $Na/(Na+K) < 0.13$.

La biotite presenta composizione intracristallina omogenea con $X_{Mg} = 0.35-0.38$, $Al^{VI} = 0.50-0.75$ atomi p.f.u. e $Ti < 0.3$ atomi p.f.u..

Le composizioni della muscovite e della biotite sono consistenti con quelle delle miche in metapeliti in facies anfibolitica (cfr. GUIDOTTI, 1984).

La staurolite ($X_{Mg} = 0.12$, $ZnO = 1.75$ wt%) costituisce relitti inclusi in aggregati di cordierite \pm andalusite (\pm ercinite) (Fig. 4). La presenza di questi prodotti di reazione rende difficoltosa l'analisi dei rapporti microstrutturali tra la staurolite e la S2. Tuttavia l'assenza di continuità ottica

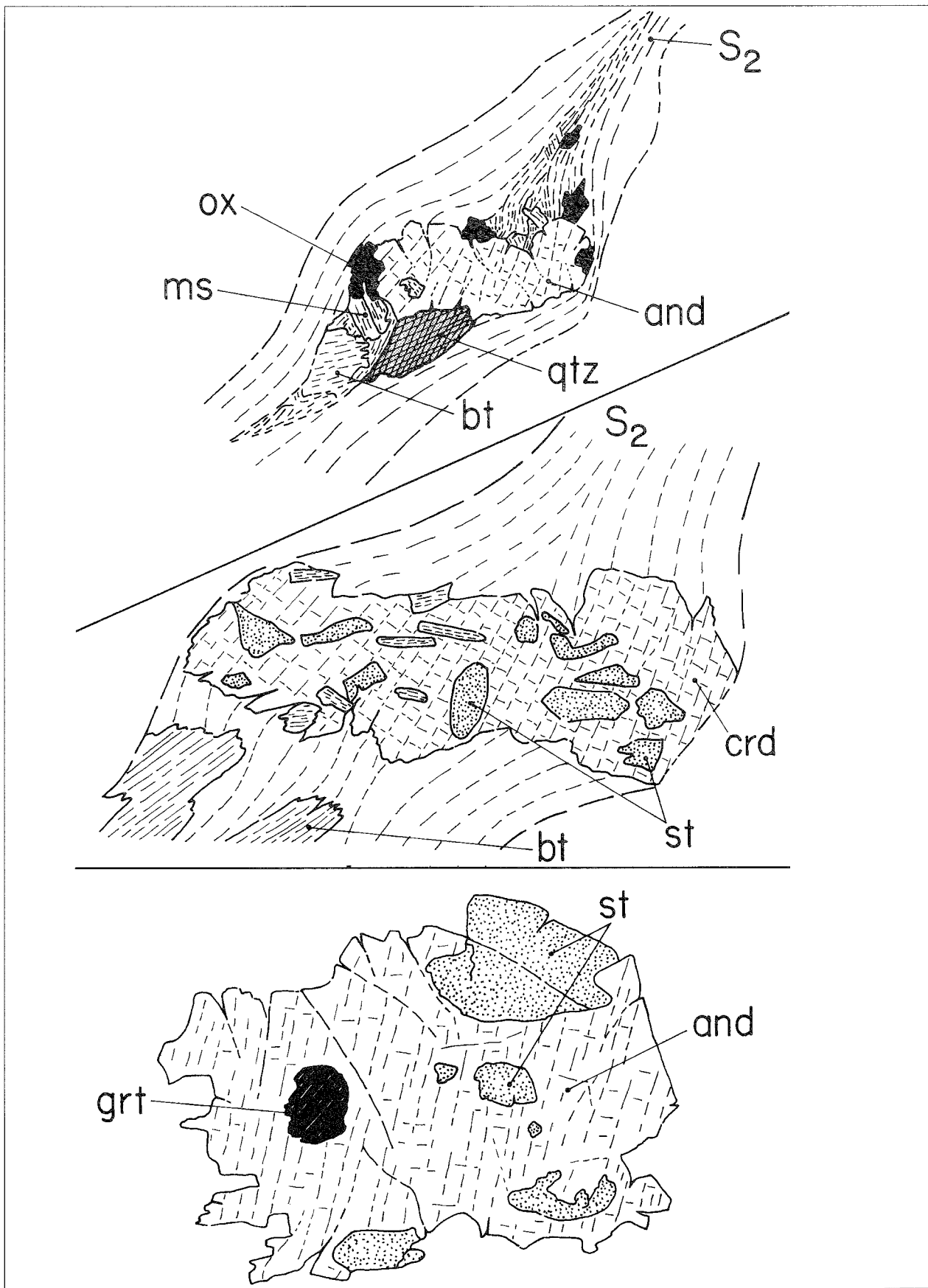


Fig. 4: Schema di alcuni rapporti blastesi-deformazione fra alcune specie mineralogiche indicative. ox: opachi; and: andalusite; ms: muscovite; bt: biotite; qtz: quarzo; crd: cordierite; st: staurolite; grt: granato; S2 = scistosità pre-triassica. Nello schema in basso non sono riportati i rapporti microstrutturali in quanto trattasi di frammento di "cuttings".

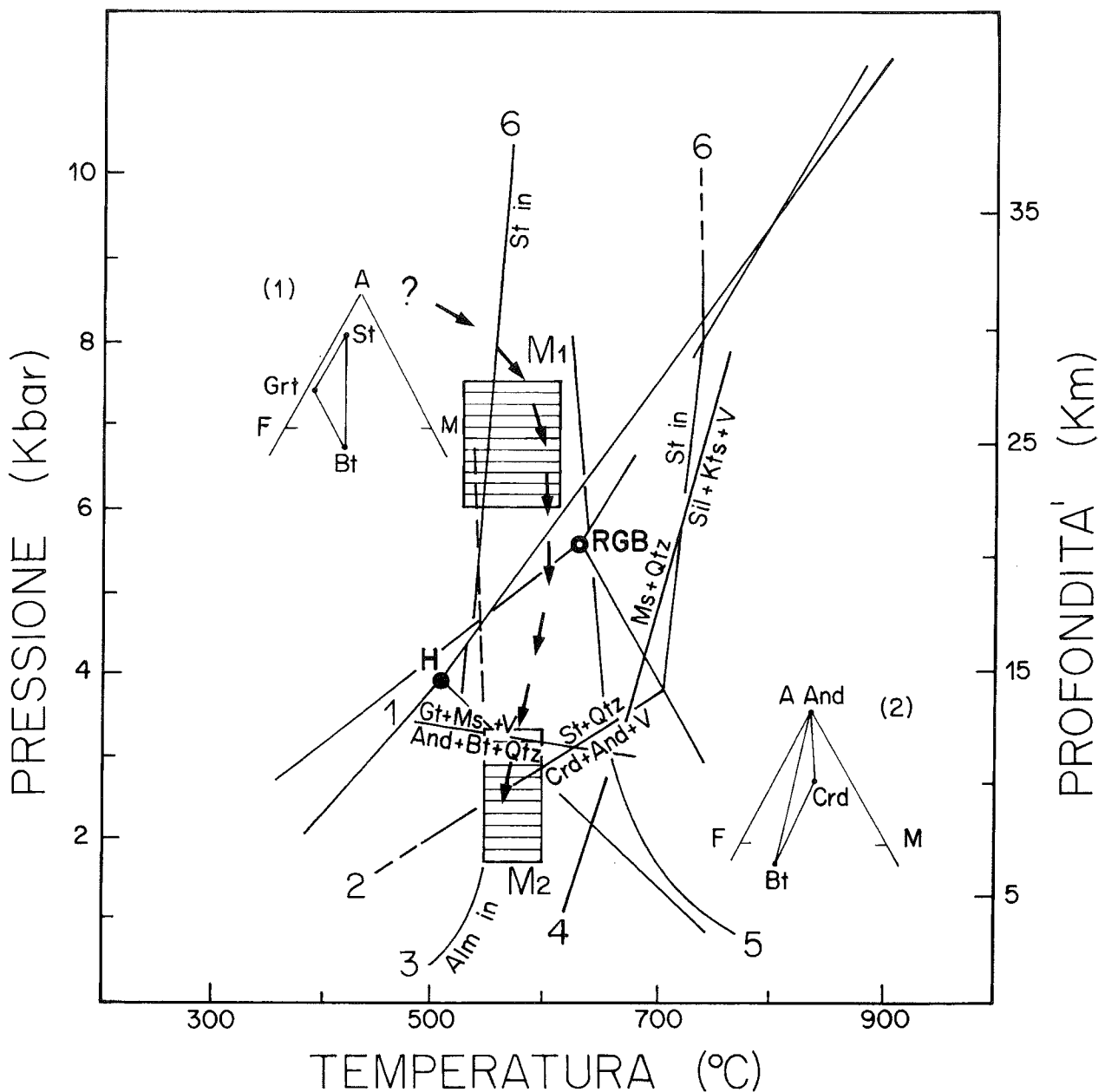


Fig. 5 - Griglia petrogenetica e percorso P-T per il "Complesso degli Gneiss". M1 = evento metamorfico barroviano; M2 = evento di bassa pressione. Punto triplo dei polimorfi Al_2SiO_5 ; H = HOLDAWAY (1971); RGB = RICHARDSON *et al.* (1969). Reazioni: 1 = $Grt + Ms + V = And + Bt + Qtz$ (VIELZEUF, 1984); 2 = $Fe - St + Qtz = Crd + And + V$ (RICHARDSON, 1968); 3 = $Alm + V = Fe - Chl + Qtz$ (Hsu, 1968); 4 = $Ms + Qtz = Kfs + And/Sil + V$ (HOLDAWAY & LEE, 1977); 5 = $Ms + Ab + Kfs + Qtz = L$ (THOMPSON, 1982); 6 = campo di stabilità dell'associazione $St + Qtz$ (RAO & JOHANNES, 1979). I diagrammi AFM (proiezione da Qtz , Ms e H_2O) (1) e (2) mostrano le chemografie relative rispettivamente all'evento M1 ed M2.

tra i vari granuli relitti nell'ambito del singolo dominio microstrutturale, suggerisce che la blastesi della staurolite sia collocabile in un momento pre-cinematico rispetto allo sviluppo di S2.

Il rinvenimento di relitti di staurolite e di andalusite e/ o cordierite in forma di corone di reazione sostanza ulteriormente il quadro evolutivo proposto da ELTER & PANDELI (1990).

L'evoluzione metamorfica del "Complesso degli Gneiss" risulta caratterizzata dal susseguirsi di almeno tre stadi metamorfici che riflettono differenti condizioni P-T. Su basi microstrutturali, è possibile innanzitutto identifi-

care una associazione relitta costituita da: granato + staurolite + plagioclasio I \pm (biotite + muscovite + quarzo)(presenti in forma di inclusioni ospitate nel granato) \pm rutilo.

Le condizioni P-T per questo primo evento metamorfico (M1) sono vincolate dai campi di stabilità della staurolite e della muscovite in presenza di quarzo (curve 4 e 6 in Fig. 5). In base a risultati preliminari, le condizioni P-T stimate mediante l'applicazione della geotermometria granato-biotite (FERRY & SPEAR, 1978) e della geotermobarometria plagioclasio-granato-muscovite-biotite-quarzo (GHENT & STOUT, 1981) individuano lo

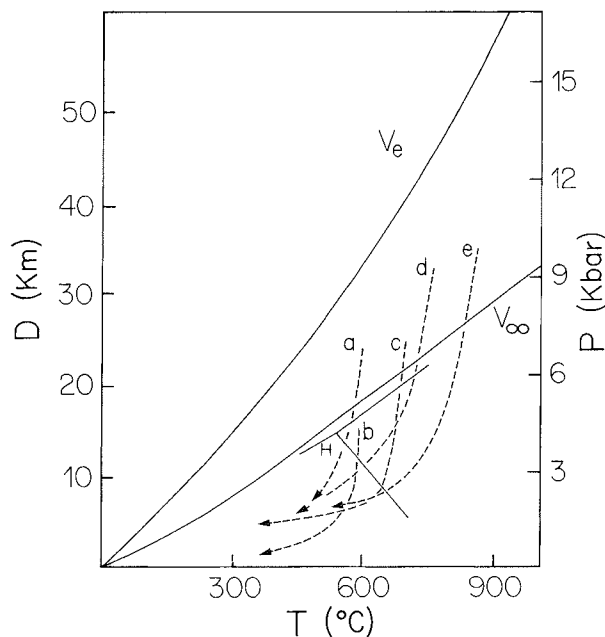


Fig. 6 - Traiettorie P-T del Complesso degli Gneiss (a) e, per confronto, i percorsi P-T che descrivono l'evoluzione metamorfica ercinica in alcuni settori del basamento varisico della regione circum-mediterranea. (b) = complesso di Mandatoriccio (Falda della Sila, Arco Calabro-Peloritano) (BORGHETTI *et al.*, 1992); (c) = complesso migmatitico dell'area Palau-Santa Teresa di Gallura (Sardegna Settentrionale) (RICCI, 1992); (d) Migmatiti dell'Artenze (Massiccio Centrale Francese) (MERCIER *et al.*, 1991); (e) Granuliti della Catena Betica - Rifeana (KORNPROBST & VIELZEUF, 1984). Le curve V_e e V_∞ rappresentano rispettivamente la geoterma indisturbata e la geoterma di massimo rilascio termico calcolata da THOMPSON & ENGLAND (1984) per l'evoluzione termica di un'area orogena la cui esumazione risulta controllata esclusivamente da processi erosivi e/o isostatici. H = punto triplo dei polimorfi Al_2SiO_5 , secondo HOLDAWAY (1971).

stadio M1 come un evento metamorfico con caratteri della facies anfibolitica, al limite con la facies scisti verdi di alta T, a condizioni di pressione intermedia ($T = 500-600\text{ }^\circ\text{C}$; $P \approx 7\text{ Kbar}$) tipiche di un metamorfismo regionale di tipo barroviano.

Lo stadio metamorfico successivo (M2) è caratterizzato dall'associazione andalusite + biotite (btII) + quarzo (o ercinite) \pm cordierite (+muscovite) + plagioclasio II che risulta sin-cinematica rispetto allo sviluppo della scistosità principale (S2).

Le condizioni fisiche di M2 sono vincolate dalla stabilità della muscovite in presenza di quarzo e dalla coesistenza di andalusite + cordierite (Fig. 5). In accordo con le indicazioni fornite dalle curve di stabilità e dalle reazioni riportate in fig. 5, lo stadio M2 ha i caratteri di un evento di media T e bassa pressione ($T \approx 550-600\text{ }^\circ\text{C}$; $P = 2-3.5\text{ Kbar}$).

La fig. 5 schematizza inoltre la traiettoria P-T che caratterizza l'evoluzione metamorfica del Complesso degli Gneiss dallo stadio M1 a quello M2. Essa è caratterizzata dallo sviluppo di strutture coronitiche di andalusite e/o cordierite su staurolite e granato che suggeriscono l'attivazione di reazioni decompressionali (i.e. le reazioni 1 e 2 in fig. 5).

L'evoluzione metamorfica del "Complesso degli Gneiss" si conclude con lo sviluppo di associazioni statiche (M3) successive alla scistosità principale.

Esse sono rappresentate da biotite, tormalina, sillimanite fibrolitica, presente anche in vene, sericite, K-felspato, andalusite, cordierite e raro granato e indicano nel loro complesso, condizioni di grado metamorfico variabile da basso ad alto e di bassa pressione. In particolare condizioni di $P \sim 1\text{ Kbar}$ e $T = 610-620\text{ }^\circ\text{C}$ sono state stimate da PUXEDDU (1984) per l'associazione andalusite + cordierite.

A differenza del carattere pervasivo dell'evento M2, gli effetti legati all'evento M3 sono distribuiti eterogeneamente e potrebbero essere generati dalla messa in posto di leucograniti a cordierite a 3.2 Ma (DEL MORO *et al.*, 1982).

4. CONCLUSIONI

a - Il "Complesso degli Gneiss" del "Basamento Toscano" sepolto sotto le coperture e sotto l'unità di Monticiano-Roccastrada si presenta come un "Gneiss Dome" di tipo simmetrico, tardo-neogenico, allungato in direzione NW-SE parallelamente all'asse della catena. Tale strutturazione sarebbe coerente con l'evoluzione paleogeografica dei bacini sedimentari tardo-neogenici dell'area di Volterra che indicherebbero l'area di Larderello in sollevamento come l'area di provenienza di livelli conglomeratici datati al Pliocene inferiore (BOSSIO *et al.*, questo volume).

b - Il "Complesso degli Gneiss" è caratterizzato da diverse litologie che, nonostante la scarsità di dati ed il diffuso termometamorfismo tardo-neogenico, sono tra loro correlabili. In particolare il litotipo più comune è costituito da paragneiss minuti biotitici, all'interno dei quali si osservano lenti di ortogneiss granodioritici e/o gneiss occhiadini granitici o lenti di gneiss anfibolici e/o anfiboliti.

c - Il suo quadro strutturale è differente da quello dell'Unità di Monticiano-Roccastrada: il "Complesso degli Gneiss" presenta infatti una scistosità composita mentre assenti sono gli eventi deformativi riferibili all'orogenesi alpina.

d - La traiettoria P-T ricostruita per il "Complesso degli Gneiss" ricorda i percorsi che caratterizzano l'evoluzione metamorfica ercinica di alcuni settori del basamento varisico nella regione circum-mediterranea (Fig. 6).

Essa è caratterizzata da uno stadio di riequilibrio decompressionale in condizioni di bassa P/media T che supera la geoterma di massima riequilibrio termica stimata da THOMPSON & ENGLAND (1984).

Il tipo di percorso P-T mostrato dal "Complesso degli Gneiss" e dagli altri complessi riportati in Fig. 6 implica che il processo di esumazione deve essersi verificato a velocità maggiore di quelle normalmente raggiunte attraverso la sola erosione ed è invece coerente con un sollevamento controllato da un regime tettonico di tipo estensionale (e.g. MERCIER *et al.*, 1991).

e - Il tipo di traiettoria e le condizioni P-T raggiunte

durante la riequilibrio di bassa P possono quindi essere interpretate come il risultato di una fase tettonica di distensione. I dati strutturali e geocronologici disponibili suggeriscono che questa fase può essere di età pre-triassica e, conseguentemente, l'espressione anche nel basamento toscano, dell'evoluzione distensiva documentata in diversi settori della fascia orogenica varisica della regione circum-mediterranea (MATTE, 1991; ELTER *et al.*, 1986; RICCI, 1992; DI PISA *et al.*, 1993; MESSINA *et al.*, 1992; BORGHI *et al.*, 1992; LARDEAUX & SPALLA, 1991). Nel caso del basamento metamorfico di Larderello, la mancanza però di più precise indicazioni geocronologiche comporta una difficoltà nell'attribuire la fase tettonica estensionale ai processi post-collisionali della fase Sudetica della catena ercinica (cf. RICCI, 1992) o, piuttosto, ad una fase di protorift post-varisica come suggerito da LARDEAUX & SPALLA (1991) e da DAL PIAZ (1993).

f) - Il "Complesso degli Gneiss" risulta interessato da un evento metamorfico statico M_3 di bassa P, distribuito eterogeneamente e generato dalla messa in posto di leucograniti a cordierite a 3.2 Ma (DEL MORO *et al.*, 1982).

Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. n° 90.00822 (responsabile Prof. A. Lazzarotto).

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. In: Studi Geologici Camerti, vol. spec., 1991/1, 155-178.
- BORGHI A., COLONNA V. & COMPAGNONI R. (1992) - *Structural and metamorphic evolution of the Bocchigliero and the Mandatoriccio complexes in the Sila Nappe (Calabrian-Peloritan Arc, Southern Italy)*. In: "Contributions to the geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. (L. CARMIGNANI & F.P. SASSI, Eds.), IGCP N° 276, Newsletter, 5, 321-334.
- BORRADAILE G.J., BAYLY M.B. & MCA. POWELL C. (1985) - *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*. Springer Verlag Editor.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1994) - *Il bacino di Volterra: notizie preliminari sull'evoluzione della sua area centro meridionale durante il Pliocene*. (questo volume).
- DAL PIAZ G.V. (1993) - *Evolution of Austro-alpine and upper Pennic basement in the northwestern Alps from variscan convergence to post-variscan extension*. In: "Pre-Mesozoic Geology in the Alps". (J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER Eds.), Springer Verlag, 327-344.
- DEL MORO A., PUXEDDU M., RADICATI DI BROZZOLO & VILLA I. (1982) - *Rb-Sr and K-Ar ages at temperature of 300°-400° from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol. **81**, 340-349.
- DI PISA A., OGGIANO G. & TALARICO F. (1993) - *Post continental tectono-metamorphic evolution in the axial zone of the hercynian belt in Sardinia: an example from Asinara Island*. In: Late Orogenic Extension in Mountain Belts. BRGM, **219**, special issue, 216.
- ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1986) - *The geology of Northern Sardinia*. IN: IGCP n 5 - "Correlation of Variscan and Prevariscan events of the Alpine mediterranean mountain belt". Newsletter Special Issue, 87-102.
- 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.
- ELTER F.M. & TALARICO F. (1993) - *The Low P/high T metamorphic overprint in the "Gneiss Group" (Lardello Geothermal field, Italy): a thermal record of late Hercynian Orogenic Extension in the Basement of Southern Tuscany*. In: Late Orogenic extension in Mountain Belt. BRGM, **219** special issue, 62-63.
- FERRY J.M. & SPEAR F.S. (1978) - *Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet*. Contrib. Mineral. Petrol., **66**, 113-117.
- GHEENT E.D. & STOUT M.Z. (1981) - *Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages*. Contr. Miner. Petrol., **76**, 92-97.
- GUIDOTTI C.V. (1984) - *Micas in metamorphic rocks in Bailey S.W. Ed.: Micas: Min. Soc. Amer., vol. 13, 357-467*.
- HOLDAWAY M.J. (1971) - *Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram*. Am. J. Sci., **271**, 97-131.
- HOLDAWAY M.J. & LEE S.M. (1977) - *Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations*. Contr. Min. Petrol., **63**, 175-198.
- HSÜ L.C. (1968) - *Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-N: a model for garnet equilibria*. J. Petrol., **9**, 49-83.
- KORNPROBST J. & VIELZEUF D. (1984) - *Trascurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations*. In: Kimberlites II: The mantle and crust-mantle relationships (ed. KORNPROBST, J.), 349-358. Elsevier-Amsterdam.
- LARDEAUX J.M., GARDIEN V., LEDRU P. & ALLEMAND P. (1993) - *Low-pressure and high-temperature metamorphism, crustal anatexis and late orogenic extension in mountains belts: insights from the European Paleozoic*. In: Late orogenic extension in Mountain Belt. BRGM, **219** Special issue, 118-119.
- LARDEAUX J.M. & SPALLA M.I. (1990) - *Tectonic significance of P/T/t paths in metamorphic rocks: examples from ancient and modern orogenic belts*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 51-69.
- LARDEAUX J.M. & SPALLA M.I. (1991) - *From granulites to eclogites in the Sesia Zone (Italian Western Alps): a record of opening and closure of the Piedmont ocean*. J. Metam. Geol., **9**, 35-59.
- MALAVIELLE J. (1993) - *Deformation of the continental crust*

- during Late-Orogenic extension: insights from the basin and Range and the Late Paleozoic Variscan Belt. In: "Late Orogenic Extension in Mountain Belts". BRGM, **219**, 130-131.
- MARTIGNOLE J. & NANTEL S. (1982) - *Geothermobarometry of Cordierite-bearing metapelites near the Marin Anarthosite Complex, Grenville Province, Quebec*. Canadian Mineralogist, **20**, 307-318.
- MATTE P.H. (1991) - *Acretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in western Europe*. Tectonophysics, **196**, 2/4, 309-337.
- MERCIER L., JOHAN V., LARDEAUX J.M. & LEDRU P. (1992) - *Evolutions tectono-metamorphiques des Nappes de l'Artense (Massif Central français); nouveaux marqueurs de la collision dans la chaîne varisque*. Bull. Soc. Geol. Fr., **163**, 3, 293-308.
- MERCIER L., VAN ROERMUND H.L.M. & LARDEAUX J.M. (1991) - *Comparison of PTt path in allochthonous high pressure metamorphic terrains from Scandinavian Caledonides and the French Massif Central: contrasted thermal structures during uplift*. Geol. Rund., **30**, 333-348.
- MESSINA A., RUSSO S., DE FRANCESCO A.M. & STAGNO F. (1992) - *Variscan metamorphism in the Aspromonte Unit (Calabrian - Peloritan Arc - Southern Italy)*. In: "Giornate di studio su metamorfismo/magmatismo ed evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano". Milazzo 13-17/10/1992.
- PUXEDDU M. (1984) - *Structure and late Cenozoic evolution of the upper lithosphere in southwest Tuscany (Italy)*. Tectonophysics, **101**, 357-382.
- RAO B.B. & JOHANNES W. (1979) - *Further data on the stability of staurolite + quartz and related assemblages*. N. Jahr. Min., 1979, 437-447.
- RICCI C.A. (1992) - *From crustal thickening to exhumation: petrological structural and geochronological records in the crystalline basement of Northern Sardinia*. In: Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. L. Carmignani & F.P. Sassi Editors, IGCP N° 276, Newsletter, 5, p 187-197.
- RICHARDSON S.W. (1968) - *Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H*. J. Petrol., **9**, 467-499.
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C. & BELL P.M. (1969) - *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-silimanite equilibria: the aluminum silicate triple point*. Am. J. Sci., **267**, 259-272.
- THOMPSON A.B. (1982) - *Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O - under saturated granitic liquids*. Am. J. Sci., **282**, 1567-1595.
- THOMPSON A.B. & ENGLAND P.C. (1984) - *Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism. II. This influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks*. J. Petrol., **25**, 929-954.
- VIELZEUF D. (1984) - *Relation de phases dans le facies granulite et implications géodynamiques: Les réactions minéralogiques témoins de leur rétrogenèse*. Thèse d'état, Université de Clermont Ferrand II, 276 pp.

