EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA FAIXA SETENTRIONAL DO GRUPO SÃO JOÃO DEL REI, MINAS GERAIS

CARLOS MAURÍCIO NOCE*

ABSTRACT STRUCTURAL EVOLUTION OF THE NORTHERN PART OF SÃO JOÃO DEL REI GROUP, MINAS GERAIS. Three deformation phases have been distinguished in the São João del Rei Group. D_1 and D_2 are related possibly to one progressive deformation with an important simple shear component. The most representative D_1 structure is a well developed slaty cleavage. During D_2 a crenulation cleavage and important meso and macro-folds developed. D_2 folds plus stratigraphic wedging and repetition are responsible for the general map pattern of the São João del Rei Group. The last deformation phase, D_3, was weaker than the former ones. D_3 structures are open folds, crenulations and a less common spaced cleavage. The peak of metamorphic conditions was attained during D_2 Medium greenschist facies metamorphism (biotite zone) is recorded all over the area, except for the extreme southeast, where almandine garnet has been found.

RESUMO Três fases de deformação têm sido reconhecidas no Grupo São João Del Rei: D_1 e D_2 são possivelmente relacionadas a uma deformação progressiva, com um importante componente de cisalhamento simples. A mais representativa estrutura D_1 é configurada por uma clivagem ardosiana bem desenvolvida; durante D_2, uma clivagem de crenulação e dobras importantes de escalas meso e macroscópicas desenvolveram-se. As dobras D_2 o empilhamento estratigráfico e as repetições são responsáveis pelo padrão geral do grupo São João Del Rei. A última fase de deformação (D_3) foi mais fraca que as anteriores e originou dobras abertas, crenulações e uma clivagem espaçada pouco comum. O pico metamórfico deu-se durante a fase D_2, atingindo o fácies xistos-verdes médio (zona da biotita) na maior parte da área, com exceção do extremo sudeste, onde granada almandina pode ser encontrada.

INTRODUÇÃO O Grupo São João del Rei constitui uma seqüência essencialmente metassedimentar, posicionada ao longo da borda meridional do Cráton do São Francisco, cobrindo uma área extensa na região sul do Estado de Minas Gerais.

O presente trabalho aborda a faixa setentrional desta unidade, balizada pelas cidades de Barbacena, Carandaí e São João del Rei (Fig. 1). Nesta área, a seqüência pode ser dividida em três formações, adotando-se, com modificações, a terminologia proposta por Ebert (1956, 1968). A Formação Tiradentes, basal, tem ocorrência restrita às cercanias das cidades de São João del Rei e Tiradentes, e é composta predominantemente por quartzitos, somados a metaconglomerados e rochas filíticas. A Formação Prados engloba filitos de aspecto listrado, localmente grafitosos (em especial na base da formação), calcifilitos e lentes de metacalcário que atingem até dezenas de metros de espessura. Essas rochas carbonáticas constituem o Membro Barroso. A unidade de topo é designada Formação Rio Elvas, apresentando filitos cinzentos e quartzitos micáceos intercalados, e uma espessa seqüência de quartzo-biotita xistos, freqüentemente feldspáticos. As formações Prados e Rio Elvas mostram contatos gradacionais e transições laterais.

No Grupo São João del Rei são freqüentes as feições indicativas de deformações múltiplas, como dobras redobradas, clivagens e lineações dobradas, transposição de clivagem etc. A utilização desses critérios de superimposição permitiu distinguir três fases de deformação (Trouw *et al.* 1983), representando conjuntos de estruturas formadas consecutivamente ou em seqüência progressiva, não implicando, necessariamente, eventos deformativos distintos.

TRABALHOS ANTERIORES Os trabalhos de Ebert (1957, 1958, 1984) são os primeiros a tratar, com maior detalhe, os aspectos da geologia estrutural do Grupo São João del Rei na região em causa. Este assunto foi retomado por Trouw (1983), Trouw *et al.* (1983) e mais recentemente por Valeriano (1983), (1985, 1986) (Fig. 2) e Noce (1987a, 1987b).

GEOLOGIA ESTRUTURAL **Fases de deformação** *FASE D_1* Em outras áreas de ocorrência do Grupo São João del Rei foram descritas estruturas D_1 em grande escala, como dobras e cavalgamentos (Trouw *op. cit.*, Ribeiro 1983). Na área estudada, as dobras D_1 são raras o observadas apenas em escala de afloramento e amostra de mão. Encontram-se, por via de regra, redobradas por D_2 em um padrão "em laço" (Fig. 3A). A principal estrutura relacionada a D_1 é uma clivagem do tipo ardosiano, S_1, bem desenvolvida e de distribuição ampla (exceto nos quartzitos bastante puros da Formação Tiradentes).

A clivagem S_1 pode ser reconhecida em filmes micáceos freqüentes tanto nas rochas quartzíticas da Formação Rio Elvas, como nos metacalcários. Esses filmes definem uma superfície de clivagem dobrada nas charneiras de dobras D_2, evidenciando seu caráter pré-D_2 (Fig. 3B). Nos xistos e filitos ocorre, geralmente, forte crenulação e transposição devido à fase subseqüente, de forma que S_1 tende a ser preservada apenas nos microlítons que separam as superfícies S_2. Seu

* Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa. Caixa Postal 2608, CEP 30161, Belo Horizonte, MG, Brasil

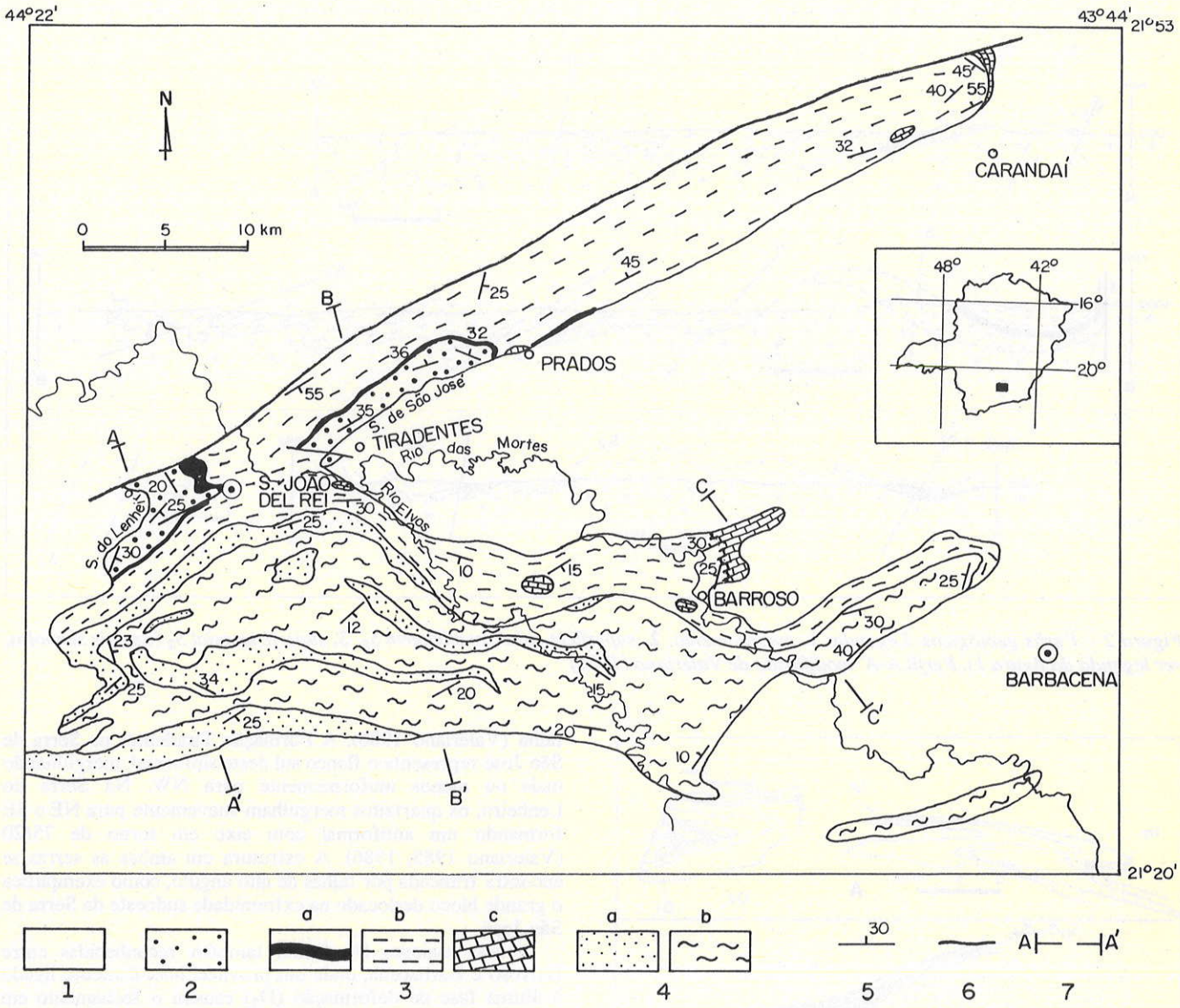

Figura 1 – Mapa geológico da faixa setentrional do Grupo São João del Rei (segundo Ebert 1956, 1984, Valeriano 1985, Noce 1987a). Legenda: **1.** *embassamento;* **2, 3** *e* **4.** *Grupo São João del Rei (base para o topo);* **2.** *Formação Tiradentes (quartzitos, metaconglomerados, filitos);* **3.** *Formação Prados (***3a.** *filitos pretos, grafitosos;* **3b.** *filitos listrados;* **3c.** *metacalcários);* **4.** *Formação Rio Elvas (***4a.** *filitos cinzentos e quartzitos micáceos;* **4b.** *quartzo-biotita xistos). Símbolos:* **5.** *atitude de acamamento;* **6.** *falha;* **7.** *linha de perfil (ver figura 2)*

aspecto morfológico mais comum é representado pela marcante orientação de finas palhetas de mica branca. Nos quartzo-biotita xistos é possível observar um bandamento diferenciado paralelo a S_1, dado pela alternância milimétrica de bandas enriquecidas em quartzo e mica. Este bandamento aparenta uma origem secundária do tipo que deriva dos processos de *pressure solution* associados ao desenvolvimento de uma clivagem de crenulação (Nicholson 1966, Gray & Durney 1979).

Um aspecto importante a respeito da clivagem S_1 é sua tendência ao paralelismo com planos de estratificação (S_0), verificado onde a identificação deste último se faz possível. Considerando a ausência de evidências de um dobramento isoclinal D_1 regional, ao qual pudesse ser atribuído esse paralelismo, Noce (1987b) discute a possibilidade de a clivagem S_1 ter evoluído, parcialmente, a partir do crescimento metamórfico de minerais micáceos segundo uma anisotropia planar primária, sub-horizontal, originada quando do soterramento dos sedimentos (a gênese deste tipo de estrutura é analisada por Maltman 1981). É provável que a deformação D_1 tenha se caracterizado por intenso cisalhamento de baixo ângulo, no qual o dobramento é restrito ou mesmo não se desenvolve. Este modelo poderia gerar uma clivagem S_1 exclusivamente tectônica ou, em parte, preservar e reforçar uma anisotropia primária. Na segunda hipótese, essa estrutura planar inicial poderia também sofrer, localmente, crenulação e transposição, gerando o bandamento diferenciado segundo S_1.

FASE DE DEFORMAÇÃO D_2 D_2 foi a principal fase de deformação que atingiu o Grupo São João del Rei, gerando os dobramentos mais importantes, uma clivagem plano-axial S_2 e mais de um tipo de lineação.

A fase D_2 forma amplas estruturas sinformais e antiformais, abertas e com superfície axial de alto ângulo a

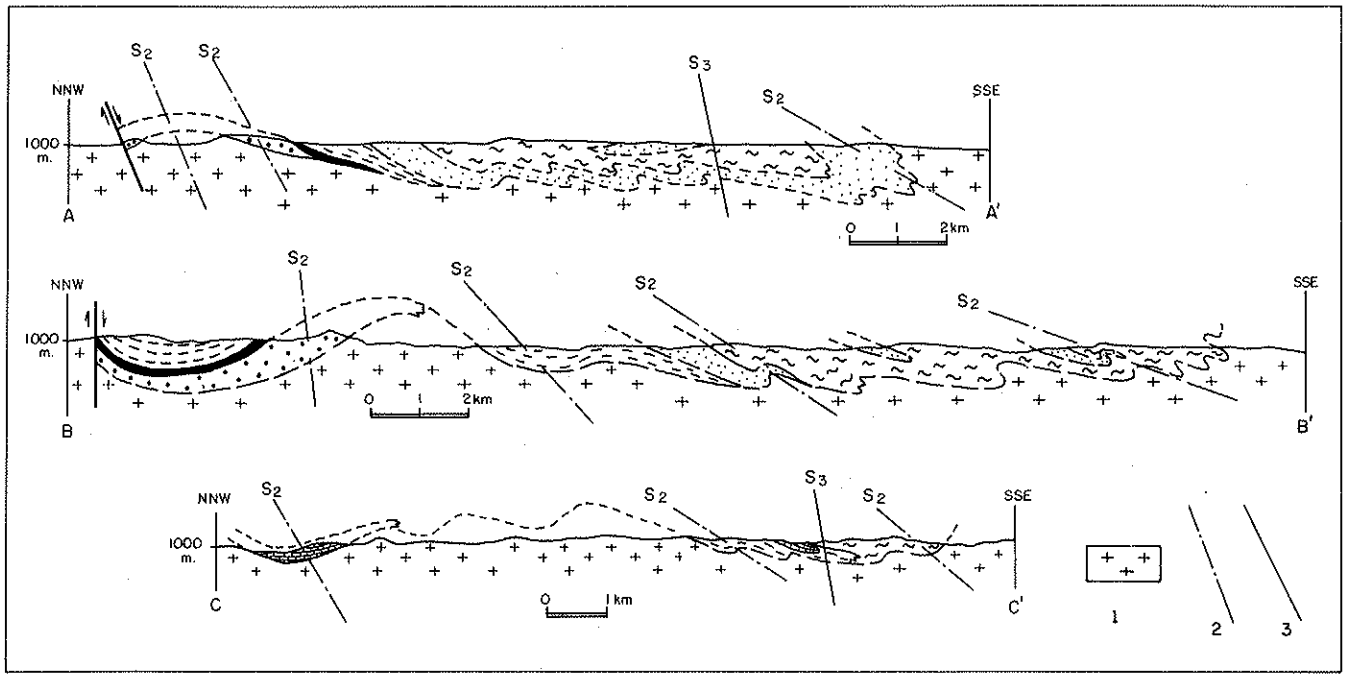

Figura 2 – Perfis geológicos. Legenda: **1.** *embasamento;* **2.** *superfície axial ou clivagem S_2;* **3.** *superfície axial S_3 (demais símbolos, ver legenda da figura 1). Perfil A-A' modificado de Valeriano (1986)*

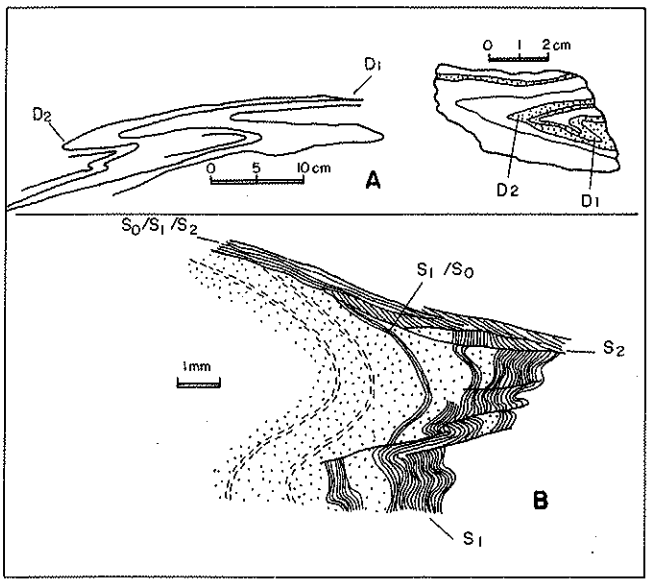

Figura 3 – Estruturas da fase D_1: **A.** *dobras D_1 redobradas por D_2;* **B.** *relações entre S_1 e S_2 em charneira de microdobra D_2 (a rocha é um quartzito micáceo)*

norte e, progressivamente, mais deitadas a sul. A faixa que se inicia em Carandaí constitui um sinformal aberto, incluindo sinformais e antiformais menores, com eixo em torno de NE-SW. A superfície axial das dobras (a clivagem S_2) forma um leque com mergulhos superiores a 45° para NW e SE. Essa estrutura é limitada a norte por um falhamento de alto ângulo, provavelmente associado a D_2, devido ao fato de, na Serra do Lenheiro, a clivagem S_2 nos quartzitos se torna progressivamente mais bem desenvolvida nas proximidades da falha (Valeriano 1986). A Formação Tiradentes na Serra de São José representa o flanco sul deste sinformal, mergulhando mais ou menos uniformemente para NW. Na Serra do Lenheiro, os quartzitos mergulham suavemente para NE e SE formando um antiformal com eixo em torno de 75/20 (Valeriano 1985, 1986). A estrutura em ambas as serras se encontra truncada por falhas de alto ângulo, como exemplifica o grande bloco deslocado na extremidade sudoeste da Serra de São José.

Dobras maiores D_2 foram também reconhecidas entre Barroso e Barbacena, onde um provável basculamento ligado à última fase de deformação (D_3) causou o fechamento em mapa das dobras em direção leste. A seqüência se divide em duas faixas separadas pelo embasamento, que correspondem a estruturas sinformais. A faixa menor, a nordeste de Barroso, é constituída por calcários e filitos da Formação Prados. O mergulho geral das camadas é baixo e a estrutura foi interpretada como uma calha sinformal bastante rasa, possivelmente a raiz de uma estrutura maior quase totalmente erodida. O segundo sinformal tem extensão maior, fechando nas proximidades de Barbacena.

O contato sul do Grupo São João del Rei foi interpretado como um empurrão por Ebert (1956), colocando os gnaisses do embasamento sobre os biotita-quartzo xistos da Formação Rio Elvas. Não foram observadas evidências concretas deste empurrão e, possivelmente, o que ocorre neste contato é uma dobra de flanco invertido, na qual, em função do nível de erosão, os xistos podem aparecer em posição normal ou inversa.

O estilo das dobras D_2 em escala mesoscópica (Fig. 4) varia tanto em função da litologia como da posição dentro do cinturão. Na porção norte, podem ser observadas dobras abertas com superfície axial íngreme. A sul, as dobras são fortemente assimétricas a fechadas e mesmo isoclinais. Apresentam adelgaçamento nos flancos e espessamento apical, aproximando-se do tipo similar de dobramento. A superfície axial, por via de regra, mergulha com valores inferiores a 30°. Os melhores exemplos dessas dobras são encontrados nos

quartzitos micáceos e metacalcários (Fig. 4), posto que, nas rochas xistosas, a transposição mais intensa leva, freqüentemente, à obliteração das charneiras.

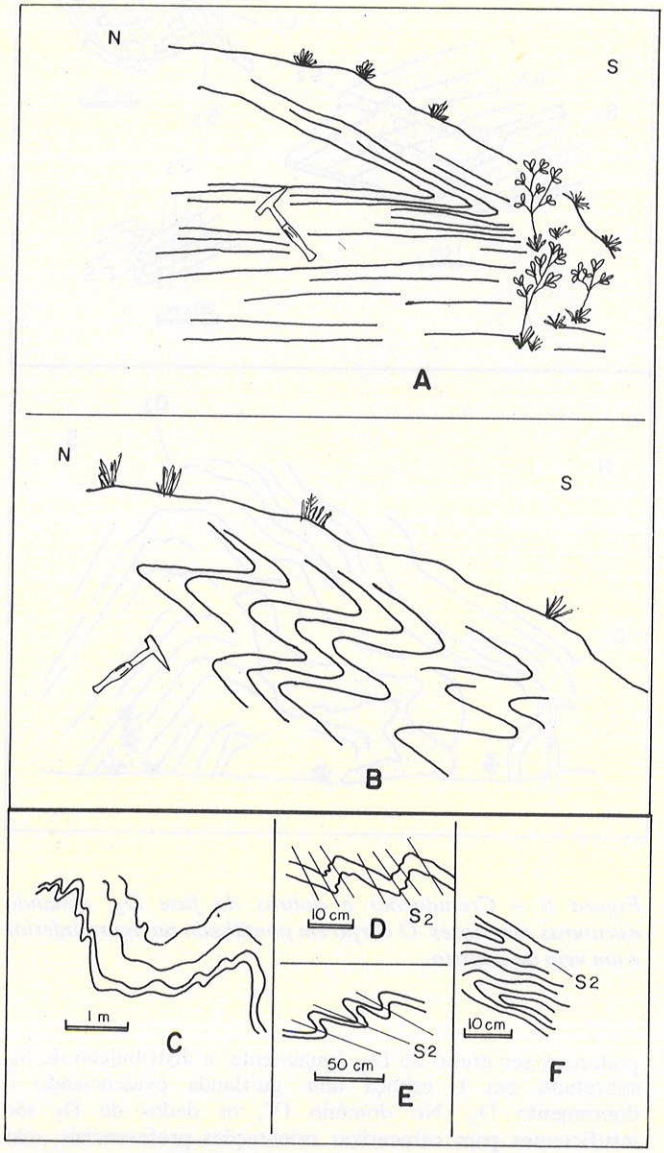

Figura 4 – Dobras D_2 exibindo estilos variados: **A.** *dobra deitada em quartzito micáceo da Formação Rio Elvas (afloramento no Córrego do Inhambu, a sul de Tiradentes);* **B.** *dobramento apertado e simétrico em metacalcário (pedreira na localidade de Ribeirão do Elvas);* **C.** *dobra aberta com superfície axial íngreme em metacalcário (pedreira a norte de Carandaí);* **D.** *e* **E.** *dobras assimétricas em metacalcário (pedreiras a nordeste e leste de Barroso);* **F.** *dobra apertada em xisto (sul de Tiradentes)*

Associam-se à fase D_2 lineações do tipo interseção e crenulação. Na parte mais a sul do cinturão, em especial nos xistos da Formação Rio Elvas, é comum a presença de uma lineação definida pela orientação de palhetas de biotita, cuja direção coincide aproximadamente com a dos eixos de dobra D_2 na área (vide item sobre "Análise Estatística"). As possíveis implicações cinemáticas dessa estrutura são analisadas por Noce (1987 a), quando se considera a possibilidade de a lineação mineral representar uma lineação de estiramento aparente, no sentido definido por Sanderson (1974).

A superfície S_2 é uma clivagem de crenulação (Fig. 5A), de desenvolvimento irregular, sendo possível a observação dos vários estágios evolutivos de uma clivagem desse tipo (Bell & Rubenach 1983). Nos xistos, localmente, constata-se apenas o microdobramento da superfície anterior S_1, sem o desenvolvimento de uma nova superfície de clivagem. Mais comumente, S_2 é uma superfície bem definida, separando microlítons, onde S_1 está preservada. Ao longo de S_2 ocorre tanto o enriquecimento em mica devido à dissolução do quartzo, como o crescimento orientado de novas micas (biotita). Freqüentemente, a clivagem é reforçada por filmes de opacos, resíduos de dissolução. Em um estágio evolutivo mais avançado, os restos da superfície anterior tendem a ser "apagados", restando uma clivagem definida por forte orientação de minerais micáceos e paralela a um bandamento diferenciado, tipificado pela alternância de domínios quartzosos e micáceos.

Este bandamento diferenciado (*metamorphic layering*, Williams 1972; *differentiated layering*, Hobbs *et al.* 1976) é uma feição marcante nos quartzo-biotita xistos da Formação Rio Elvas. A espessura das bandas varia em média entre 0,2 a 1,5 mm, são contínuas ou mais raro lenticulares ou anastomosadas. A passagem das bandas micáceas para as quartzosas é, com freqüência, bem definida. Nestas últimas, o quartzo mostra texturas poligonizada e a direção de clivagem é dada por filmes de mica descontínuos ou pela orientação de palhetas individuais (Fig. 5B).

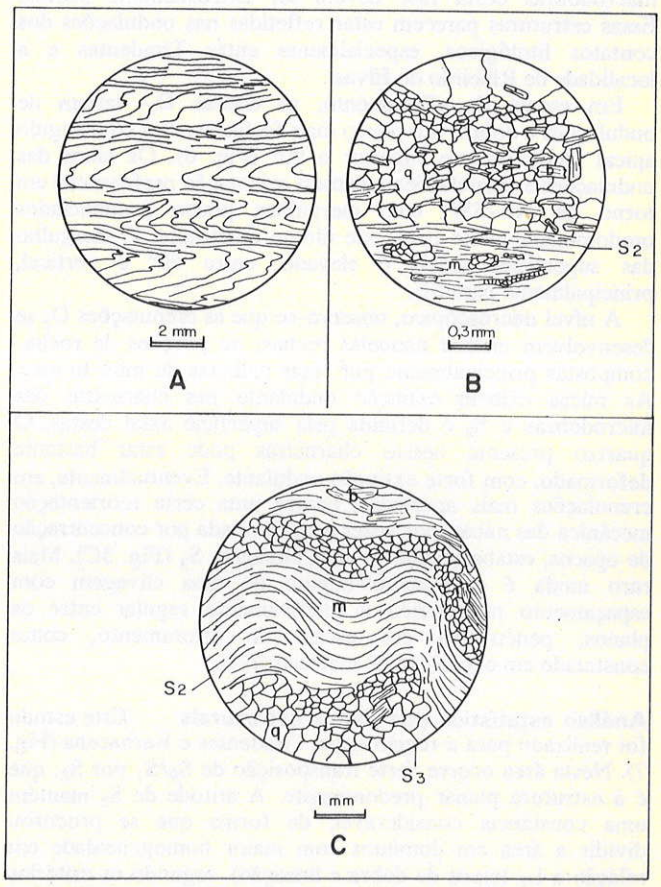

Figura 5 – Aspectos das superfícies S_2 e S_3 em lâmina delgada (q: quartzo; b: biotita; m: mica branca): **A.** *transposição parcial da superfície S_1 por S_2;* **B.** *bandamento diferenciado paralelo a S_2 (quartzo-biotita xisto);* **C.** *crenulação D_3. A microdobra mais apertada (à direita) mostra o desenvolvimento incipiente de uma superfície de clivagem S_3*

O tipo litológico é um fator essencial na determinação da morfologia da clivagem. Nos quartzitos bastante puros da Formação Tiradentes S_2 é geralmente uma clivagem espaçada ou de fratura. De forma semelhante, em metacalcários livres de minerais silicáticos, a clivagem tem desenvolvimento incipiente, aparecendo como superfícies espaçadas. Em lâmina constata-se que o carbonato ocorre basicamente em grãos eqüidimensionais e as superfícies de clivagem são definidas pelo alinhamento de interfaces retilíneas entre grãos, correspondendo provavelmente a planos de dissolução. Conforme assinalam Marshak & Engelder (1985), o desenvolvimento de clivagem em rochas carbonáticas é uma função direta do teor em impurezas. Nos calcários impuros, os grãos de carbonato se apresentam alongados ou tabulares, o que associado á orientação de minerais micáceos, origina uma clivagem penetrativa.

FASE DE DEFORMAÇÃO D_3 A última fase de deformação foi de intensidade consideravelmente menor que as anteriores, sua principal manifestação sendo uma crenulação desenvolvida em especial nas rochas filíticas (Fig. 6). Localmente, as estruturas pré-D_3 se encontram muito perturbadas, mas, por via de regra, D_3 é representada pela crenulação e por ondulações suaves, quando não está ausente ao menos em escala mesoscópica. O desenvolvimento irregular é uma característica básica desta última fase.

A distribuição de S_2 e L_2, nos estereogramas, não evidenciam com clareza os efeitos de D_3, indicando que as macrodobras desta fase devem ser extremamente suaves. Essas estruturas parecem estar refletidas nas ondulações dos contatos litológicos, especialmente entre Tiradentes e a localidade de Ribeirão do Elvas.

Em escala de afloramento, as dobras D_3 variam de ondulações a dobras um pouco mais fechadas, mas com ângulo apical quase sempre superior a 90° (Fig. 6). Os eixos das ondulações e crenulações mostram orientação preferencial em torno de NE-SW, com mergulhos pouco pronunciados predominantemente para este último quadrante. O mergulho das superfícies axiais é elevado, entre 60° e vertical, principalmente para SE.

A nível microscópico, observa-se que as crenulações D_3 se desenvolvem melhor naquelas rochas, ou porções da rocha, compostas principalmente por finas palhetas de mica branca. As micas exibem extinção ondulante nas charneiras das microdobras e S_3 é definida pela superfície axial destas. O quartzo presente nessas charneiras pode estar bastante deformado, com forte extinção ondulante. Eventualmente, em crenulações mais apertadas, ocorre uma certa reorientação mecânica das micas, por vezes acompanhada por concentração de opacos, estabelecendo-se uma clivagem S_3 (Fig. 5C). Mais raro ainda é o desenvolvimento de uma clivagem com espaçamento milimétrico e relativamente regular entre os planos, penetrativa em escala de afloramento, como constatado em exposição de metacalcários.

Análise estatística dos dados estruturais Este estudo foi realizado para a região entre Tiradentes e Barbacena (Fig. 7). Nesta área ocorre forte transposição de S_0/S_1 por S_2, que é a estrutura planar predominante. A atitude de S_2 mantém uma constância considerável, de forma que se procurou dividir a área em domínios com maior homogeneidade em relação a L_2 (eixos de dobra e lineação), segundo os critérios de Turner & Weiss (1963). Existe uma evidente tendência de rotação de L_2 no sentido anti-horário do domínio I para o III (os máximos são, respectivamente, 116/14, 100/07 e 68/12). No domínio IV (Carandaí), o giro é ainda maior. O caimento dos eixos é, principalmente, para os quadrantes SE (I e II) e NE (III), mas reversões de quadrantes são observadas, em especial nos domínios III e IV, onde os eixos das macrodobras mergulham para SW. Tais mudanças no sentido do mergulho

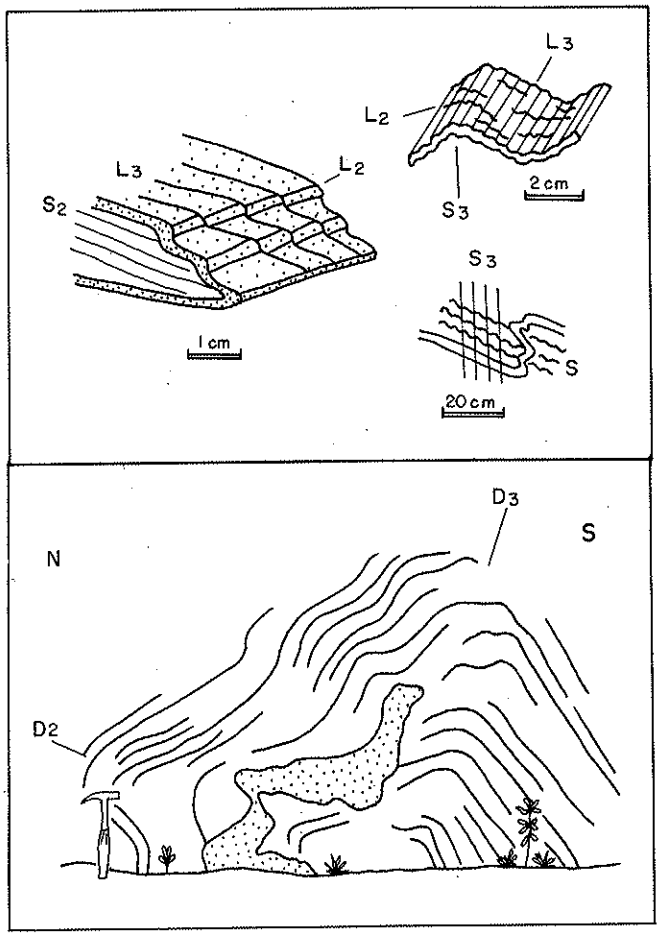

Figura 6 – Crenulações e dobras da fase D_3, afetando estruturas anteriores. O corpo em pontilhado na figura inferior é um veio de quartzo

poderiam ser efeito de D_3. Igualmente, a distribuição de S_2, sobretudo em I, esboça uma guirlanda evidenciando o dobramento D_3. No domínio IV, os dados de D_3 são insuficientes para caracerizar orientações preferenciais, mas fica sugerida uma certa co-axilidade D_2/D_3 (comparar os estereogramas sinópticos de S_3 e L_3 com S_2 e L_2 em IV). As dobras são abertas e S_2 é íngreme e com distribuição em leque, contrastanto com os demais domínios.

Os estereogramas de L_2 apresentam uma distribuição em um grande círculo aproximadamente coincidente com a orientação preferencial de S_2. Este comportamento é constatado mesmo em um conjunto de medidas tomado a nível de afloramento. Caso a dispersão de L_2 fosse um efeito de D_3, deveria esperar-se uma distribuição em pequeno círculo, considerando que o dobramento D_3 foi provavelmente do tipo flexural. Deste modo, a variação na atitude dos eixos de dobras D_2 deve refletir o caráter acilíndrico e/ou não-homogêneo do dobramento. Conforme assinalam Turner & Weiss (1963), em um dobramento acilíndrico de superfície axial planar, os eixos de cada segmento de dobra ou dobra menor aproximadamente cilíndrica na escala de observação, quando lançados em estereograma, irão definir um grande círculo coindidente com a superfície axial do dobramento. Esta é a situação revelada nos estereogramas de L_2. No estereograma sinóptico de L_2 da figura 8, foi traçada uma linha cheia que representa o grande círculo (plano) de melhor ajuste das medidas de L_2, passando por seu máximo. Na

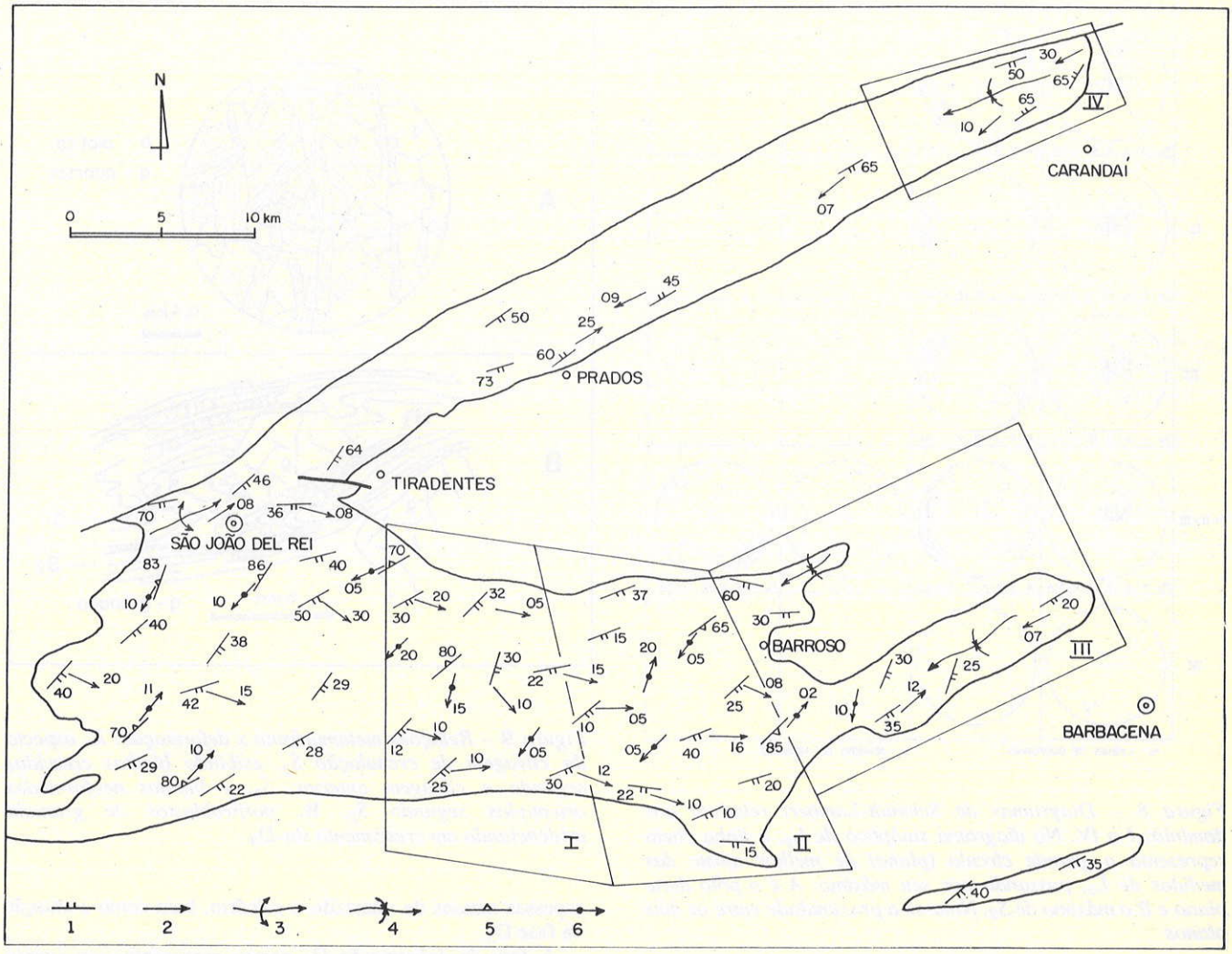

Figura 7 – Elementos estruturais das fases D_2 e D_3 e localização dos domínios com análise estatística. Símbolos: **1.** *S_2;* **2.** *L_2;* **3.** *antiformal D_2;* **4.** *sinformal D_2;* **5.** *S_3;* **6.** *L_3 (Obs.: dados da região de São João del Rei extraídos de Valeriano 1985)*

figura, A é o pólo deste plano e B, o máximo de S_2, e são quase coincidentes. Esta dispersão dos eixos dentro da superfície axial S_2, responsável pelo caráter acilíndrico do dobramento, poderia ser atribuido a um giro dos eixos de dobra durante a deformação. Quanto à dispersão de L_3, esta reflete o fato de D_3 afetar superfícies com orientações variadas enquanto a dispersão de S_3 sugere um leque.

EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA As fases D_1 e D_2 foram provavelmente geradas em um único evento de deformação progressiva, conforme afirma Trouw *et al.* (1983):"(...) é possível que as estruturas D_1 e D_2 reflitam diferentes respostas do conjunto rochoso, conforme este conjunto foi gradualmente aquecido, e que o campo de esforços era essencialmente o mesmo". Admitindo-se uma deformação D_1/D_2 progressiva não-coaxial, as estruturas D_1 (clivagem, bandamento metamórfico, dobras) formadas no estágio inicial vão sendo deformadas em um processo contínuo, ainda que não-homogêneo e dificilmente síncrono em todo o cinturão. As estruturas D_2 representariam o estágio final do evento deformativo, coincidente com o pico do metamorfismo.

O Grupo São João del Rei, na área estudada, encontra-se quase totalmente na fácies xistos verde média do metamorfismo, zona da biotita. Apenas na extremidade sudeste da área aparece a granada almandina denunciando uma certa elevação nas condições metamórficas. A evolução do metamorfismo é reconstituída pelos estudos de microtectônica. Em charneiras de microdobras D_2 observam-se biotitas segundo S_1, crenuladas, e o crescimento de novas biotitas perfeitamente orientadas segundo S_2 (Fig. 9A). Eventualmente, ocorrem agregados de palhetas de biotita em arranjo decussado, o que caracterizaria um crescimento em condições de pressão hidrostática (Vernon 1976). Nesta situação, as biotitas sobrecrescem a estruturas D_2. Já as granadas formam porfiroblastos milimétricos, cujas relações com a matriz apontam para um crescimento sin-D_2. Na figura 9B a granada sobrecresceu a S_1 no estágio mais inicial da crenulação por D_2. A continuação da deformação levou, na matriz, à transposição quase total de S_1. Em resumo, o metamorfismo iniciado em D_1 atingiu o auge quando do desenvolvimento das estruturas D_2 e as temperaturas elevadas persistiram após cessar a deformação.

As dobras D_2 em escala de afloramento e na escala do cinturão apresentam um forte contraste. As primeiras são freqüentemente apertadas, em especial a sul, enquanto as grandes dobras tendem a ser abertas. Este fato, segundo Miller (1982), é sugestivo de uma deformação com um forte

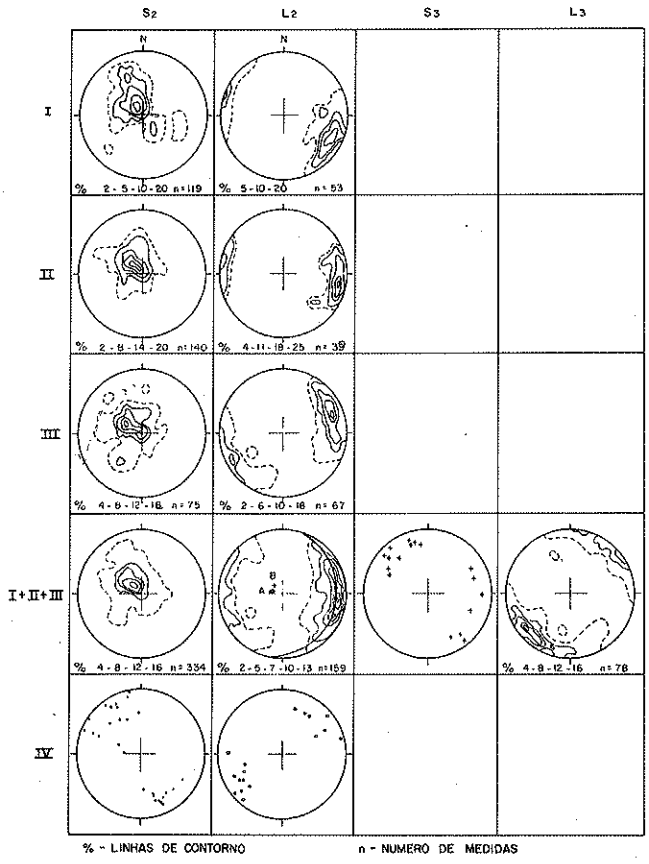

Figura 8 – Diagramas de Schmidt-Lambert relativos aos domínios I a IV. No diagrama sinóptico de L_2, a linha cheia representa o grande círculo (plano) de melhor ajuste das medidas de L_2, passando por seu máximo. A é o pólo deste plano e B o máximo de S_2. Nota-se a proximidade entre os dois planos

componente de cisalhamento simples sub-horizontal, paralelo a sub-paralelo aos planos de acamamento. Neste modelo, as dobras mesoscópicas são nucleadas a partir de perturbações no fluxo causadas, por exemplo, devido a variações de competência (viscosidade) ou de espessura dos estratos. Essas perturbações induzem movimentos rotacionais resultando em dobramento (Lister & Williams 1983). Essas dobras tendem a um caráter intrafolial e estilo apertado a isoclinal, muitas vezes contrastando com uma megaestrutura bem mais simples (Miller 1982). Na escala do cinturão, o encurtamento crustal deve ter causado o arqueamento do pacote, gerando sinformais e antiformais de dimensões quilométricas (por exemplo, o Antiformal do Lenheiro).

Os estereogramas de eixos e lineações L_2 apresentam uma distribuição em grande círculo, sugerindo um giro dentro da superfície axial S_2. Isso pode refletir uma certa reorientação dos eixos de dobra no sentido do paralelismo com o eixo X de extensão máxima (Escher & Watterson 1974, Quinquis *et al.* 1978, Minnigh 1979, Cobbold & Quinquis 1980), chegando, eventualmente, a gerar dobras em bainha (Fig. 10). Na escala do cinturão, a posição dos eixos de dobra varia de E-SE a sul para E-NE a norte e nordeste (Fig. 11), ou seja, naquela região mais próxima da área cratônica e que evidencia uma deformação menos intensa. É possível que a sul se tenha verificado uma rotação dos eixos devido aos valores maiores do cisalhamento, enquanto a norte estes se mantiveram próximos a posição original. Entretanto, outros fatores devem ser considerados, como a anisotropia determinada pelas

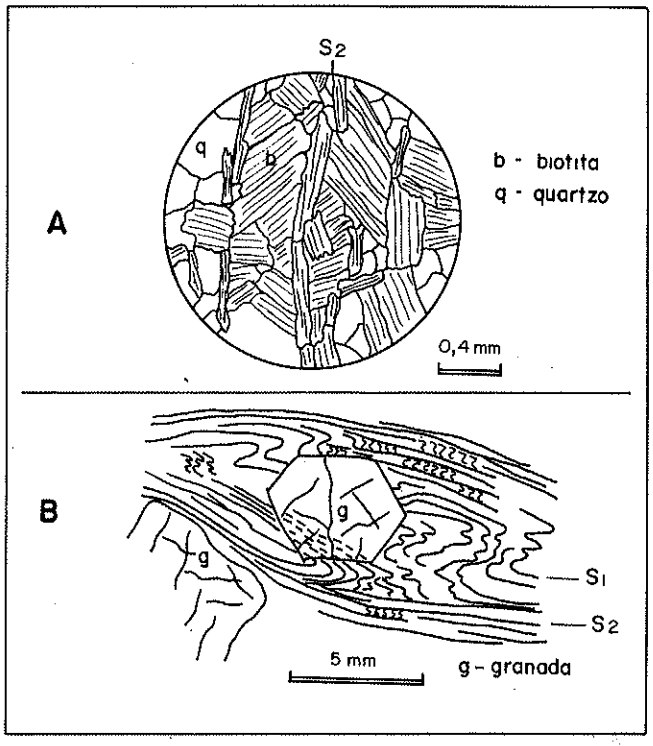

Figura 9 – Relações metamorfismo x deformação: **A.** *aspecto da clivagem de crenulação S_2, exibindo biotitas crescidas segundo a clivagem anterior, S_1, e biotitas neoformadas orientadas segundo S_2;* **B.** *porfiroblastos de granada evidenciando um crescimento sin-D_2*

espessas massas de quartzito e calcário, bem como a atuação da fase D_3.

A fase de deformação D_3 parece representar um evento deformativo distinto do anterior, de intensidade menor e em condições metamórficas pouco elevadas.

O mecanismo da deformação D_3, conforme indicam as estruturas subverticais, foi possivelmente diverso daquele proposto para D_1/D_2. Dayan (1983) elaborou um modelo para

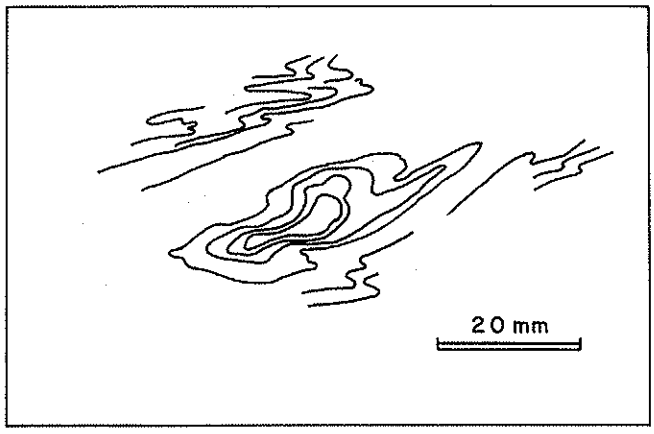

Figura 10 – Possível dobra "em bainha" em xisto da Formação Rio Elvas. Tais dobras podem ter-se desenvolvido, esporadicamente, em zonas de deformação mais intensa, o que é compatível com a hipótese de a deformação D_1/D_2 incluir um importante componente de cisalhamento simples. Posição aproximada do eixo da dobra a NW-SE

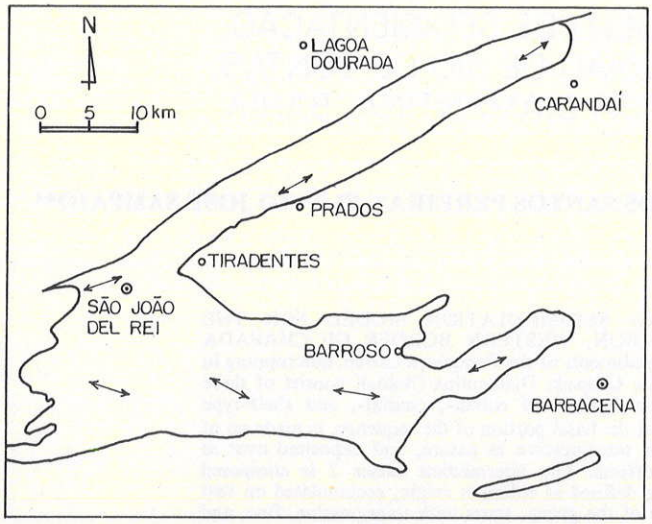

Figura 11 – Orientação média dos eixos de dobras D_2 e lineações associadas (interseção e crenulação)

a última fase na região de Carrancas, onde em um estágio inicial a deformação seria absorvida pelo encurtamento do pacote (*layer parallel shortening*), gerando-se as crenulações e dobras menores. Com a progressão da deformação ocorreria então o arqueamento do pacote por flambagem e/ou flexura, resultando as dobras em grande escala. Essa seqüência da deformação foi deduzida em função de minuciosa análise geométrica da orientação dos elementos estruturais, que não pode, evidentemente, ser transplantada para a região estudada. No entanto, as premissas básicas do modelo, quais sejam, encurtamento e flambagem/flexura, são aparentemente os mecanismos mais condizentes com a deformação D_3. Determinações do elipsóide de deformação para a última fase, apresentadas por Dayan & Baptista Filho (1984), também na área de Carrancas, revelam uma deformação de baixa intensidade, com encurtamento máximo da ordem de 20%. A direção de encurtamento máximo (Z) é sub-horizontal e ortogonal aos eixos de dobra (paralelos a Y). A direção de extensão máxima é subvertical. Esses dados fornecem um modelo "clássico" para a deformação D_3, com uma compressão direcionada SE-NW gerando dobramentos de eixo NE-SW. Considerando que a orientação dos eixos de dobras e crenulações D_3 apresenta o máximo em 225/08 na região de São João del Rei-Barbacena, é razoável supor uma certa constância na orientação dos eixos da deformação D_3. A intensidade da deformação, entretanto, foi provavelmente menor, comparando-se o melhor desenvolvimento das estruturas D_3 na área de Carrancas.

Agradecimentos O autor expressa seu reconhecimento à orientação do Professor Dr. Rudolph A.J. Trouw. Agradecemos a Maria Cristina Teixeira, pela datilografia, e a Frederico Rosa e Silva, pelos desenhos. Os recursos financeiros foram fornecidos pelo CNPq e CNPq/UFMG.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BELL, T.H. & RUBENACH, M.J. 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage developement during progressive deformation. *Tectonophysics*, **92**:171-194.

COBBOLD. P.R. & QUINQUIS, H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, **2**(1/2):119-126.

DAYAN, H. 1983. A estrutura de redobramento das serras de Carrancas e Bicas. IG-UFRJ. Relatório ao CNPq (inédito). 52 p.

DAYAN, H. & BAPTISTA FILHO, J. 1984. Caracterização de fábrics tridimensionais nos rods de quartzo da base da Serra de Carrancas, SE de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais*... Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3371-3392.

EBERT, H. 1956. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. In: DNPM/DGM. *Relatório Anual do Diretor*, ano de 1956. Rio de Janeiro, p. 97-107; 136-137.

EBERT, H. 1957. Beitrag zur des Prakambriums in Minas Gerais. *Geologische Rundschau*, **45**(3):451-521.

EBERT, H. 1958. *Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas* Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 48 p. (Boletim 183)

EBERT, H. 1968. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. Rio de Janeiro, *An. Acad. bras. Ciênc.*, **40**:215-299 (suplemento).

EBERT, H. 1984. *Aspectos de geologia da região de São João del Rei. Os Paraibides entre São João del Rei e Itapira e a bifuração entre Paraibides e Araxaides*. São Paulo, SBG/Núcleo SP. 103 p. (Publicação 12)

ESCHER, A. & WATTERSON. 1974. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, **22**:223-231.

GRAY, D.R. & DURNEY, D.W. 1979. Crenulation cleavage differentiation: implications of solution-deposition processes. *J. Structural Geol.*, **1**(1):73-80.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons. 571 p.

LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. 1983. The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, **92**:1-33.

MALTMAM, A.J. 1981. Primary bedding paralell fabrics in structural geology. *J. Geol. Soc. Lond.*, **139**:475-483.

MARSHAK, S. & ENGELDER, T. 1985. Development of cleavage in limestones of a fold-thrust belt in eastern New York. *J. Struct. Geol.*, **7**(3/4):345-359.

MILLER, Yu. V. 1982. Stratal and substratal flow of rocks and its role in structural development. *Geotectonics*, **16**(6):493-499.

MINNIGH, L.D. 1979. Structural analysis of sheath folds in a metachert from the western Italian Alps. *J. Struct. Geol.*, **1**(1):275-282.

NICHOLSON, R. 1966. Metamorphic differentiation in crenulated schists. *Nature*, **209**:68-69.

NOCE, C.M. 1987a. *Estudo geológico-estrutural do Grupo São João del Rei na região de Tiradentes-Barroso-Barbacena (Minas Gerais), e considerações sobre seu embasamento*. Rio de Janeiro, 156 p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ).

NOCE, C.M. 1987b. Uma interpretação da clivagem S_1 e primeira fase de deformação em cinturões dobrados de baixo grau – o caso do Grupo São João del Rei. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais*... Belo Horizonte, SBG. p. 226-236 (Boletim 7).

QUINQUIS, H.; AUDREN, C.L.; BRUN, J.P.; COBBOLD, P.R. 1978. Intense progressive shear in Île de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, **273**:43-45.

RIBEIRO, A. 1983. Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da folha Itumirim, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2 Belo Horizonte, 1983. *Anais*... Belo Horizonte, SBG. p. 461-468 (Boletim 3).

SANDERSON, D.J. 1974. Patterns of boudinage and apparent stretching lineation developed in folded rocks. *J. Geol.*, **82**:651-661.

TROUW, R.A.J. 1983. Novos dados sobre os grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2 Belo Horizonte, 1983. *Anais*... Belo Horizonte, SBG. p. 468-477 (Boletim 3).

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1983. Geologia estrutural dos grupos São João del Rei. Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. Rio de Janeiro, *An. Acad. bras. Ciênc.*, **55**(1):71-85.

TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw-Hill. 545 p.

VALERIANO, C.M. 1985. *Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, 105 p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ).

VALERIANO, C.M. 1986. Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais*... Goiânia, SBG. v. 2, p. 999-1018.

VERNON, R.H. 1976. *Metamorphic processes – reaction and microstructure development*. London, George Allen & Unwin. 247 p.

WILLIAMS, P.F. 1972. Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. J. Sci.*, **272**:1-47.

MANUSCRISTO 526
Recebio de 09 de março de 1988
Revisão aceita em 08 de julho de 1988