



44

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO; ENSAIO DE APLICAÇÃO ÀS FÁCIES GRANÍTICAS SINOROGÉNICAS ADJACENTES AO SEGMENTO SUL DO TROÇO TRANSMONTANO DA FALHA DA VILARIÇA (NE DE PORTUGAL)

António MATEUS

Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa, Edifício C2, 5º Piso, Campo Grande, P-1700 LISBOA, PORTUGAL

RESUMO: A deformação heterogénea observada em fácies graníticas constituintes do domínio oriental do batólito Vila Real - Carviçais é, na sua essência, atribuível a mecanismos de cedência contínua-descontínua à escala do grão, cuja acção se desencadeou simultaneamente com a alteração hidrotermal de certos minerais primários; o comportamento químico-mecânico dos feldspatos *s.l.* e do quartzo, em particular, influenciou decisivamente a progressão da cedência dúctil nas rochas graníticas examinadas. A análise estrutural a diferentes escalas, complementada com a avaliação detalhada da variabilidade composicional das micas potássicas dioctaédricas, revela que os eventos de deformação precoce registados pelos granitos deverão ter ocorrido durante os derradeiros incrementos da sua solidificação sob um campo de tensões regional compatível com o deduzido por via independente para D₃. Estes desenrolaram-se sob condições P-T de 3-5 kbar e 400-500°C; taxas de cedência variáveis entre 10⁻¹⁴ e 10⁻¹² s⁻¹ podem ser estimadas, considerando a dimensão média dos subgrãos de quartzo e dos grãos recristalizados deste silicato. A actividade hidrotermal polifásica desencadeada pelos eventos de cedência sísmica responsáveis pelo desenvolvimento da zona de falha da Vilariça, decorreu sob temperaturas inferiores a 400°C e pressões não superiores a 3 kbar.

ABSTRACT: The examined synorogenic granite facies belong to the western domain of the Vila Real-Carviçais batholith. The observed strain heterogeneity is mainly due to continuous-discontinuous yielding mechanisms at the grain scale, which are usually coupled with hydrothermal alteration of some primary minerals; the chemical and mechanical behaviour of feldspars *s.l.* and quartz did play an important role during the bulk (ductile) deformation experienced by the granitic rocks. Structural analysis at different scales, coupled with detailed evaluation of the compositional variability admitted by dioctahedral K-micas, reveal that the early deformation events recorded by granitic rocks took place shortly after their solidification and can be shown to be syn-D₃; they occurred under P-T conditions of 3-5 kbar and 400-500°C. Taking the average size of quartz subgrains and recrystallized quartz grains, the most probable yielding rate can be estimated; it ranges from 10⁻¹⁴ to 10⁻¹² s⁻¹. Late hydrothermal activity, clearly related to the seismogenic deformation that led to the Vilariça fault zone development, took place under temperatures below 400°C and global pressures not above 3 kbar.

INTRODUÇÃO

A caracterização cristaloquímica de micas potássicas dioctaédricas, complementada com investigações de índole experimental em sistemas do tipo K₂O-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, tem permitido estimar com relativa precisão os domínios P-T de estabilidade daqueles filossilicatos em função do seu

quimismo (*e.g.* VELDE, 1965, 1967; BAILEY, 1984, GUIDOTTI, 1984; MONIER, 1987). Desta forma, a determinação das condições físico-químicas que governam a estabilidade duma determinada amplitude composicional poderá concorrer decisivamente para a análise global dos efeitos químicos subjacentes à deformação natural dos filossilicatos, assim como para a estimativa dos valores P-T em que se processou

a cedência da rocha que os contém, porquanto: (1) a composição admitida pelas micas potássicas dioctaédricas reflecte cabalmente a assinatura geoquímica do meio em que se formaram e/ou se reajustaram quimicamente; e (2) os mecanismos de cedência contínua/descontínua activos na crosta litosférica são invariavelmente assistidos por fluidos hidrotermais responsáveis por processos metassomáticos de significado e importância variável (e.g. KNIPE, 1989; OLIVER, 1996).

Na presença dum quadro geoquímico-estrutural favorável ao desenvolvimento de várias gerações de micas potássicas dioctaédricas afigura-se pertinente testar as potencialidades das indicações fornecidas pela análise dos resultados de química mineral, em especial quando as mesmas são passíveis de confirmação por via independente. Tal é o caso do quadro que contempla as fácies graníticas sinorogénicas adjacentes ao segmento Sul do troço transmontano do acidente Manteigas-Vilariça-Bragança, entre Poção e Junqueira (SW e NNE de Torre de Moncorvo, respectivamente), onde: (1) as moscovites primárias foram alvo de cedência intracristalina pronunciada em regime de transição dúctil - semi-dúctil durante a terceira fase de deformação regional (D₃) do terreno autóctone; (2) os filossilicatos secundários (micas potássicas dioctaédricas e clorites, em particular) constituem o registo mineralógico privilegiado da circulação polifásica dos fluidos hidrotermais responsáveis quer pela génese dos preenchimentos siliciosos que sublinham a zona de falha, quer pela alteração dos litótipos que a enquadram, durante os sucessivos eventos sísmicos desencadeados sob os campos de tensão regional tardi-D₃ a D₄; e (3) os estudos de natureza mineralógica, microestrutural e microtermométrica efectuados permitem aferir os resultados adquiridos com base na análise da variabilidade composicional admitida pelas micas potássicas dioctaédricas (MATEUS, 1995, 1996; MATEUS & BARRIGA, 1995).

FÁCIES GRANÍTICAS SINOROGÉNICAS DO DOMÍNIO OESTE DO BATÓLITO VILA REAL - CARVIÇAIS

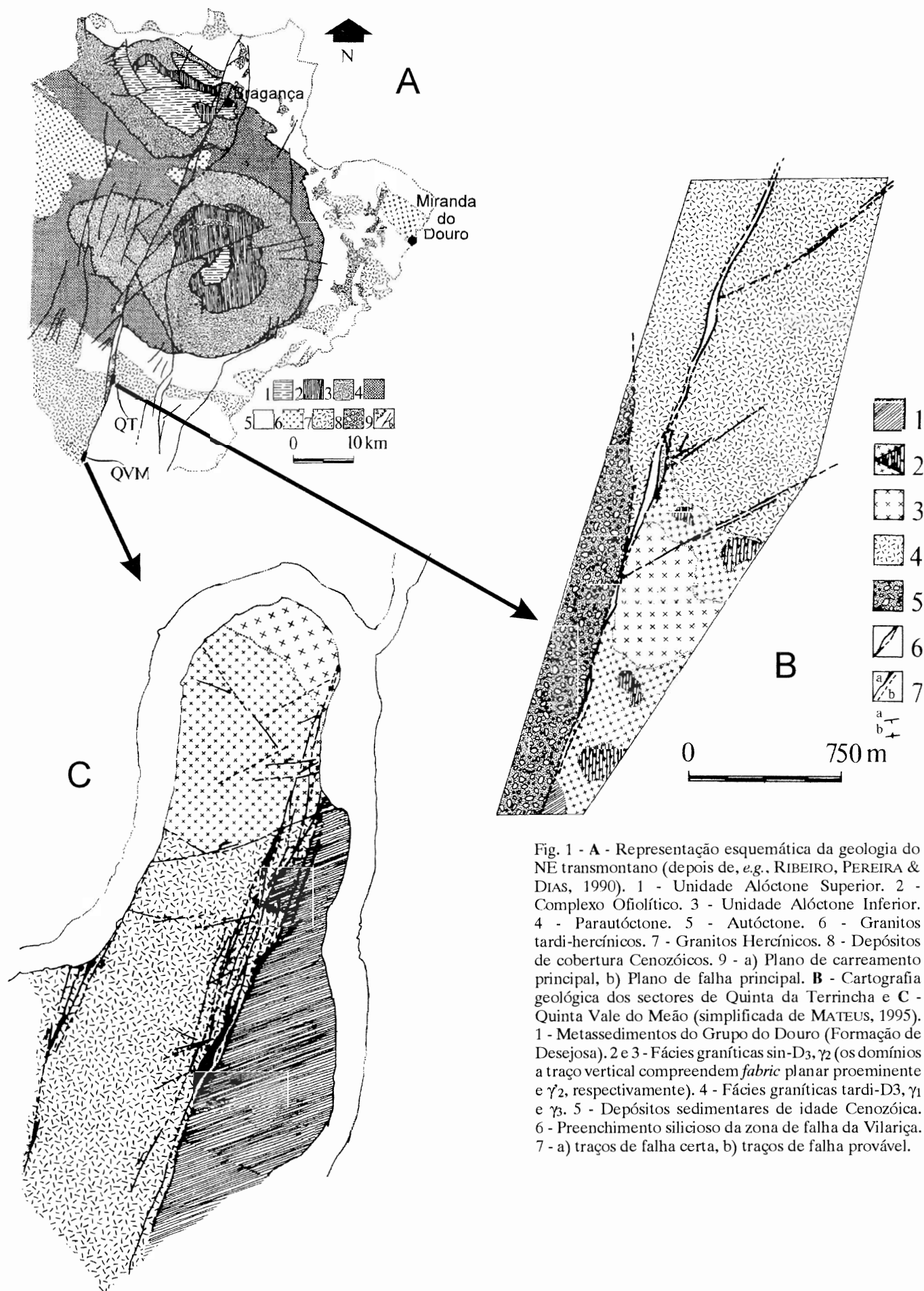
CARACTERIZAÇÃO MESO-MACROSCÓPICA

Os granitos alvo do presente estudo, distribuídos pelos sectores de Quinta Vale do Meão e Quinta da Terrincha, integram o bloco ocidental do domínio oriental do antiforma de Vila Real - Carviçais que, limitado a Este pela falha da Vilariça, se estende entre Carrazeda de Ansiães e Lousa (Fig. 1). Estas rochas formam um conjunto relativamente homogéneo do ponto de vista mineralógico não obstante o reconhecimento de texturas atribuíveis a constrangimentos estruturais contemporâneos ou posteriores à sua implantação, bem como a caracterização do estilo de deformação global por elas exibido, permitir a dis-

tinção de quatro fácies principais cuja instalação deverá ter ocorrido em períodos de tempo diferentes no decurso da terceira fase de deformação hercínica (SILVA, REBELO & RIBEIRO, 1989; MATEUS, 1995, 1996). As fácies designadas por γ_2 (granito de Zedes - Cabeça Boa - Especiarias) e γ_2 (granito de Castedo - Cabanas de Cima) são assim classificadas como sintectónicas relativamente a D₃, enquanto os granitos γ_1 (granito de Estevais - Cabanas de Baixo) e γ_3 (granito da Quinta Vale do Meão) representam termos tardi-D₃. Em ambos os sectores, a zona de falha da Vilariça constitui o elemento estrutural de maior relevo (e.g. CABRAL, 1985, 1989; MATEUS, 1989, 1995), definindo: (1) na Quinta Vale do Meão, uma faixa geometricamente complexa com largura média compreendida entre os 150 e 200 m, segundo a direcção aproximada N15°E; este corredor estrutural constitui o prolongamento Sul do limite ocidental do graben da Vilariça e desenvolve-se preferencialmente no seio de rochas graníticas sin-D₃, colocando-as em contacto com os metassedimentos da Formação de Desajosa (Grupo do Douro), unidade fundamental do Domínio do Douro Inferior; (2) na Quinta da Terrincha, o limite ocidental do graben da Vilariça onde a paleozona de rotura, sublinhada por preenchimento silicioso com espessura variável, toma rumo médio N20°E e coloca em contacto os arenitos arcóscicos de idade terciária, a Oeste, e as unidades paleozóicas (granitos e metassedimentos da Formação de Desajosa), a Este.

A fácies γ_1 apresenta, na sua essência, granularidade média a fina com raros megacristais de feldspato e percentagem importante de biotite que, em certos locais, se faz acompanhar por turmalina. A deformação é, regra geral, pouco expressiva, traduzindo-se por um *fabric* linear grosseiro segundo a direcção média N60°W. A fácies γ_3 constitui um caso particular no conjunto dos granitóides tardi-D₃, de duas micas, do sector oriental do antiforma de Vila Real - Carviçais. Apresenta granularidade média e, regra geral, textura grosseiramente orientada, contactando a Norte com a fácies γ_2 segundo acidentes esquerdos de direcção média N60-70°E. A alteração hidrotermal pronunciada, escassez de megacristais de feldspato, predominância da moscovite relativamente à biotite e desenvolvimento de texturas cataclásticas (relacionadas, na sua essência, com a zona de falha da Vilariça), determinaram a sua separação cartográfica. Macroscopicamente, a fácies γ_2 caracteriza-se pelo seu carácter porfiróide e matriz média a grosseira localmente rica em biotite onde, por vezes, se destacam megacristais de feldspato. O desenvolvimento, ainda que extremamente heterogéneo, de *fabrics* plano-lineares com direcção média variável entre N50°W e N70°W e a presença de descontinuidades planares incipientes segundo N20°W e, por vezes, N60°W, atestam a natureza predominantemente dúctil da deformação atribuível a D₃, sugerindo que

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO



durante esta fase de deformação regional a consolidação do granito estaria incompleta. Tal inferência é compatível com as idades aparentes K/Ar obtidas com base em análises isotópicas de biotites relativas a amostras seleccionadas dos afloramentos de Cabanas de Baixo e Foz do Sabor (314 ± 8 Ma e 285 ± 6 Ma, respectivamente; SILVA, REBELO & RIBEIRO, 1989). O contacto entre as fácies γ_2 e γ'_2 processa-se gradualmente e, nas zonas de transição, observam-se com frequência núcleos biotíticos que definem alinhamentos grosseiros com rumo médio N65-75°W. Apesar da paragénese mineral característica de γ'_2 ser semelhante à de γ_2 , a vincada heterogeneidade da primeira, aliada à presença de frequentes xenólitos e esparsos megacristais que se destacam numa matriz de granularidade fina a média relativamente rica em biotite (embora a moscovite seja localmente importante), permitem o seu reconhecimento macroscópico. Na Quinta da Terrincha, a fácies γ'_2 apresenta granularidade média e caracteriza-se pela presença de abundante moscovite que localmente se faz acompanhar por turmalina. Os *fabric*s lineares são muito incipientes e, regra geral, tomam rumo idêntico ao evidenciado pela maioria dos núcleos biotíticos característicos das zonas de contacto entre esta fácies e a denominada por γ_2 , *i.e.*, N70-80°W.

O desenvolvimento polifásico da rede de veios e filonetes exibida pelas fácies sin-D₃ integra-se harmoniosamente na sequência de eventos de deformação condicionados por campos de tensão regional atribuíveis ao regime de transição entre as fases D₃/D₄ e à fase tardi-varisca, D₄ (MATEUS, 1995; MATEUS, RIBEIRO & BARRIGA, 1995). Com efeito, os levantamentos geológicos disponíveis permitem colocar em evidência algumas das principais características mineralógicas e geométricas necessárias ao reconhecimento das várias estruturas filonéticas e estabelecimento, ainda que preliminar, da sua cronologia relativa.

Os veios e pseudo-veios de quartzo + feldspato \pm turmalina \pm moscovite constituem, sem dúvida, o grupo predominante de estruturas nos sectores estudados, distribuindo-se por três famílias distintas que, por ordem decrescente de importância, compreendem: (1) Pseudo-veios de direcção média N20°E, verticais ou com pendor forte para WNW, essencialmente constituídos por quartzo e feldspato. Os contactos entre estas estruturas e o granito encaixante são geralmente graduais, permitindo atribuir o seu desenvolvimento ao metassomatismo local da rocha hospedeira devido à circulação tardia de fluidos hidrotermais ao longo de planos de fraqueza. O comprimento destas faixas de substituição com espessura centimétrica, embora variável, atinge com frequência valores da ordem dos 4-5 m, e o seu carácter tardio relativamente às estruturas que compõem as restantes famílias deste grupo é facilmente deduzido com base em critérios de campo. Importa ainda realçar o

facto destas faixas controlarem frequentemente a geometria de acidentes frágeis esquerdos (com estrias subhorizontais) gerados no decurso dos eventos de deformação responsáveis pela propagação da falha da Vilarça nestes sectores; (2) Veios de quartzo endurecido e feldspato relativamente ricos em turmalina com direcção média N45E e pendor forte para NW. Estas estruturas apresentam espessura constante (≈ 5 cm) e o seu comprimento raramente ultrapassa 1-2 m. São frequentemente cortadas pelas faixas de metassomatismo N20°E; e (3) Filonetes verticais ou inclinados 30-60° para ENE, de direcção média N30°W, cuja paragénese é caracterizada pela associação quartzo endurecido + feldspato + moscovite. O desenvolvimento descontínuo apresentado por estas estruturas dificulta a determinação do seu comprimento médio.

Os filonetes N50-70°W de quartzo endurecido + turmalina \pm feldspato, verticais ou fortemente inclinados para SE ($> 70^\circ$), constituem um outro grupo importante de estruturas precoces, invariavelmente cortadas por acidentes esquerdos tardios NNE-SSW a NE-SW ou seus conjugados. Estes filonetes, particularmente bem representados nos domínios central e Sul da faixa granítica adjacente à zona de falha no sector de Quinta da Terrincha, cortam os veios aplíticos que, de modo geral, podem ser agrupados em duas famílias distintas consoante tomem a atitude média N15°E, 90° ou N35°W, 40-45°ENE.

Os veios e filonetes de quartzo são relativamente abundantes e, de acordo com as observações de campo, definem três grupos distintos: (1) veios subverticais com direcção média N55°E, espessura centimétrica e comprimento variável (apesar de se cifrar geralmente em torno de 2-2,5 m), essencialmente constituídos por quartzo endurecido; os seus encostos apresentam-se frequentemente estriados, denotando o controlo exercido na geometria de acidentes esquerdos gerados (ou reactivados?) durante D₄; (2) veios subverticais de quartzo leitoso com direcção média N20°E e espessura muito variável, se bem que normalmente compreendida entre 10 a 25 cm; estas estruturas exibem com frequência comprimentos métricos (< 15 m), são retomadas por acidentes tardios esquerdos (cuja movimentação conduz ao esmagamento da massa siliciosa) e, localmente, cortadas pelo sistema conjugado direito NNW-SSE; e (3) filonetes tardios de quartzo leitoso, verticais ou com pendor forte para WSW (embora localmente inclinem 60-65° para ESE), de direcção média N10°W.

Em ambos os sectores, o desenvolvimento da zona de falha da Vilarça, localmente controlado pela presença de cisalhamentos precoces sin-D₃ N-S $\pm 15^\circ$ e/ou estruturas filonianas NE-SW, imprime um padrão de deformação frágil auto-semelhante nas rochas graníticas. A geometria complexa de rede de fracturas associada à zona de falha conta igualmente

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO

com abundantes acidentes de 2ª ordem, cuja importância é, em certos domínios, claramente determinada pela pré-existência de cisalhamentos sin-D3 ENE-WSW a E-W (MATEUS, 1995). A análise estrutural detalhada do padrão de deformação observado revela ainda, sem grandes ambiguidades, que o condicionamento exercido pelas tensões regionais hercínicas marcou decisivamente a gênese das diferentes estruturas acima mencionadas (e.g. MATEUS & RIBEIRO, 1991; MATEUS & GONÇALVES, 1993). Com efeito, os *fabrics* exibidos pelas fácies graníticas sintectónicas segundo a direcção NW-SE/WNW-ESE permitem inferir um campo de tensões para o qual a direcção de compressão máxima (σ_3) é consistente com a gênese dos abundantes veios de quartzo endurecido de direcção média N55°E. O carácter tardio das faixas metassomáticas e veios de quartzo leitoso de direcção média N20°E (estruturas frequentemente reactivadas no decurso dos eventos de deformação responsáveis pela propagação da zona de falha), sugere que a circulação intensa de fluidos contemporânea do seu desenvolvimento se processou segundo faixas estruturalmente débeis geradas após D3, antecedendo contudo o pico de deformação regional característico da D4. A direcção de σ_3 deduzida para a 4ª fase de deformação hercínica é compatível com o rumo tomado pelos filonetes tardios de quartzo leitoso, i.e., NNW-SSE. Neste contexto, os veios aplíticos e os filonetes de quartzo endurecido \pm feldspato \pm turmalina \pm moscovite afiguram-se como as estruturas mais precoces, exibindo texturas mineralógicas moldadas pela terceira fase de deformação hercínica.

CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA

O estudo petrográfico das fácies sin-D3 permitiu colocar em evidência a presença de quantidades idênticas de feldspato alcalino e plagioclase (\approx 40 a 60% da rocha total), quartzo (25-35%), moscovite (10-30%) e alguma biotite. Apatite, clorite, rútilo, esfena, zircão, turmalina, raro epídoto e, talvez, ilmeneite, ocorrem em quantidades acessórias. As plagioclases são essencialmente do tipo albite/oligoclase ($10,2 \leq An \leq 3,6$ mole %) e albite ($0,1 \leq An \leq 10,2$ mole %), enquanto os feldspatos alcalinos exibem uma amplitude de distribuição da molécula Ab tendencialmente maior, se bem que variável entre 2,3 e 4,5 mole %, nos cristais matriciais incipientemente deformados de ortoclase e compreendida entre 2,3 e 7,5 mole % em cristais congêneres alvo de deformação plástica acentuada, tal como na microclina.

A mineralogia essencial da fácies γ_1 compreende feldspato alcalino e plagioclase (cerca de 50-60% da rocha total), quartzo (30-35%), moscovite (3-10%) e biotite (\leq 10%). Como fases acessórias regista-se a presença de turmalina, apatite, zircão, clorite (pseudomorfa de biotite), leucoxena e quantidades meno-

res de esfena e epídoto. A fácies γ_3 comporta essencialmente microclina e plagioclase (40-60%), quartzo (25-45%) e moscovite (\approx 10%); a turmalina, clorite (pseudomorfa dos raros cristais de biotite), apatite e óxidos de ferro ocorrem como acessórios. Acresce mencionar que as plagioclases constituintes das fácies graníticas tardi-D3 se distribuem privilegiadamente pelas famílias de composição An_{4,2}-An_{12,2} e An_{1,6}-An_{4,3}, para as quais as concentrações em KAlSi₃O₈ são, regra geral, negligenciáveis; cristais de albite com conteúdos em molécula An e Or inferiores a 0,9 e 2,4 mole %, respectivamente, abundam na matriz de algumas amostras representativas do granito γ_3 . Os feldspatos alcalinos característicos destas fácies evidenciam composição homogénea, sublinhada por conteúdos em NaAlSi₃O₈ e CaAl₂Si₂O₈ tendentes para o intervalo de maior probabilidade [1,0, 2,5] mole % e para um leque de valores abaixo de 0,1 mole %, respectivamente.

No âmbito do presente trabalho, acresce referir que, por norma, as secções de moscovite (Mosc P I) são particularmente abundantes na proximidade imediata dos feldspatos alcalinos; na fácies γ_3 , este filosilicato ocorre vulgarmente sob a forma de grandes cristais que se dispersam na matriz ou rodeiam secções regulares de microclina e de albite/microclina. Pequenas placas tardias de moscovite (Mosc P II) podem ainda ser encontradas com relativa frequência em interstícios da matriz ou no seio das plagioclases e feldspatos alcalinos (dispondo-se, neste caso, segundo direcções subparalelas à dos contornos do cristal hospedeiro).

A caracterização petrográfica dos domínios graníticos adjacentes à zona de falha da Vilarça permite colocar em evidência associações de microestruturas precoces atribuíveis a deformação em regime dúctil e/ou transição para o domínio frágil. Estas, particularmente notórias nas fácies sin-D3, evidenciam um padrão de distribuição covariável com a distância à zona de falha, passível de ser tomado como indício da pré-existência de faixas intragraníticas fortemente deformadas, talvez durante a fase tectónica responsável pela gênese dos protomilonitos preservados no seio dos precipitados siliciosos que sublinham os ramos principais da falha da Vilarça na Quinta da Terincha (e.g. MATEUS, BARRIGA & RIBEIRO, 1991; MATEUS, RIBEIRO & BARRIGA, 1995). A verdadeira importância e extensão destas faixas é, actualmente, difícil de avaliar, mercê da sobreposição dos sucessivos eventos de cedência da zona de falha em regime frágil. Contudo, de acordo com os dados disponíveis, os primeiros incrementos de deformação de que há registo desenrolaram-se provavelmente durante os últimos estádios de desenvolvimento dos veios pegmatíticos, traduzindo-se sobretudo pela preservação de microestruturas devidas a fenómenos de endurecimento/recuperação frequentemente seguidos 'por recristalização, que em conjunto descrevem a ce-

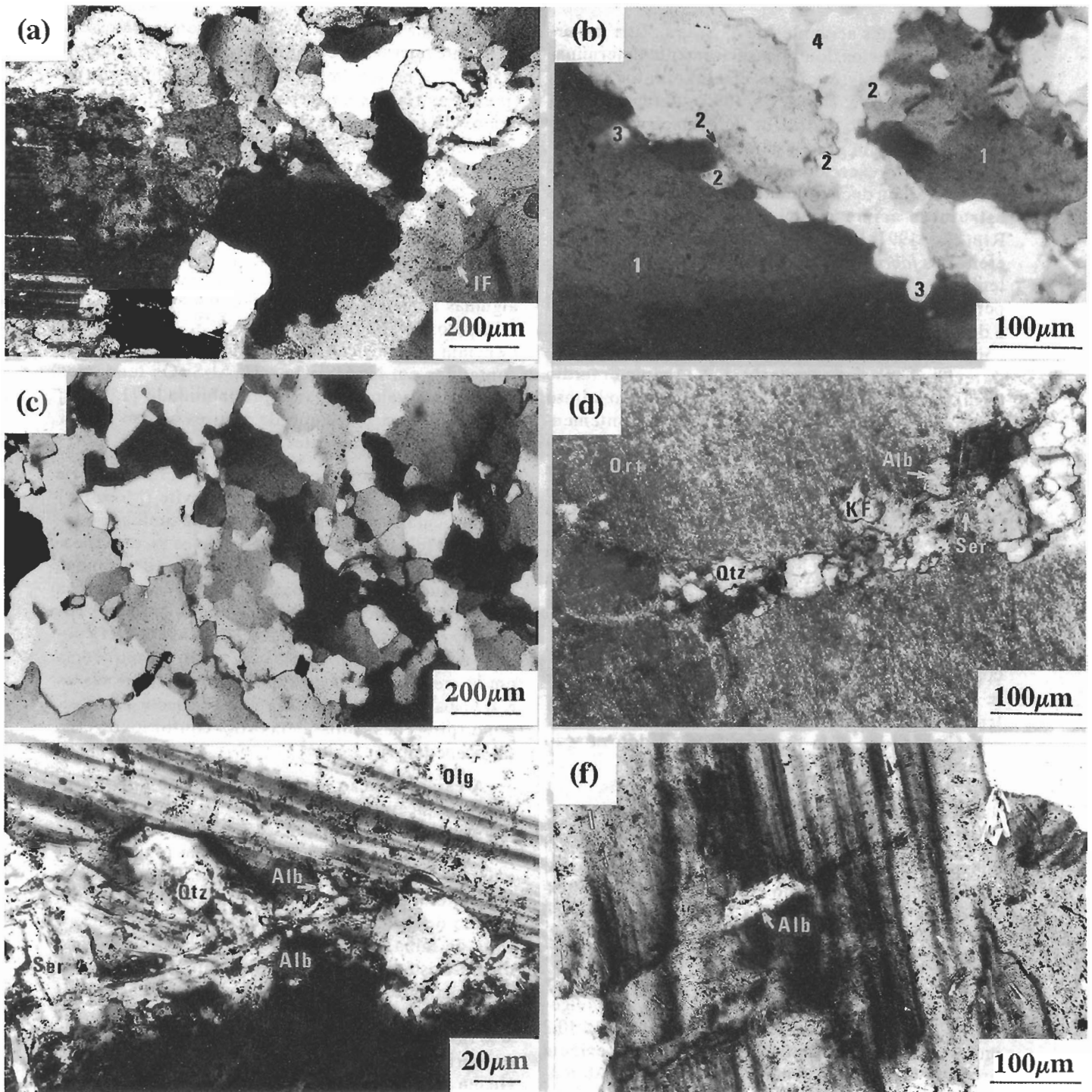


Fig. 2 - Características microestruturais evidenciadas por quartzo e feldspatos *s.l.* (observações em luz transmitida, NX). **A** - Aspecto típico da deformação evidenciada pelos cristais de quartzo em granitos sin-D₃; note-se o desenvolvimento de fracturas intragranulares em alguns cristais. **B** - Transição dos domínios intragranulares com forte extinção ondulante (1) para as bandas periféricas de cristais de quartzo onde são notórios os subgrãos com orientação óptica distinta: (2) representa subgrãos condicionados pela geometria das junções intergranulares, (3) grãos recrystalizados em domínios adjacentes às junções intergranulares, e (4) um grão recrystalizado no seio do agregado intergranular de subgrãos. **C** - Aspecto geral do padrão de deformação exibido pelos agregados de quartzo em veios pegmatíticos. **D** - Agregado fino de albite + feldspato potássico + sericite adjacente à fronteira irregular dum fenocristal deformado de ortoclase; tal representa parte do manto de recrystalização dinâmica que se desenvolve em torno da relíquia de ortoclase. **E** - Banda de recrystalização dinâmica em torno dum cristal de oligoclase deformado compreendendo albite + sericite + quartzo. **F** - "Subgrão" (?) intragranular de albite no seio de oligoclase; notar ainda o desenvolvimento incipiente de fracturas intragranulares cristalograficamente controladas.

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
 COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO

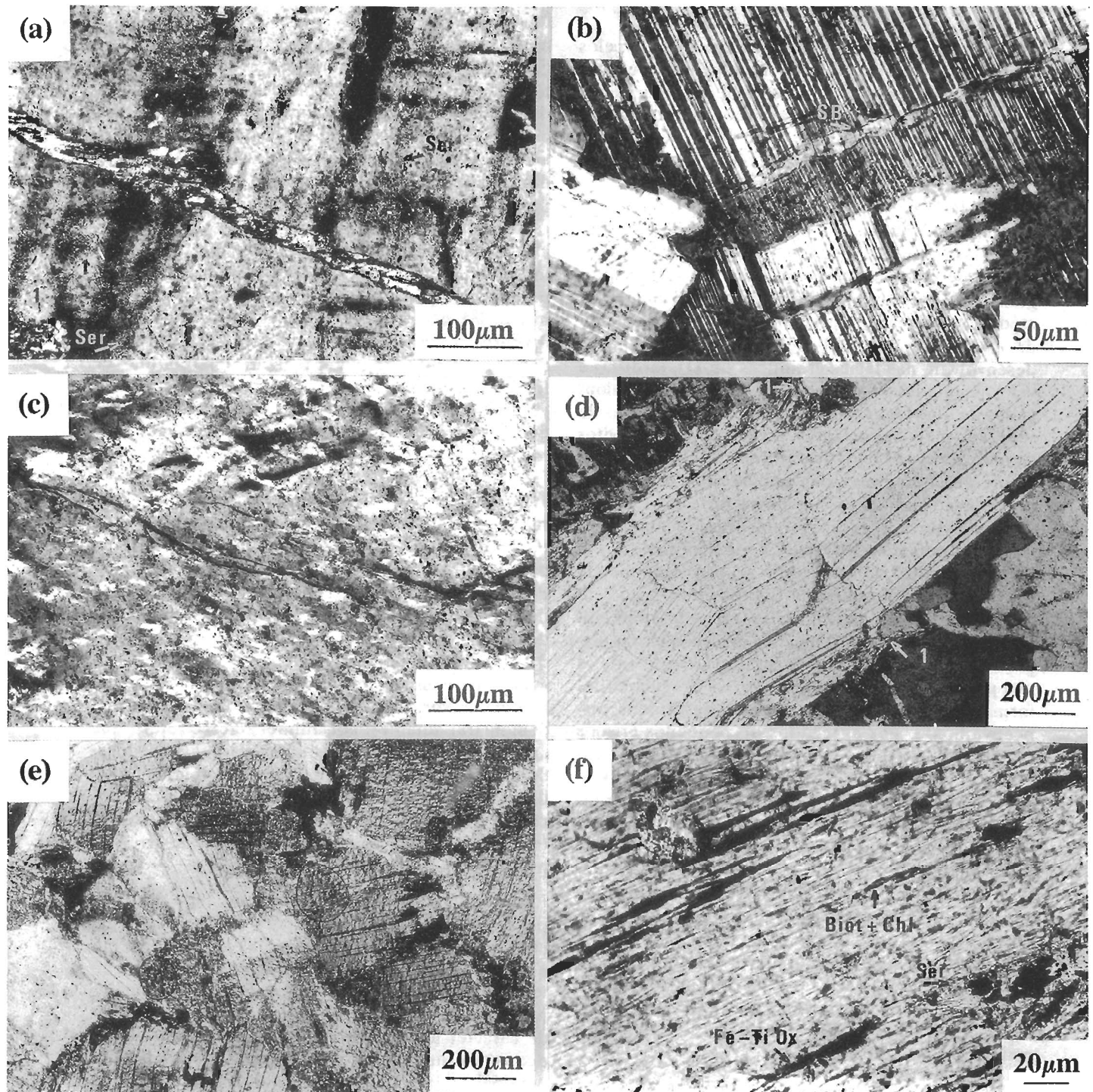


Fig. 3 - Características microestruturais evidenciadas por feldspatos *s.l.* e filossilicatos primários (observações em luz transmitida, NX). **A** - Subgrãos de feldspato potássico (?) com fronteiras difusas (1) no seio dum cristal de ortoclase objecto de cedência intracristalina pronunciada; é ainda digno de menção a presença de sericite ao longo do bordo corroído do cristal de ortoclase, bem como o desenvolvimento duma microzona de cisalhamento transgranular selada por agregados de feldspato potássico e quartzo. **B** - Bandas de segregação no seio dum cristal deformado de oligoclase compreendendo plagioclase $An_{1.5} \pm$ feldspato potássico tardio. **C** - Sistema tardio de fracturação intragranular em ortoclase. **D** - *Kinking*, fracturação intragranular e recristalização dinâmica incipiente (1) de moscovite PI. **E** - Aspecto geral da deformação dum agregado de Mosec PI incluído em domínio granítico moderadamente deformado. **F** - Fracturação intragranular em cristal parcialmente cloritizado de biotite primária; as discontinuidades encontram-se colmatadas por agregados micrométricos de biotite recristalizada + sericite \pm clorite e óxidos de ferro e titânio.

dência dúctil global acomodada precocemente pelos veios pegmatíticos e granitos sinorogénicos. A natureza heterogénea e auto-semelhante da deformação em regime dúctil e/ou de transição para o domínio semi-frágil assistida por fluxos de fluido de natureza tardi-magmática predominante, revela-se, à escala da lâmina delgada (Fig. 2 e 3), por (e.g. MATEUS, BARRIGA & RIBEIRO, 1991; MATEUS, 1995): (1) extinção ondulante pronunciada e indentação moderada a extrema dos grãos de quartzo que, por vezes, exibem bandas de deformação incipientes; (2) faixas intergranulares de subgrãos de quartzo com dimensões médias variáveis nos intervalos de maior probabilidade [20, 150], [50, 100] e [50, 80] μm , consoante se desenvolvam nas fácies graníticas sin-D₃, tardi-D₃ e veios pegmatíticos, respectivamente; (3) grãos alongados de quartzo recristalizado no seio das faixas de subgrãos mais importantes, invariavelmente isentos de marcadores ópticos de deformação intracristalina e apresentando dimensões médias entre 20 e 60 μm ; (4) extinção ondulante incipiente a forte da ortoclase; (5) bandas de segregação, geralmente colmatadas por feldspato potássico I ($\text{Or} > 96.3$, $\text{Ab} < 3.7$ mole %) \pm albite I ($\text{An} < 0.7$, $\text{Or} < 0.8$ mole %), em continuidade estrutural ou apresentando limites difusos, no seio dos cristais de oligoclase e, mais raramente, albite/oligoclase e microclina; (6) maclagem mecânica das plagioclases; (7) mantos de recristalização incipientes e mal preservados em torno de secções irregulares deformadas de ortoclase e oligoclase constituídos, respectivamente, por agregados de pequenos cristais (15-40 μm) não deformados de albite II + feldspato potássico II \pm quartzo \pm sericite e de albite II + sericite \pm quartzo; (8) fracturação intragranular intensa e recristalização dinâmica da biotite primária (Biot P), permitindo o desenvolvimento de agregados filitosos alvo de alteração tardia, mas onde ainda é possível reconhecer a presença de intercrescimentos de cristais micrométricos (20-50 μm) de clorite I \pm sericite I \pm biotite I \pm óxidos de ferro e titânio; (9) *bend gliding*, *kinking* e recristalização dinâmica da moscovite P I, dando lugar a mantos periféricos de sericite quimicamente análoga ao cristal deformado; e (10) fracturação intragranular pronunciada da maioria dos minerais ígneos.

O estudo petrográfico e subsequente análise química pontual dos minerais-chave revela ainda que, regra geral, a deformação acomodada pelos feldspatos alcalinos nos sectores mais afastados da zona de falha principal, conduz ao desenvolvimento de domínios intracristalinos composicionalmente análogos entre si e, por norma, idênticos ao cristal hospedeiro, sugerindo a inexistência de difusão iónica apreciável durante a cedência plástica. O mesmo acontece com as plagioclases coexistentes, onde as bandas de segregação estão ausentes e as maclas mecânicas, quando existem, intersectam áreas deformadas do cristal quimicamente homogéneas. A caracterização de mi-

croestruturas similares em exemplares adjacentes à zona de falha mostra, contudo, que deverão ter existido nestes domínios condições adequadas ao aumento da difusão iónica intracristalina no decurso da cedência plástica heterogénea dos feldspatos *s.l.* Tal variação de comportamento, atribuível à intervenção duma fase fluida nos mecanismos de deformação, permite ainda explicar de modo simples a abundância relativa das bandas de segregação nos domínios rochosos sujeitos a maior deformação, bem como a homogeneidade composicional dos cristais de feldspato potássico II ($90.2 < \text{Or} < 97.7$ mole %; $2.3 < \text{Ab} < 9.6$ mole %) e albite II ($0.3 < \text{Or} < 0.9$ mole %; $0.3 < \text{An} < 0.9$ mole %) devidos a recristalização dinâmica. Justifica também o facto das relíquias de feldspato alcalino características dos protomilonitos graníticos apresentarem uma composição mais pura que a dos seus congêneres nos granitos enquadrantes da zona de falha ($96.7 < \text{Or} < 99.8$ mole %; $0.2 < \text{Ab} < 3.3$ mole %), provando não ser ocasional a analogia entre o quimismo médio exibido pelos cristais micrométricos (50-200 μm) e regulares deste tectossilicato e os do tipo II. A amplitude de variação química admitida pelos cristais deformados de Mosc P I inclusos nas faixas graníticas adjacentes à zona de falha, denuncia também a manutenção de taxas de difusão iónica intracristalina relativamente elevadas, não obstante a sericite recristalizada (Ser I-M) evidenciar composição química idêntica à do cristal que lhe deu origem (como teremos oportunidade de demonstrar adiante). Por último, acresce referir que a evolução cristaloquímica admitida pelos produtos de recristalização da biotite primária denota actividade de soluções siliciosas análogas às que caracterizam o regime de transição entre o período tardi-magmático e as derradeiras etapas de arrefecimento dos granitos sintectónicos.

A actividade hidrotermal desencadeada pela propagação da zona de falha da Vilarça em regime frágil, conduziu à alteração polifásica das paragêneses minerais pré-existent e deposição intensa de sílica ao longo dos principais canais de descarga e/ou em domínios rochosos sujeitos a fenómenos dilatacionais de carácter localizado. No decurso desta evolução, ocorreram numerosas transformações químico-mineralógicas que, regra geral, envolveram a destruição e/ou a estabilização de filossilicatos (nomeadamente de micas potássicas dioctaédricas e clorites), para além da deposição circunscrita de albite III ($\text{An} < 0.5$ mole %) e adulária ($\text{Ab} < 0.2$ mole %), localmente complementada por óxidos de ferro. A amplitude de variação química obtida para as principais famílias de sericites e clorites observadas, bem como a relação composicional existente entre os filossilicatos precoces e os minerais de argila gerados no decurso dos ciclos tectono-térmicos tardios, pode ser genericamente apreciada com base nas projecções triangulares $[\text{Al} - (\text{R}^{+} + 2\text{R}^{2+})^{\text{xii}}/2 - (\text{R}^{+} + 2\text{R}^{2+})^{\text{xii}} - (\text{R}^{2+})^{\text{vi}}/3$

*A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO*

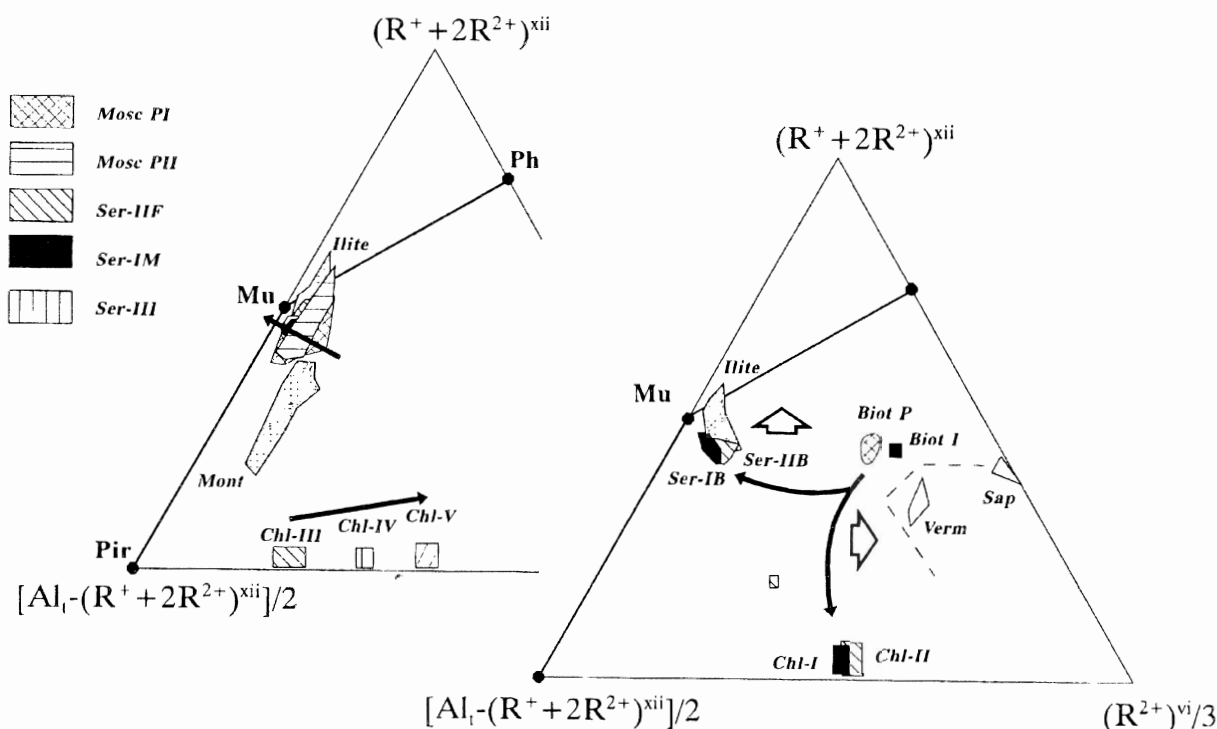


Fig. 4 - Projecção das principais famílias de filossilicatos observados em granitos adjacentes à zona de falha da Vilarica nos sectores de Quinta Vale do Meio e Quinta da Terrincha, de acordo com os conteúdos cristaloquímicos expressos na forma $[Al_I - (R^+ + 2R^{2+})^{xii}]/2 - (R^+ + 2R^{2+})^{xii} - (R^{2+})^{vi}/3$. As setas a negro de percurso rectilíneo sublinham a cronologia relativa entre as diferentes famílias de sericite ou clorite. As setas a negro de traçado curvilíneo indicam a coexistência entre biotite I, clorite I e sericite I (produtos de recristalização dinâmica da biotite primária). As setas largas não preenchidas materializam o sentido da alteração tardia. **Mosc P I** - cristais bem desenvolvidos de moscovite primária. **Mosc P II** - cristais de moscovite tardia que ocorrem intersticialmente ou no seio de feldspatos *s.l.* **Ser I M** - sericite constituinte das orlas de recristalização dinâmica da moscovite primária. **Ser II F** - sericite resultante dos processos de alteração de feldspatos potássicos. **Ser II B** - sericite resultante da alteração de alguns dos produtos de recristalização dinâmica da biotite primária. **Ser III** - sericite grosseira inclusa nos agregados dependentes da saussuritização de plagioclases primárias. **Chl II** - clorite tardia que pseudomorfiza total ou parcialmente as relíquias de biotite primária. **Chl III** - agregados de clorite incluídos nos produtos de saussuritização de plagioclases primárias. **Chl IV a V** - agregados de clorite que selam microfracturas inter- transgranulares tardias. **Mu** - moscovite. **Ph** - fengite. **Pir** - pirofilito.

patentes na Figura 4. Daqui se deprende facilmente que a evolução cristaloquímica global obtida para estes filossilicatos é consistente com a circulação de fluidos siliciosos progressivamente mais ricos em ferro ferroso, muito embora a variabilidade composicional admitida pelas diferentes gerações de sericite e clorite dependa, em grande parte, da manutenção de estados de equilíbrio locais influenciados pelo quimismo dos minerais pré-existentes alvo de alteração (para detalhes, consulte-se MATEUS, 1995).

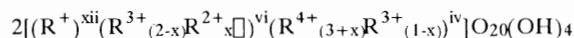
MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS

PROCEDIMENTOS ANALÍTICO E NUMÉRICO

A composição química das micas potássicas dioctáedricas foi determinada com o auxílio da microsonda JEOL JXA 733 de três canais, equipados com os cristais TAP ($2d = 25,757 \text{ \AA}$), LIF ($2d = 4,028 \text{ \AA}$) e PET ($2d = 8,742 \text{ \AA}$). A análise pontual foi efectuada

com um feixe fino ($5 \mu\text{m}$), 25 nA de corrente de emissão e um potencial e aceleração de 15 kV. Os tempos de contagem foram de 20 segundos e a calibração do equipamento recorreu à análise de minerais de composição conhecida. Nestas condições analíticas, a precisão dos resultados é, regra geral, melhor que 2%.

A repartição dos catiões pelas várias posições estruturais foi estimada na base de 22 oxigénios a partir da percentagem em peso dos óxidos que compõem estes filossilicatos, de acordo com a fórmula geral



(e.g. RADOSLOVICH, 1960; VELDE, 1967; BAILEY, 1984). No cálculo adoptado, todo o ferro foi tomado como ferroso, e a partição do alumínio pelas posições de coordenação tetraédrica e octaédrica dependeu unicamente da quantidade disponível de silício, pressupondo assim o preenchimento total das posições octaédricas (oito catiões por unidade de fórmula).

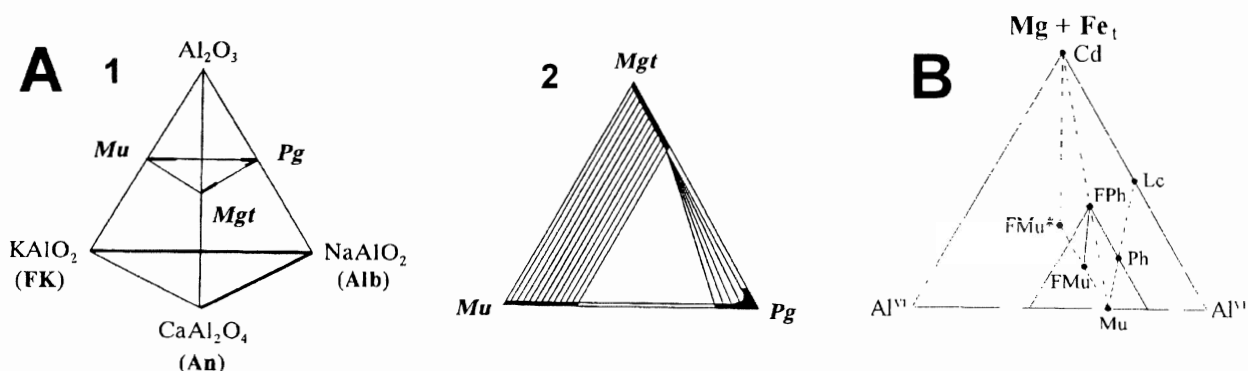


Fig. 5 - **A - 1** - Posição relativa dos planos de composição ideal das micas potássicas dioctaédricas e feldspatos no sistema $\text{NaAlO}_2\text{-KAIO}_2\text{-CaAl}_2\text{O}_4\text{-Al}_2\text{O}_3$ com SiO_2 e H_2O em excesso. **2** - Representação esquemática das soluções sólidas permitidas para as micas potássicas dioctaédricas a uma temperatura moderada arbitrária (adaptado de GUIDOTTI, 1984). **B** - Projecção dos termos composicionais teóricos das micas potássicas dioctaédricas no diagrama $\text{Al}^{\text{IV}} - (\text{Fe}_1 + \text{Mg}) - \text{Al}^{\text{VI}}$ de acordo com o número de catiões por unidade de fórmula (as abreviaturas utilizadas são descritas no texto).

Tal procedimento permitiu contornar algumas das limitações analíticas inerentes ao método de análise empregue (como, por exemplo, a impossibilidade de determinar a quantidade de água e o estado de oxidação do ferro), conduzindo ainda a uma distribuição satisfatória dos vários catiões pelas diferentes posições estruturais (e.g. BAILEY, 1984; GUIDOTTI, 1984). Os totais de ocupação, bem como a preponderância relativa de certos elementos químicos em cada posição estrutural, permitiram avaliar, ainda que indirectamente, as principais substituições químicas responsáveis pelo desvio composicional evidenciado pelas micas potássicas analisadas relativamente ao plano de composição ideal que, representando uma porção do sistema $\text{K}_2\text{O-Na}_2\text{O-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, pode ser simplesmente equacionado em termos da projecção dos membros de composição ideal moscovite (**Mu**: $\text{K}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$), paragonite (**Pg**: $\text{Na}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$) e margarite (**Mgt**: $\text{Ca}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$) (Fig. 5A).

As quantidades relativas de Al^{IV} e Al^{VI} quando comparadas com os conteúdos em $(\text{Fe}_1 + \text{Mg})$ permitem tecer alguns comentários sobre a importância relativa das principais substituições químicas responsáveis pelo desvio composicional evidenciado pelas micas dioctaédricas naturais ao plano ideal (Fig. 5B). Com efeito, as micas potássicas não líticas são geralmente descritas como soluções sólidas entre a **Mu** e a leucofilite (**Lc**: $\text{K}_2(\text{Mg}_2\text{Al}_2)\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$), envolvendo um mecanismo de substituição que conserva o carácter puramente dioctaédrico da estrutura e se equaciona através do vector tschermak $(\text{R}_2^+)^{\text{vi}}\text{Si}^{\text{iv}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{-}_1\text{Al}^{\text{IV}}\text{-}_1$, cuja magnitude covaria com o aumento da pressão de água no sistema (e.g. VELDE, 1965, 1980; GREEN, 1981). Em certas micas naturais, po-

rém, tal substituição pode ser complementada por uma outra que se traduz por $(\text{Fe}^{3+})^{\text{vi}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{-}_1$ e permite atingir a composição ideal $\text{K}_2(\text{Al}_3\text{Fe}^{3+})(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ (ferrimoscovite, **FMu**) que, no entender de alguns autores, constitui o limite de solubilidade do ferro férrico na moscovite (CROWLEY & ROY, 1964; VELDE, 1965). No entanto, conforme é indicado por MONIER (1987), a extensão em que ocorre a substituição $(\text{Fe}^{3+})^{\text{vi}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{-}_1$ depende da temperatura, para além de $f\text{O}_2$, pelo que a solubilidade do Fe^{3+} na moscovite é geralmente menor que a sugerida pelo termo ideal **FMu**, traduzindo-se por quantidades inferiores a 0,250 átomos por unidade de fórmula (na base de 22 oxigénios) para moscovites formadas em ambientes caracterizados por fugacidades de oxigénio elevadas, pressões de água de 2 kbar e temperaturas próximas de 400°C . Assim, no diagrama $\text{Al}^{\text{IV}}\text{-}(\text{Fe}_1 + \text{Mg})\text{-Al}^{\text{IV}}$ qualquer evolução composicional ao longo das linhas **Mu-FMu** e **Mu-Lc** materializará, respectivamente, a amplitude em que se processaram as substituições $(\text{Fe}^{3+})^{\text{vi}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{-}_1$ e $(\text{R}_2^+)^{\text{vi}}\text{Si}^{\text{iv}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{-}_1\text{Al}^{\text{IV}}\text{-}_1$. O termo final teórico $\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}(\text{Si}_7\text{AlO}_{20})(\text{OH})_4$ (ferrifengite - **FPh**) será atingido se ambas as substituições ocorrerem na sua máxima extensão.

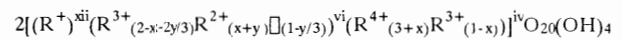
O recurso às projecções $\text{Fe}^{2+}\text{-Al}^{\text{VI}}\text{-Mg}^{2+}$ e $(\text{Fe}_1 + \text{Mg})$ versus Si constitui um processo corrente de avaliar a importância da substituição tschermak, se bem que permita simultaneamente colocar em evidência substituições menores que, regra geral, envolvem o preenchimento ou a criação de vazios octaédricos e dodecaédricos, bem como a incorporação estrutural de catiões R^{3+} e R^{4+} , como por exemplo o crómio e o titânio. No conjunto das micas analisadas, o conteúdo em titânio é, na sua essência,

*A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO*

regido pelo vector de substituição $Ti^{vi}(R^{2+})^{vi}Al^{vi-2}$, pelo que algumas das variações relativas do número de átomos de Si por unidade de fórmula são passíveis de serem atribuídas a outros mecanismos de compensação electrostática. Afigura-se assim indispensável analisar a distribuição dos valores de Si *versus* o número total de cationes interfoliares R^+ por unidade de fórmula, por forma a avaliar a importância do vector $\square^{xii}Si^{iv}(R^+)^{xii-1}Al^{iv-1}$ na caracterização da variabilidade composicional das micas examinadas. Neste contexto, importa referir que a correlação inversa entre os conteúdos em (K+Na) e Si é sinónimo: (1) duma deficiência original no preenchimento das posições de coordenação dodecaédrica e, consequentemente, independente da substituição $\square^{xii}Si^{iv}(R^+)^{xii-1}Al^{iv-1}$, conforme é indicado pelos resultados experimentais obtidos para moscovites com temperaturas de cristalização elevadas ($>600^\circ C$; e.g. MONIER, 1987); a este respeito, note-se que a soma dos cationes adstritos às posições dodecaédricas é sempre inferior ao total teórico de dois cationes por 22 oxigénios, conduzindo a uma deficiência que geralmente se encontra compreendida entre 0,05 e 0,4 átomos por unidade de fórmula (e.g. FOSTER, 1960; VELDE, 1965); (2) duma deficiência em cationes R^+ , particularmente notória em moscovites hidrotermais, e para a qual se colocam dois mecanismos de substituição principais: (a) reequilíbrio electrostático da estrutura - processo pouco provável dado requerer a modificação da razão Si/Al na camada tetraédrica sob condições de baixa temperatura; (b) desenvolvimento de interestratificados ilite/moscovite - nesta situação, as análises químicas obtidas darão uma composição média que, globalmente, sugere a intervenção do vector $\square^{xii}Si^{iv}(R^+)^{xii-1}Al^{iv-1}$.

Nos casos em que o equilíbrio de cargas na estrutura da mica dioctaédrica não é assegurada pela criação de vazios dodecaédricos e aumento da proporção relativa em silício, a deficiência em cationes R^+ (colocada em evidência pela ausência de correlação inversa na projecção (K+Na) *versus* Si) pode ser remetida à acção do vector de substituição $(H_3O^+)K^{+1}$. Tal conjunto de observações coloca alguns problemas sobre o significado do conteúdo em silício das micas dioctaédricas potássicas. Com efeito, este parâmetro tem sido frequentemente interpretado como representando integralmente a percentagem de molécula fengítica em solução sólida na moscovite, de acordo com o vector $(R^{2+})^{vi}Si^{iv}Al^{vi-1}Al^{iv-1}$, e.g., para Si = 6.3 \rightarrow **Mu₈₅Ph₁₅**. Todavia, a análise detalhada de micas potássicas naturais (e.g. GUIDOTTI, 1984; MONIER, 1987) revela que a substituição tschermak ocorre frequentemente associada a modificações químicas que contemplam os vectores $(R^{2+})^{vi}\square^{xii}Si^{iv}(R^+)^{xii-2}\square^{vi-1}$, $Ti^{vi}(R^{2+})^{vi}Al^{vi-2}$, $(R^{2+})^{vi}Al^{vi-2}\square^{vi-1}$ e $\square^{xii}Si^{iv}(R^+)^{xii-1}Al^{iv-1}$, pelo que o conteúdo em molécula fengítica terá de ser recalculado de acordo com a expressão $X_{Ph} = Si^{iv} - \square^{xii} = (R^{2+})^{vi} - Ti^{vi} - 3\square^{vi}$.

Neste contexto, acresce referir que o conteúdo em Si tem sido usado por diversos autores (e.g. BAILEY, 1984; GUIDOTTI, 1984) como critério de medida do desvio, estrutural das micas potássicas dioctaédricas no sentido da estrutura trioctaédrica, na medida em que a estrutura tipo da moscovite tornar-se-à instável quando o número de átomos de silício exceder 6,8 por unidade de fórmula (calculada na base de 22 oxigénios). Não obstante existirem indicações fortes sobre a possibilidade de solução sólida entre os tipos estruturais dioctaédricos e trioctaédricos, tal hipótese é raramente considerada nos estudos dedicados ao exame da variabilidade composicional das micas potássicas dioctaédricas. Recentemente, MASSONNE (1981, citado por MONIER, 1987) teve oportunidade de caracterizar tal desvio estrutural com base no estudo químico experimental sobre fengites em sistemas com pressões compreendidas entre 5 e 30 kbar. Os resultados adquiridos por este autor, confirmados e generalizados posteriormente por MONIER (1987), revelaram que a composição química de muitas das moscovites naturais resulta da combinação variável entre o vector tschermak e os que determinam o desvio estrutural no sentido trioctaédrico, em particular o que descreve o preenchimento dos vazios octaédricos, i.e., $(R^{2+})^{vi}Al^{vi-2}\square^{vi-1}$. Deste modo, a fórmula geral das moscovites pode ser escrita sob a forma



para a qual a taxa de substituição y será tanto mais elevada quanto menor for a pressão do sistema. Face a estas considerações, a escolha apropriada dos vectores de substituição preponderantes revela-se extremamente importante para a delimitação do espaço composicional das micas em estudo. No caso presente, por razões que adiante justificaremos, os vectores que melhor descrevem o quimismo das micas analisadas resultam simplesmente da soma entre os três vectores básicos $(R^{2+})^{vi}Si^{iv}Al^{vi-1}Al^{iv-1}$, $(R^{2+})^{vi}Al^{vi-2}\square^{vi-1}$ e $(R^{2+})^{vi}\square^{xii}Si^{iv}(R^+)^{xii-2}\square^{vi-1}$, pelo que os mesmos foram utilizados na caracterização dos desvios ao plano de composição ideal das micas potássicas dioctaédricas (Fig. 6).

RESULTADOS

As TABELAS I a IV sumarizam o conjunto de dados actualmente disponível, cujo total ascende a 137 análises (MATEUS, 1995).

A projecção das análises representativas de micas primárias no diagrama triangular **Mu-Mgt-Pg** (Fig. 7A) mostra que, de modo geral, os conteúdos nas moléculas margarítica e paragonítica são insignificantes, pese embora o facto de muitos pontos apresentarem dispersão apreciável ao longo de uma faixa paralela à linha **Mu-Pg**. Tal distribuição, exprimindo a incorporação de quantidades menores de Na e Ca nas posições de coordenação dodecaédrica (usual-

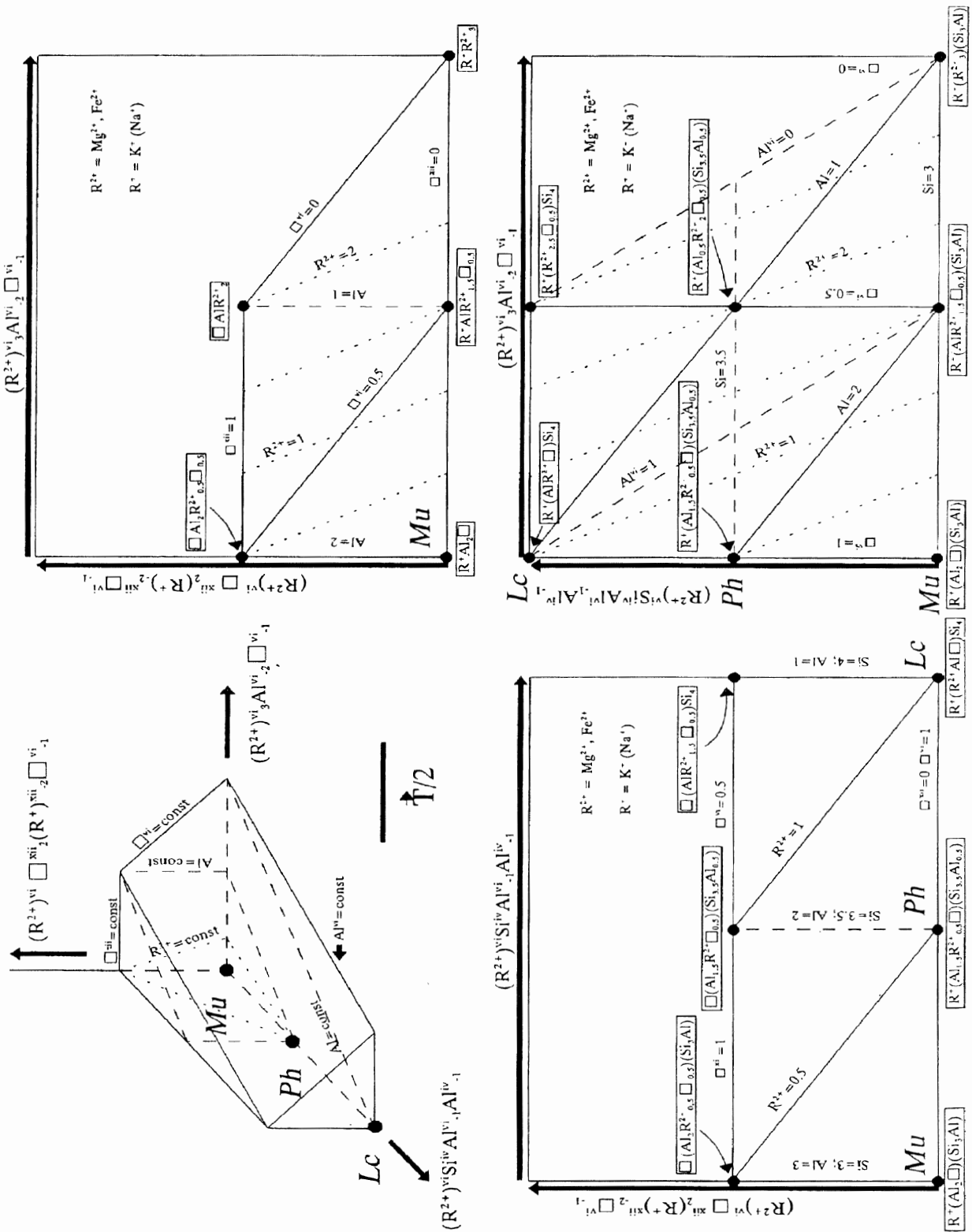


Fig. 6 - Volume composicional das micas potássicas dioctaédricas definido a partir do pólo **Mu** com base nos desvios químicos permitidos pelos vectores de substituição $(R^{2+})^{vi}_3 Al^{vi}_2 \square^{vi}_{-1}$, $(R^{2+})^{vi}_2 (R^{+})^{xii}_2 (R^{+})^{xii}_{-2} \square^{vi}_{-1}$ e $(R^{2+})^{vi}_1 Al^{vi}_2 \square^{vi}_{-1}$.

*A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO*

TABELA I
Análises representativas de Mosc P I.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO ₂	47.61	47.79	46.47	45.46	45.70	46.70	46.77	46.95	46.99	46.52
TiO ₂	0.25	1.28	1.02	1.51	0.56	0.48	0.46	0.68	0.12	0.11
Al ₂ O ₃	34.25	34.93	33.80	30.36	32.85	34.44	36.18	35.80	34.50	36.59
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.25	0.17	0.05	0.00
FeO	2.52	1.43	1.57	3.88	3.39	2.89	1.36	1.59	2.77	2.14
MnO	0.10	0.00	0.04	0.00	0.03	0.06	0.10	0.12	0.05	0.080
MgO	0.53	0.82	0.98	1.33	0.96	0.87	0.68	0.66	0.24	0.20
CaO	0.04	0.00	0.00	0.10	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.17	0.24	0.19	0.18	0.17	0.35	0.28	0.13	0.29
K ₂ O	9.33	9.02	9.83	8.15	7.57	8.18	9.76	9.48	10.27	9.43
Σ	94.67	95.44	93.96	90.98	91.34	93.82	95.91	95.73	95.13	95.36
número de íões na base de 22 O										
Si	6.342	6.273	6.251	6.175	6.069	6.257	6.151	6.180	6.280	6.152
Al ^{iv}	1.658	1.727	1.749	1.825	1.931	1.743	1.849	1.820	1.720	1.848
Σ ^{iv}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{vi}	3.719	3.678	3.609	3.036	3.210	3.696	3.758	3.733	3.714	3.857
Ti	0.025	0.126	0.103	0.154	0.056	0.048	0.045	0.067	0.012	0.011
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.002	0.026	0.018	0.005	0.000
Fe ²⁺	0.281	0.157	0.177	0.441	0.376	0.324	0.150	0.175	0.310	0.236
Mn	0.011	0.000	0.005	0.000	0.003	0.007	0.011	0.013	0.006	0.009
Mg	0.105	0.160	0.196	0.269	0.012	0.174	0.133	0.129	0.049	0.039
Σ ^{vi}	4.141	4.121	4.091	4.296	3.662	4.251	4.124	4.136	4.076	4.152
Ca	0.006	0.000	0.000	0.015	0.026	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.010	0.043	0.063	0.050	0.049	0.044	0.089	0.071	0.035	0.075
K	1.585	1.510	1.687	1.412	1.282	1.398	1.637	1.592	1.752	1.590
Σ ^{xii}	1.601	1.554	1.749	1.477	1.357	1.444	1.727	1.663	1.786	1.665

1-2: Mosc P I em exemplares da fácies γ_2 . 3-6: domínios central (3-4) e periférico (5-6) dum cristal de moscovite em fácies γ_2 . 7-8: Mosc P I em fácies γ_1 . 9-10: domínios central e periférico, respectivamente, de Mosc P I em fácies γ_3 .

mente menores que 0,075 e 0,030 átomos por unidade de fórmula, respectivamente), não permite, contudo, estabelecer critérios de distinção entre os dois modos básicos de ocorrência destes filossilicatos representados pelas famílias Mosc P I e Mosc P II. A separação do conjunto de análises relativas às moscovites inclusas nos veios pegmatíticos é também imprecisa: não obstante existir uma tendência de aproximação ao pólo ideal **Mu**, existem casos onde a concentração em CaO atinge valores compreendidos entre 0,45-0,55 wt%.

As micas secundárias exibem também concentrações negligenciáveis nas moléculas margarítica e paragonítica (Fig. 7B). São, porém, dignas de referência as distribuições relativas às: (1) sericites caracterís-

ticas dos mantos de recristalização das moscovites e biotites primárias intersticiais (Ser I M e Ser I B), (2) sericites constituintes de alguns agregados tardios de alteração (Ser III), e (3) sericites inclusas nos preenchimentos siliciosos da zona de falha da Vilarça (genericamente designadas por Ser-Sil), por apresentarem com frequência um número de átomos de cálcio por unidade de fórmula compreendido entre 0,035 e 0,065.

O desvio composicional evidenciado pelas micas primárias analisadas relativamente ao plano **Mu-Mgt-Pg** é, na sua essência, assegurado pela substituição tschermaquítica, muito embora exista dispersão apreciável em certas distribuições Al^{iv}-(Mg+Fe_T)-Al^{vi} e (Fe^t+Mg)-Si cujo significado importa esclare-

TABELA II
Análises representativas de Mosc P II.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO ₂	46.80	47.15	47.39	46.62	49.33	46.55	45.17	47.43	46.07	46.91
TiO ₂	0.20	0.15	1.13	1.34	0.04	0.12	0.14	0.36	0.23	0.11
Al ₂ O ₃	34.70	34.57	34.45	33.24	29.75	30.39	33.50	34.76	34.48	34.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.06	0.10	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	2.16	2.49	1.39	1.48	3.22	2.77	4.30	3.87	3.86	3.28
MnO	0.05	0.09	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.05	0.02	0.02
MgO	1.46	0.55	1.06	0.87	2.00	2.38	0.91	0.84	0.82	0.80
CaO	0.00	0.00	0.24	0.02	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.000
Na ₂ O	0.11	0.21	0.10	0.19	0.08	0.07	0.16	0.11	0.05	0.07
K ₂ O	9.04	9.07	8.93	8.97	7.88	7.96	9.79	4.20	8.92	8.78
Σ	93.52	94.31	94.70	92.80	92.49	93.27	94.05	91.63	94.46	94.83
número de iões na base de 22 O										
Si	6.291	6.300	6.274	6.309	6.687	6.645	6.194	6.355	6.192	6.245
Al ^{iv}	1.709	1.700	1.726	1.691	1.313	1.355	1.836	1.645	1.808	1.755
Σ ^{iv}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{vi}	3.789	3.745	3.649	3.611	3.439	3.449	3.554	3.845	3.655	3.716
Ti	0.020	0.015	0.112	0.136	0.004	0.012	0.014	0.036	0.024	0.011
Cr	0.000	0.003	0.000	0.006	0.011	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000
Fe ²⁺	0.243	0.278	0.154	0.138	0.365	0.311	0.491	0.434	0.434	0.366
Mn	0.006	0.010	0.001	0.001	0.002	0.001	0.007	0.006	0.003	0.002
Mg	0.092	0.110	0.209	0.175	0.404	0.476	0.185	0.168	0.164	0.160
Σ ^{vi}	4.150	4.161	4.125	4.098	4.226	4.248	4.252	4.490	4.281	4.254
Ca	0.000	0.000	0.034	0.003	0.010	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.029	0.054	0.026	0.050	0.021	0.018	0.042	0.028	0.012	0.018
K	1.550	1.546	1.508	1.549	1.363	1.362	1.705	0.719	1.592	1.491
Σ ^{xiii}	1.579	1.600	1.568	1.601	1.394	1.383	1.747	0.747	1.541	1.509

1-3: Mosc PII em exemplares da fácies γ_2 . 4-6: Mosc P II em exemplares da fácies γ_2 . 7-10: cristais de Mosc P II inclusos em *feldspatos s.l.* (7-8) e no seios de interstícios (9-10).

cer (Fig. 8). Com efeito, o desvio aparente no sentido da fronteira **Mu-FMu** (segundo uma banda subparalela à linha **Ph-FPh**) materializado por muitas análises de moscovite ígnea (em particular as que representam os bordos ou domínios mais deformados de cristais Mosc P I), decorre fundamentalmente do facto do conteúdo em ferro superar o de magnésio e de ambos não compensarem satisfatoriamente a deficiência em Al^{vi}. Tal interpretação implica necessariamente a existência dum outro mecanismo de substituição que complemente o vector tschermack e assegure a incorporação de parte dos catiões (R²⁺)^{vi}, em especial do ferro. No caso das moscovites pegmatíticas, o enriquecimento relativo em Al^{vi} deve-se muito provavelmente ao excesso de Si^{iv} e/ou à deficiência em catiões R²⁺ nas posições de coor-

denação octaédrica, conforme se pode observar no diagrama (Feⁱ+Mg)-Si patente na Figura 8.

A projecção das análises representativas das diferentes famílias de micas secundárias nos diagramas Al^{iv}-(Mg+Feⁱ)-Al^{iv} e (Feⁱ+Mg)-Si (Fig. 9) permite constatar que, com a excepção notória das sercites relativas ao sector da Quinta Vale do Meão, a variabilidade composicional destes filossilicatos pode ser essencialmente descrita pelo vector (Fe²⁺, Mg)^{vi} Si^{iv}Al^{vi}₋₁Al^{iv}₋₁. O excesso relativo em Al^{vi} patente em certas análises (com alguma incidência nas relativas a sercites do tipo Ser Sil e Ser I) revela muito provavelmente deficiências de ocupação octaédrica. Outra observação interessante resulta do paralelismo entre a assinatura química dos produtos de recrista-

*A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO*

TABELA III
Análises representativas sericites secundárias.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO ₂	47.80	47.76	49.08	49.78	50.07	49.04	47.12	46.98	48.32	48.45
TiO ₂	0.98	0.61	0.04	0.06	0.15	0.12	0.019	0.21	0.27	0.25
Al ₂ O ₃	33.86	33.79	31.16	30.45	29.50	29.74	34.83	35.04	34.02	34.08
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.10	0.11	0.01	0.03
FeO	1.52	1.56	3.46	3.06	3.58	3.63	1.13	1.41	2.09	2.05
MnO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.01
MgO	0.97	0.95	2.69	2.43	2.37	2.02	1.04	1.38	0.69	0.76
CaO	0.20	0.09	0.01	0.14	0.24	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.16	0.21	0.07	0.004	0.03	0.09	0.00	0.21	0.10	0.10
K ₂ O	9.39	9.28	8.51	8.20	7.87	8.15	10.05	9.89	9.89	9.67
Σ	94.92	94.38	95.04	94.20	93.82	93.05	94.47	95.43	95.43	95.40
número de iões na base de 22 O										
Si	6.333	6.358	6.515	6.632	6.702	6.642	6.278	6.223	6.388	6.395
Al ^{iv}	1.667	1.642	1.485	1.368	1.298	1.358	1.722	1.777	1.612	1.605
Σ ^{iv}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{vi}	3.620	3.660	3.390	3.414	3.356	3.339	3.747	3.692	3.688	3.696
Ti	0.098	0.061	0.004	0.006	0.015	0.012	0.019	0.021	0.027	0.025
Cr	0.004	0.003	0.000	0.003	0.001	0.000	0.011	0.012	0.001	0.003
Fe ²⁺	0.168	0.174	0.384	0.341	0.401	0.411	0.126	0.156	0.231	0.226
Mn	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.004	0.001
Mg	0.192	0.189	0.532	0.483	0.473	0.408	0.207	0.272	0.136	0.150
Σ ^{vi}	4.082	4.086	4.313	4.247	4.245	4.222	4.110	4.153	4.088	4.101
Ca	0.028	0.027	0.001	0.020	0.034	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.041	0.054	0.018	0.010	0.008	0.024	0.000	0.054	0.026	0.026
K	1.587	1.566	1.441	1.394	1.344	1.408	1.708	1.671	1.668	1.628
Σ ^{xii}	1.656	1.657	1.460	1.424	1.386	1.466	1.708	1.725	1.693	1.654

1-2: cristais Ser I M. 3-4: cristais Ser I B. 5-6: cristais Ser II B. 7-8: cristais Ser II F. 9-10: cristais Ser III.

lização/alteração da biotite primária (Ser I B e Ser II B) e a que caracteriza as sericites precoces inclusas nos domínios francamente enriquecidos em óxidos de ferro e titânio dos protomilonitos do sector de Quinta da Terrincha (Ser Prot).

A proporção relativa entre os principais catiões em coordenação octaédrica é também elucidativa quanto à predominância da substituição (Fe²⁺, Mg)^{vi} Si^{iv}Al^{vi}₋₁Al^{iv}₋₁ e/ou sua combinação com outras que conduzam à incorporação suplementar de Fe (± Mg). Com efeito, as distribuições Fe-Al^{vi}-Mg obtidas para as micas primárias (Fig. 10A) mostram que as moscovites do granito γ₃ se distribuem ao longo de uma banda com valores de Mg aproximadamente constantes (correspondendo ao intervalo mais provável [0,100, 0,200] catiões por unidade de fórmula) e con-

teúdos em ferro geralmente compreendidos entre 0,300 e 0,650 catiões por unidade de fórmula; as análises representativas dos domínios periféricos dos cristais Mosc P I deformados são as que mais se afastam da tendência geral. As moscovites ígneas presentes nas restantes fácies graníticas denotam, regra geral, uma proporção Fe:Mg muito equilibrada e variável na amplitude [0,100, 0,475] catiões por unidade de fórmula.

As micas secundárias exibem, regra geral, uma proporção de ocupação das posições de coordenação octaédrica compatível com a predicta pelo vector (Fe²⁺, Mg)^{vi}Si^{iv}Al^{vi}₋₁Al^{iv}₋₁ (Fig. 10B). Excepção deverá feita para um número significativo de análises de sericites resultantes da alteração de minerais primários ricos em ferro (Ser I), onde a distribuição

TABELA IV
Análises representativas sericites secundárias.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO ₂	48.71	48.29	46.53	48.23	48.25	49.82	48.94	50.51	49.71	50.21
TiO ₂	0.09	0.07	0.51	0.04	0.02	0.04	0.05	0.10	0.01	0.13
Al ₂ O ₃	32.80	31.23	34.62	32.08	32.49	28.64	27.97	29.20	28.60	28.37
Cr ₂ O ₃	0.00	0.08	0.02	0.00	0.00	0.16	0.07	0.02	0.09	0.00
FeO	2.93	3.25	2.01	2.95	2.76	1.68	2.62	2.83	2.89	2.29
MnO	0.02	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.16
MgO	0.99	1.05	0.98	0.98	0.92	3.52	3.39	2.98	3.19	2.80
CaO	0.13	0.22	0.02	0.18	0.03	0.06	0.02	0.04	0.03	0.02
Na ₂ O	0.09	0.11	0.23	0.02	0.09	0.08	0.09	0.04	0.05	0.09
K ₂ O	10.09	9.76	9.99	9.94	10.94	10.15	10.76	8.90	9.47	9.64
Σ	95.85	94.06	94.92	94.96	95.52	94.15	93.92	94.62	94.06	93.71
número de iões na base de 22 O										
Si	6.450	6.524	6.211	6.480	6.443	6.692	6.658	6.719	6.692	6.766
Al ^{iv}	1.550	1.476	1.789	1.520	1.557	1.308	1.342	1.281	1.308	1.274
Σ ^{iv}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{vi}	3.569	3.497	3.657	3.560	3.556	3.226	1.143	3.297	2.230	3.272
Ti	0.009	0.007	0.051	0.004	0.002	0.004	0.005	0.010	0.001	0.013
Cr	0.000	0.009	0.002	0.000	0.000	0.017	0.008	0.002	0.010	0.000
Fe ²⁺	0.324	0.367	0.224	0.331	0.308	0.189	0.298	0.315	0.325	0.258
Mn	0.002	0.000	0.001	0.005	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.018
Mg	0.195	0.211	0.195	0.196	0.183	0.0705	0.687	0.591	0.640	0.562
Σ ^{vi}	4.100	4.091	4.131	4.096	4.051	4.140	4.142	4.215	4.209	4.124
Ca	0.018	0.032	0.003	0.026	0.004	0.009	0.003	0.006	0.004	0.003
Na	0.023	0.029	0.060	0.005	0.023	0.021	0.024	0.010	0.013	0.024
K	1.704	1.682	1.701	1.704	1.863	1.739	1.867	1.510	1.626	1.657
Σ ^{xii}	1.746	1.743	1.763	1.735	1.891	1.769	1.894	1.526	1.644	1.684

1-5: cristais de Ser Sil. 6-10: sericites inclusas em relíquias de rochas protomiloníticas de natureza granítica (Ser Prot).

obtida define uma banda caracterizada por um número de cátions de Mg e Fe por unidade de fórmula nos intervalos mais prováveis [0.250, 0.350] e [0.100, 0.300], respectivamente. Para o sector de Quinta da Terrincha, ressalta ainda a tendência evidenciada pela distribuição das sericites associadas à recristalização/alteração precoce da biotite primária (Ser I B e Ser II B) no sentido decrescente do número de cátions de Mg para uma quantidade de ferro relativamente constante; note-se, mais uma vez, que o percurso definido pelas análises de Ser I B e Ser II B é acompanhado pelas sericites precoces inclusas nos protomilonitos de natureza granítica.

A concentração em titânio das moscovites ígneas encontra-se confinada ao intervalo [0.000, 0.16] áto-

mos por unidade de fórmula, corroborando as inferências de MONIER (1987) sobre o limite superior de acomodação deste metal na estrutura das micas potássicas dioctaédricas graníticas de temperatura moderada. De acordo com as investigações levadas a cabo por este autor, o mecanismo de substituição que, de modo privilegiado, rege a incorporação do titânio nestes filossilicatos traduz-se pelo vector $Ti(R^{2+})^{vi} Al^{vi}_{-2}$, facto que conduz a uma proporcionalidade inversa entre o número de cátions de Ti e Al^{vi} por unidade de fórmula. No caso presente, e apesar das distribuições *Ti versus Al^{vi}* obtidas para as moscovites ígneas (Fig. 11) exibirem covariâncias inversas, importa explicar a razão pela qual existem desvios significativos à banda de variação admitida pela anti-correlação ideal (particularmente evidentes

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
 COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO

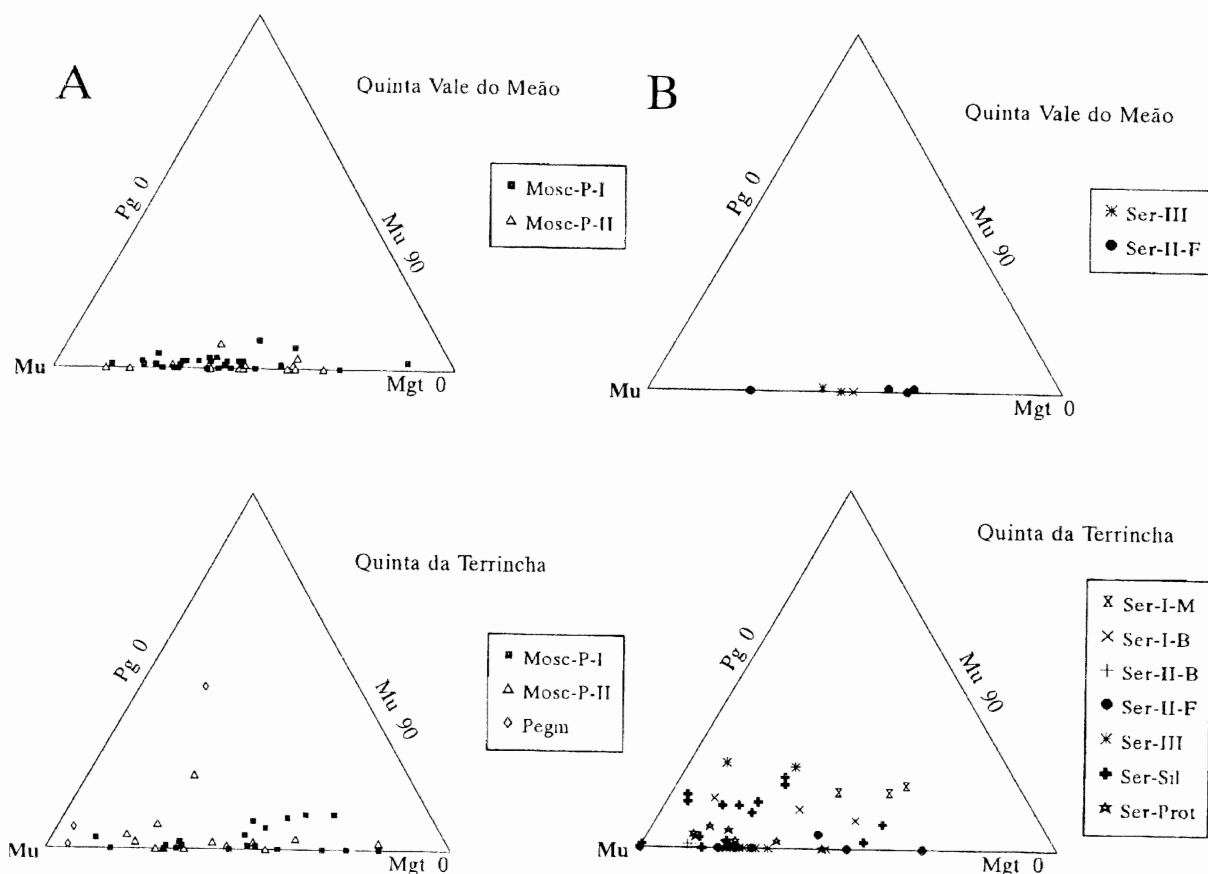


Fig. 7 - Projecção das micas potássicas dioctaédricas primárias (A) e secundárias (B) no plano de composição ideal definido em termos dos membros finais Moscovite (Mu), Paragonite (Pg) e Margarite (Mgt).

para os exemplares da fácies γ_3), já que os dados disponíveis são incompatíveis com outros vectores de substituição, como sejam o $Ti^{IV}Si^{IV}_{-1}$ (FARMER & BOETTCHER, 1981), $Ti^{VI}Al^{IV}Al^{VI}_{-1}Si^{IV}_{-1}$ (GUIDOTTI, 1984; MONIER, 1987) e $(Ti^{VI}-O)(Al^{VI}-OH)_{-1}$ (BOHLEN, PEACOR & ESSENE, 1980). Com efeito, as análises de *Mosc P I* correspondentes aos pontos anómalos nos diagramas $Ti-Al^{VI}$ representam invariavelmente domínios deformados de moscovites inclusas nos granitos objecto de tectonização intensa (fácies γ_2 e γ_3), e para as quais a deficiência em alumínio octaédrico é equilibrada pela incorporação de ferro. Do mesmo modo, as análises anómalas de *Mosc P II* dizem respeito a moscovites intersticiais relativamente tardias, caracterizadas pela presença de conteúdos elevados em cátions divalentes (ferro, em particular) que assim compensam o excesso de vazios dodecaédricos e/ou a partição $Al^{VI}-Al^{IV}$. É ainda relevante o facto da distribuição do conteúdo em titânio exibido pelas moscovites P II tender para um valor mediano inferior ao que caracteriza as do tipo P I, como aliás é típico de rochas desta natureza (e.g. MONIER, 1980; MILLER *et al.*, 1981; MONIER *et al.*, 1984; SPEER, 1984).

Regra geral, as micas secundárias analisadas apresentam conteúdos em titânio negligenciáveis ($\geq 0,03$ cátions por unidade de fórmula) e, tal como acontece para a maioria das suas congéneres primárias, as distribuições de proporcionalidade inversa $Ti-Al^{VI}$ exibem desvios significativos à substituição ideal $[Ti(R^{2+})]^{VI}Al^{VI}_{-2}$ mercê da incorporação de quantidades apreciáveis de cátions bivalentes nas posições de coordenação octaédrica. As sercites resultantes da alteração dos feldspatos ígneos, bem como a maioria das que compõem os mantos de recristalização das *Mosc I P* e biotites primárias (tipos Ser-I-M e Ser-I-B, respectivamente) constituem, no entanto, uma excepção. Acresce ainda referir que algumas das sercites dos tipos Ser I M e Ser I B compreendem um número de átomos de Ti por fórmula unitária entre 0,06 e 0,1.

A soma dos cátions adstritos às posições de coordenação dodecaédrica é sempre inferior ao total teórico de dois cátions por 22 oxigénios. Esta deficiência, variando geralmente entre 0,05 e 0,4 átomos por unidade de fórmula (e.g. FOSTER, 1960; VELDE, 1965; GUIDOTTI, 1984; MONIER, 1987), cifra-se no presente caso entre 0,02 e 0,65 para as moscovites primárias, com excepção de alguns domínios periféricos de cris-

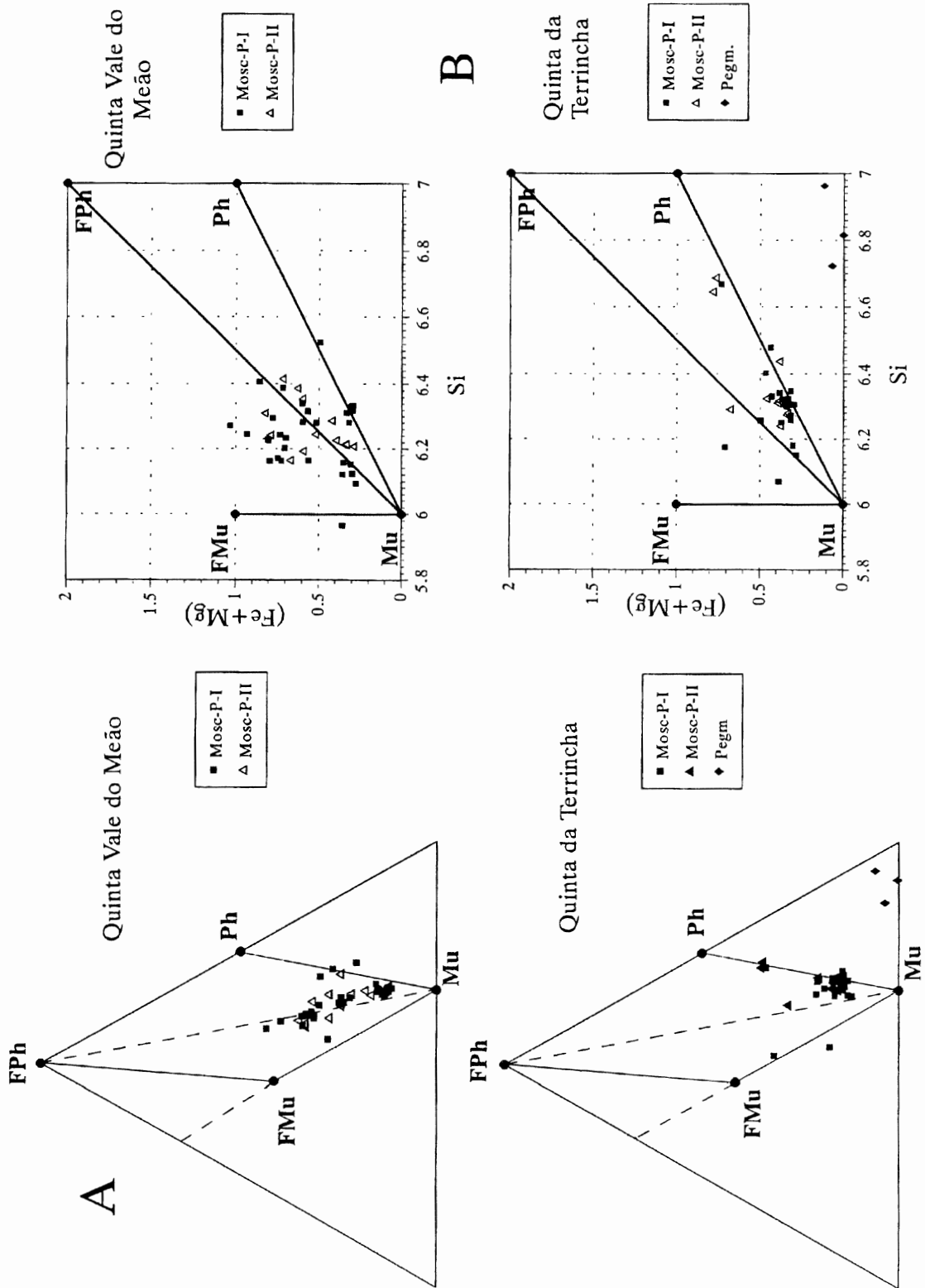


Fig. 8 - Projecção das micas potássicas dioctaédricas primárias nos diagramas $Al^{IV} - (Fe_I + Mg) - Al^{VI}$ (A) e $(Fe_I + Mg) - Si$ (B), de acordo com a proporção relativa do número de cátions por unidade de fórmula.

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
 COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO

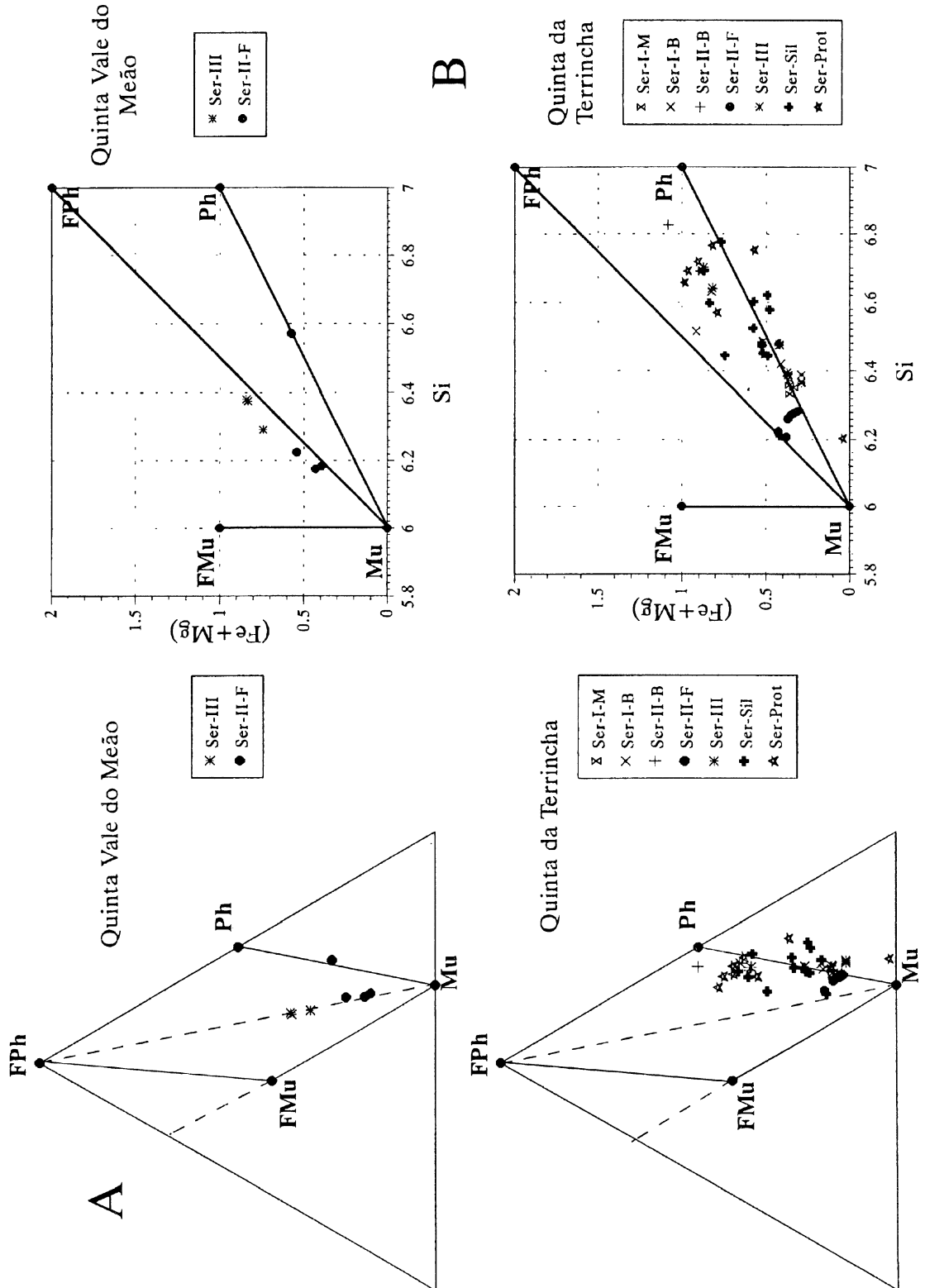


Fig. 9 - Projecção das micas potássicas dioctaédricas secundárias nos diagramas $Al^{iv} - (Fe_t + Mg) - Al^{vi}$ (A) e $(Fe_t + Mg) - Si$ (B), de acordo com a proporção relativa do número de cátions por unidade de fórmula.

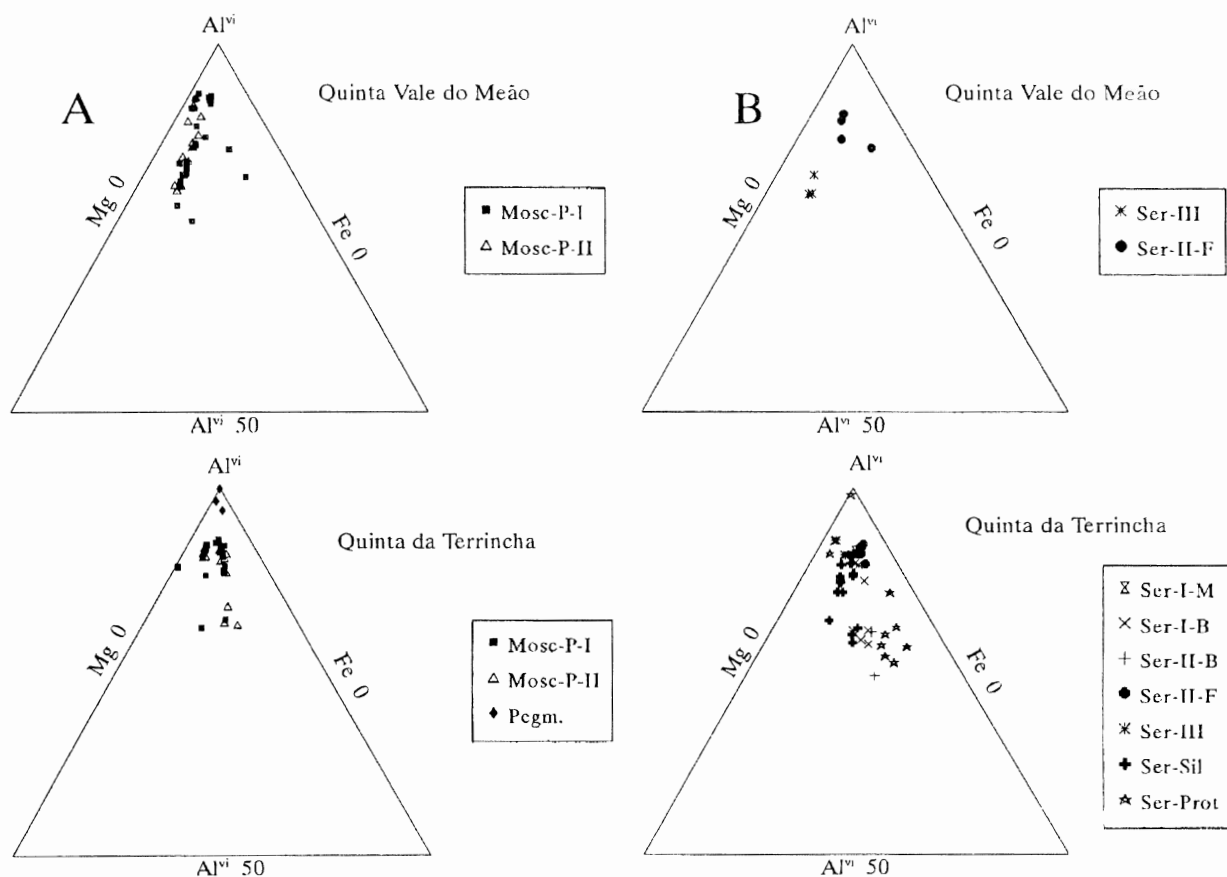


Fig. 10 - Distribuição relativa dos principais cátions em coordenação octaédrica nas micas potássicas dioctaédricas primárias (A) e secundárias (B) analisadas.

tais deformados. As micas secundárias apresentam, por seu turno, deficiências de ocupação interfoliar geralmente compreendidas entre 0,05 e 0,6, atingindo em alguns exemplares valores extraordinariamente elevados, em torno de 0,85-0,90. Tais desvios à fórmula ideal das micas potássicas dioctaédricas podem ser explicados de modo diverso, atendendo à presença eventual de cátions alcalino-terrosos (como o Ca e Ba) nas posições XII, invocando a substituição $(\text{H}_3\text{O}^+)^{\text{xii}}(\text{K}^+)^{\text{xii}-1}$, ou mesmo considerando as modificações cristal químicas inerentes ao desvio da estrutura dioctaédrica no sentido da trioctaédrica (e.g. GUIDOTTI, 1984). No presente caso, os desvios registados parecem relacionar-se com o excesso de cátions divalentes nas posições de coordenação octaédrica, seguindo o vector $(\text{R}^{2+})^{\text{vi}}[\text{R}^+]^{\text{xii}-2}[\text{Si}^{\text{iv}}]^{\text{vi}-1}$. Esta interpretação é compatível com as distribuições gráficas obtidas para os diagramas Σ^{xii} versus Σ^{vi} (Fig. 12). Note-se, porém, que para os exemplares com $\Sigma^{\text{xii}} = 0,5$ átomos por unidade de fórmula, não deverá ser excluída a possibilidade de parte da deficiência de ocupação XII ser devida à substituição $(\text{H}_3\text{O}^+)^{\text{xii}}(\text{K}^+)^{\text{xii}-1}$, conforme é indirectamente sugerido pela ausência de correlação entre as distribuições de concentração do Si e (K+Na) (Fig. 13). Acresce ainda referir que a inexistência de proporcionalidade inversa entre os conteúdos em silício e cátions interfoliares por unidade de fórmula, justifica

a exclusão da substituição pirofilitica $(\text{R}^{\text{xii}}\text{Si}^{\text{iv}}(\text{R}^+)^{\text{xii}-1}\text{Al}^{\text{iv}})^{\text{vi}-1}$ do conjunto de mecanismos que caracterizam o volume composicional das micas potássicas dioctaédricas analisadas.

SIGNIFICADO DA VARIABILIDADE COMPOSICIONAL OBTIDA

A discussão e interpretação dos resultados analíticos disponíveis permite concluir que a variabilidade composicional apresentada pelas diferentes famílias de micas potássicas dioctaédricas constitui, na sua essência, um reflexo das substituições $(\text{R}^{2+})^{\text{vi}}\text{Si}^{\text{iv}}\text{Al}^{\text{iv}}_{-1}\text{Al}^{\text{iv}}_{-1}$, $(\text{R}^{2+})^{\text{vi}}_3\text{Al}^{\text{iv}}_{-2}[\text{Si}^{\text{iv}}]^{\text{vi}-1}$ e $(\text{R}^{2+})^{\text{vi}}[\text{Si}^{\text{iv}}]^{\text{vi}-2}(\text{R}^+)^{\text{xii}-2}[\text{Si}^{\text{iv}}]^{\text{vi}-1}$. Consequentemente, as fórmulas químicas destes filosilicatos devem ser escritas sob a forma

$$[(\text{R}^+)^{(1-x)}(\text{K})_x(\text{R}^{3+}, \text{R}^{4+})_{(2-x-y/3)}\text{R}^{2+}_{(x-y+2/2)}[\text{Si}^{\text{iv}}]_{(1-y/3-2/2)}](\text{R}^{4+})_{(3+x)}\text{R}^{3+}_{(1-x)}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$$

onde R^+ , R^{2+} , R^{3+} e $(\text{R}^{4+})^{\text{iv}}$ representam privilegiadamente os cátions K^+ , $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, Al e Si, ou através do vector composto que traduz o desvio de composição ao termo ideal $\text{K}(\text{Al}_2[\text{Si}_3\text{Al}]\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. A projecção dos resultados analíticos em planos de composição limite do volume definido pelos vectores de substituição predominantes, pode ser ainda usada como forma de avaliar o comportamento manifestado pelas relações de preponderância entre os diferentes mecanismos de troca catiónica ocorridos em cada família, transcrevendo assim a sua evo-

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
 COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO

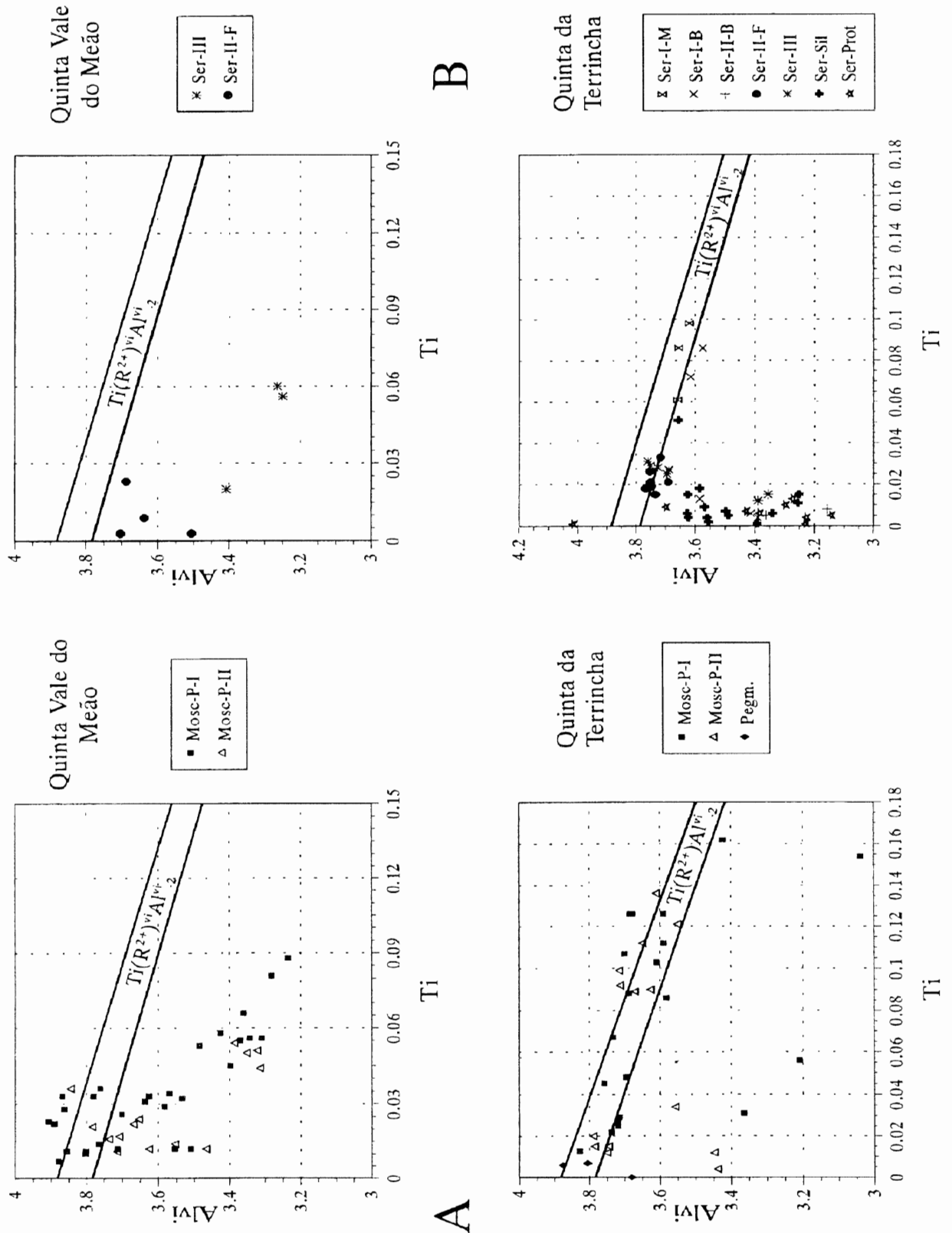


Fig. 11 - Distribuição Ti versus Al^{VI} para as micas potássicas dioctáédricas primárias analisadas (número de cátions por unidade de fórmula). As rectas a traço forte marcam os limites de variação admitida pela anti-correlação Ti-Al^{VI} segundo o vector de substituição $Ti(R^{2+})^{VI}Al^{VI-2}$, tendo em conta as incertezas analíticas e a influência de outros parâmetros cristaloquímicos que envolvem o Al^{VI} (para detalhes, consulte-se MONIER, 1987).

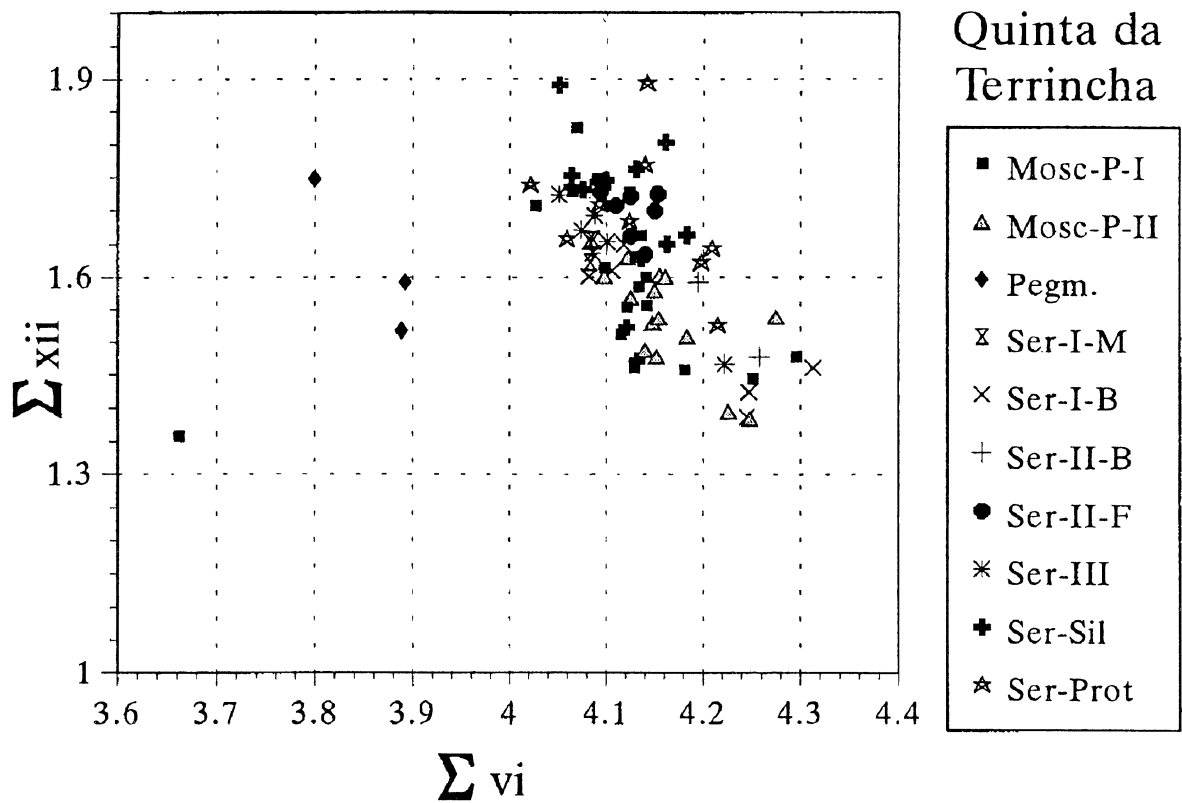
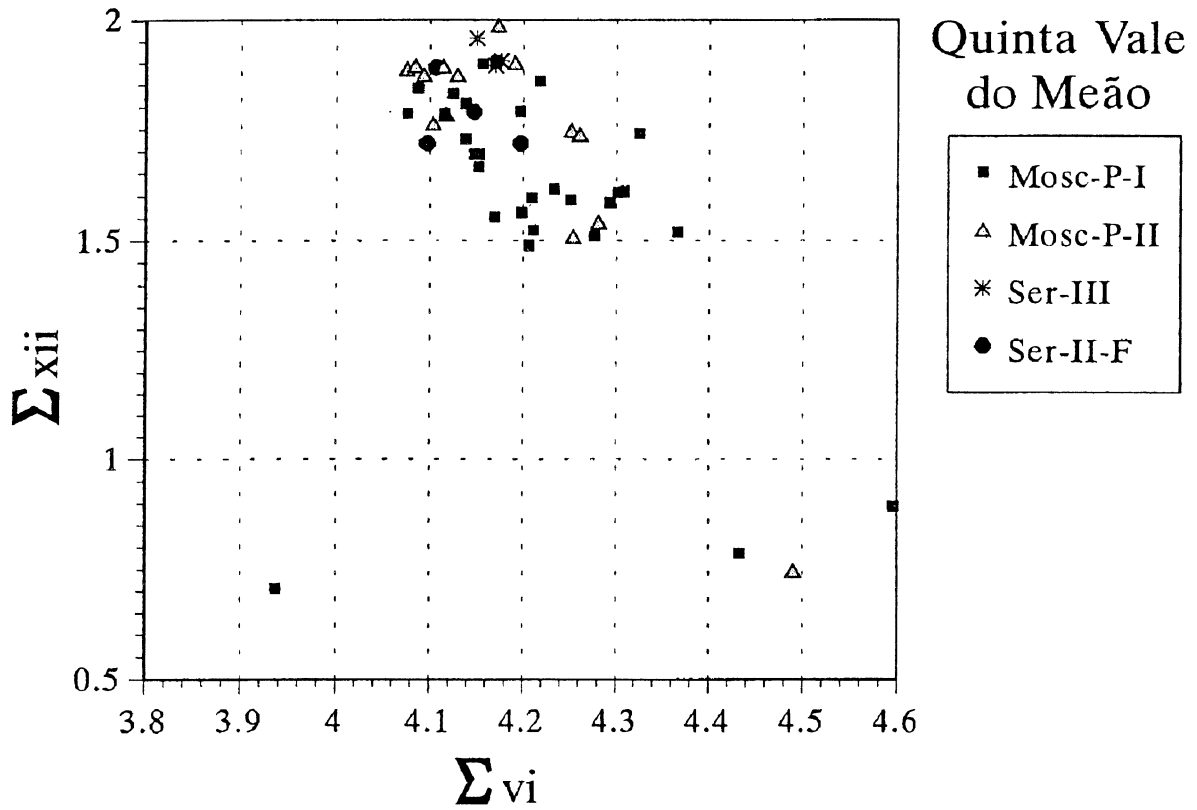


Fig. 12 - Distribuições do total de ocupação das posições de coordenação octaédrica *versus* o total de ocupação das posições de coordenação dodecaédrica por unidade de fórmula, para as micas potássicas dioctaédricas analisadas.

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
 COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO

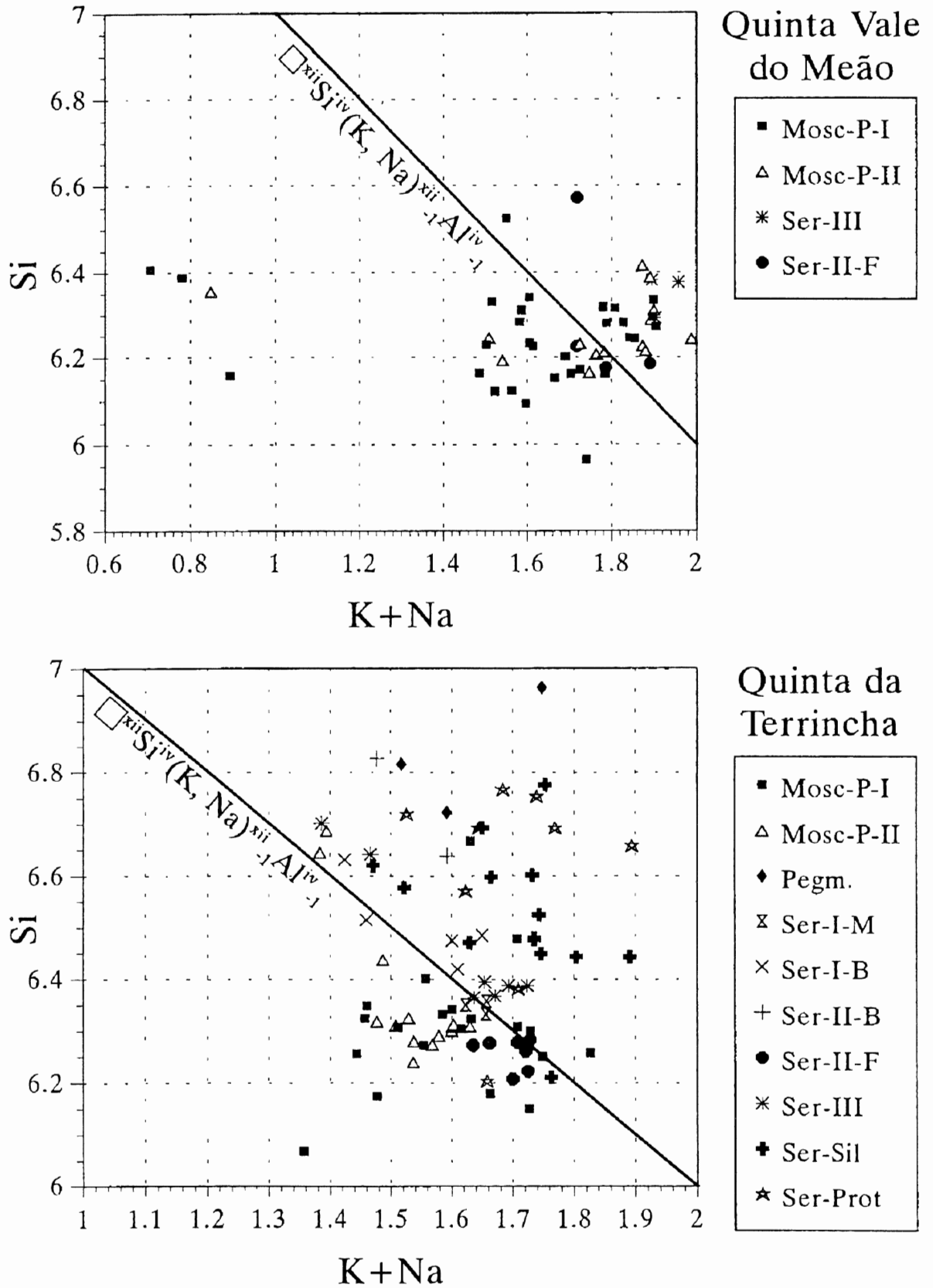


Fig. 13 - Distribuições Si versus (K+Na) para as micas potássicas dioctaédricas analisadas com base no número de cátions por unidade de fórmula. Em cada diagrama figura a recta que transcreve a substituição ideal $\square^{xii}Si^{iv}(K,Na)^{xii-i}Al^{iv}_{-1}$.

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
 COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO

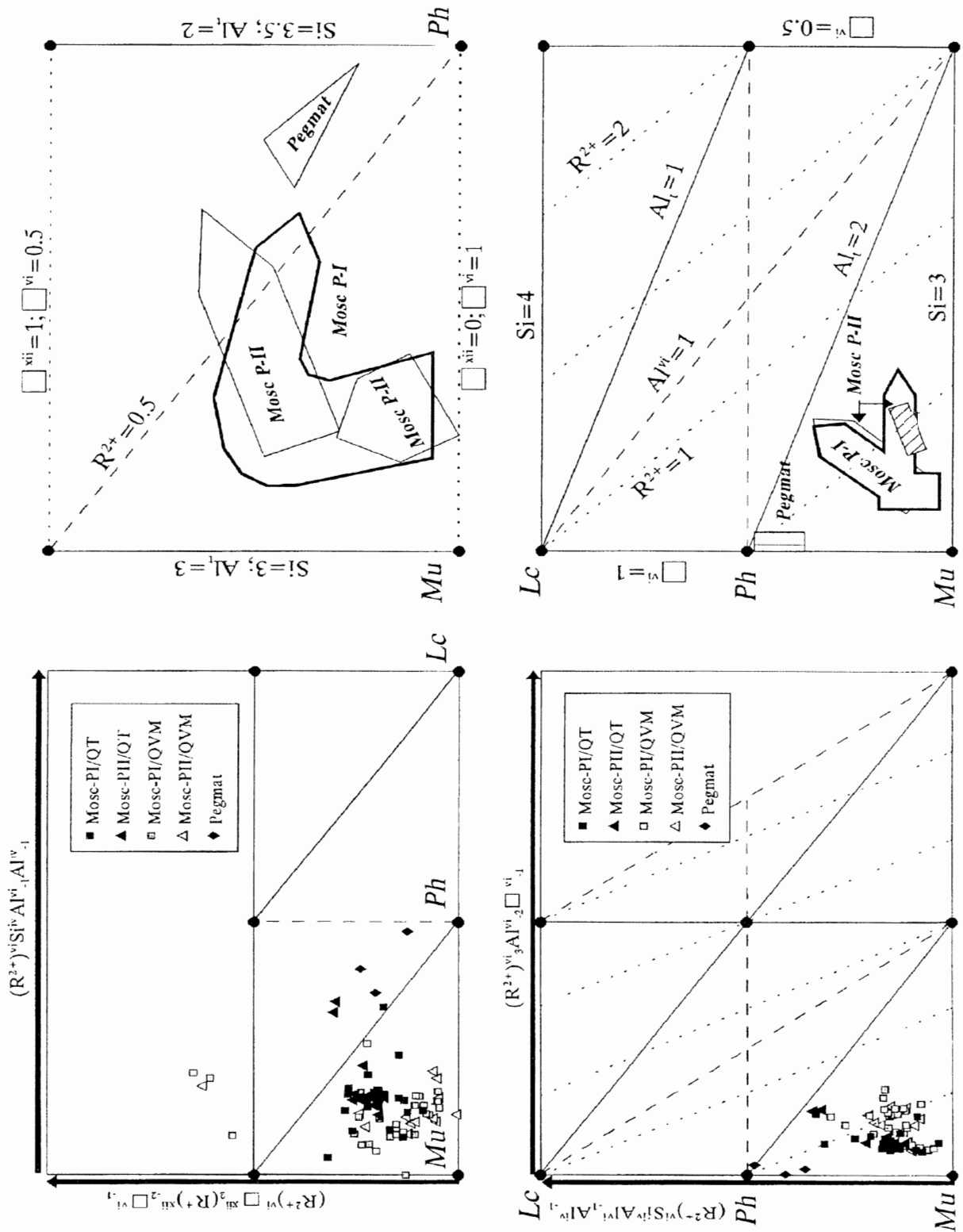


Fig. 14 - Projecção das micas primárias nos planos de composição definidos a partir do pólo de composição ideal Mu com base nos vectores $(R^{2+})_{vi} Si^{iv} Al^{vi-1} Al^{iv-1}$, $(R^{2+})_{vi} Al^{vi-2} Al^{iv-1}$ e $(R^{2+})_{xii} (R^{+})_{xii-2} Al^{iv-1}$.

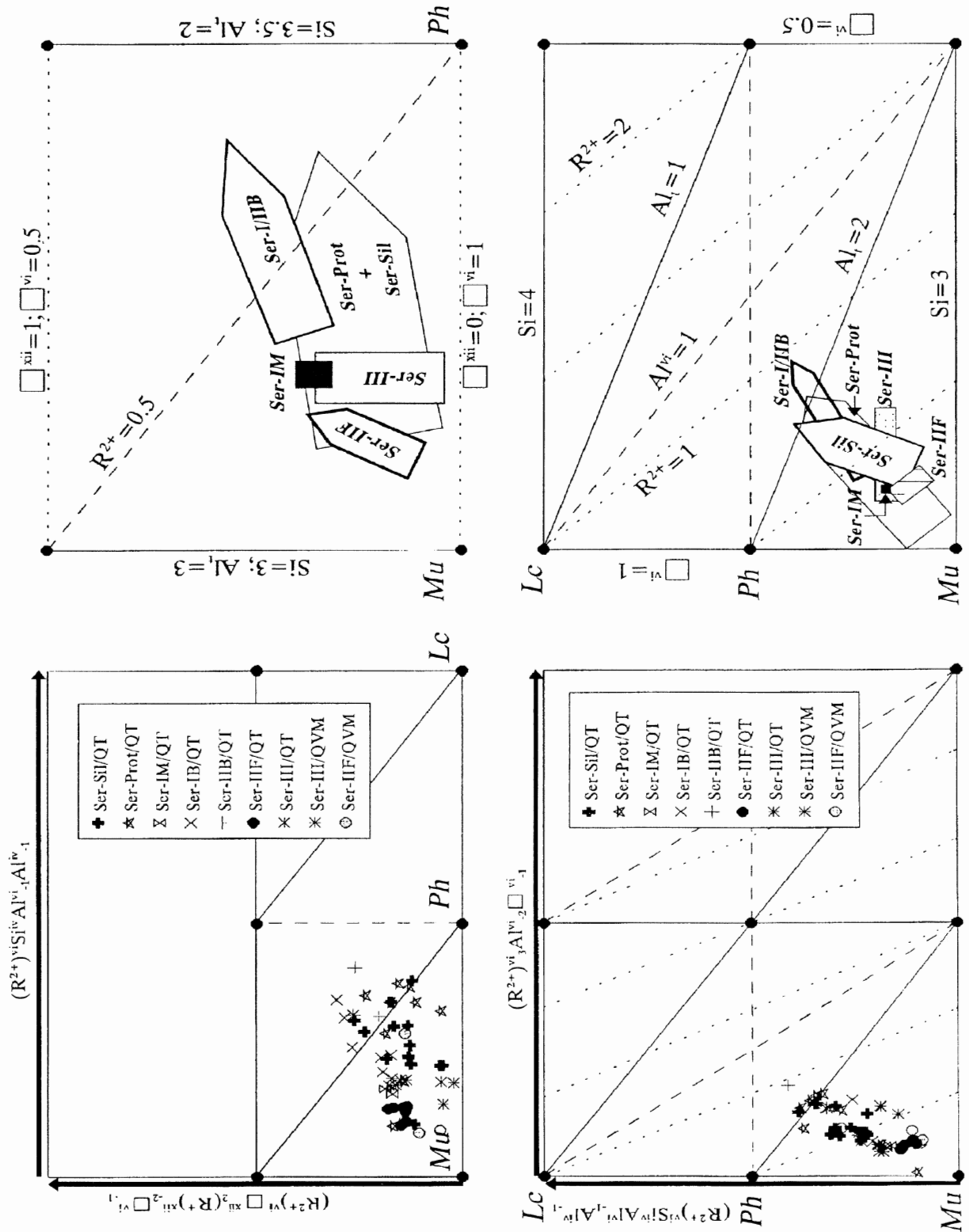


Fig. 15 - Projecção das micas secundárias dos granitos e preenchimentos siliciosos da zona de falha da Vilarica nos planos de composição definidos a partir do pólo de composição ideal **Mu** com base nos vectores $(R^{2+})^{vi}Si^{iv}Al^{vi-1}Al^{iv-1}$, $(R^{2+})^{vi}Al^{vi-2}Al^{vi-1}$ e $(R^{2+})^{vi}Si^{iv}Al^{vi-1}Al^{iv-1}$.

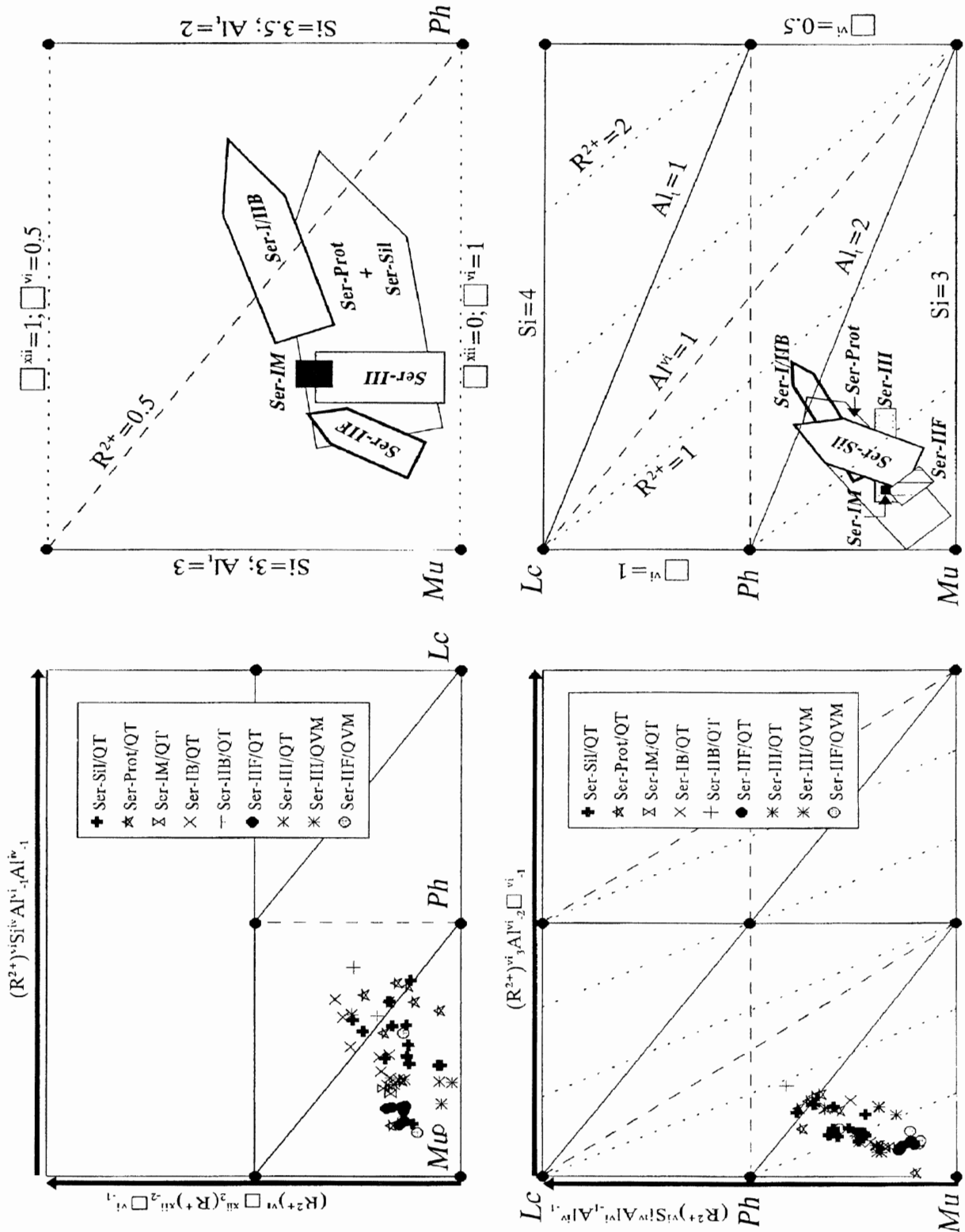


Fig. 15 - Projecção das micas secundárias dos granitos e preenchimentos siliciosos da zona de falha da Vilarica nos planos de composição definidos a partir do pólo de composição ideal **Mu** com base nos vectores $(R^{2+})^{vi}Si^{iv}Al^{vi-1}Al^{iv-1}$, $(R^{2+})^{vi}Al^{vi-2}Al^{iv-1}$ e $(R^{2+})^{vi}Al^{vi-2}(R^{+})^{xii-2}Al^{iv-1}$.

*A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO*

apenas uma medida grosseira da amplitude de variação química real.

O quimismo evidenciado pelas sericites observadas nos protomilonitos de natureza granítica (sector da Quinta da Terrincha) - Ser Prot - depende em larga medida do contexto textural em que as mesmas se inserem. Com efeito, os desvios de composição ao pólo ideal **Mu** apresentados pelas sericites constituintes dos agregados filitosos precoces (talvez testemunho da destruição completa de biotites) são muito maiores que os manifestados pelas micas associadas a relíquias de feldspato. Desta forma, o vector $\square^{xii}_{0.26}(R^{2+})^{vi}_{0.75}Si^{iv}_{0.26}(R^{+})^{xii}_{-0.26}(Al_{-0.50}\square_{-0.25})^{vi}_{Al^{iv}_{-0.26}}$ não traduz qualquer evolução cristaloquímica, medindo apenas a amplitude de variação obtida para os dois tipos de sericite cujas composições médias são determinadas pelos parâmetros de fórmula {0,35, -0,01, 0,16} e {0,15, -0,14, 0,18}.

DOMÍNIOS P-T DE ESTABILIDADE EM FUNÇÃO
DA VARIABILIDADE COMPOSICIONAL

As investigações experimentais nos sistemas $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ e $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ sob pressão de água constante e igual a 2 kbar, e temperaturas compreendidas entre 300 e 650°C, permitem estabelecer as condições de temperatura limite propícias à estabilidade de micas potássicas tri- e dioctaédricas, desde que o seu quimismo seja apenas determinado em função dos condicionamentos exercidos pelos mecanismos de substituição $(R^{2+})^{vi}Si^{iv}Al^{vi}_{-1}Al^{iv}_{-1}$ e $(R^{2+})^{vi}3Al^{vi}_{-2}\square^{vi}_{-1}$ (e.g. MONIER, 1987). A aplicação destes resultados a micas potássicas naturais não é de forma alguma directa, requerendo de imediato a avaliação da importância dos desvios composicionais atribuíveis às eventuais trocas catiónicas complementares, nomeadamente aquelas que envolvam os iões R^{2+} , Al e Si. Daqui resultam os parâmetros cristaloquímicos R^{2+} , Al e Si que, calculados de acordo com as expressões $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn - Ti$, $Al = Al^{iv} + Al^{vi} + Fe^{3+} + 2Ti + \square^{xii}$ e $Si = Si - \square^{xii}$, pretendem, no caso das micas potássicas dioctaédricas, minimizar tanto quanto possível os efeitos dos mecanismos de troca catiónica $Ti(R^{2+})^{vi}Al^{vi}_{-2}$, $(Fe^{3+})Al^{vi}_{-1}$ e $\square^{xii}Si^{iv}(R^{+})^{xii}_{-1}Al^{iv}_{-1}$, admitindo que todos os vazios de ocupação dodecaédrica decorrem da substituição pirofilítica. A caracterização da assinatura cristaloquímica das micas analisadas permitiu, contudo, verificar que os eventuais conteúdos em ferro férrico são negligenciáveis e que, em média, cerca de 1/8 dos vazios de ocupação dodecaédrica são atribuíveis ao mecanismo $(R^{2+})^{vi}\square^{xii}_{-2}(R^{+})^{xii}_{-2}\square^{vi}_{-1}$. Desta forma, $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn - Ti - 1/4\square^{xii}$, $Al = Al^{iv} + Al^{vi} + 2Ti + 7/8\square^{xii}$ e $Si = Si - 7/8\square^{xii}$, dado não ser possível considerar a possibilidade de existirem deficiências de ocupação dodecaédrica primárias, nem tão pouco de contabilizar a extensão da substituição $[(H_3O^+)(K^+)_{-1}]^{xii}$ que, como vimos anteriormente, pode justificar alguns dos desvios com-

posicionais obtidos. Por último, importa notar que os domínios de estabilidade obtidos para as soluções sólidas resultantes da combinação vectorial $(R^{2+})^{vi}Si^{iv}Al^{vi}_{-1}Al^{iv}_{-1}$ e $(R^{2+})^{vi}3Al^{vi}_{-2}\square^{vi}_{-1}$, diferem significativamente nos sistemas ferroso e magnésiano. No caso das micas potássicas dioctaédricas, por exemplo, a extensão dos domínios composicionais ferrosos é, por norma, bastante mais reduzida que a evidenciada pelos seus equivalentes magnésianos e, de acordo com MONIER (1987), o limite cristaloquímico encontrado a 400°C no sistema $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ corresponde grosseiramente ao que se estabelece a 550°C no sistema $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Note-se, porém, que a precisão e reprodutibilidade dos resultados experimentais disponíveis na literatura para as micas potássicas ferrosas são inferiores aos estabelecidos para as suas congêneres magnésianas, apesar do seu comportamento ser qualitativamente semelhante.

As discrepâncias entre os resultados de índole experimental introduzem assim imprecisões significativas na estimativa das temperaturas de formação das micas potássicas naturais, especialmente se as mesmas comportarem conteúdos em ferro superiores aos de magnésio, como aliás acontece na maioria dos filossilicatos em estudo no presente trabalho. Deste modo, optou-se por tomar como referência as temperaturas de formação admitidas pelas micas de composição magnésiana, tendo, contudo, em atenção que os valores inferidos representam necessariamente uma estimativa sobreavaliada das temperaturas reais de cristalização das micas potássicas analisadas. A Figura 16 ilustra, a título de exemplo, a distribuição das micas potássicas nos diagramas ternários $R^{2+}-Al-Si$ onde se implantaram algumas das curvas de temperatura limite determinadas experimentalmente para os sistemas $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ e $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ nas condições enunciadas anteriormente.

As distribuições $R^{2+}-Al-Si$ obtidas permitem constatar que, regra geral, as micas potássicas contidas nas fácies graníticas se distribuem pelo domínio composicional estável a temperaturas superiores a 600°C. Excepção deverá ser feita para os exemplares de Mosc P I alvo de deformação frágil pronunciada e de algumas moscovites intersticiais da fácies γ_3 , cujo quimismo denuncia compatibilidade com temperaturas compreendidas entre os 600 e 500°C, não obstante existirem composições extremas que se aproximam bastante das que teoricamente se desenvolvem sob condições de temperatura próximas dos 400°C. A amplitude de variação química admitida pelas sericites relacionadas com os processos de recristalização da moscovite e biotite primárias (Ser I M e Ser I B), circunscreve-se, por seu turno, ao campo de estabilidade compreendido entre 450 e 550°C, sobrepondo-se parcialmente ao leque de valores inferidos quer para as sericites resultantes da alteração

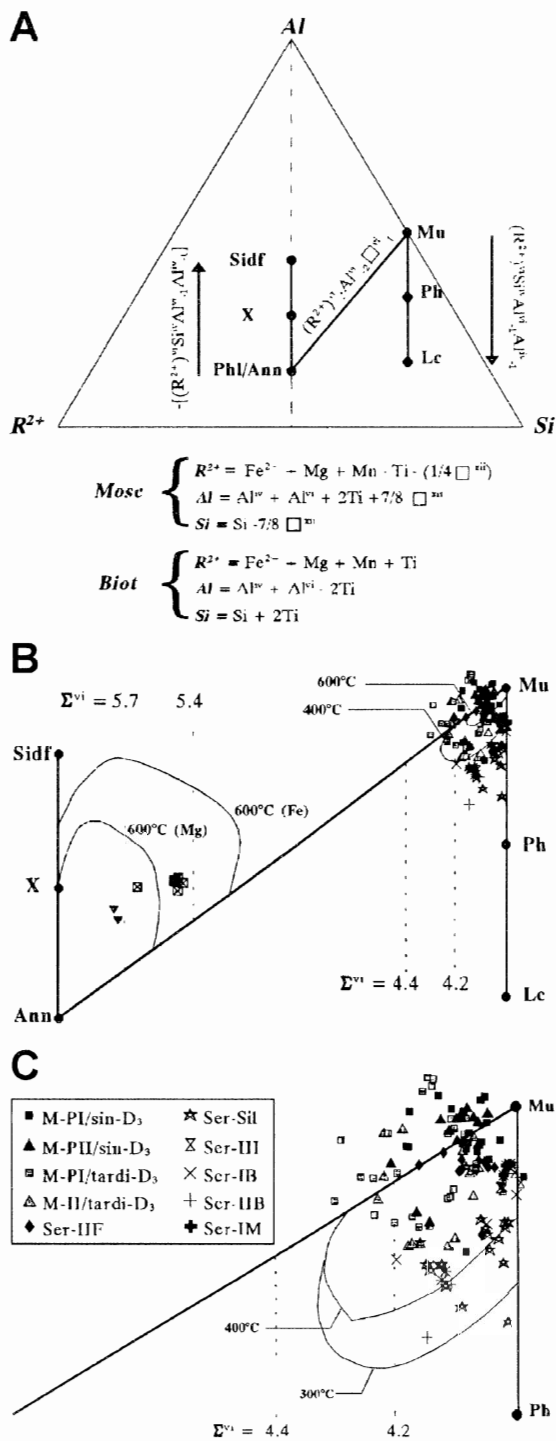


Fig. 16 - A - Posição relativa dos termos de composição ideal Moscovite (Mu), Fengite (Ph), Leucofilite (Lc), Siderofilite (Sidf), "Eastonite" (X) e Flogopite/Annite (Phl/Ann) no diagrama ternário R^{2+} -Al-Si. B - Projecção das análises das micas potássicas dioctaédricas analisadas e confrontação com os domínios de estabilidade térmica obtidos experimentalmente para o sistema K_2O -FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. As análises de biotite primária (quadrados cruzados) e secundária (triângulos invertidos) contidas nos granitos sin-D₃ são, por sua vez, confrontadas com os limites de estabilidade a 600°C nos sistemas ferroso e magnésiano. C - Distribuição das análises relativas a micas potássicas dioctaédricas face aos limites de temperatura deduzidos para o sistema K_2O -MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O.

dos feldspatos *s.l.* (Ser II F e Ser III) e paragéneses filitosas precoces (Ser II B), quer para as que ocorrem nos preenchimentos siliciosos da zona de falha da Vilarica (*i.e.*, ≈450-600°C e <450°C, respectivamente). Acresce, por último, mencionar que a variabilidade composicional admitida pelas sercites inclusas nos protomilonitos é compatível com um intervalo de temperatura cuja amplitude (300-600°C, com excepção de uma análise) deverá descrever a evolução térmica concomitante dos sucessivos eventos de deformação/alteração.

Conforme menção anterior, os conteúdos em silício por unidade de fórmula das micas potássicas dioctaédricas podem também ser usados com vista à determinação dos domínios P-T de estabilidade daqueles filossilicatos, bastando para isso recorrer às relações de dependência termo-barométricas encontradas experimentalmente por VELDE (1967) e aos limites de temperatura impostos pela amplitude de variação química admitida pelas diferentes famílias analisadas. Claro está que os resultados assim obtidos devem ser encarados como uma estimativa grosseira das condições P-T reais, porquanto a caracterização do comportamento das micas potássicas naturais dificilmente se poderá fazer apenas com base nos resultados laboratoriais adquiridos para o sistema K_2O -MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Contudo, não deixa de ser interessante notar que (Fig. 17): (1) os limites P-T da área comum aos domínios de estabilidade das moscovites primárias do tipo P I e P II se cifram entre 2 e 7 kbar e 550 e 625°C; (2) a intersecção dos domínios de estabilidade das sercites I B, M I com o que descreve a variabilidade composicional das micas potássicas inclusas nos protomilonitos de natureza granítica é compatível com a extensão dos campos relativos às micas Moscovite P I deformadas e Moscovite P II mais tardias, permitindo deduzir para o ciclo de deformação precoce valores P-T limite compreendidos no intervalo mais provável 3-5 kbar e 450-500°C; e (3) a actividade hidrotermal polifásica associada à zona de falha da Vilarica se desenrolou essencialmente sob condições P-T inferiores a 3 kbar e 400°C.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo da variabilidade composicional evidenciada pelas várias gerações de micas dioctaédricas inclusas em granitos sinorogénicos adjacentes à falha da Vilarica (Fig. 18), suportado por análise microestrutural detalhada de amostras representativas de vários contextos petrográficos, permite inferir valores P-T limite para as condições em que se processou a deformação polifásica registada por aquelas rochas. Os dados disponíveis, concorrem para o estabelecimento duma relação de contemporaneidade entre a acomodação da deformação precoce (dúctil) e o percurso terminal da instalação/arrefecimento das fácies graníticas sin-D₃ examinadas: a análise da assinatura cristalocômica das moscovites e feldspatos *s.l.* per-

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
 COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO

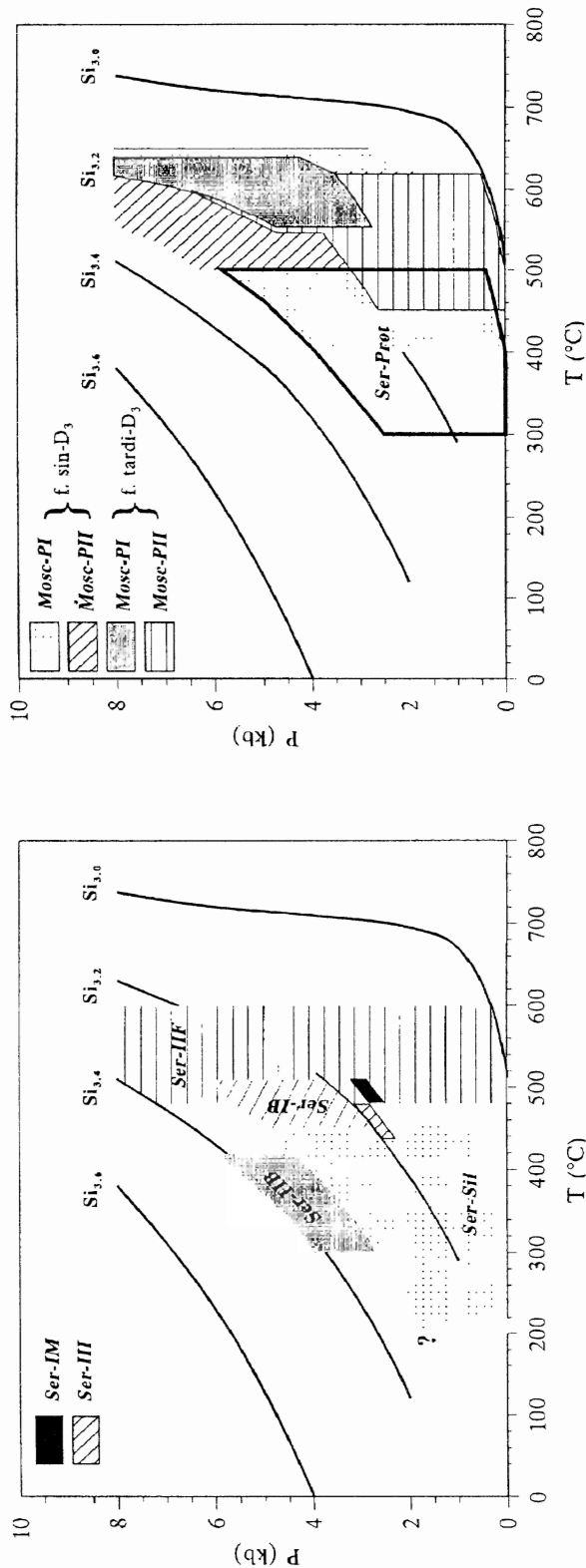


Fig. 17 - Representação esquemática dos domínios P-T de estabilidade das micas potássicas dioctaédricas analisadas de acordo com o seu conteúdo em silício. Os limites de temperatura indicados são os que melhor se ajustam ao paralelismo entre as distribuições R^{2+} -Al-Si obtidas e os campos determinados experimentalmente para o sistema K_2O -MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O.

mite atribuir à circulação de fluidos tardi-magmáticos papel decisivo no estabelecimento das paragéneses de alteração precoce, nomeadamente as que comportam a deposição de Alb I, FK I e Mosc P II no seio de feldspatos primários e ao longo de anisotropias diversas com desenvolvimento intra/intergranular; as derradeiras manifestações da intervenção deste tipo de soluções hidrotermais são, na sua essência, sublinhadas pela precipitação de FK I e Mosc P II intersticial (\pm turmalina), cujo quimismo denota um aumento contínuo da concentração relativa em potássio e metais (ferro e magnésio, em particular) na fase fluida. Ainda que de modo sumário, afigura-se, portanto, pertinente averiguar quais os factores químico-mecânicos subjacentes à gênese das várias associações de microestruturas precoces, e verificar a sua compatibilidade com os que decorrem da caracterização da variabilidade composicional admitida pelos minerais constituintes das paragéneses primárias, incluindo os produtos da sua recristalização/alteração precoce.

De acordo com os resultados experimentais, as geminações mecânicas das plagioclases (particularmente evidentes nos exemplares representativos das fácies sin-D₃) denotam a progressão de mecanismos de cedência intracristalina análogos aos que induzem franco *dislocation creep*, muito embora sob condições de menor temperatura ou taxas de fluência mais elevadas. Quer isto dizer que a sua gênese só é possível na presença de densidade apreciável de deslocações no seio do cristal, exigindo, contudo, o estabelecimento de tensões cisalhantes elevadas ao longo dos planos de escorregamento (ou de macla). O primeiro requisito, reflectindo condições de temperatura variáveis no intervalo de maior probabilidade]400, 500]°C, indica ainda um estado estrutural adequado ao desenvolvimento destas microestruturas, caracterizado por ordenação relativa das posições ocupadas pelo alumínio e silício. O segundo, transcreve essencialmente a influência de campos locais de tensão resultantes dos constrangimentos geométricos impostos por cristais vizinhos, se bem que indirectamente induzidos pelos esforços tectónicos regionais. Neste contexto, acresce esclarecer que a amplitude de temperatura indicada tem em conta os modelos de enfraquecimento hidráulico propostos por TULLIS & YUND (1980) e YUND & TULLIS (1980) para plagioclases deformadas em ambientes naturais. Sob temperaturas variáveis no intervalo]400, 500]°C, os feldspatos alcalinos (nomeadamente a ortoclase) manifestam particular apetência para acomodar a deformação via escorregamento intracristalino segundo o sistema mais provável (010)[001], o qual conduz, por norma, a extinção ondulante pronunciada e outros arranjos microestruturais sugestivos de forte endurecimento.

Muito embora o estabelecimento de densidades elevadas de deslocações no seio dos feldspatos *s.l.* seja relativamente fácil em ambientes de deformação

A				
MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS				
$[K^{+}_{(1-z)}\square_z]^{xii}[Al_{(2-x-2y/3)}(Fe^{2+} + Mg)_{(x+y+z/2)}\square_{(1-y/3-z/2)}]^{vi}[Si_{(3+x)}Al_{(1-x)}]^{iv}O_{10}(OH)_2$				
Mosc PI				
	cristais não deformados ou domínios centrais de cristais deformados;	domínios (peri-féricos) de cristais deformados	domínios objecto de fracturação intensa	cristais recristalizados (<i>Ser-IM</i>)
TARDI-D ₃	$\left\{ \begin{array}{l} \Phi_1: \{0.15, -0.03, 0.10\} \\ \Phi_3: \{0.09, -0.05, 0.20\} \end{array} \right.$	$\{0.15, 0.13, 0.21\}$	$\{0.10, 0.08, 0.18\}$	
SIN-D ₃	$\left\{ \begin{array}{l} \Phi'_2: \\ \Phi_2: \{0.20, -0.10, 0.24\} \end{array} \right.$	$\{0.09, 0.07, 0.34\}$		$\{0.17, -0.10, 0.22\}$
def. plástica	$\xrightarrow{\hspace{10em}}$ $\square^{xii}_{0.14}(Fe^{2+} + Mg)^{vi}_{0.27}Si^{iv}_{0.05}(K^+)^{xii}_{0.14}(Al_{0.15}\square_{-0.12})^{vi}Al^{iv}_{-0.05}$			
def. frágil	$\xrightarrow{\hspace{10em}}$ $\square^{xii}_{0.04}(Fe^{2+} + Mg)^{vi}_{0.11}(K^+)^{xii}_{-0.04}(Al_{0.06}\square_{-0.05})^{vi}$			

B				
MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS				
$[K^{+}_{(1-z)}\square_z]^{xii}[Al_{(2-x-2y/3)}(Fe^{2+} + Mg)_{(x+y+z/2)}\square_{(1-y/3-z/2)}]^{vi}[Si_{(3+x)}Al_{(1-x)}]^{iv}O_{10}(OH)_2$				
Ser-IB	$\{0.28, -0.07, 0.27\}$	\downarrow $\square^{xii}_{0.20}(Fe^{2+} + Mg)^{vi}_{0.62}Si^{iv}_{0.19}(K^+)^{xii}_{-0.20}(Al_{0.41}\square_{-0.21})^{vi}Al^{iv}_{-0.19}$		
Ser-IIB	$\{0.35, -0.04, 0.28\}$			
Ser-III	$\{0.13, -0.01, 0.16\}$	$\square^{xii}_{0.26}[(Fe^{2+} + Mg)_{0.05}Al_{0.04}]^{vi}Si^{iv}_{0.04}(K^+)^{xii}_{-0.26}\square_{-0.09}^{vi}Al^{iv}_{-0.04}$		
Ser-III	$\{0.19, -0.12, 0.18\}$	$\square^{xii}_{0.32}(Fe^{2+} + Mg)^{vi}_{0.43}(K^+)^{xii}_{-0.32}(Al_{0.18}\square_{-0.25})^{vi}$		
Ser-Sil	$\{0.25, -0.01, 0.15\}$	$\square^{xii}_{0.26}(Fe^{2+} + Mg)^{vi}_{0.55}Si^{iv}_{0.30}(K^+)^{xii}_{-0.26}(Al_{0.38}\square_{-0.17})^{vi}Al^{iv}_{-0.30}$		
Ser-Prot	$\{0.35, -0.01, 0.16\}$ $\{0.15, -0.14, 0.18\}$	\downarrow $\square^{xii}_{0.26}(Fe^{2+} + Mg)^{vi}_{0.75}Si^{iv}_{0.26}(K^+)^{xii}_{-0.26}(Al_{0.50}\square_{-0.25})^{vi}Al^{iv}_{-0.26}$		

Fig. 18 - Síntese da variabilidade química admitida pelas micas potássicas dioctaédricas examinadas. Em cada quadro, a composição média das diferentes famílias (em termos de cationes predominantes) é dada pelo parâmetro de fórmula {x, y, z}. A amplitude de variação química é, por seu turno, representada através do vector resultante da combinação dos principais mecanismos de troca cationica (*continua*).

A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO

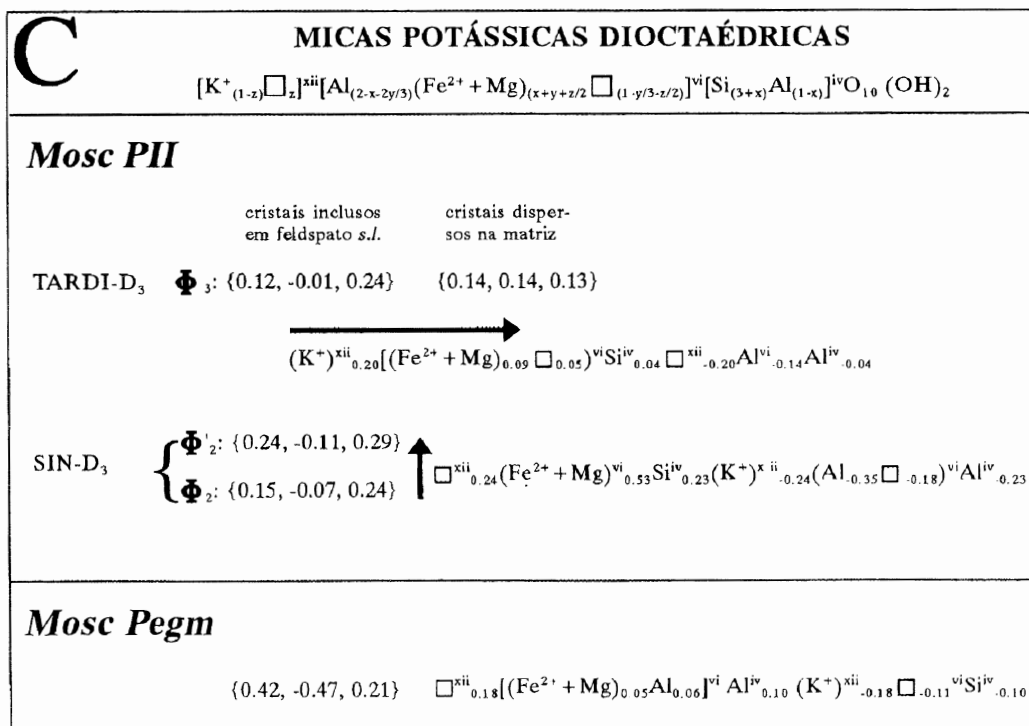


Fig. 18 (Continuação) - Síntese da variabilidade química admitida pelas micas potássicas dioctaédricas examinadas. Em cada quadro, a composição média das diferentes famílias (em termos de cátions predominantes) é dada pelo parâmetro de fórmula {x, y, z}. A amplitude de variação química é, por seu turno, representada através do vector resultante da combinação dos principais mecanismos de troca catiónica.

assísmica, a grande dimensão das células unitárias e os baixos coeficientes de difusão intracristalina para magnitudes de temperatura abaixo dos 550°C, condicionam em larga medida a obtenção de configurações estáveis de defeitos. Nestas circunstâncias, a acção dos mecanismos de recuperação encontra-se bastante comprometida, pelo que a recristalização dinâmica e/ou fracturação intragranular assumem papel determinante no conjunto dos fenómenos de *softening* desencadeados pela deformação D₃. A este respeito, importa lembrar o facto da assinatura química evidenciada pelos cristais de albite II, feldspato potássico II e sericite (bastante próxima da composição ideal $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$), favorecer a hipótese da cedência plástica antecristalização ter sido complementada por difusão intracristalina apreciável, em parte induzida pelos fluxos de fluido intervenientes nos mecanismos de deformação. Esta interpretação, compatível com a variabilidade composicional admitida pelas bandas de segregação, sugere o estabelecimento de gradientes de migração diferencial e localizada dos metais alcalinos, bem como do alumínio e silício, nos domínios intracristalinos com densidade elevada de deslocações, fenómeno aliás bem documentado por estudos de índole diversa em rochas congéneres (e.g. HANMER, 1980). Justifica também o facto da instabilidade químico-estrutural precoce dos feldspatos *s.l.* se manifestar frequentemente por substituições de feldspato FK I, Alb I e Mosc PII ± Qtz segundo planos bem defi-

nidos, porquanto estas se desenrolam a temperaturas inferiores às requeridas pela recristalização isoquímica induzida por deformação. Com efeito, o desenvolvimento assimétrico de paredes de deslocações, coadjuvado por difusão efectiva de Na^+ , K^+ e Ca^{2+} , gera domínios de fraqueza estrutural que permitem a nucleação/propagação de anisotropias frágeis intragranulares de atitude bem determinada, seguindo privilegiadamente os planos cristalográficos de menor índice. O crescimento destas anisotropias, em boa parte condicionado pela interacção feldspatos/fluidos intersticiais, progrediu muito provavelmente sob regime subcrítico, sendo assim lícito atribuir à corrosão sob tensão papel determinante na cedência plástica/frágil dos tectossilicatos em causa.

O comportamento dos filossilicatos primários no decurso da deformação D₃ registada pelas rochas graníticas, integra-se harmoniosamente no conjunto de fenómenos que temos vindo a enumerar. Importa contudo sublinhar as características petrográficas que, de modo geral, registam a maior instabilidade químico-estrutural da biotite, favorecendo em larga medida o *softening* dos agregados que a contém. Estas compreendem, na sua essência, todo o conjunto de subestruturas adstritas à fracturação intragranular intensa, bem como o desenvolvimento precoce de agregados filitosos atribuíveis a recristalização sintectónica apreciável. Acresce referir que a evolução cristaloquímica admitida pelos produtos de re-

crystalização/alteração da biotite primária observados em diferentes contextos texturais, denota a actividade de soluções siliciosas análogas às que caracterizam o regime de transição entre o período tardimagmático e o declínio da actividade hidrotermal associada ao arrefecimento dos granitos sintectónicos (MATEUS, 1995).

A natureza heterogénea da deformação evidenciada pelos cristais de quartzo intersticial assume particular significado quando se toma globalmente em consideração o comportamento deste tectossilicato nos diferentes granitos. Regra geral, a extinção ondulante pronunciada e a indentação moderada/forte dos cristais de quartzo que, por vezes, encerram bandas de deformação incipientes, é complementada por desenvolvimento de faixas intergranulares de subgrãos. Em exemplares representativos de granitos sin-D₃, os mantos de subgrãos adquirem particular notoriedade e contêm abundantes grãos recristalizados alongados isentos de qualquer manifestação óptica sugestiva de deformação plástica. Face a estes resultados afigura-se possível estimar $\dot{\epsilon}$, recorrendo à expressão empiricamente estabelecida por HANSEN & CARTER (1982) para o granito de Westerly deformado em ambiente húmido:

$$\dot{\epsilon} = C(\sigma_1 - \sigma_3)^x e^{\left(-\frac{S}{RT}\right)} \quad (1)$$

onde C, x e S representam constantes materiais com valores de $2,6 \times 10^{-11} \text{ Kbar}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 3,4 e $33,3 \text{ Kcal.mol}^{-1}$, respectivamente; R, a constante dos gases perfeitos ($1,97717 \text{ cal.}^\circ\text{K.mol}^{-1}$); T, a temperatura de deformação (em $^\circ\text{K}$); e, $(\sigma_1 - \sigma_3)$, a tensão diferencial (em kbar), calculada a partir da dimensão dos subgrãos (d_s) e grãos recristalizados (d_g) de acordo com as expressões seguintes (e.g. WHITE, 1979):

$$5,2 \times 10^{-2} d_g^{-0,68} \leq \sigma_1 - \sigma_3 \leq 5,2 \times 10^{-2} d_g^{0,71} \quad (2)$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = m G b d_s^{-1} \quad (3)$$

respectivamente, e onde G representa o módulo de cisalhamento compensado pela temperatura ($\equiv 42 \text{ GPa}$ para $293,15^\circ\text{K}$, aferido pelo factor $2,17 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$), b, a magnitude do vector de Burgers para o quartzo ($\approx 0,5 \text{ nm}$), e m, uma constante de valor igual a 25. A substituição dos valores de $(\sigma_1 - \sigma_3)$ deduzidos com base na dimensão dos subgrãos observados nas fácies graníticas sin- e tardi-D₃, conduz a magnitudes de $\dot{\epsilon}$ globalmente compreendidas entre $9,6 \times 10^{-16}$ e $1,0 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$, qualquer que seja o valor de temperatura tomado no intervalo de maior probabilidade $[400, 500]^\circ\text{C}$. Para as mesmas condições de temperatura, a amplitude de $\dot{\epsilon}$ oscilará entre $1,0 \times 10^{-12}$ e $3,9 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$, caso sejam consideradas as dimensões dos grãos recristalizados característicos das fácies sin-D₃. Em conjunto, e tendo em conta os valores mais prováveis da dimensão dos subgrãos e grãos recris-

talizados, a ordem de grandeza admitida por $\dot{\epsilon}$ é encontrar-se à limitada por 10^{-14} e 10^{-12} s^{-1} . Note-se, porém, que apesar destes resultados serem geologicamente plausíveis, os mesmos devem ser encarados com algumas reservas, pois a estimativa de $(\sigma_1 - \sigma_3)$ é bastante grosseira (dado depender apenas da caracterização óptica dos mantos de subgrãos) e a equação utilizada não contempla os efeitos da pressão confinante (estes, condicionando em larga medida o regime de circulação das soluções intersticiais no meio rochoso, influenciam indirectamente o enfraquecimento hidráulico evidenciado pela maioria dos silicatos).

Assim, a título conclusivo, é possível afirmar que a deformação D₃ registada pelas fácies graníticas aflorantes nos sectores de Quinta Vale do Meão e Quinta da Terrincha comporta um estilo misto, induzido pela intervenção de fluxos de fluido hidrotermal e acção de mecanismos de cedência contínua-descontínua à escala microscópica sob temperaturas relativamente elevadas ($400\text{-}500^\circ\text{C}$) e taxas de fluência variáveis no intervalo mais provável $[10^{-14}, 10^{-12}] \text{ s}^{-1}$. Sob tais condições de temperatura, a estabilidade relativa da associação albite \pm microclina denuncia uma pressão média global variável entre 5,0 e 5,5 kbar (KROLL & BAMBAUER, 1971, citado por BERTHE, CHOUKROUNE & JEGOUZO, 1979).

As tensões regionais correlativas da terceira fase de deformação hercínica terão assim contribuído para o desenvolvimento heterogéneo de corredores estruturais intragraníticos (por vezes, verdadeiras zonas de cisalhamento incipientes) em nível estrutural consistente com o obtido para cisalhamentos dúcteis sin-D₃ em outras áreas do orógeno varisco (e.g. BURG & LAURENT, 1978; BERTHE, CHOUKROUNE & JEGOUZO, 1979; IGLESIAS & CHOUKROUNE, 1980). Com base nestes resultados e recorrendo aos dados experimentais de HANSEN & CARTER (1982) para granitos deformados sob condições ambientais diversas, é ainda possível extrapolar para a profundidade da transição dúctil-frágil o intervalo mais provável de $10 \pm 0,5 \text{ km}$. Tal estimativa, exige no entanto a aceitação das amplitudes de temperatura de deformação anteriormente mencionadas, e um gradiente geotérmico médio de 40°C.km^{-1} , valor este compatível com o indicado pelos dados de inclusões fluidas disponíveis para os sectores examinados (e.g. MATEUS, RIBEIRO & BARRIGA, 1995).

AGRADECIMENTOS

Uma palavra de reconhecido apreço pelas numerosas discussões fomentadas pelos Profs. Doutores António Ribeiro e Fernando Barriga que, directa ou indirectamente, contribuíram para a estruturação de muitas das ideias versadas no presente trabalho.

*A VARIABILIDADE COMPOSICIONAL DAS MICAS POTÁSSICAS DIOCTAÉDRICAS
COMO INDICADOR DAS CONDIÇÕES P-T DE DEFORMAÇÃO*

BIBLIOGRAFIA

- BAILEY, S.W. (1984) - Crystal chemistry of the true micas, in BAILEY, S.W. (Ed.), *Micas*. Washington D.C., Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **13**: 347-403.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979) - Ortogneiss, gneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, **1**: 31-42.
- BOHLEN, S.R.; PEACOR, D.R. & ESSENE, E.J. (1980) - Crystal chemistry of a metamorphic biotite and its significance in water barometry. *Am. Mineral.*, **65**: 55-62.
- BURG, J.P. & LAURENT, P. (1978) - Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, **47**: 15-42.
- CABRAL, J.M. (1985) - Estudos de neotectónica em Trás-os-Montes Oriental. *Dissertação apresentada no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Fac. Ciências, Univ. Lisboa*, 125 pp. (inédito).
- CABRAL, J.M. (1989) - An example of intraplate neotectonic activity, Vilarica Basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, **8**: 285-303.
- CROWLEY, M.S. & ROY, R. (1964) - Crystalline solubility in the muscovite and phlogopite groups. *Am. Mineral.*, **49**: 348-363.
- FARMER, G.L. & BOETTCHER, A.L. (1981) - Petrologic and crystal-chemical significance of some deep-seated phlogopites. *Am. Mineral.*, **66**: 1154-1163.
- FOSTER, M.D. (1960) - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol. Survey Profess. Paper*, **18**: 1-48.
- GREEN, T.H. (1981) - Synthetic high-temperature mica compositionally intermediate between the dioctahedral and trioctahedral mica series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**: 452-458.
- GUIDOTIL, C.V. (1984) - Micas in metamorphic rocks, in BAILEY, S.W. (Ed.), *Micas*. Washington D.C., Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **13**: 357-468.
- HANSEN, F.D. & CARTER, N.L. (1982) - Creep of selected crustal rocks at 1000 MPa. *Trans. Am. Geophys. Un. (EOS)*, **63**: 437.
- HANMER, S.K. (1980) - Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *J. Struct. Geol.*, **32**: 71-85.
- IGLESIAS, M. & CHOUKROUNE, P. (1980) - Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, **2**: 63-68.
- KNIFE, R.J. (1989) - Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.*, **11**: 127-146.
- MATEUS, A. (1989) - Petrografia e microdeformação das rochas de falha e litótipos encaixantes do troço transmontano do acidente Manteigas-Vilarica-Bragança. *Dissertação apresentada no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Fac. Ciências, Univ. Lisboa*, 199 pp. (inédito).
- MATEUS, A. (1995) - Evolução tectono-térmica e potencial metalogénico do troço transmontano da Zona de Falha Manteigas-Vilarica-Bragança. *Dissertação de candidatura ao grau de Doutor, Fac. Ciências, Univ. Lisboa*, (1) 195 pp., (2) 994 pp. (inédito).
- MATEUS, A. (1996) - Análise microestrutural de fácies graníticas sine e tardi-D₃ do sector Oeste do batólito Vila Real - Carviçais. *2ª Conf. Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica*, Lisboa, Julho 1996: 62-65.
- MATEUS, A. & BARRIGA, F.J.A.S. (1995) - Mineralogical and microstructural evidence for water-rock interaction during the Vilarica strike-slip fault nucleation and propagation events (NE Portugal). *XII Reunion de Geologia del Oeste Peninsular / IGCP - 319-320*, Salamanca, Setembro 1995, Comunicaciones: 110-114.
- MATEUS, A.; BARRIGA, F.J.A.S. & RIBEIRO, A. (1991) - Cyclic deformation and flow instabilities in the nucleation of the Vilarica strike-slip fault, NE Portugal. *Mechanical Instabilities in Rocks and Tectonic*, Terra Abstracts Supp. 5 to *Terra Nova*, **3**: 25.
- MATEUS, A. & GONÇALVES, M.A. (1993) - Caracterização geométrica e distribuição fractal da fracturação adjacente à falha da Vilarica no sector de Quinta da Terrincha (NE de Portugal). *Gaia*, **6**: 43-58.
- MATEUS, A. & RIBEIRO, A. (1991) - Scaling analysis of fracture patterns adjoining the Vilarica strike-slip fault zone, NE Portugal: a geometric approach to fault nucleation and growth modelling. G.A.C./M.A.C./S.E.G. Meeting, insert to *Canad. Mineral.*, **29**: A81.
- MATEUS, A.; RIBEIRO, A. & BARRIGA, F.J.A.S. (1995) - Pore fluid and seismogenic characteristics of fault rocks within the Vilarica Fault Zone (NE Portugal): evidences for deep fluid circulation during the uplift of the variscan continental crust. *IV Congresso Nacional de Geologia*, Porto 1995, Mem. Museu Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto, **4**: 281-285.
- MILLER, C.F.; STODDARD, E.F.; BRADFISH, L.J. & DOLLASE, W.A. (1981) - Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canad. Mineral.*, **19**: 25-34.
- MONIER, G. (1980) - Pétrologie des granitoides du Sud-Millevaches (Massif Central Français). *Minéralogie, géochimie, géochronologie. Thèse de 3^e Cycle, Univ. Clermont II, France*, 288 pp. (inédito).
- MONIER, G. (1987) - Cristalochimie des micas des leucogranites: nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Geol. Geochim. Uranium*, **14**: 347 pp.
- MONIER, G.; MERGOIL-DANIEL, J. & LABERNARDIERE, H. (1984) - *Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranitiques du massif de Millevaches (Massif Central Français)*. *Bull. Minéral.*, **107**: 55-68.
- OLIVER, N.H.S. (1996) - Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *J. Metamorphic Geol.*, **14**: 477-492.
- RADOSLOVICH, E.W. (1960) - The structure of muscovite KAl₂(AlSi₂O₁₀)(OH)₂. *Acta Crystallogr.*, **13**: 919-932.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E. & DIAS, R. (1990) - Structure of the Centro-Iberian Allochthon in the NW of the Iberian Peninsula, in DALLMEYER, R.G. & MARTINEZ, E. (Eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 220-236.
- SILVA, A.F.; REBELO, J.A. & RIBEIRO, M.L. (1989) - Carta Geológica de Portugal, 1:50000. Notícia Explicativa da Folha 11-C: Torre de Moncorvo. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 65 pp.
- SPEER, J.A. (1984) - Micas in igneous rocks, in BAILEY, S.W. (Ed.), *Micas*, Washington D.C., Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **13**: 299-356.
- TULLIS, J. & YUND, R.A. (1980) - Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *J. Struct. Geol.*, **2**: 439-451.
- VELDE, B. (1965) - Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrences. *Am. J. Sci.*, **263**: 886-913.
- VELDE, B. (1967) - Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**: 250-258.
- VELDE, B. (1980) - Cell dimensions, polymorphism type, and infrared spectra of synthetic white micas: the importance of ordering. *Am. Mineral.*, **65**: 1277-1282.
- WHITE, S.H. (1979) - Difficulties associated with paleostress estimates. *Bull. Minéral.*, **102**: 210-215.
- YUND, R.A. & TULLIS, J. (1980) - The effect of water, pressure and strain on Al/Si order-disorder kinetics in feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**: 297-302.

Manuscrito recebido: 11/11/1996

Manuscrito aceite após revisão: 29/12/1996

Avaliadora científica: Luísa Ribeiro,
Instituto Geológico e Mineiro