

G. GIANELLI

CONDIZIONI DI PRESSIONE E TEMPERATURA DEL TERMOMETAMORFISMO NEL SISTEMA GEOTERMICO DI LARDERELLO

Riassunto - Le condizioni termobariche delle rocce pelitiche che costituiscono l'aureola termometamorfica dei graniti rinvenuti nei sondaggi geotermici di Larderello variano da 50 a 100 MPa di pressione, e da 400 a circa 650°C di temperatura. Mediante diagrammi di fase (AFM modificati) è stata fatta una valutazione delle possibili paragenesi metamorfiche compatibili con la composizione chimica delle rocce del Verrucano e delle diverse unità paleozoiche che costituiscono l'aureola termometamorfica. Risulta che le paragenesi caratterizzate dalla presenza di cordierite e biotite sono stabili per temperature uguali o superiori a 500°C. A temperature inferiori è invece più facilmente stabile l'associazione andalusite-biotite. Il chimismo delle rocce del Verrucano e delle unità paleozoiche toscane non permette in genere la cristallizzazione del granato termometamorfico, ad eccezione di almandino in rocce particolarmente ricche in ferro. Gran parte del granato presente nelle rocce termometamorfiche è un relitto di associazioni mineralogiche più antiche, probabilmente erciniche, e da ricondursi a condizioni termobariche diverse (almeno 400 MPa di pressione e 500°C di temperatura). Si ritiene che le paragenesi a cordierite e biotite (unitamente a quelle con corindone) si siano formate su spessori limitati e nella immediata prossimità dei corpi granitici in un incassante plastico e pressoché impermeabile. Al contrario, la cristallizzazione di biotite e andalusite, anche per alcune centinaia di m al di sopra dei corpi intrusivi, si sarebbe sviluppata in rocce semi-plastiche o rigide e in presenza di moti convettivi di fluidi termali.

Parole chiave - Termometamorfismo, sistemi geotermici, Larderello, Italia.

Summary - *Pressure and temperature conditions during the contact metamorphism in the geothermal system of Larderello.* The P-T conditions of the metapelites forming the contact aureoles around the granite intrusions at Larderello are estimated as follows: a pressure range of approximately 50-100 MPa and a temperature range of approximately 400-650°C. Using modified AFM phase diagrams it was possible to evaluate the stability fields of the mineral assemblages compatible with the chemical composition of the pelitic rocks found in the thermometamorphic aureole by a number of geothermal wells at Larderello. The rocks belong both to the Triassic Verrucano Formation and (more commonly) to Paleozoic and pre-Sudetic Units. The phase diagrams have been constructed by using the program PeRpLeX and an updated thermodynamic data bank. The pressure conditions are constrained by the present-day depth of the roof of the intrusions (approximately 2.5-4 km) and the estimated uplift ratio (0.2 mm/yr) and the age of the intrusion and thermometamorphic minerals (0.5

to about 4 Ma). The temperature range is constrained by paragenetic, fluid inclusion and isotopic data. At such low pressure the pelite re-crystallisation formed mineral assemblages characterised by biotite and andalusite (besides quartz, muscovite, chlorite and, in places, chloritoid). By increasing temperature we observe the prograde disappearance of chlorite and the crystallisation of cordierite and, in places, corundum. Temperatures equal or in excess of 500°C probably occurred in a plastic, impervious layer close to the granite intrusions and characterised by a very steep thermal gradient. On the contrary, lower temperatures occurred along a crustal section with different characteristics: quasi-plastic to brittle mechanical behaviour, low thermal gradient and possible presence of hydrothermal circulation. A diffuse crystallisation of biotite associated with andalusite characterised this shallow crustal section. It is important to note that, at the pressure of 50-100 MPa garnet can be present at relatively low temperatures (below 500°C) only in Fe-rich rocks. More commonly this mineral is found in micaschist and gneiss and is often present as a relict phase. Its occurrence is related to a pre-Alpine thermal event, characterised by HT-LP conditions. The pressure was at least 400 MPa.

Key words - Contact metamorphism, geothermal systems, Larderello, Italy.

INTRODUZIONE

I sondaggi profondi (3-4.6 km) eseguiti nel campo geotermico di Larderello hanno perforato rocce termometamorfiche per uno spessore di circa 700 m, al di sopra di graniti (Cavarretta *et al.*, 1980; Cavarretta & Puxeddu, 1990). Le rocce interessate da condizioni di metamorfismo di alta temperatura (HT) e bassa pressione (LP) sono generalmente filladi, micascisti e gneiss (Batini *et al.*, 1985). L'aureola termometamorfica è intrusa da filoni aplitici, micropegmatiti e vene a quarzo, biotite, tormalina e plagioclasio legate alla fase pneumatolico-idrotermale dei graniti (Villa *et al.*, 1987; Batini *et al.*, 1985; Gianelli *et al.*, 1997). Il termometamorfismo è stato accompagnato da una notevole circolazione di fluidi magmatici, caratterizzati dalla presenza di elementi volatili quali Cl, F, B, Li e con temperature vicine a 600°C (Cathelineau *et al.*, 1994; Gianelli *et al.*, 1997). Questa nota ha lo scopo di chiarire le condizioni termobariche del metamorfismo di contatto delle diverse unità geologiche utilizzando i dati chimici disponibili delle metapeliti

appartenenti a ciascuna unità e riportandoli su opportuni diagrammi di fase. La discussione dei dati terrà conto delle diverse interpretazioni sulle rocce termometamorfiche incontrate dai sondaggi profondi. Il punto più controverso riguarda l'età delle associazioni mineralogiche di alta temperatura, caratterizzate generalmente dalla presenza di biotite, andalusite, cordierite e, secondo alcuni, anche almandino. La possibile esistenza di due eventi metamorfici di HT-LP è stata ipotizzata da Cavarretta *et al.* (1980) e successivamente confermata da dati radiometrici (Del Moro *et al.*, 1982), correlazioni con unità paleozoiche sarde caratterizzate dalla presenza di metamorfismo HT-LP (Bagnoli *et al.*, 1979), evidenze strutturali di andalusiti e granati pre-alpini nelle rocce appartenenti all'aureola termometamorfica (Pandeli *et al.*, 1994). Questa possibilità è totalmente esclusa da alcuni autori, secondo i quali tutti i minerali di HT-LP sono dovuti all'intrusione dei graniti (la cui età varia da circa 4 a 0.5 Ma) e sulle strutture regionali alpine (Tortoniane) si sono in parte sovrimposte delle scistosità generate dalla intrusione dei graniti (Franceschini, 1994; 1998). Questo lavoro riassumerà i principali dati petrografici e strutturali, alcuni dei quali mostrano la presenza di minerali di HT non riconducibili agli eventi termometamorfici più recenti. Verranno valutate le condizioni di pressione e di temperatura (P-T) del termometamorfismo tenendo conto di alcuni vincoli geologici basati sulla profondità attuale dell'aureola termometamorfica, sull'età delle rocce e sul tasso di denudamento. Inoltre si cercherà di affrontare il problema da un punto di vista chimico, usando diagrammi di fase (AFM modificati) allo scopo di verificare quali unità geologiche, tra le diverse prese in considerazione, permettono la stabilità dei minerali termometamorfici alle condizioni di pressione e temperatura ipotizzate.

DATI PETROGRAFICI E STRUTTURALI

Una breve sintesi dei dati petrografici e strutturali permetterà di rendersi conto della eterogeneità dei litotipi e della complessità dei processi metamorfici che hanno interessato le rocce rinvenute dai sondaggi geotermici.

Le rocce potenzialmente interessate dal metamorfismo HT-LP sono riconducibili alle seguenti unità triassiche, paleozoiche e pre-sudetiche che sono presenti anche in affioramento in Toscana, con l'eccezione del «Complesso degli Gneiss» (vedi Pandeli *et al.*, 1994, e relativa bibliografia):

1) «Verrucano», generalmente rappresentato da rocce quarzitiche e filladiche simili alle «Anageniti minute» e ai membri filladici della formazione del «Verrucano».

2) Formazioni filladiche permocarbonifere: metagreywacke, filladi grafitose

3) Varie formazioni quarzitico-filladiche pre-sudetiche («Quarziti e filladi superiori», «Quarziti e filladi inferiori», «Scisti porfirici» ecc.: quarziti filladiche e filladi, con metagreywacke e metabasiti intercalate.

4) «Complesso dei Micascisti»: micascisti a plagioclasio e granato con anfiboliti intercalate. Questa unità è presente in affioramento al Passo del Cerreto, nell'Appennino tosco-emiliano (Ricci, 1968), ed è altresì presente nella parte finale del pozzo AGIP «Pontremoli» (Fig. 1).

5) «Complesso degli Gneiss»: paragneiss talvolta con granato presente, e anfiboliti intercalate.

Questa successione di unità metamorfiche è spesso complicata da ripetizioni tettoniche, ma, in generale, le unità 1-2 giacciono al di sopra delle unità 3-5. Tra le formazioni pre-sudetiche (unità 3) spesso le «Quarziti e filladi superiori» si trovano in una posizione strutturale più elevata.

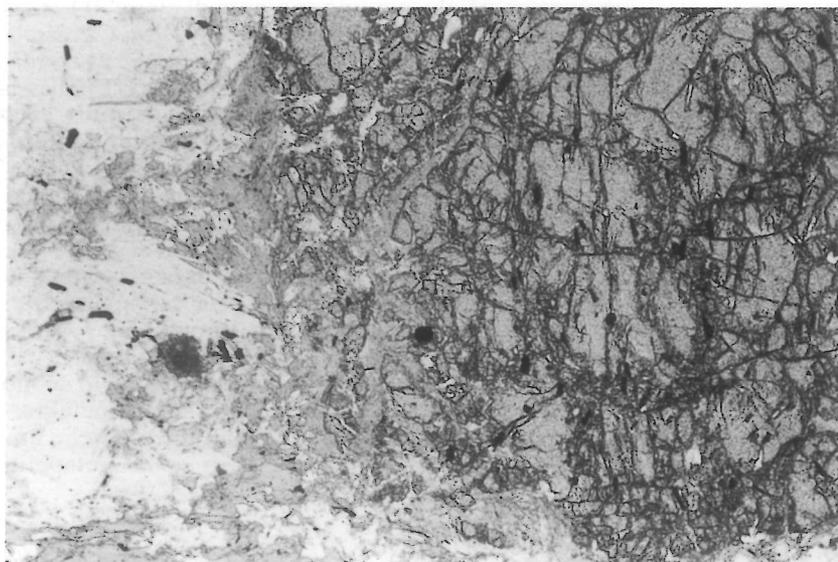


Fig. 1 - Relitto di granato (in parte cloritizzato) in micascisto. Sondaggio AGIP «Pontremoli 1», 3519 m di profondità. Il lato verticale della foto corrisponde a 3.3 mm.

La distinzione tra queste diverse unità, effettuata con studi petrografici e geochemici, è abbastanza agevole quando esse non sono ricristallizzate a causa del termometamorfismo. Più difficile è invece la distinzione tra le diverse unità quando le strutture e i minerali del metamorfismo regionale sono estensivamente oblierate dal metamorfismo di HT-LP. Un problema analogo, su rocce correlate con unità permocarbonifere e, in parte, con i complessi quarziteo-filladici più antichi, si è presentato, al di fuori dell'area geotermica, per il complesso degli «Scisti del Calamita», all'Isola d'Elba, dove rocce petrograficamente poco distinguibili tra di loro mostrano peraltro diversità chimiche che ne permettono collocazioni stratigrafiche differenti (Puxeddu *et al.*, 1984). Alcune unità metamorfiche presentano caratteristiche chimiche e petrografiche simili, per cui la loro distinzione può presentarsi problematica: il proble-

ma si presenta, in particolare, per alcuni litotipi della «Formazione di Boccheggiano» (come intesa da Puxeddu *et al.*, 1984), alcune formazioni filladiche pre-Sudetiche, e il Verrucano triassico. Tuttavia queste unità sono chimicamente distinguibili, come dimostrato dall'analisi canonica discriminante (Gianelli e Rossini, 1991).

Le paragenesi di HT-LP sovrapposte su quelle erciniche e alpine sono caratterizzate dalla presenza di quarzo e biotite, talvolta chiaramente ricristallizzati in strutture statiche a «punti tripli». Andalusite (spesso chiastolitica) nettamente post-scistosa (Fig. 2), corindone post-tettonico con corona di feldspato, grossi cristalli di cordierite (quasi sempre trasformata in fillosilicati microcristallini tardivi) sono minerali chiaramente riferibili al termometamorfismo tardoalpino. Maggiori dubbi riguardano invece delle andalusiti pre-tettoniche rispetto a una superficie di



Fig. 2 - Associazione post-tettonica di andalusite e biotite sviluppata a spese di cloritoide. Micascisto, pozzo geotermico ENEL «San Pompeo 2», 2718 m. Il lato verticale della foto corrisponde a 1.0 mm.



Fig. 3 - Andalusite deformata e orientata secondo la probabile scistosità (S_2) alpina. Pozzo geotermico ENEL «Canneto 4», 2419 m. Il lato verticale della foto corrisponde a 2.5 mm.

scistosità verosimilmente alpina (Fig. 3). Un esempio di questo minerale è presente nel pozzo «Sperimentale Serrazzano», dove miche muscovitiche presenti nella scistosità principale hanno età radiometriche erciniche. Anche il granato è presente in paragenesi mineralogiche di diversa età. Nei micascisti e negli gneiss il granato è presente in grossi cristalli pre- o sin-tettonici ed è certamente da riferirsi a fasi metamorfiche regionali. Granati sin-post-tettonici di dimensioni più piccole sono stati individuati in rocce filladiche, e possono essere attribuiti a processi di cristallizzazione regionali alpini o termometamorfici.

DATI GEOCHIMICI E METODO DI STUDIO

Le analisi chimiche di alcune rocce pelitiche del Paleozoico toscano e del Verrucano sono state elaborate in modo da poter rappresentare i campioni in una proiezione AFM modificata. Sono stati selezionati alcuni campioni rappresentativi tra quelli riportati da Gianelli & Puxeddu (1979) e Puxeddu *et al.* (1984). In particolare sono stati scelti dei campioni privi di alterazione idrotermale e di composizione prevalentemente pelitica, con quantità variabili di quarzo e feldspati. Si è proceduto nel modo seguente:

1) Sono state selezionate delle analisi di campioni rappresentativi di metapeliti (filladi più o meno quarzitiche, micascisti, e gli gneiss del pozzo «Sasso 22») provenienti dagli affioramenti triassici e paleozoici della Toscana, e dai sondaggi geotermici di Larderello e del Monte Amiata. La composizione dei campioni varia da valori vicini alla pelite media a quella di peliti povere in allumina.

2) Sono stati costruiti dei diagrammi AFM modificati, utilizzando come vertice A i silicati di alluminio (Als) e, in sostituzione di MgO e FeO nei vertici M e F, annite ($3\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$) e flogopite ($3\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$) rispettivamente. L'uso di queste variabili permette di riportare le biotiti nel grafico con valori positivi anziché negativi. Il sistema inoltre si considera saturo di H_2O , quarzo e muscovite. I diagrammi, a diverse temperature e pressioni, sono stati costruiti utilizzando il programma PeRpLeX di Connolly (1990, 1995). Il programma esegue i calcoli necessari per proiettare nel piano $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ le composizioni di minerali e rocce appartenenti al sistema H_2O , SiO_2 , KAl_3O_5 , MgO , FeO , Al_2O_3 , tenendo conto anche del vettore di scambio MgFe_1 . Come è noto, la soluzione del problema si risolve matematicamente con calcoli matriciali. Lo stesso programma permette di calcolare le curve di stabilità di reazioni metamorfiche nei piani P-T (pressione-temperatura). La stabilità dei minerali con il variare della temperatura e della pressione è stata calcolata utilizzando un insieme di dati termodinamici internamente consistenti. La banca dati utilizzata è quella di Holland & Powell (1990), con successivi aggiornamenti. L'estrapolazione dei campi di stabilità di reazioni tra minerali e fluidi metamorfici a condizioni di pressioni e temperature non verificate da esperimenti di laboratorio è una prassi ormai accettata dal mondo scientifico. L'utilizzo e i limiti

del metodo sono ben descritti da Helgeson *et al.* (1978) e da Holland & Powell (1990). In sintesi si può dire che la incertezza nella stima delle condizioni di stabilità per una data reazione metamorfica dipende sia dalla qualità dei dati termodinamici sia dalla stechiometria dalla reazione metamorfica. I parametri termodinamici di alcuni minerali presi in considerazione sono certamente suscettibili di futuri miglioramenti. Ciò vale in particolare per le fasi contenenti Fe (dafnite, Fe-cloritoide e Fe-codierite).

3) I parametri chimici delle rocce selezionate sono stati riportati sul grafico dopo aver costruito una matrice di composizione delle rocce e dei minerali ricondotti a un sistema KFMASH, una seconda matrice quadrata guida, contenente i parametri delle tre fasi saturanti e delle variabili, e dopo aver moltiplicato l'inverso di quest'ultima matrice per quella di composizione e aver normalizzato il prodotto risultante sulla base dei parametri A (Als), F (Ann) e M (Phl). Una dettagliata spiegazione del metodo di proiezione si trova in Bucher & Frey (1994). A titolo di esempio si riportano, in Tabella 1, i calcoli eseguiti per la formazione delle «Filladi inferiori». Poiché nei diagrammi AFM così costruiti non è possibile riportare i feldspati, il valore A è stato modificato sottraendo la parte di allumina dovuta al contributo di questi minerali presente nel campione. Questa correzione si è generalmente rivelata poco significativa, a parte che per gli gneiss e alcuni campioni di micascisti ricchi in albite. I campi di composizione dei diversi gruppi di rocce sono utilizzati per definire le possibili associazioni mineralogiche alle diverse condizioni di pressione e di temperatura.

I campi delle condizioni termobariche per il metamorfismo HT-LP sono 50-100 MPa e 400-650°C. I diagrammi AFM sono quindi stati costruiti per questi intervalli di pressione temperatura. Il ristretto campo di pressione si basa sulle seguenti considerazioni geologiche: 1) le rocce termometamorfiche si trovano nei sondaggi a circa 2.5-4.0 km; 2) è stato stimato un tasso di sollevamento di circa 0.2 mm/anno nella zona geotermica di Larderello, con una perdita massima di carico litostatico corrispondente a 800 m di roccia (Del Moro *et al.*, 1982); 3) il termometamorfismo si è sviluppato in condizioni di pressione uguali o minori al carico litostatico, e 4.8 km corrispondono perciò a circa 120 MPa, che si può considerare un limite di pressione massima. Il campo di temperatura è meno definito. La temperatura massima è stabilita da dati di inclusioni fluide (Cathelineau *et al.*, 1994; Manzella *et al.*, 1998), pochi dati isotopici su coppie mineralogiche (quarzo-biotite e quarzo-muscovite, Petrucci *et al.*, 1994) e alcuni geotermometri mineralogici (biotite-tormalina e la presenza di corindone associato a muscovite e K-feldspato, Batini *et al.*, 1983; Cavarretta & Puxeddu, 1990). Il limite di temperatura inferiore del termometamorfismo non è ben definibile. In alcuni sondaggi è stata osservata la comparsa di biotite post-tettonica in rocce filladiche in corrispondenza dell'isoterma attuale di 350°C, che non è necessariamente la reale temperatura di cristallizzazione della mica. Bisogna infatti tenere conto del raffreddamento del sistema geoter-

Tab. 1 - Matrici usate per la proiezione dei campioni di «Filladi inferiori» nel diagramma AFM.

Matrice della composizione dei minerali												
	Ky	Qtz	Ms	H2O	Ann	Phl						
SiO2	1	1	6	0	6	6						
Al2O3	1	0	3	0	1	1						
FeO	0	0	0	0	6	0						
MgO	0	0	0	0	0	6						
K2O	0	0	1	0	1	1						
H2O	0	0	2	1	2	2						
Matrice 6 x 6 inversa												
0	1	0.333	0.333	-3	0							
1	-1	-0.333	-0.333	-3	0							
0	0	-0.167	-0.167	1	0							
0	0	0.000	0.000	-2	1							
0	0	0.167	0.000	0	0							
0	0	0.000	0.167	0	0							
Matrici di composizione delle rocce												
	s1	s2	s3	s4	s5	s6	s7	s8	s9	s10	s11	
sio2	1.198	0.887	0.825	1.088	1.148	0.784	0.878	1.114	1.178	0.963	1.094	
al2o3mod	0.063	0.127	0.217	0.151	0.083	0.217	0.208	0.082	0.088	0.062	0.111	
feo	0.052	0.102	0.1	0.085	0.06	0.102	0.106	0.033	0.055	0.161	0.092	
mgo	0.045	0.148	0.096	0.059	0.047	0.083	0.063	0.02	0.042	0.035	0.068	
k2o	0.02	0.026	0.057	0.023	0.025	0.054	0.052	0.042	0.023	0.001	0.026	
h2o	0.156	0.374	0.269	0.164	0.232	0.301	0.239	0.273	0.149	0.186	0.172	
	s12	s13	s14	s15	s16	s17	s18	s19	s20	s21	s22	s23
sio2	1.366	1.129	0.87	0.911	0.921	0.99	1.027	1.031	1.036	1.072	1.076	1.05
al2o3mod	0.045	0.061	0.182	0.173	0.174	0.157	0.106	0.163	0.102	0.113	0.1	0.172
feo	0.025	0.045	0.108	0.102	0.095	0.085	0.101	0.072	0.078	0.071	0.038	0.107
mgo	0.017	0.082	0.095	0.083	0.096	0.08	0.105	0.051	0.067	0.074	0.041	0.068
k2o	0.016	0.008	0.046	0.037	0.043	0.039	0.015	0.042	0.023	0.026	0.027	0.047
h2o	0.145	0.241	0.287	0.224	0.269	0.219	0.199	0.369	0.227	0.184	0.284	0.236
Matrici di composizione sulla base dei componenti scelti												
	s1	s2	s3	s4	s5	s6	s7	s8	s9	s10	s11	
Ky	0.035	0.132	0.111	0.130	0.044	0.117	0.108	-0.026	0.051	0.124	0.086	
Qtz	1.043	0.599	0.372	0.820	0.954	0.343	0.458	0.888	0.989	0.833	0.852	
Ms	0.004	-0.016	0.024	-0.001	0.007	0.023	0.024	0.033	0.007	-0.032	-0.001	
H2O	0.116	0.322	0.155	0.118	0.182	0.193	0.135	0.189	0.103	0.184	0.120	
Ann	0.009	0.017	0.017	0.014	0.010	0.017	0.018	0.005	0.009	0.027	0.015	
Phl	0.007	0.025	0.016	0.010	0.008	0.014	0.010	0.003	0.007	0.006	0.011	
	s12	s13	s14	s15	s16	s17	s18	s19	s20	s21	s22	s23
Ky	0.011	0.079	0.112	0.124	0.109	0.095	0.130	0.078	0.081	0.083	0.045	0.089
Qtz	1.259	1.002	0.482	0.565	0.554	0.661	0.807	0.701	0.817	0.833	0.869	0.679
Ms	0.009	-0.013	0.012	0.006	0.011	0.011	-0.019	0.022	-0.001	0.002	0.014	0.018
H2O	0.113	0.225	0.195	0.150	0.183	0.141	0.169	0.285	0.181	0.132	0.230	0.142
Ann	0.004	0.007	0.018	0.017	0.016	0.014	0.017	0.012	0.013	0.012	0.006	0.018
Phl	0.003	0.014	0.016	0.014	0.016	0.013	0.017	0.008	0.011	0.012	0.007	0.011

mico dopo l'intrusione del granito, stimato in almeno 0.025-0.05°C/ka; (questo valore si riferisce alla parte più profonda e meno permeabile del sistema, mentre in parti più superficiali e permeabili e caratterizzate da circolazione idrotermale importante, il tasso di raffreddamento è probabilmente maggiore). Utilizzando il programma PeRpLeX (Connolly, 1995) per i sistemi KFASH e KMASH, considerati separatamente per motivi di chiarezza, è possibile valutare le condizioni P-T di equilibrio per alcune paragenesi metamorfiche rilevanti con le rocce termometamorfiche rinvenute nei sondaggi a Larderello (Fig. 4). Poiché alcune reazioni metamorfiche interessano alcuni minerali con dati termodinamici poco precisi, le curve di stabilità riportate devono essere intese come approssimative, l'incertezza nella temperatura potendo essere di qualche decina di gradi per le reazioni del sistema KFASH. Si può notare che, per pressioni inferiori a 100 MPa, la stabilità calcolata di cordierite (Crd) e corindone (Cor) richiede temperature al di sotto di 600°C. Anche se dati di inclusioni fluide e isotopici indicano il raggiungimento di temperature fino circa 650°C, le rocce dell'aureola termometamorfica non dovevano in genere superare i 500-550°C, come in genere avviene per gli incassanti attorno all'intrusione granitiche poco profonde (Bucher & Frey, 1994). I valori termici più elevati sono da mettere in relazione con fluidi magmatici che caratterizzarono lo stadio iniziale di sviluppo del sistema geotermico di Larderello. Queste temperature corrisponderebbero, secondo Gianelli *et al.* (1997) al solidus di graniti ricchi in B, Li e F, originatisi dalla differenziazione di corpi batolitici.

RISULTATI

Per quanto riguarda le rocce del «Verrucano», a 400°C le peliti meno ricche in allumina sono caratterizzate dalla presenza di soluzioni solide clinocloro-dafnrite (Chl_{ss}) e flogopite-annite (Bt_{ss}). Le rocce più vicine alla composizione pelitica media dovrebbero invece essere caratterizzate dalla presenza di Chl_{ss} , ma non da andalusite (And) e Bt_{ss} . Chl e Ctd sono minerali riferibili al metamorfismo regionale e non a quello di contatto. La loro scomparsa e la formazione di And, Crd e Bt richiede temperature più elevate. Una possibile reazione di destabilizzazione del Ctd , in assenza di staurolite, potrebbe essere la seguente:

$3Ctd + 2Q = Alm + 2And + 3 H_2O$ ($T^\circ C = 490-510$ nel sistema KFASH, n. 2 in Fig. 4)

$Mg-Ctd + Chl + 2Ms = 4And + 2Phl + 5 H_2O$ ($T^\circ C = 490-520$ nel sistema KMASH, n. 7 in Fig. 4)

la cui composizione (in termini di soluzioni solide Phl -Ann e Mg -Fe-Crd) può essere valutata dai diagrammi di fase. La formazione di Crd a relativamente bassa temperatura è possibile tramite reazioni del tipo:

$Chl + Ms + 2Q = Crd + Bt + 4H_2O$ ($T^\circ C = 495-525$ nel sistema KMASH, n. 8 in Fig. 4),

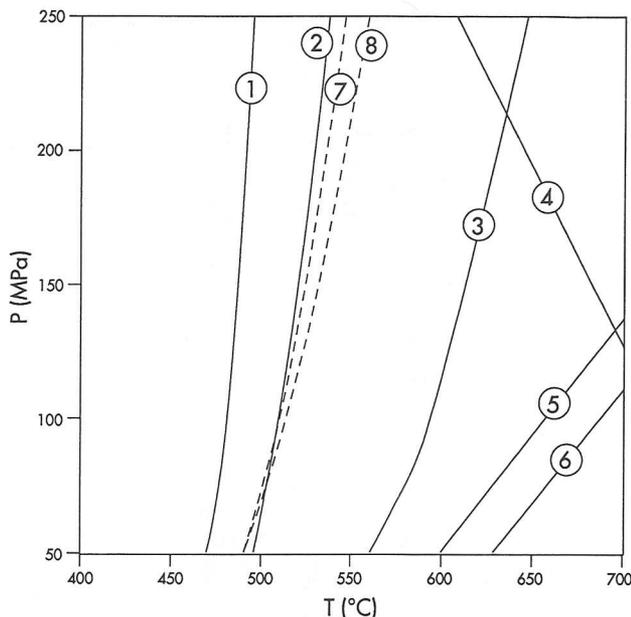


Fig. 4 - Condizioni P-T calcolate per reazioni metamorfiche rilevanti con il termometamorfismo di Larderello.

1) $1.5Q + 1.5fctd + 0.5Ann = 0.5Ms + 1.0Alm + 1.5H_2O$;

2) $2Q + 3fctd = 2.0And + 1.0Alm + 3.0H_2O$;

3) $Ms = Kls + Cor + H_2O$;

4) $And = Sill$;

5) $0.67Alm + 1.33And + 1.67Q = fcrd$;

6) $Ms + Alm + Q = fcrd + Ann$;

7) $0.5mctd + 0.5Chl + 1.0Ms = 2And + Phl + 2.5H_2O$;

8) $2Q + Chl + Ms = Crd + Bt + H_2O$.

Abbreviazioni: Alm = almandino, And = andalusite, Ann = annite, Bt = biotite, Chl = chlorite, Cor = corindone, Crd = cordierite, fcrd = Fe-cordierite, Ctd = chloritoid, fctd = Fe-chloritoid, Kls = K-feldspato, Ms = muscovite, Q = quarzo, Phl = flogopite, mctd = Mg-chloritoid.

Computed P-T conditions for the contact metamorphism at Larderello:

1) $1.5Q + 1.5fctd + 0.5Ann = 0.5Ms + 1.0Alm + 1.5H_2O$;

2) $2Q + 3fctd = 2.0And + 1.0Alm + 3.0H_2O$;

3) $Ms = Kls + Cor + H_2O$;

4) $And = Sill$;

5) $0.67Alm + 1.33And + 1.67Q = fcrd$;

6) $Ms + Alm + Q = fcrd + Ann$;

7) $0.5mctd + 0.5Chl + 1.0Ms = And + Phl + 2.5H_2O$;

8) $2Q + Chl + Ms = Crd + Bt + 4H_2O$.

Abbreviations: Alm = almandine, And = andalusite, Ann = annite, Bt = biotite, Chl = chlorite, Cor = corundum, Crd = cordierite, fcrd = Fe-cordierite, Ctd = chloritoid, fctd = Fe-chloritoid, Kls = K-feldspar, Ms = muscovite, Q = quartz, Phl = phlogopite, mctd = Mg-chloritoid

la stabilità delle quali dipende dal rapporto Fe/Mg nel sistema (Bucher & Frey, 1994). Una serie di diagrammi di fase illustra le possibili fasi presenti nel campo di composizione delle rocce del Verrucano (Figg. 5, 6). La presenza di Alm è possibile solo in peliti relativamente ricche in ferro. A circa 600°C l'associazione granato+andalusite è sostituita da cordierite:

$2Alm + 4Als + 5Q + nH_2O = 3Crd$ ($T^\circ C = 600-670$ nel sistema KFASH, n. 5, Fig. 4)

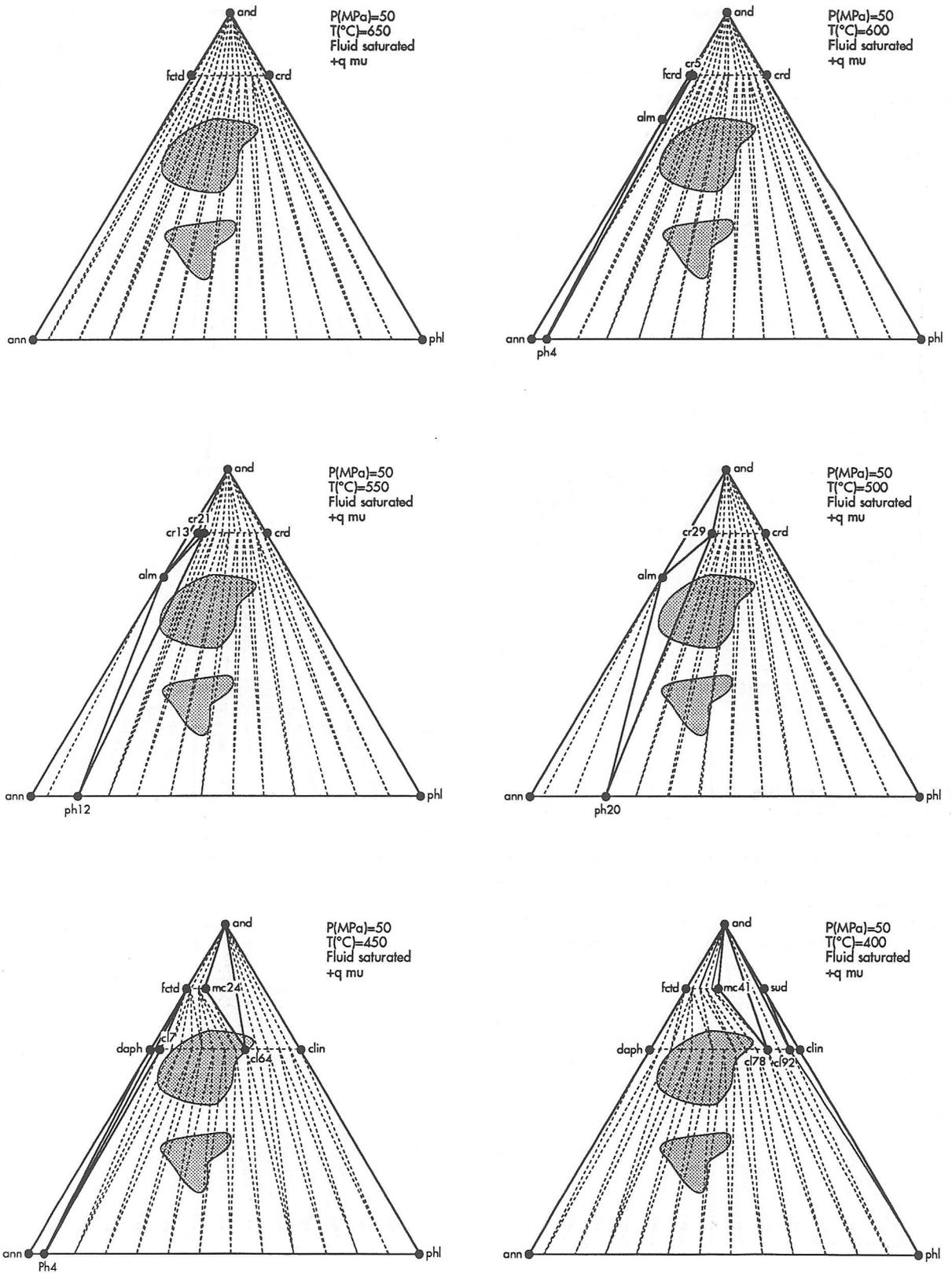


Fig. 5 - Diagrammi AFM per 50 MPa e 400-650°C e campo di composizione delle rocce del Verrucano (36 campioni). Abbreviazioni come in Figura 4. Inoltre: Clin = clinocloro; Daph = dafnrite, Sud = sudoite. Le soluzioni solide sono indicate con le prime due lettere del nome abbreviato del minerale seguite da due cifre indicanti la percentuale molare del minerale stesso (es. cl78 = clorite con 78% di clinocloro).

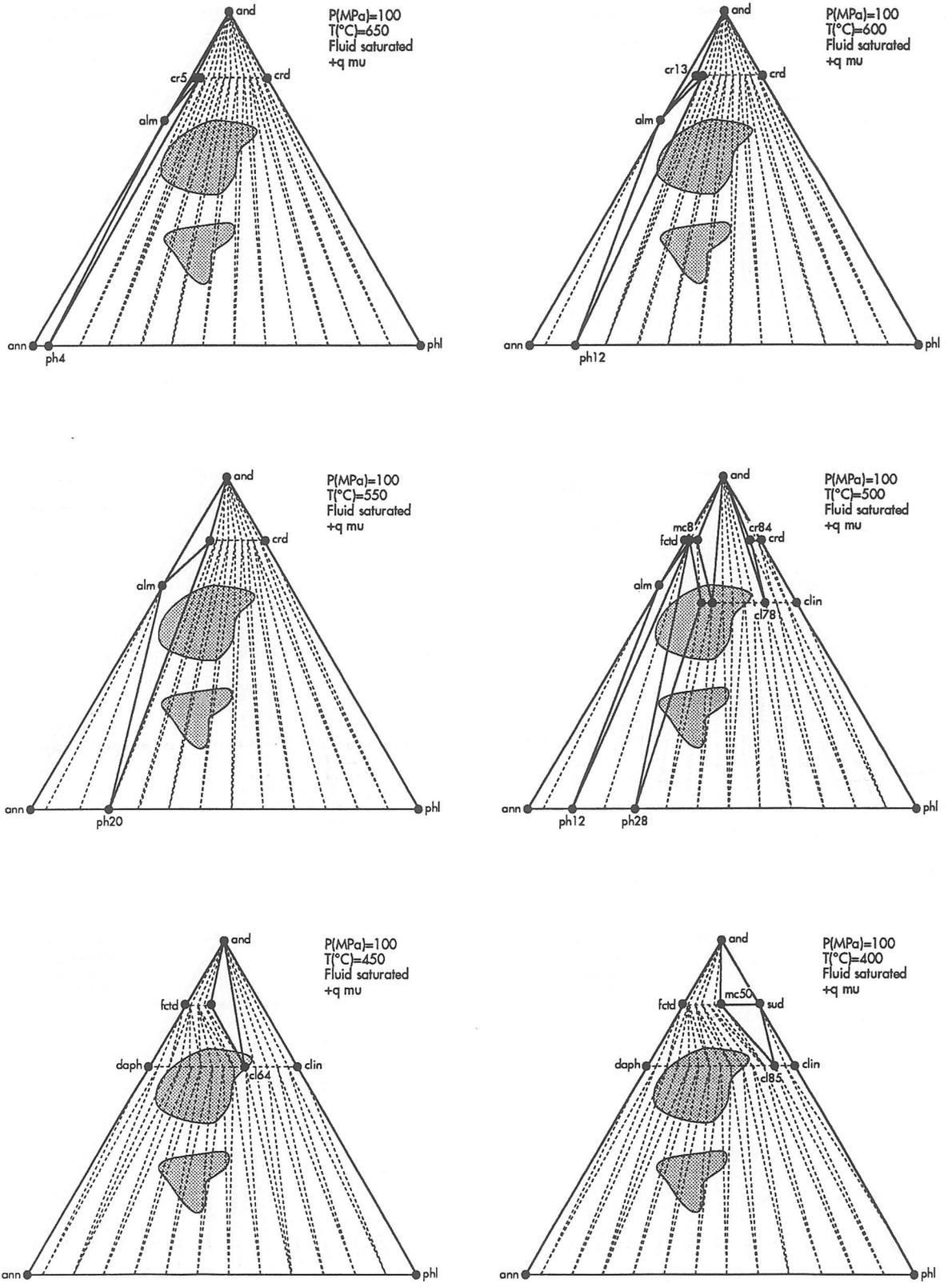


Fig. 6 - Diagrammi AFM per 100 MPa e 400-650°C e campi di composizione del Verrucano. Abbreviazioni come in Fig. 4 e Fig. 5.

$Ms + Alm + Q = Crd + Bt$ ($T^{\circ}C = 625$ -oltre 700 nel sistema KFASH, n. 6 in Fig. 4)

e Crd, Bt (più Q e Ms) sono teoricamente i minerali stabili nelle rocce del Verrucano passata questa temperatura.

Le metapeliti delle unità del Permocarbonefere toscanese si sono formate da argilliti illitiche con quantità variabili di quarzo e pressoché sprovviste di feldspati. La ricristallizzazione di queste rocce sotto condizioni HT-LP porta alla formazione di cornubianiti ad $And + Crd_{ss}$ oppure $Crd_{ss} + Bt_{ss}$ per temperature uguali o superiori a $500^{\circ}C$ (Figg. 7, 8).

Per quanto riguarda i litotipi filladici e quarzítico filladici appartenenti alle «Filladi superiori», agli «Scisti porfirici» e «Porfiroidi» e alle «Quarziti e filladi di Buti» valgono considerazioni analoghe a quelle fatte per le rocce pelitiche del «Verrucano». Il chimismo di queste rocce permette la formazione di paragenesi a $Q + Ms + Crd + Bt$ oppure $Q + Ms + Alm + Crd + Bt$ a circa $500^{\circ}C$. Si può notare come alti rapporti FeO/MgO permettono la formazione teorica di granato in molti campioni appartenenti a queste formazioni (Figg. 6-10).

Le metapeliti appartenenti alla formazione delle «Filladi inferiori» presentano una variazione chimica più ristretta rispetto a quelle delle unità fino ad ora esaminate. $Crd_{ss} + Biot_{ss}$ dovrebbero essere i minerali tipi del metamorfismo di HT-LP per temperature di circa $550-650^{\circ}C$. A 100 MPa l'andalusite può essere presente a temperature vicine a $500^{\circ}C$ (Figg. 11, 12).

In alcuni livelli di metabasiti intercalati con le «Filladi inferiori» è stata identificata un'orneblenda cummingtonitico-gruneritica, riconducibile al termometamorfismo su base strutturale, associata a una paragenesi verosimilmente formata durante una fase metamorfica ercinica. L'orneblenda termometamorfica può formarsi (alle pressioni considerate) a temperature compatibili con le altre paragenesi di più alta temperatura osservate.

In conclusione, il chimismo delle rocce pelitiche presenti nel «Verrucano», nelle unità permocarbonefere, nelle «Filladi superiori» e nelle «Filladi inferiori» permette, alle condizioni termobariche ipotizzate per il termometamorfismo a Larderello, la formazione di paragenesi caratterizzate dalla presenza di cordierite e biotite oppure di andalusite e biotite associate a quarzo e muscovite. Il granato può essere presente solo in campioni ricchi in FeO . Questi risultati sono in accordo con i dati petrografici delle rocce osservate nei sondaggi profondi, appartenenti all'aureola termometamorfica e correlate con le unità geologiche fino a ora prese in esame.

Per il «Complesso dei «Micascisti» e il «Complesso degli Gneiss» l'analisi dei dati chimici richiede uno sviluppo un po' diverso. Per le rocce a composizione metapelitica di queste due unità bisogna infatti verificare le condizioni P-T sia del termometamorfismo sia del metamorfismo regionale, con la possibile presenza di fasi mineralogiche di HT-LP erciniche. Per quanto riguarda il termometamorfismo, si può

osservare come il chimismo delle due formazioni non consente la formazione di granato alle condizioni P-T di $50-100$ MPa e $450-650^{\circ}C$ (Figg. 13, 14). Si devono quindi ipotizzare condizioni di pressione più elevate, com'è suggerito dal ritrovamento di relitti di minerali pre-sudetici (plagioclasio, sillimanite, staurolite, granato negli gneiss, granato e albite nei micascisti). Le condizioni di metamorfismo potevano essere 400 MPa e circa $550^{\circ}C$ (Fig. 15); sotto queste condizioni nelle due formazioni possono comparire associazioni a granato (Py_{10}) + $Chl_{ss} + Bt_{ss}$ oppure $Sil + Staurolite (Std) + Bt_{ss}$. Più problematica l'attribuzione ad un evento termometamorfico ercinico delle paragenesi di HT-LP ($And + Crd + Bt$ nei Micascisti e $And + Crd + Sil + Kfs$ negli Gneiss). Dati strutturali, correlazioni con il Paleozoico sardo e una singola datazione Rb-Sr sostengono questa ipotesi. Le condizioni termobariche di questa fase metamorfica potrebbero essere pressioni di $200-250$ MPa e temperature uguali o superiori a $600^{\circ}C$ (Puxeddu *et al.*, 1984).

I risultati di due simulazioni numeriche sull'evoluzione termica del sistema geotermico di Larderello ci aiutano a definire meglio la possibile estensione e le caratteristiche mineralogiche dell'aureola termometamorfica.

1) Calore *et al.* (1981) hanno ipotizzato un'intrusione batolitica con temperatura di $800^{\circ}C$ a $8-10$ km di profondità dentro una crosta con valori di permeabilità variabile da 10^{-16} a 10^{-10} cm^2 e con gradiente di temperatura iniziale di $40^{\circ}C/km$. Le dimensioni del modello bidimensionale erano 10 km di profondità per 36 di lunghezza. Prove ripetute di simulazione sotto diverse condizioni al contorno (in particolare, con o senza ricarica naturale di acqua fredda), hanno mostrato che, in prossimità del plutone le rocce e lo stesso plutone raffreddato, per i quali si sono ipotizzate permeabilità basse, tendono ad assumere, dopo un periodo di tempo variabile da 20 a 350 ka, una temperatura di circa $500^{\circ}C$; al di sopra del plutone si forma invece una zona crostale con gradiente basso (temperature variabili da circa 500 a $300^{\circ}C$ lungo $6-7$ km di spessore), in conseguenza del trasporto convettivo del calore da parte dei fluidi circolanti in rocce di permeabilità medio-alta. Questa simulazione, che risente di una profondità dell'intrusione troppo grande rispetto a quella reale, indica comunque un fatto importante, e cioè che fluidi con temperature tipiche del metamorfismo ($350-450^{\circ}C$) possono aver circolato nel sistema di Larderello, e interagito con le rocce incassanti anche a distanza di qualche km dall'intrusione. Al contrario, temperature uguali o superiori a $500^{\circ}C$ dovevano essere limitate alle rocce incassanti nell'immediata vicinanza del corpo granitico.

2) Mongelli *et al.* (1997) considerano un modello a grande scala, assumendo una risalita di materiale astenosferico fuso con temperatura di $1300^{\circ}C$ a $23-40$ km di profondità; una parte di materiale litosferico solido trascinato dall'intrusione astenosferica, con temperatura compresa tra 900 e $1300^{\circ}C$; materiale crostale fuso da 1.5 a 5 km di profondità dentro

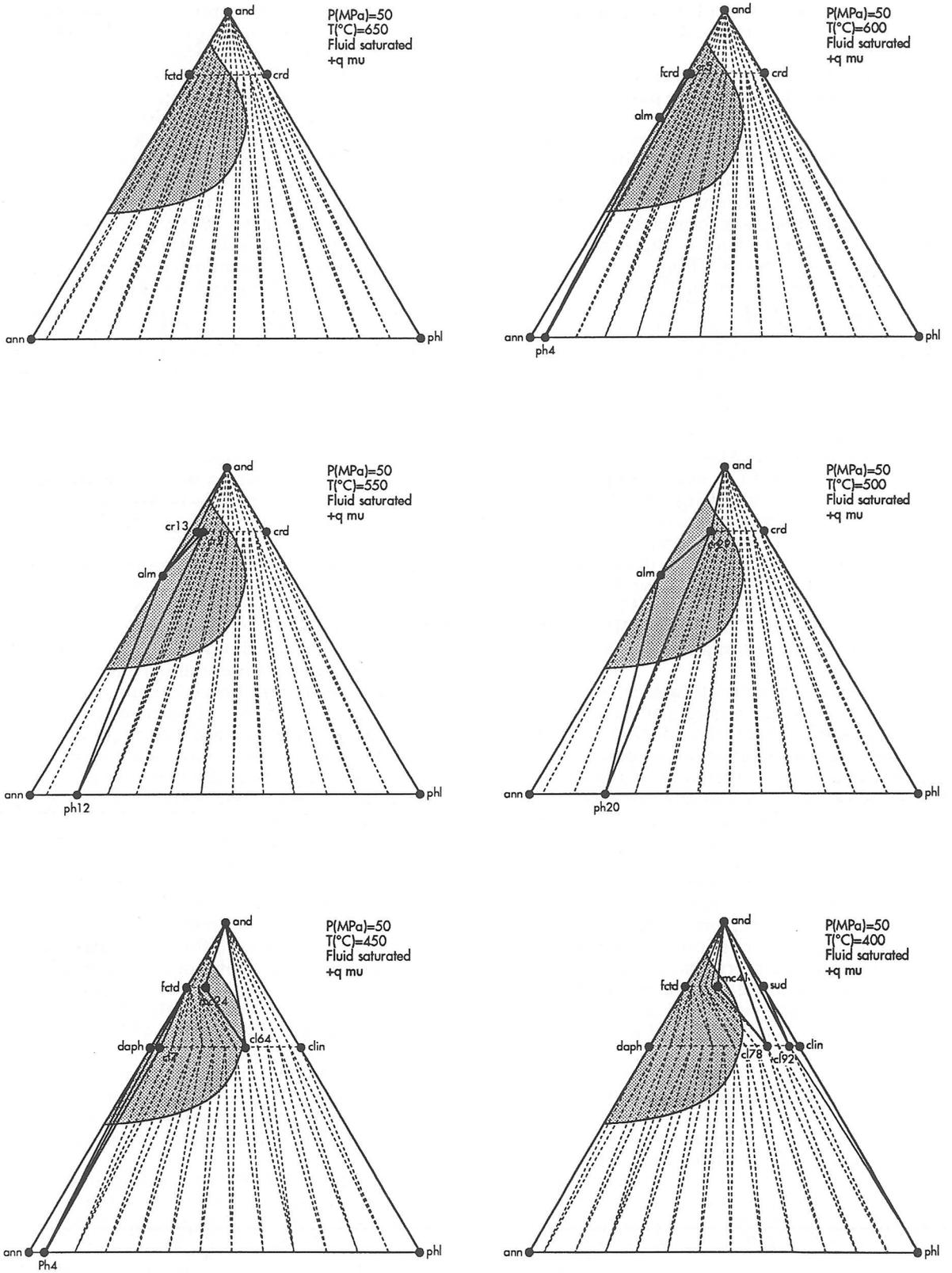


Fig. 7 - Diagrammi AFM per 50 MPa e 400-650°C e campi di composizione delle rocce permo-carbonifere (73 campioni). Abbreviazioni come in Figura 4 e Figura 5.

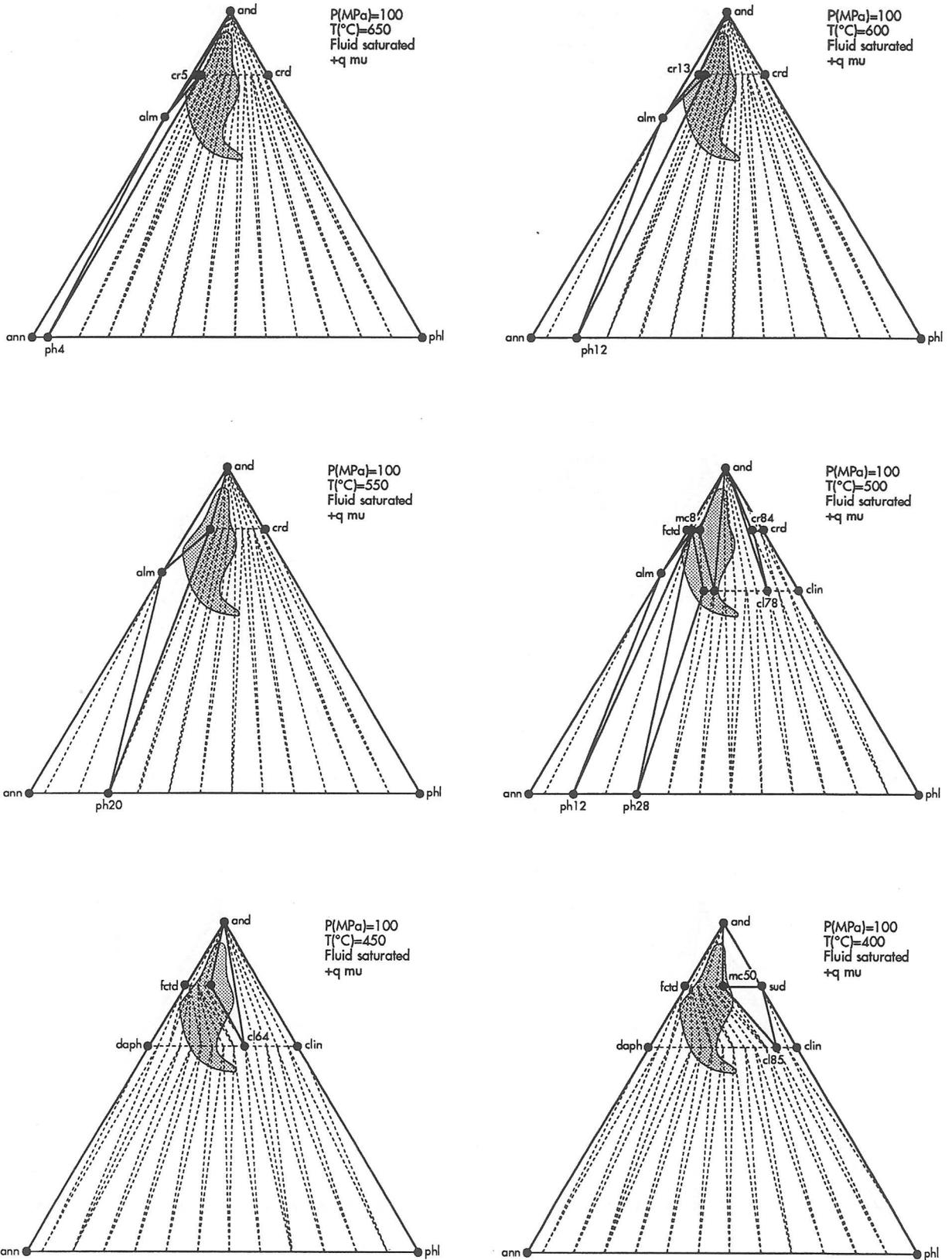


Fig. 8 - Diagrammi AFM per 100 MPa e 400-650°C e campi di composizione delle rocce permocarbonifere. Abbreviazioni come in Figura 4 e Figura 5.

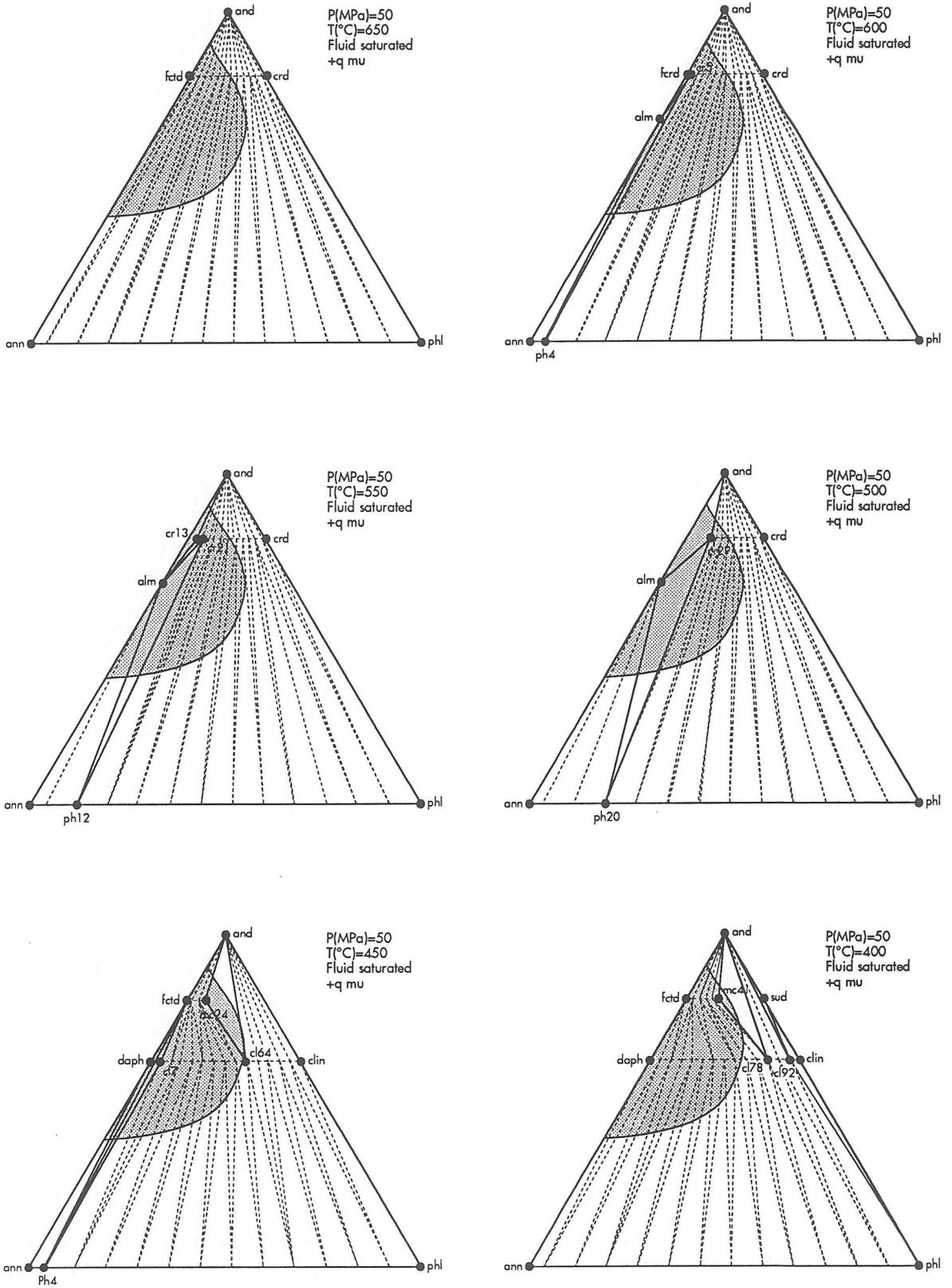


Fig. 9 - Diagrammi AFM per 50 MPa e 400-650°C e campi di composizione delle «Filladi superiori», del «Gruppo di Buti» e degli «Scisti porfirici» (38 campioni in totale). Abbreviazioni come in Figura 4 e Figura 5.

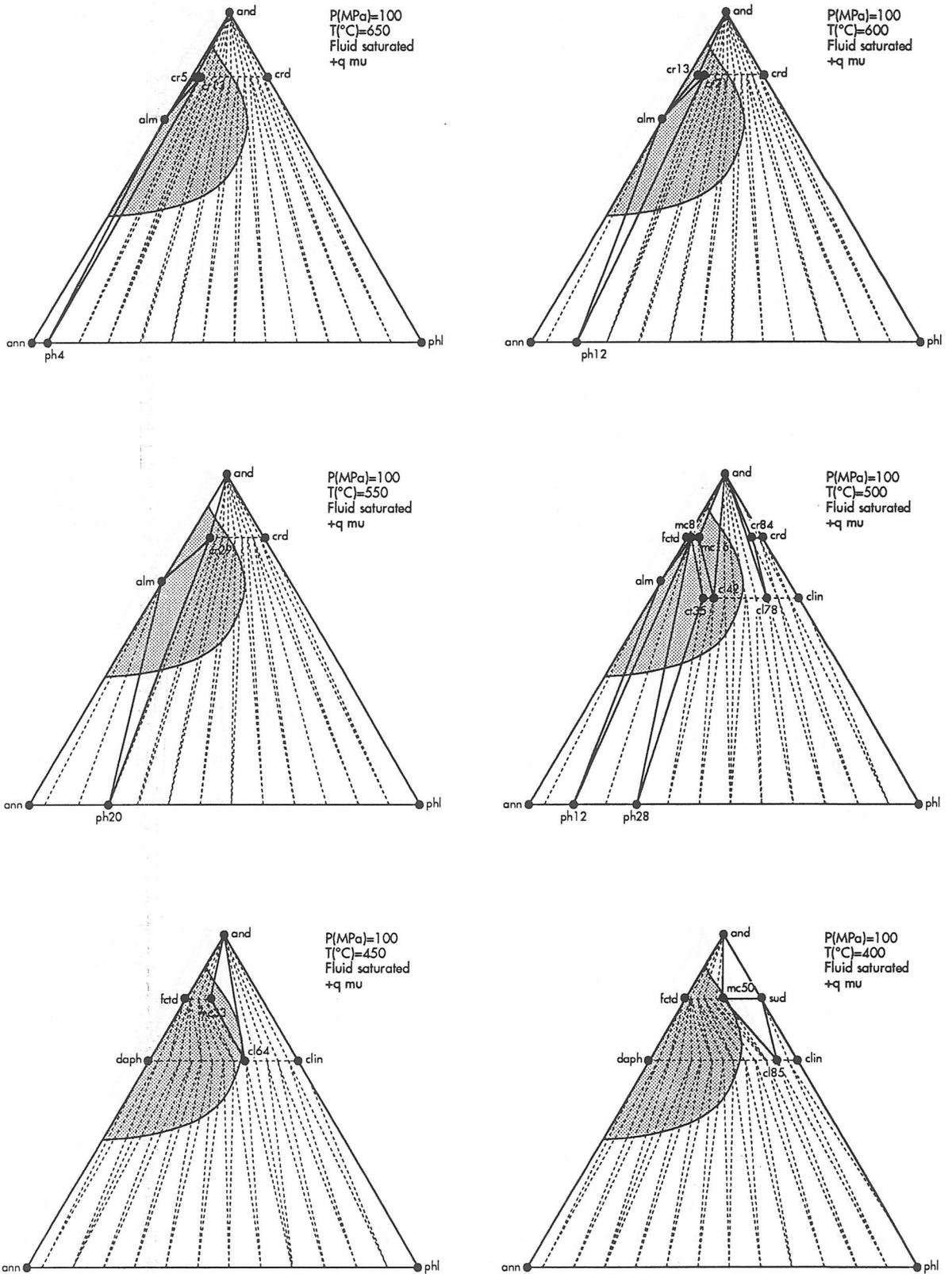


Fig.10 - Diagrammi AFM per 100 MPa e 400-650°C e campi di composizione delle «Filladi superiori», del «Gruppo di Buti» e degli «Scisti porfirici». Abbreviazioni come in Figura 4 e Figura 5.

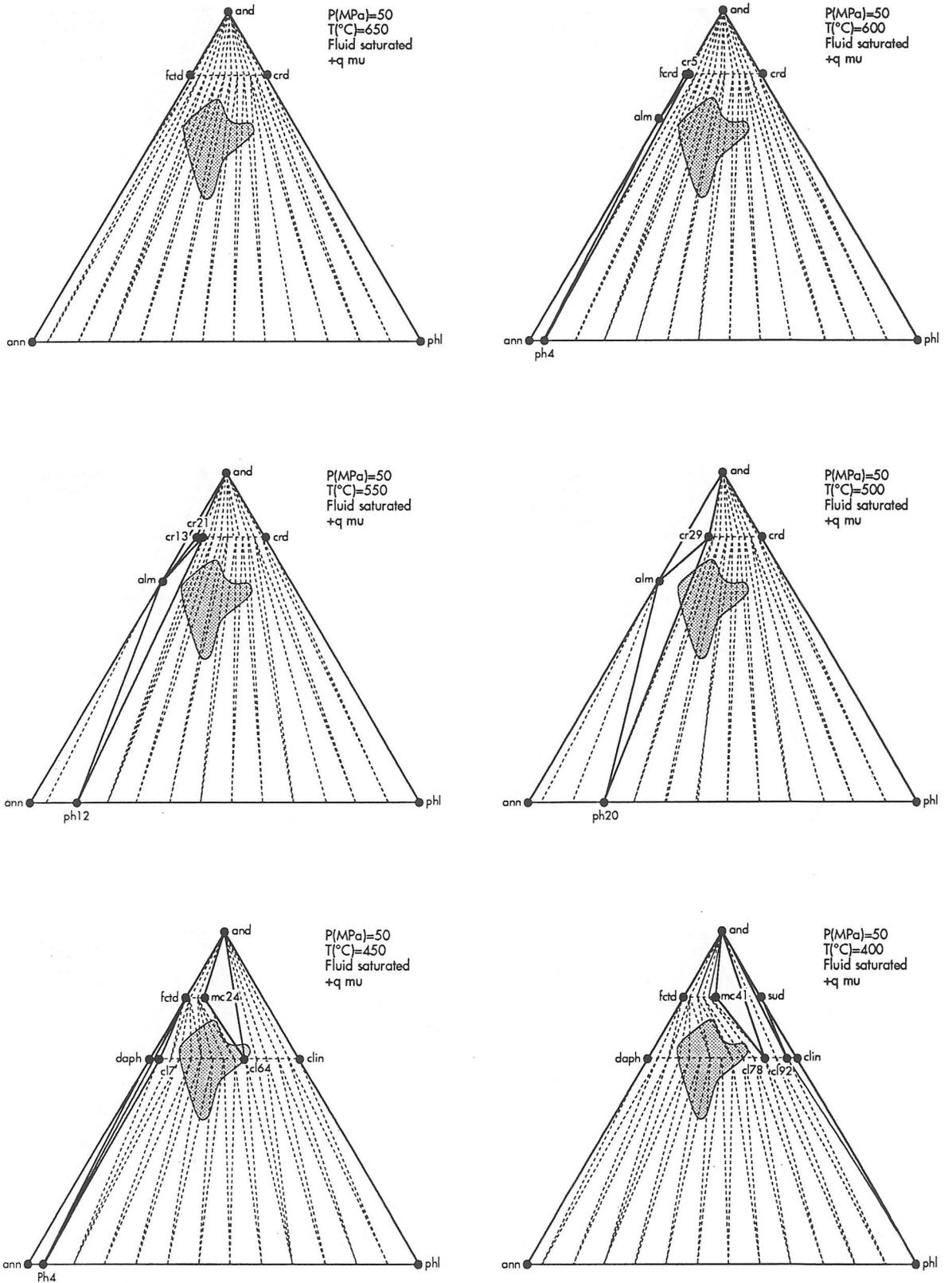


Fig. 11 - Diagrammi AFM per 50 MPa e 400-650°C e campi di composizione per le «Filladi inferiori» (22 campioni). Abbreviazioni come in Figura 4 e Figura 5.

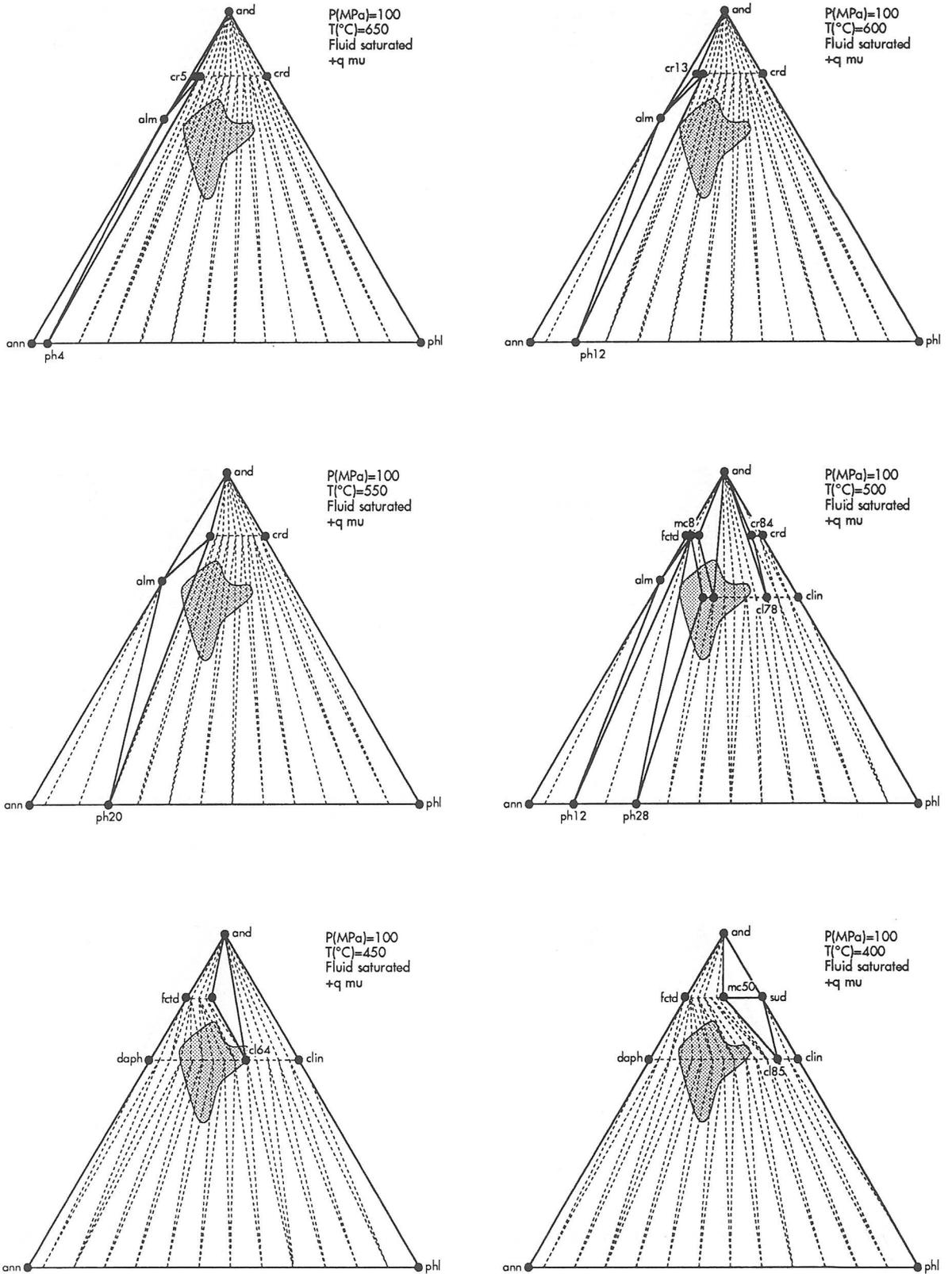


Fig. 12 - Diagrammi AFM per 100 MPa e 400-650°C e campi di composizione delle «Filladi inferiori». Abbreviazioni come in Figura 4 e Figura 5.

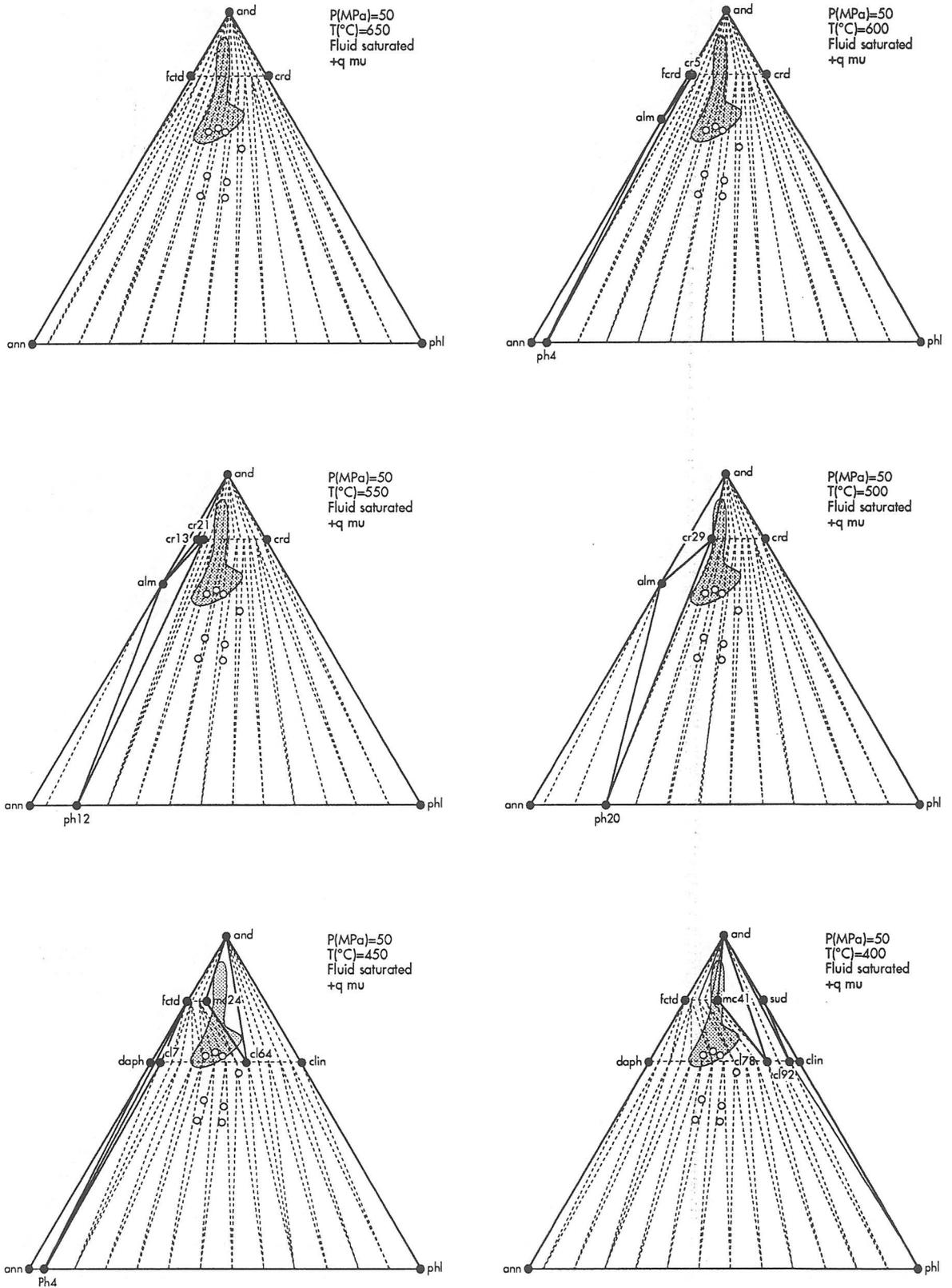


Fig. 13 - Diagrammi AFM per 50 MPa e 400-650°C e campi di composizione del «Gruppo dei Micascisti» (17 campioni) e di 8 campioni di gneiss del pozzo «Sasso 22». Abbreviazioni come in Figura 4 e Figura 5.

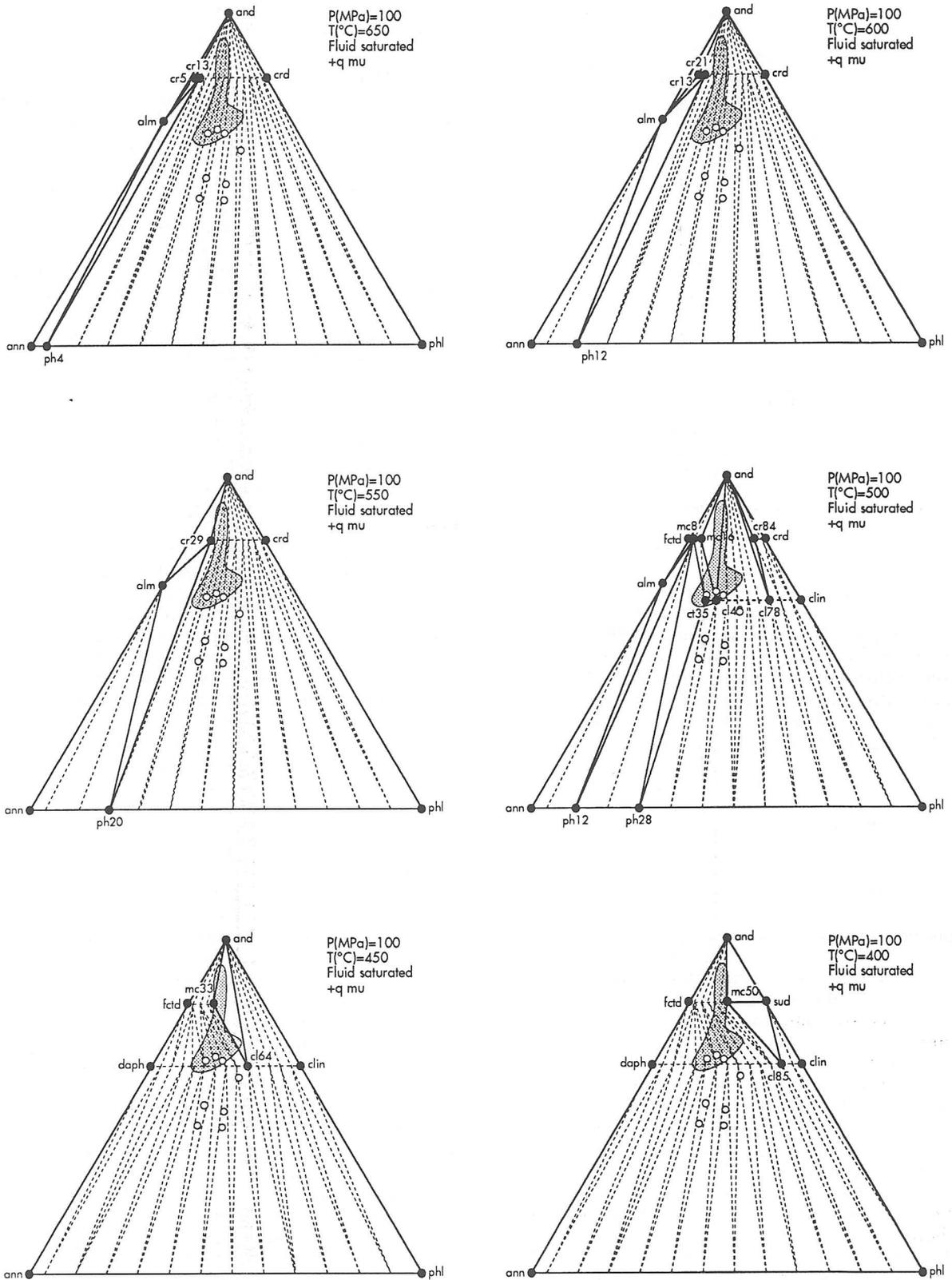


Fig. 14 - Diagrammi AFM per 100 MPa e 400-650°C e campi di composizione del «Gruppo dei Micascisti» e di 8 gneiss del pozzo «Sasso 22». Abbreviazioni come in Figura 4 e Figura 5.

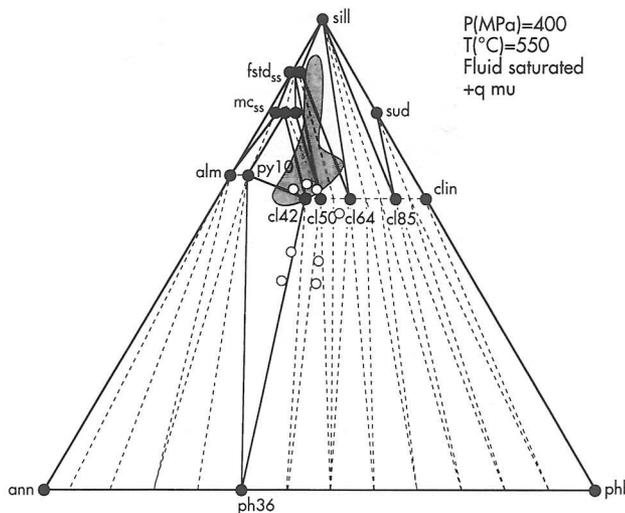


Fig. 15 - Diagrammi AFM per 400 MPa e 550°C e campi di composizione del «Gruppo dei Micasisti» e di 8 gneiss del pozzo «Sasso 22». Abbreviazioni come in Figura 4 e Figura 5, e inoltre: Py_{10} = granato con 10% piropo, $fstd_{ss}$ = soluzioni solide Fe- e Mg-stauroilite, ricche in Fe; mc_{ss} = soluzioni solide Fe- e Mg cordierite.

una camera magmatica con struttura termica e chimica stratificata. L'intrusione batolitica di Larderello è ipotizzata di composizione variabile da granodioritica a dioritica e insatura d'acqua nella sua parte più profonda (con temperature di 800-900°C), a leucogranitica e satura d'acqua con temperature di solidus molto basse (550-600°C) nella sua parte più superficiale. Il modello riesce a riprodurre l'attuale distribuzione di temperatura in alcuni pozzi profondi solo assumendo un continuo rifornimento di magma anche in zone crostali superficiali, e moti convettivi di fluidi anche a profondità di 5 km.

CONCLUSIONI

L'aureola termometamorfica di Larderello presenta delle caratteristiche generali consistenti con i dati raccolti da numerose intrusioni e relativi incassanti presenti a debole profondità (Barton *et al.*, 1991):

1) Le rocce di contatto sono generalmente di tipo cornubianitico e la scistosità indotta dall'intrusione è praticamente inesistente; rarissimi i fenomeni di migmatizzazione (Batini *et al.*, 1983; Pandeli *et al.*, 1994; Gianelli, 1994; Gianelli *et al.*, 1997).

2) Lo spessore dell'aureola è generalmente modesto; la zona cornubianitica di alta temperatura, in assenza di importanti fenomeni metasomatici, è di poche centinaia di metri per intrusioni di scala chilometrica (Cavarretta & Puxeddu, 1990; Gianelli, 1994; Cathelineau *et al.*, 1994).

3) Il metasomatismo potassico e quello propilitico sono quasi sempre presenti (Cavarretta *et al.*, 1982).

4) I fenomeni metasomatici sono agevolati dal comportamento fragile delle rocce al contatto; la fratturazione è indotta dall'elevata pressione dei fluidi

magmatici e da fenomeni di stress termico (Knapp & Norton, 1981; Gianelli, 1994; Gianelli & Bertini, 1993).

I diagrammi di fase costruiti (Figg. 5-14) permettono di ipotizzare le paragenesi metamorfiche più probabili nelle diverse unità triassiche e pre-sudetiche rinvenute nei sondaggi di Larderello, di confrontarle con quelle reali e, quindi, di dedurre i campi di pressione e temperatura delle diverse unità metamorfiche. Le unità strutturalmente meno profonde («Verrucano», formazioni permocarbonifere e parte delle unità pre-sudetiche), hanno un chimismo compatibile con la presenza di cloriti e cloritoide stabili per temperature inferiori a 500°C. Al di sopra di questa temperatura questi minerali dovrebbero essere sostituiti da cordierite e almandino, che si trovano invece molto raramente in queste unità. Si può anche notare, dall'osservazione dei diagrammi di fase, che la stabilità del granato (molto ricco nel componente almandino), alle pressioni di 50-100 MPa, è possibile solo in rocce molto ricche in ferro. Le unità strutturalmente più profonde, e più vicine al tetto del batolite granitico, hanno in generale un chimismo incompatibile con lo sviluppo di granato alle pressioni considerate di 50-100 MPa. Si ricorda che il vincolo di pressione è preciso, in quanto deriva da calcoli basati sul carico litostatico attuale e sul denudamento stimato sulla base di datazioni radiometriche. La presenza di granato nelle unità più profonde è invece possibile sotto condizioni bariche molto più elevate di quelle attuali o sub-attuali. Le condizioni termobariche ipotizzate in Figura 15 sono probabilmente riferibili all'Ercinico (Manzella *et al.*, 1998).

La formazione di And, Crd e Gt in associazione con Bt, Ms e Q alle condizioni di pressione stimate per l'aureola termometamorfica di Larderello indica che questi minerali si sono formati a temperature vicine a 500°C, o superiori. In base ai dati della simulazione numerica (Calore *et al.*, 1981) queste temperature sono presenti solo in vicinanza dei corpi granitici in raffreddamento dentro un incassante a bassissima permeabilità e presumibilmente vicino a risposta plastica (duttile) nei confronti dei sollecitazioni meccaniche. Lo spessore di questo incassante, dove il calore viene trasmesso quasi unicamente per conducibilità, non dovrebbe teoricamente superare poche centinaia di metri. Al di sopra di questa zona plastica è quindi lecito ipotizzare una sezione crostale a maggiore permeabilità, a comportamento fragile, dove fluidi con temperature comprese tra circa 350-500°C permettono un importante trasporto convettivo del calore. Solo così si può spiegare il persistere di associazioni termometamorfiche per qualche centinaio di metri. Ovviamente, in questo spesso orizzonte fratturato il termometamorfismo non è, a larga scala, completamente penetrativo, bensì limitato a zone di frattura più o meno sviluppate. Ciò è in accordo con i numerosi dati di perforazione fino a ora acquisiti. Il comportamento fragile di rocce quarzitico-filladiche con temperature superiori a 350°C è stato spiegato da Gianelli (1994) ipotizzando dei tassi di deformazione molto alti, verosimilmente dovuti

all'intrusione a debole profondità di fluidi magmatici o crostali a elevatissima pressione e alla conseguente idrofratturazione delle rocce.

Ne consegue, da quanto detto sopra, che, mentre associazioni a Bt + And possono essere diffuse su spessori ragguardevoli, le associazioni a Crd e Bt termometamorfici devono essere presenti solo in orizzonti di limitato spessore, e molto vicini al contatto con intrusioni granitiche.

BIBLIOGRAFIA

- Bagnoli, G., Gianelli, G., Puxeddu, M., Rau, A., Squarci, P. and Tongiorgi M., 1979. A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Paleozoic Basement. Mem. Soc. geol. ital. 20: 99-116.
- Batini, F., Bertini, G., Gianelli, G., Pandeli, E. and Puxeddu, M., 1983. Deep structure of the Larderello field: contribution from recent geophysical and geological data. Mem. Soc. geol. ital. 25: 219-235.
- Barton, M.D., Staude, J.M., Snow, E.A and Johnson, D.A., 1991. Aureole systematics. In Kerrick D.M. (ed.), Contact Metamorphism. Mineralogical Soc. of America, Review in Mineralogy. 26: 723-847.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks; 6th edition. Springer-Verlag, Berlin: 1-318.
- Calore, C., Celati, R., Gianelli, G., Norton, D. e Squarci, P., 1981. Studi sull'origine del sistema geotermico di Larderello. In: Energia geotermica: prospettive aperte dalle ricerche del CNR. CNR, Progetto Finalizzato Energetica, PEG editrice, Milano: 218-225.
- Cathelineau, M., Marignac, C., Boiron, M.C., Gianelli, G. and Puxeddu, M., 1994. Evidence for Li-rich brines and early magmatic fluid-rock interaction in the Larderello geothermal system. Geochim. Cosmochim. Acta, 58: 1083-1099.
- Cavarretta, G., Gianelli, G. and Puxeddu, M., 1982. Formation of authigenic minerals and their use as indicators of the physico-chemical parameters of the fluid in the Larderello-Travale geothermal field. Econ. Geol., 77:1071-10854.
- Cavarretta, G. and Puxeddu, M., 1990. Schorl-dravite-ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal-magmatic fluids during early evolution of the Larderello geothermal field (Italy). Econ. Geol., 85: 1236-1251.
- Connolly, J.A.D., 1990. Calculation of multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. Am. Journ. Sci., 290: 666-718.
- Connolly, J.A.D., 1995. PeRpLeX: A Tutorial. IMP-ETH Zurich CH-8092, E-mail:jamie@erdw.ethz.ch.: 1-70.
- Del Moro, A., Puxeddu, M., Radicati di Brozolo, F. and Villa, I., 1982. Rb-Sr and K-Ar ages of minerals at temperatures of 300°-400°C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy). Contrib. Mineral. Petrol., 81: 340-349.
- Franceschini, F., 1994. «Larderello plutonometamorphic core complex»: metamorfismo regionale ercinico di bassa pressione o metamorfismo di contatto Plio-Quaternario? Studi geol. camerti., 1994/1: 113-128.
- Franceschini, F., 1998. Evidence of an extensive Pliocene-Quaternary contact metamorphism in Southern Tuscany. Mem. Soc. geol. ital., 52: 479-492.
- Gianelli, G., 1994. Brittle-ductile transition in geothermal systems: a contribution from the Tuscan geothermal fields. Mem. Soc. geol. ital., 48: 707-713.
- Gianelli, G. and Bertini, G., 1993. Natural hydraulic fracturing in the Larderello geothermal field: evidence from well MV5A. Boll. Soc. geol. ital., 112: 507-512.
- Gianelli, G., Manzella, A. and Puxeddu, M., 1997. Crustal models of the geothermal areas of southern Tuscany (Italy). Tectonophysics, 281: 221-239.
- Gianelli, G. and Puxeddu, M., 1979. An attempt at classifying the Tuscan Paleozoic: geochemical data. Mem. Soc. geol. ital., 20: 446-455.
- Gianelli, G. e Rossini, G., 1991. Analisi dei dati geochimici della Formazione di Boccheggiano e suo confronto con altre unità triassiche e paleozoiche toscane. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., serie A, 98: 287-306.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W. and Bird, D.K., 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. Am. J. Sci., 278A: 1-229.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent data set with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂-O₂. J. met. Geol., 8:89-124.
- Knapp, R.B. and Norton, D.L. 1981. Preliminary numerical analysis of processes related to magma crystallization and stress evolution in cooling plutons environments. Am. J. Sci., 281: 35-68.
- Manzella, A., Ruggieri, G., Gianelli, G. and Puxeddu, M., 1998. Plutonic-geothermal systems of Southern Tuscany: a review of the crustal models. Mem. Soc. geol. ital., 52: 283-294.
- Mongelli, F., Palumbo, F., Puxeddu, M., Villa, I.M. and Zito, G., 1998. Interpretation of the geothermal anomaly of Larderello, Italy. Mem. Soc. geol. ital., 52: 305-318.
- Pandeli, E., Gianelli, G., Puxeddu, M. and Elter, F.M., 1994. The Paleozoic Basement of the Northern Apennines: stratigraphy, tectono-metamorphic evolution and alpine hydrothermal processes. Mem. Soc. geol. ital. 48: 627-654.
- Petrucci, E., Gianelli, G., Puxeddu, M. and Iacumin, P., 1994. An oxygen isotope study of silicates at Larderello, Italy. Geothermics, 23: 327-337.
- Puxeddu, M., Saupé, F., Déchomets, R., Gianelli, G. and Moine, B., 1984. Geochemistry and stratigraphic correlations - Application to the investigation of geothermal and mineral resources of Tuscany, Italy. Chemical Geology, 43: 77-113.
- Ricci, C.A., 1968. Le rocce metamorfiche di natura basica e ultrabasica delle serie a facies toscana. Studio chimico e petrografico. Atti Soc. tosc. Sc. nat., Mem. Ser. A, 74(1): 1-67.
- Villa, I., Gianelli, G., Puxeddu, M., Bertini, G. and Pandeli, E., 1987. Granitic dykes of 3.8 Ma age from a 3.5 km deep geothermal well at Larderello (Italy). In: SIMP meeting «Granites and their surroundings», Verbania, 28 sett.-3 ott. 1987, Abstract: 163-164.

(ms. pres. il 22 luglio 1997; ult. bozze l'11 settembre 1998)

